




Interacción entre el Océano y la Atmósfera

Jorge Zavala-Hidalgo

Curso de divulgación científica

OCEANOGRAFIA: UN MAR DE CONOCIMIENTOS

18 de febrero de 2017

A satellite image of Earth showing the Americas, including North and South America, surrounded by the Atlantic and Pacific Oceans. The image highlights the vast expanse of water covering the planet. The text is overlaid in the top right corner.

Recordemos que el 70%
de la superficie del planeta
está cubierta por agua

➤ 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.
 - 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
- Capa mezclada o capa límite
 - 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.

➤ **Flujos entre el océano y la atmósfera**

Si consideramos la interfaz entre el océano y la atmósfera, a través de esta ocurren los siguientes flujos

- **Flujos de calor**
- **Flujos de momento**
- **Flujos de masa**

➤ **Flujos de calor**

Los intercambios de calor entre el océano y la atmósfera se dan por cuatro procesos

- **Flujo de calor sensible**
- **Flujo de calor latente**
- **Radiación de onda corta**
- **Radiación de onda larga**



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.



Radiación de cuerpo negro

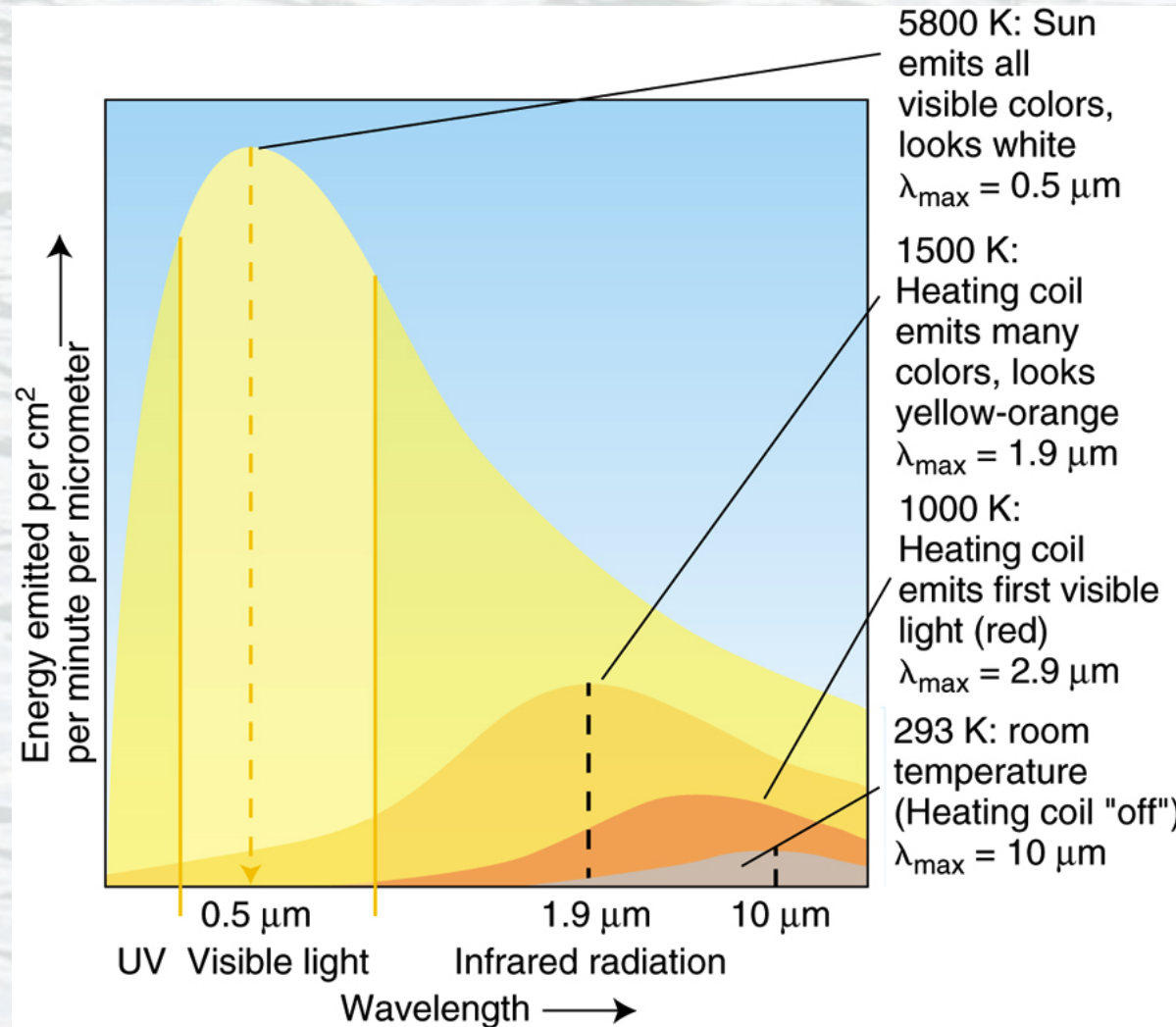
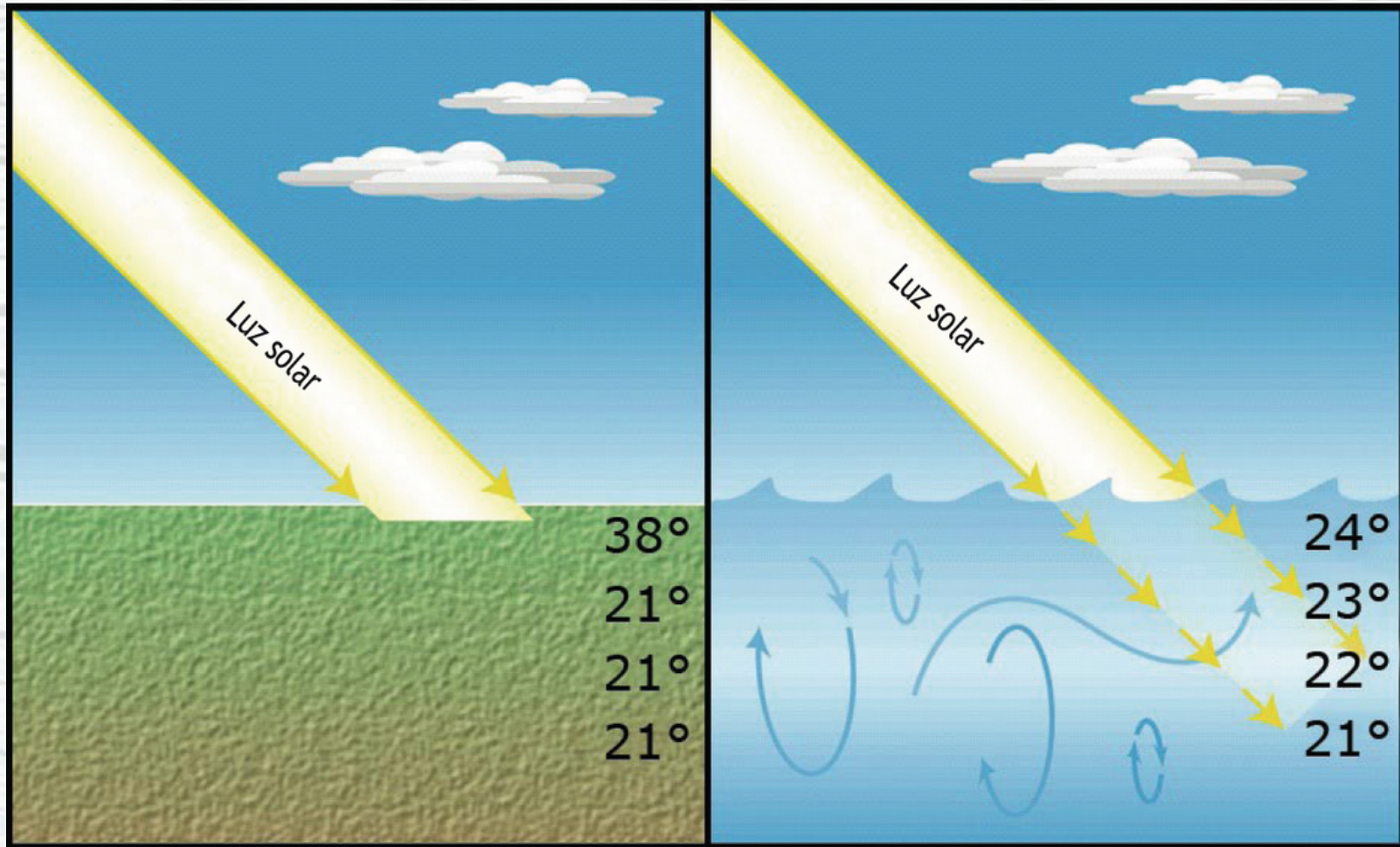


Figura: Cantidad y distribución en frecuencias de la energía emitida por un cuerpo negro como función de la temperatura.



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.



Absorción de energía

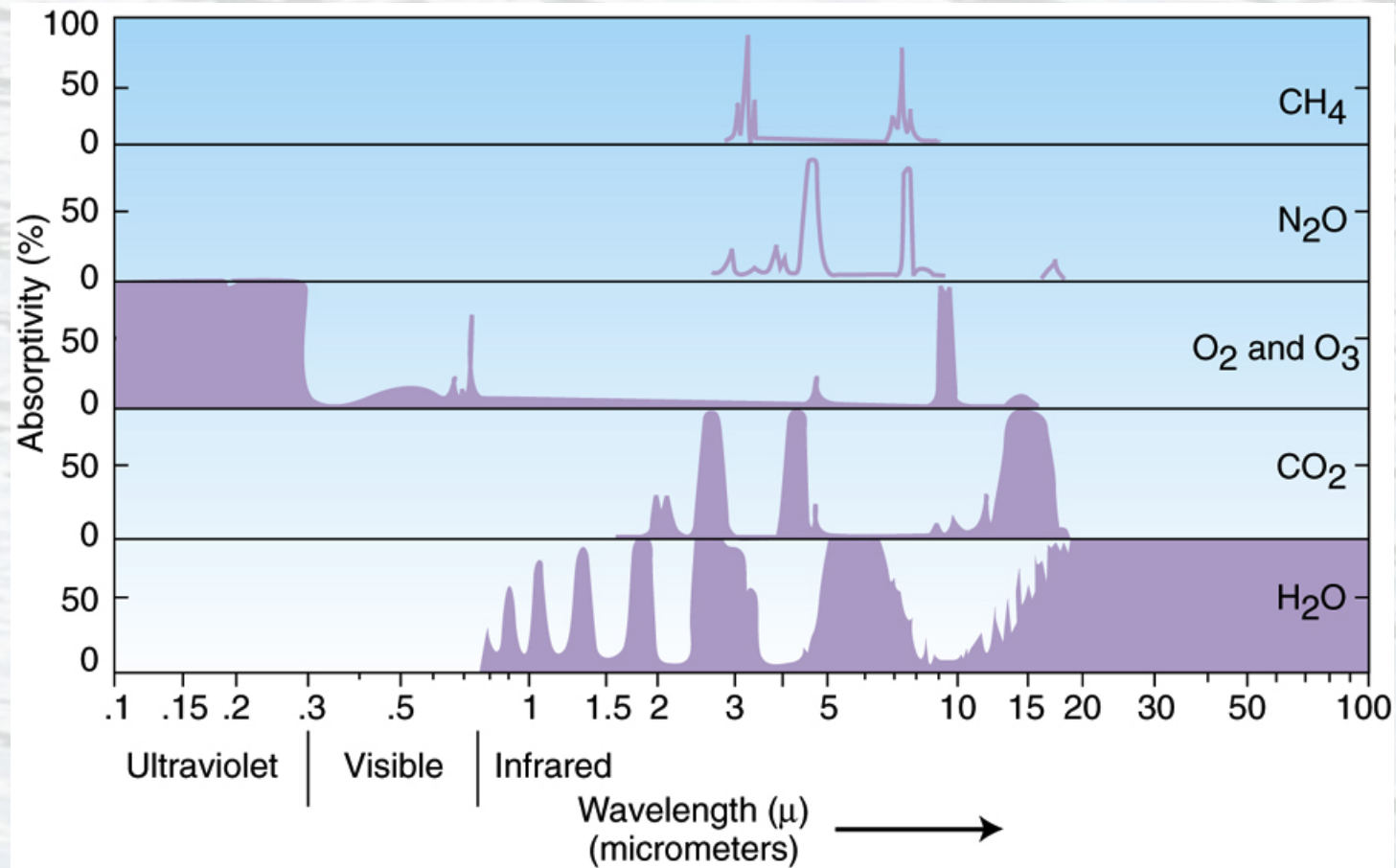


Figura. Absorción de energía por distintos gases como función de la longitud de onda.

➤ 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.



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

Reed (1983)



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:

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

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



Calor sensible

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

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



Calor latente

- Depende de la diferencia del nivel de saturación (a través de la humedad específica q_a), la estabilidad atmosférica y la rapidez del viento ($|\mathbf{u}|$).

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

➤ 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



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

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

$C_E = C_H = 1.4 \times 10^{-3}$, 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



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



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.



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 y la generación de olas.



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 $|\mathbf{u}|$, de la estabilidad y del estado del océano (oleaje).

Solubilidad de gases

- Los gases atmosféricos generalmente están cerca del valor de saturación cuando se encuentran cerca de la superficie del océano. En muchos casos incluso se encuentran sobresaturados debido a la disolución de burbujas producidas por el rompimiento de las olas.

Solubilidad de gases

- La solubilidad es una medida de la cantidad de gas que puede contener el mar por unidad de volumen.
- La saturación, que es el producto de la solubilidad y la presión parcial atmosférica, incluye el efecto de la composición actual de la atmósfera

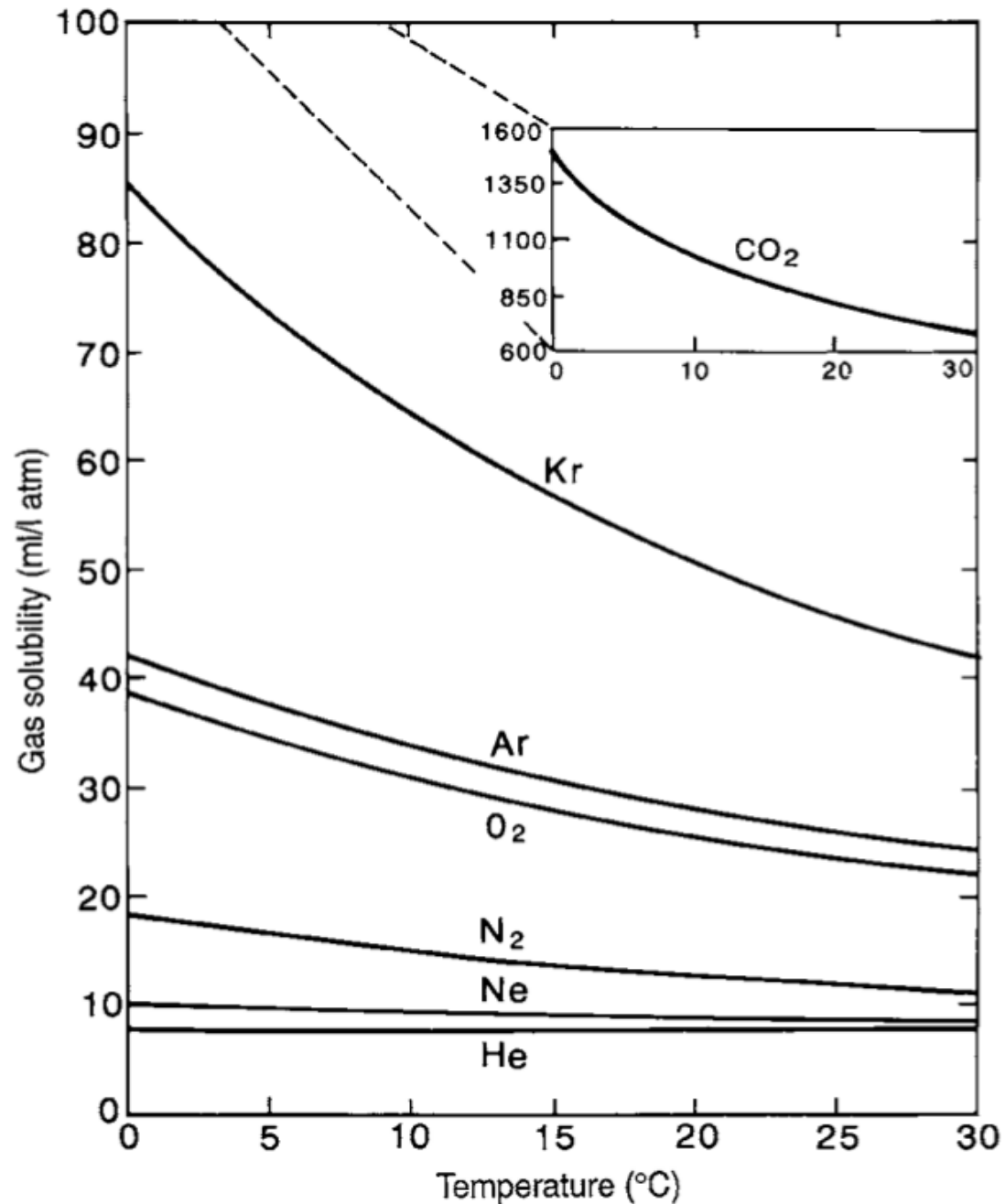
Table 3.1. *Saturation concentration and solubility for atmospheric gases at 1 atmosphere pressure in sea water of salinity 35 psu*

Gas	Weight (g/mole)	Partial pressure (air) (atmos.)	Oceanic saturation (ml/l*)		Solubility (ml/l)	
			0°C	24°C	0°C	24°C
Nitrogen (N ₂)	28	0.781	14.3	9.2	18.3	11.8
Oxygen (O ₂)	32	0.209	8.1	5.0	38.7	23.7
Argon (Ar)	40	9.3×10^{-3}	0.39	0.24	42.1	26.0
Carbon dioxide (CO ₂)	44	3.54×10^{-4}	0.51	0.24	1437	666
Neon (Ne)	20	1.8×10^{-5}	1.8×10^{-4}	1.5×10^{-4}	10.1	8.6
Helium (He)	4	5.2×10^{-6}	4.1×10^{-5}	3.8×10^{-5}	7.8	7.4
Krypton (Kr)	84	1.1×10^{-6}	9.4×10^{-5}	5.1×10^{-5}	85.6	46.2
Nitrous oxide (N ₂ O)	44	3.0×10^{-7}	3.2×10^{-4}	1.4×10^{-4}	1071	476

* A more consistent unit would be mol/kg, but as the values are several orders of magnitude smaller for these units I use the more traditional value for ease of comparison.

Solubility of gases

Fig. 3.1. Solubility of various atmospheric gases in sea water as a function of temperature. The temperature range covers most of the observed range in oceanic waters. Units are millilitres of gas contained in a litre of sea water of salinity 35 psu, assuming an overlying atmosphere purely of each gas. [Data from Broecker and Peng, 1982.]



Solubilidad de gases

- Para gases inertes la solubilidad es función de su peso molecular.
- Algunos gases, como el CO_2 , CH_4 y el NO_2 , son muy reactivos en agua y por ello el océano puede absorber más de estos gases

Solubilidad de gases

- Como toda el agua en el mar alguna vez estuvo en contacto con la atmósfera es de esperarse que en ausencia de fuentes o sumideros la concentración en todo el océano sea la misma.
- Algunos gases son consumidos o generados dentro del océano por lo que su concentración varia

Solubilidad de gases

- Los procesos biológicos consumen y generan gases como el CO_2 , el O_2 el N_2O , el CH_4 o el dimetil sulfuro.
- La solubilidad depende inversamente de la temperatura y directamente de la presión. Depende poco de la salinidad.

➤ 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.

