

BALANCE DE MASA Y CALOR

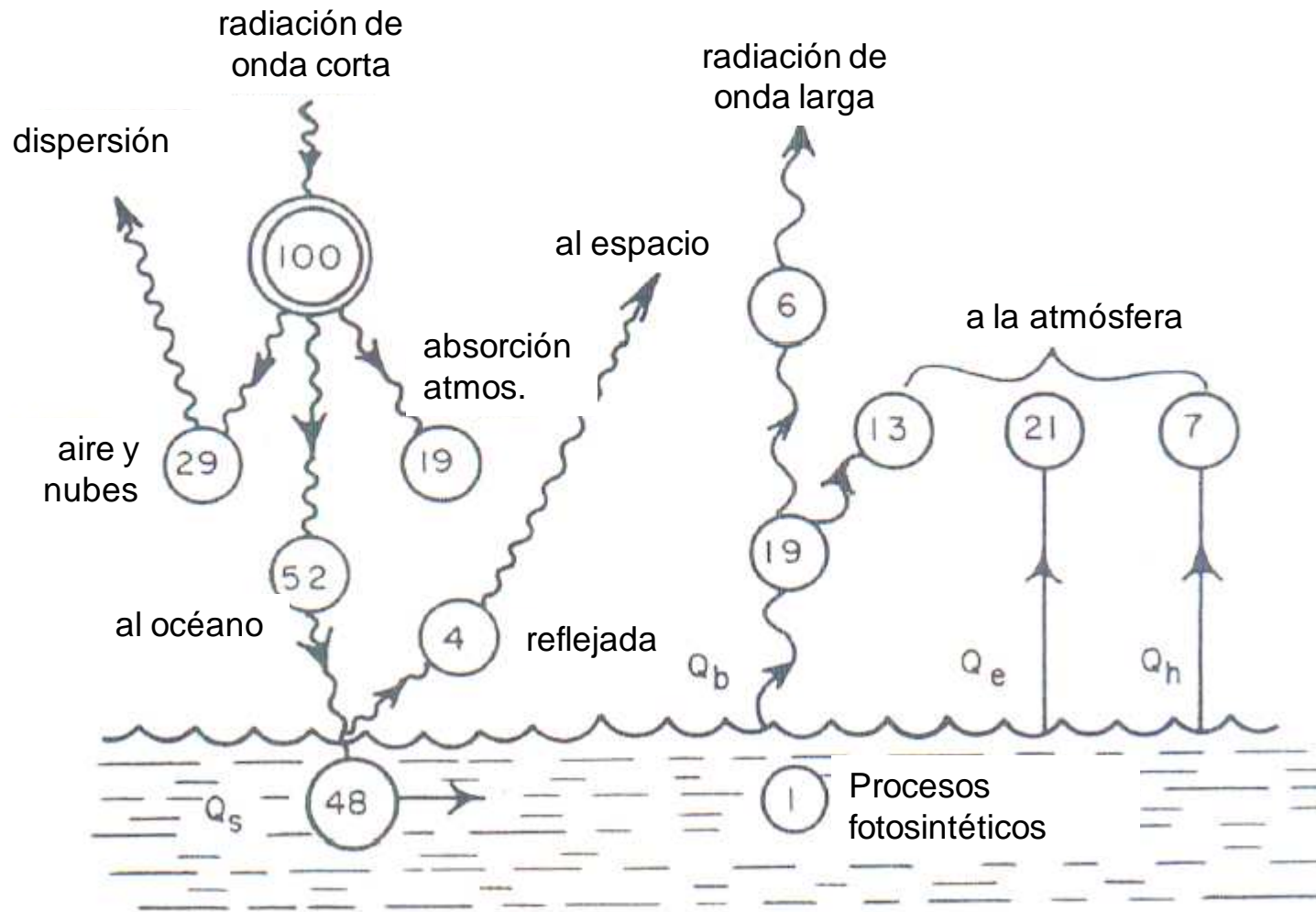
Balance radiativo del océano

Evaporación y precipitación

Cuencas de evaporación y precipitación

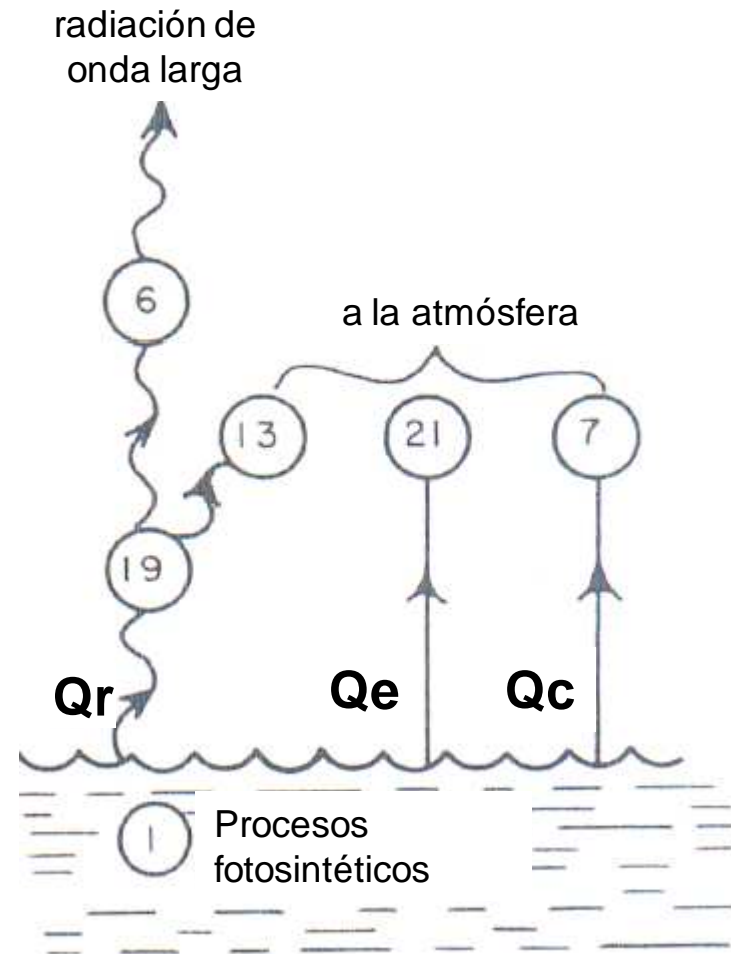
Flujos meridionales de agua y calor

El balance de calor en la tierra



El balance de calor en el océano

$$Q_s + Q_r + Q_c + Q_e + Q_a = Q_T$$



Radiación



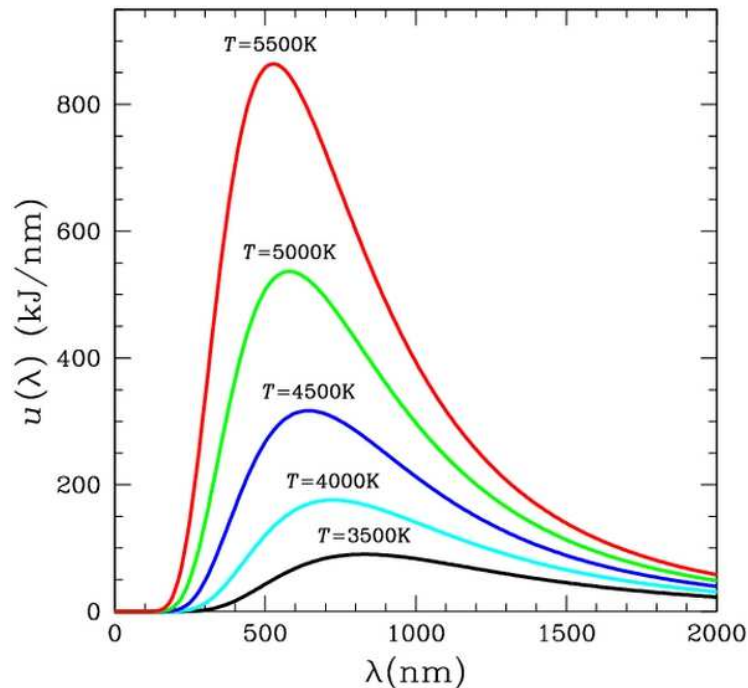
Ley de Stefan – Boltzmann

$$W = \sigma T^4, \sigma = 5.6696 \times 10^{-8} \text{ J/ (m}^2 \text{ s K}^4)$$

Si $T = 5776 \text{ K}$ (sol), $W = 6.31 \times 10^7 \text{ W/m}^2$

Si $T = 288 \text{ K}$ (Tierra), $W = 390 \text{ W/m}^2$

Si $T = 310 \text{ K}$ (nosotros), $W = 525 \text{ W/m}^2$



Ley de Wien

$$\lambda_{\max} = b/T, b = 2.89777 \times 10^{-3} \text{ m K}$$



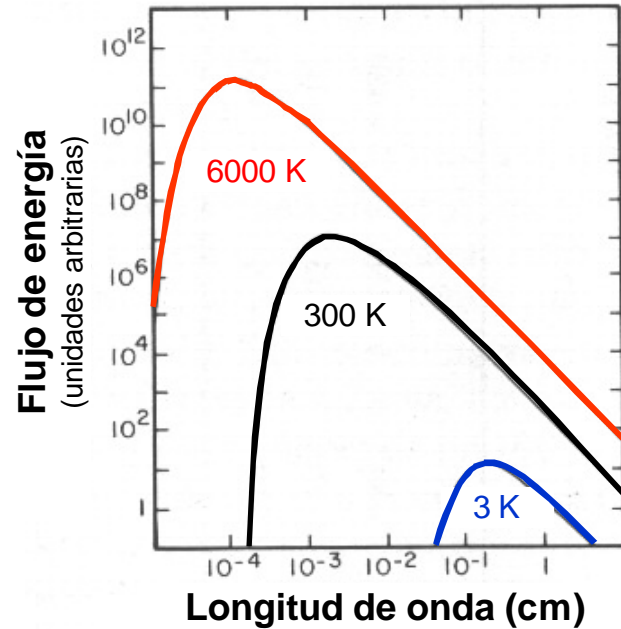
Si $T = 5776 \text{ K}$, $\lambda_{\max} = 5 \times 10^{-7} \text{ m} = 0.5 \mu\text{m}$

Si $T = 288 \text{ K}$, $\lambda_{\max} = 1 \times 10^{-5} \text{ m} = 10 \mu\text{m}$

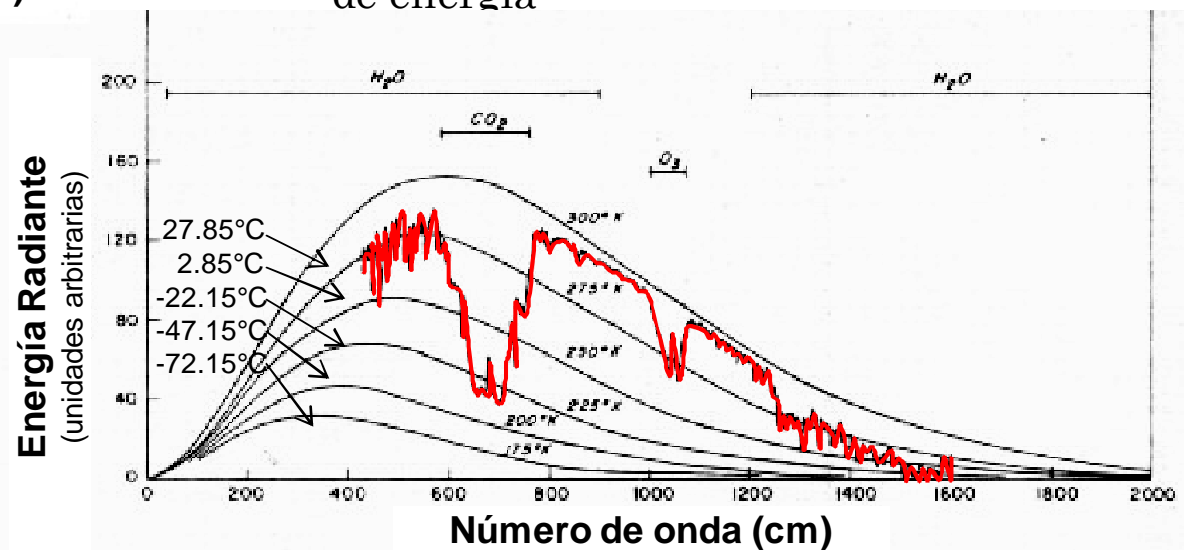
Si $T = 310 \text{ K}$, $\lambda_{\max} = 0.9 \times 10^{-5} \text{ m} = 9 \mu\text{m}$

Radiación

Espectro de radiación en función de la temperatura, en unidades arbitrarias de energía



Espectro de radiación emitida por la tierra en el tope de la atmósfera, en la isla de Guam, en unidades arbitrarias de energía



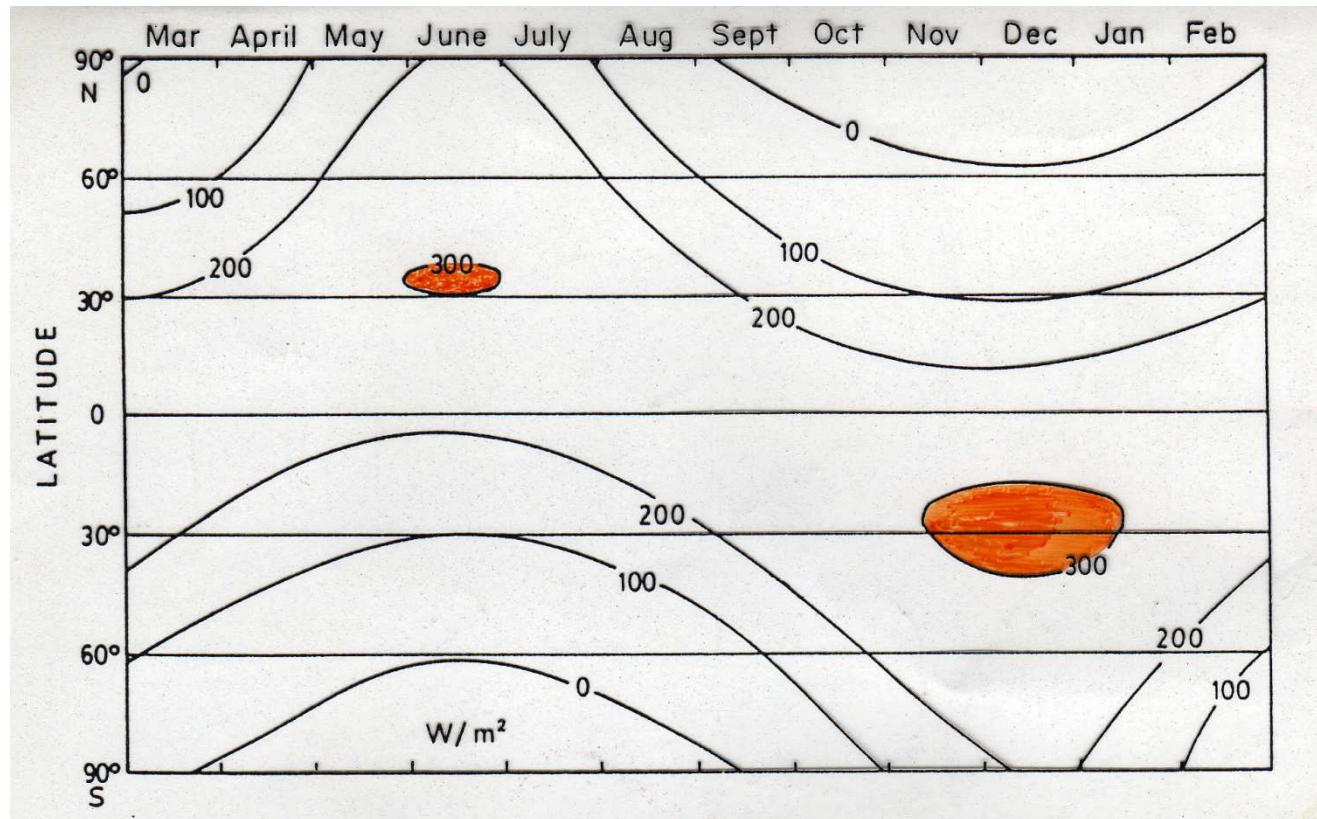
Radiación de onda corta

Qs depende de:

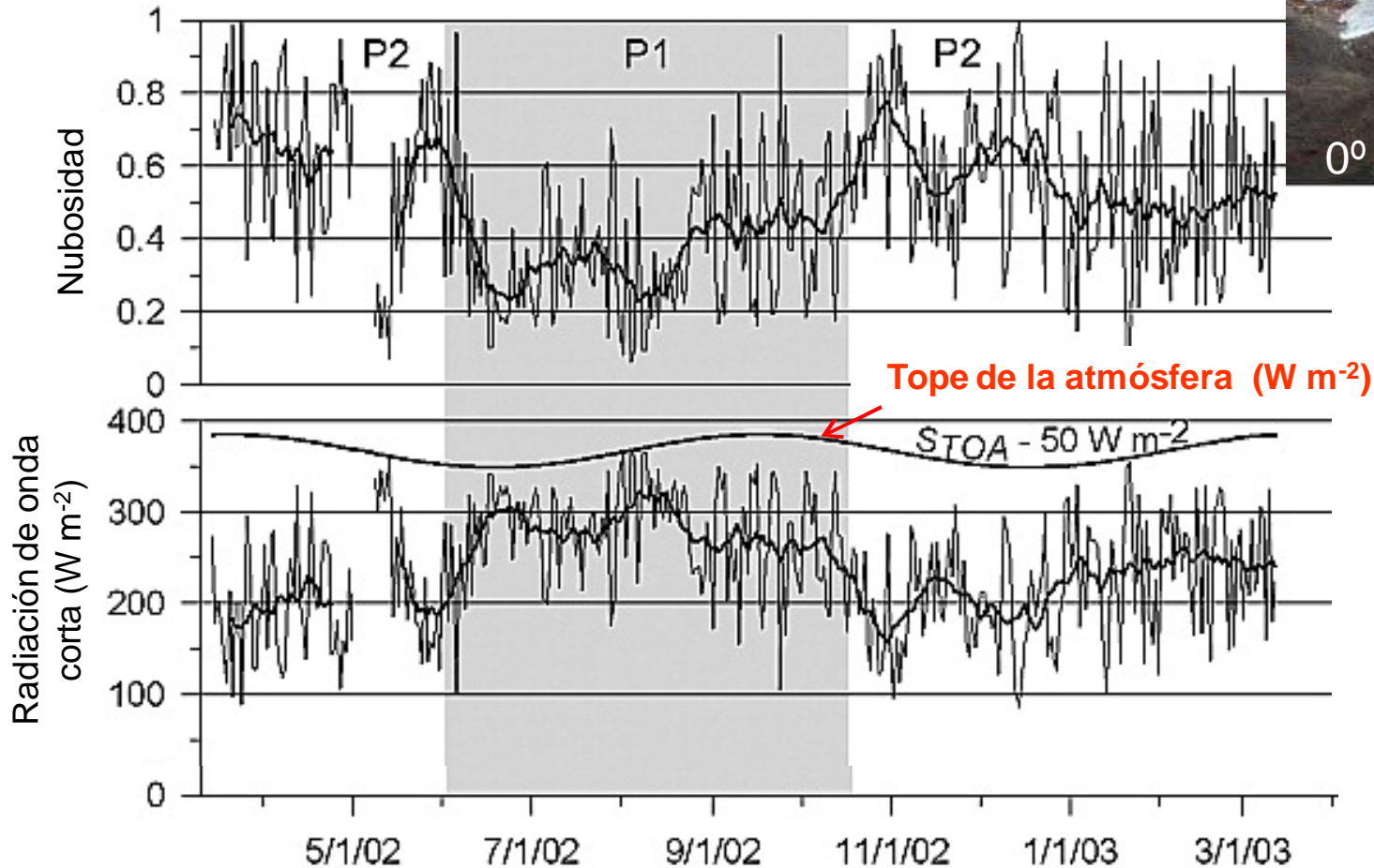
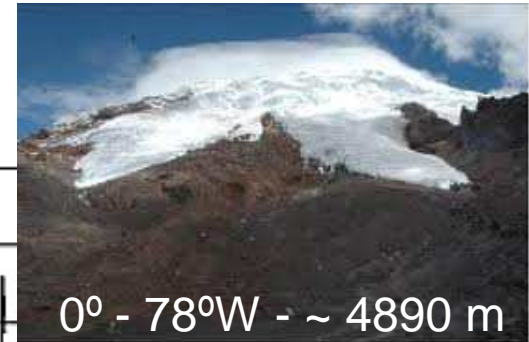
- la longitud del día
- la absorción atmosférica (función del coeficiente de absorción que depende del contenido de vapor de agua, polvo en suspensión, etc.) y de la elevación del sol,
- la nubosidad, expresada en octas O conduce a reducción de Qs del orden $(1 - 0,09 O)$.
 - 4° (50% cubierto) → $Q_s=64\%$
 - 8° (100% cubierto) → $Q_s=28\%$
- la radiación del cielo.
- la reflexión de la superficie del mar.
- el hielo y la nieve conducen a un aumento de la cantidad de energía reflejada de 10 a 15% a 50 a 80%

