



Introducción a la Interacción entre el Océano y la Atmósfera

Jorge Zavala-Hidalgo

**3er Curso sobre Ciclones Tropicales con énfasis
en el Pacífico Oriental**

Marzo 2010, La Paz, BCS



➤ Introducción a la Interacción entre el Océano y la Atmósfera

- Comparación entre las propiedades del océano y la atmósfera
- Flujos de momento y calor entre el océano y la atmósfera
 - Flujos de momento. Esfuerzos de Reynolds.
 - Flujos de calor
 - Fórmulas “bulk” (empíricas)
 - ✓ Flujos de radiación
 - ✓ Flujos turbulentos
- Transferencia de masa
 - Flujos de humedad entre el océano y la atmósfera
 - Transferencia de vapor de agua
 - Transferencia de gases
- Transporte de Ekman
 - Capa de Ekman
 - Bombeo de Ekman
 - Surgencia costera
- Modelos de capa mezclada
 - Modelos tipo Krauss-Turner
 - Modelo Mellor-Yamada



Comparación entre las propiedades del océano y la atmósfera

	Atmósfera	Océano
Densidad:	1.2 a 1.3 $kg\ m^{-3}$	1025 $kg\ m^{-3}$
Propiedades ópticas:	absorbe 19% de la energía	absorbe 51% de la energía
Densidad y masa:	masa por unidad de área $10^4\ kg\ m^{-2}$ $\sim 1000\ hPa$	equivalente a una profundidad de 10 m en el océano
Calor específico:	1005.7 $J\ Kg^{-1}\ K^{-1}$	4186 $J\ Kg^{-1}\ K^{-1}$

- ✓ La capacidad calorífica del agua por unidad de masa es 4 veces mayor que la de la atmósfera.
- ✓ Una columna de agua de 2.5 m tiene la misma capacidad calorífica por unidad de área ($10^7\ J\ m^{-2}\ K^{-1}$) que toda la columna de la atmósfera.



Rango anual de temperatura

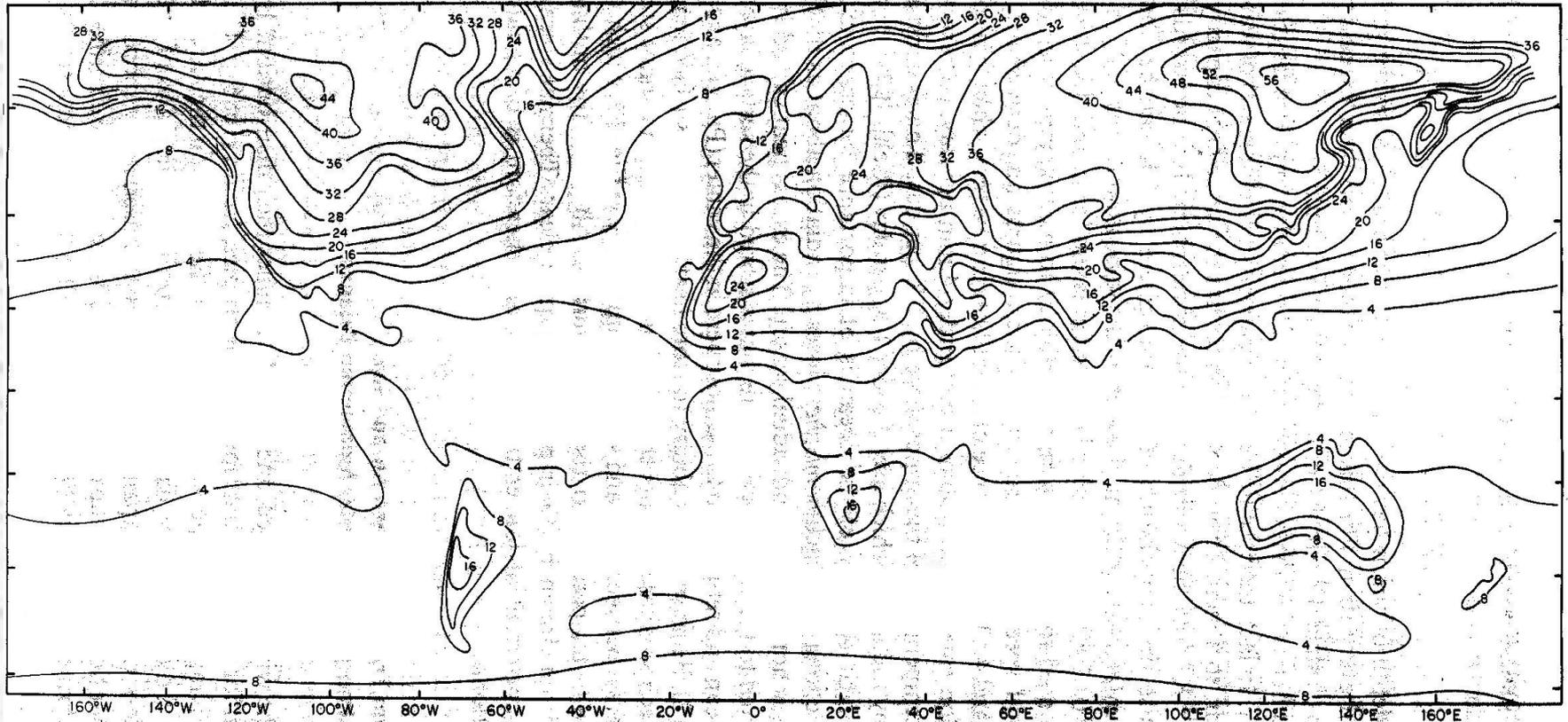


Figura. Rango anual de temperaturas mensuales promedio (Gill, 1982).

➤ Flujos de calor (turbulentos)

- **Flujo de calor sensible (H , positivo hacia arriba para los meteorólogos)**
 - Es la transferencia de energía térmica (calor) a través de mezcla turbulenta o molecular.
 - Es proporcional a la capacidad calorífica ($C_p [J kg^{-1} K^{-1}]$), a la densidad del medio (ρ) y a las diferencias verticales de temperatura.
- **Flujo de calor latente (L , positivo hacia arriba para los meteorólogos)**
 - Es la transferencia de calor asociada a cambios de fase en la superficie.
 - El agua líquida es convertida en vapor de agua.
 - Ese calor es transferido a la atmósfera en la región en que se da la condensación.
 - Es proporcional al calor latente de vaporización ($L_v [J kg^{-1}]$), la densidad del medio (ρ), y dependiente de la humedad relativa.

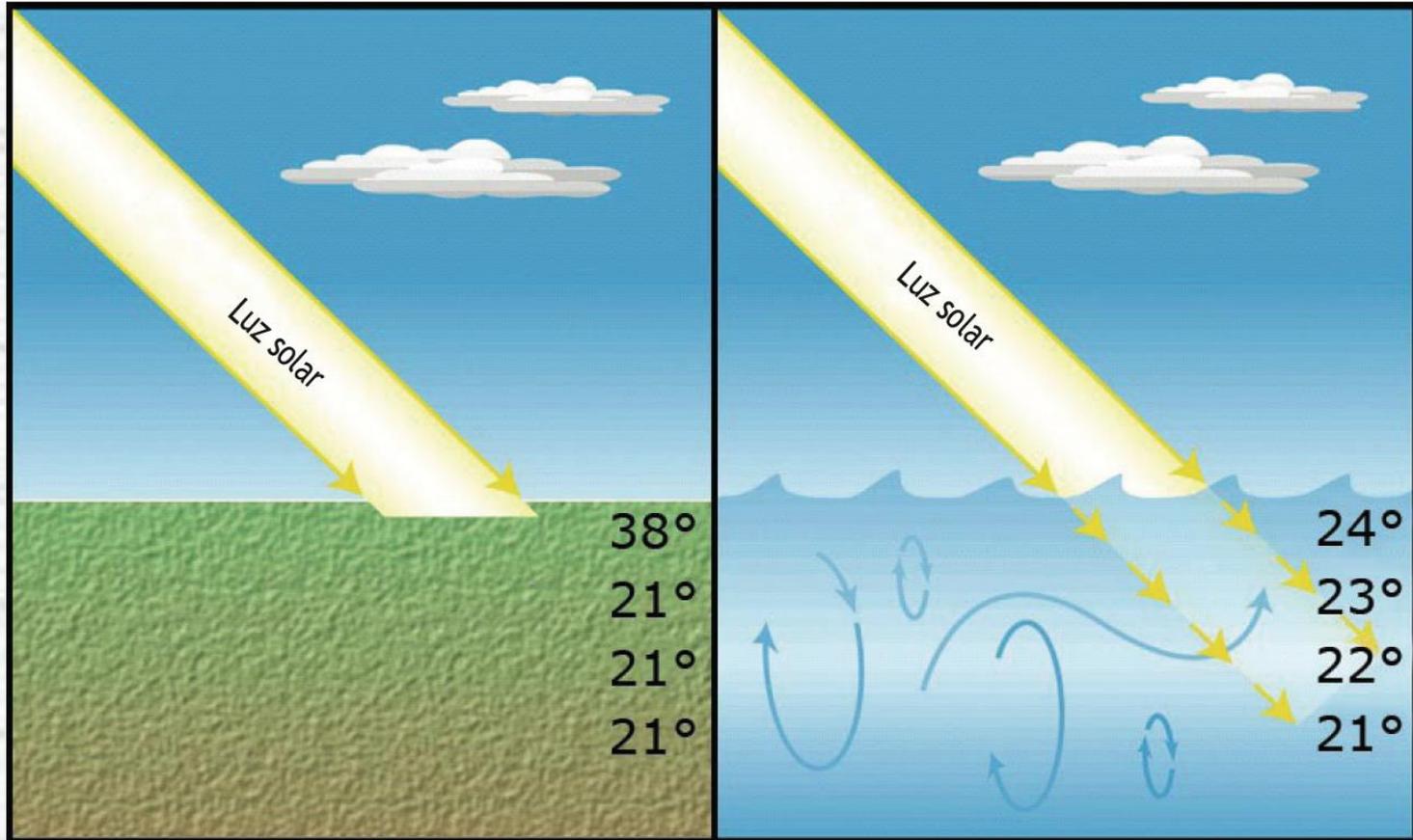


Flujos de calor (por radiación)

- **Radiación de onda corta (SW, asociada a la radiación del sol)**
 - Es la energía solar que llega a la superficie.
 - En última instancia depende de la constante solar (S), que es la energía que se recibiría en el espacio en un área de un metro cuadrado ($S = 1368 \text{ W m}^{-2}$).
 - Depende de la distancia al sol y de variaciones en la actividad solar.
 - Es función de la latitud, fecha y hora.
 - Parte de la energía solar es reflejada por la atmósfera, principalmente por las nubes, y parte es absorbida antes de llegar a la superficie.
- **Radiación de onda larga (LW)**
 - Es la radiación emitida por todo cuerpo negro.
 - Es proporcional a la temperatura elevada a la cuarta potencia.
 - Es distinta de la de un cuerpo negro ideal por un factor conocido como emisividad ϵ .
 - La superficie oceánica también recibe radiación de onda larga producto de la energía que es absorbida y reemitida por la atmósfera.



Penetración de la energía de onda corta



Izquierda: La radiación solar es absorbida en unos cuantos centímetros creando un fuerte calentamiento en la superficie de los continentes.

Derecha: Radiación solar penetrando varios metros en el océano y produciendo menor aumento de la temperatura en la superficie.



Radiación de cuerpo negro

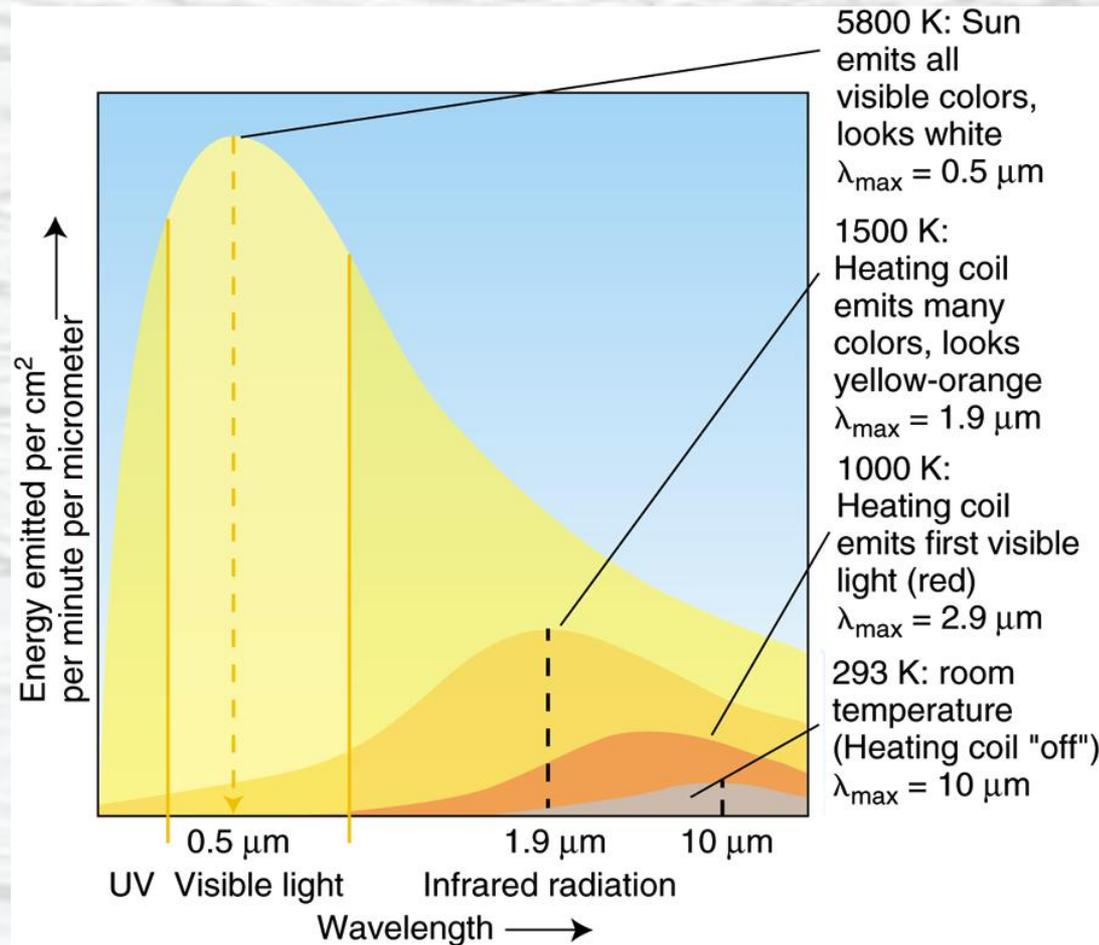


Figura: Cantidad y distribución en frecuencias de la energía emitida por un cuerpo negro como función de la temperatura.



Absorción de energía

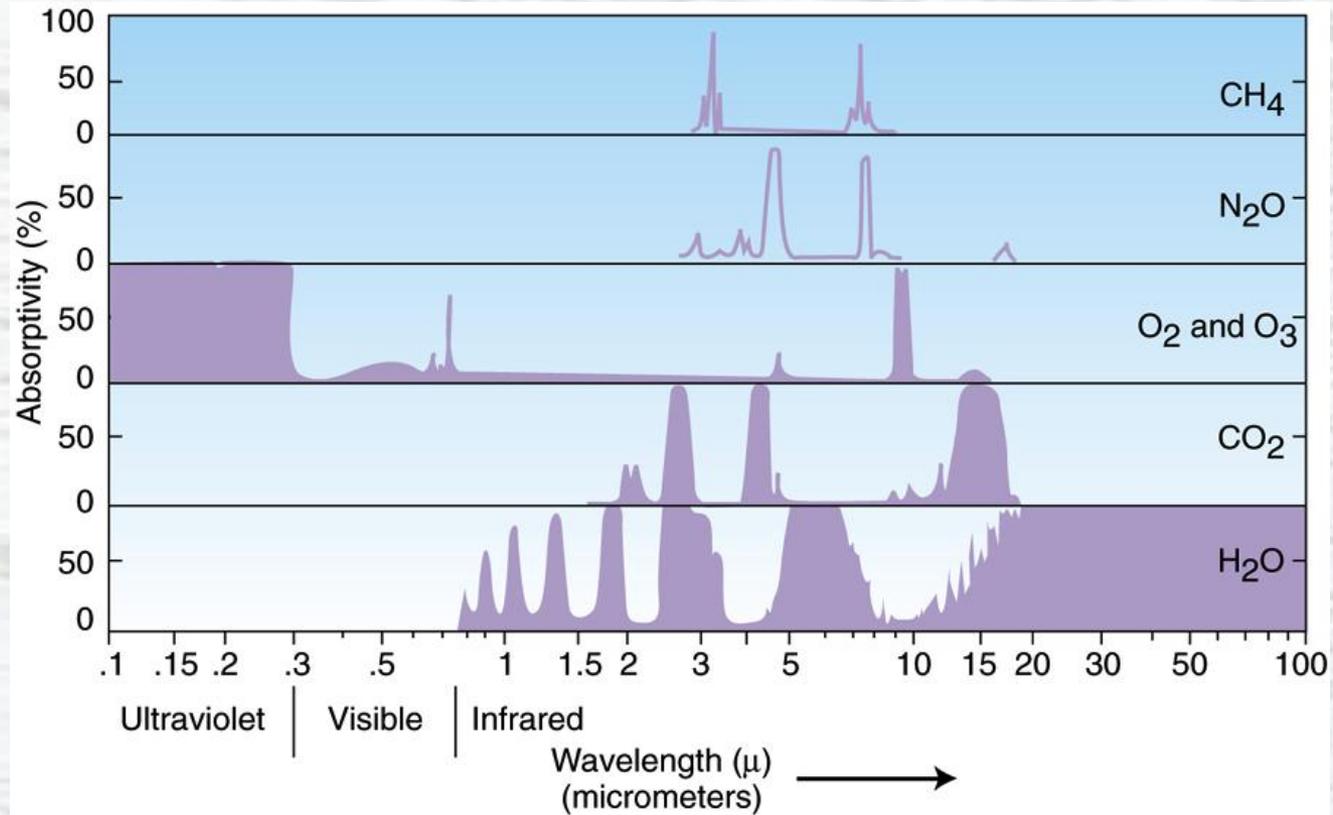


Figura. Absorción de energía por distintos gases como función de la longitud de onda.



Flujo vertical de momento horizontal



- Mirando desde la superficie, el momento horizontal es transferido de la atmósfera hacia el océano
 - $Momento = masa * velocidad$
 - De acuerdo con la tercera ley, la transferencia de momento de la atmósfera hacia el océano es igual pero de sentido opuesto a la del océano hacia la atmósfera.
- El momento de la atmósfera (los vientos) tiene que recuperarse por algún mecanismo (la energía solar).
- Cambios considerables de los vientos causan cambios detectables en el período de rotación de la tierra.



Esfuerzo (τ)

La forma del perfil de velocidad del viento es función de :

- Rugosidad de la superficie
 - La rugosidad del agua es función del viento y su historia
- El perfil puede ser afectado en su rapidez por el movimiento de la superficie y en su desplazamiento vertical por elementos de la rugosidad (oleaje)
- El esfuerzo superficial es responsable del movimiento del océano, la mezcla en las capas superficiales y la generación de olas.