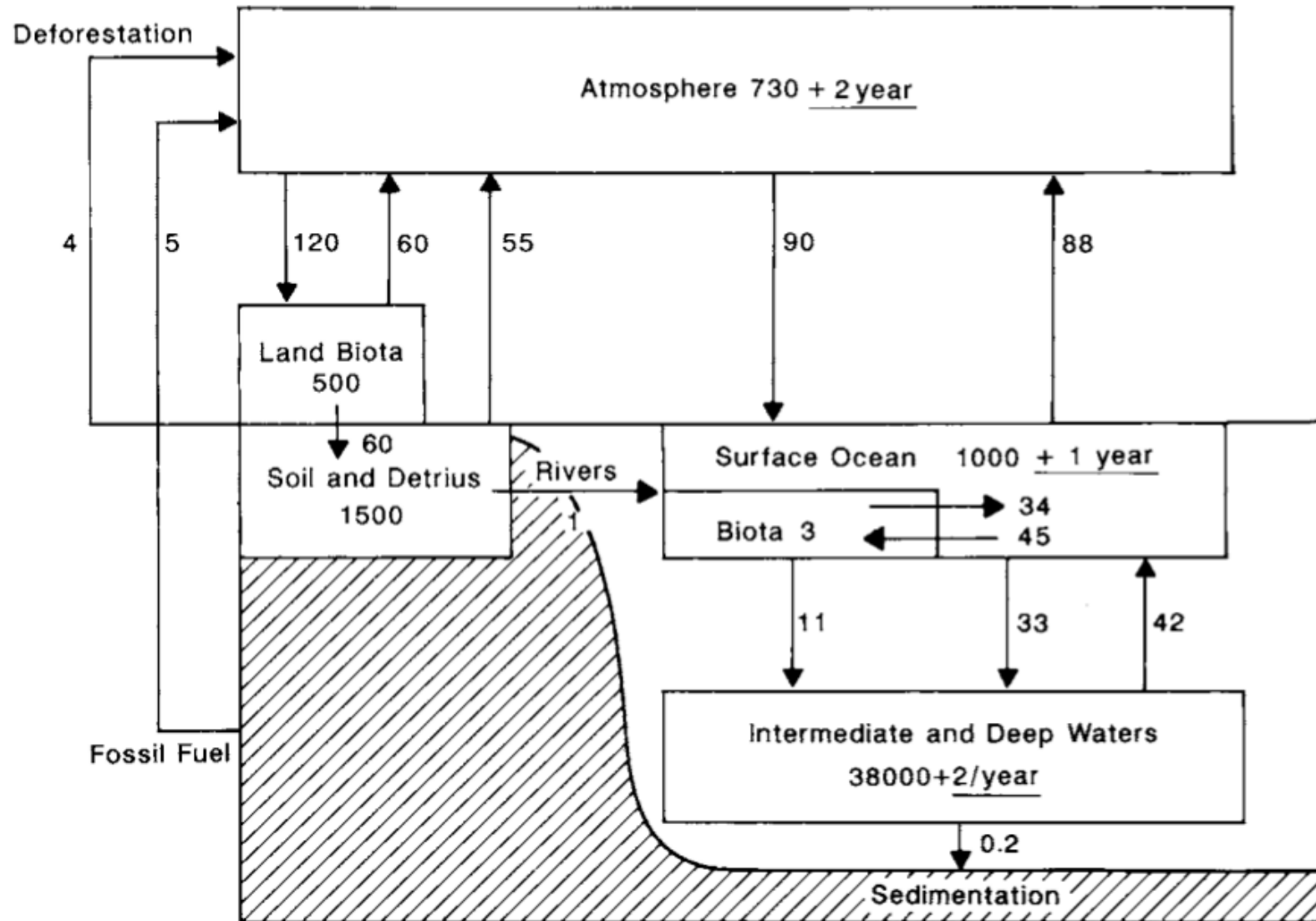
k_T , es la velocidad de transferencia y es función de la rapidez del aire.

Intercambio de gases en la interfaz

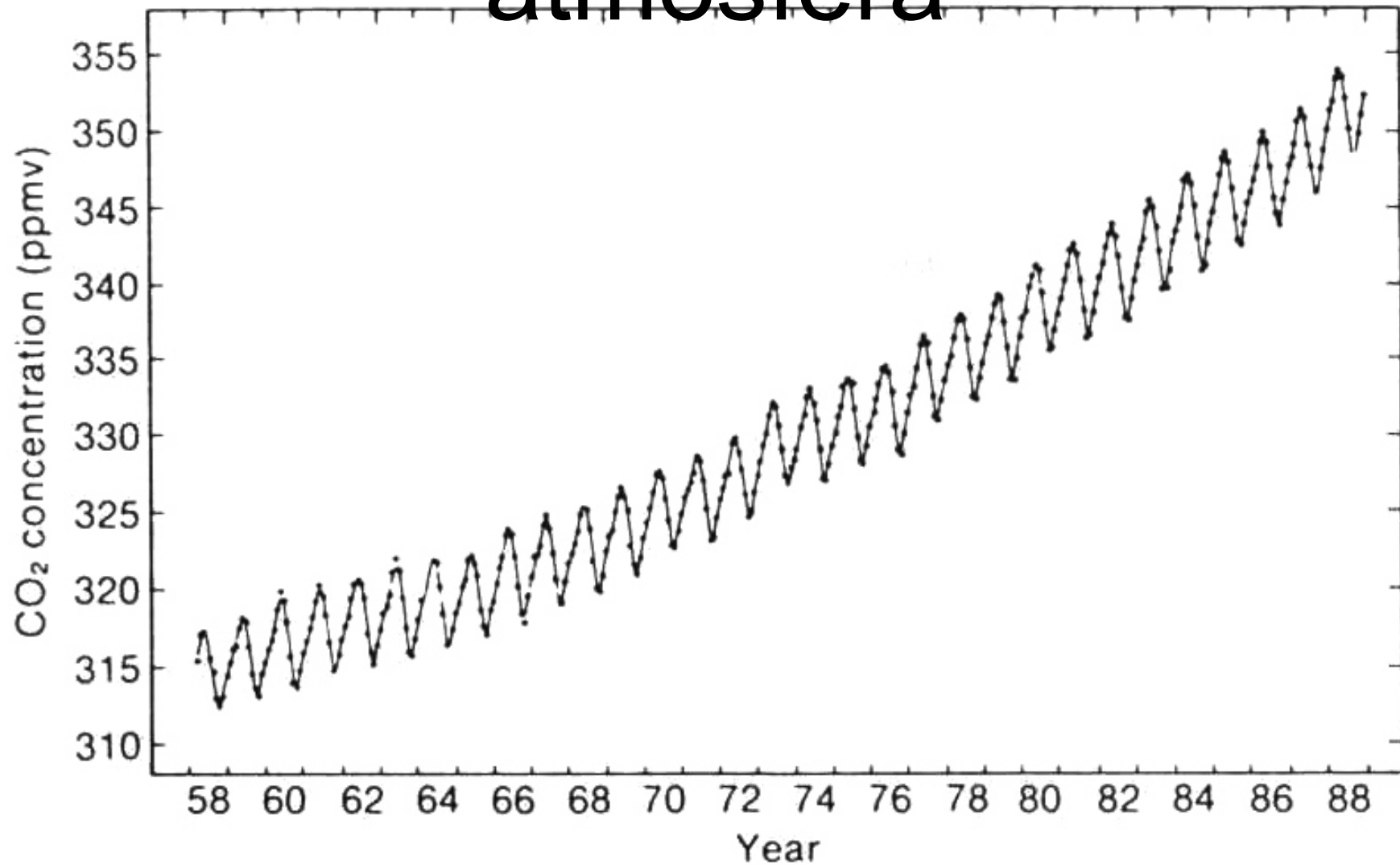
- A valores grandes de la rapidez del viento esta domina el intercambio de gases por el entrainment en las burbujas.
- A velocidades bajas la capacidad de reacción química del CO_2 produce un intercambio mayor que por ejemplo el O_2 .
- La transferencia de calor entre los dos medios. Si el aire es húmedo y el flujo de calor latente está dirigido hacia el océano, produciendo condensación en el agua, el flujo del gas se inhibe.

El Ciclo del Carbono (gigatoneladas)

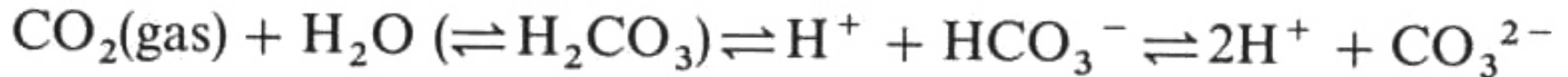
Fig. 3.4. Global carbon reservoirs and annual fluxes. Numbers underlined represent net annual CO₂ accumulation due to human action. Units are gigatons (10⁹ metric tons, or 10¹² kg) of carbon in the reservoirs and GtCyr⁻¹ for fluxes. [Adapted from Fig. 1.1 of Houghton *et al.* (1990), with updated figures from Fig. 3.1 of Houghton *et al.* (2001).]



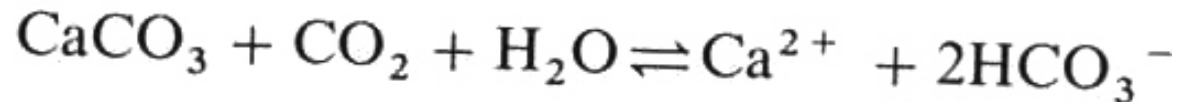
Incremento de la concentración de CO₂ en la atmósfera



Reacción química del CO₂ en el océano



Reacción química del carbonato de calcio con el CO₂ y el agua



Constantes de disociación entre gas y carbonato y bicarbonato y carbonato

$$K_1 = \frac{[\text{H}^+][\text{HCO}_3^-]}{[\text{H}_2\text{O}][\text{CO}_2]} \quad K_2 = \frac{[\text{H}^+][\text{CO}_3^{2-}]}{[\text{HCO}_3^-]}$$

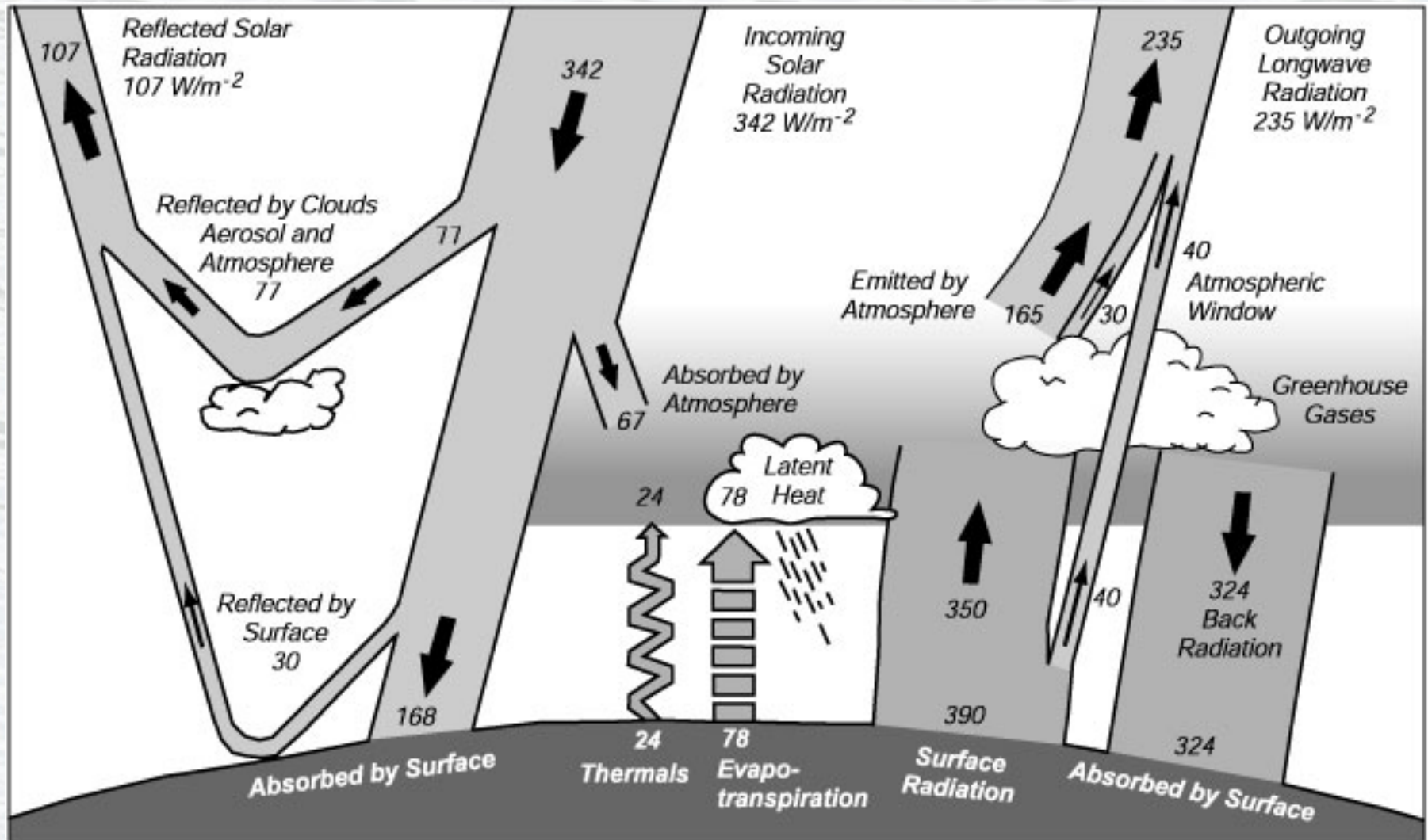


Importancia de los flujos de superficie (Pequeña escala)

- 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



Balance de radiación para la atmósfera



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

➤ Radiación en la parte alta de la atmósfera

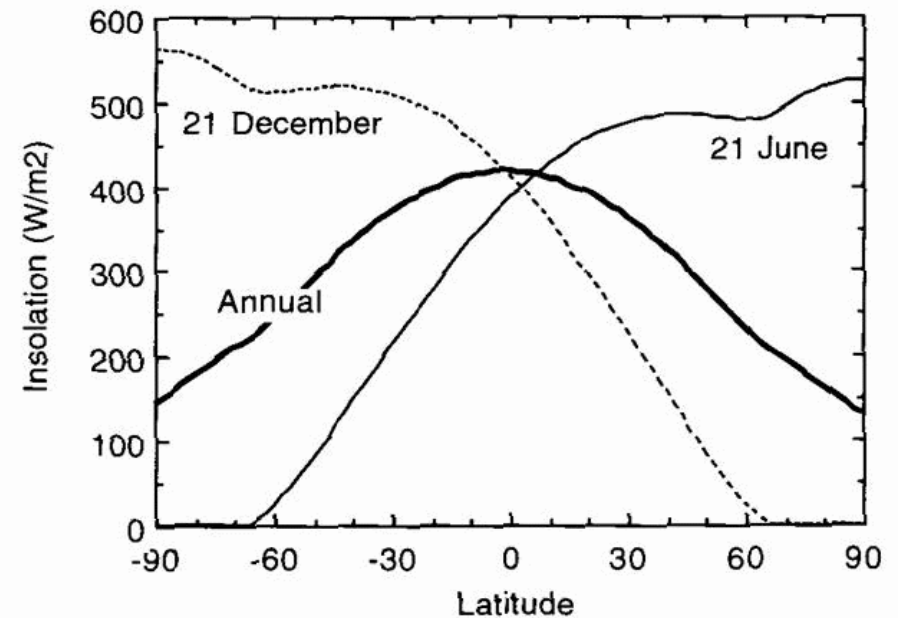
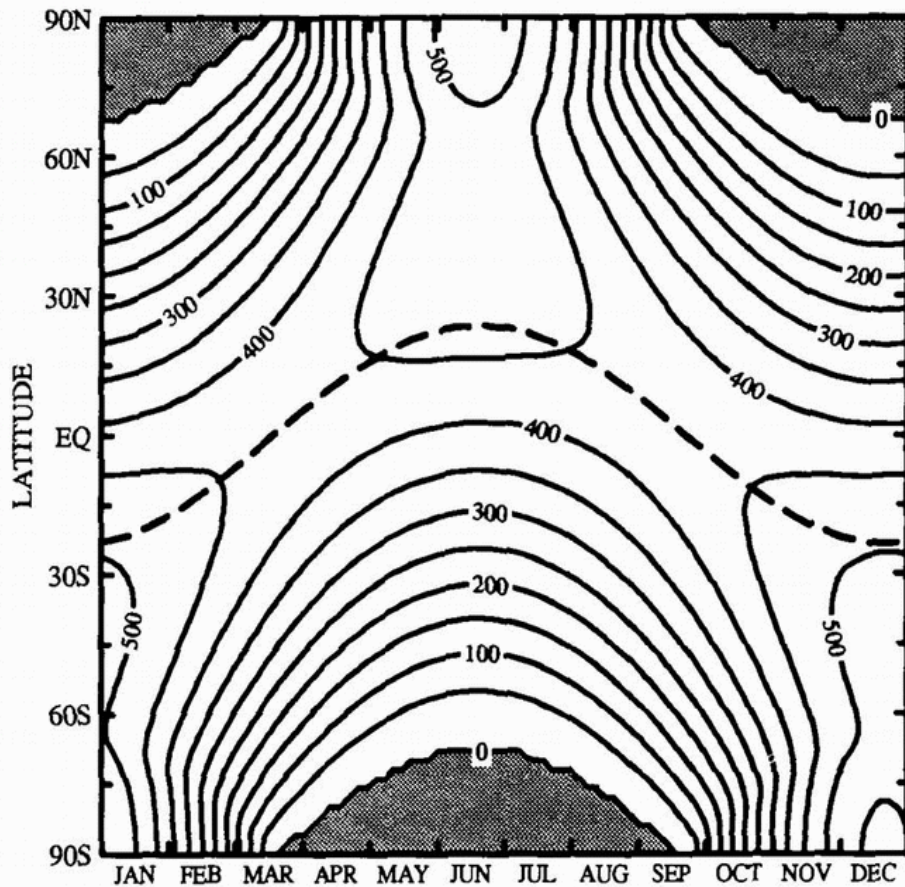
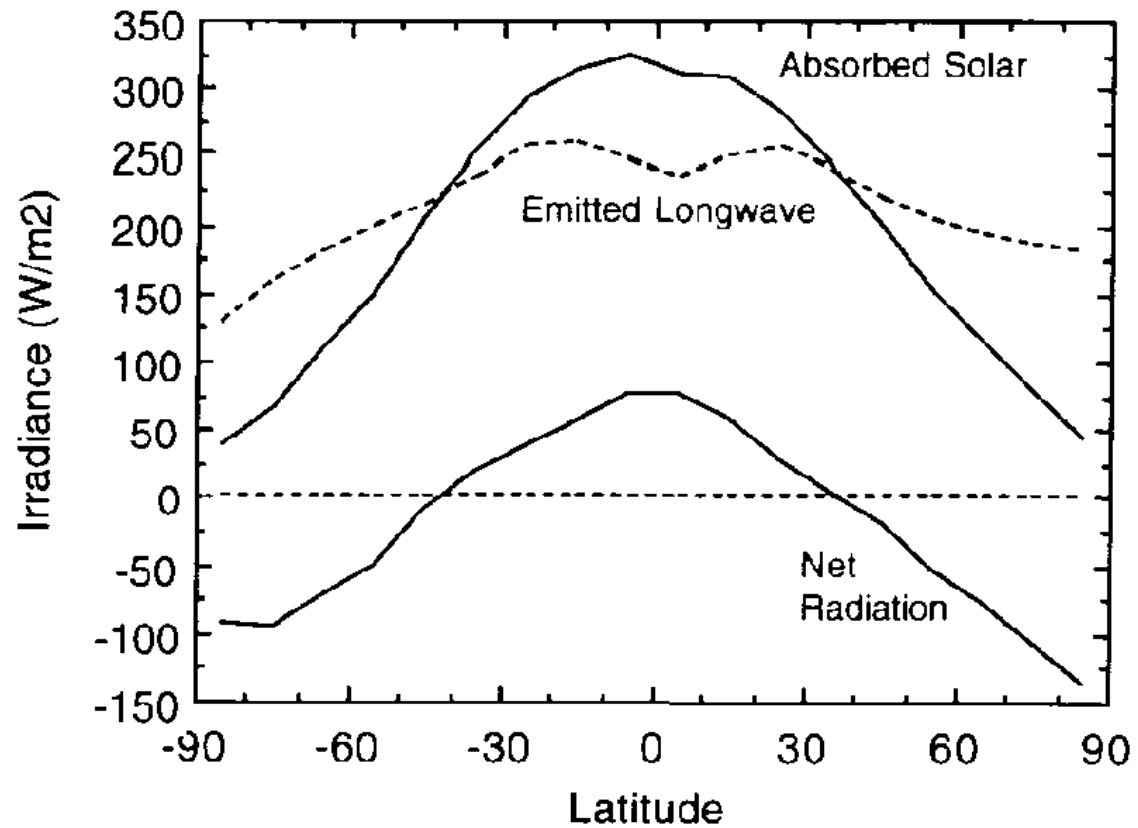


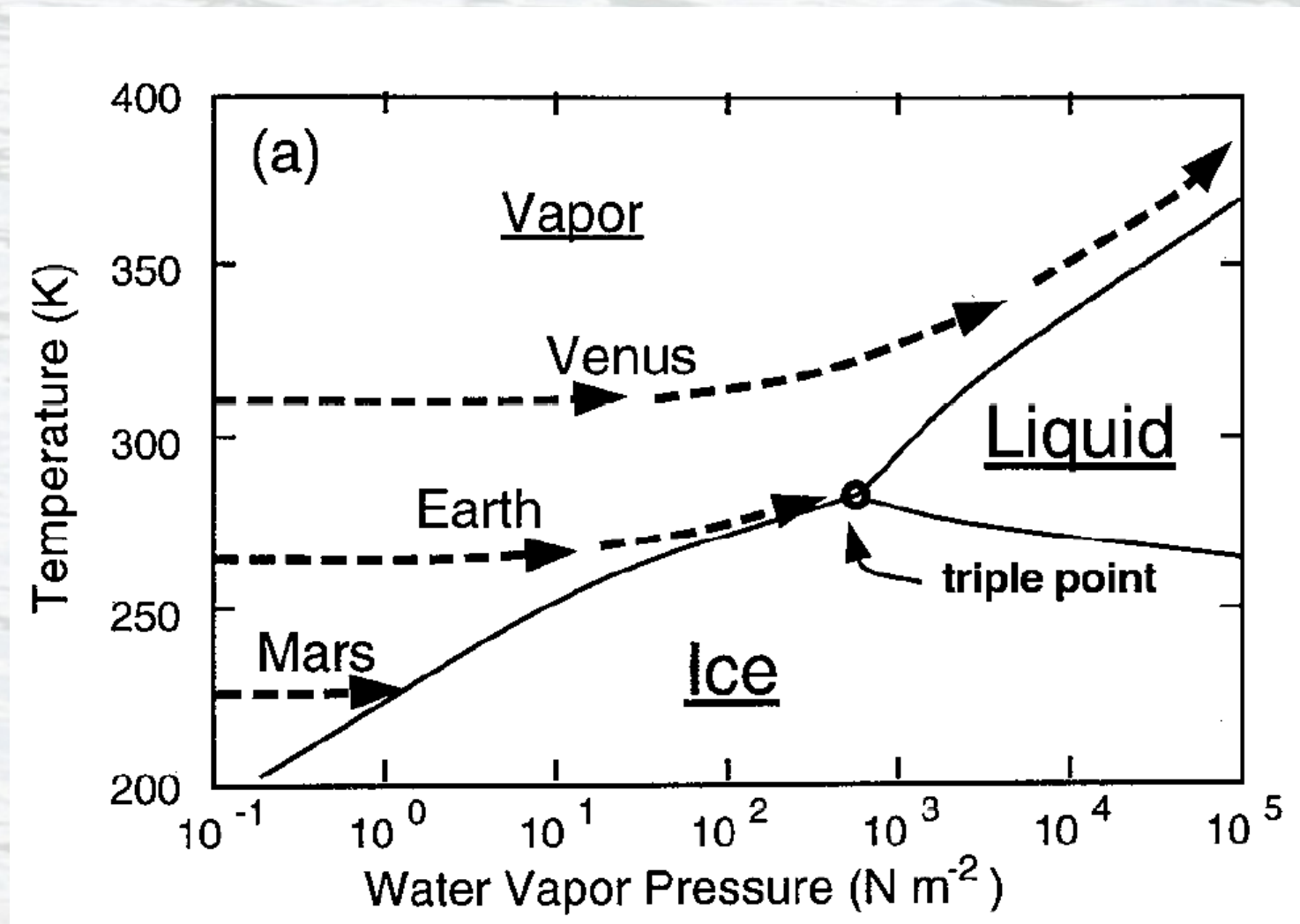
Figura: Insolación promedio anual y en los solsticios como función de la latitud.