Distribución espacio-temporal de la radiación solar Q_s

Sin nubes, 70% transmisión



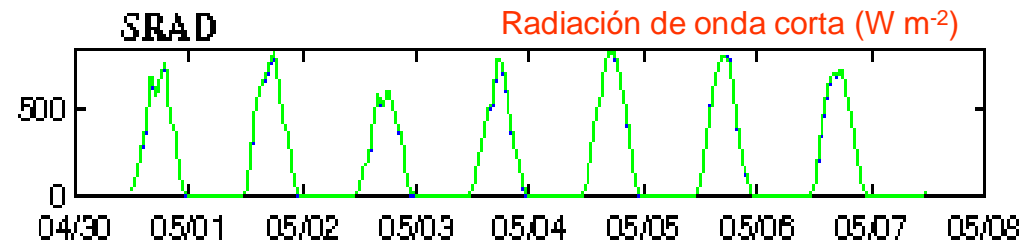
Observaciones I



Promedios
diarios

Figure 3. Daily means of cloudiness, incident short-wave radiation, and incoming long-wave radiation on Antisana Glacier 15, 4890 m asl, between 14 March 2002 and 14 March 2003. Also shown is the top of atmosphere solar irradiance reduced by 50 W m^{-2} . Thick lines are the 15-day running means. The shaded and white areas refer to two distinct periods of the year, P1 (1 June 2002 to 15 October 2002) and P2 P2 (14 March 2002 to 31 May 2002 and 16 October 2002 to 14 March 2003). Favier et al 2004 <http://www.agu.org/journals/jd/jd0418/2003JD004359/>

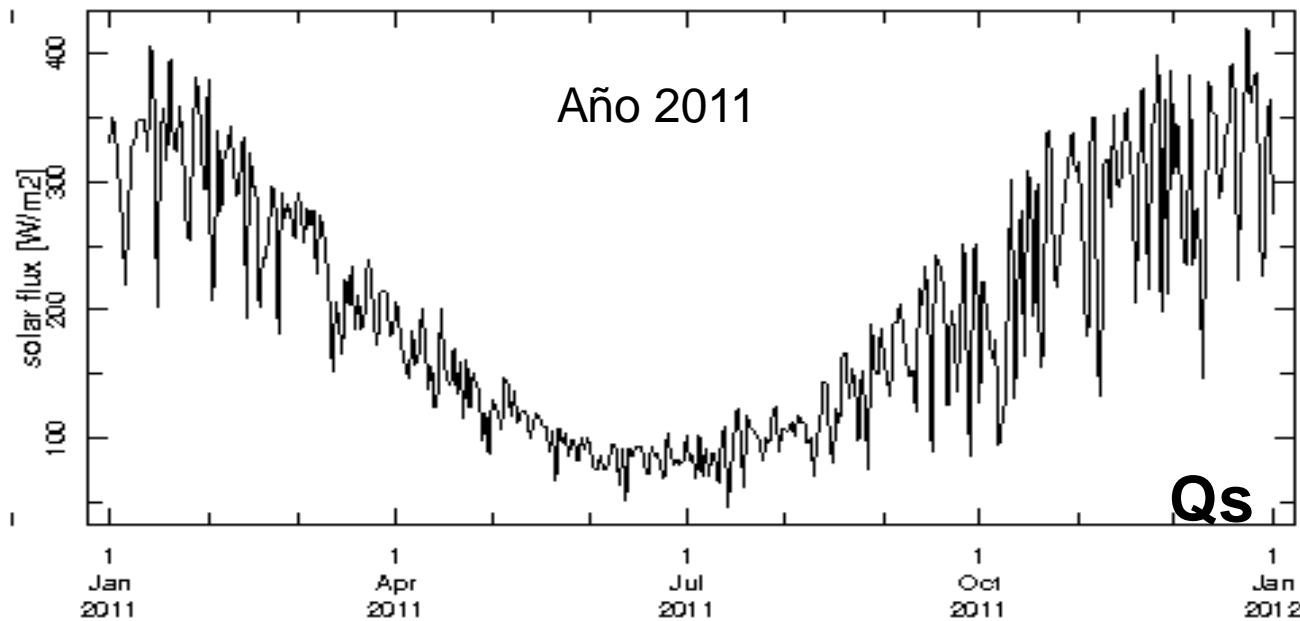
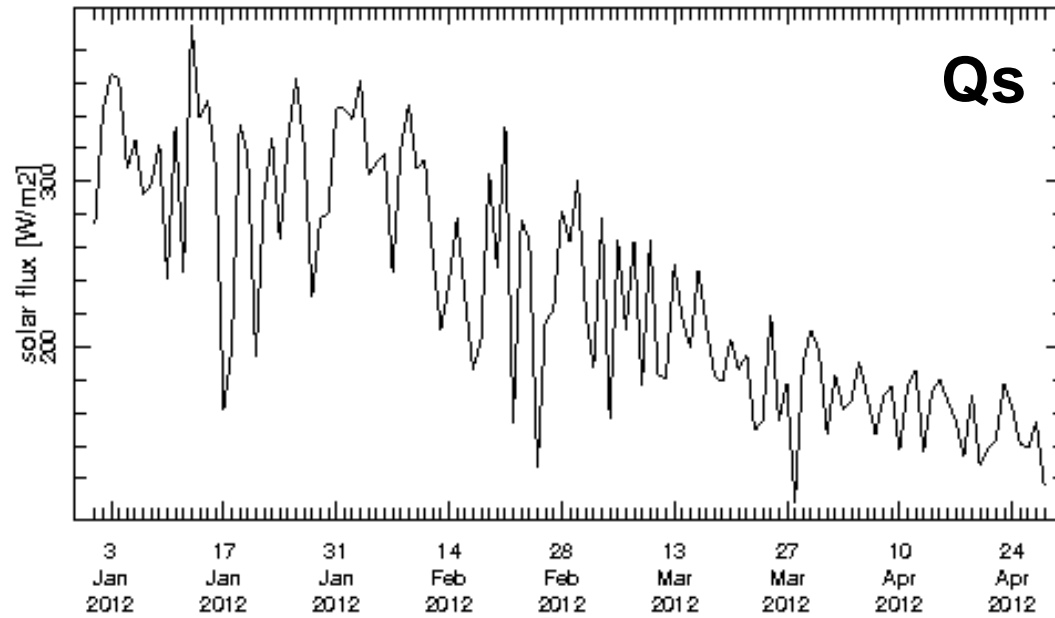
Observaciones II



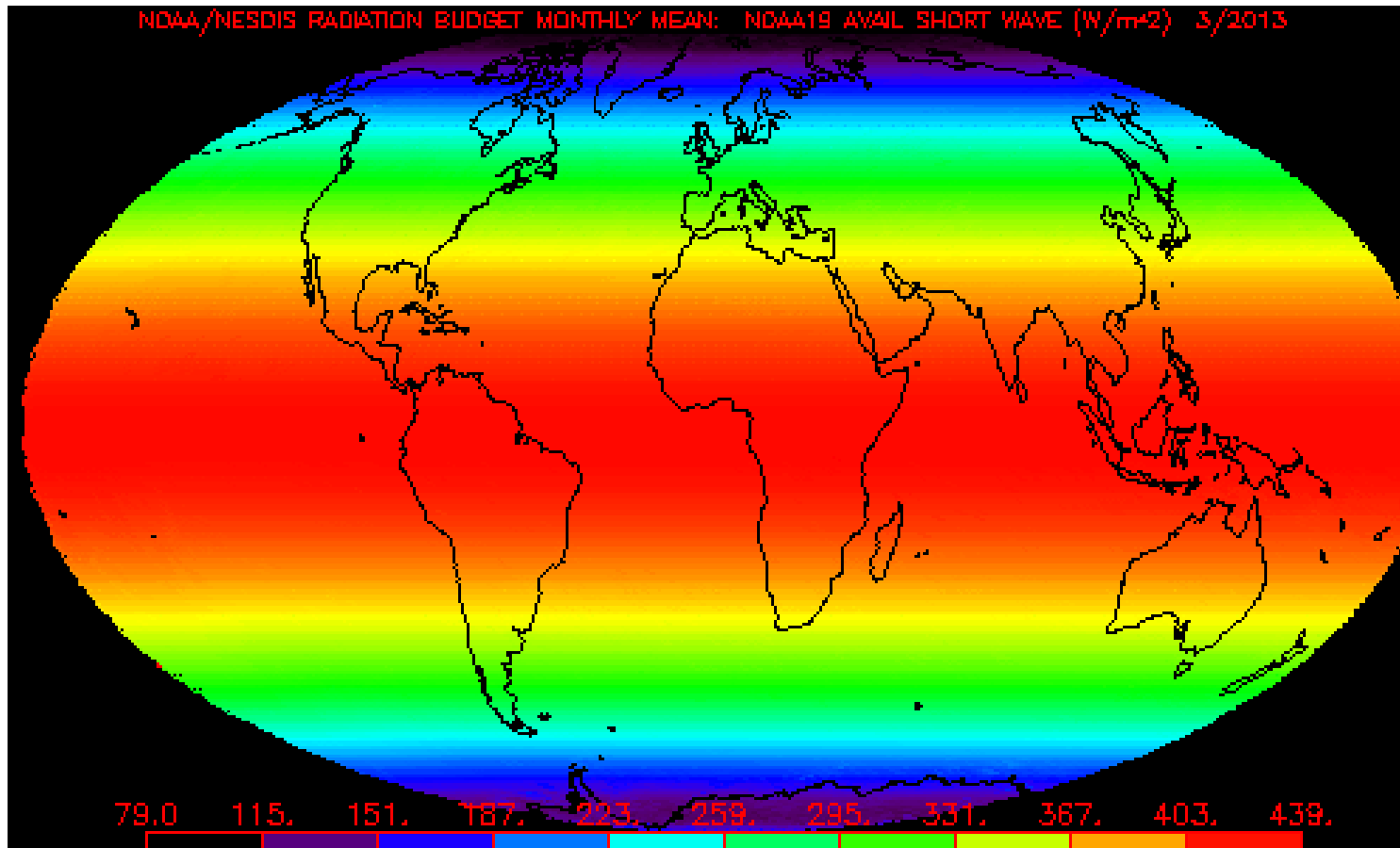
<http://uop.who.edu/projects/Stratus/stratus.html>

Radiación de onda corta

Media diaria
41°S - 60°W
(NCEP)



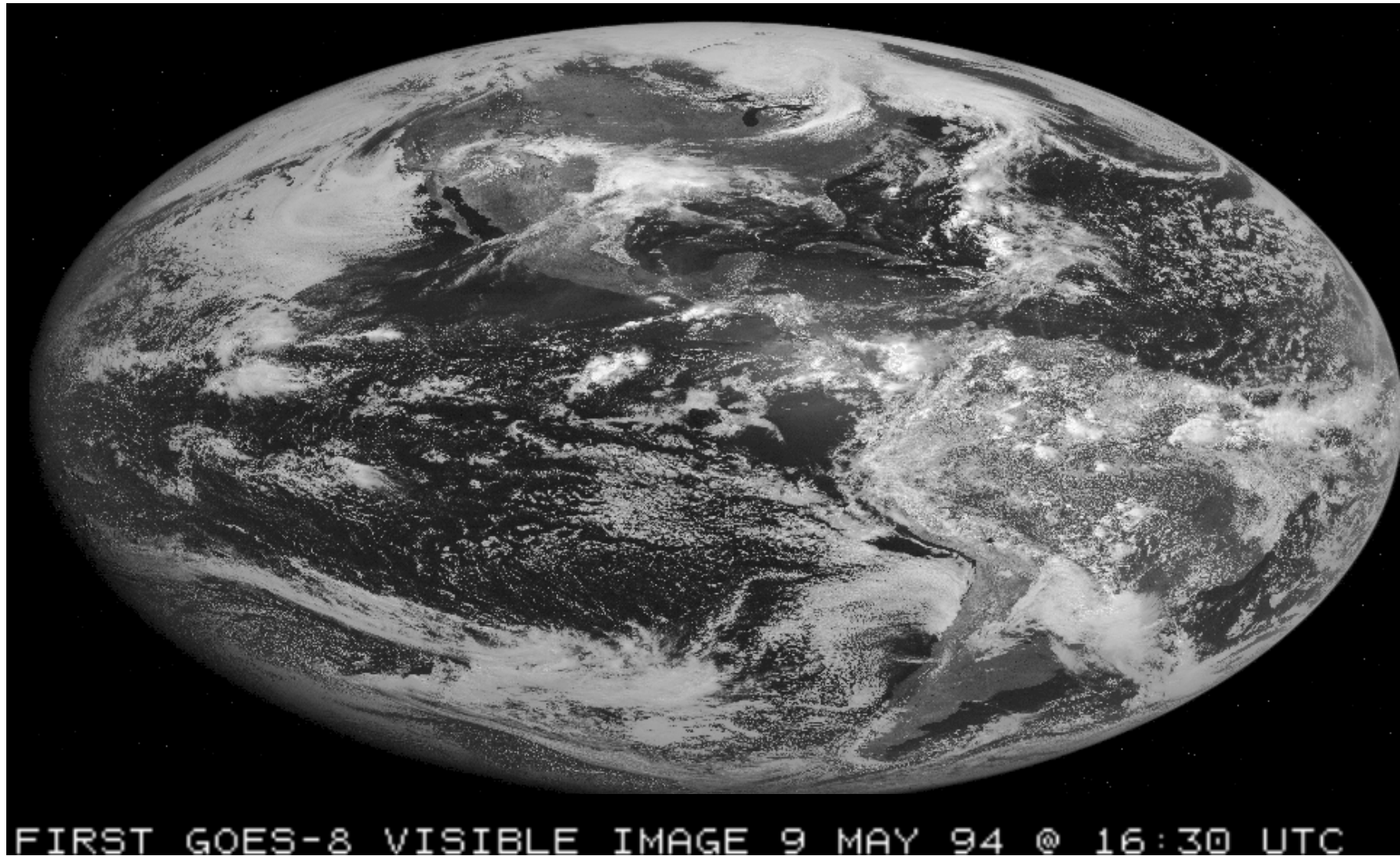
Radiación de onda corta



Radiación solar incidente en el tope de la atmosfera (W/m^2) en marzo 2013. Sólo varia en función del ángulo de incidencia de los rayos del sol.
Derivadas del sensor AVHARR del satélite NOAA-19.

http://www.osdpd.noaa.gov/data/radbud/ase19_prd.gif

Nubosidad

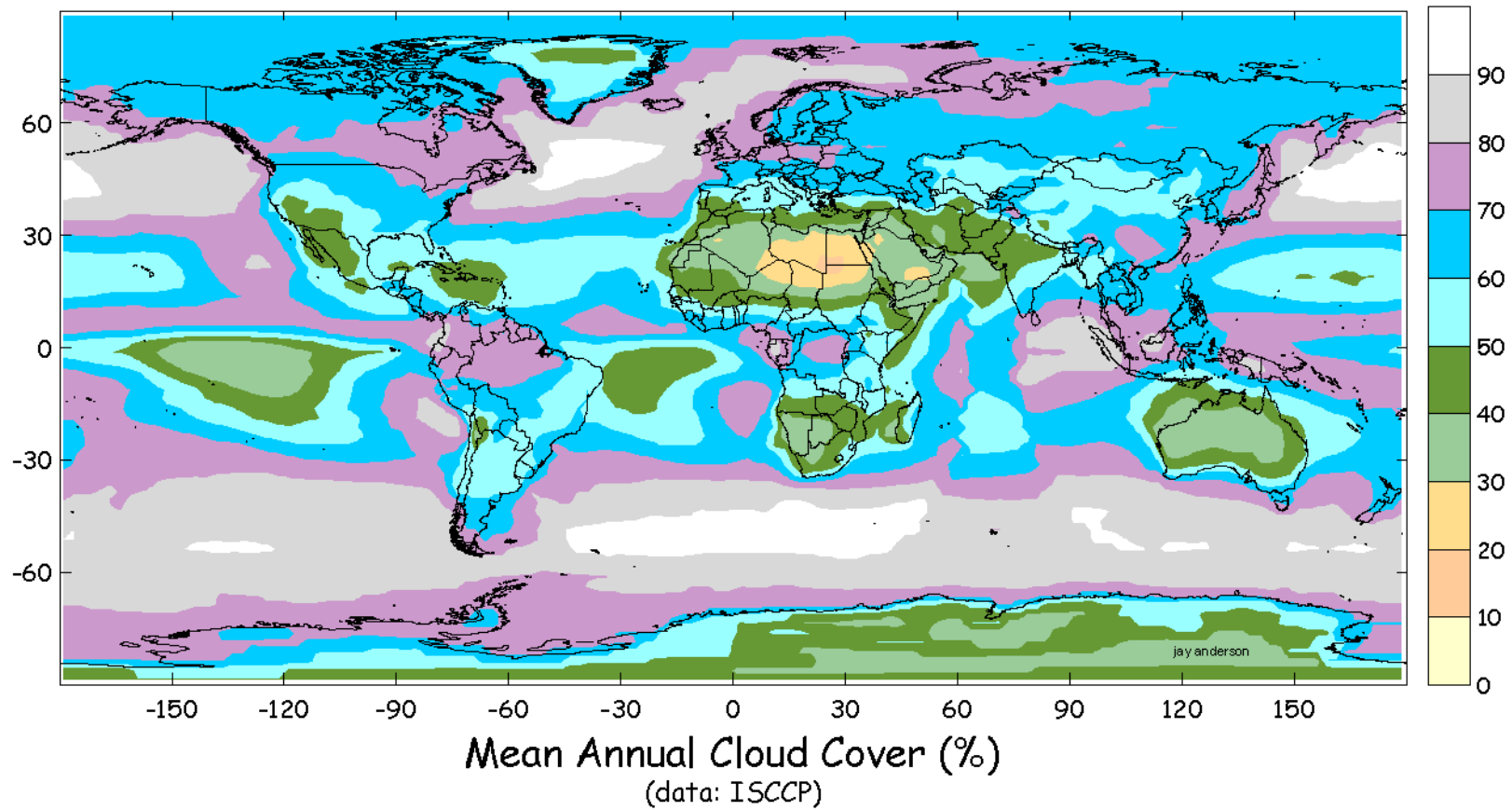


Nubosidad (ayer, 17:45z, 14:45 local)