➤ Formulación de los esfuerzos de Reynolds

$$u = \langle u \rangle + u',$$

$$v = \langle v \rangle + v'$$

$$w = \langle w \rangle + w'$$

$$T = \langle T \rangle + T'$$

$$q = \langle q \rangle + q'$$

Estos términos se sustituyen en las ecuaciones de momento y transporte, se reagrupan y se obtiene como resultado que los términos turbulentos se anulan excepto en los términos advectivos.



Velocidad de fricción

- La velocidad de fricción (u_*) es la más común de las parametrizaciones de la capa límite

$$u_* = \left(-\overline{u'_i u'_3} \right)^{0.5}, \text{ para } i = 1, 2$$

- El esfuerzo superficial es función de la velocidad de fricción

$$\begin{aligned} \tau &= -\rho \left(\overline{u'_i u'_3} \right) & \tau &= \rho u_*^2 \\ \tau &= \rho u_* |u_*| \end{aligned}$$



Definiciones de θ_* y q_*

- θ_* y q_* son cantidades escalares similares a u_* .

$$\theta_* u_* = -\left(\overline{\theta' u'_3}\right)$$

$$q_* u_* = -\left(\overline{q' u'_3}\right)$$

- Las unidades de θ_* son unidades de temperatura: grados K
- Las unidades de q_* son las unidades de contenido de humedad en la atmósfera:
 kg vapor de agua / kg aire (estrictamente no tiene unidades)



Mediciones directas mediante la correlación de los términos turbulentos

Método

- Mediciones de u_1, u_2, u_3, θ y q
 - Remover el movimiento del sensor de u_1, u_2, u_3
 - Se calculan los términos de perturbación: u', v', w', θ', q'
 - Se calcula la covarianza de los términos de perturbación para determinar los flujos

Frecuencias de muestreo

- Son comunes frecuencias de muestreo $\geq 20 \text{ Hz}$ para los vientos y $\geq 10 \text{ Hz}$ para la temperatura y la humedad.
 - Actualmente existen sensores con frecuencias de hasta 200 Hz pero hay dudas acerca del tiempo de respuesta de los sensores a esas frecuencias.
- La determinación del tiempo sobre el cual se realizan los promedios depende de cada caso.



Ventajas y desventajas

Ventajas

- Directo
- No involucra factores ni parametrizaciones (\Rightarrow potencialmente más preciso).
 - Con las tecnologías actuales es posible realizar las mediciones.

Desventajas

- Movimientos del instrumento (en los casos en que se realiza en instrumentos móviles, si no se tiene cuidado puede generarse un sesgo).
- Requiere análisis cuidadosos.
- Causa que los datos no estén disponibles en tiempo casi real.
- Equipo costoso, grandes volúmenes de datos y mucho procesamiento.



Parametrización de los flujos de calor sensible, latente y vapor de agua

- Flujo de calor sensible

$$Q_e = \rho_a C_p C_H |\mathbf{u}| (T_s - T_a)$$

- Flujo de vapor de agua

$$E = \rho_a C_E |\mathbf{u}| (q_s - q_a)$$

- Flujo de calor latente

$$Q_e = \rho_a LC_E |\mathbf{u}| (q_s - q_a)$$

$C_E = C_H = 1.4 \times 10^{-3}$, es el coeficiente de transferencia de calor

$L = 2.5008 \times 10^6 - (2.3 \times 10^3)T_s$, calor latente de evaporación

$q_s = (0.62197e_w)/(P - 0.378e_w)$, humedad específica de saturación en la superficie del mar

$q_a = (0.62197e_a)/(P - 0.378e_a)$, humedad específica de saturación en el aire



Parametrización del flujo de momento

- Flujo de momento zonal

$$\tau_1 = \rho_a C_D |\mathbf{u}| u_1$$

- Flujo de momento meridional

$$\tau_2 = \rho_a C_D |\mathbf{u}| u_2$$

- Magnitud del flujo de momento

$$|\tau| = \rho_a C_D |\mathbf{u}|^2$$

C_D es el coeficiente de transferencia de momento



Coeficientes de transferencia

- Los coeficientes de transferencia de momento (C_D), de calor (C_H) y de humedad (C_E) han sido determinados a través de ajustes a mediciones *in situ* o resolviendo perfiles de flujo.
- C_D depende de $|u|$, de la estabilidad y del estado del océano (oleaje).



Estimaciones del flujo de calor latente por satélite

- Para su estimación se requiere u , T y q (humedad específica)
- T y u se estiman o miden desde los satélites pero q no.
- Liu y Niller (1984) propusieron un método para estimar q y el calor latente mediante el cálculo del vapor integrado medido por radiómetros
- Liu (1990) propuso un algoritmo usando la ‘brillantez’ de la temperatura
- Shulz et al., (1993) radiación de la capa mezclada del SSM/I



Calor sensible

- Depende de la diferencia de temperaturas entre la atmósfera a nivel del mar (T_a) y la superficie del mar (T_s).

$$Q_e = \rho_a C_p C_H |\mathbf{u}| (T_s - T_a)$$



Presión de vapor de agua vs temperatura

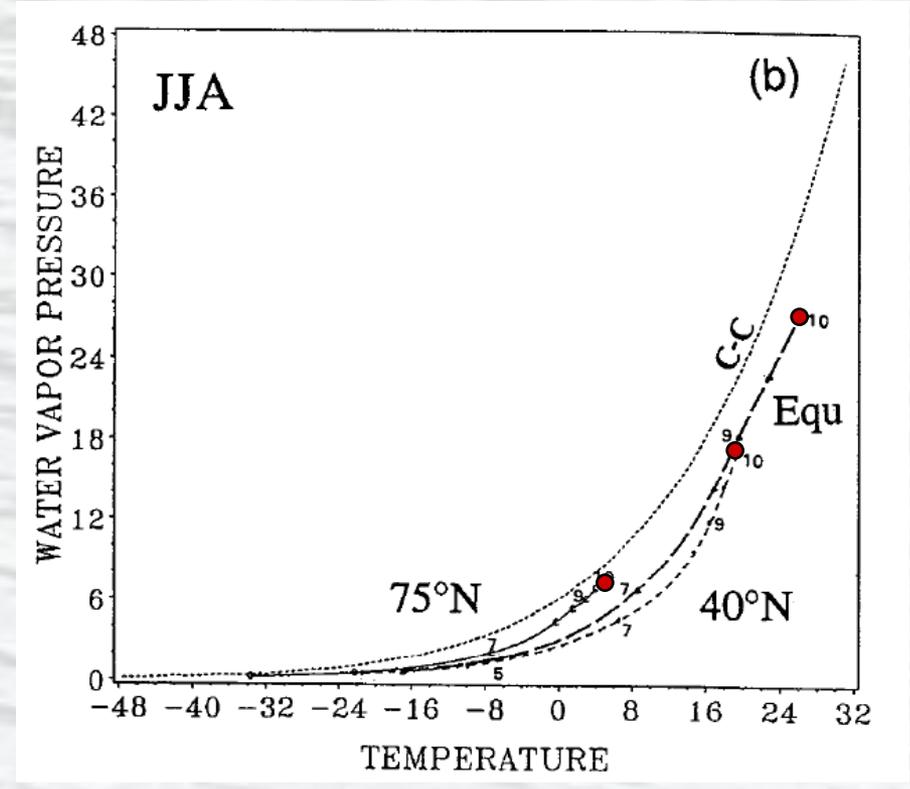
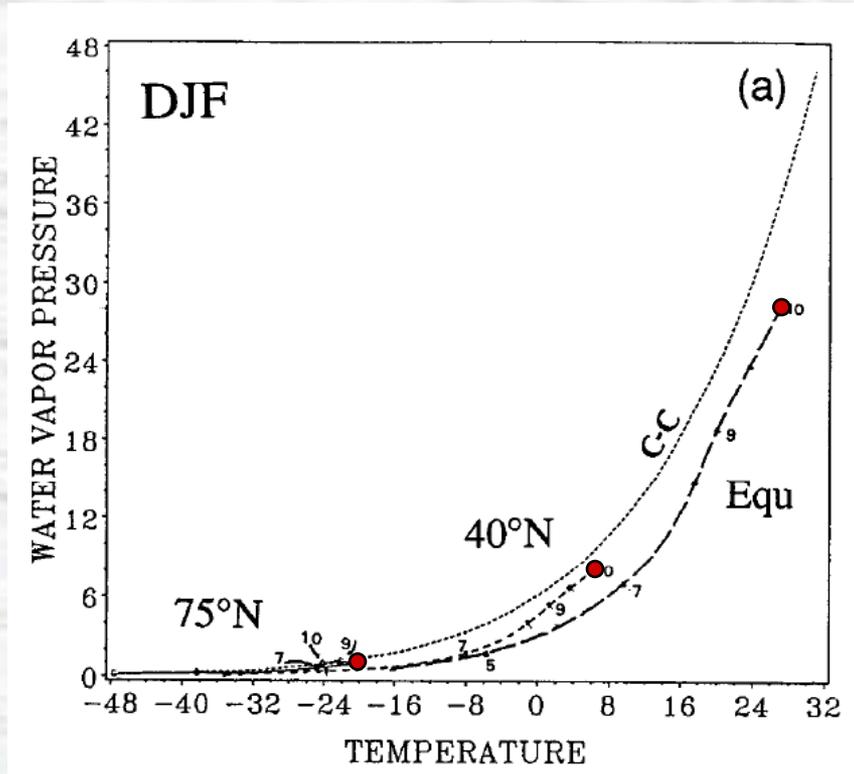


Figura. Presión de vapor de agua como función de la temperatura según la ecuación de Clausius-Clapeyron y observaciones en 75° N, 40° N y el ecuador.



Contenido de agua líquida y vapor de agua

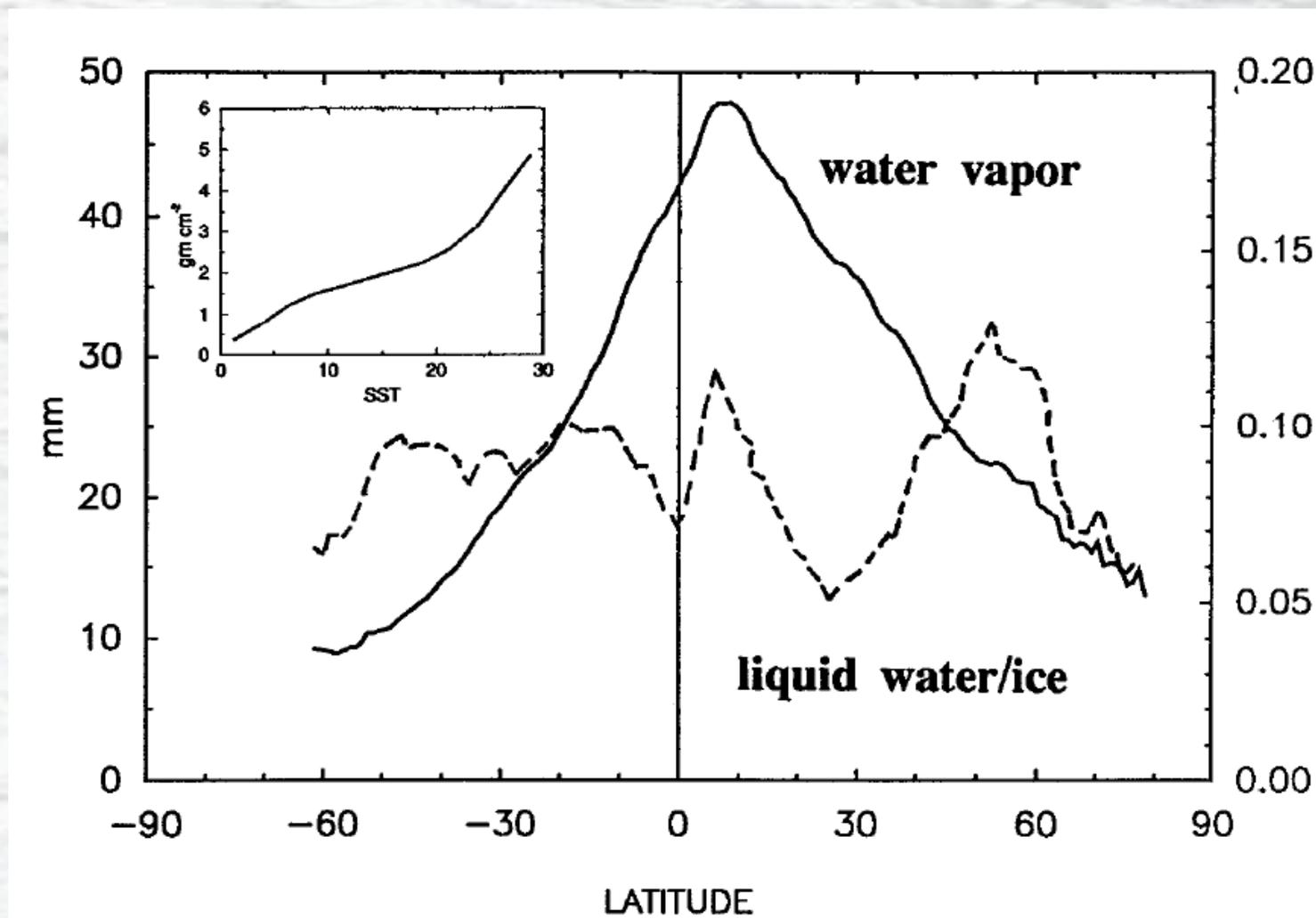


Figura. Estimaciones satelitales del contenido total de agua líquida y vapor de agua como función de la latitud (Webster, 1994).

➤ Capa de Ekman del océano

- Se separa la ecuación geostrofica de la de Ekman (supuesto de linealidad).
- El esfuerzo del viento está en balance con la fuerza de Coriolis.

$$\frac{1}{\rho} \frac{\partial \tau_x}{\partial z} = -f v$$

$$\frac{1}{\rho} \frac{\partial \tau_y}{\partial z} = f u$$

- Integrando hasta la profundidad en que el esfuerzo superficial es despreciable

$$\tau_x = -f M_y$$

$$\tau_y = f M_x$$

$$[kg \ s^{-1} \ m^{-1} = N \ m^{-2} \ s^{-1}]$$

$$\text{where } M_x = \int \rho u \ dz; \quad M_y = \int \rho v \ dz$$

M es el transporte de masa (o flujo horizontal de momento)



Espiral de Ekman

- Usando una viscosidad turbulenta del esfuerzo del viento

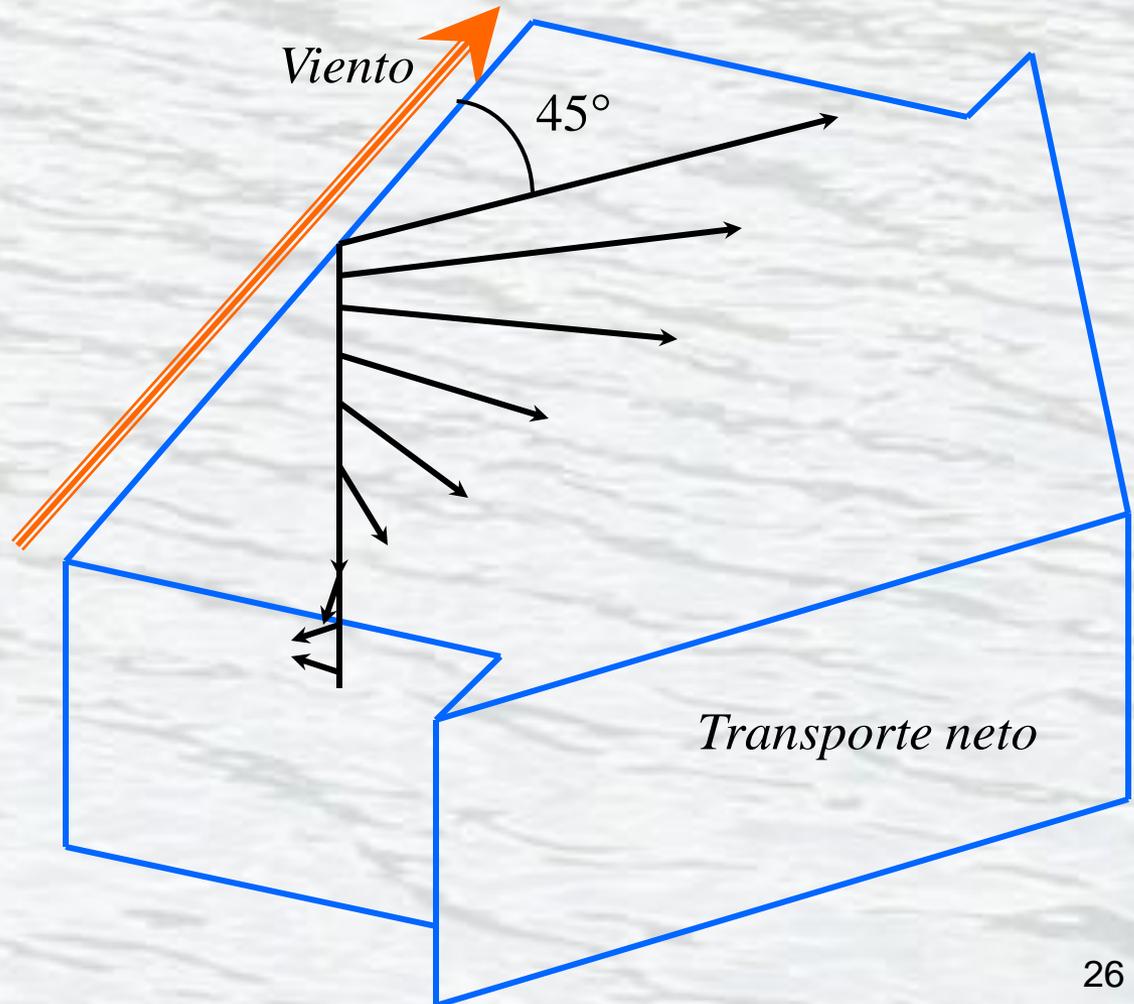
$$\tau_x = -A_z \frac{\partial u}{\partial z}$$

$$\tau_y = +A_z \frac{\partial v}{\partial z}$$

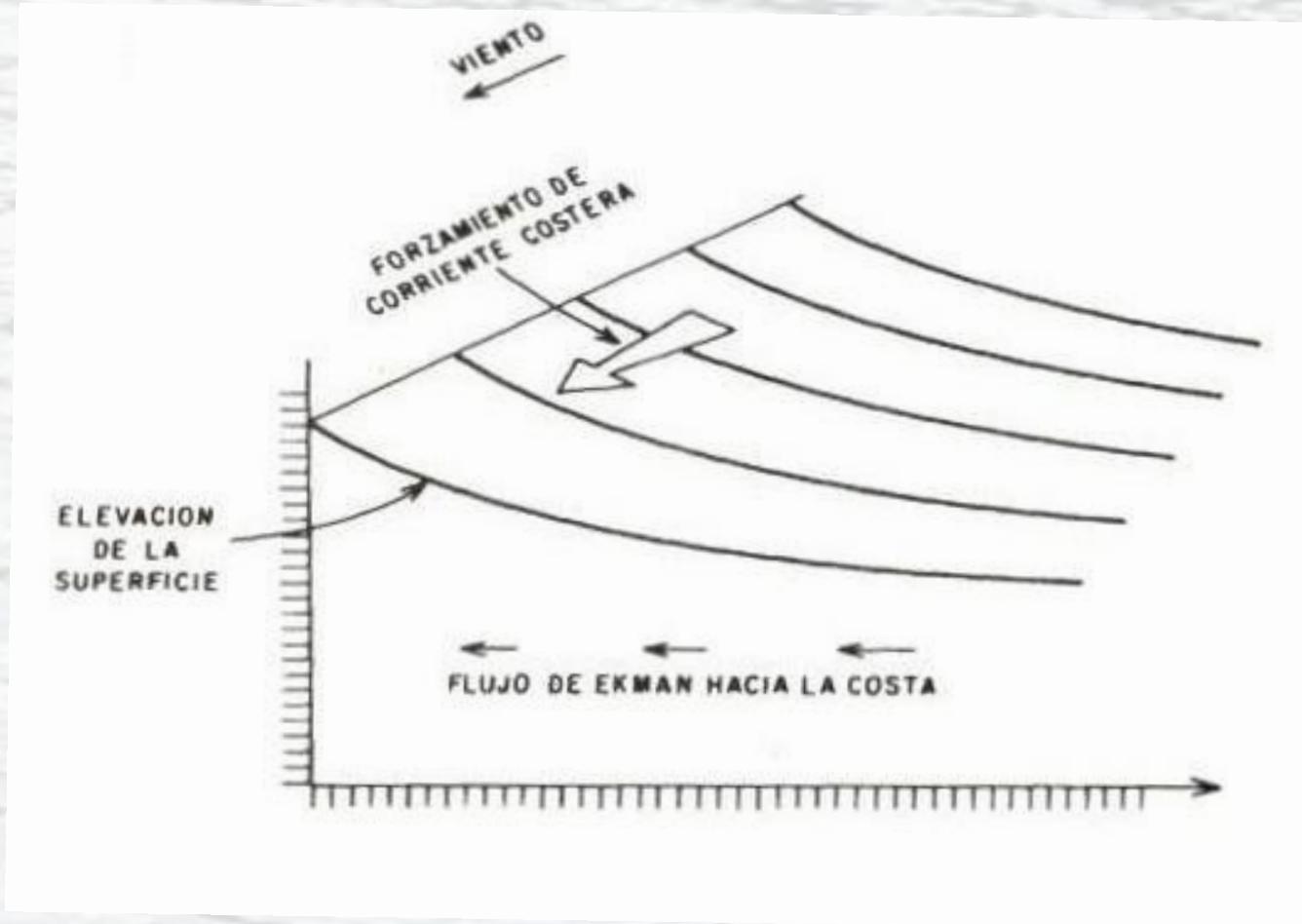
Then

$$\frac{A_z}{\rho} \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} = f v$$

$$\frac{A_z}{\rho} \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} = -f u$$