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

➤ Flujo meridional de calor



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





Rango anual de temperatura

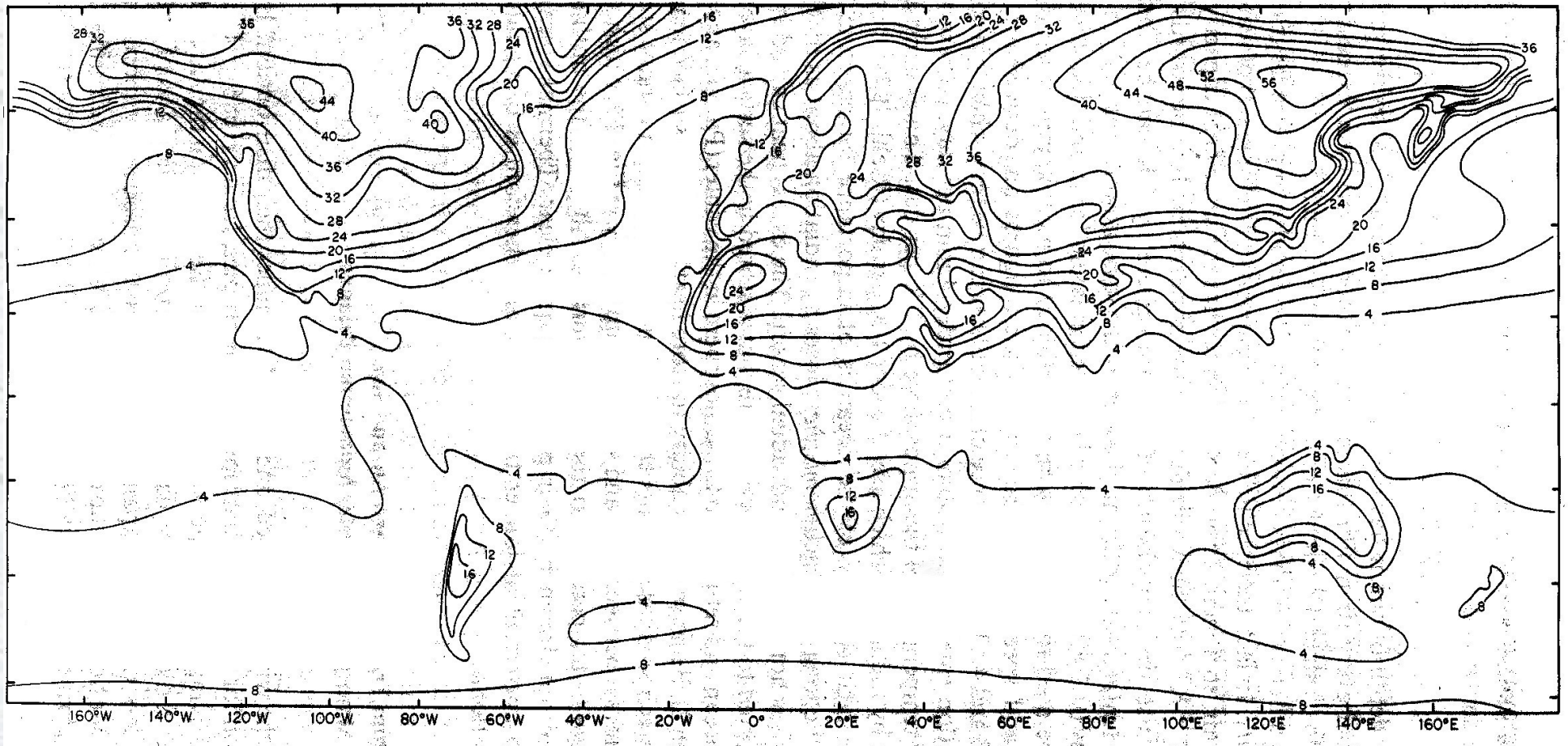


Figura. Rango anual de temperaturas mensuales promedio (Gill, 1982).



Presión de vapor de agua vs temperatura

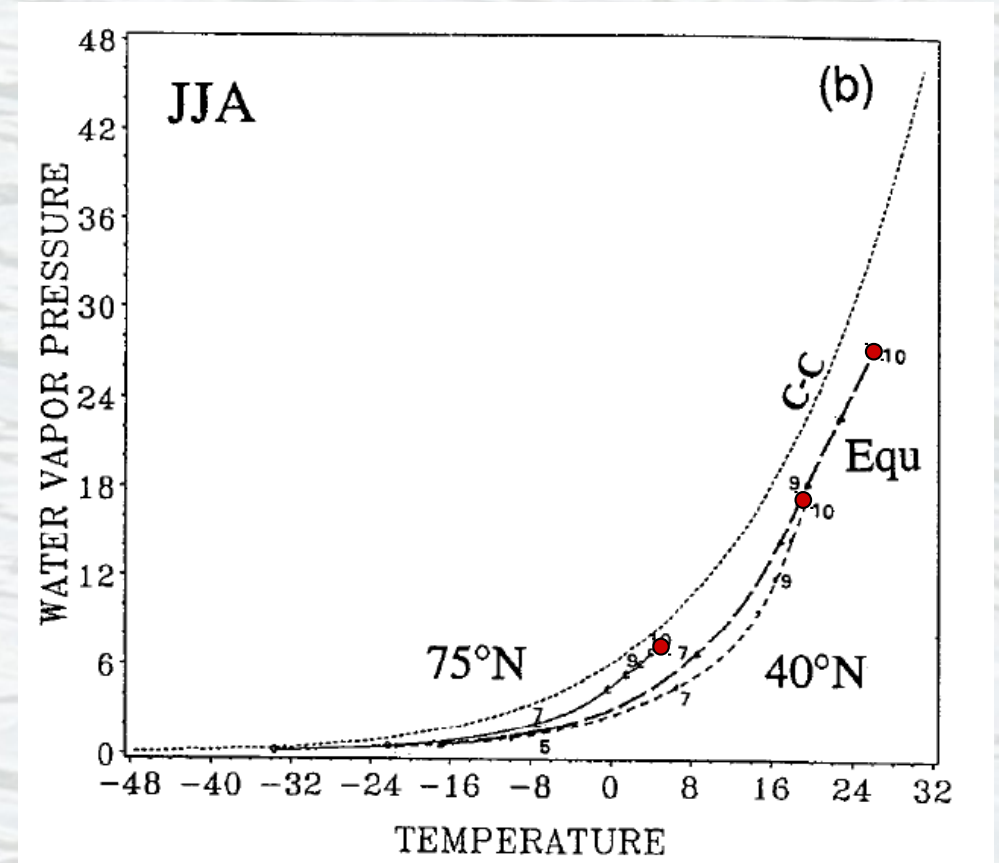
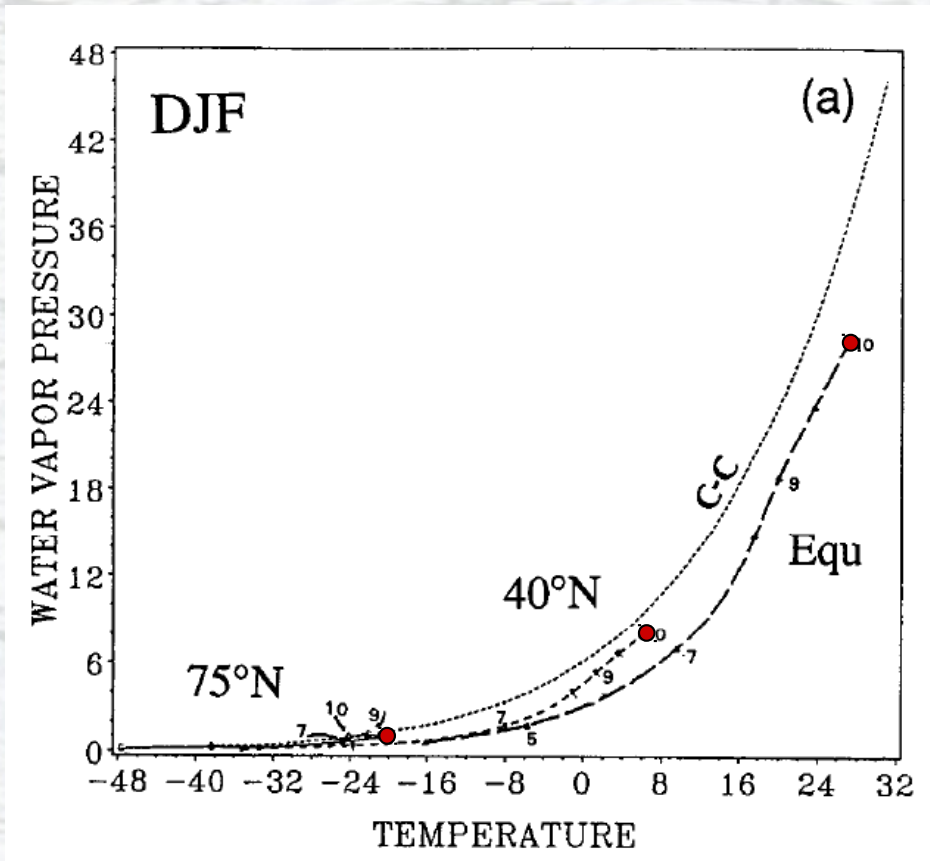


Figura. Presión de vapor de agua como función de la temperatura según la ecuación de Clausius-Clapeyron y observaciones en 75° N, 40° N y el ecuador.



Contenido de agua líquida y vapor de agua

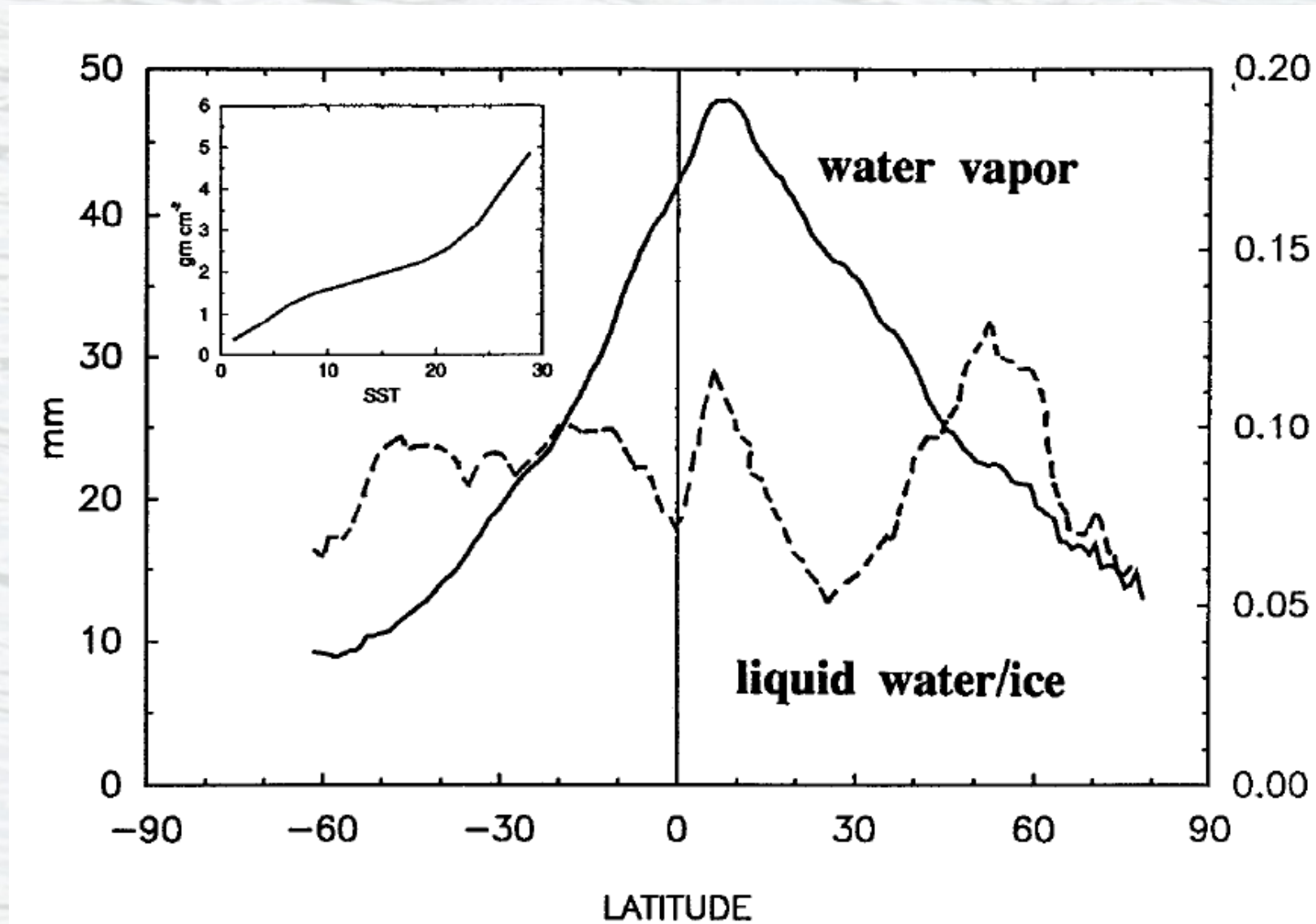
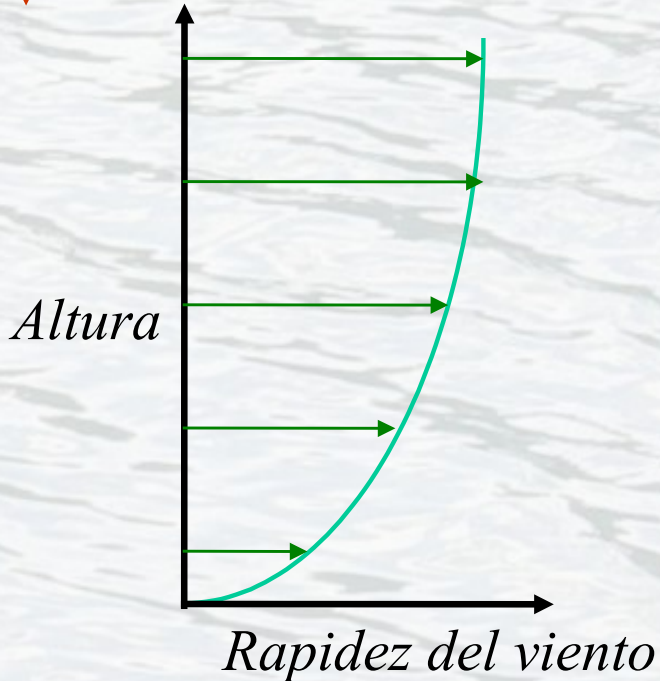


Figura. Estimaciones satelitales del contenido total de agua líquida y vapor de agua como función de la latitud (Webster, 1994).



Flujo vertical de momento horizontal

Entrada de momento horizontal



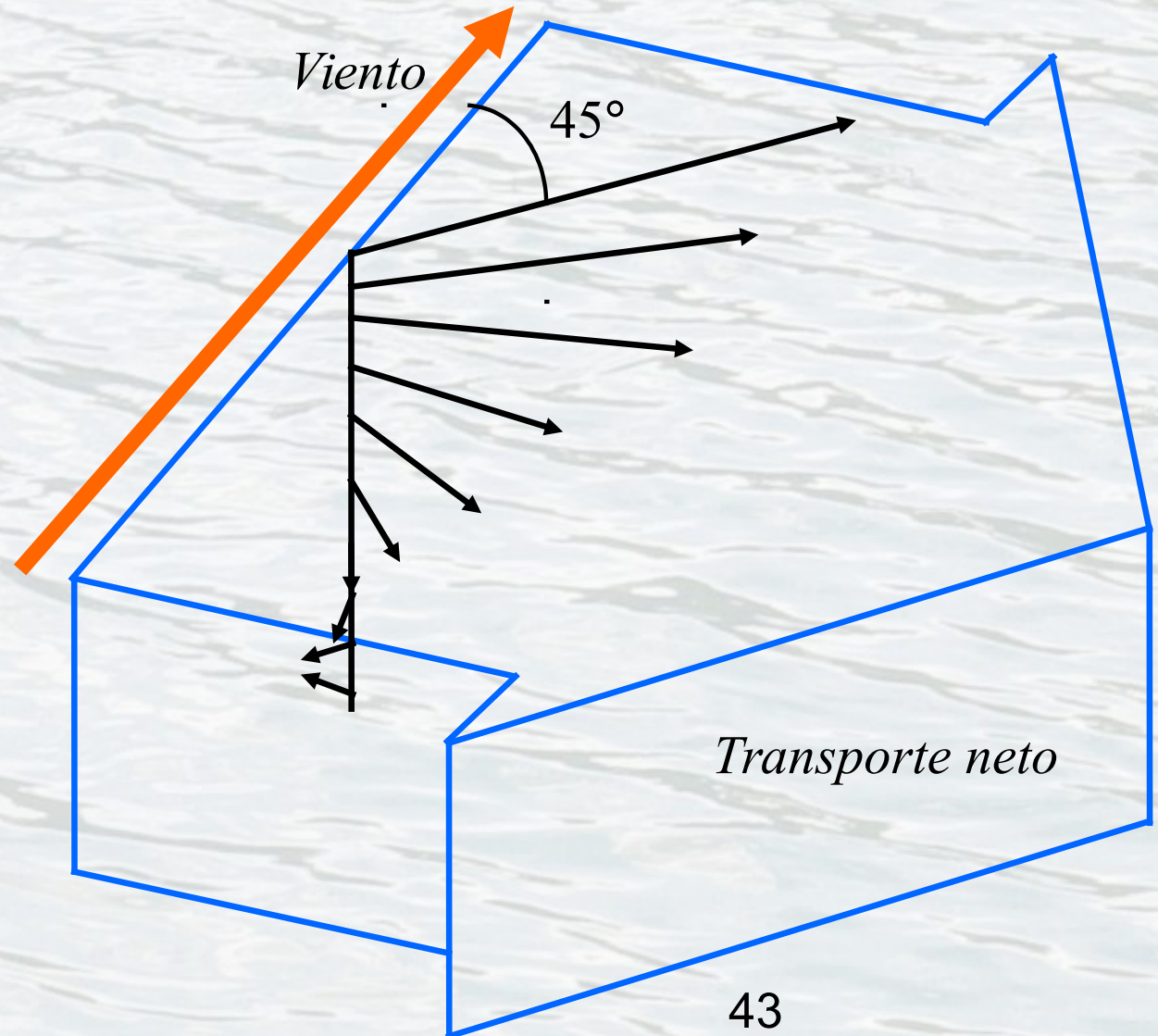
Transferencia de momento horizontal hacia (desde) la superficie

- 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.