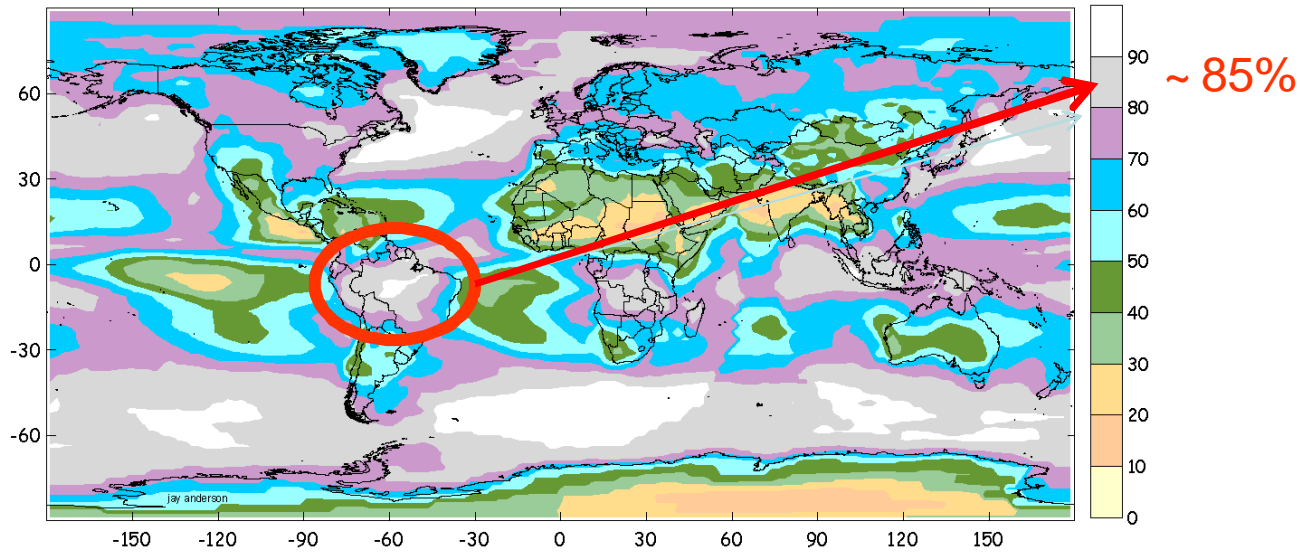


<http://www.goes.noaa.gov/FULLDISK/GEVS.JPG>

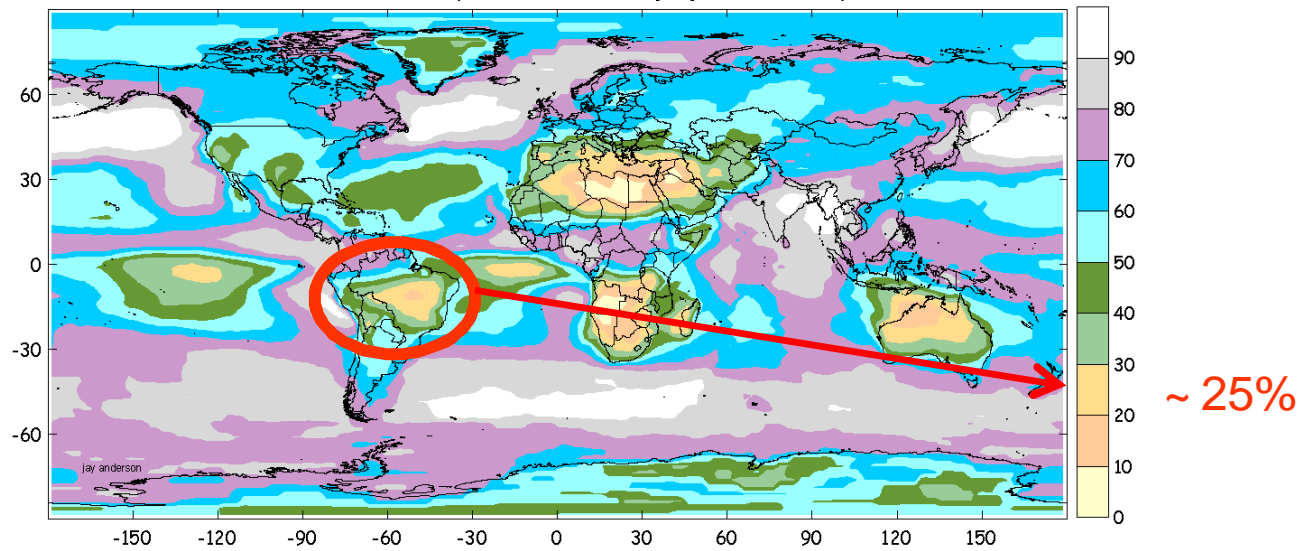
Nubosidad media anual en %



Nubosidad estacional en %

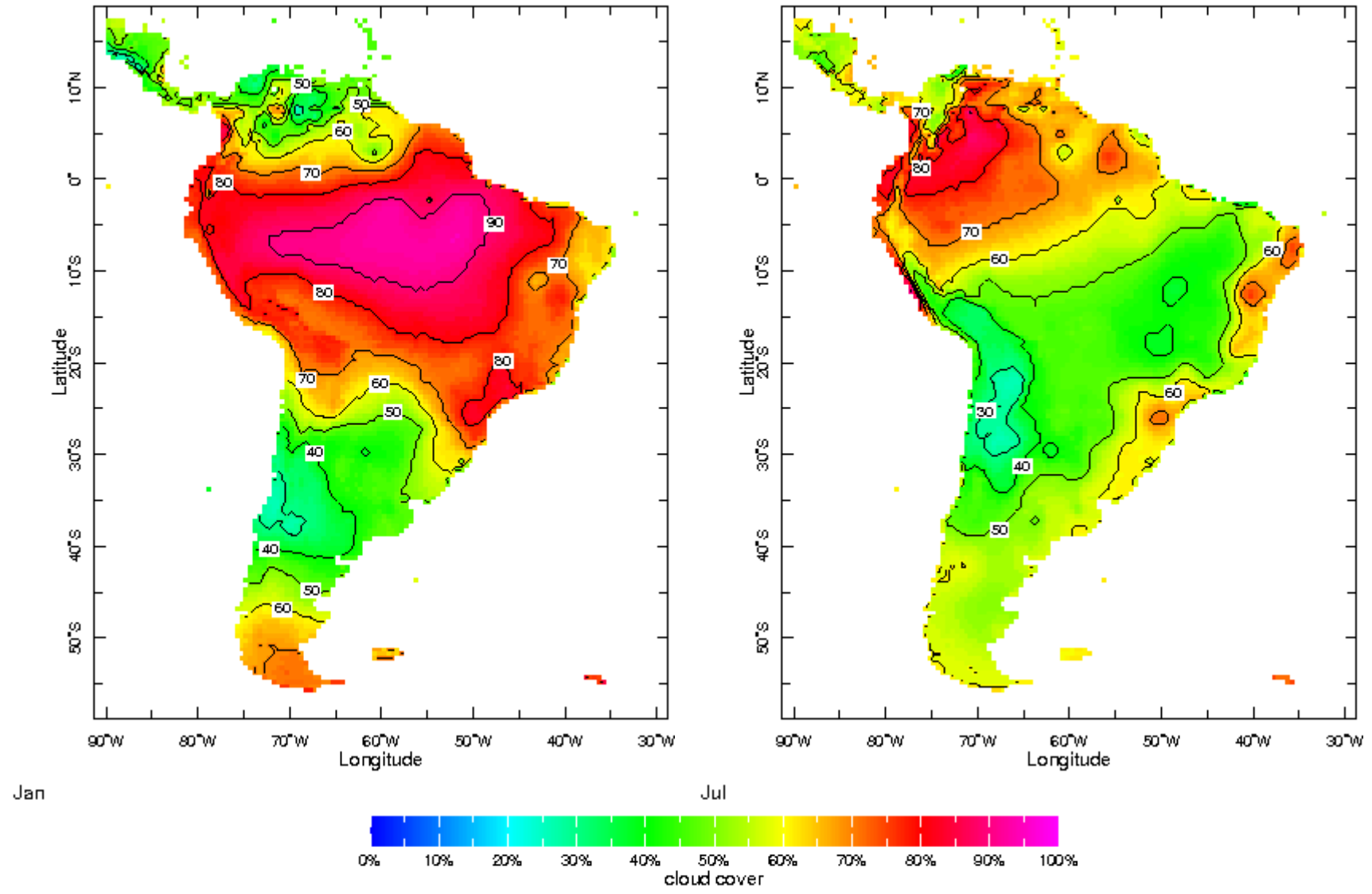


Mean Monthly Cloud Cover (%) in January



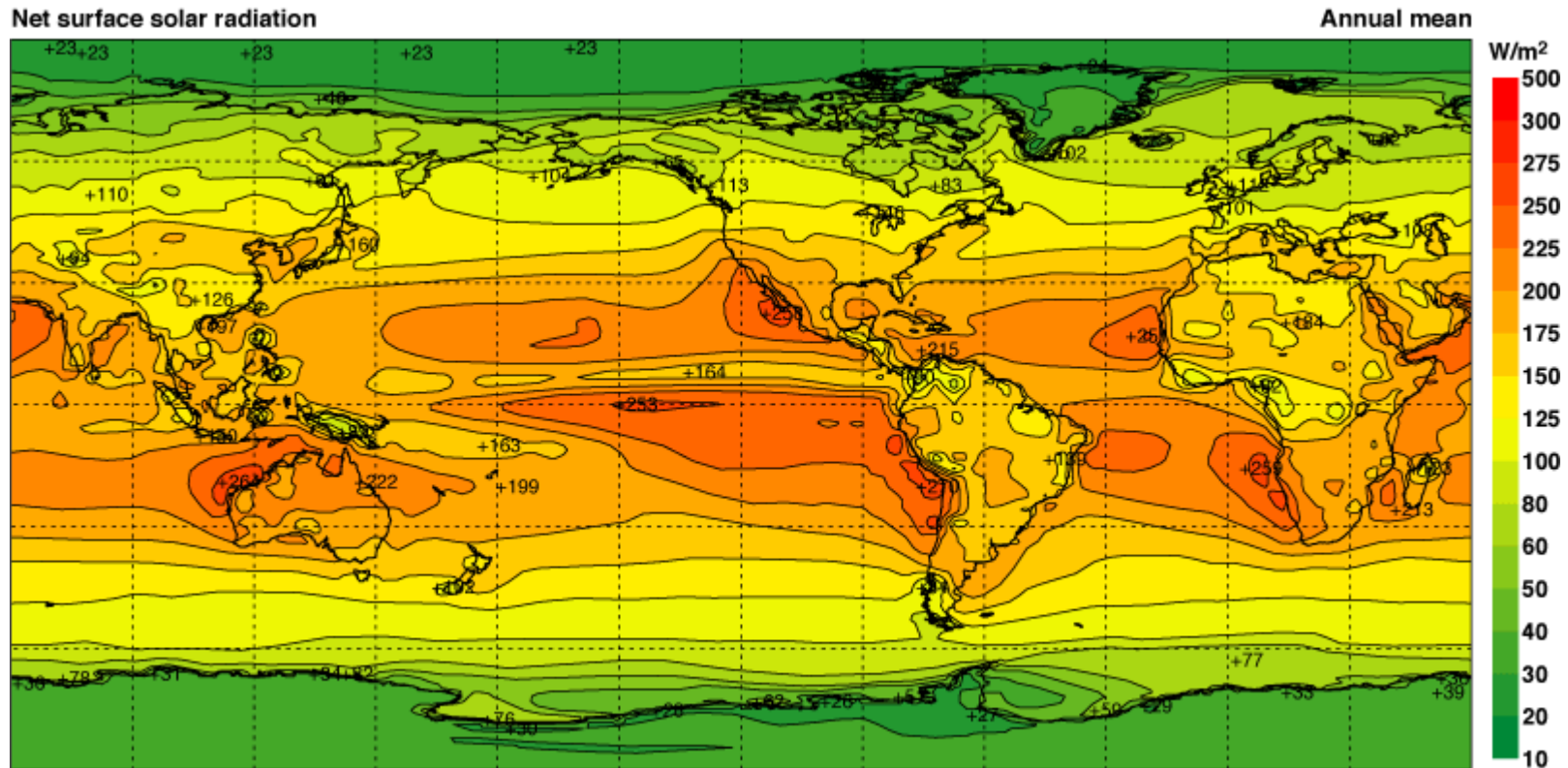
Mean Monthly Cloud Cover (%) in July
(data: ISCCP)

Nubosidad estacional en %



CRU-05 Climate Research Unit, University of East Anglia

Radiación de onda corta (Q_s , anual)



Radiación de onda larga

Q_r es el balance entre la energía radiada del mar hacia la atmósfera y la energía radiada de la atmósfera al mar (proporcional a la cuarta potencia de la temperatura del aire). La energía radiada por la atmósfera es función, esencialmente, del contenido de vapor de agua del aire sobre la superficie del mar.

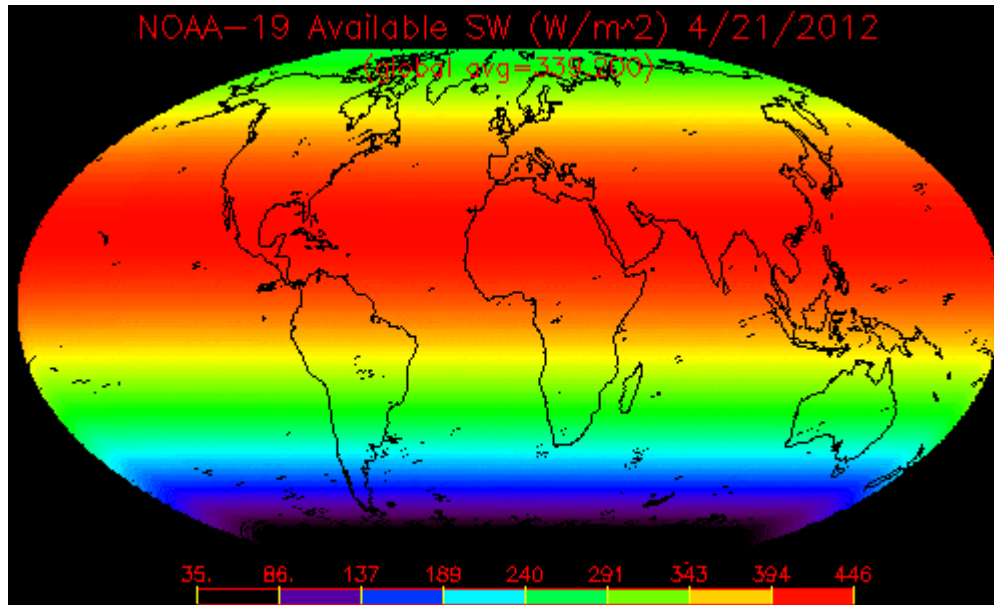
Q_r es función de la temperatura, por lo tanto no presenta variaciones temporales o estacionales significativas.

Si ΔT estacional = 8°C la variación de Q_r será proporcional a $290^4/282^4 = 1.12$

Q_r depende de:

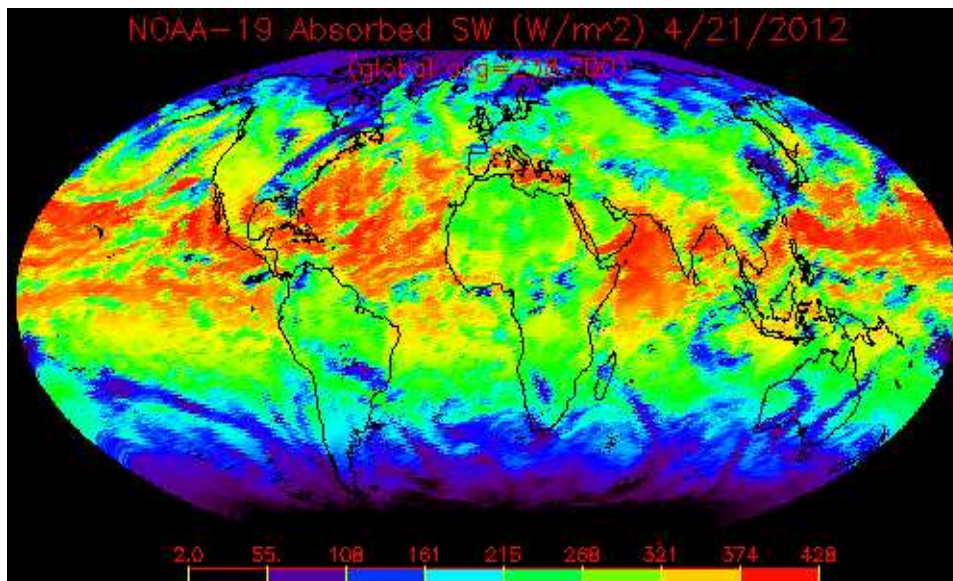
la nubosidad, expresada en octas O conduce a reducción de Q_r del orden $(1 - 0,1 O)$. La nubes aumentan la cantidad de energía de onda larga radiada de la atmósfera al océano.

http://www.osdpd.noaa.gov/ml/air/rad_budget.html#ABS

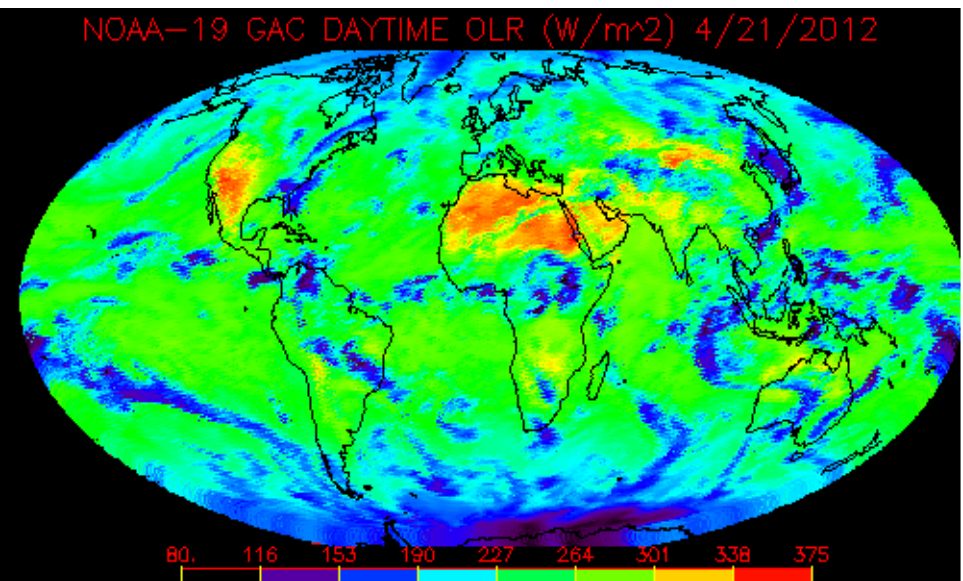


Radiación solar incidente en el tope de la atmosfera (W/m^2). Sólo varia en función del ángulo de incidencia de los rayos del sol.

Todos los productos son derivados del sensor AVHARR del satélite NOAA-19.