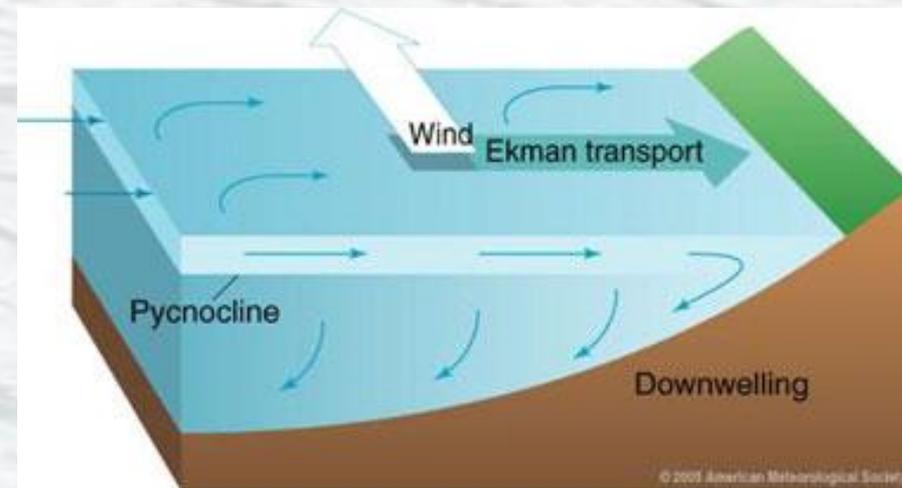
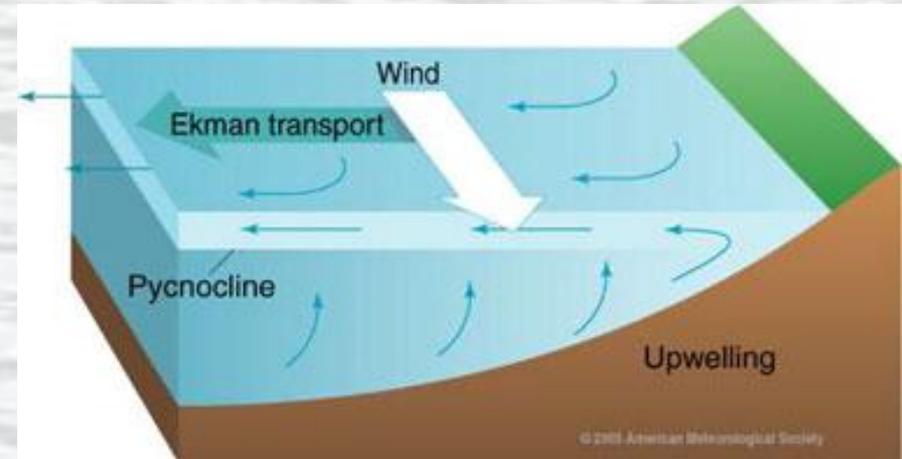
➤ Elevación del nivel del mar



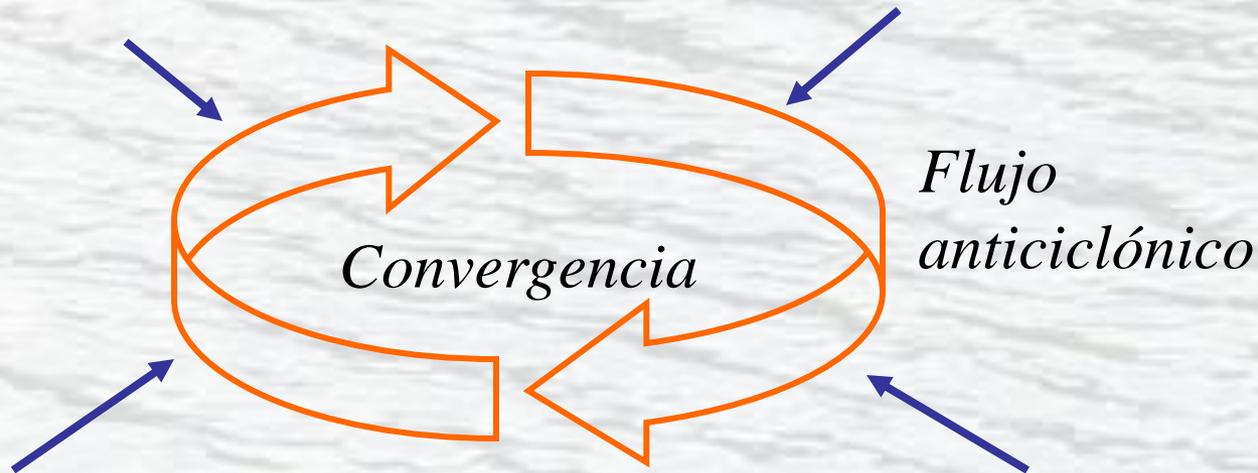


Afloramiento costero

- El viento a lo largo de la costa produce transporte a la derecha con respecto a la dirección de movimiento del viento (en el hemisferio norte)
 - Cuando hay una costa a la izquierda, el flujo hacia fuera de la costa produce surgencia.
 - Si la costa está a la derecha, el transporte de Ekman acumula agua en la costa, resultando en hundimiento.

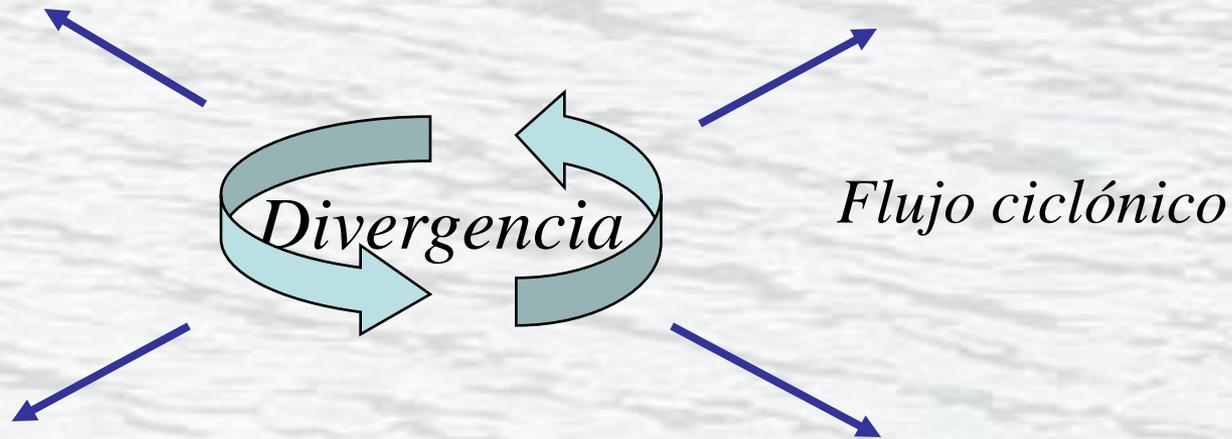


➤ Bombeo de Ekman



- Flujos anticiclónicos producen convergencia de masa y hundimiento.

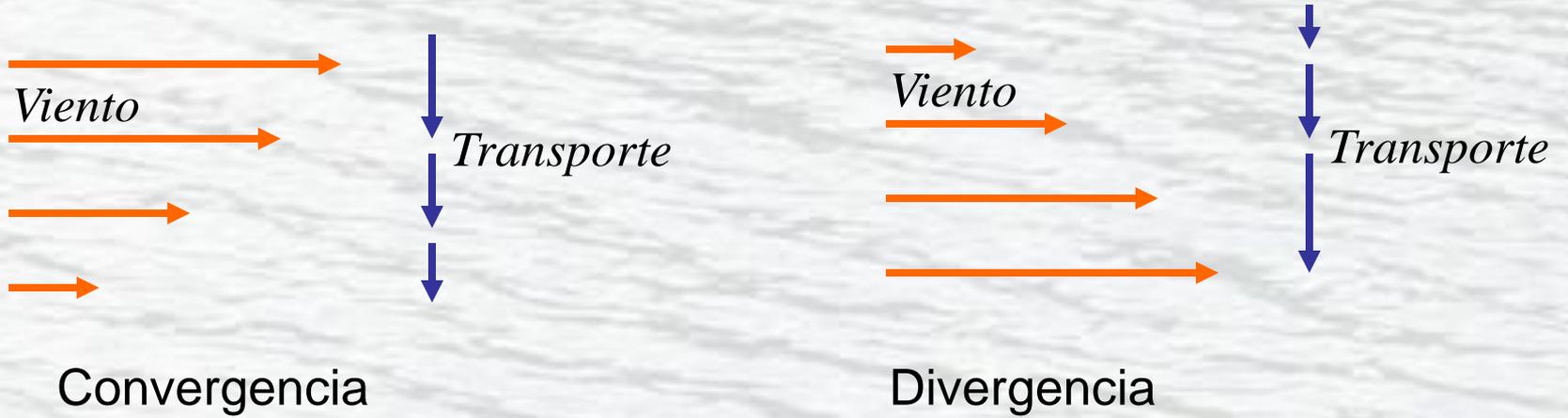
➤ Bombeo de Ekman



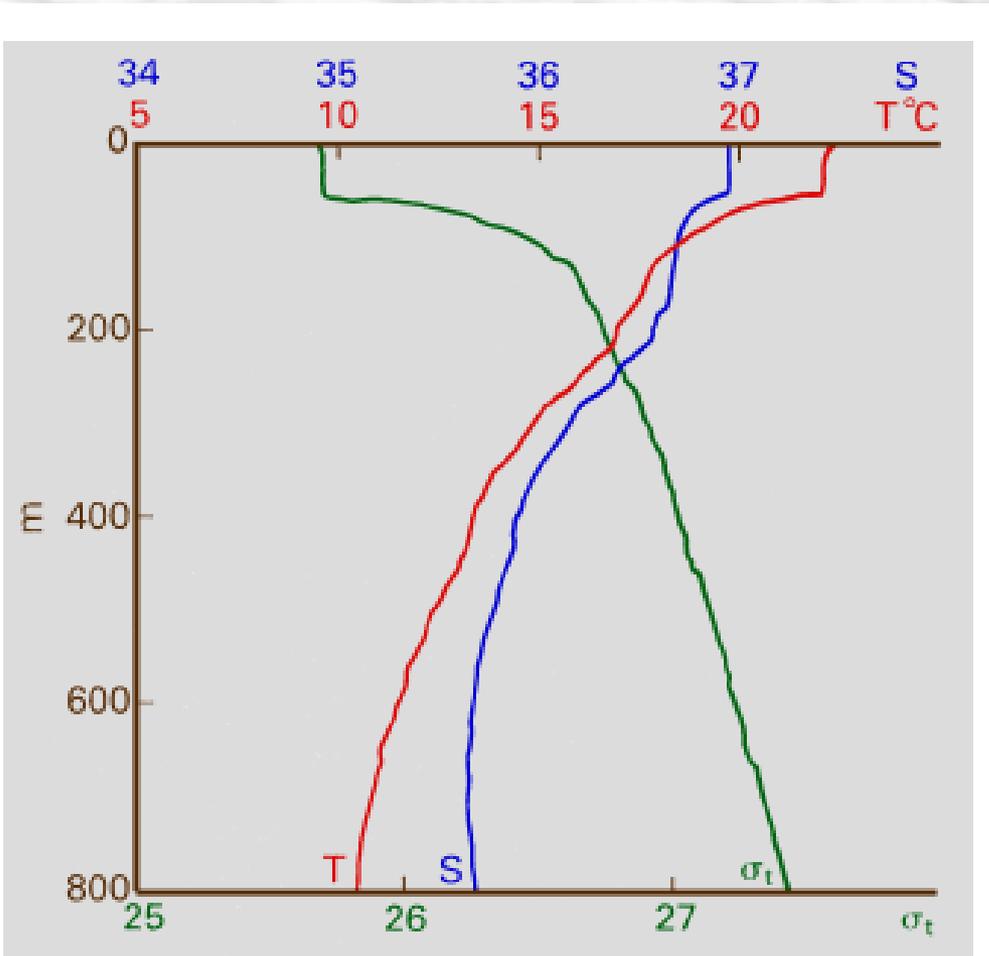
- Flujos ciclónicos producen divergencia de masa y afloramiento.



Bombeo de Ekman



➤ Perfil típico en el océano tropical y capa de mezcla



- **Evolución de la capa mezclada:**

- ✓ Crecimiento
 - Convección
 - ECT (TKE)
- ✓ Decrecimiento
 - Calentamiento (aumento en la flotación)
 - Menor ECT