Espiral de Ekman

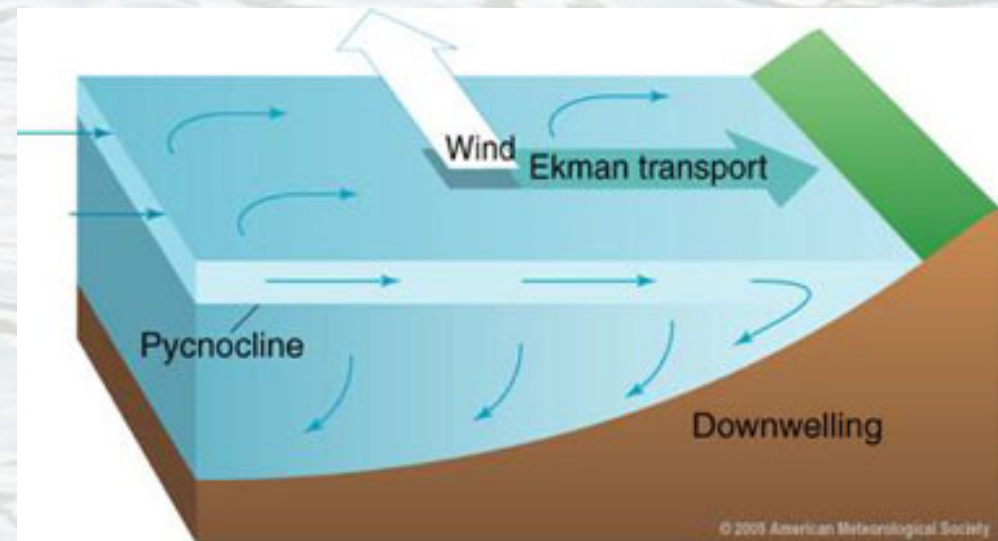
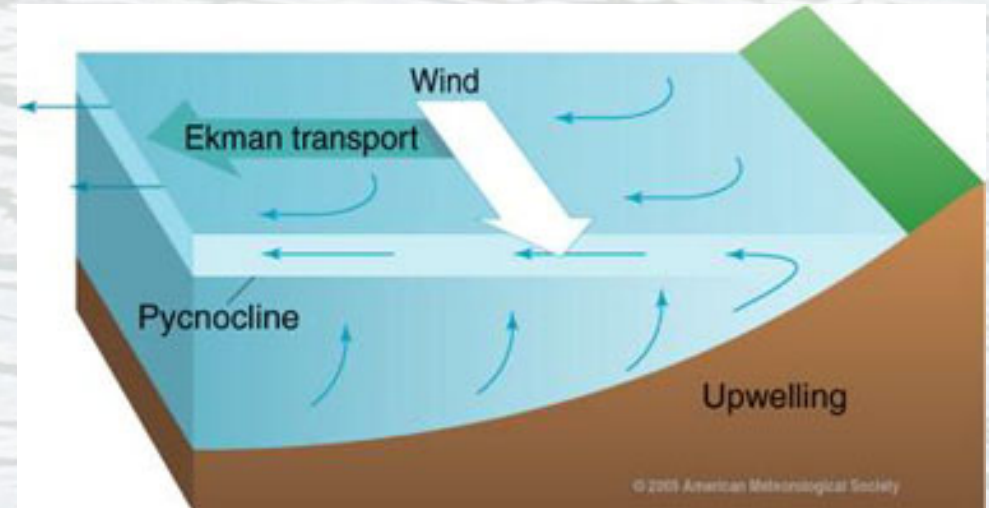
- Usando una viscosidad turbulenta del esfuerzo del viento





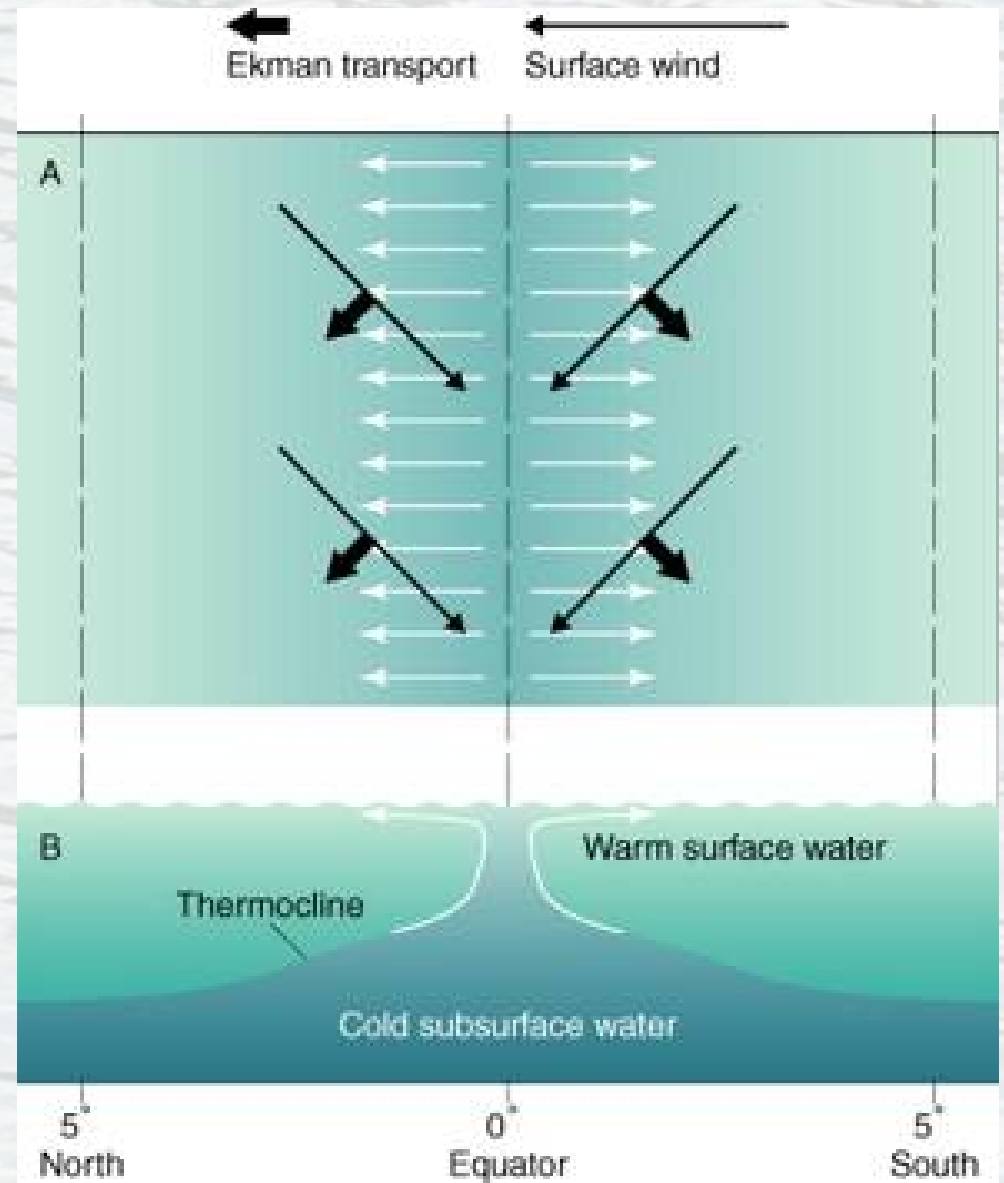
Afloramiento costero

- 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.

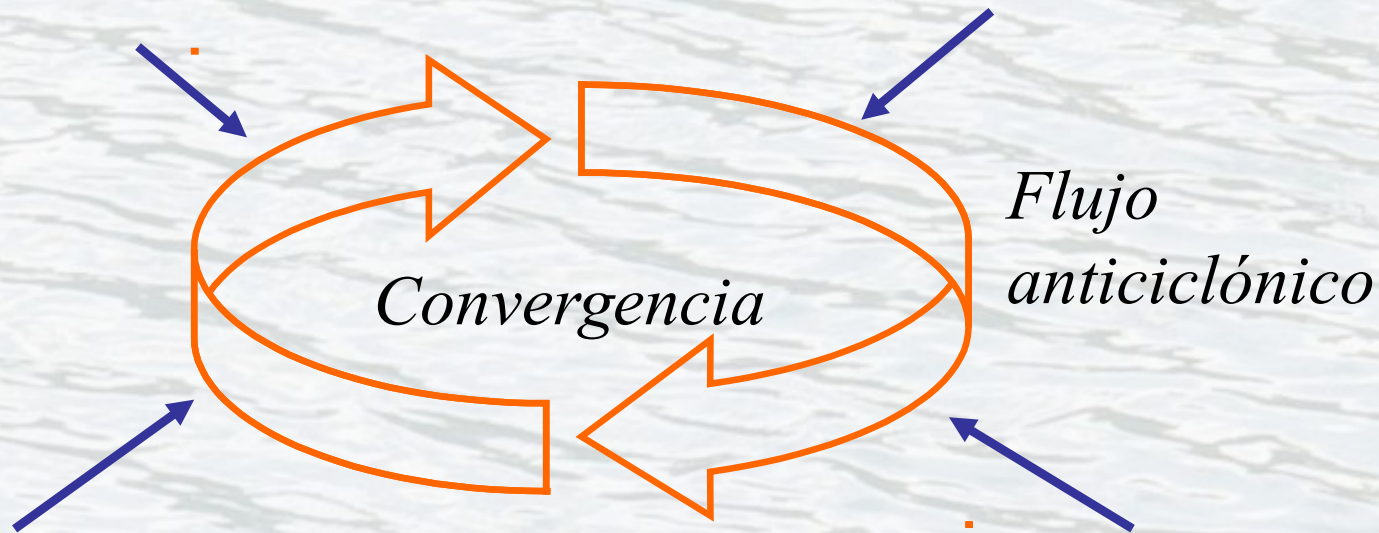


➤ Afloramiento ecuatorial

- 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.

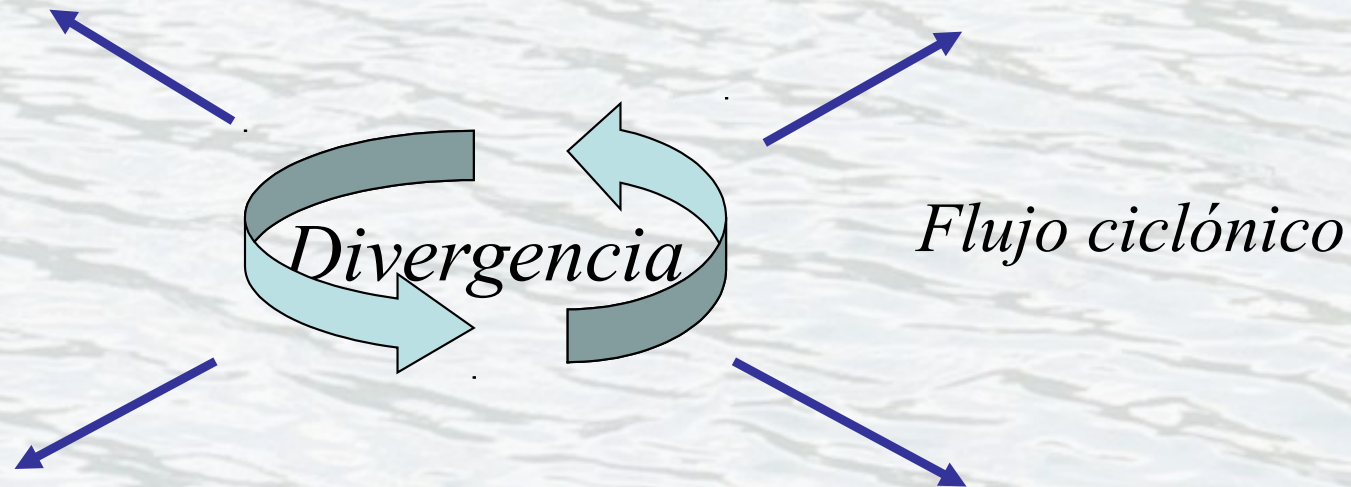


➤ **Bombeo de Ekman**



- Flujos anticiclónicos producen convergencia de masa y hundimiento.

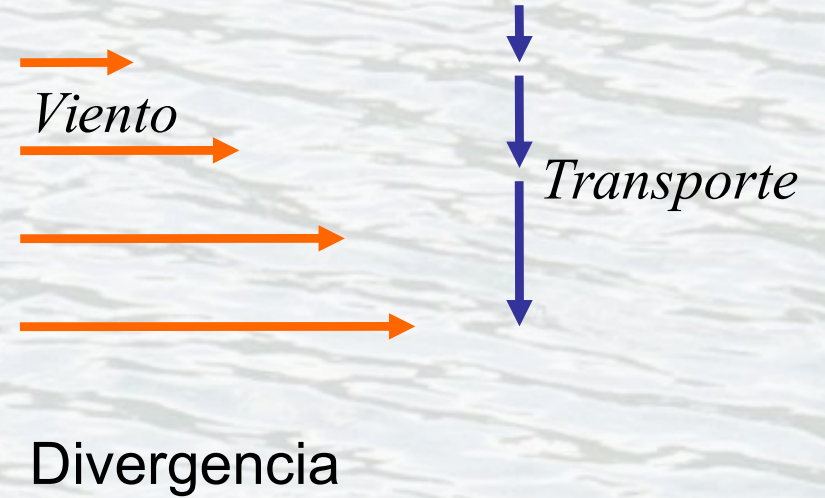
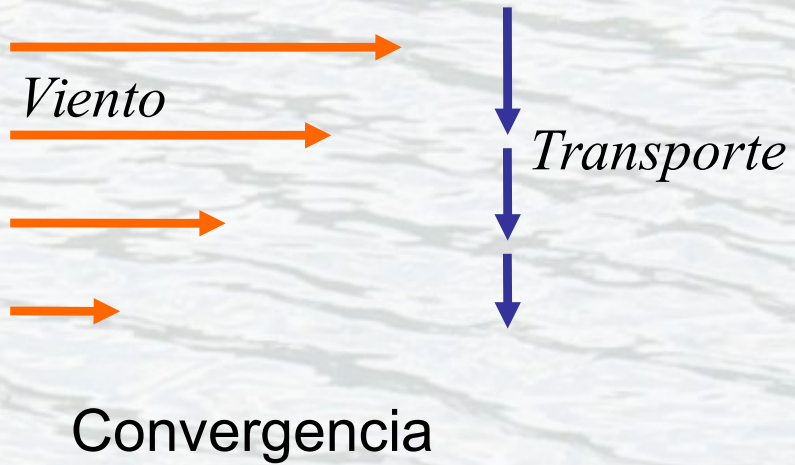
➤ **Bombeo de Ekman**



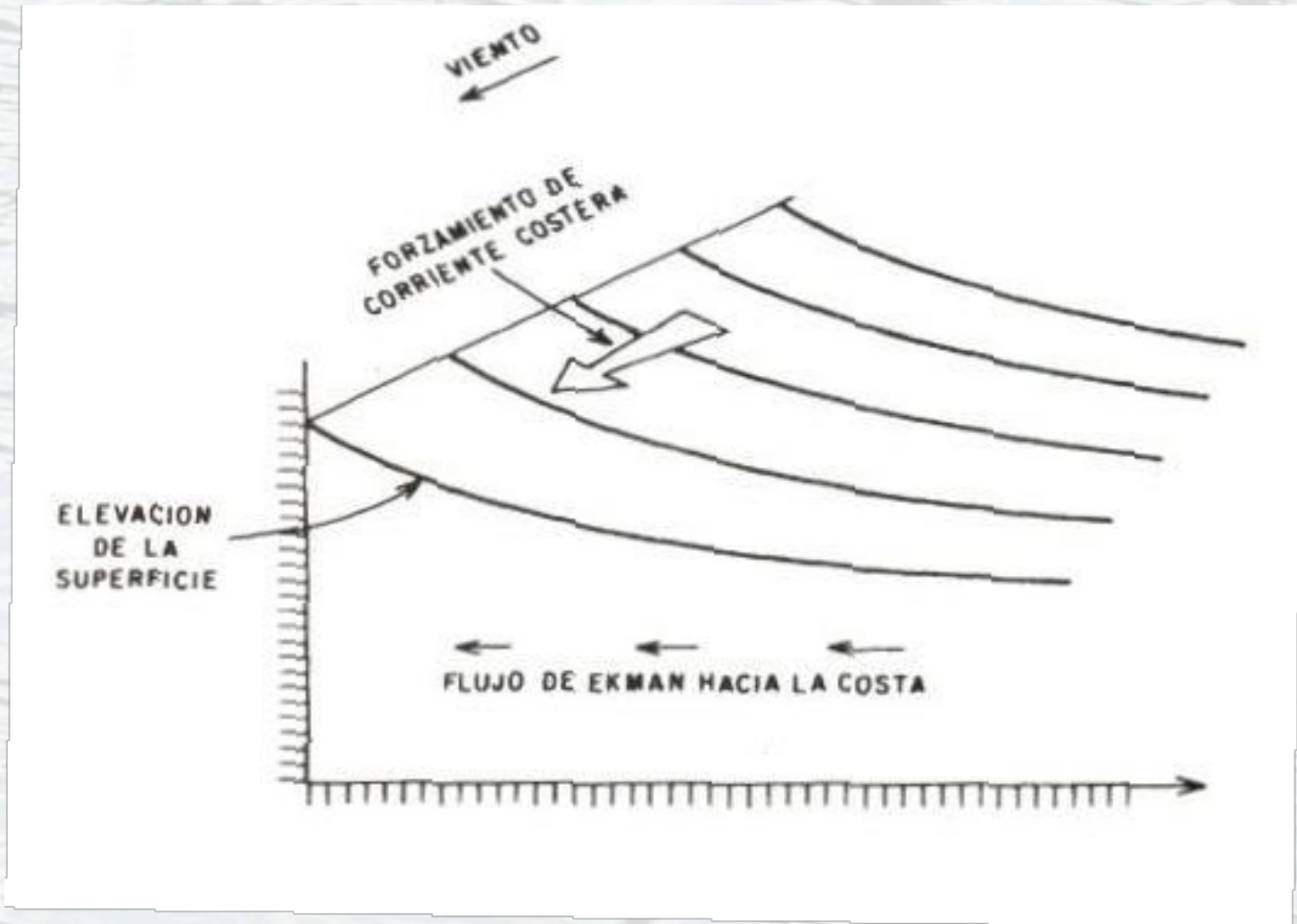
- Flujos ciclónicos producen divergencia de masa y afloramiento.