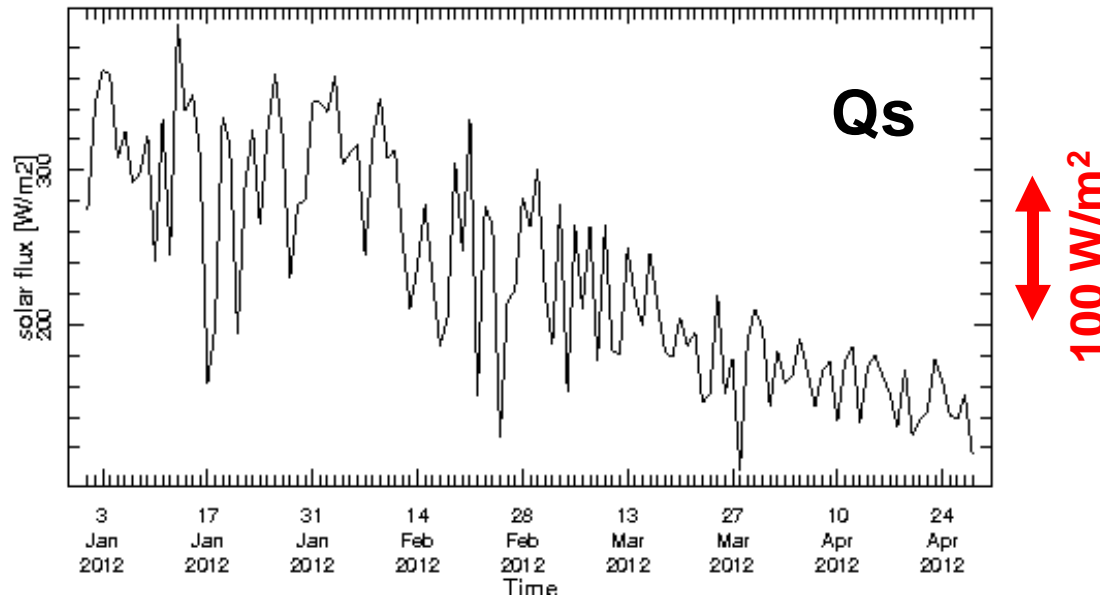
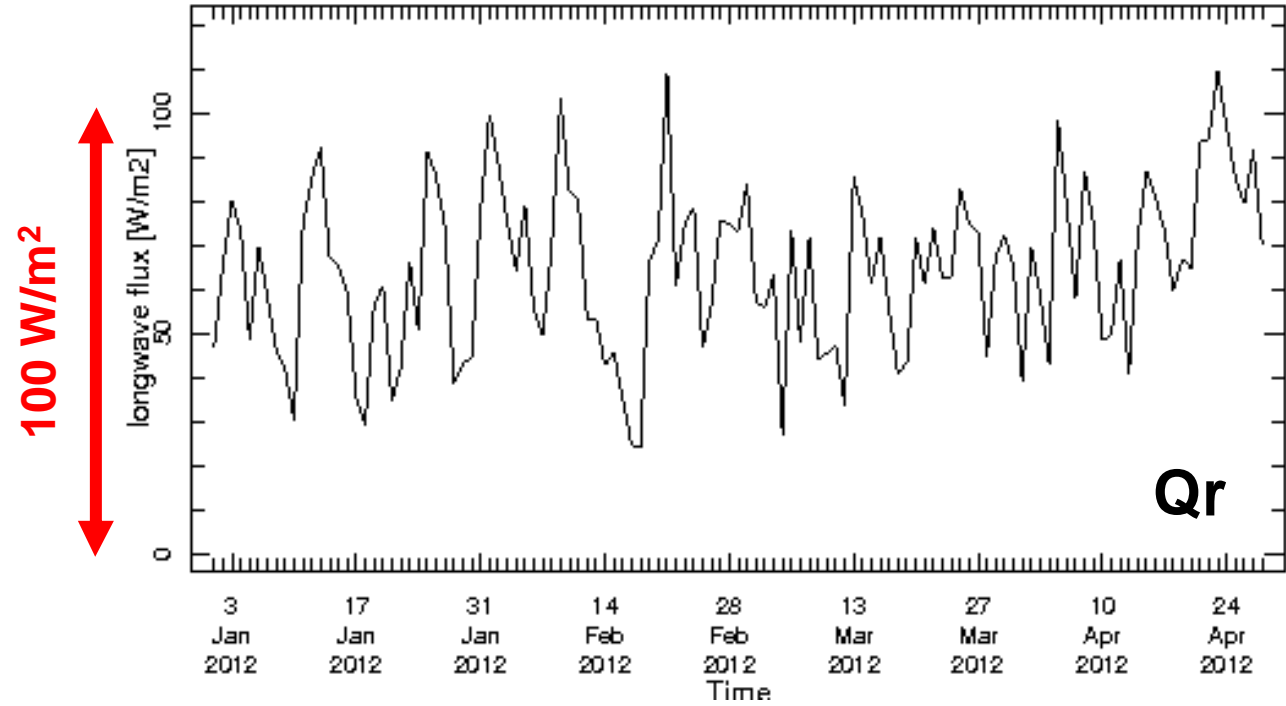
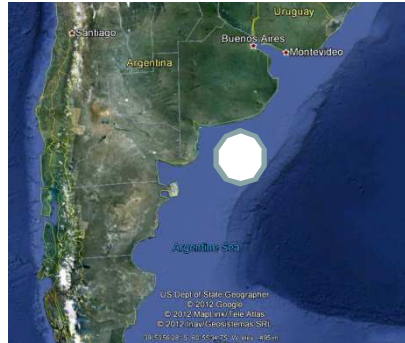


Radiación solar absorbida (W/m^2), es la diferencia entre la radiación entrante y saliente en el tope de la atmosfera.

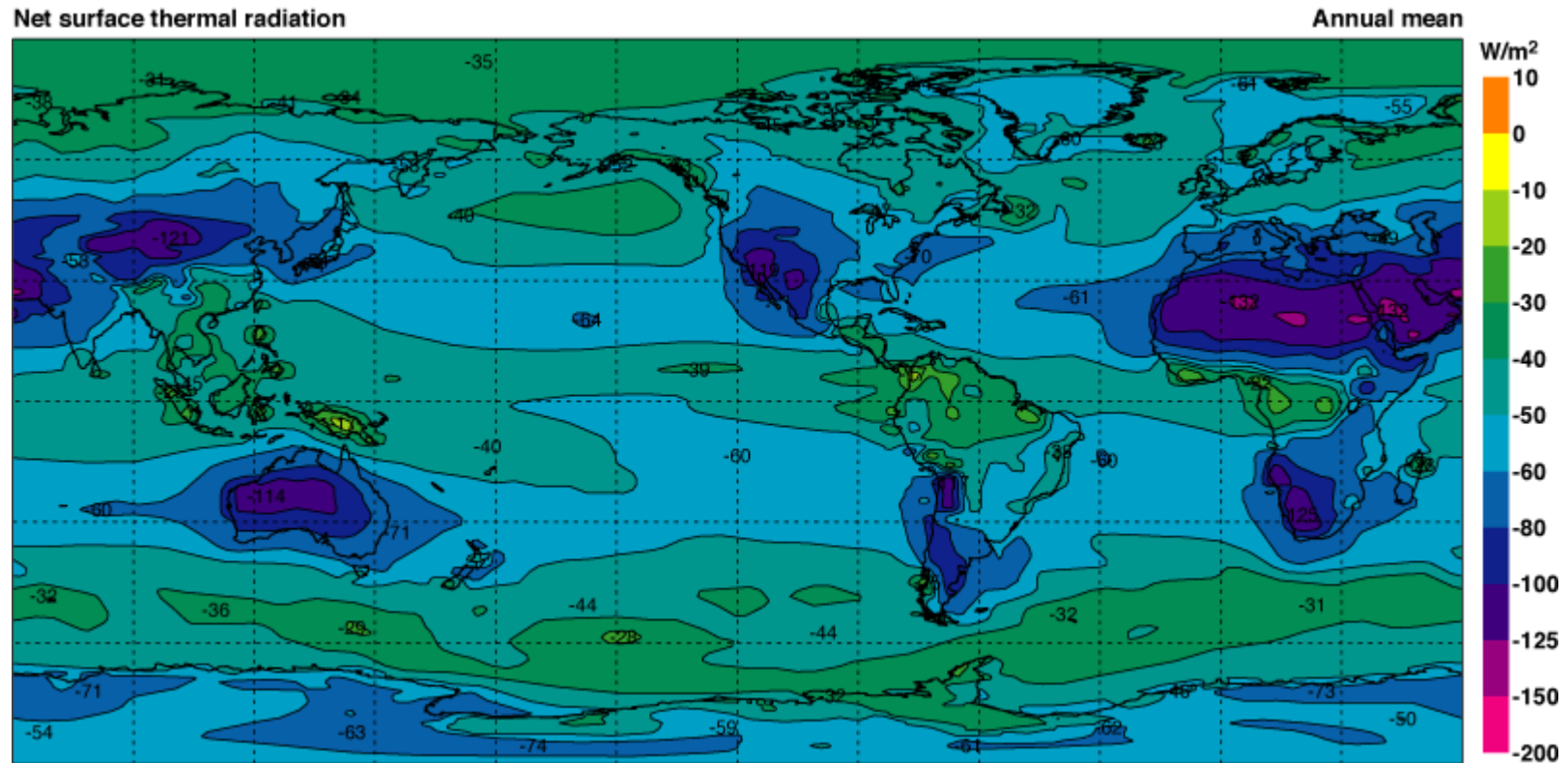


Radiación de onda larga (W/m^2)

Media diaria
41°S - 60°W
(NCEP)

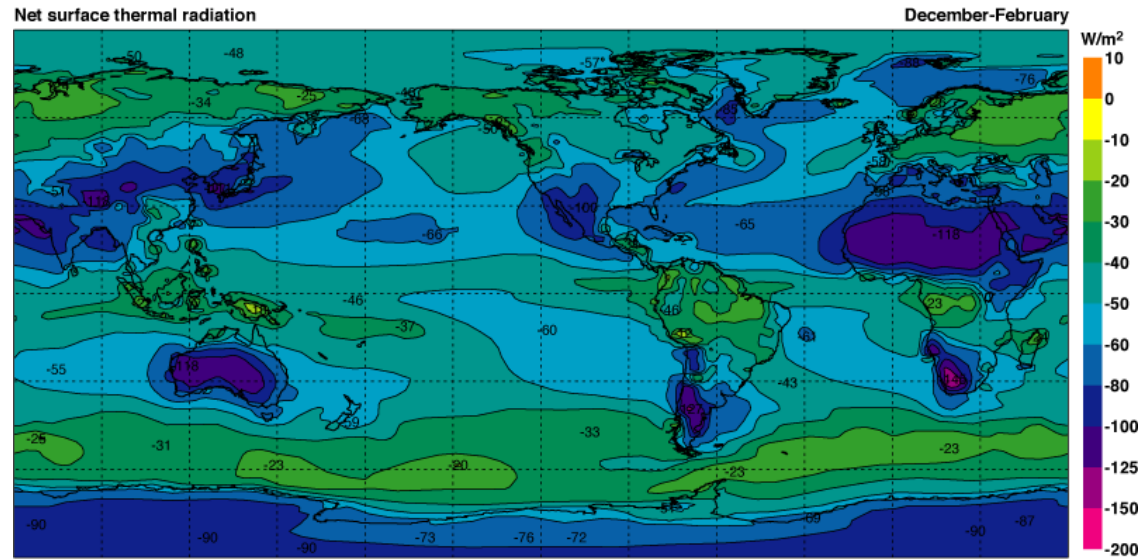


Radiación de onda larga (Q_r , anual)

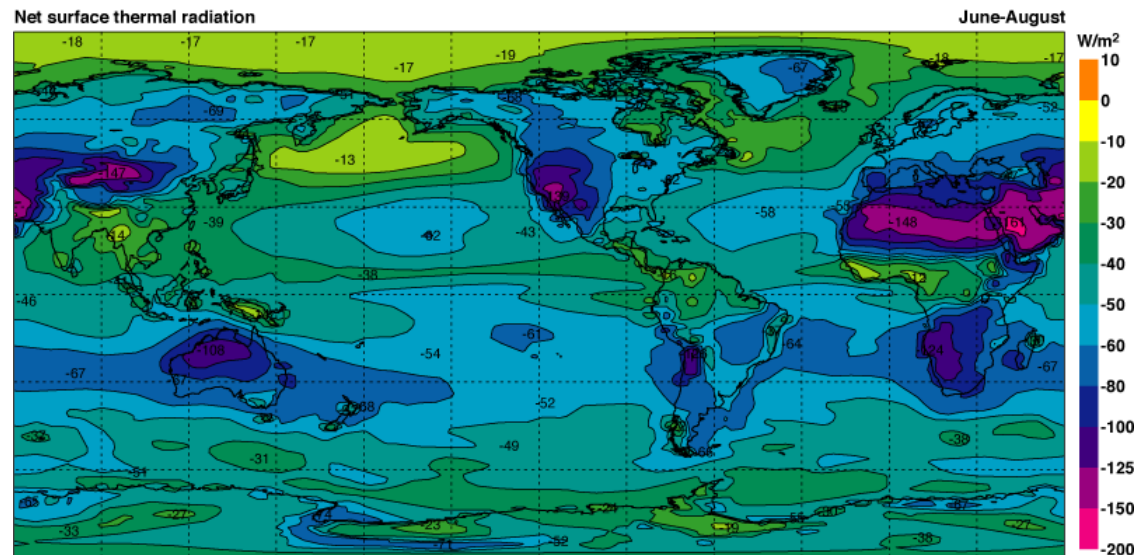


Radiación de onda larga (Q_r , estacional)

dic-feb

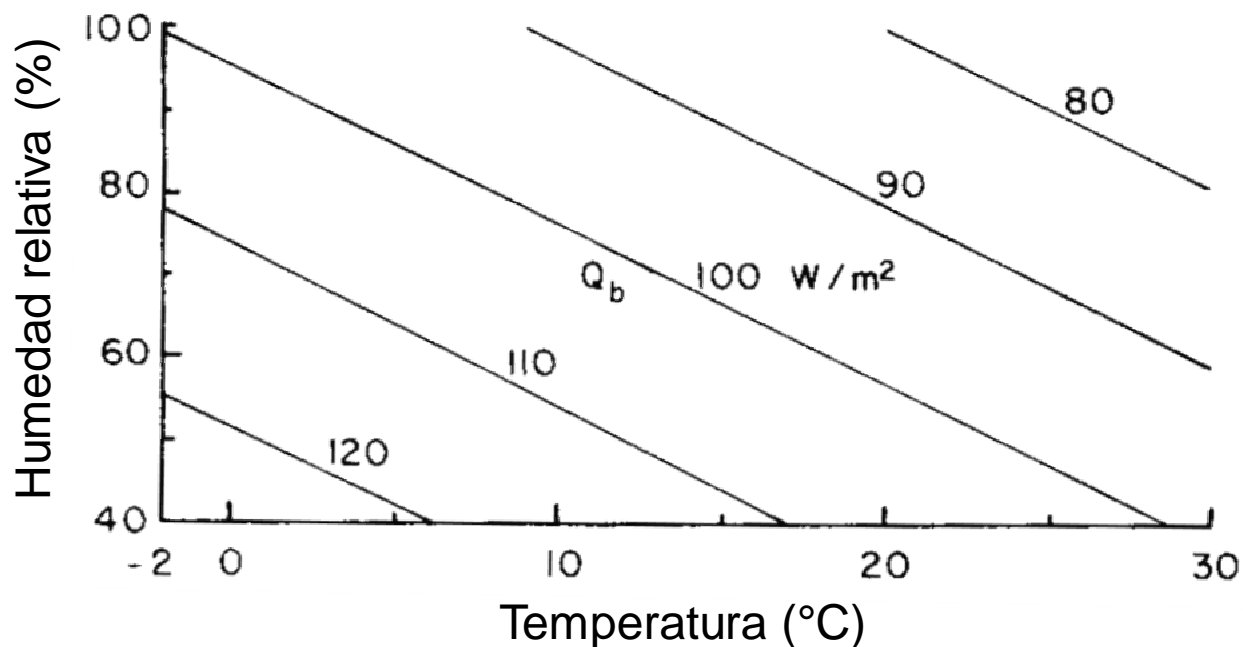


jun-ago



Radiación de onda larga

Las cosas no siempre son lo que parecen a primera vista...



Radiación de onda larga desde la superficie del mar en función de la temperatura superficial y la humedad relativa sobre la superficie en ausencia de nubes.

Observaciones I

Glaciar Antisana 15, Ecuador

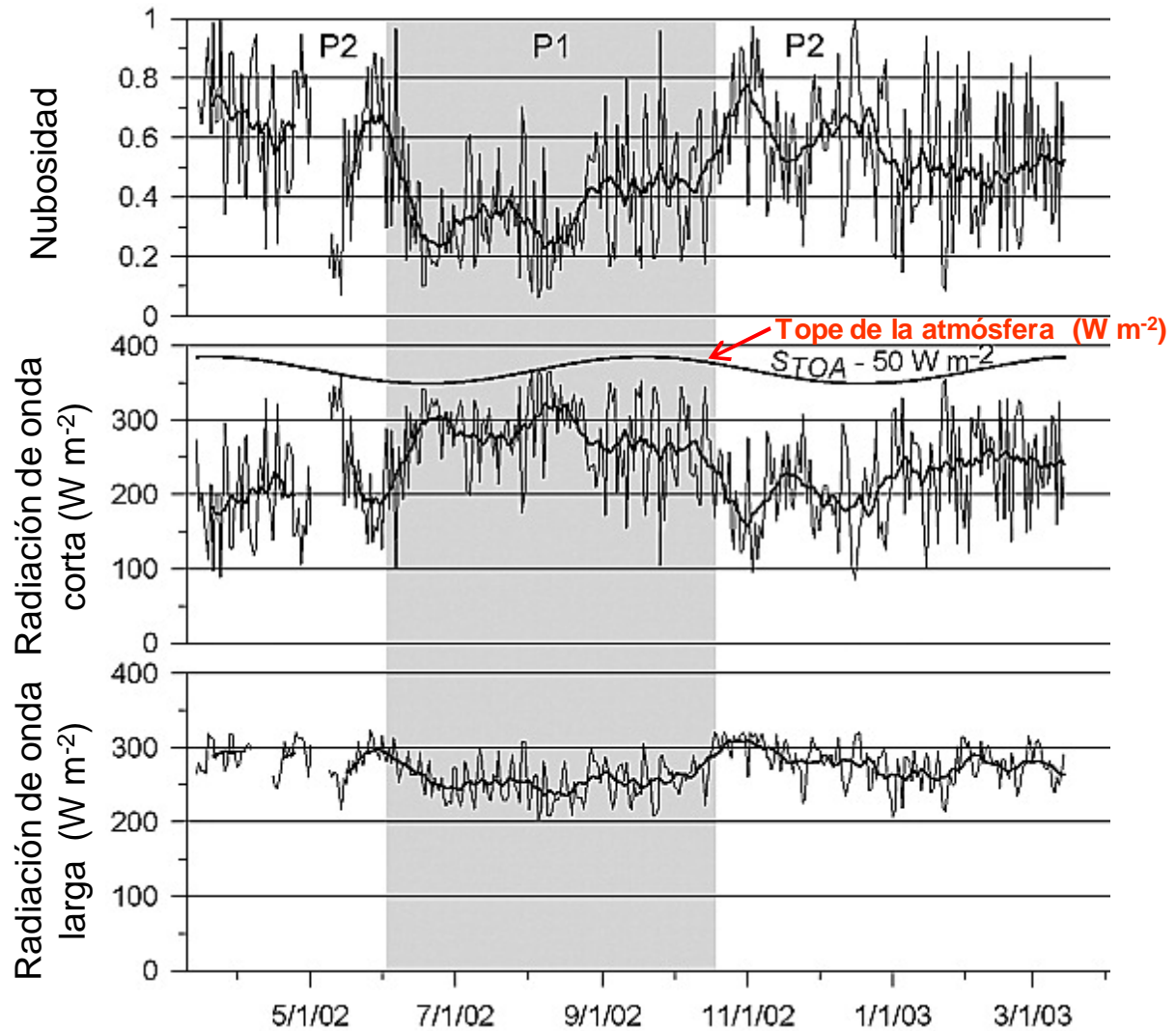
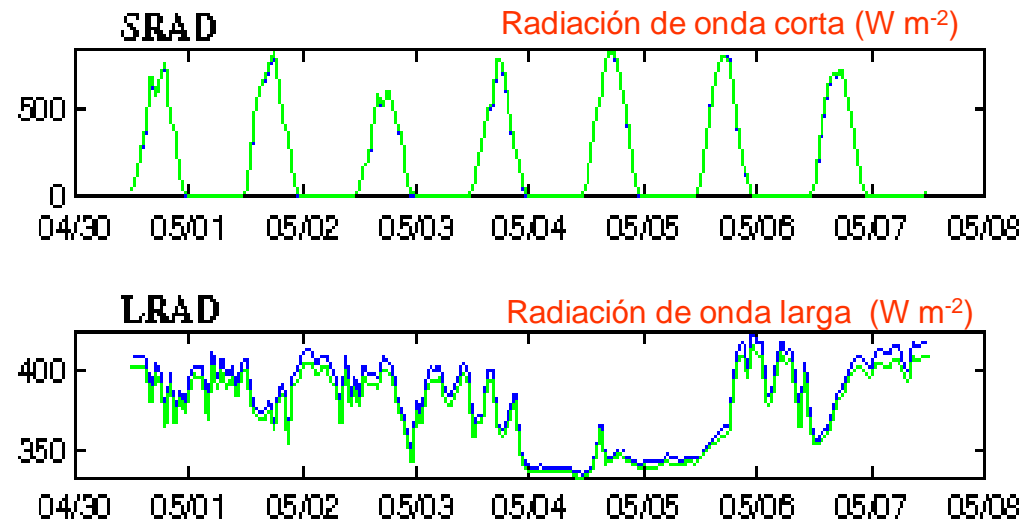