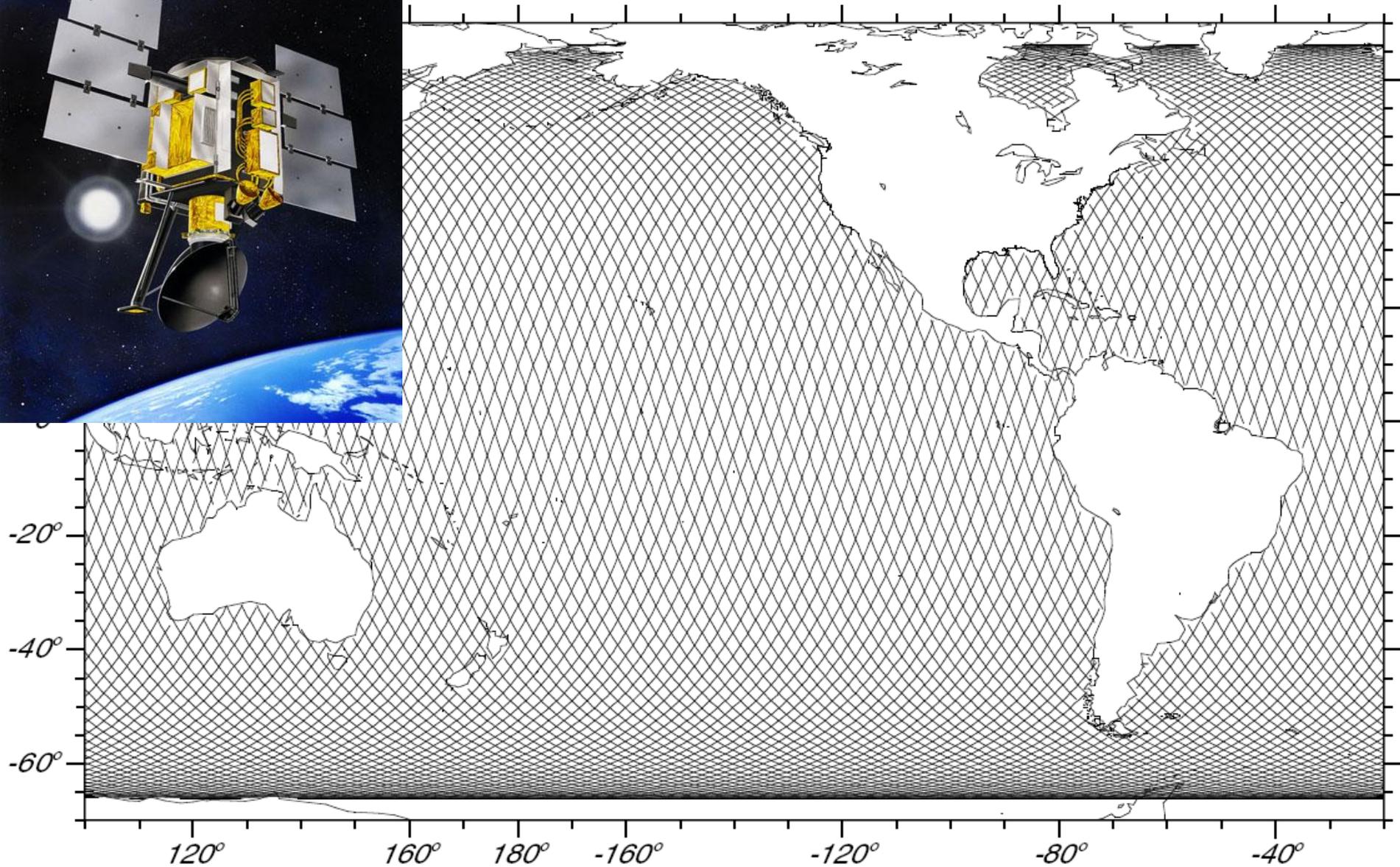


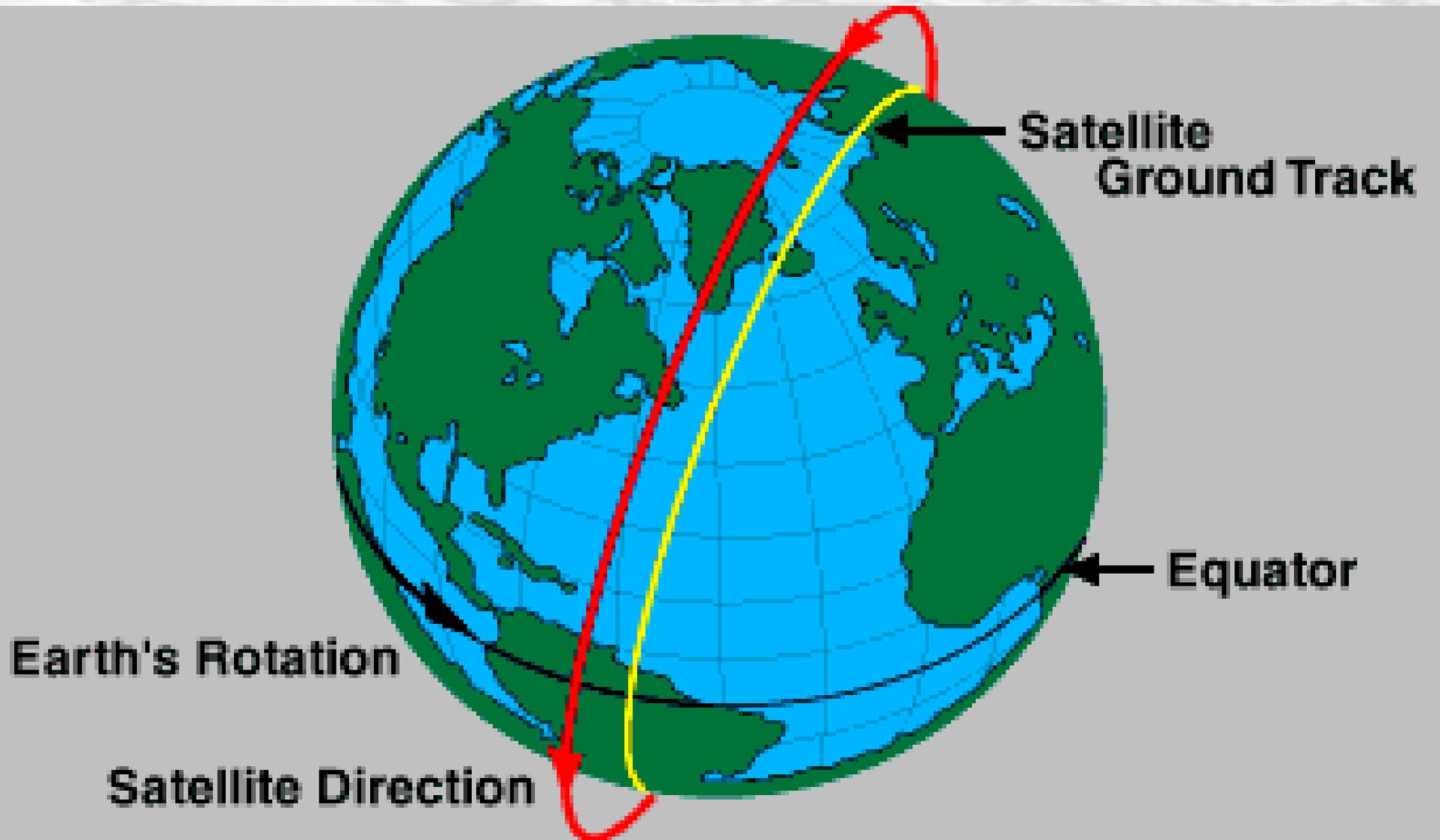
Observación del océano

- Percepción remota
 - Satélites
 - Altimetría
 - Vientos
 - Temperatura superficial
 - Color del mar
 - Radares CODAR
- Observaciones en sitio
 - Sitios costeros
 - Boyas
 - Radares
 - Derivadores



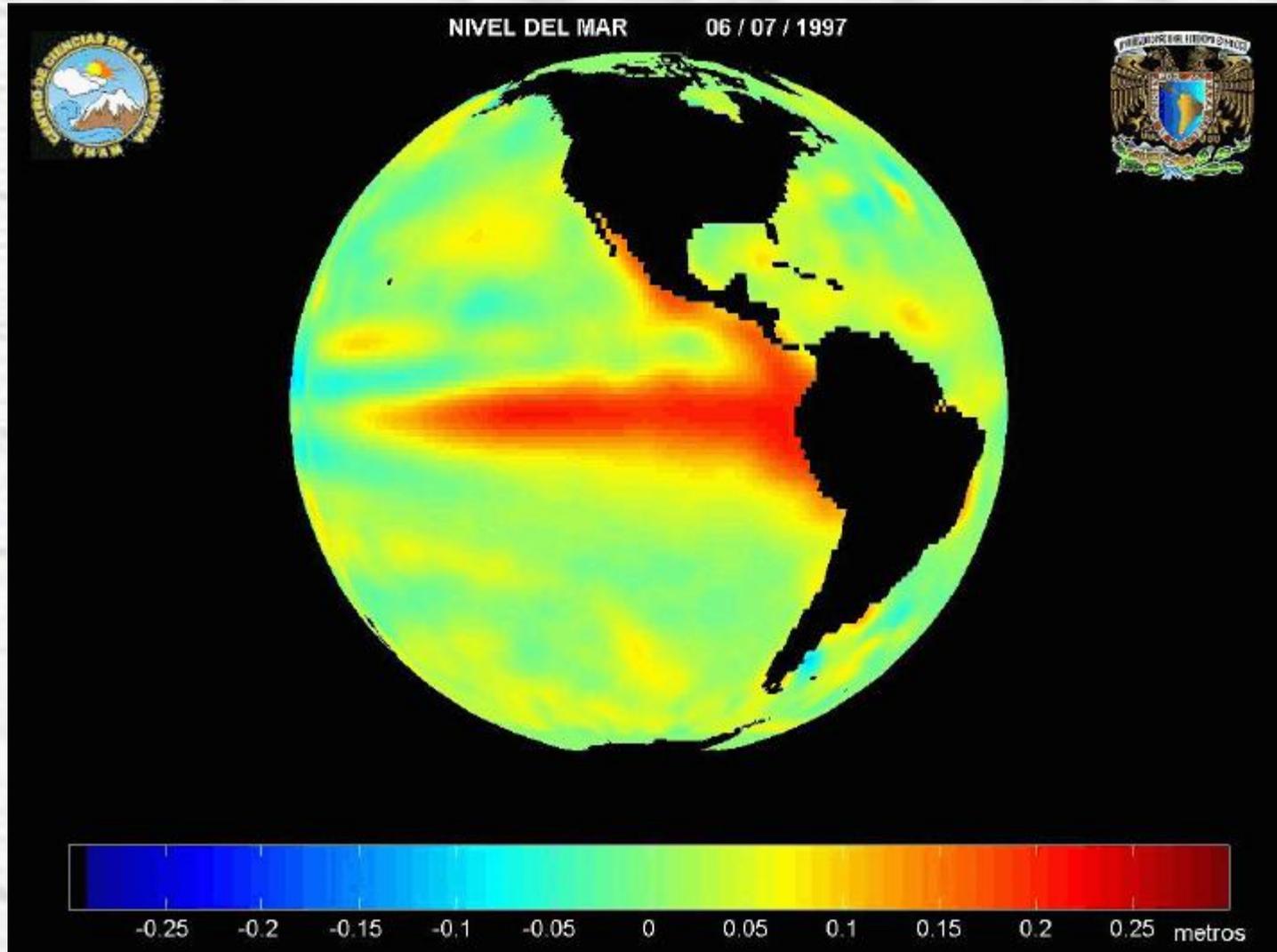
Trayectorias del satélite T/P





Anomalia del Nivel del Mar

Topex/Poseidon anomalía Nivel del Mar



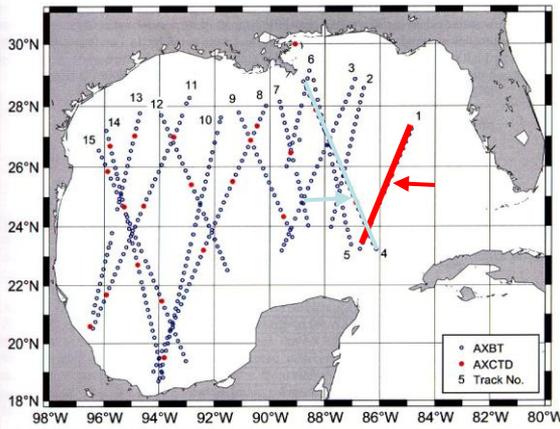
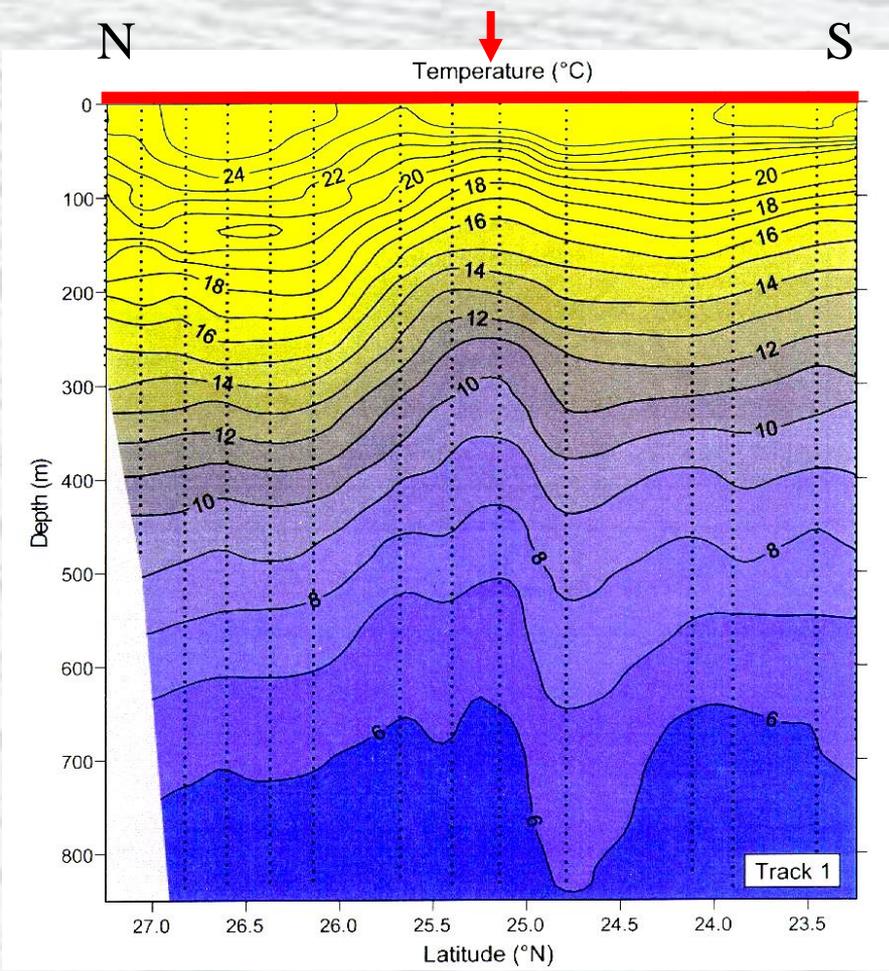
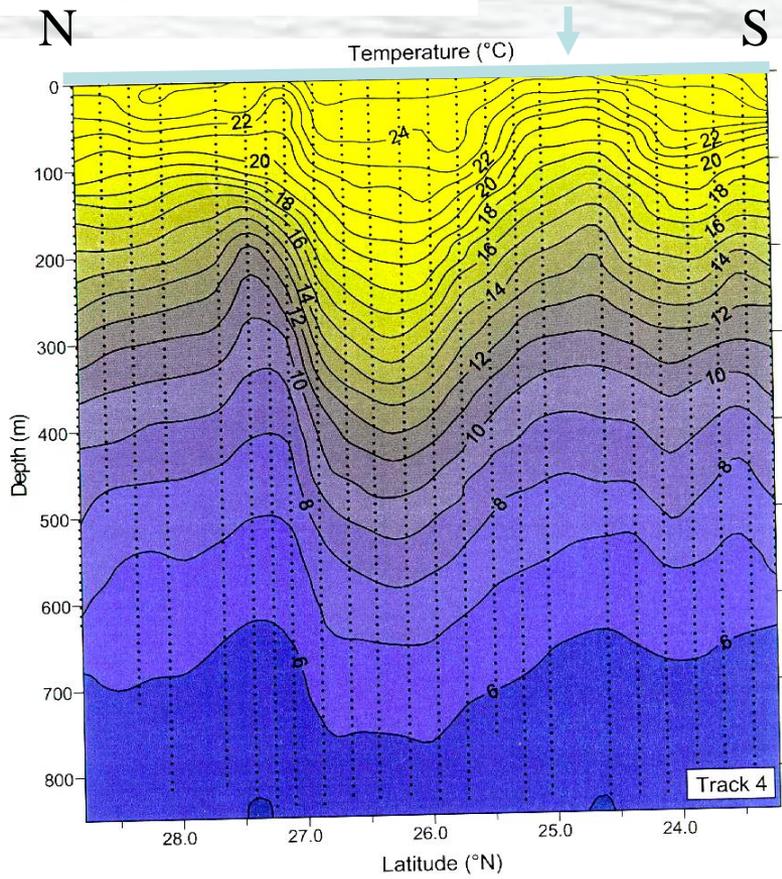
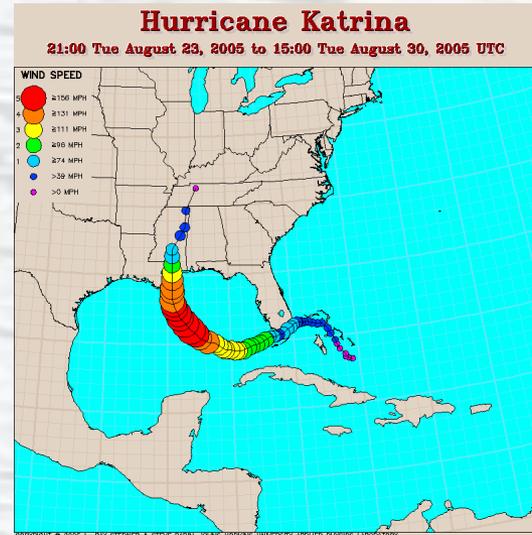
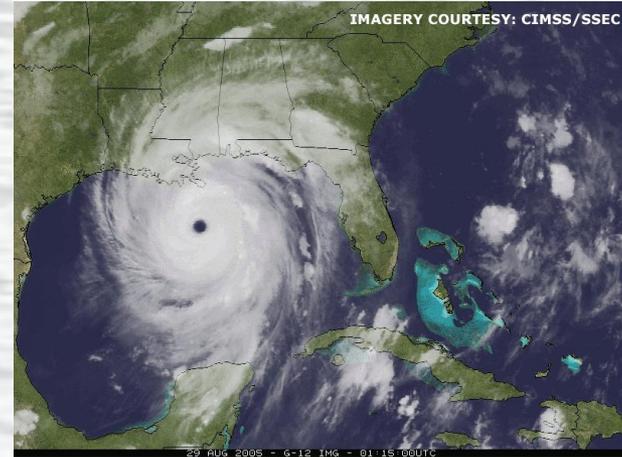
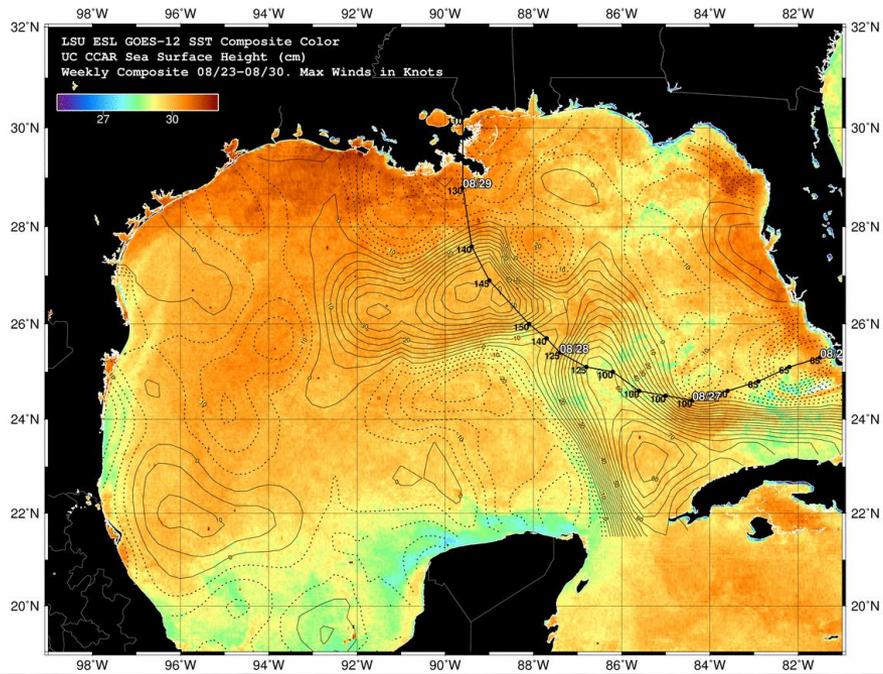


Figure 2. The location of AXBT and AXCTD stations used in this study taken from a NAVOCEANO airborne survey in May 1998.