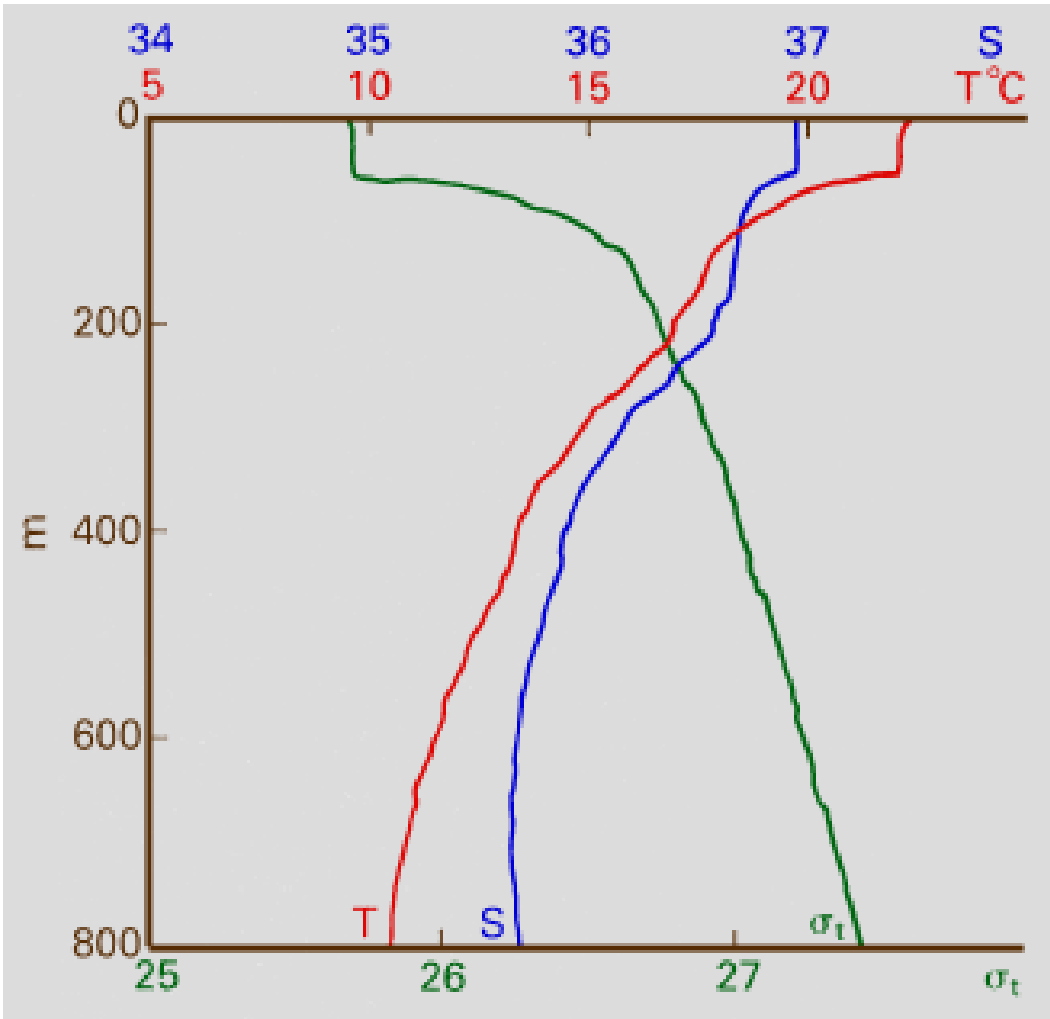
Bombeo de Ekman



➤ Elevación del nivel del mar



➤ Perfil típico en el océano tropical y capa de mezcla



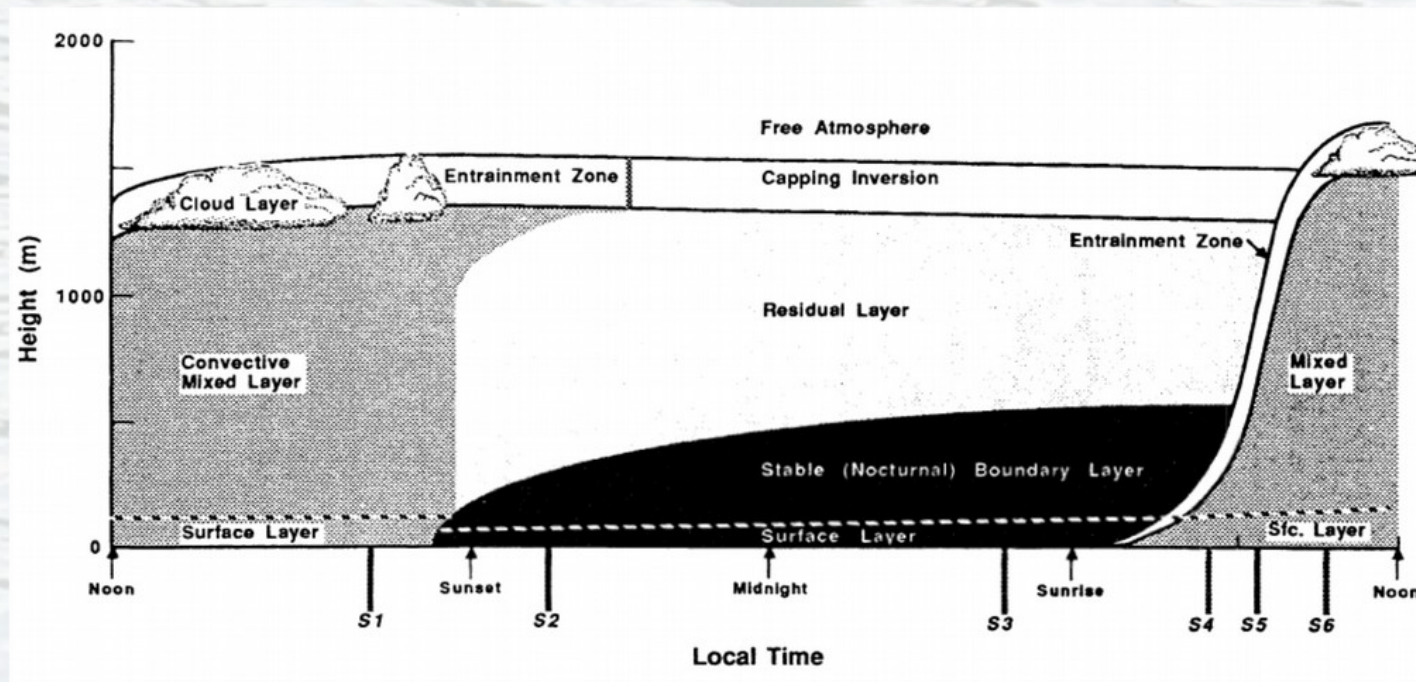
- **Evolución de la capa mezclada:**

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

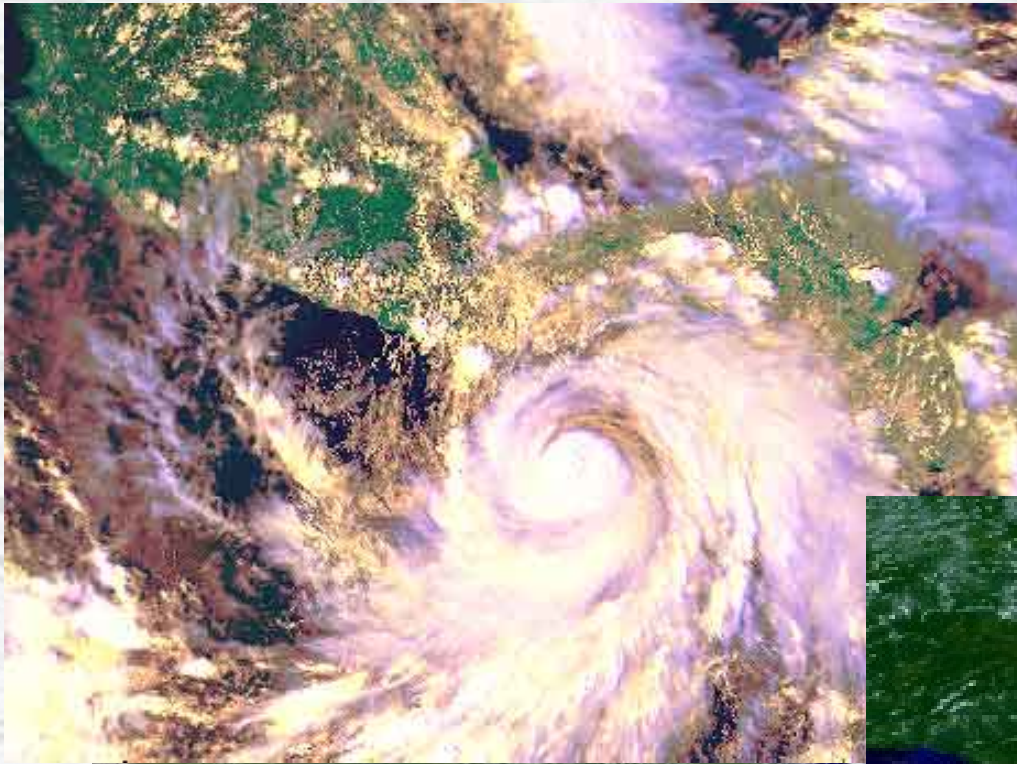
➤ Modelos de capa mezclada

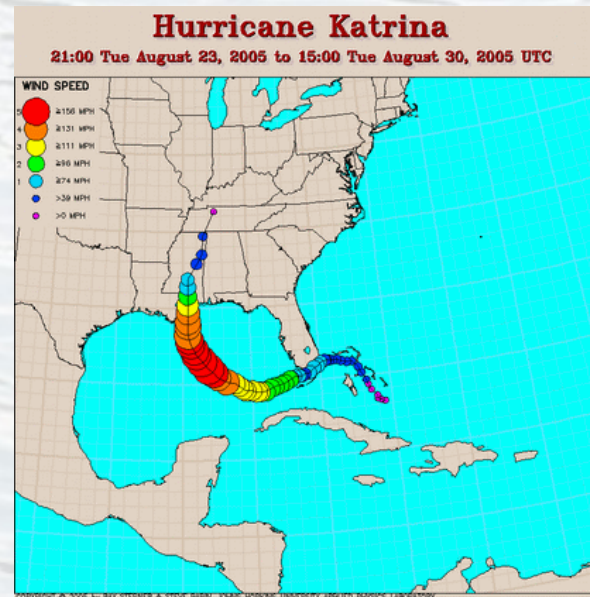
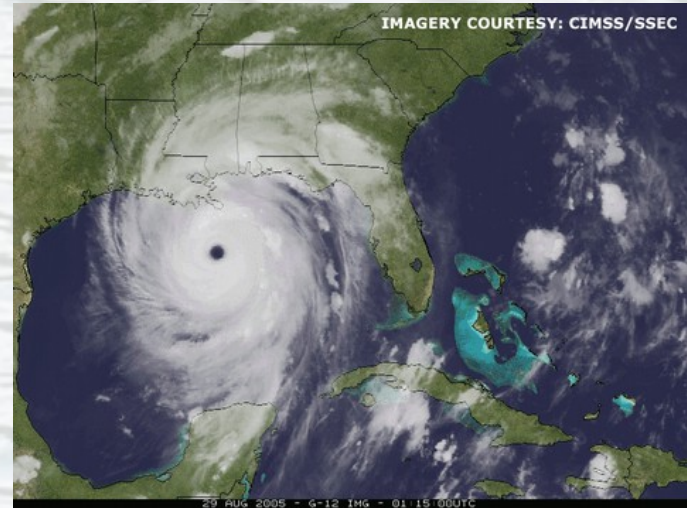
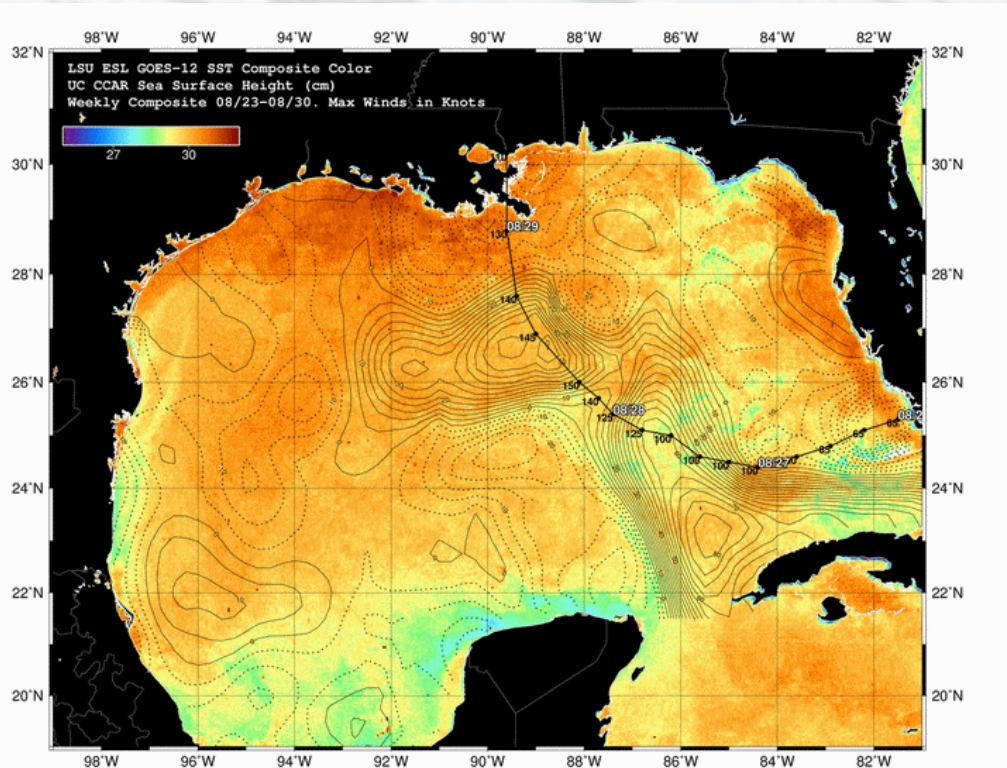
- Diferenciales : Mellor/Yamada)
- Integrales : Tipo Krauss/Niiler)
- La temperatura, salinidad y velocidad horizontal se supone que son cuasi uniformes en la capa mezclada
- En las escalas del modelo se considera una cuasi discontinuidad de T , S , u , y v en la superficie del océano
- Se supone que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

➤ Capa mezclada atmosférica



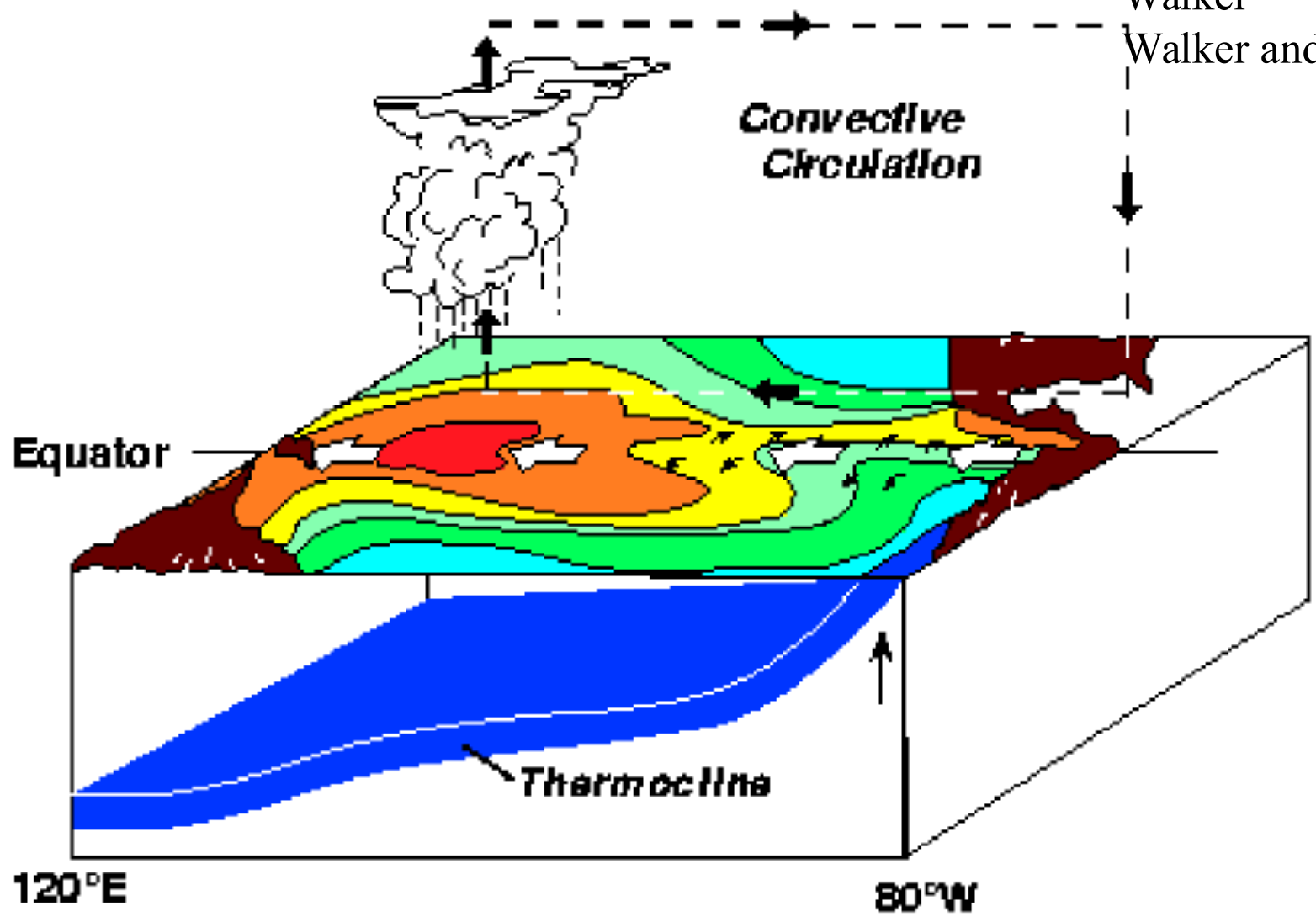
- Es la parte de la tropósfera que es directamente influenciada por la presencia de la superficie terrestre y responde a los forzamientos de superficie con escalas de tiempo de una hora o menos
- Los tres componentes principales de esta estructura son: la capa de mezcla, la capa residual y la CL estable. Cuando hay nubes en la capa de mezcla, ésta se subdivide en una capa de nubes y una capa por debajo de éstas.
- La capa superficial es la región en el fondo de la CL donde los flujos turbulentos y esfuerzos varían en menos de un 10% de su magnitud, independientemente de si es parte de la capa de mezcla o de la CL estable.

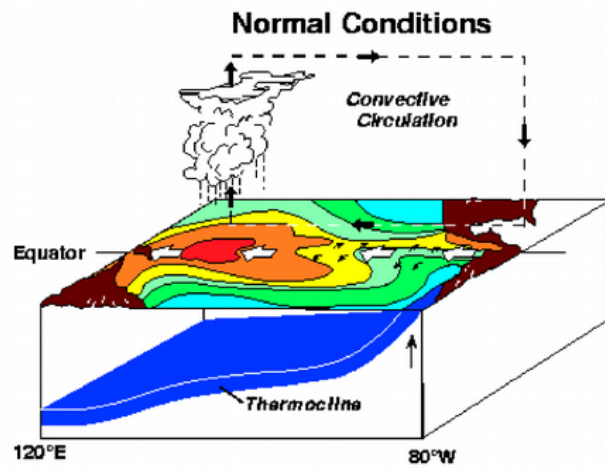




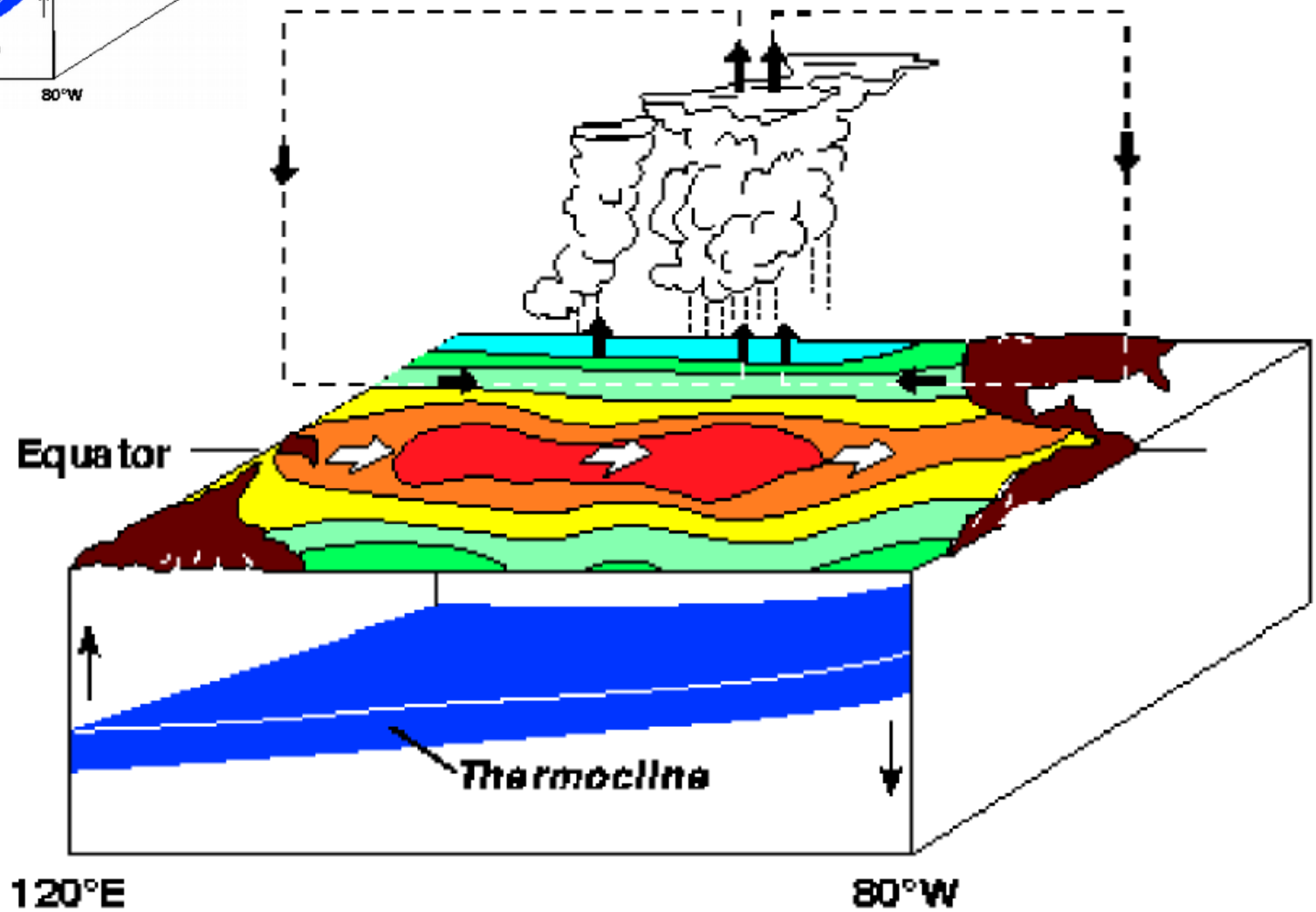
Normal Conditions

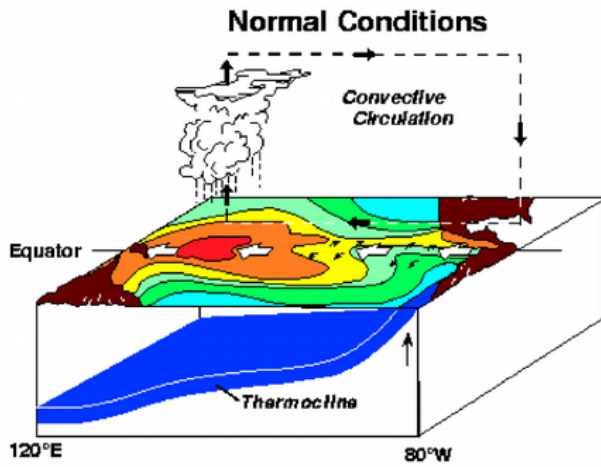
Celda de Walker
Walker and Bliss (1932)