Figure 3. Daily means of cloudiness, incident short-wave radiation, and incoming long-wave radiation on Antisana Glacier 15, 4890 m asl, between 14 March 2002 and 14 March 2003. Also shown is the top of atmosphere solar irradiance reduced by 50 W m^{-2} . Thick lines are the 15-day running means. The shaded and white areas refer to two distinct periods of the year, P1 (1 June 2002 to 15 October 2002) and P2 (14 March 2002 to 31 May 2002 and 16 October 2002 to 14 March 2003). Favier et al 2004 <http://www.agu.org/journals/jd/jd0418/2003JD004359/>

Observaciones II



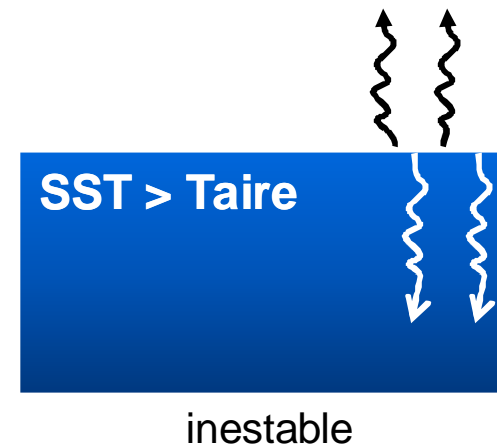
<http://uop.who.edu/projects/Stratus/stratus.html>

Flujo de calor sensible

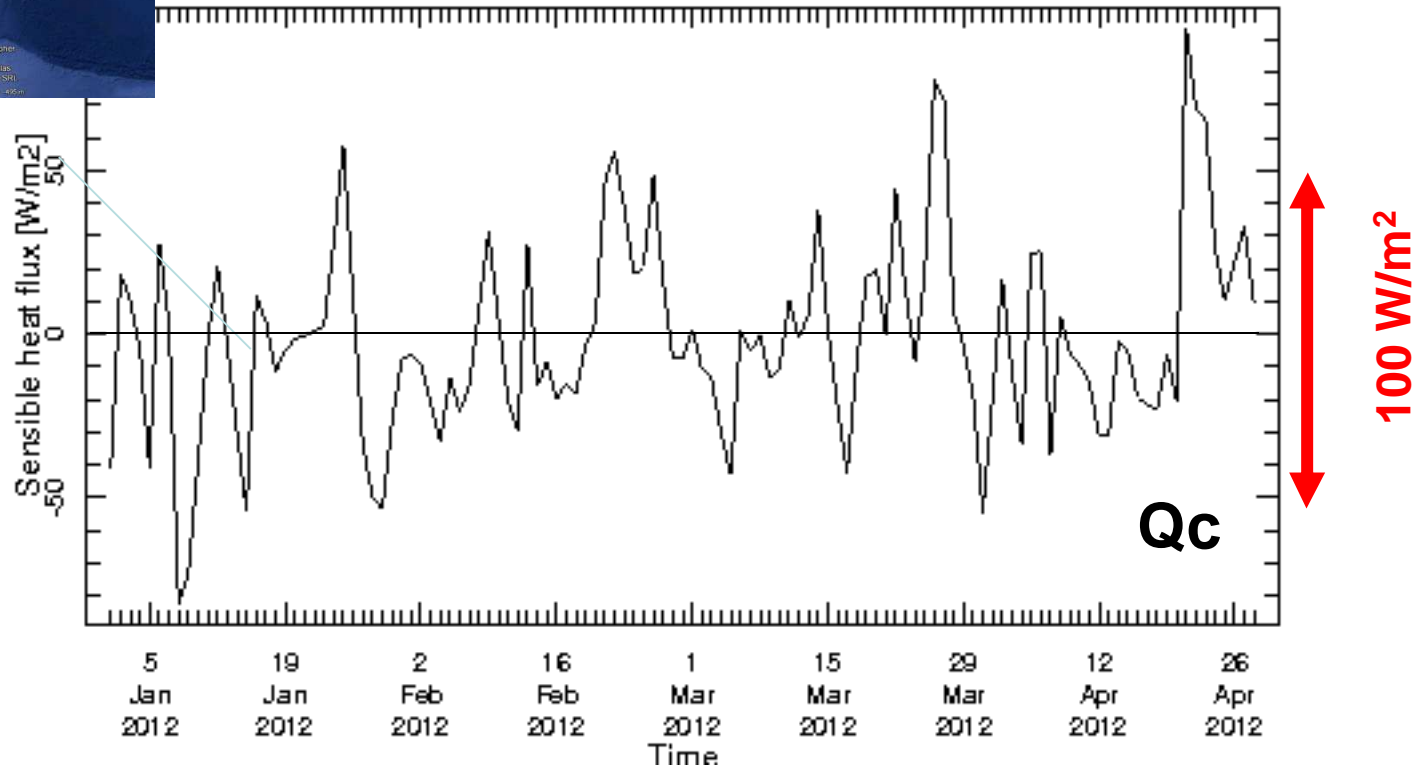
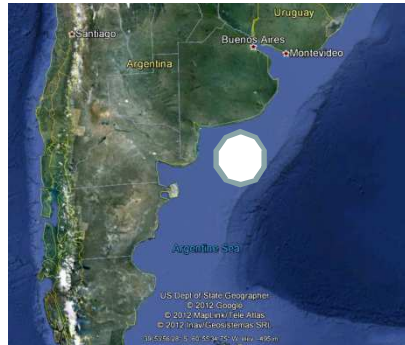
$$Q_c = - C_p K \frac{dT}{dz}$$

Es proporcional al gradiente vertical de temperatura en el aire sobre la superficie del mar. La constante de proporcionalidad es el coeficiente de conductividad del calor turbulento.

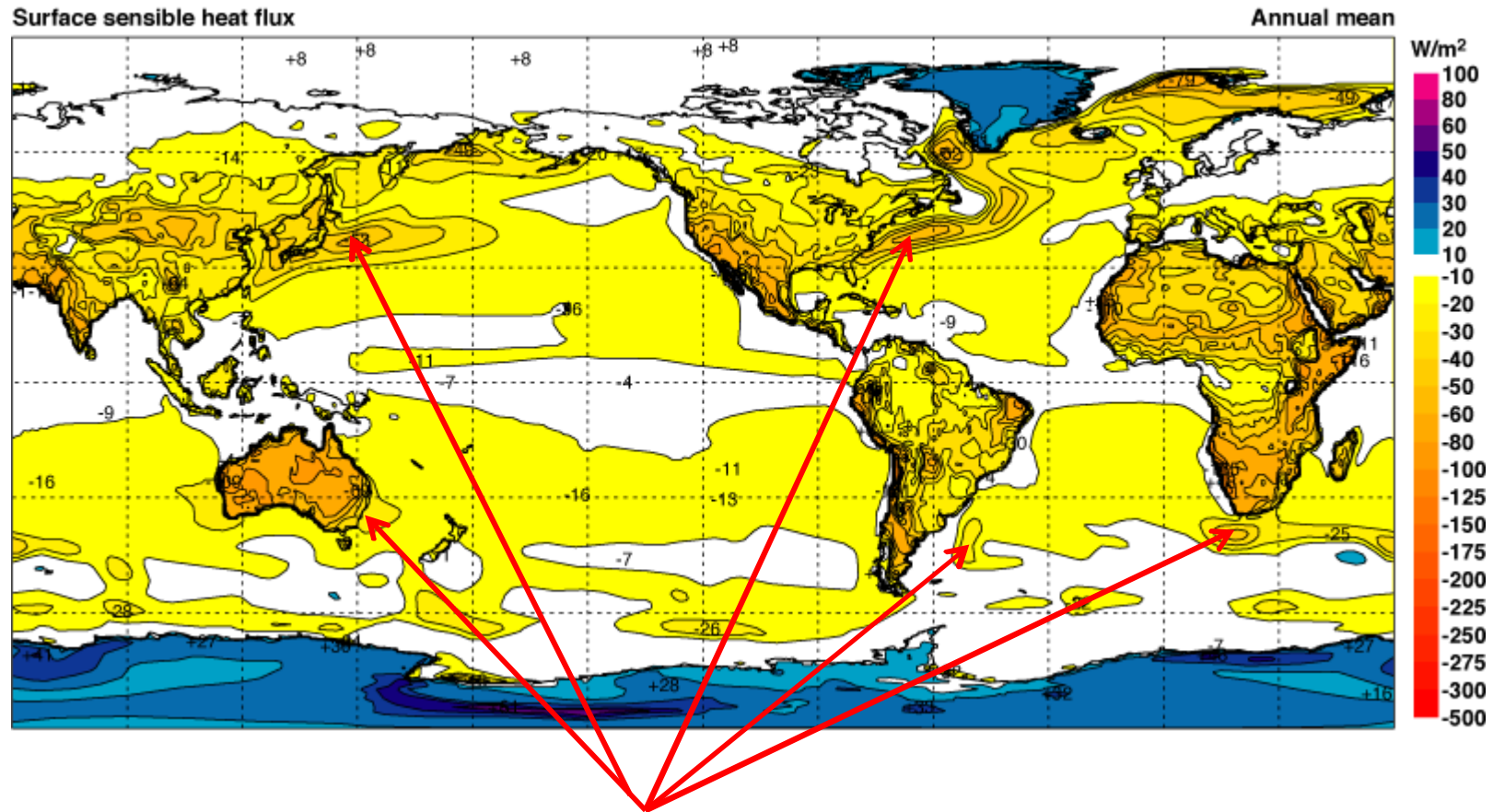
Cuando el aire tiene menor temperatura que el agua la atmósfera se inestabiliza, produciendo convección y se incrementa el flujo de calor hacia la atmósfera.



Flujo de calor sensible

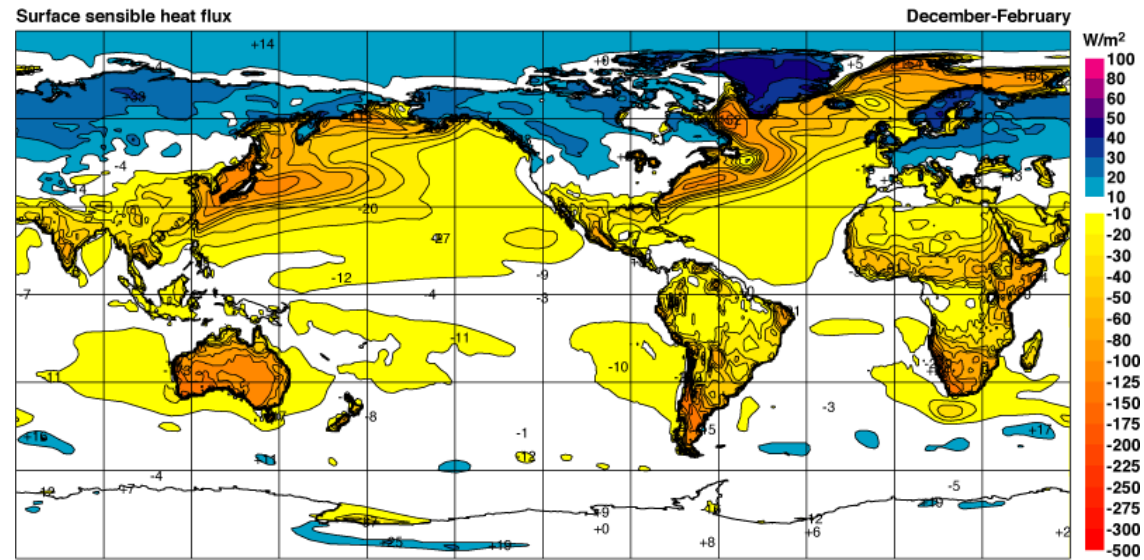


Flujo de calor sensible (Q_c anual)

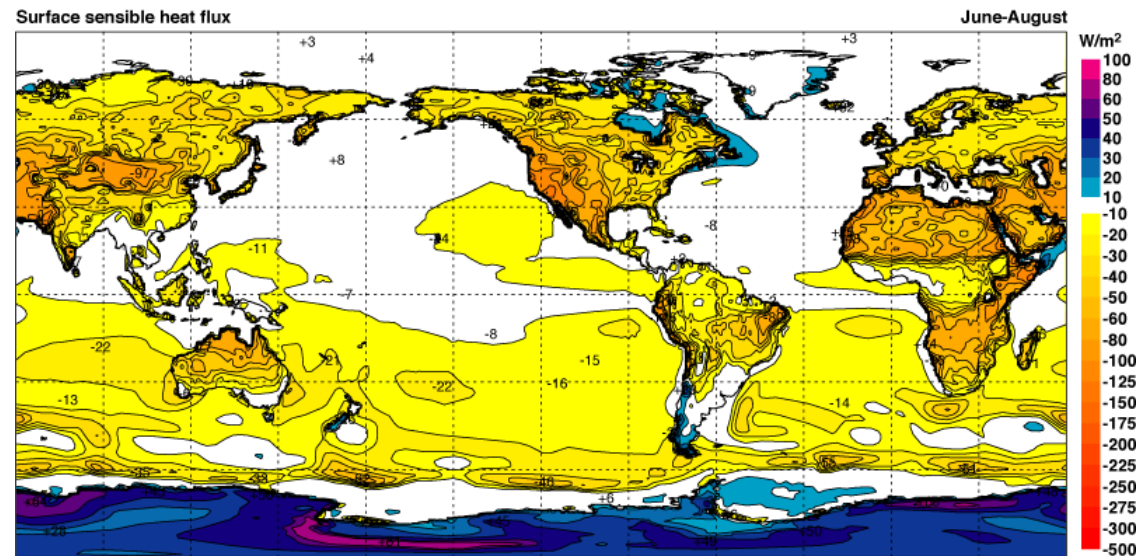


Flujo de calor sensible (Q_c estacional)

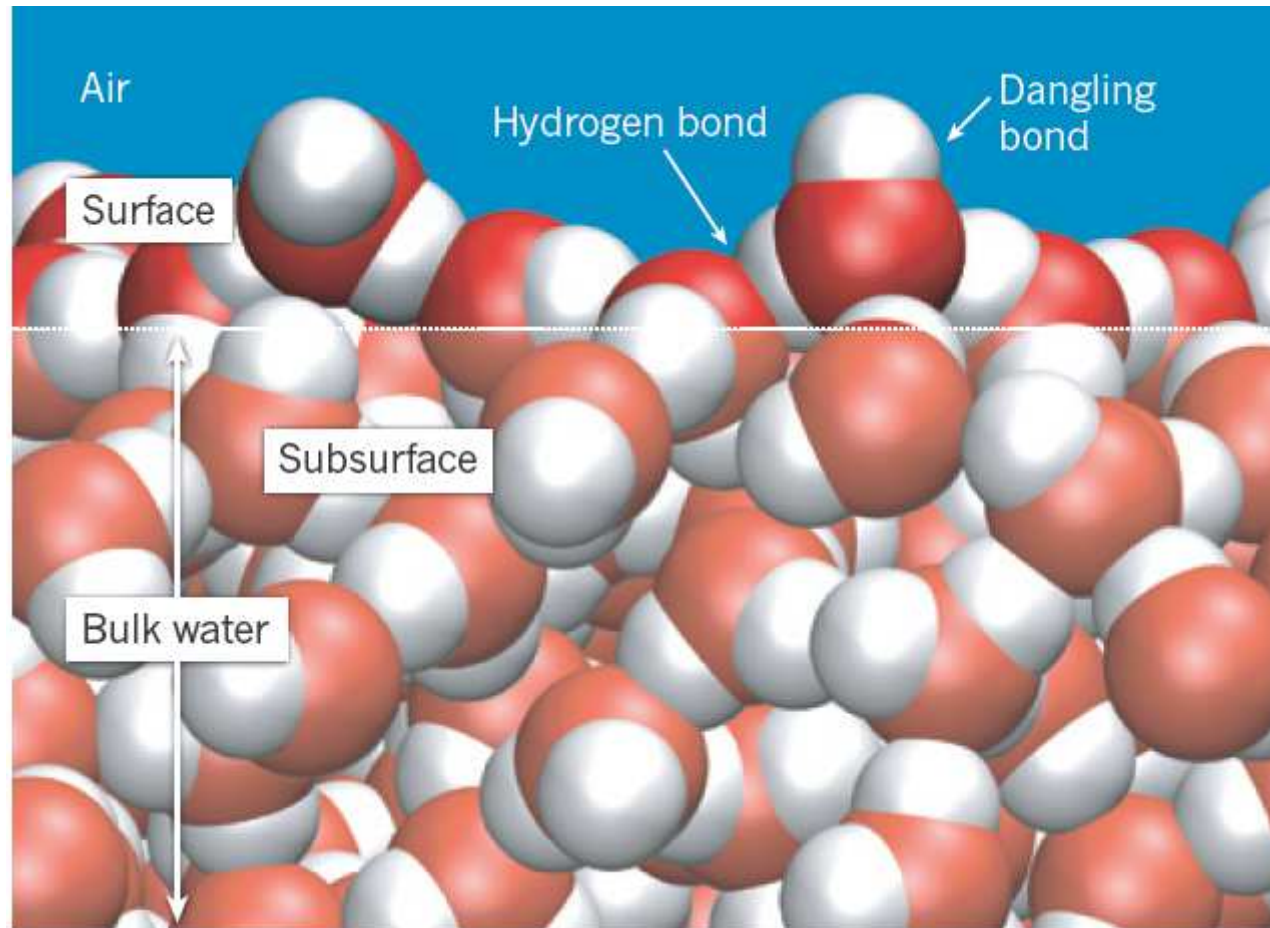
dic-feb



jun-ago



La interface aire-agua



Estructura esquemática de la interface entre el aire y el agua. Las esferas rojas representan átomos de Oxígeno y las blancas de Hidrógeno. *This image, taken from a classical molecular-dynamics simulation, reveals the features of liquid water at an air–water interface. Most water molecules form hydrogen bonds to each other, but some at the surface do not (these are known as dangling bonds). Stiopkin et al. 1 report evidence that the surface has a depth of only one layer of molecules, contradicting theories that interfaces with water impose long-range order deep into the bulk liquid.* (de Jungwirth, P., *Nature*, 474, 2011).