May 1998



Figuras de Blaha et al., 2003



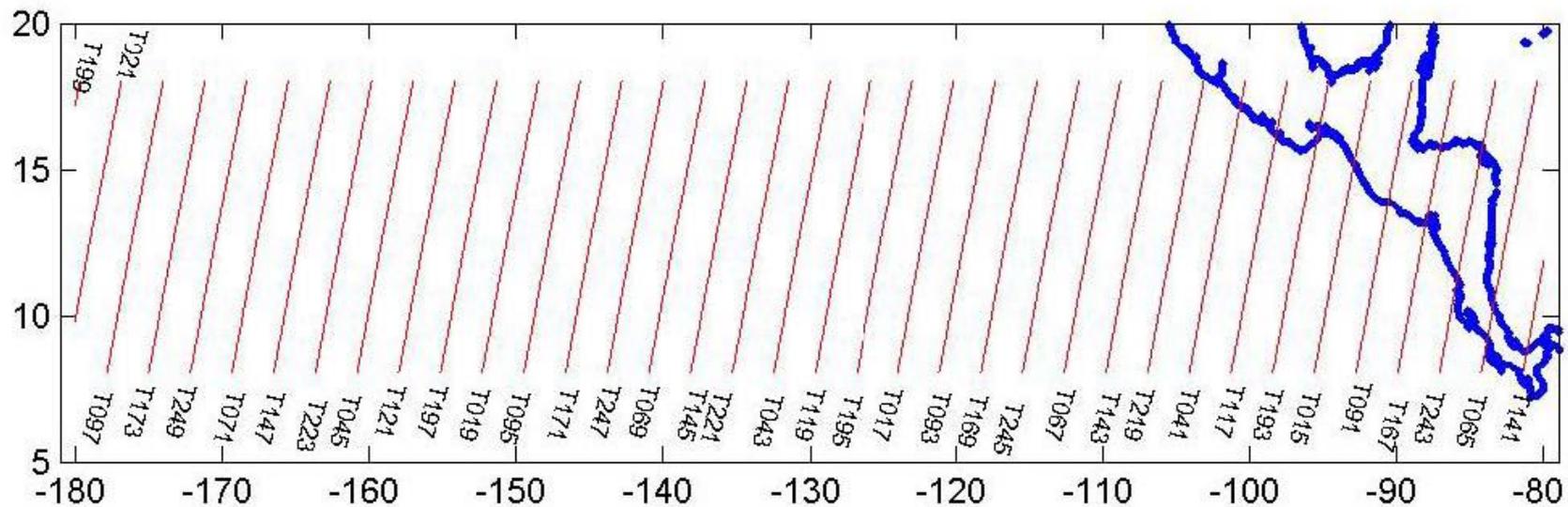


Figura. Pasos ascendentes

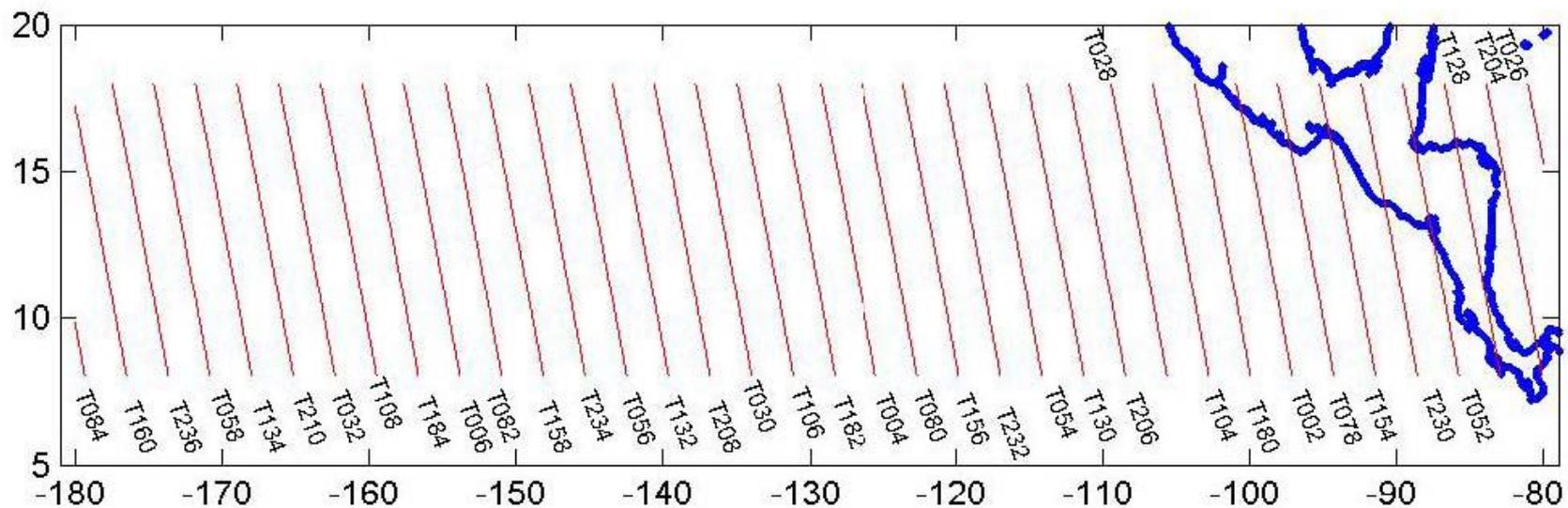
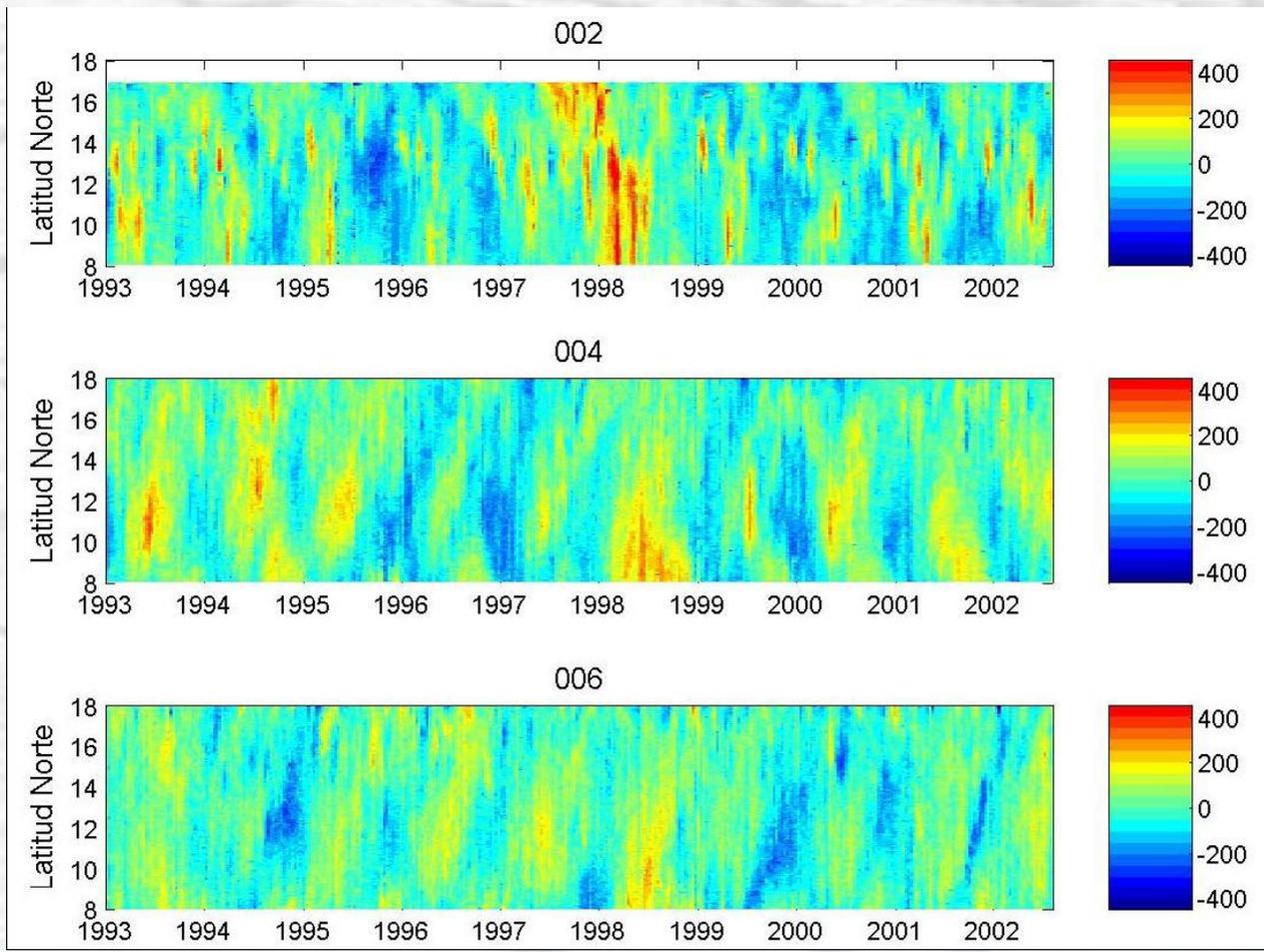
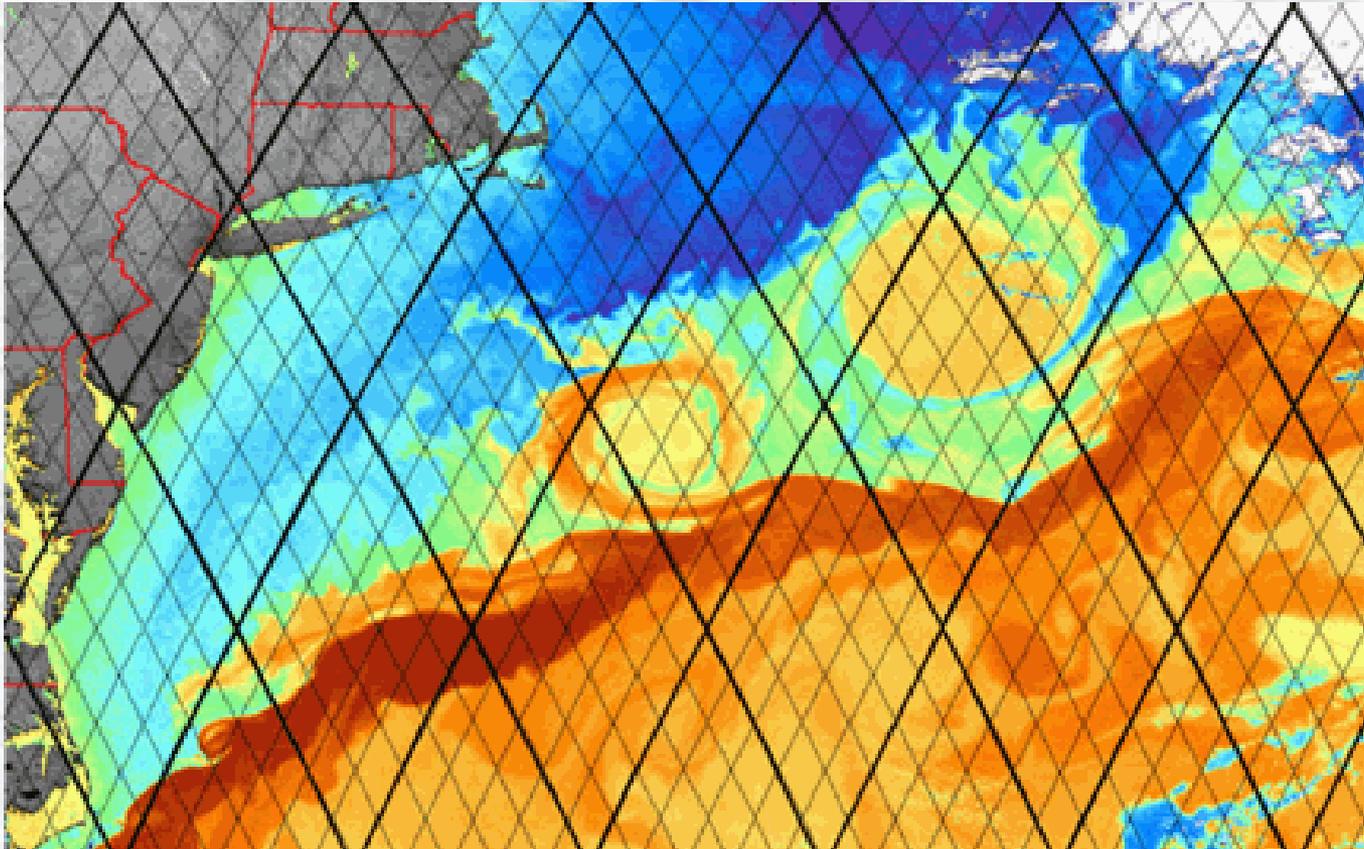


Figura. Pasos descendentes



Temperatura superficial del mar

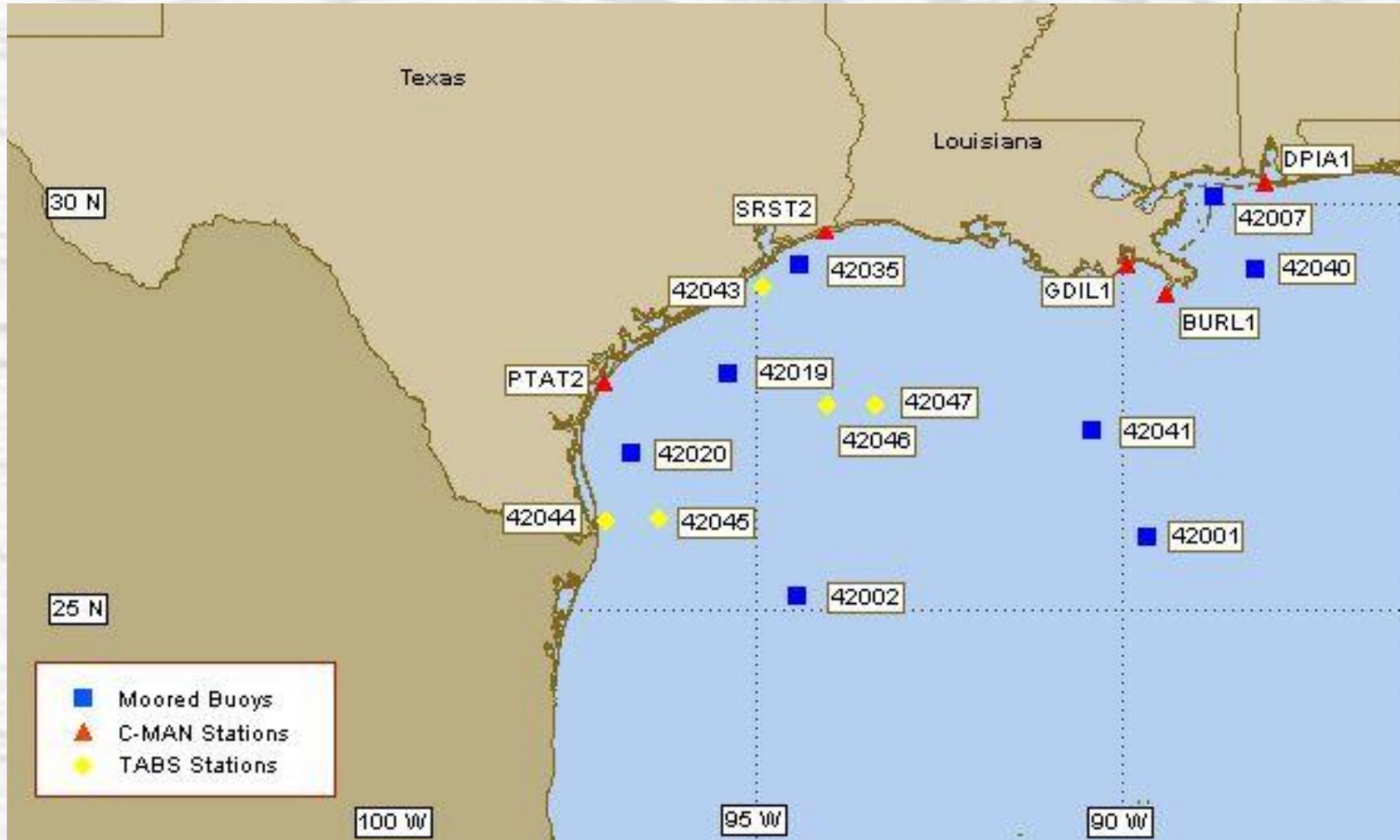






Instrumentos de medición en el océano

Boyas







National Data Buoy Center

Center of Excellence in Marine Technology



Home [FAQ](#) [Links](#) [What's New?](#) [Contact Us](#) Search

Station ID Search

Station List

Observations

[Recent](#)
[Historical](#)
[Obs Search](#)
[NOAA Obs](#)
[APEX](#)
[CSI](#)
[DART](#)

Station Status

[Maintenance](#)
[Platform Status](#)

Ship Observations

[VOS Program](#)
[Ship Obs Report](#)

About NDBC

Dial-A-Buoy

Publications

[Annual Report](#)
[Sea Worthy](#)

Science Education

Station 42001 - MID GULF 180 nm South of Southwest Pass, LA.

Owned and maintained by National Data Buoy Center

10-meter discus buoy

MARS payload

25.92 N 89.68 W (25°55'12"N 89°40'48"W)

Site elevation: sea level

Air temp height: 10 m above site elevation

Anemometer height: 10 m above site elevation

Barometer elevation: sea level

Sea temp depth: 1 m below site elevation

Water depth: 3,246.0 m

Watch circle radius: 3,134 yards



[Latest NWS Marine Forecast](#)

[Important Notice to Mariners](#)

[Search And Rescue \(SAR\) Data](#)

[Observations from Nearby Stations and Ships](#)

[Latest Satellite Wind Map for this Area](#)

Click on the graph icon in the table below to see a time series plot of the last five days of that observation.

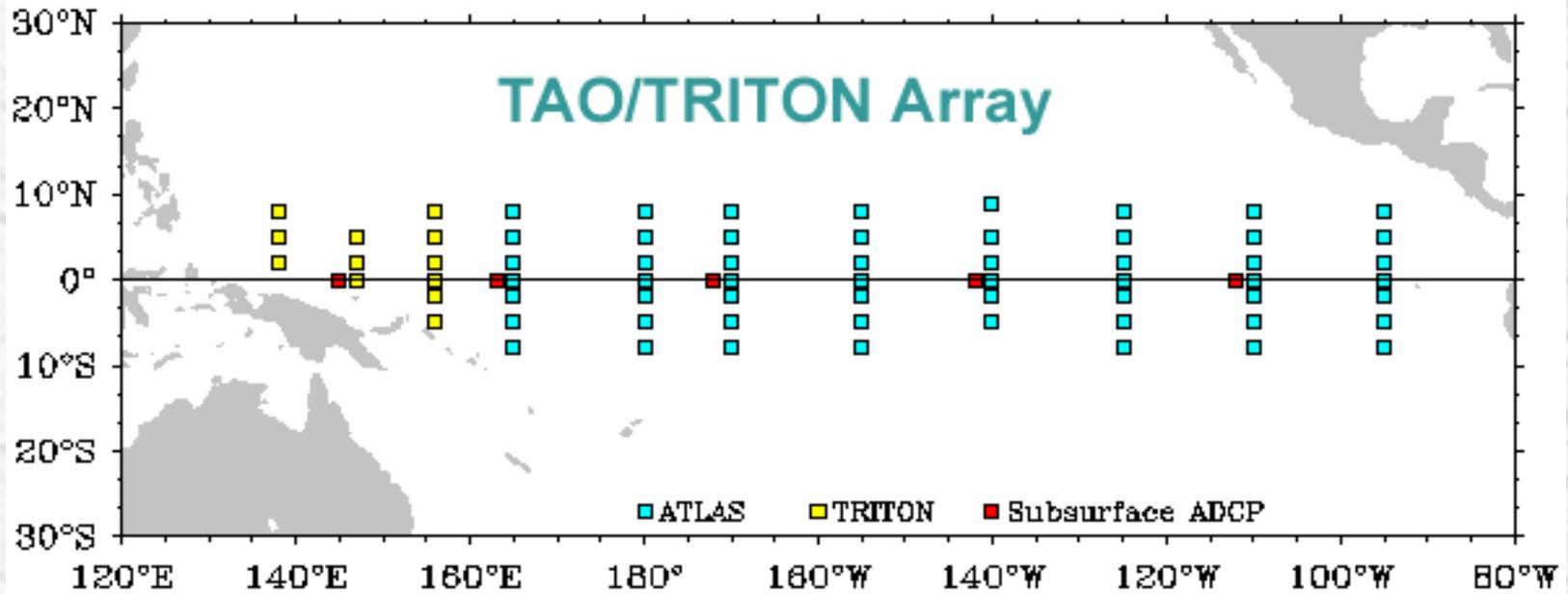


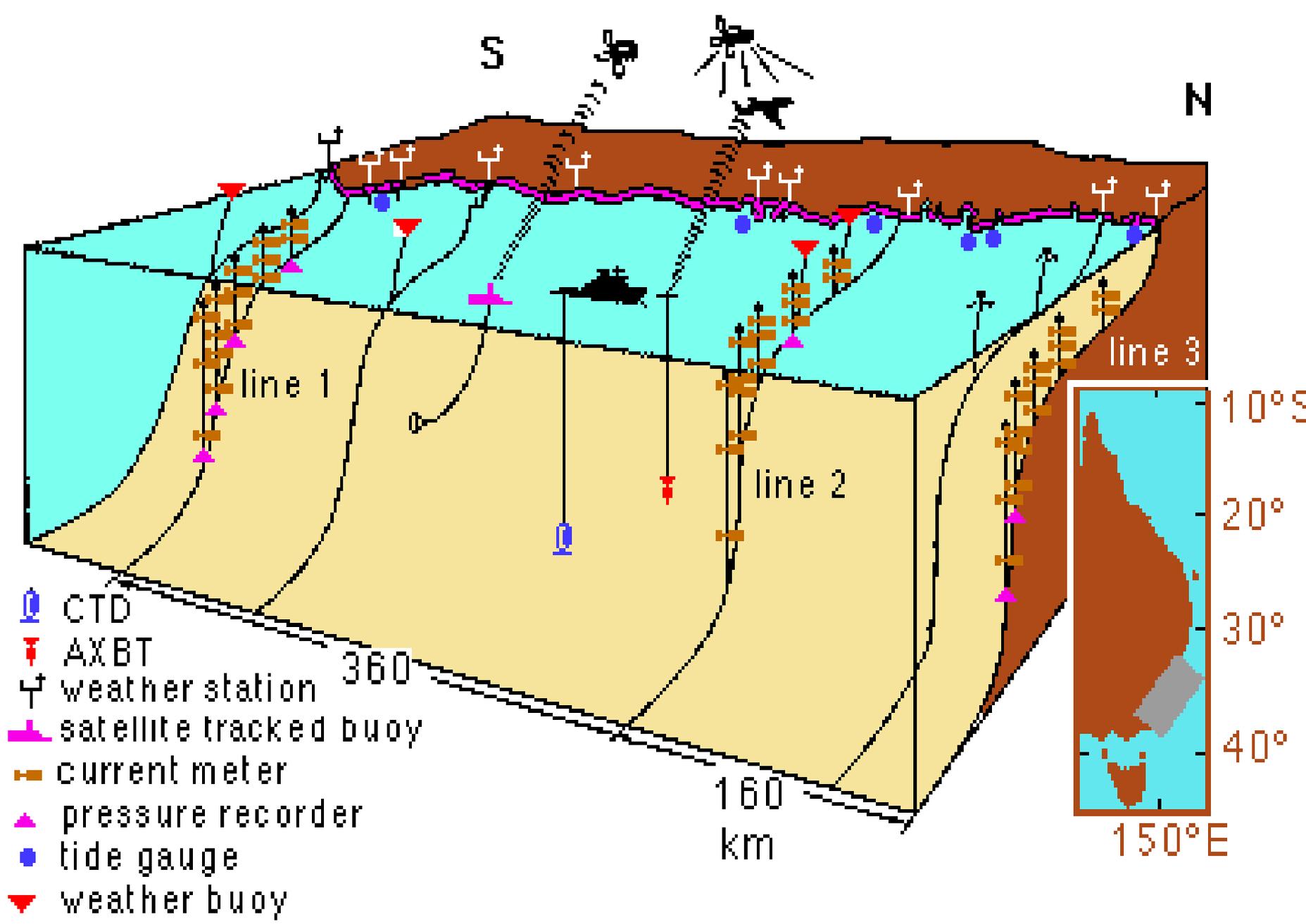
Unit of Measure: Time Zone:

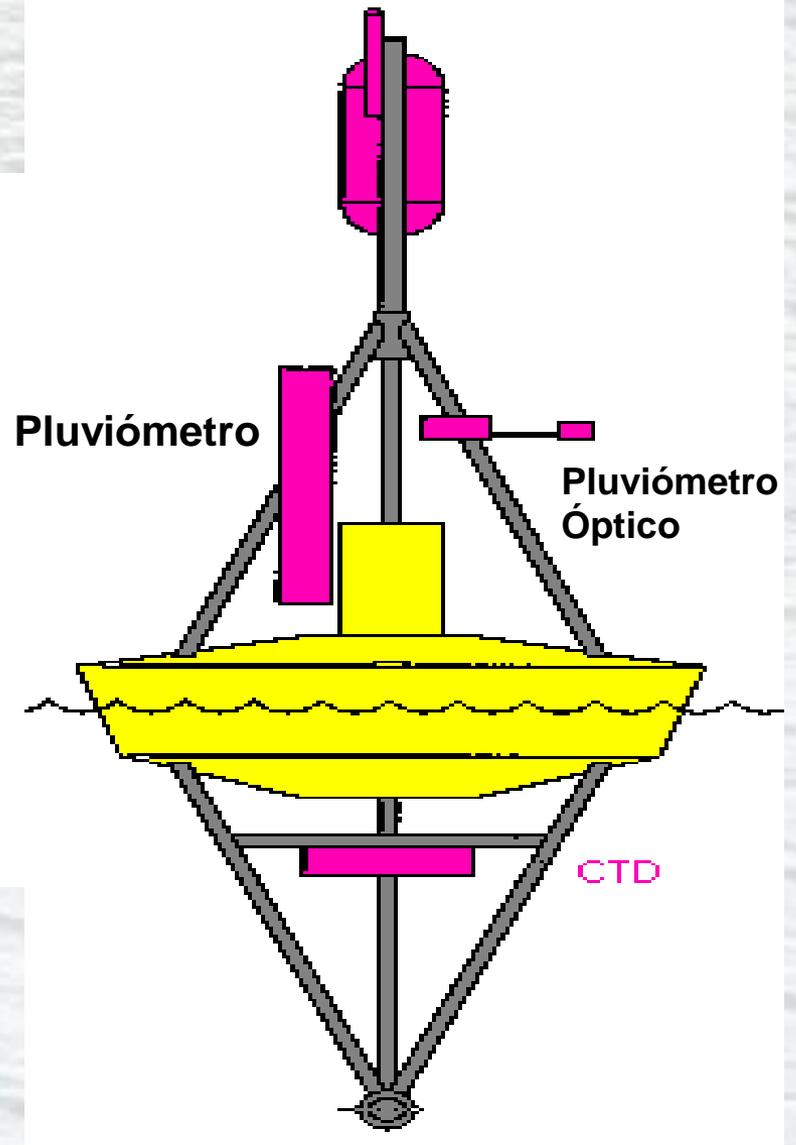
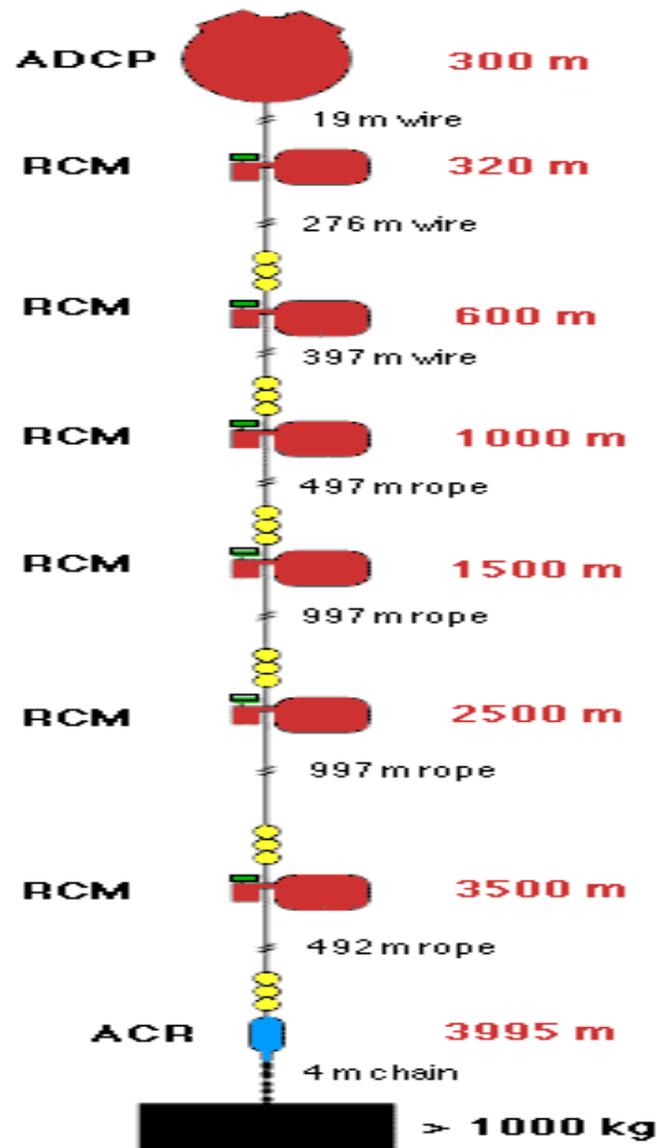
Conditions at 42001 as of (10:00 am CDT) 1500 GMT on 08/13/2003:

	Wind Direction (WDIR):	SE (140 deg true)
	Wind Speed (WSPD):	15.5 kts
	Wind Gust (GST):	17.5 kts
	Wave Height (WVHT):	3.9 ft
	Dominant Wave Period (DPD):	6 sec
	Atmospheric Pressure (PRES):	30.04 in
	Pressure Tendency (PTDY):	+0.05 in (Rising)
	Air Temperature (ATMP):	84.4 °F
	Water Temperature (WTMP):	84.6 °F
	Dew Point (DEWP):	76.1 °F
	Heat Index (HEAT):	93.6 °F

➤ Tropical Atmosphere Ocean project







➤ Modelos de capa mezclada

- Diferenciales : Mellor/Yamada)
- Integrales : Tipo Krauss/Niiler)
- La temperatura, salinidad y velocidad horizontal se supone que son cuasi uniformes en la capa mezclada
- En las escalas del modelo se considera una cuasi discontinuidad de T , S , u , y v en la superficie del océano
- Se supone que el cambio en velocidad cuadrática turbulenta media es pequeña comparada con la generación y disipación
- Los cambio de temperatura producidos por disipación son despreciables

Diferenciales (Mellor/Yamada)

$$\frac{\partial u}{\partial t} = fv + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_M + v_M \frac{\partial u}{\partial z} \right)$$

$$\frac{\partial v}{\partial t} = -fu + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_M + v_M \frac{\partial v}{\partial z} \right)$$

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K_H + v_H \frac{\partial T}{\partial z} \right) + \frac{1}{\rho C_p} \frac{\partial F}{\partial z}$$

$$\frac{\partial S}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial z} \left(K_H + v_H \frac{\partial S}{\partial z} \right)$$

Condiciones de frontera

$$(K_M + v_M) \left. \frac{\partial u}{\partial z} \right| = \frac{\tau^x}{\rho_0}$$

$$(K_M + v_M) \left. \frac{\partial v}{\partial z} \right| = \frac{\tau^y}{\rho_0}$$

$$(K_H + v_H) \frac{\partial T}{\partial z} = \frac{Q_b + Q_e + Q_s}{\rho_0 c_p}$$

$$(K_H + v_H) \frac{\partial S}{\partial z} = S \Big|_{z=0} (E - P)$$

$$K_{H_1} = lqS_H$$

$$K_{M_1} = lqS_M$$

$$0 = K_H \left[\left[\left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)^2 + \left(\frac{\partial u}{\partial z} \right)^2 \right] + K_H \frac{g}{\rho_o} \frac{\partial \rho}{\partial z} - \frac{q^3}{cl} \right]$$

l es la escala turbulenta
 $q^2/2$ es la energía cinética turbulenta
 S_M y S_H son funciones de estabilidad

Modelos tipo KT

$$h \frac{\partial u_m}{\partial t} + \Delta u \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{1}{\rho_0} \tau^x - v_M \left. \frac{\partial u}{\partial z} \right|_{-h} + hfv \quad (7a)$$

$$h \frac{\partial v_m}{\partial t} + \Delta v \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{1}{\rho_0} \tau^y - v_M \left. \frac{\partial v}{\partial z} \right|_{-h} - hfu \quad (7b)$$

$$h \frac{\partial T_m}{\partial t} + \Delta T \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{1}{\rho_0 c_p} Q_0 - v_H \left. \frac{\partial T}{\partial z} \right|_{-h} + \frac{1}{\rho_0 c_p} Q_R (1 - F_h) \quad (7c)$$

$$h \frac{\partial S_m}{\partial t} + \Delta S \frac{\partial h}{\partial t} = S_m (E - P) - v_H \left. \frac{\partial S}{\partial z} \right|_h \quad (7d)$$

$$\frac{1}{2} \frac{\partial h}{\partial t} \frac{\Delta \rho}{\rho_0} gh = m_0 u_*^3 + m_s A + D + m_c C \quad (8a)$$

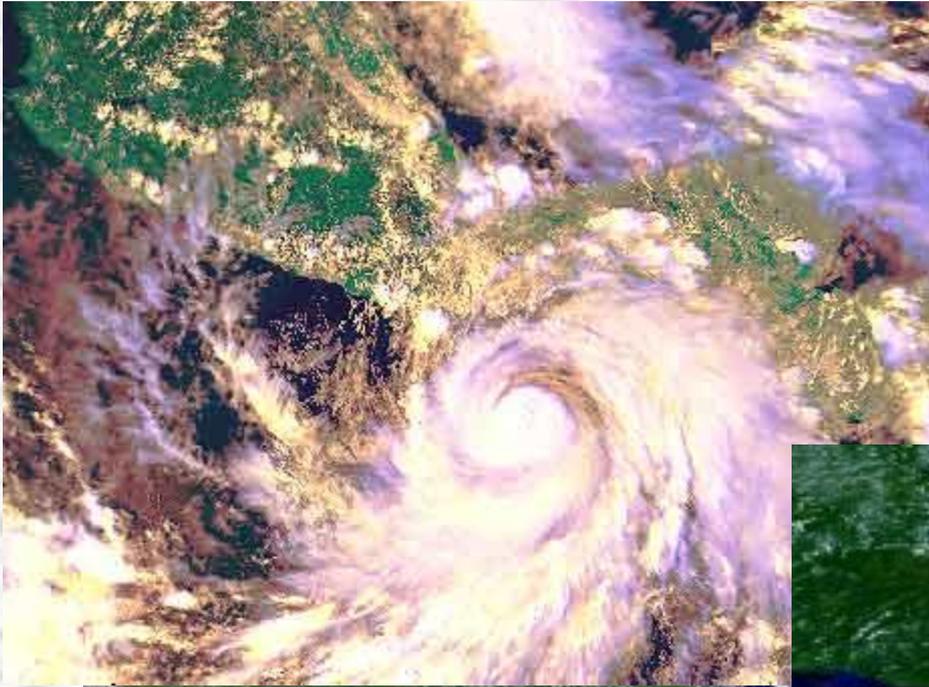
$$A = \frac{1}{2} \left[\left(\Delta u^2 + \Delta v^2 \right) \frac{\partial h}{\partial t} + v_M \left(\Delta u \frac{\partial u}{\partial z} \Big|_{-h} + \Delta v \frac{\partial v}{\partial z} \Big|_{-h} \right) \right] \quad (8b)$$

$$D = \frac{\alpha g}{\rho_0 c_p} Q_R \int_{-h}^0 F dz - \frac{1}{2} h \left[B_0 + \frac{\alpha g}{\rho_0 c_p} Q_R F_{-h} + g v_M \left(\alpha \frac{\partial T}{\partial z} \Big|_{-h} - \beta \frac{\partial S}{\partial z} \Big|_{-h} \right) \right] \quad (8c)$$

$$C = \frac{1}{2} h (B_0 - |B_0|) \quad (8d)$$

$$B_0 = \frac{\alpha g}{\rho_0 c_p} (Q_0 + Q_R) - \beta g S_m (E - P) \quad (8e)$$

$$h = \frac{m_0 u_*^3 + \frac{\alpha g}{\rho_0 c_p} Q_R \int_{-h}^0 F dz}{\frac{1}{2} \left[B_0 + \frac{\alpha g}{\rho_0 c_p} Q_R F_{-h} \right]}$$



Referencias

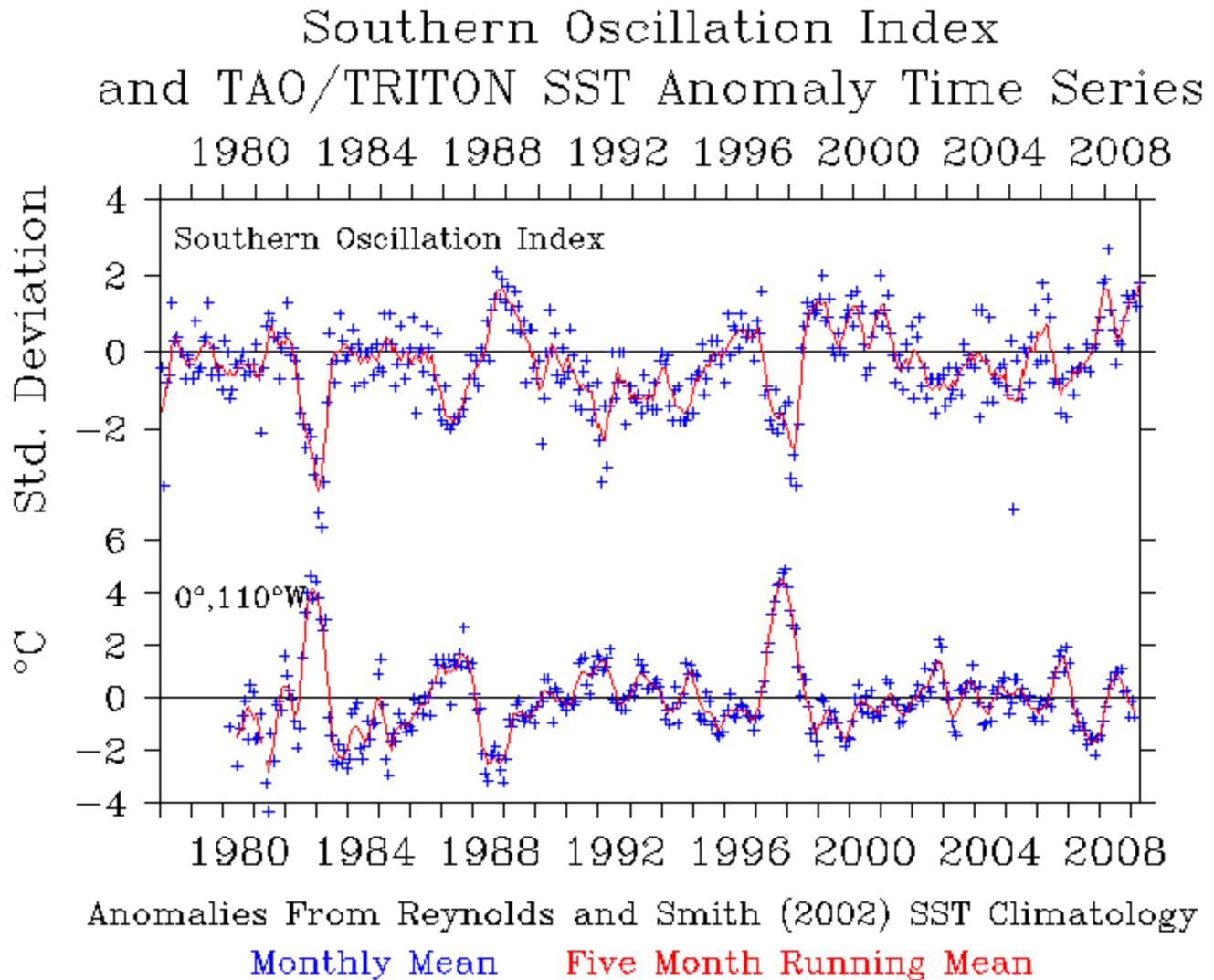
- Bigg, G. R., *The Oceans and Climate*, Cambridge, 266 p, 1996.
- Csanady, G. T., *Air-sea interaction: laws and mechanisms*, Cambridge University , 239 p., 2001.
- Gill, Adrian E. *Atmosphere-Ocean Dynamics*, International Geophysics Series, 30, Academic Press, 662 p., 1982.
- Geernaert, G.L., *Air-sea exchange : physics, chemistry, and dynamics*, Kluwer Academic, 578 p., 1999.
- Kundu, P. K., *Fluid Mechanics*. Academic Press.
- Mellor, G. L., *Introduction to physical oceanography*. AIP, Press 1999.
- Siedler, G., J. Church, J. Gould, *Ocean Circulation and Climate*, Editores, International Geophysics Series, 77, Academic Press, 662 p., 2001.
- Stull, R. B., *An Introduction to boundary layer meteorology*. Kluwer Academic Publishers, 666p., 1991.
- Webster, P., *The role hydrological processes in oceans-atmospheric interactions*. *Rev. Geoph.* 32, 4, 427-476, 1994.