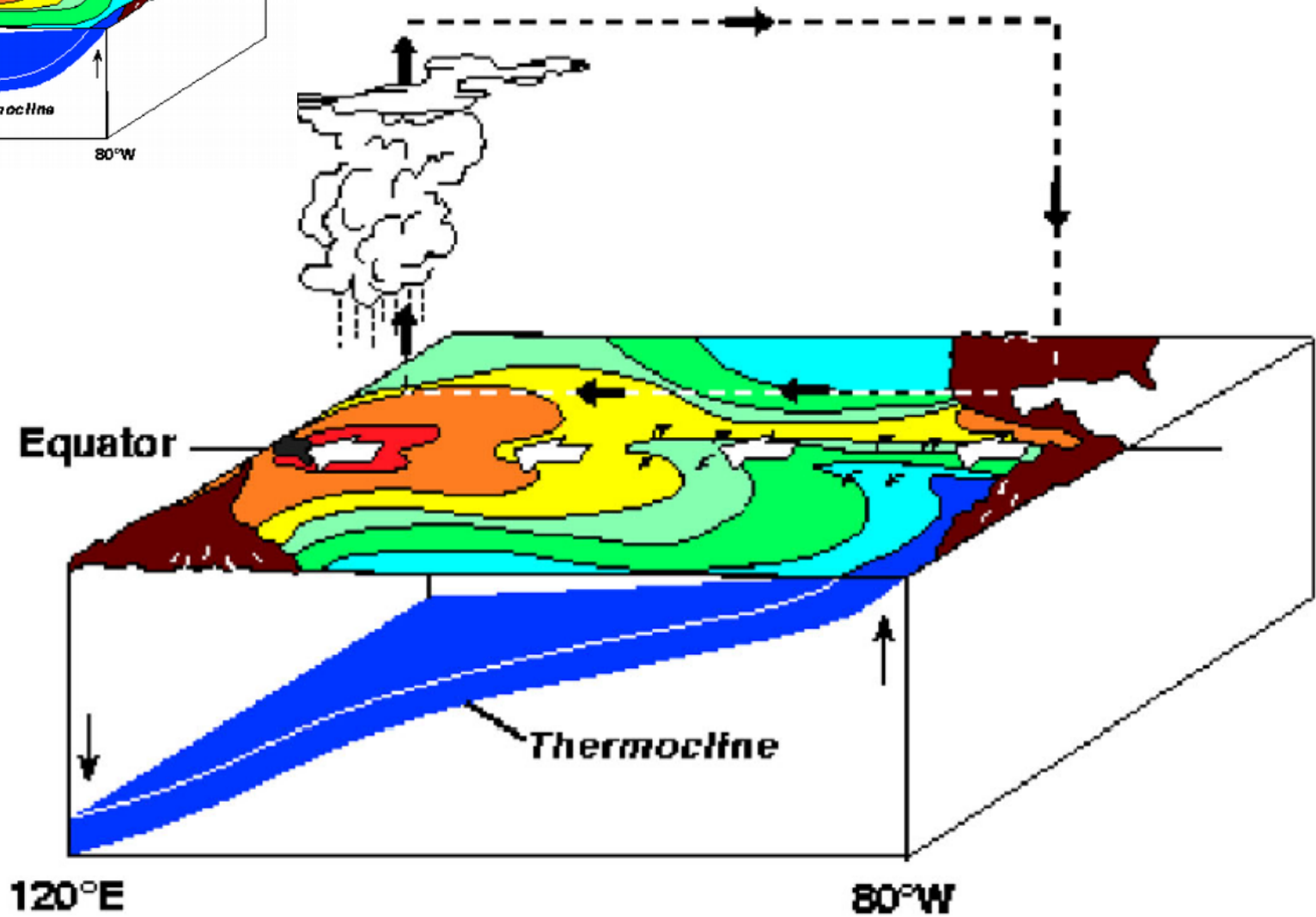


El Niño Conditions





La Niña Conditions



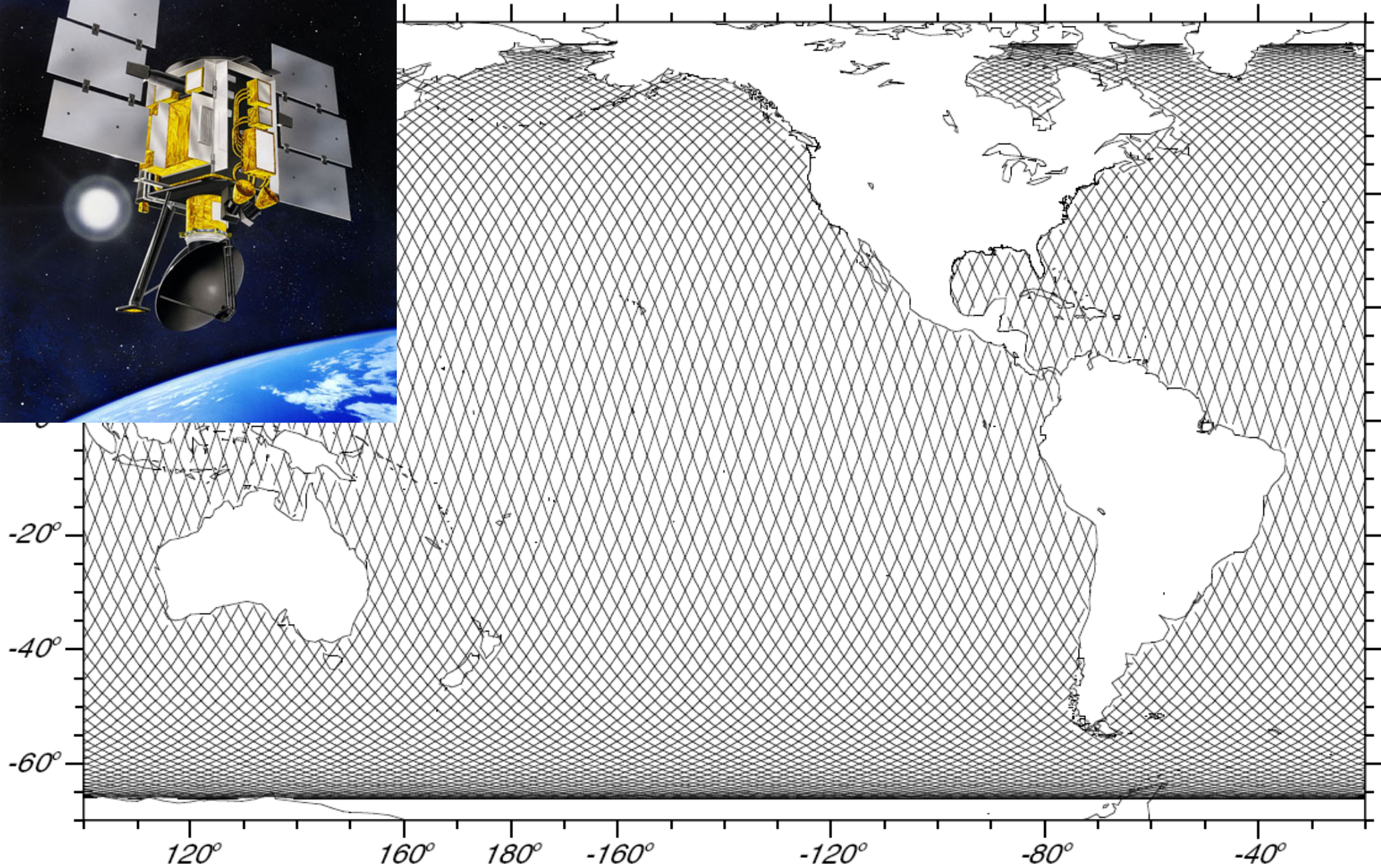


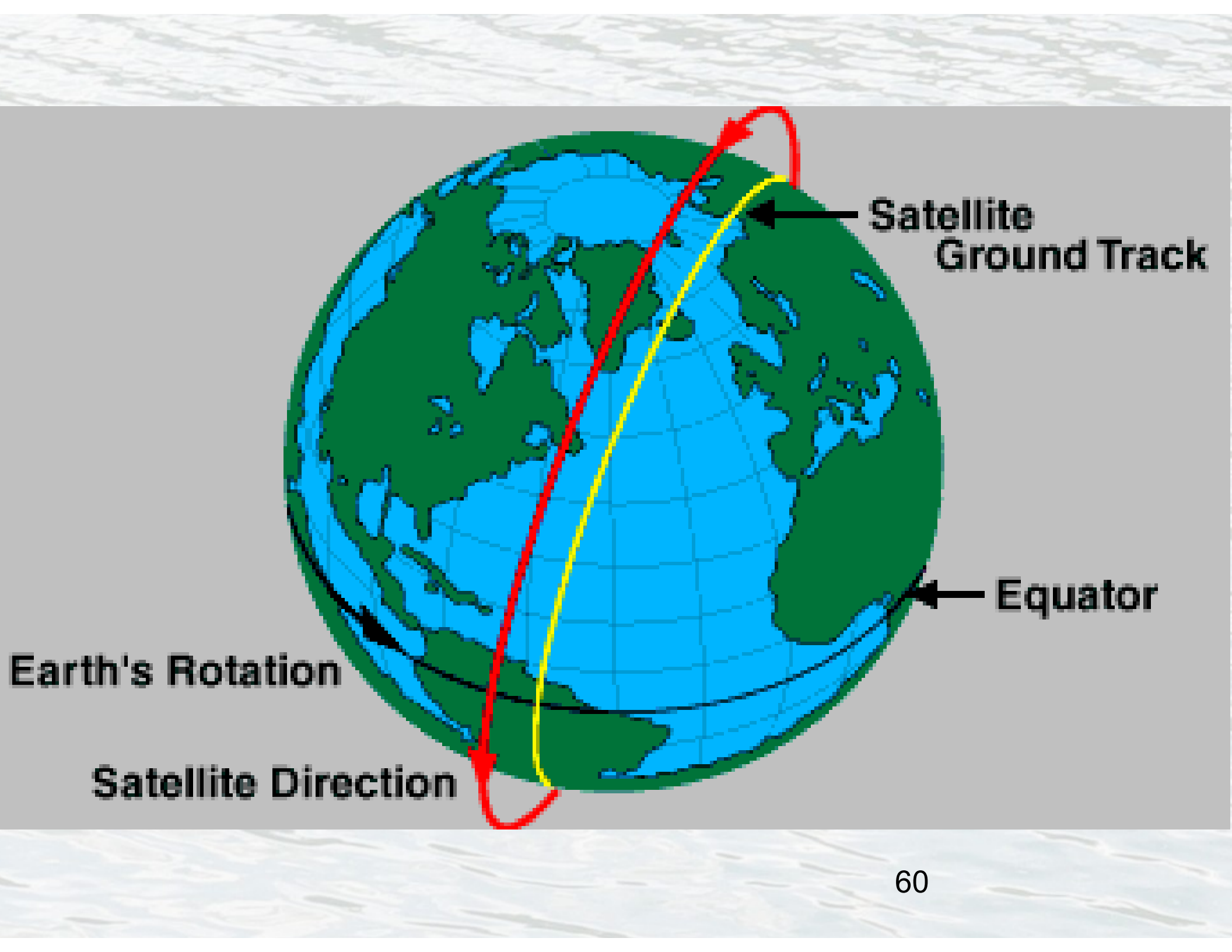
Observaciones en el océano

- Satélites
 - Altimetría
 - Vientos
 - Temperatura superficial
- Observaciones en sitio
 - Sitios costeros
 - Boyas
 - Radares
 - Derivadores



Trayectorias del satélite T/P





Satellite
Ground Track

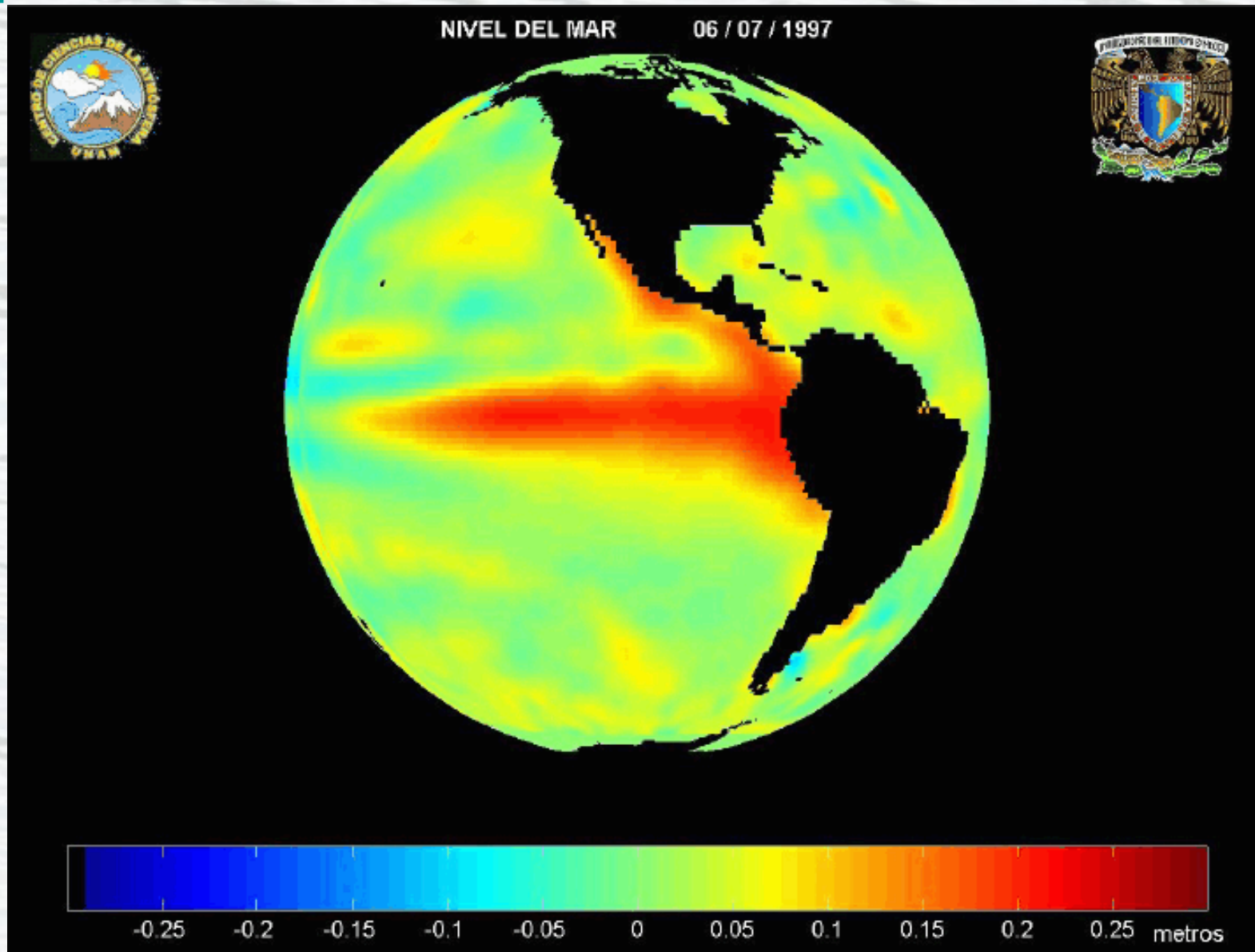
Equator

Earth's Rotation

Satellite Direction

Anomalía del Nivel del Mar

Topex/Poseidon anomalía Nivel del Mar



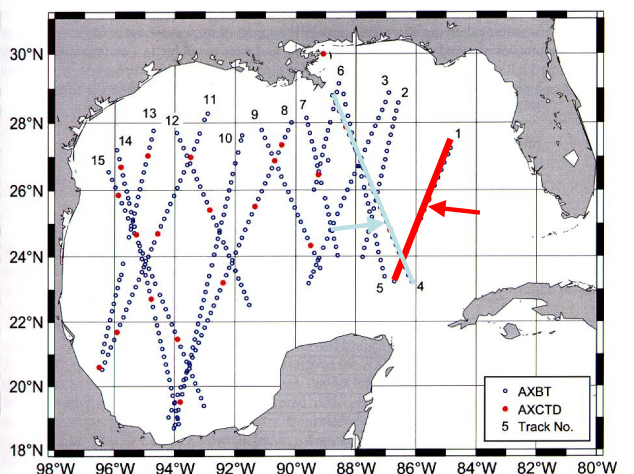
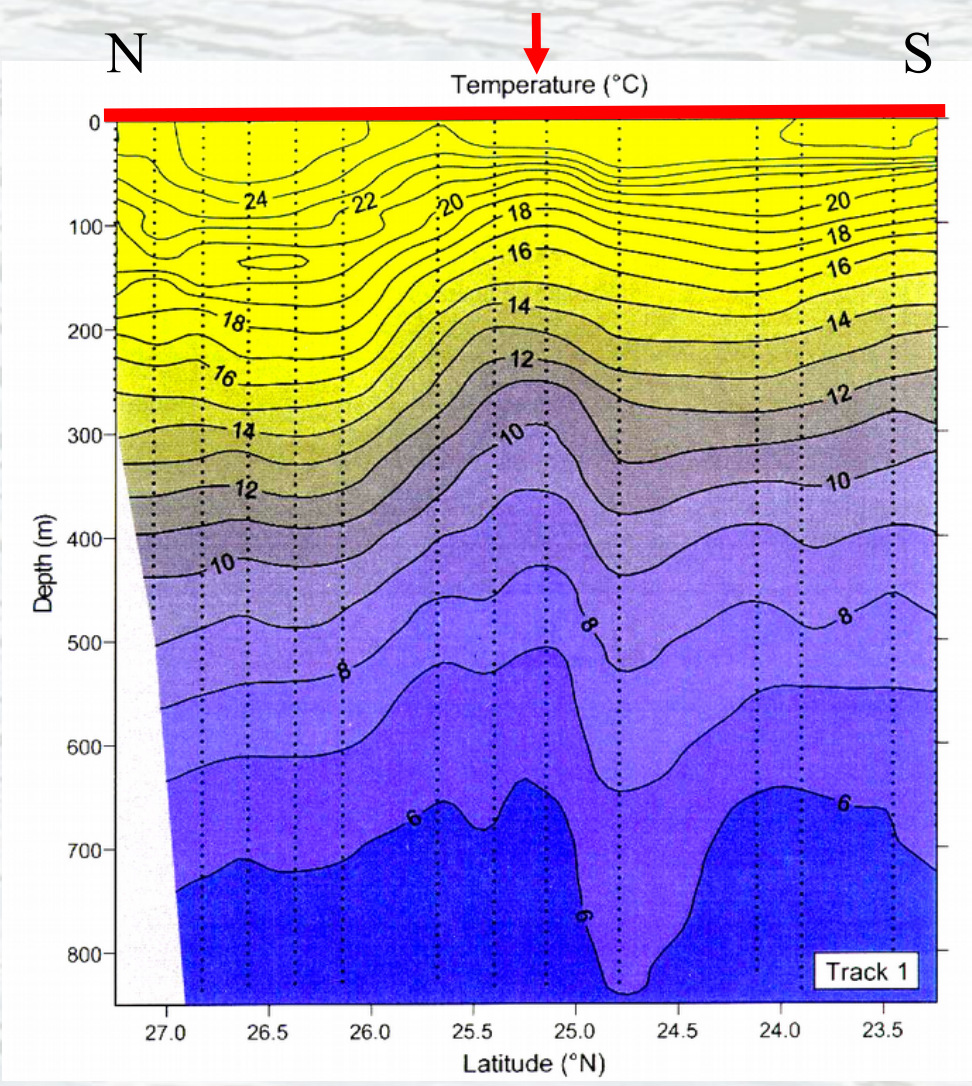
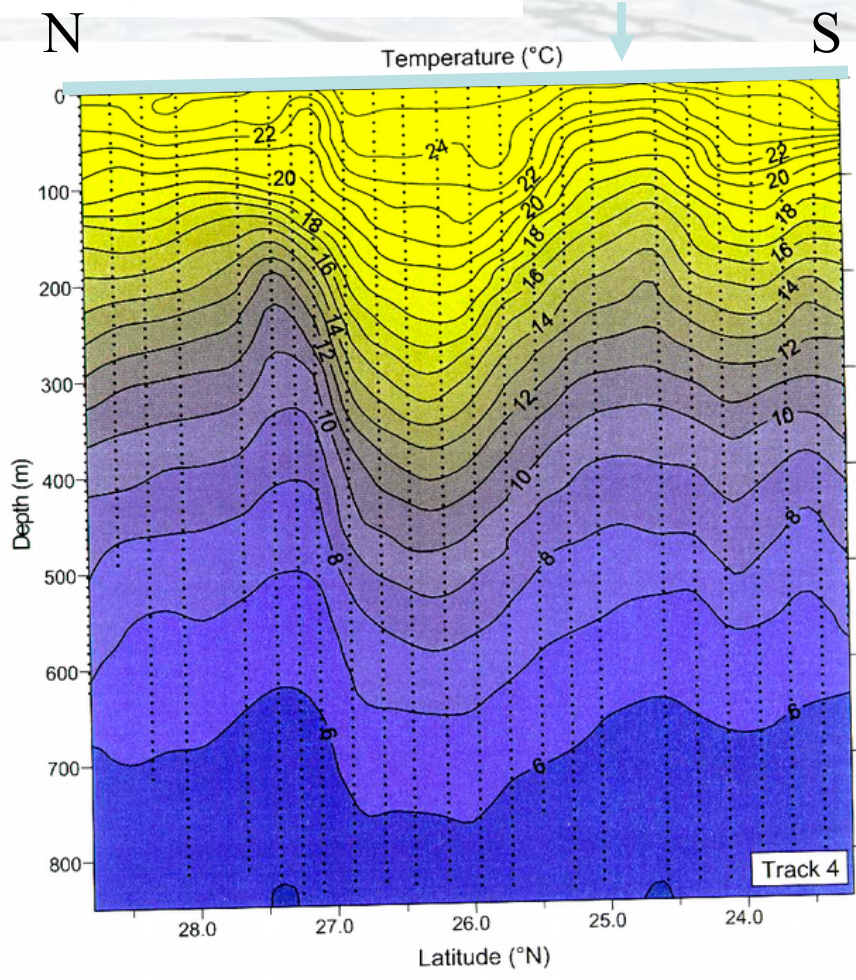