Flujo de calor latente

$$Q_e = F_e L_t$$

La evaporación requiere de una cierta cantidad de calor. La misma es proporcional a la masa de agua evaporada por unidad de tiempo (F_e , medida en Kg de agua evaporados por segundo) y al calor latente de evaporación L_t

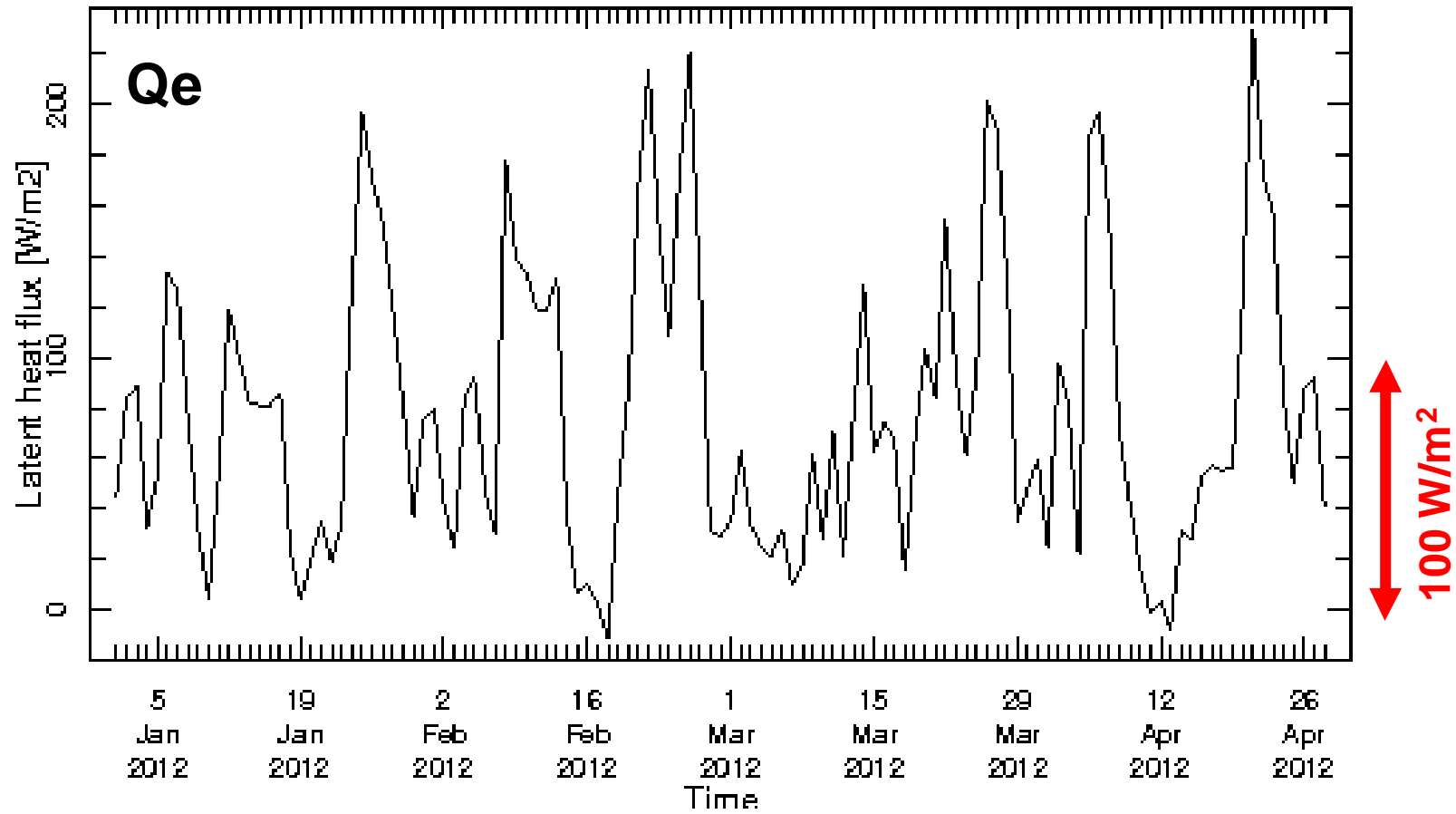
$$L_t = 2494 - 2.2 T \text{ kJ/Kg}$$

donde T es la temperatura del agua en °C.

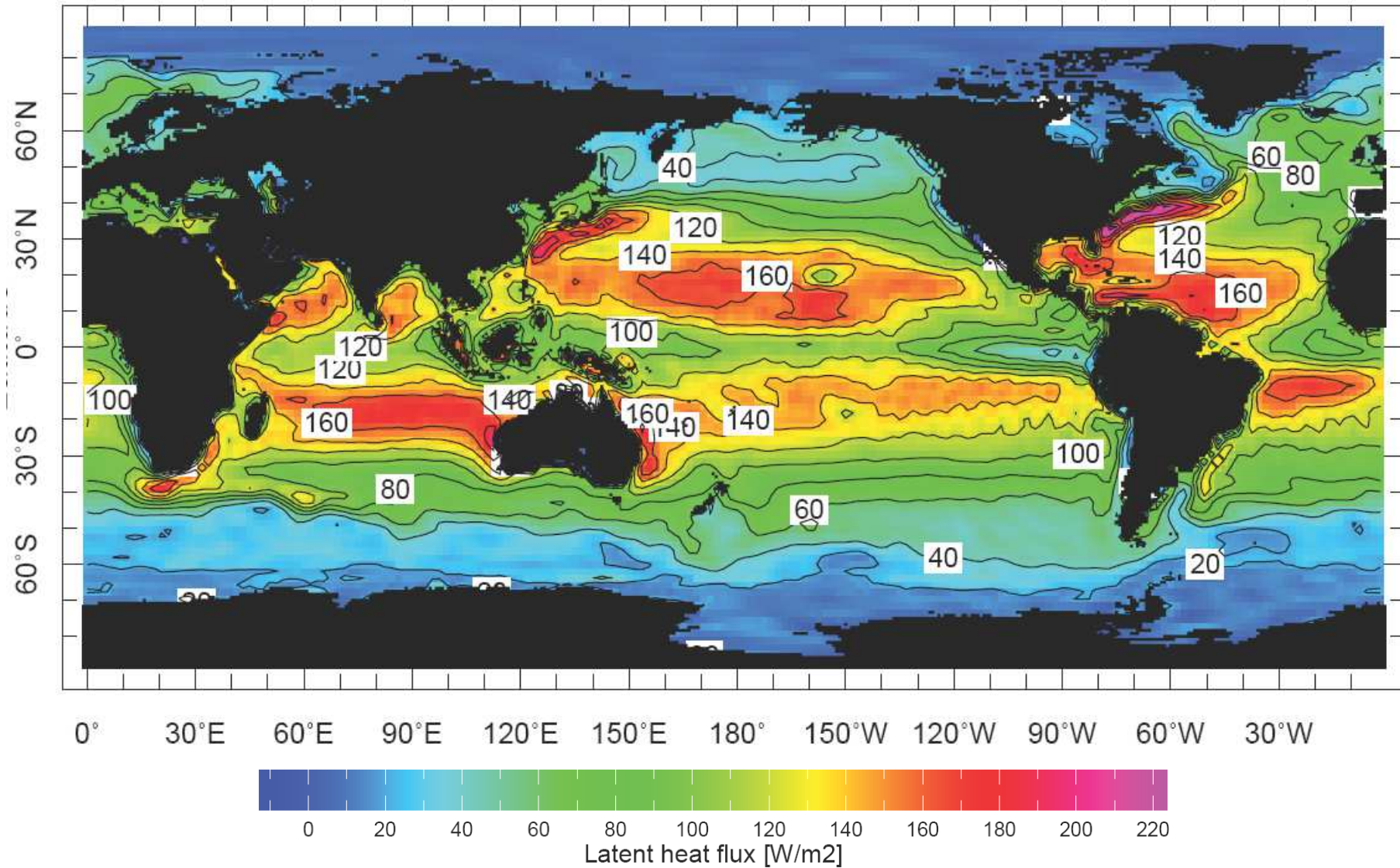
En la práctica la determinación precisa de F_e es muy dificultosa y el flujo es estimado en función del gradiente vertical del contenido de humedad en el aire (q) en forma similar a la estimación del flujo de calor sensible:

$$Q_e = K \frac{dq}{dz}$$

Flujo de calor latente

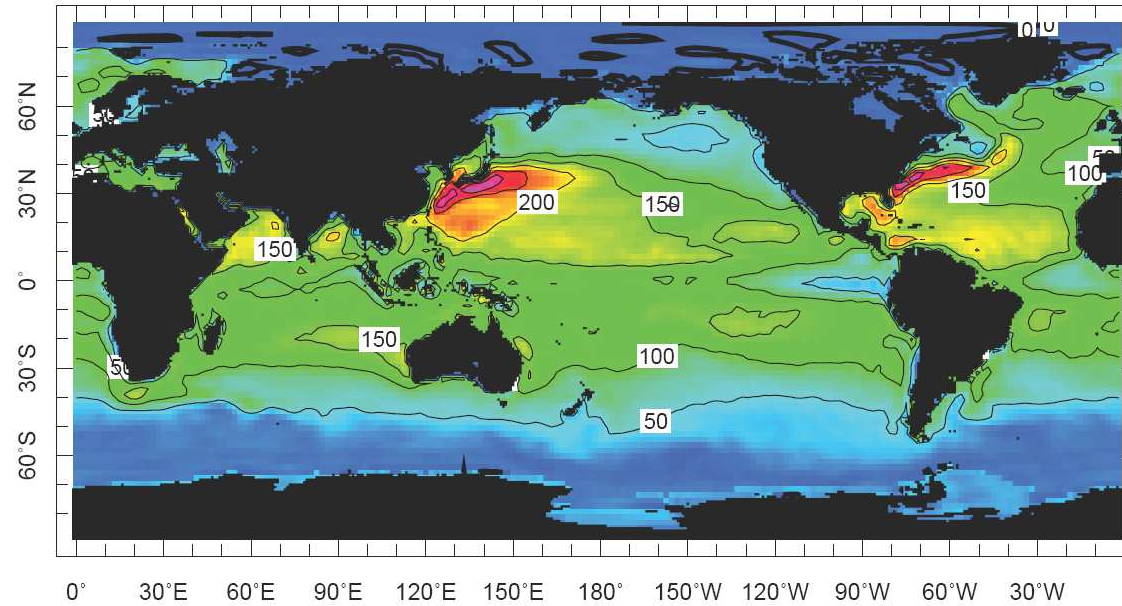


Flujo de calor latente (Q_e anual)

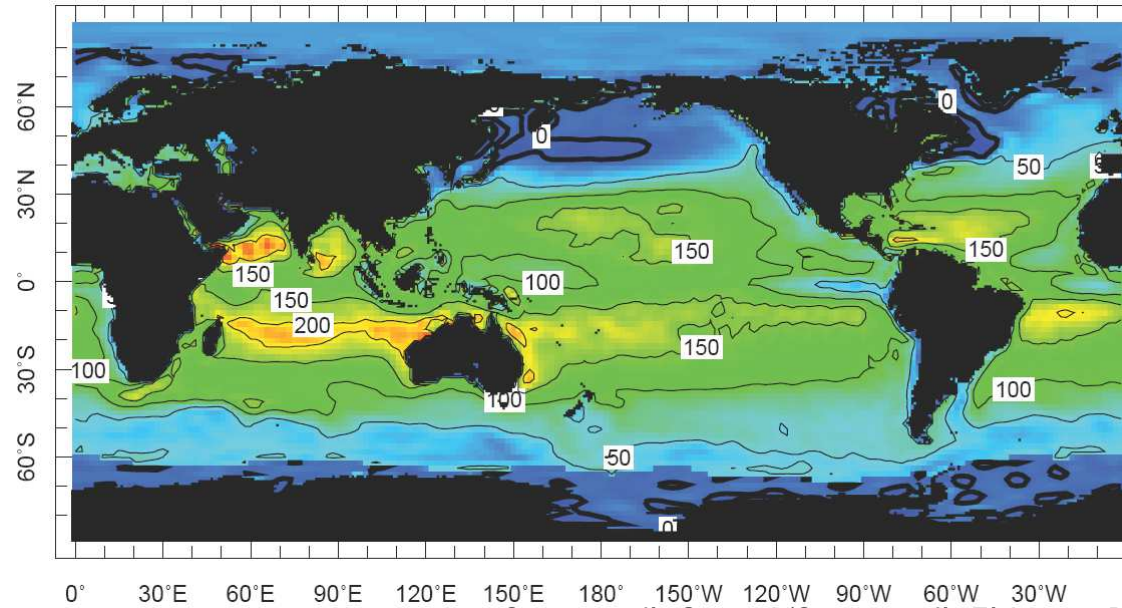


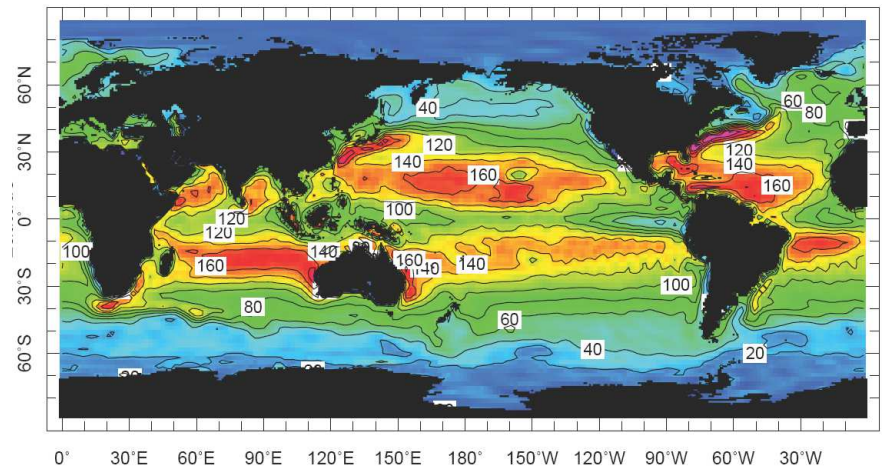
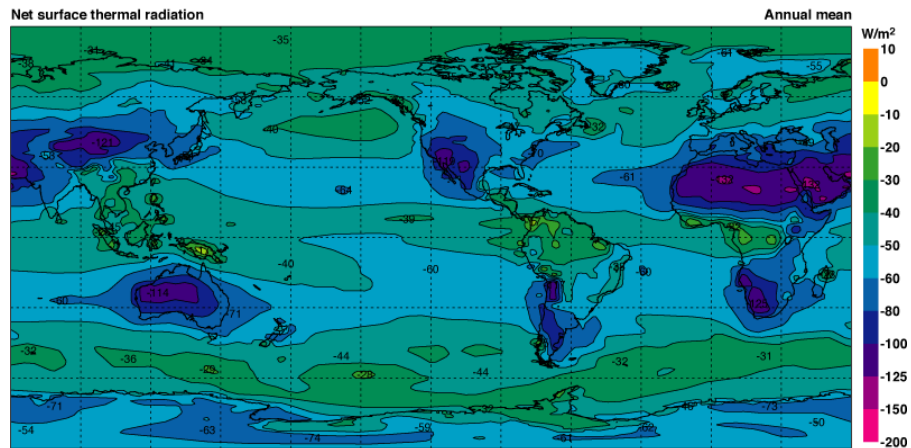
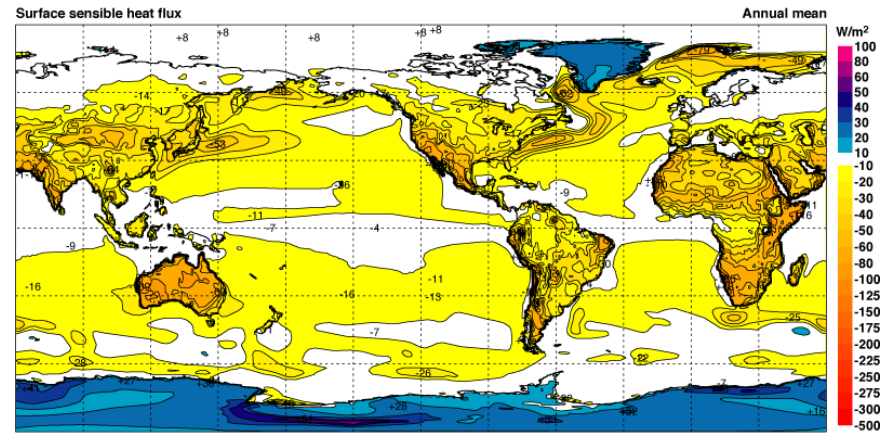
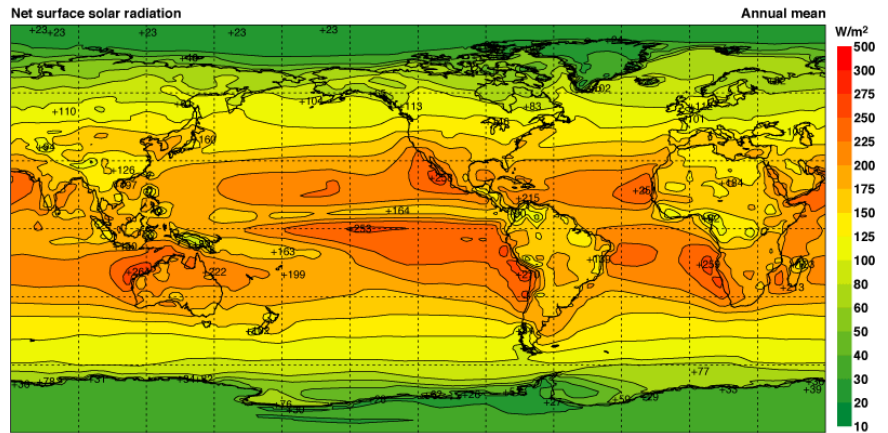
Flujo de calor latente (Q_e estacional)