Referencias

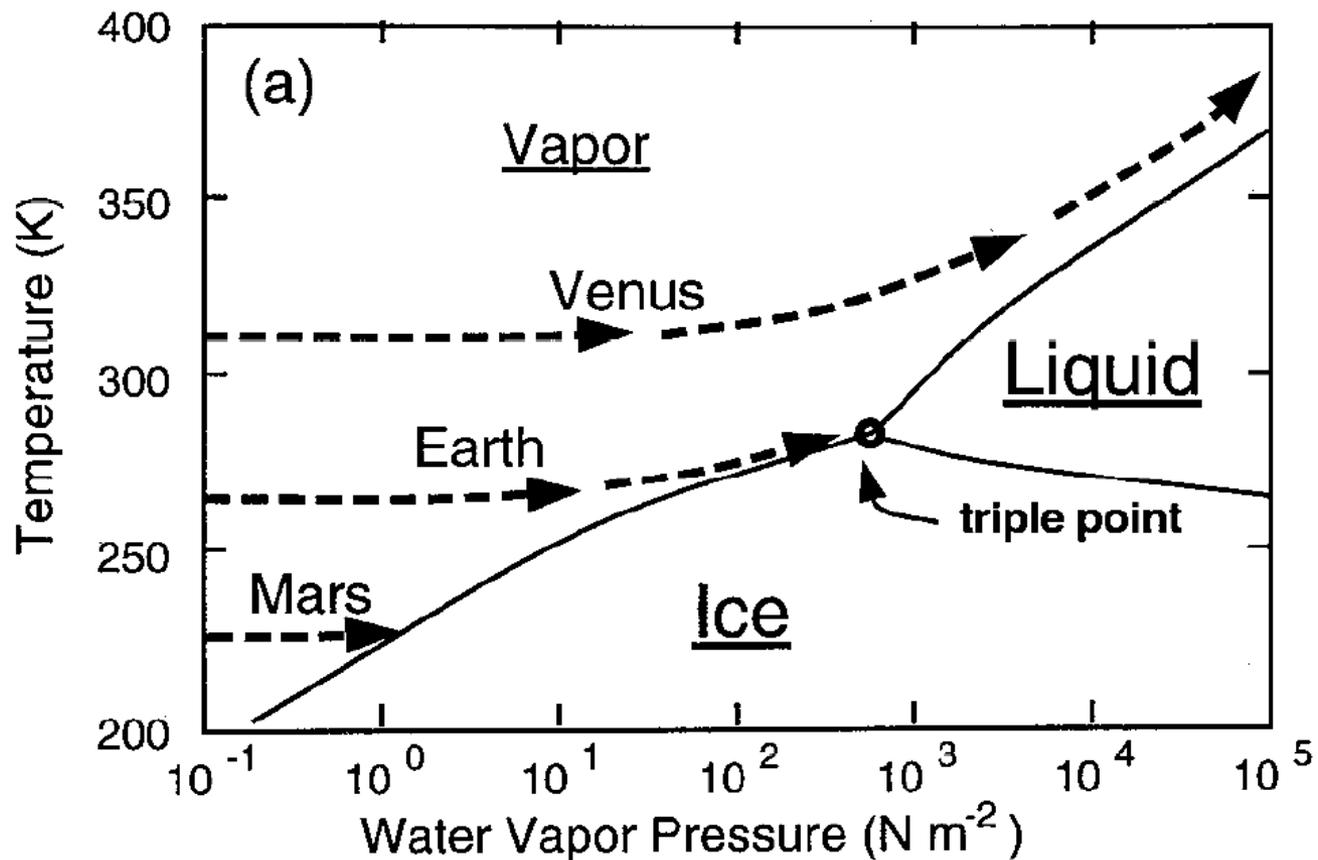
- Supplemented by Stull, R. B., 1988: "Measurement and simulation", An Introduction to Boundary Layer Meteorology. Kluwer Academic Publishers, Boston, MA, 405 - 440.
- Neil Busch's chapter 6 of Modeling and Prediction of the Upper Layers of the Ocean (ed. E. B. Kraus, Pergamon Press, 1977).
- Large, W. G., S. Pond, 1981: Open ocean momentum flux measurements in moderate to strong winds. *J. Phys. Oceanogr.*, **11**, 324-336.
- Smith, S. D., 1988: Coefficients for sea surface wind stress, heat flux, and wind profiles as a function of wind speed and temperature. *J. Geophys. Res.*, **93**, 15467-15472.
- Taylor, P. K., and M. J. Yelland, The dependence of sea surface roughness on the height and steepness of the waves, *J. Atmos. Oceanic Technol.*, **18**, 572-590, 2001



El índice de El Niño

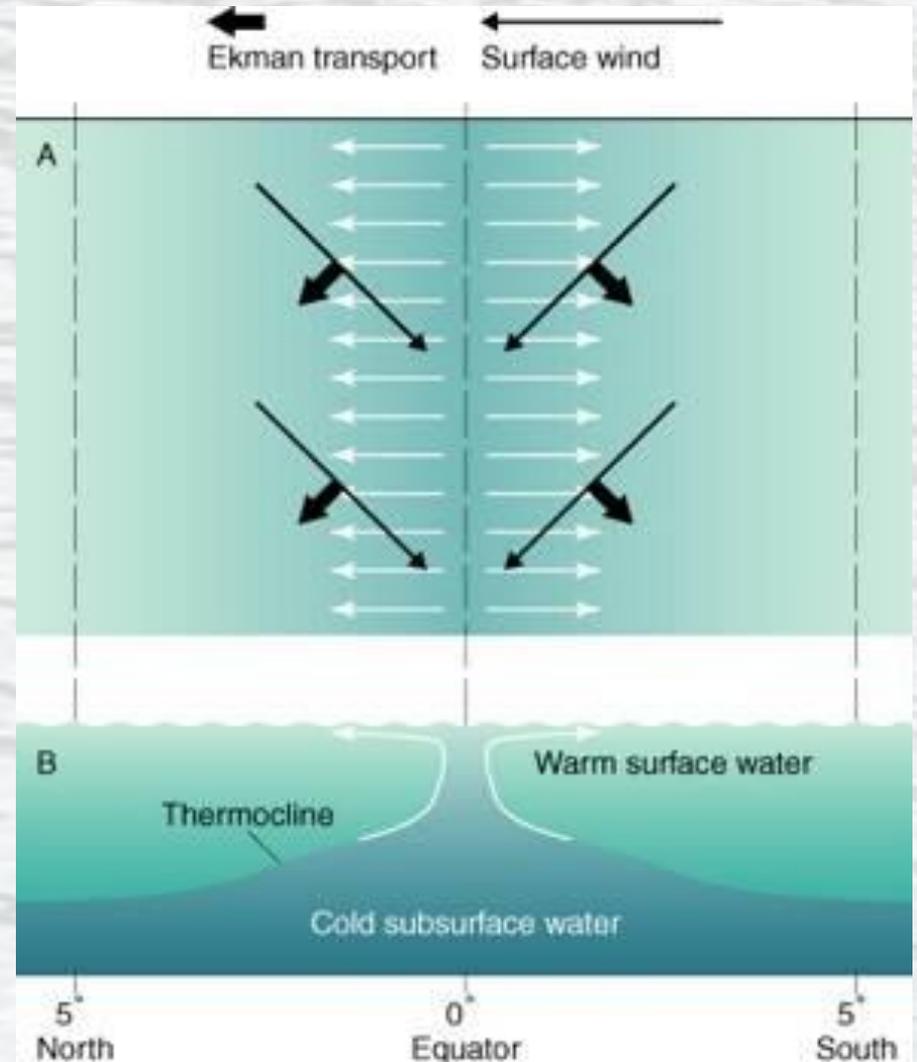


➤ Fases del agua como función de la presión parcial y la temperatura



➤ Afloramiento ecuatorial

- Cerca del ecuador el signo del parámetro de Coriolis es crítico.
 - (A) Los viento alisios producen un transporte de Ekman hacia los polos.
 - (B) El balance de masa resulta del afloramiento.
- Vientos hacia el este causan hundimiento.



Modelos tipo KT

$$h \frac{\partial u_m}{\partial t} + \Delta u \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{1}{\rho_0} \tau^x - v_M \left. \frac{\partial u}{\partial z} \right|_{-h} + hfv \quad (7a)$$

$$h \frac{\partial v_m}{\partial t} + \Delta v \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{1}{\rho_0} \tau^y - v_M \left. \frac{\partial v}{\partial z} \right|_{-h} - hfu \quad (7b)$$

$$h \frac{\partial T_m}{\partial t} + \Delta T \frac{\partial h}{\partial t} = \frac{1}{\rho_0 c_p} Q_0 - v_H \left. \frac{\partial T}{\partial z} \right|_{-h} + \frac{1}{\rho_0 c_p} Q_R (1 - F_h) \quad (7c)$$

$$h \frac{\partial S_m}{\partial t} + \Delta S \frac{\partial h}{\partial t} = S_m (E - P) - v_H \left. \frac{\partial S}{\partial z} \right|_h \quad (7d)$$

$$\frac{1}{2} \frac{\partial h}{\partial t} \frac{\Delta \rho}{\rho_0} gh = m_0 u_*^3 + m_s A + D + m_c C \quad (8a)$$

$$A = \frac{1}{2} \left[\left(\Delta u^2 + \Delta v^2 \right) \frac{\partial h}{\partial t} + v_M \left(\Delta u \frac{\partial u}{\partial z} \Big|_{-h} + \Delta v \frac{\partial v}{\partial z} \Big|_{-h} \right) \right] \quad (8b)$$

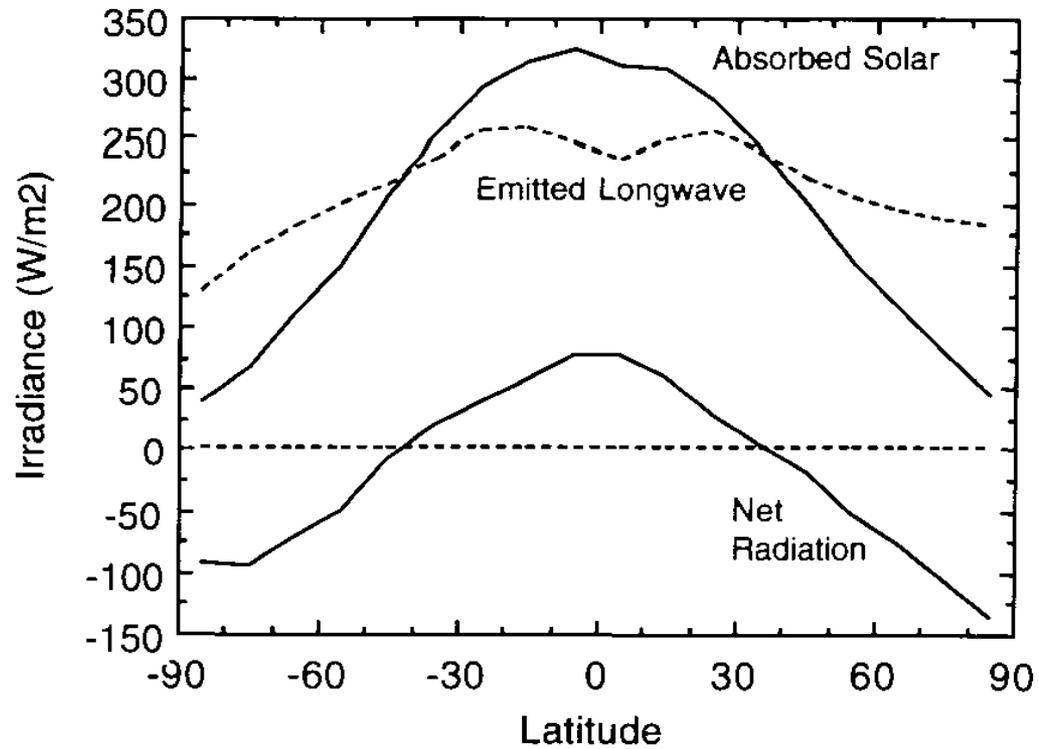
$$D = \frac{\alpha g}{\rho_0 c_p} Q_R \int_{-h}^0 F dz - \frac{1}{2} h \left[B_0 + \frac{\alpha g}{\rho_0 c_p} Q_R F_{-h} + g v_M \left(\alpha \frac{\partial T}{\partial z} \Big|_{-h} - \beta \frac{\partial S}{\partial z} \Big|_{-h} \right) \right] \quad (8c)$$

$$C = \frac{1}{2} h (B_0 - |B_0|) \quad (8d)$$

$$B_0 = \frac{\alpha g}{\rho_0 c_p} (Q_0 + Q_R) - \beta g S_m (E - P) \quad (8e)$$

$$h = \frac{m_0 u_*^3 + \frac{\alpha g}{\rho_0 c_p} Q_R \int_{-h}^0 F dz}{\frac{1}{2} \left[B_0 + \frac{\alpha g}{\rho_0 c_p} Q_R F_{-h} \right]}$$

➤ Flujo meridional de calor



Integrales (Krauss/Niiler)

$$\frac{\partial T_1}{\partial t} = \frac{Q}{\rho C_p h_1} + \frac{w_e (T_2 - T_1)}{h_1} \quad ,$$

$$T_2 = cte \quad ,$$

$$\frac{\partial h_1}{\partial t} = w_e + w_d \quad ,$$

$$w'_e = D \frac{m u_*^3 - h_1 B_0}{g \alpha h_1 (T_1 - T_2)} \quad ,$$

$$w_e = w'_e \Gamma(w'_e) \Gamma(H_{\max} - h_1) \quad ,$$

$$w_d = w'_e \Gamma(-w'_e) \Gamma(h_1 - H_{\min}) \quad .$$

$$B_0 = \frac{\alpha g Q}{\rho C_p}$$

$$H_{MO} = \frac{m u_*^3}{B_0}$$



Importancia de los flujos de superficie (Gran escala)

- ~70% de la energía absorbida por el planeta (en su superficie) es absorbida en los océanos tropicales.
- La energía es transmitida hacia los polos.
 - La circulación atmosférica (que fuerza la circulación oceánica) está determinada, en gran medida, por los flujos superficiales de calor en los trópicos.
 - La circulación en la atmósfera tropical es parcialmente controlada por los flujos superficiales.
- La precisión de los modelos climáticos depende, en gran medida, de los flujos superficiales.
 - Se requiere una precisión de aproximadamente 0.1 W m^{-2} para aplicar los modelos climáticos a escalas geológicas.
 - Los modelos no pueden aplicarse a escalas de tiempo largas prescribiendo la temperatura superficial del mar o la de la capa inferior de la atmósfera.



Importancia de los flujos de superficie (Pequeña escala)

- Los flujos superficiales controlan las corrientes superficiales y la profundidad de la capa mezclada oceánica.
 - Inducen las corrientes de Ekman.
- Los flujos de superficie son fundamentales en la circulación profunda.
 - Vía gradientes de presión.
 - Vía la formación y la circulación de agua profunda y la circulación termohalina.
- Los flujos superficiales son determinantes en la evolución de las capas límite atmosférica y oceánica.
- Los flujos superficiales también tienen una gran influencia en el transporte vertical a través de la inversión atmosférica y la termoclina.
- Los flujos superficiales son fundamentales en el desarrollo de los ciclones tropicales

➤ Radiación en la parte alta de la atmósfera

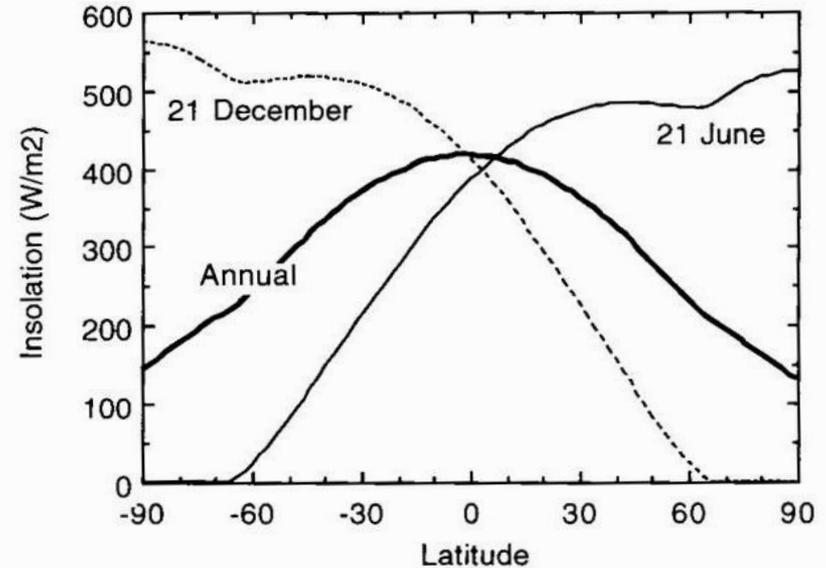
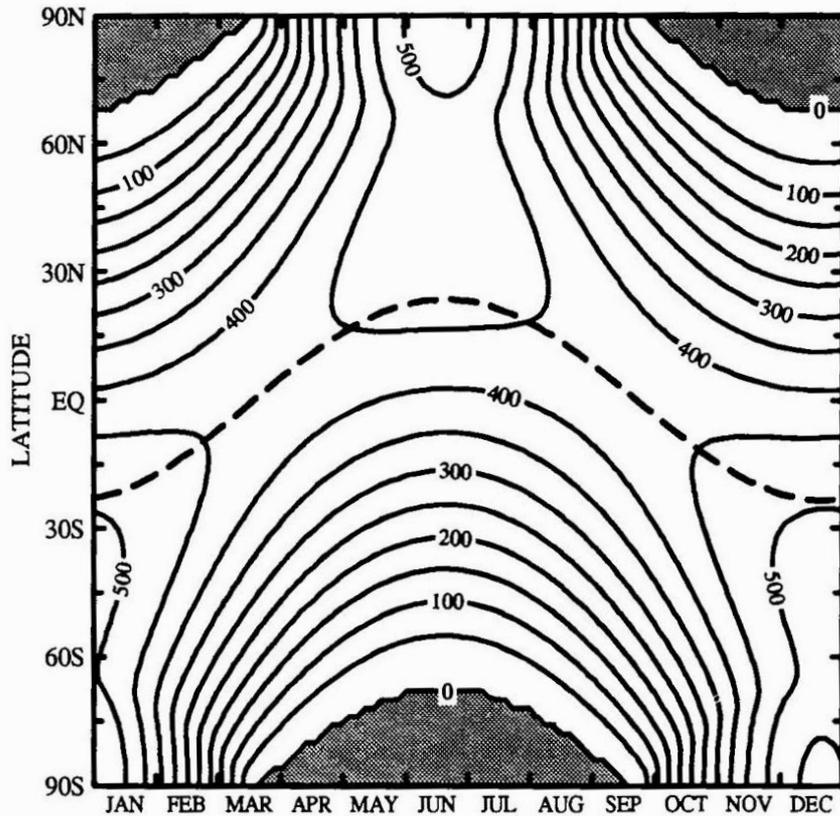


Figura: Insolación promedio anual y en los solsticios como función de la latitud.