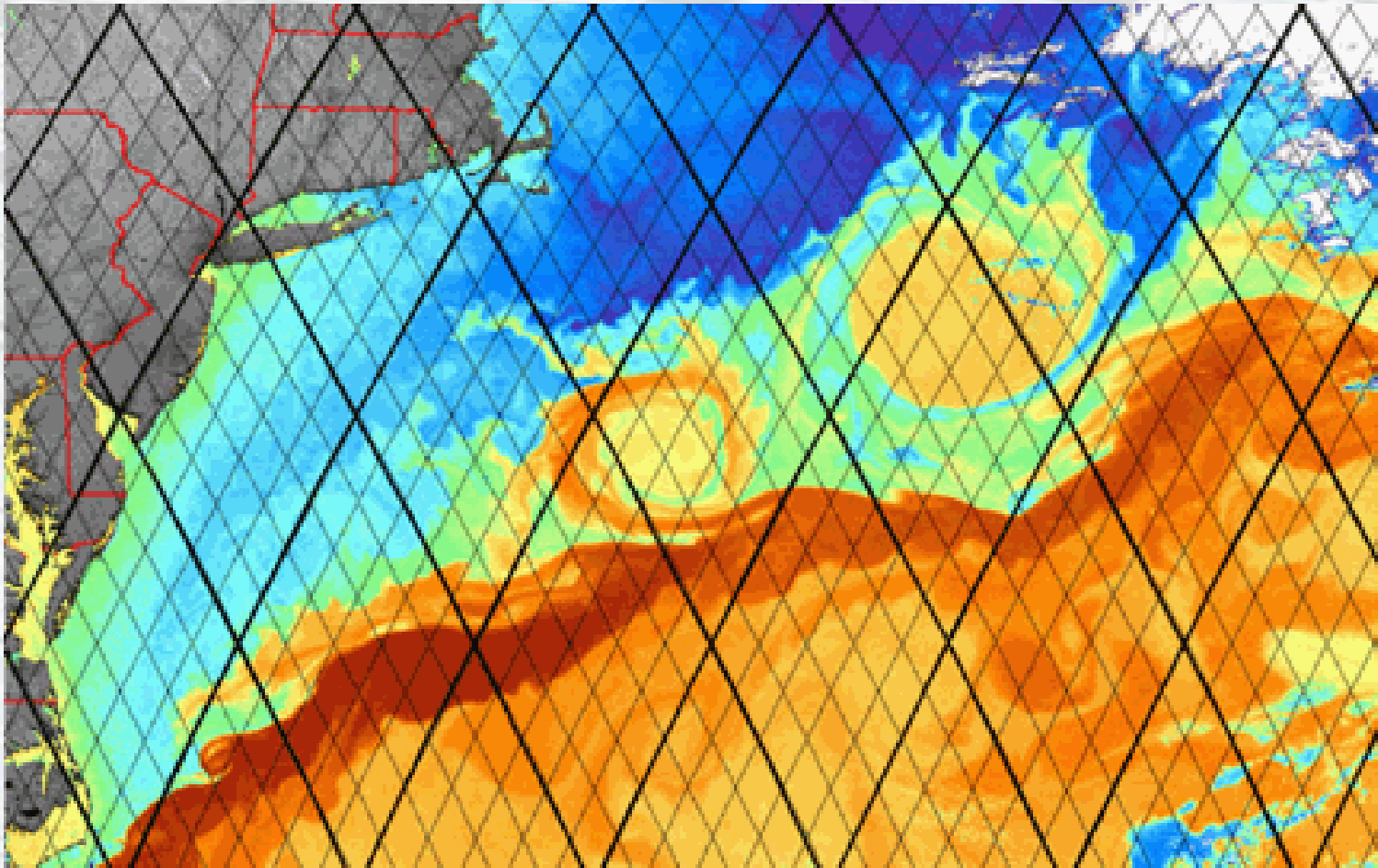
Figure 2. The location of AXBT and AXCTD stations used in this study taken from a NAVOCEANO airborne survey in May 1998.

May 1998



Figures from Blaha et al., 2003

Temperatura superficial del mar

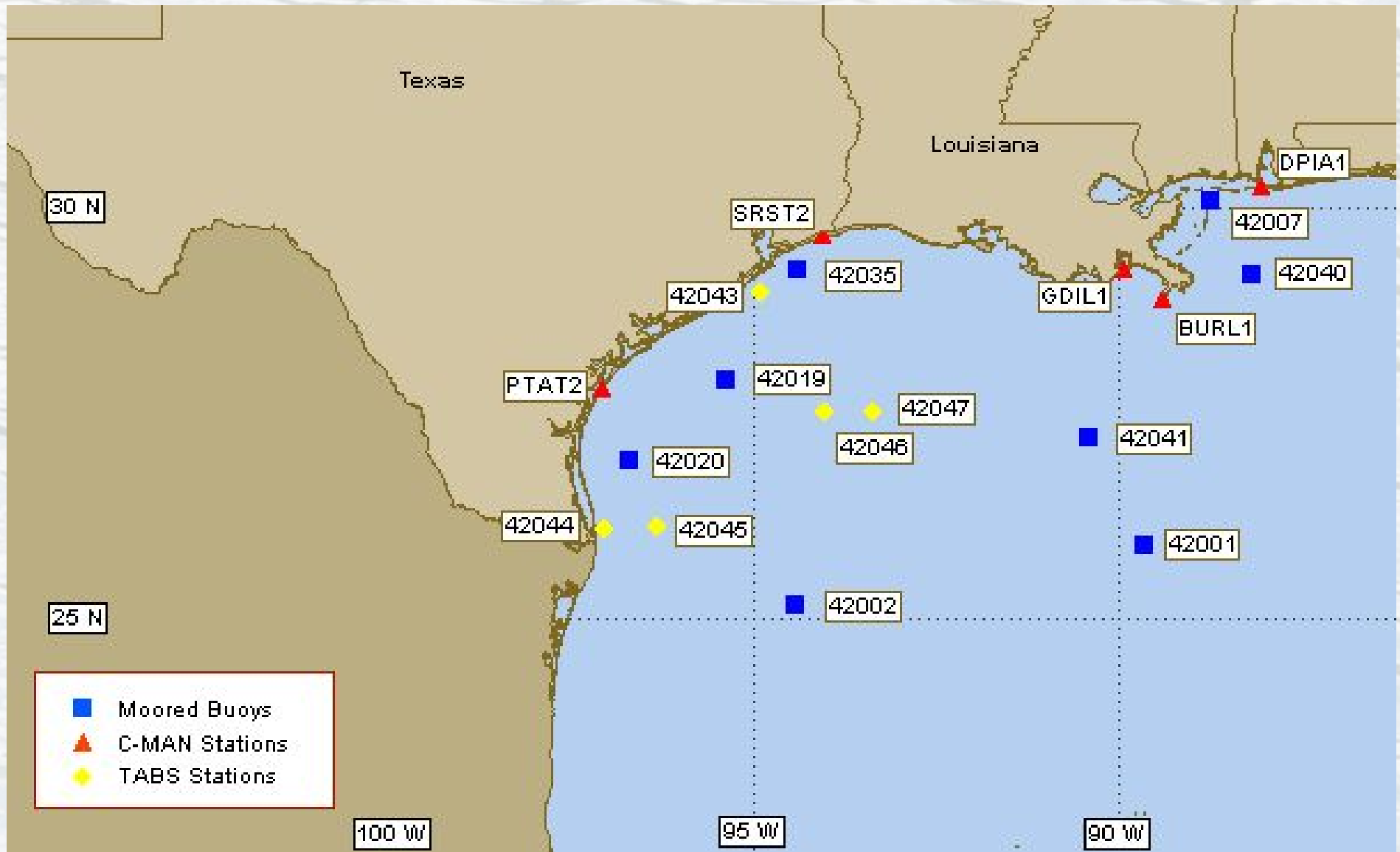


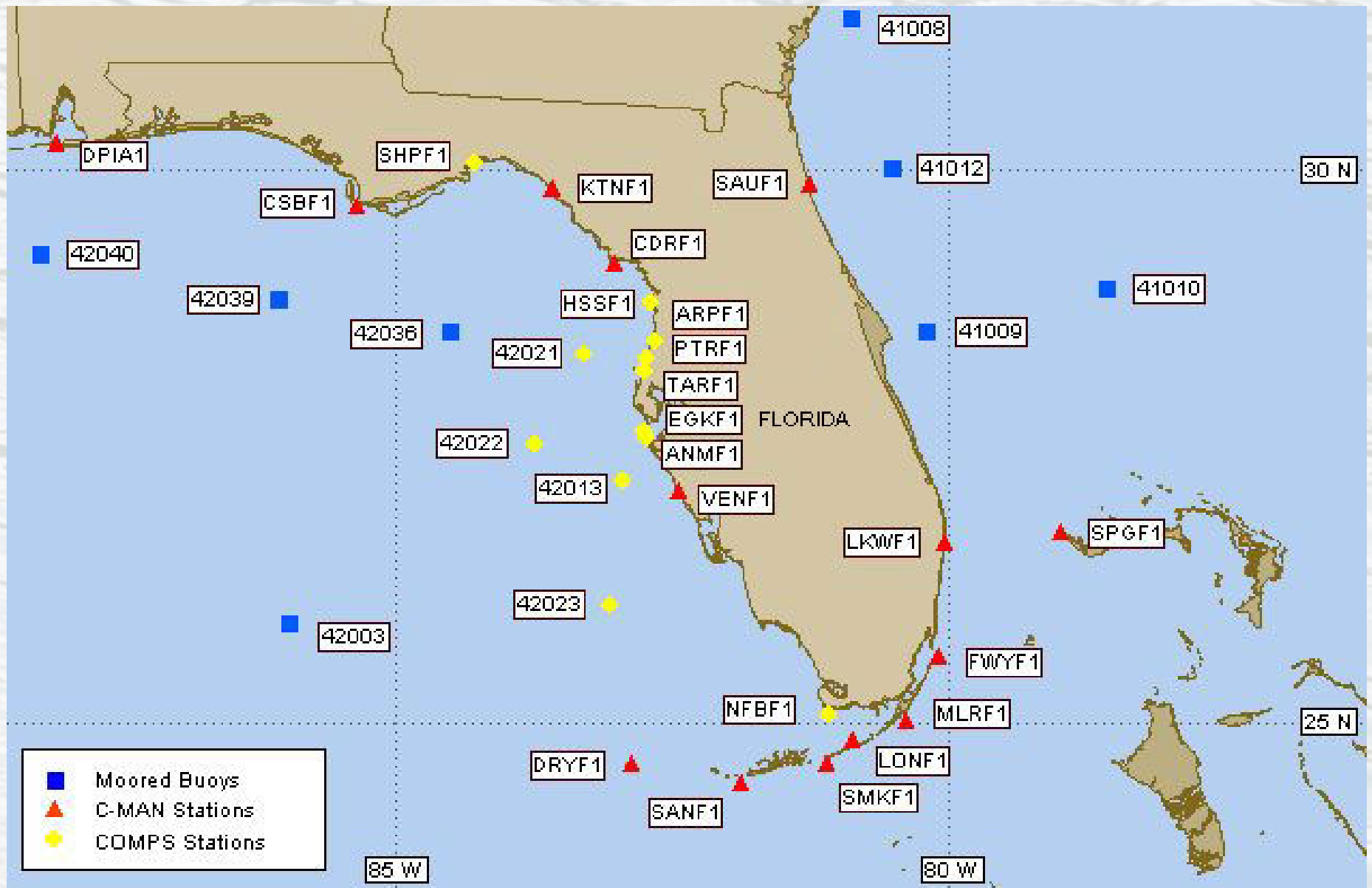




Instrumentos de medición en el océano

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.

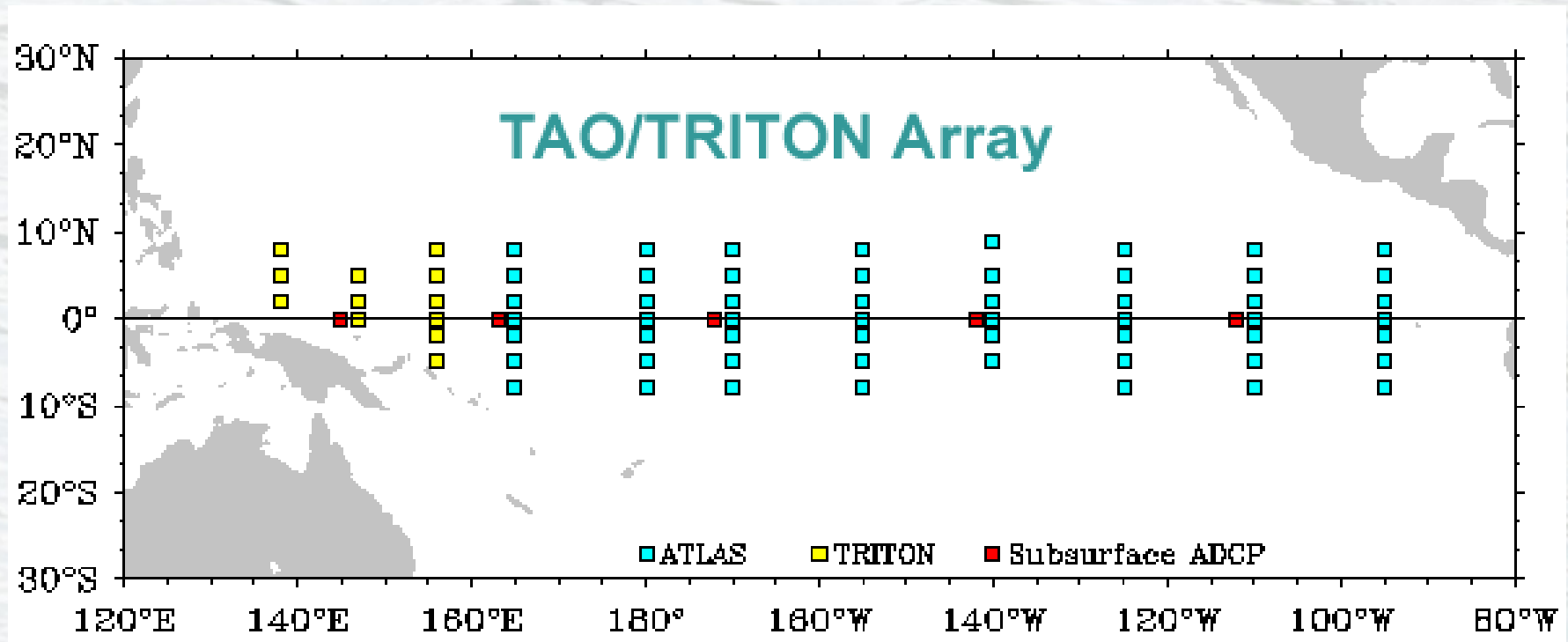


Unit of Measure: English ▾ Time Zone: Eastern Greenland [GMT-1]

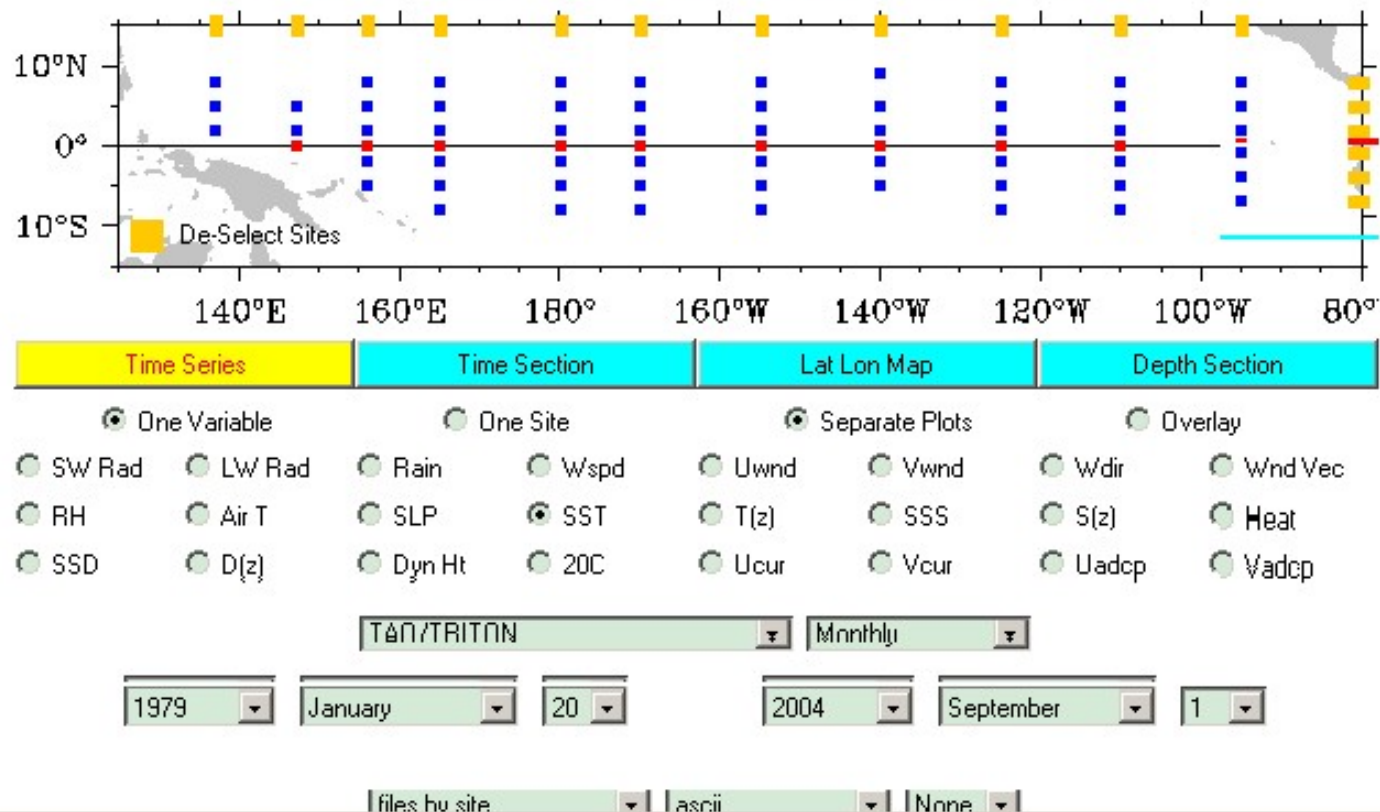
Conditions at 42001 as of (10:00 am CDT) 1500 GMT on 08/13/2003:

	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

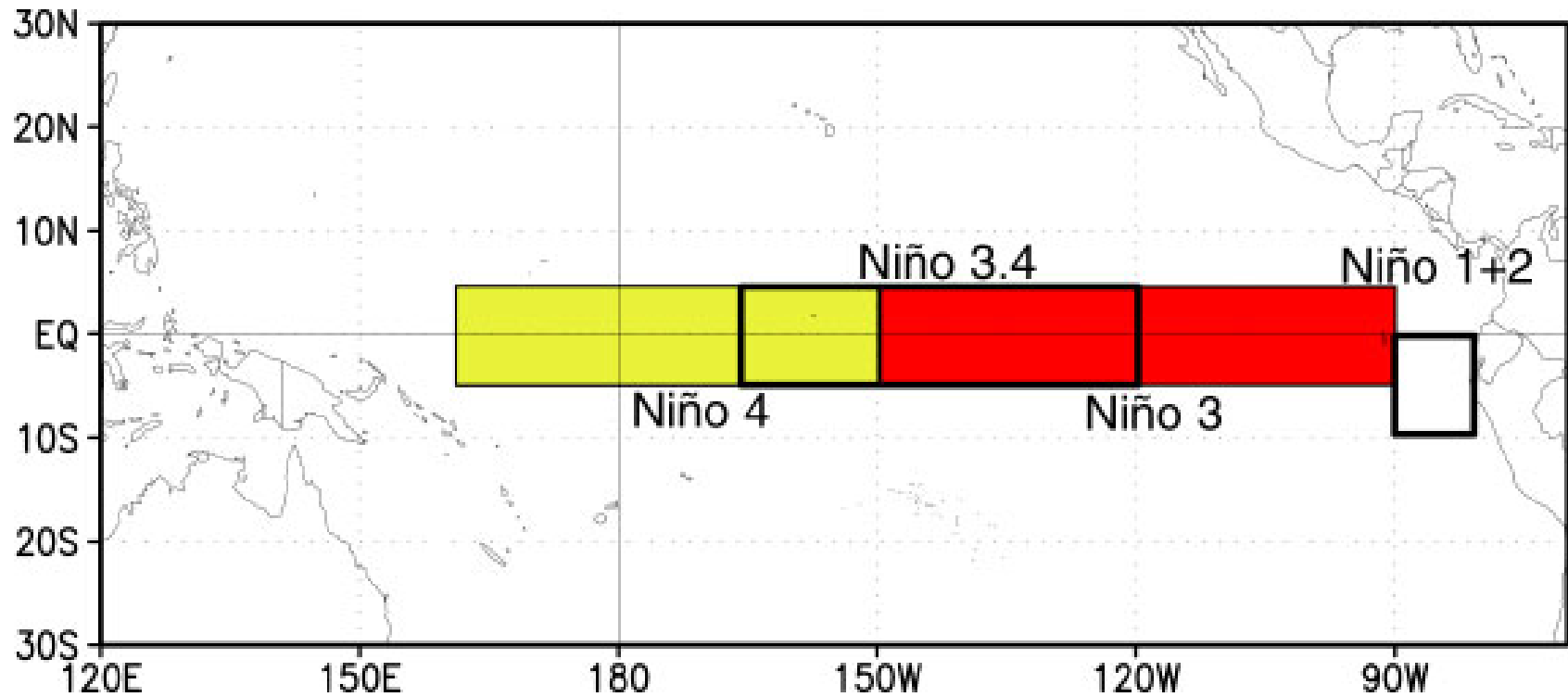
➤ Tropical Atmosphere Ocean project



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.