ene



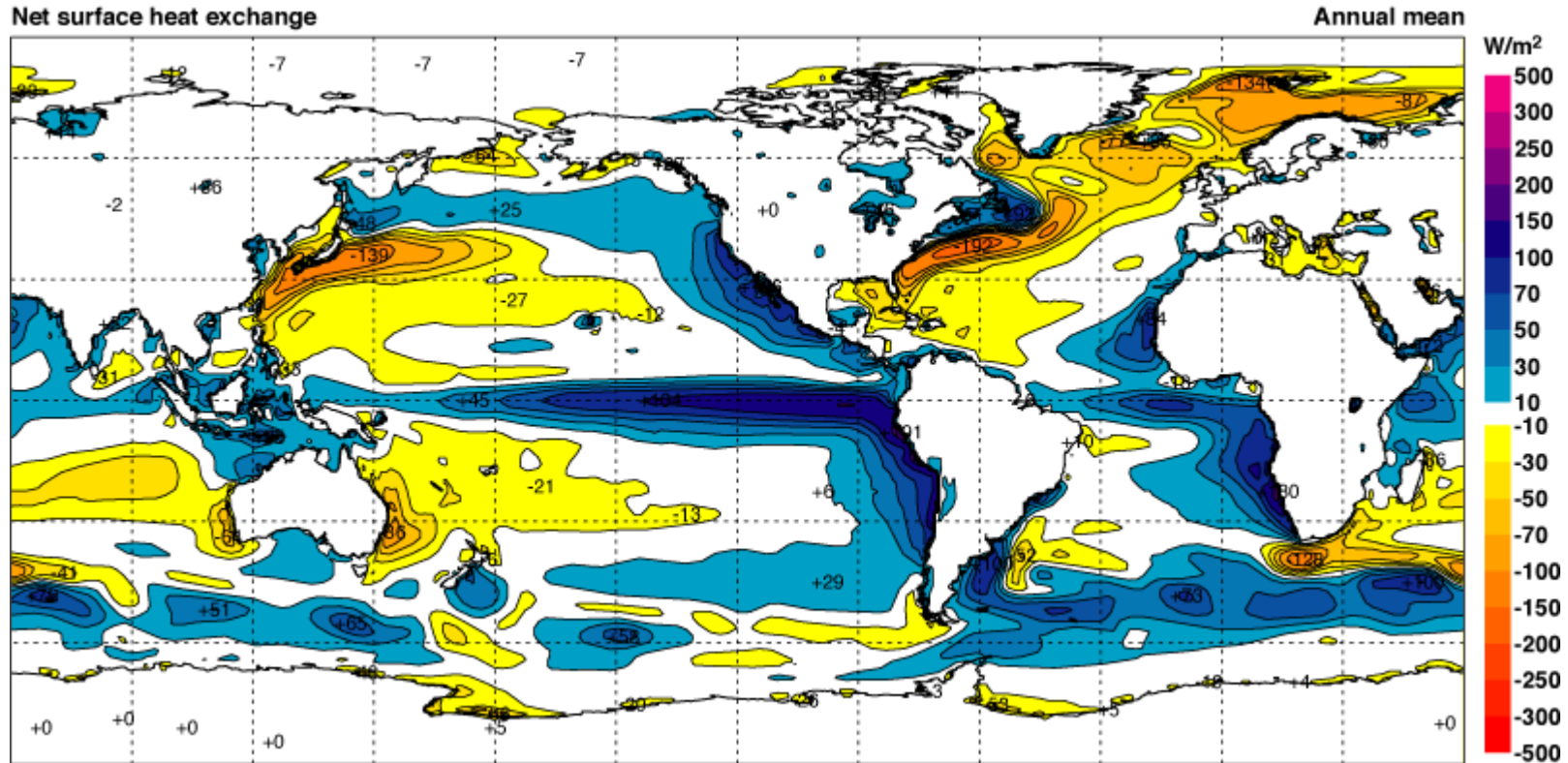
jul



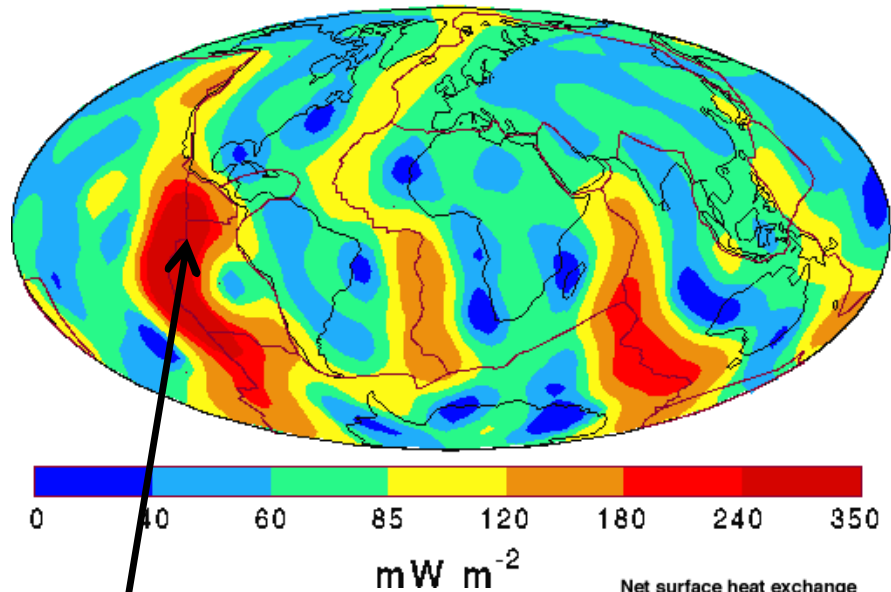


Balance neto ($Q_s + Q_r + Q_c + Q_e$, anual)

(a través de la superficie del mar)



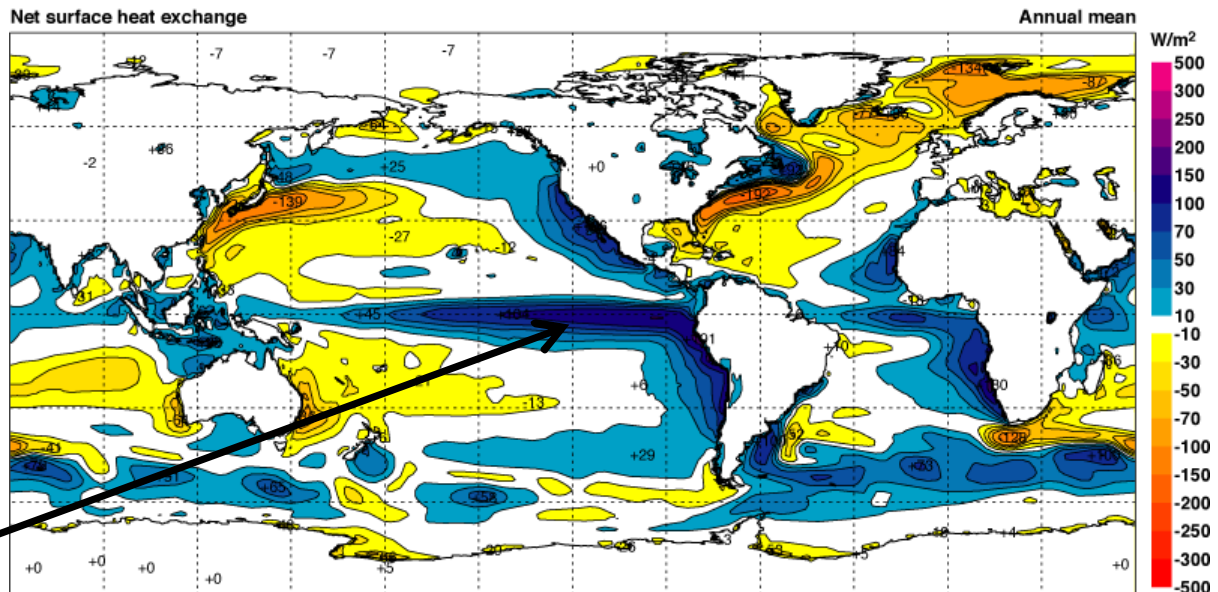
Comparación del flujo de calor neto superficial y el flujo de calor a través del fondo marino



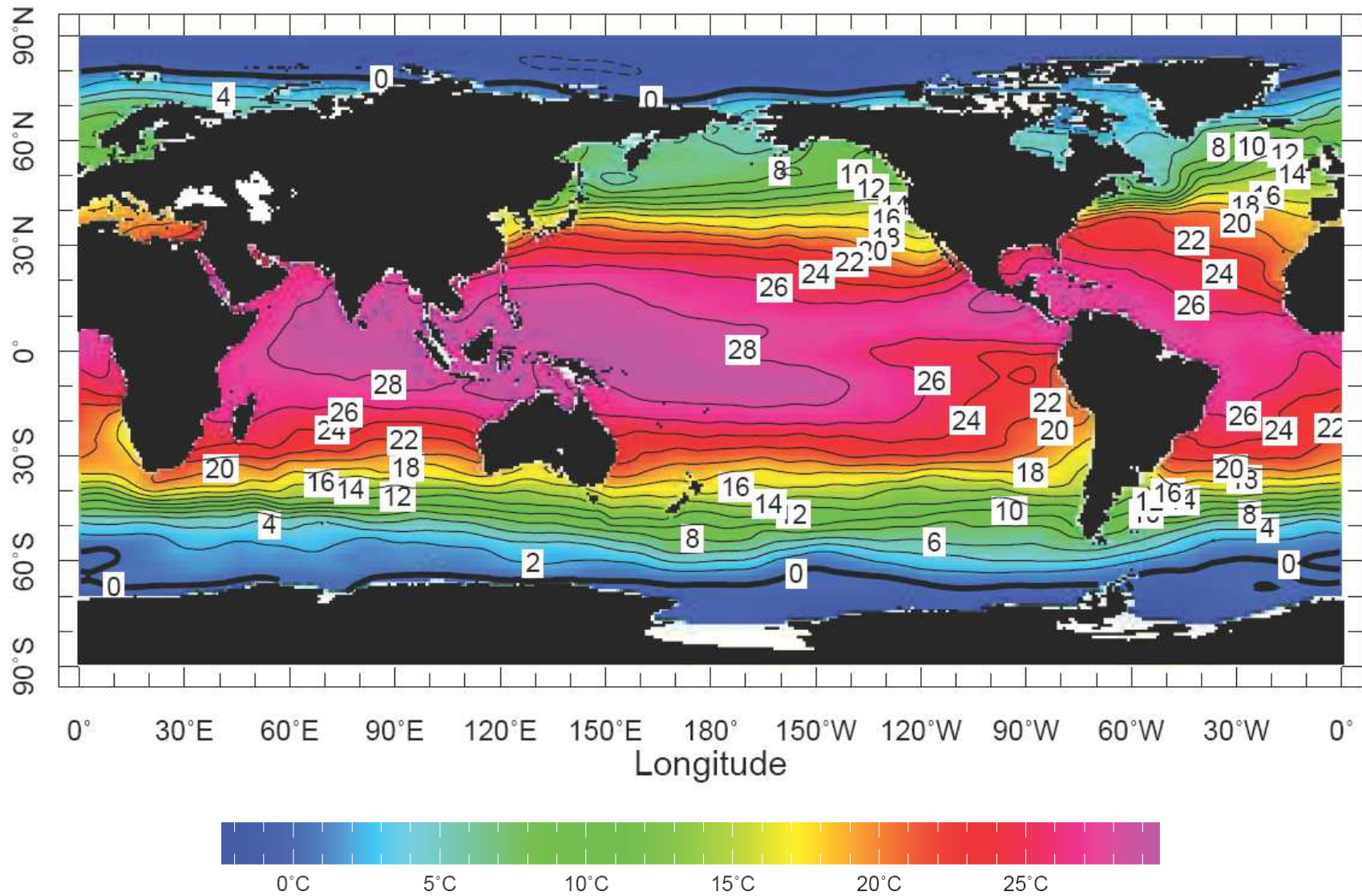
Flujo de calor geotérmico: Notar que los valores máximos (mayores que $85 mW/m^2$) se observan en las dorsales oceánicas, donde asciende material a mayor temperatura hasta la superficie de la corteza oceánica.

$0.3 W/m^2$

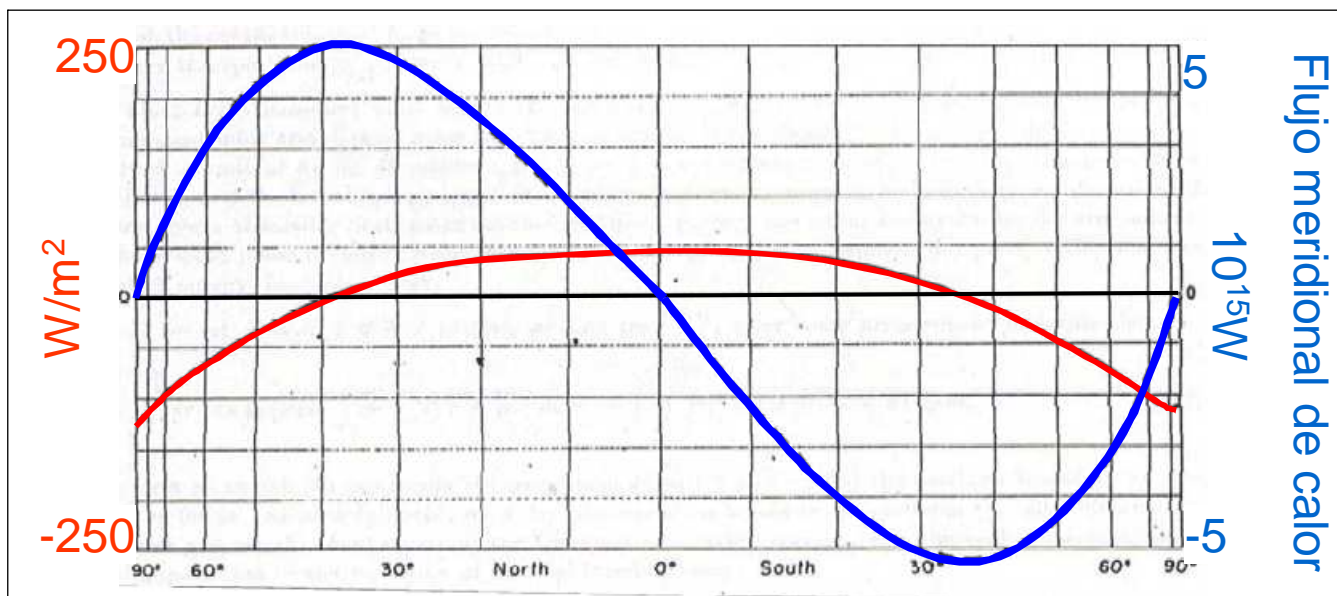
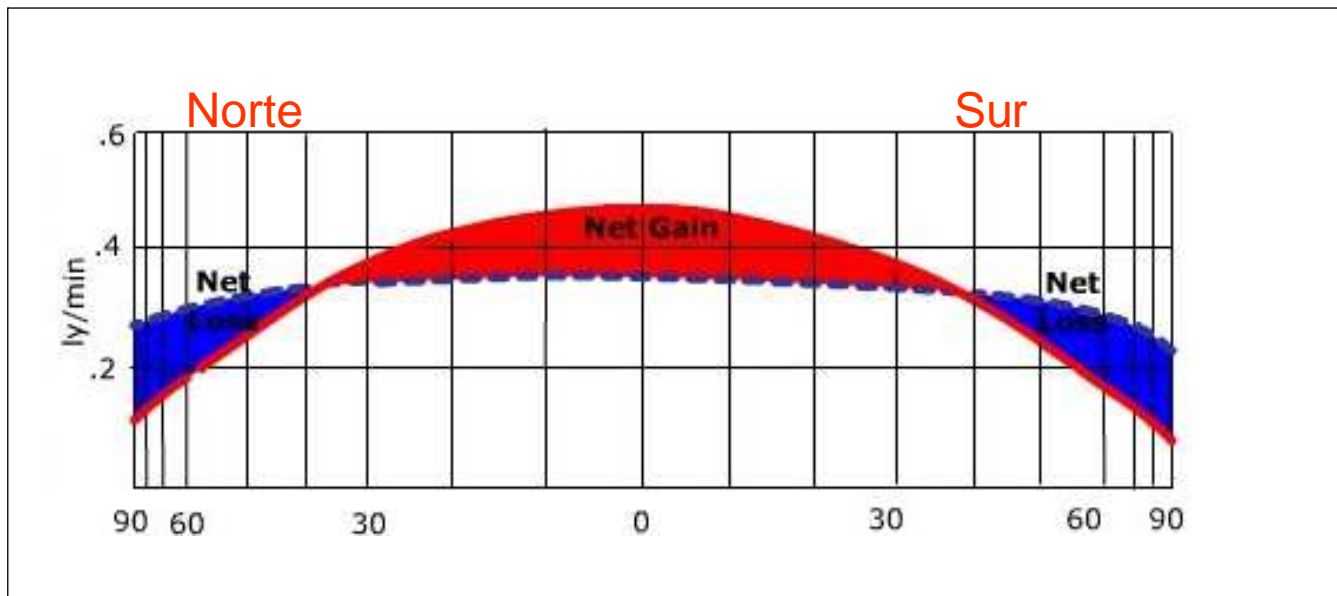
$100 W/m^2$



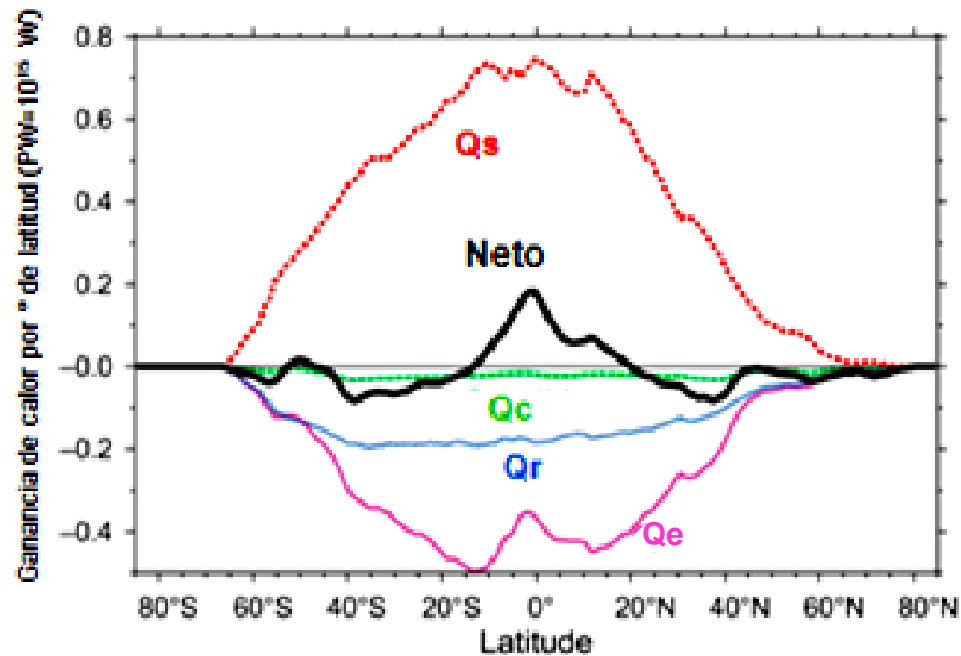
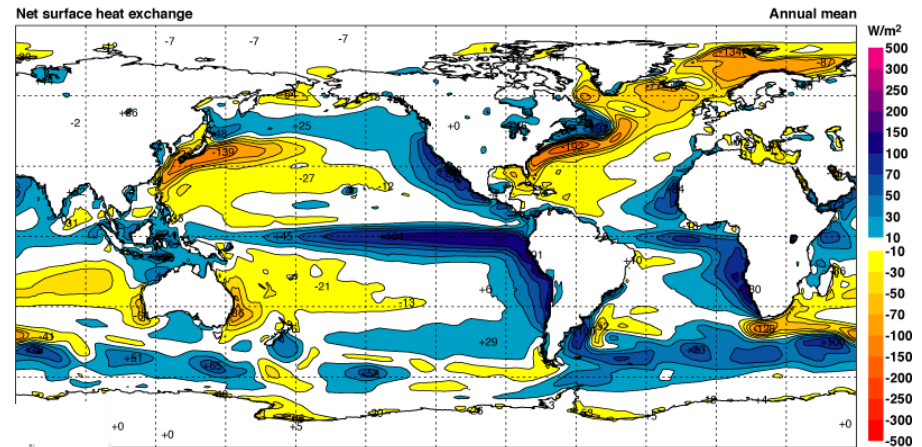
Temperatura superficial