Figura: Insolación promedio diaria (Wm⁻²) en el tope de la atmósfera como función de la estación del año y la latitud.



Cálculo del flujo de radiación de onda corta

$$Q_s = Q_c(1 - 0.62C + 0.0019\alpha)(1 - A)$$

- C es la fracción de cielo cubierto por nubes en fracción decimal
- α es la altitud del sol sobre la horizontal al medio día calculada con la relación:

$$\sin \alpha = \sin l \sin [23.87 \sin(2\pi(t - 82)/365)] + \\ \cos l \cos [23.87 \sin(2\pi(t - 82)/365)]$$

donde l es la latitud

- $Q_c = A_0 + A_1 \cos \Phi + B_1 \sin \Phi + A_2 \cos 2\Phi + B_2 \sin 2\Phi$

$$\Phi = (2\pi/365)(t - 21)$$

t es el día juliano



Cálculo del flujo de radiación de onda larga

$$Q_b = \sigma \varepsilon T^4 (0.254 - 0.00495 e_a) (1 - 0.7C)$$

$\sigma = 5.67 \times 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$, es la constante de Estefan-Boltzman

$\varepsilon = 0.97$ es la emisividad del agua de mar

T es la temperatura en grados Kelvin

$e_a = (H/100)e_w$, es la presión de vapor de agua (en milibares)

H es el porcentaje de humedad relativa y e_w es la presión de saturación de vapor, dada por:

$$e_w = 0.98 [1 + 10^{-6} P (4.5 + 0.0006 t_s^2)] 10^\gamma$$

$$\gamma = (0.7859 + 0.3477 t_s^2) / (1 + 0.00412 t_s^2), t \text{ es la temperatura en } ^\circ\text{C}$$



Radiación de onda corta

- Se mide con satélites geoestacionarios de alta resolución
- Medida de 1985 a 1989 por el Earth Radiation Budget Experiment
- Está afectada por las nubes
- Las mediciones se ven afectadas por la rugosidad del océano, la espuma (ambas función de u), polvo del desierto, aerosoles y reflexión.

➤ Intercambio de gases en la interfase

- El flujo F de un gas a través de la interfase está dado por:

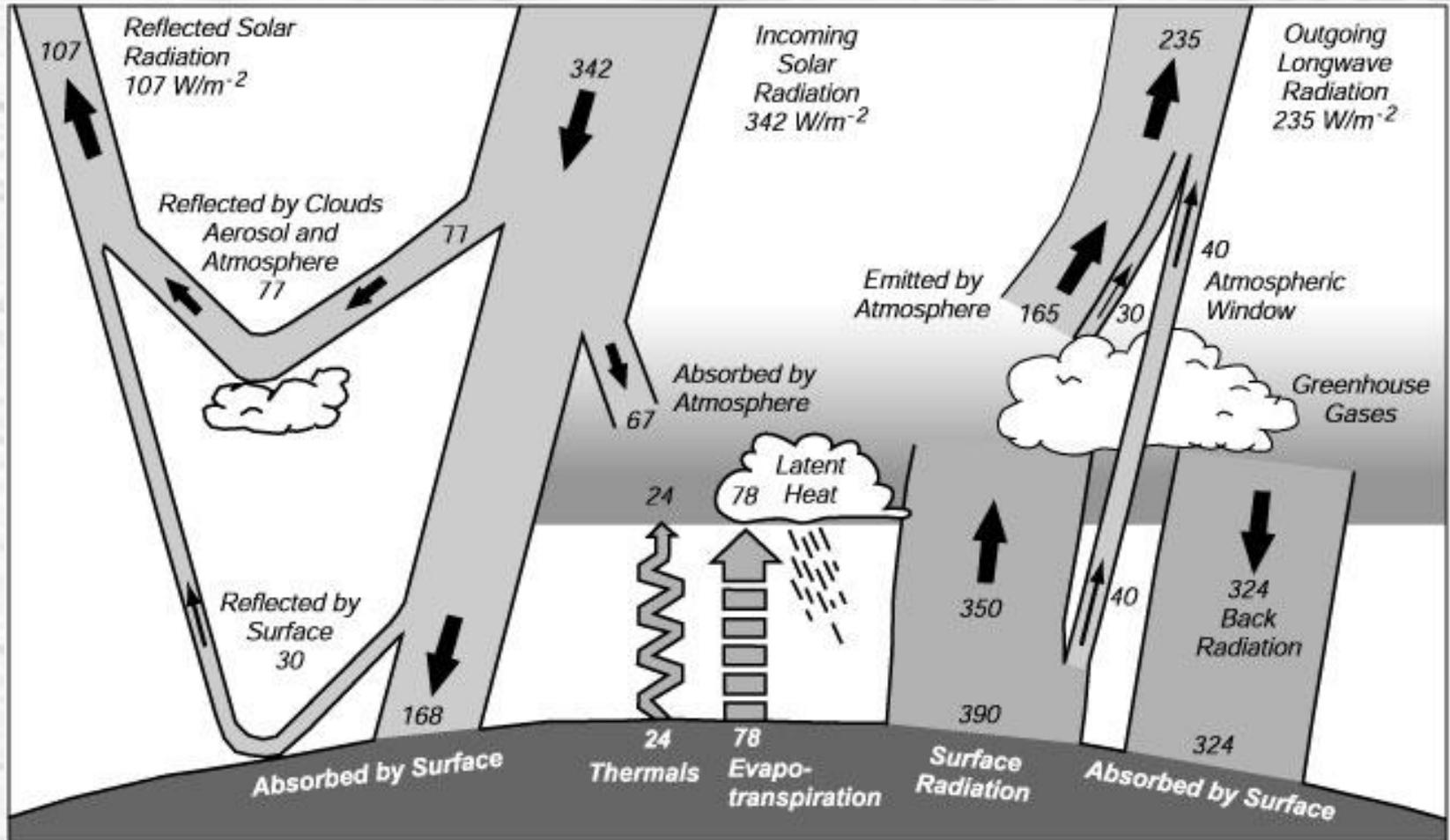
$$F = k_T(P_a - P_s)$$

P_a y P_s son las presiones parciales del gas en la atmósfera y el océano, respectivamente.

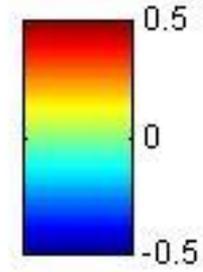
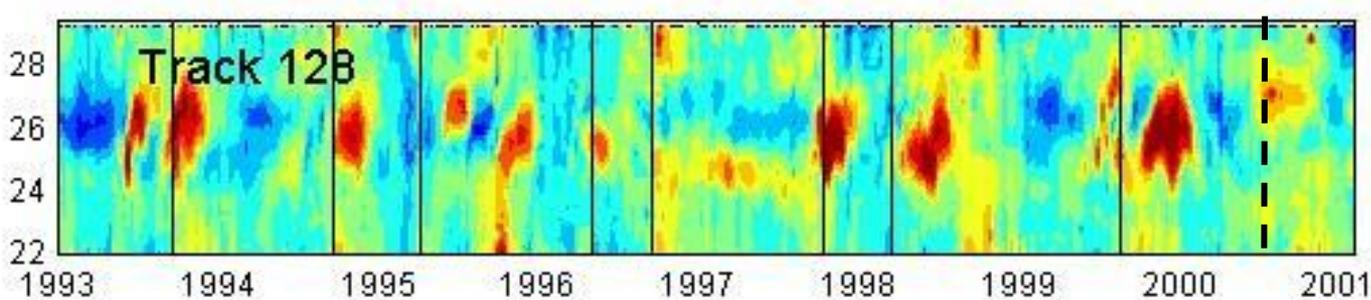
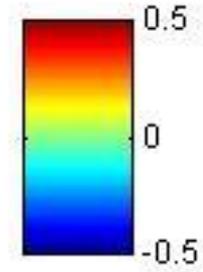
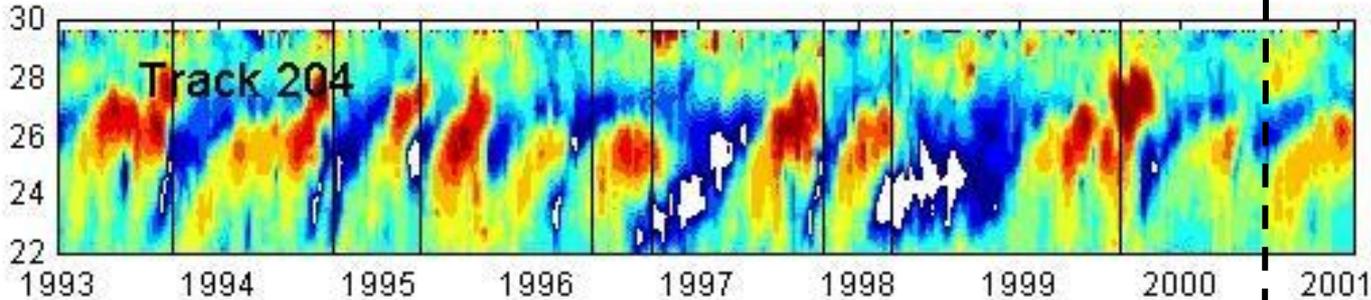
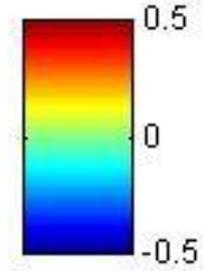
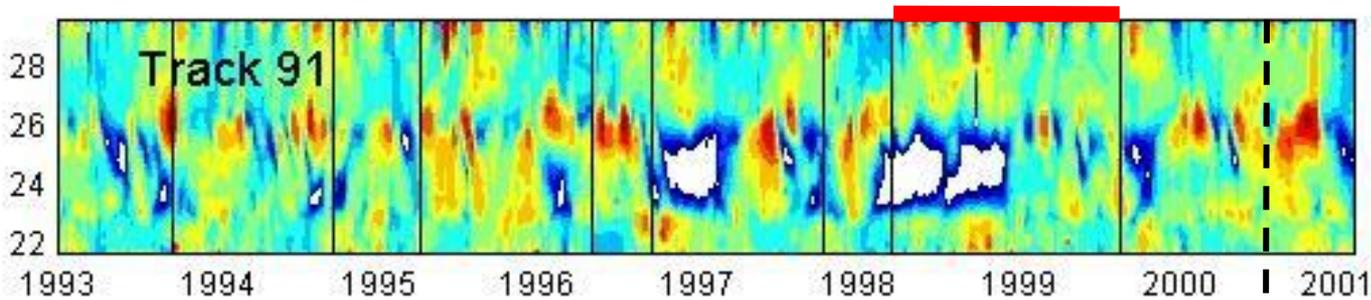
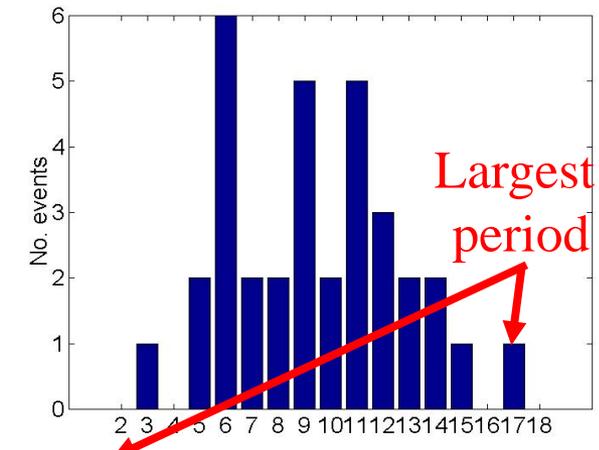
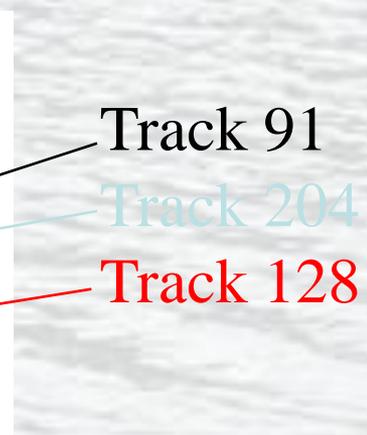
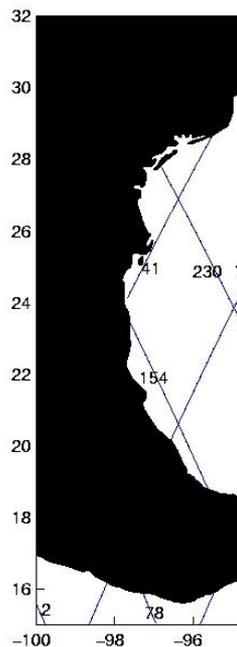
k_T , es la velocidad de transferencia y es función de la rapidez del aire.



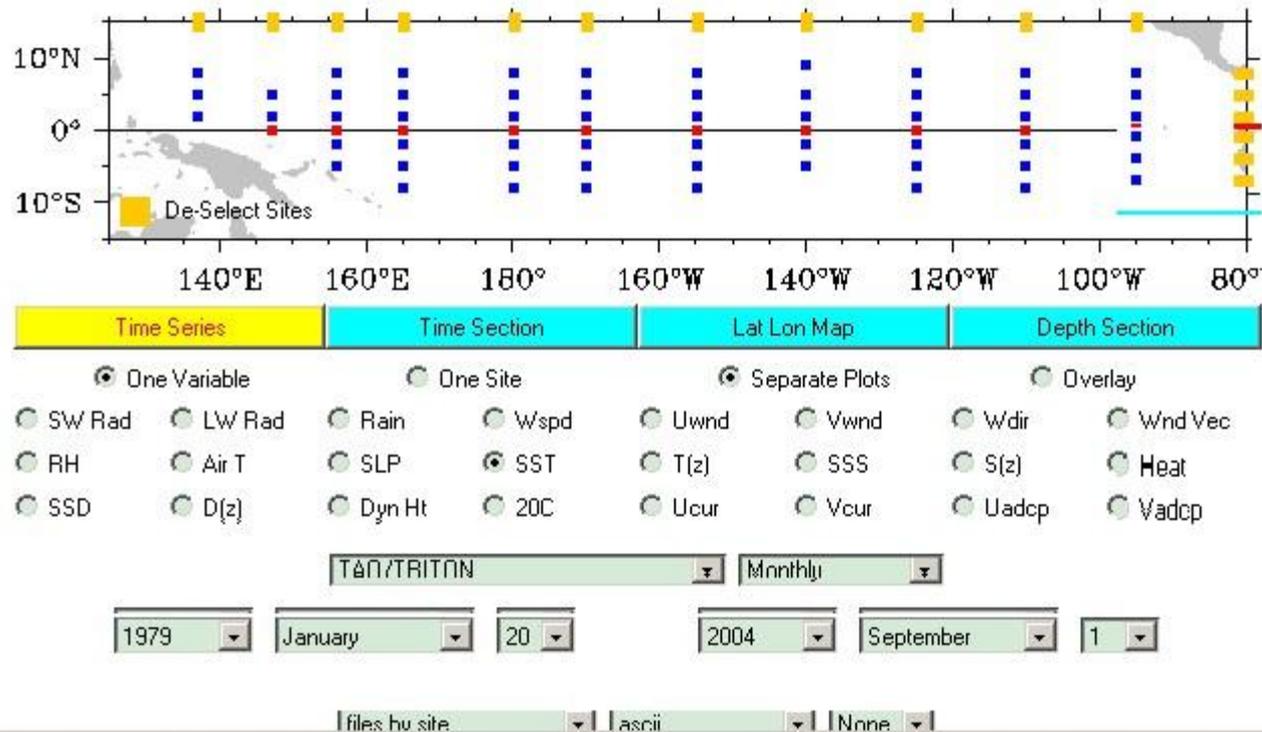
Balance de radiación para la atmósfera



The mean annual radiant energy and heat balance of the Earth. From Houghton et al., (1996).

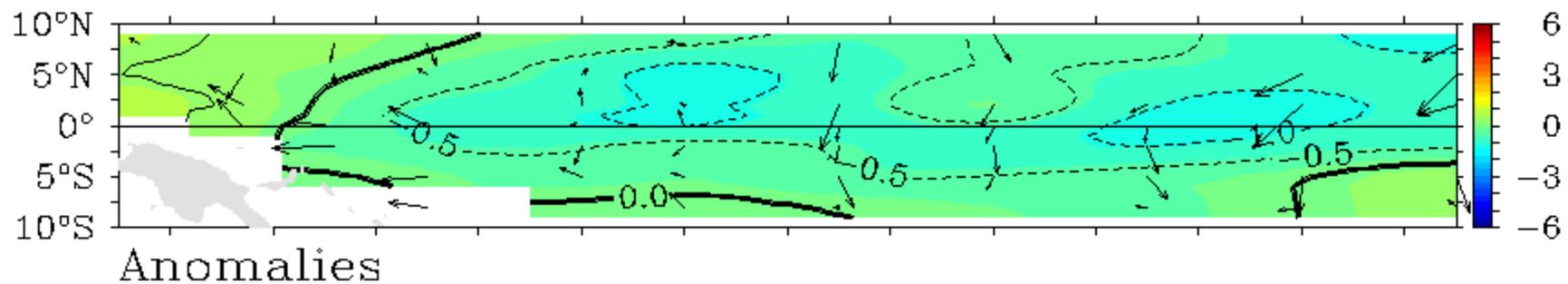
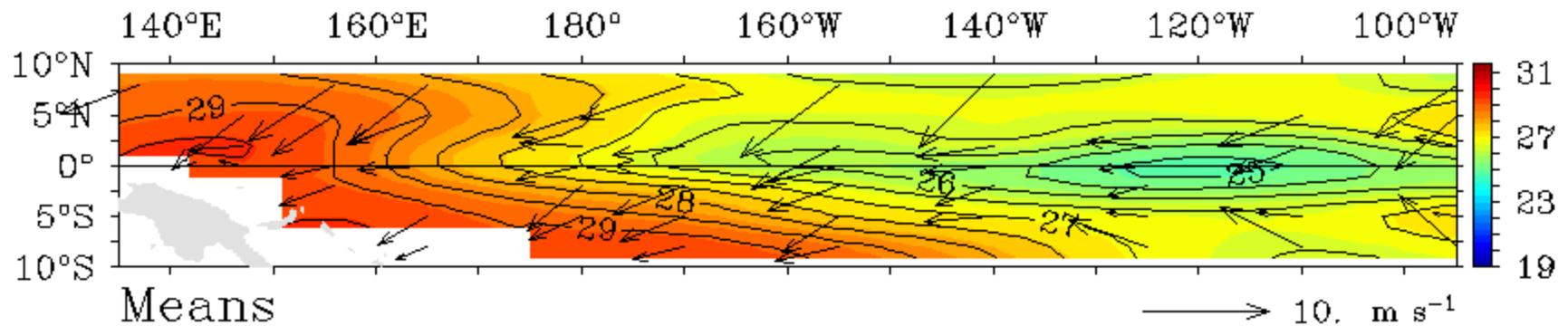


To select mooring sites, click orange boxes to select lines of sites, draw a box around sites, or click single sites. Red indicates which sites are selected. Solid squares show where all selected variables are available. Half filled squares show where some are available. Empty squares show where none are available.





TAO/TRITON SST ($^{\circ}\text{C}$) and Winds (m s^{-1})



Five-Day Mean Ending on March 4 2009