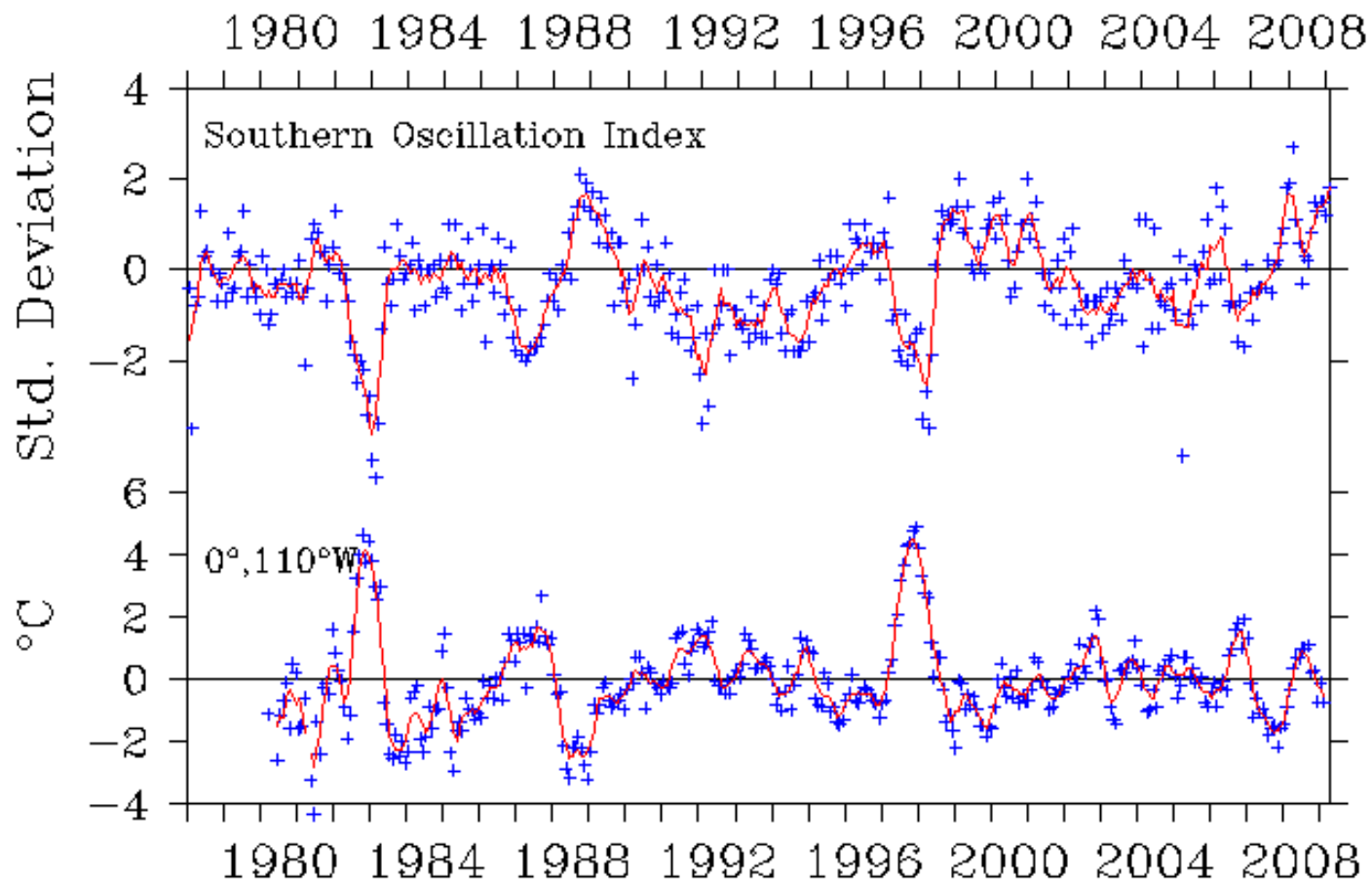
Índices de El Niño





El índice de El Niño

Southern Oscillation Index and TAO/TRITON SST Anomaly Time Series



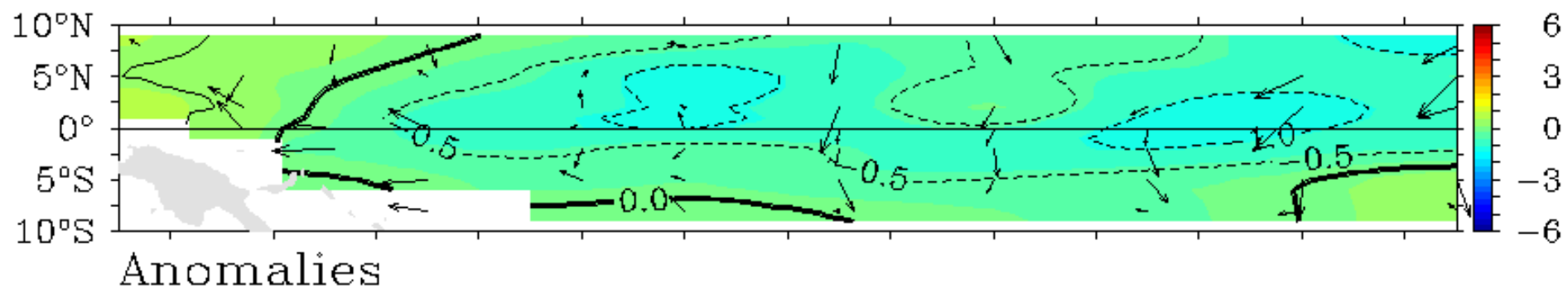
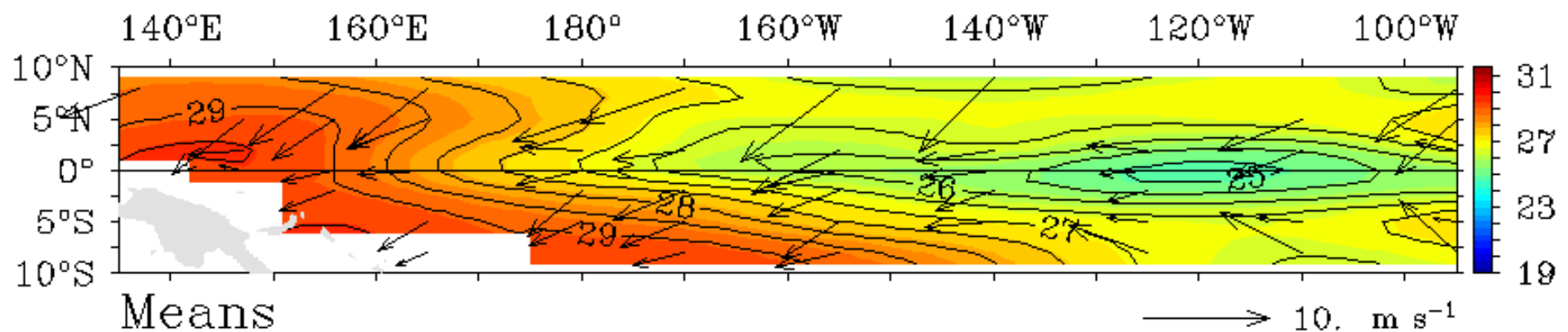
Anomalies From Reynolds and Smith (2002) SST Climatology

Monthly Mean

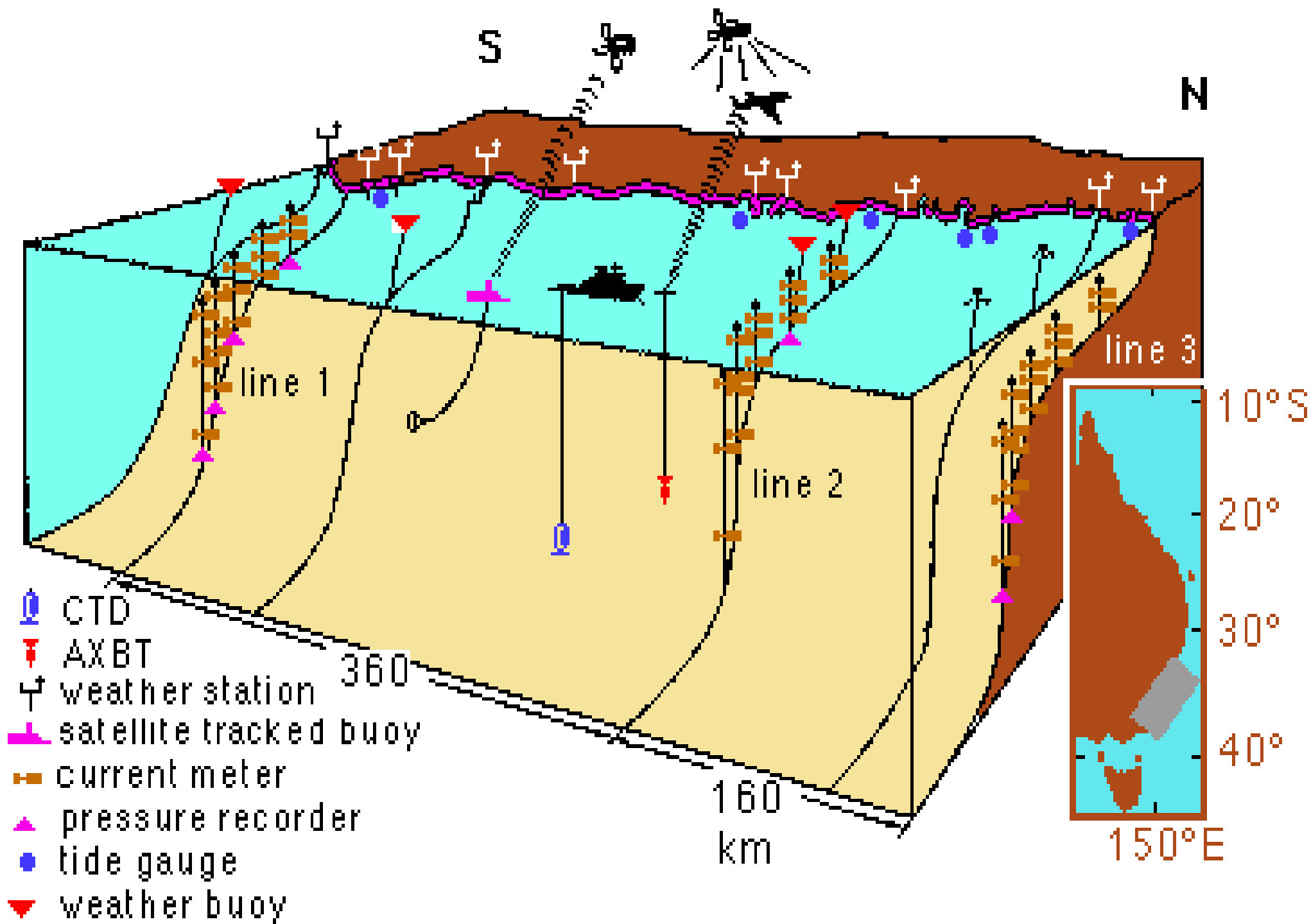
Five Month Running Mean

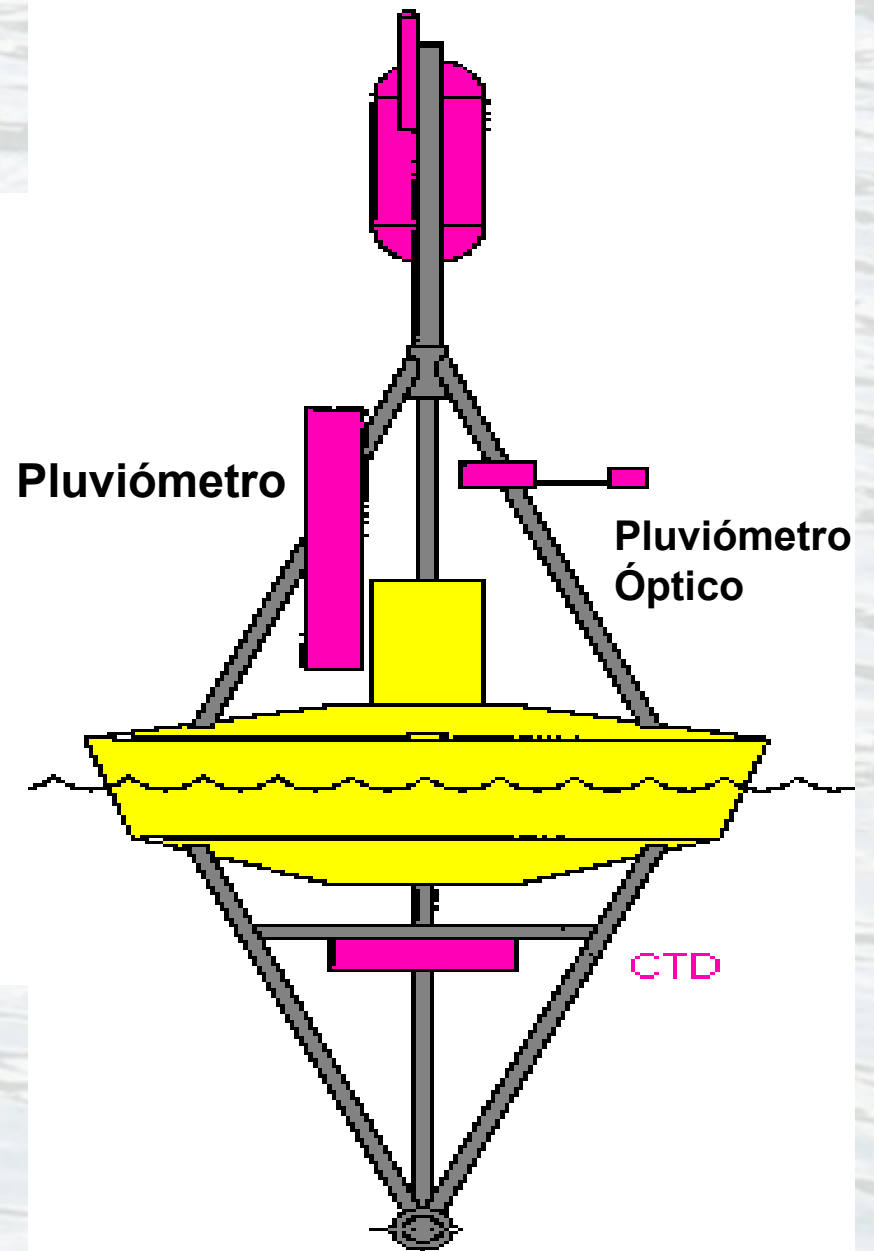
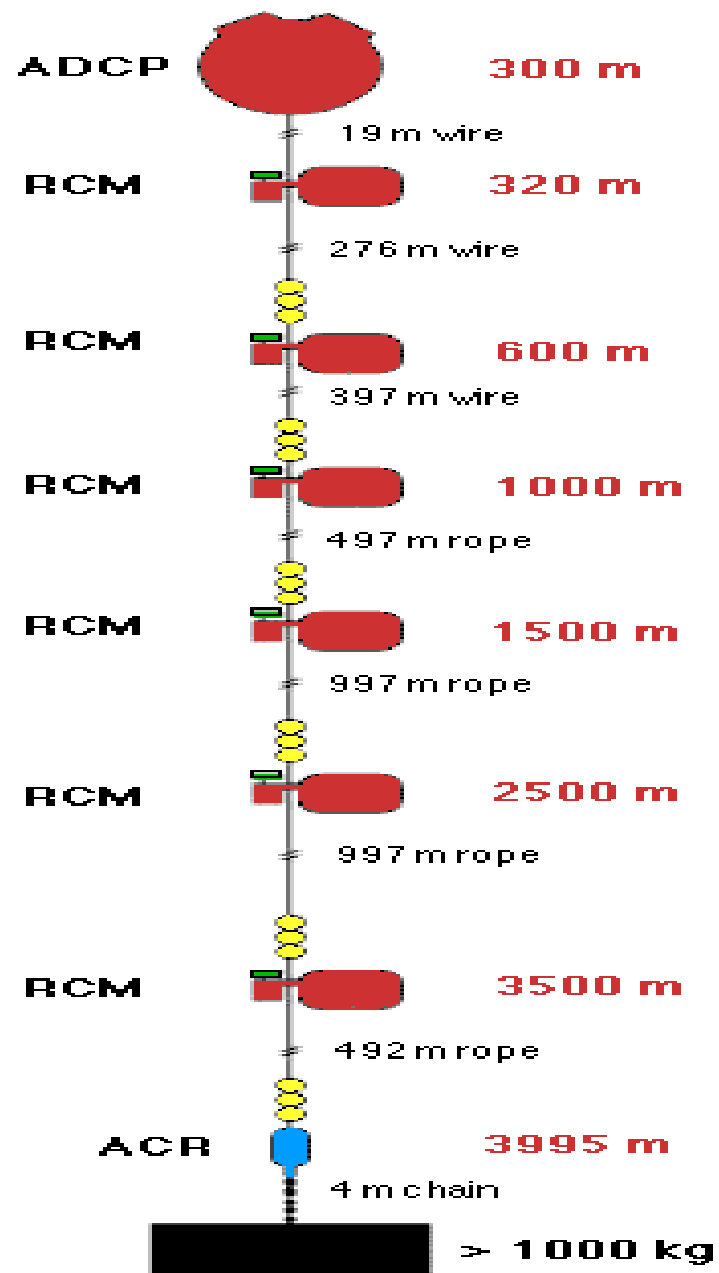


TAO/TRITON SST ($^{\circ}\text{C}$) and Winds (m s^{-1})



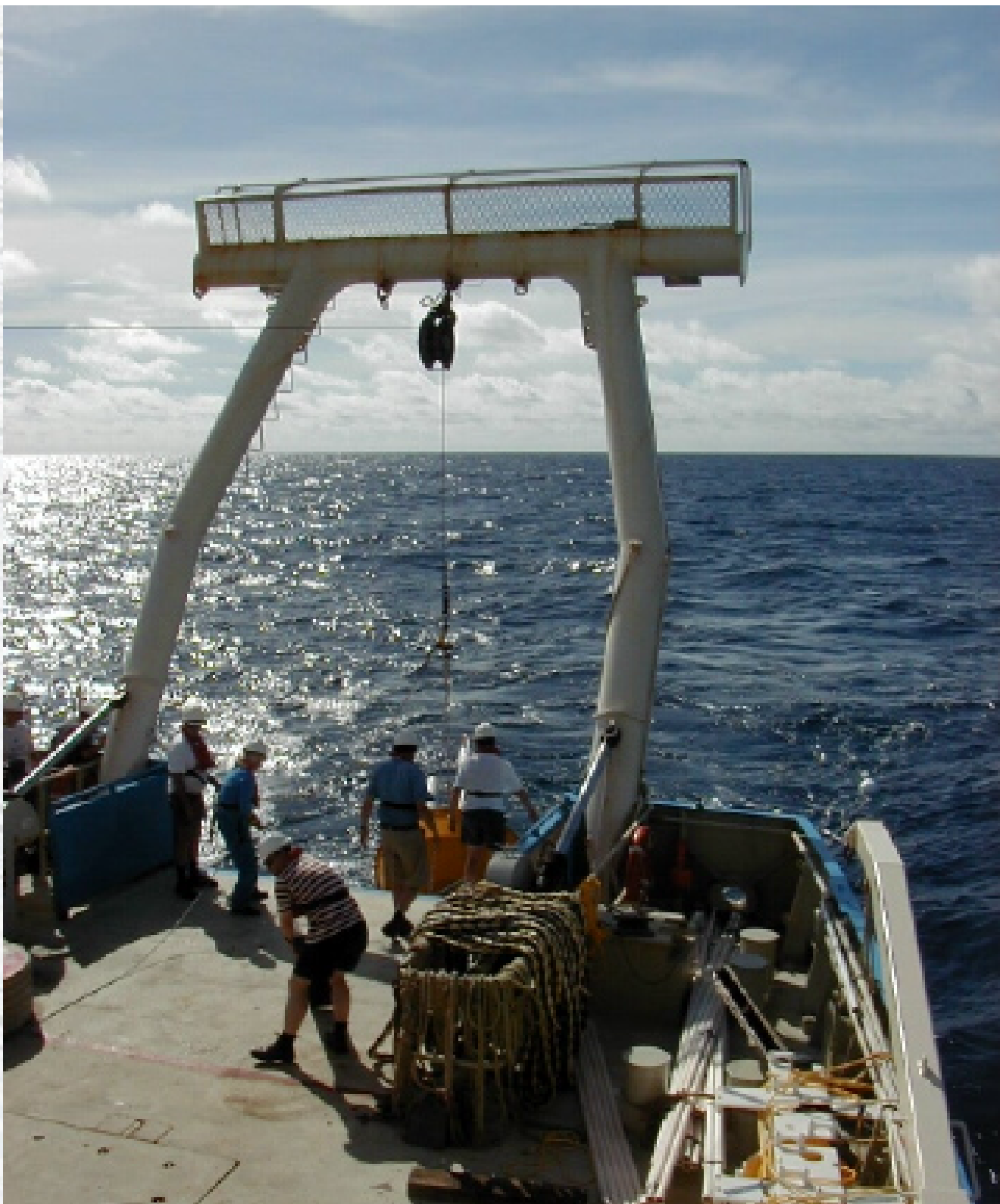
Five-Day Mean Ending on March 4 2009













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

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