(des) balance de calor en la Tierra



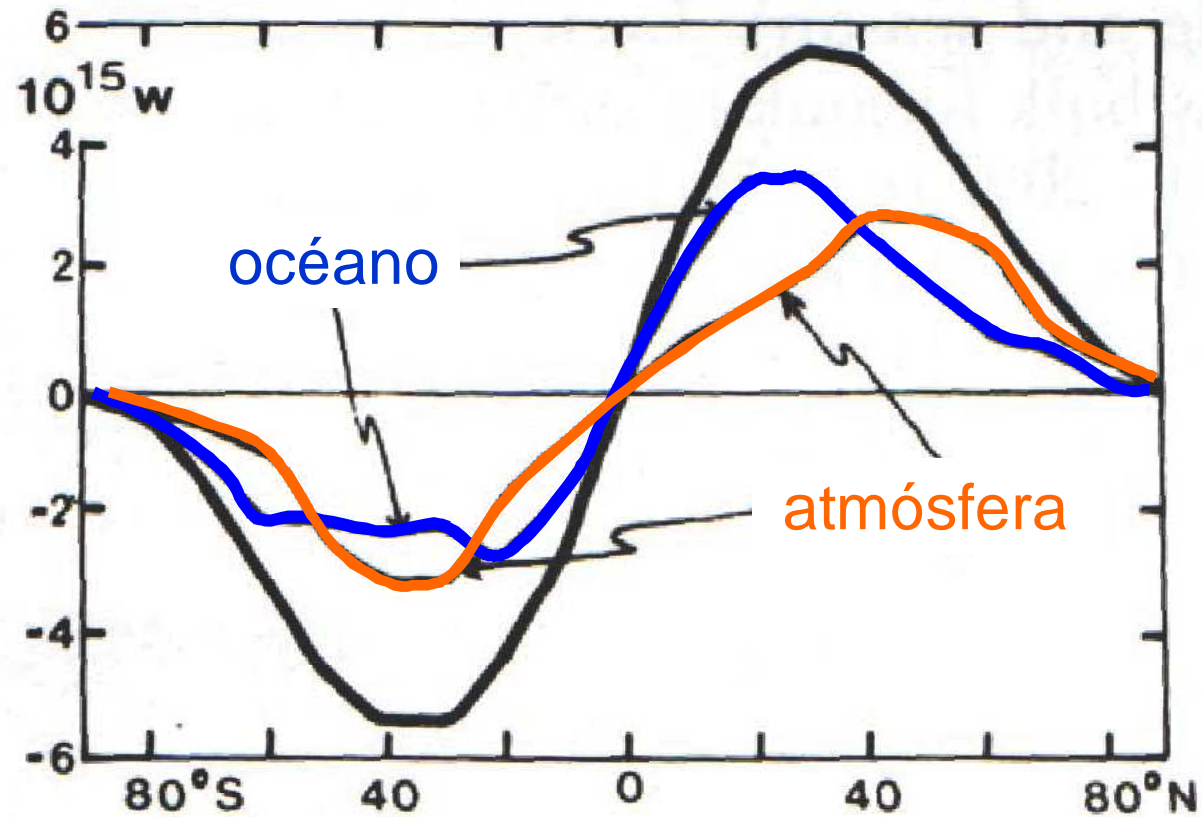
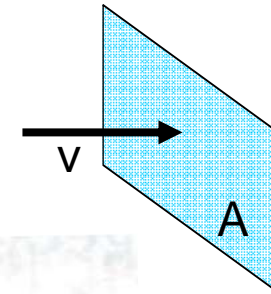
(des) balance de calor en el océano global



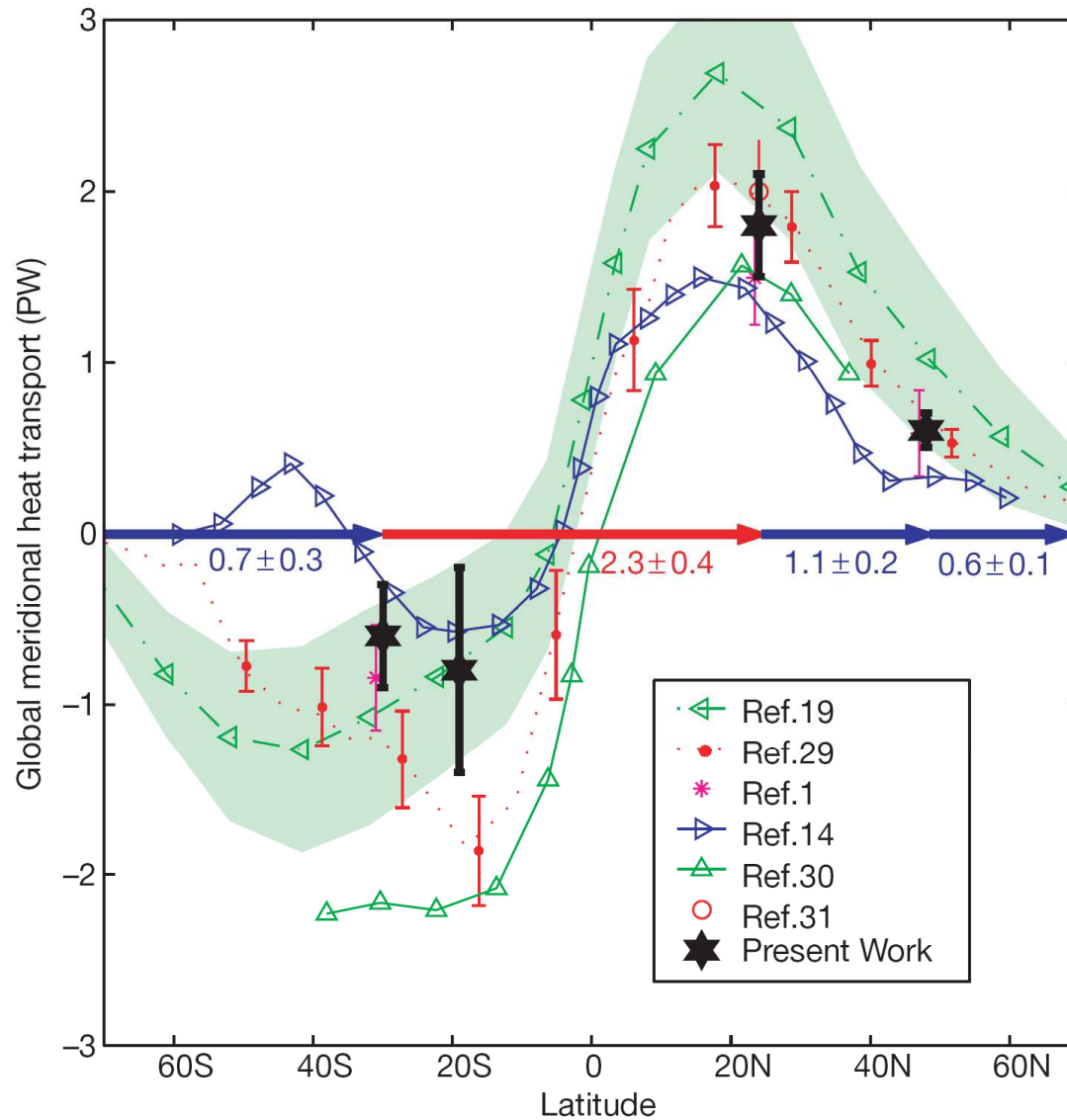
Ganancia de calor a través de la superficie del mar en PW integrado sobre bandas de latitud de 1°. Datos de la climatología de NOCS (Grist & Josey, 2003). Adaptado de Talley et al. (2010).

Flujo meridional de calor

$$Q_m = \rho_0 C_p T v A$$



Flujos meridionales de calor oceánico observado



Flujos meridionales de calor oceánicos globales (PW).

★ Ganachaud & Wunsch, *Nature* 2000

▽ Keith, *Tellus*, 1995

● Trenberth & Solomon, *Clim.Dyn.*, 1994

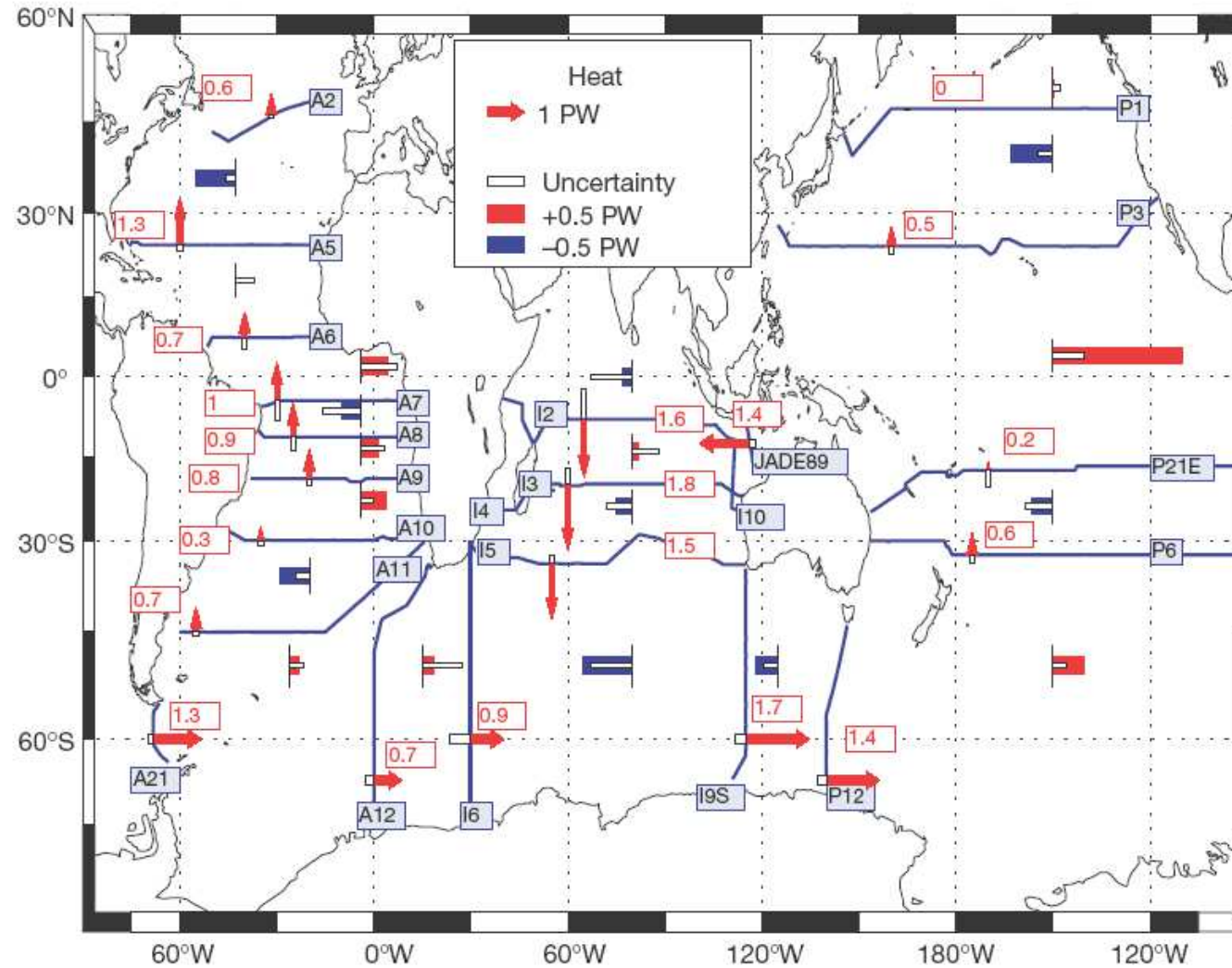
* MacDonald & Wunsch, *Nature*, 1996

▷ Garnier et al., *Int.J.Climat.*, 2000

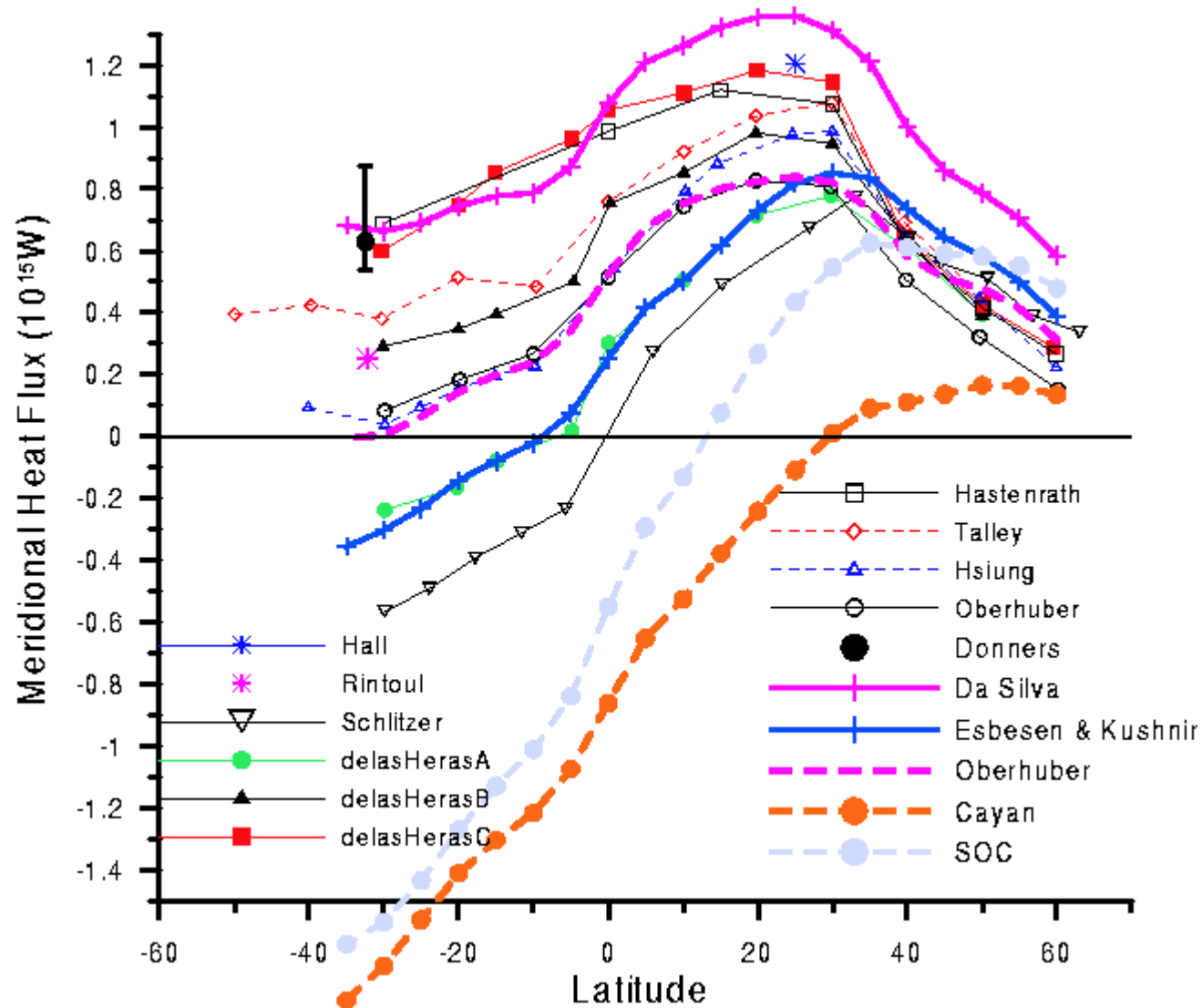
△ Heras & Schlitzer, *J.Geophys.Res.*, 1999

○ Bryden et al., *Deep-Sea Res.*, 1991

Flujo meridional de calor oceánico

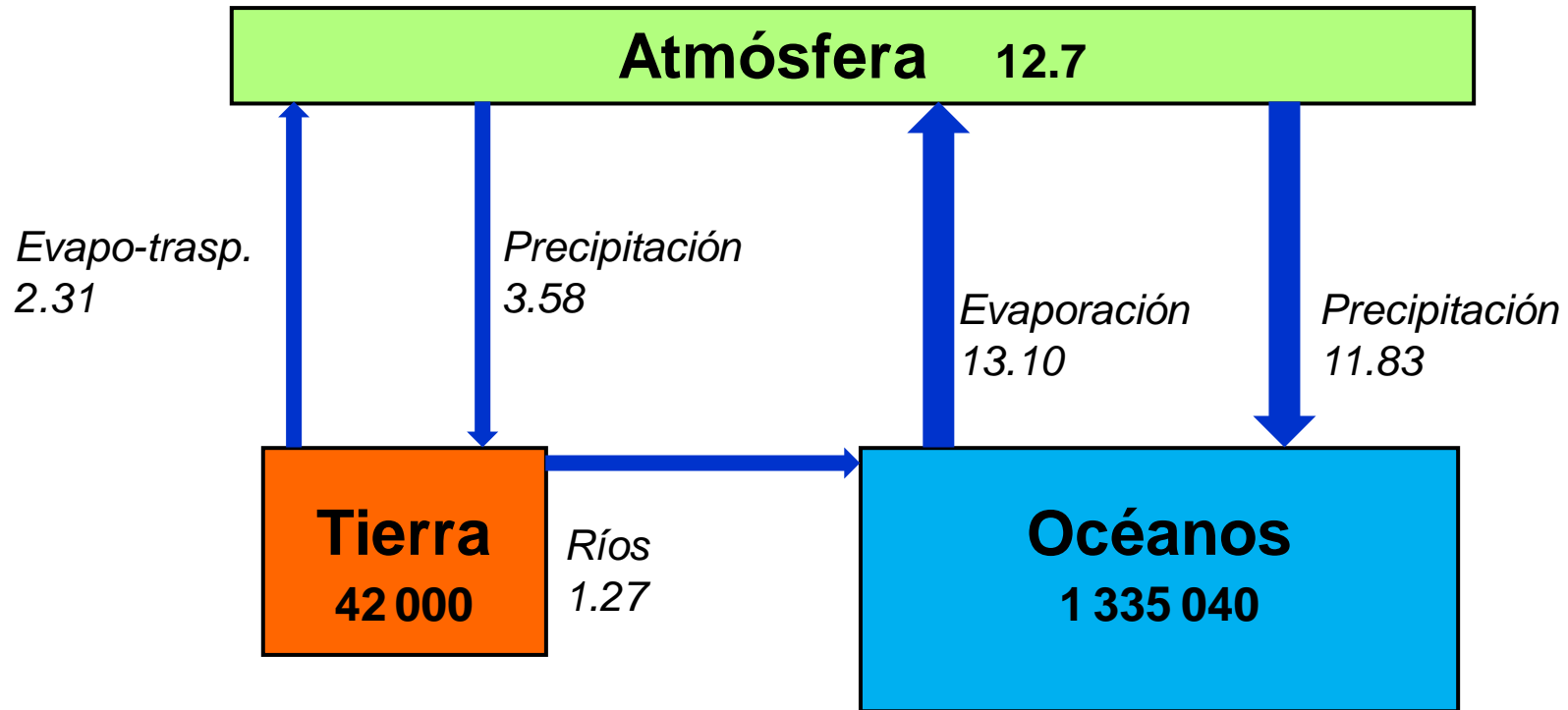


El Atlántico, un océano “anormal”?



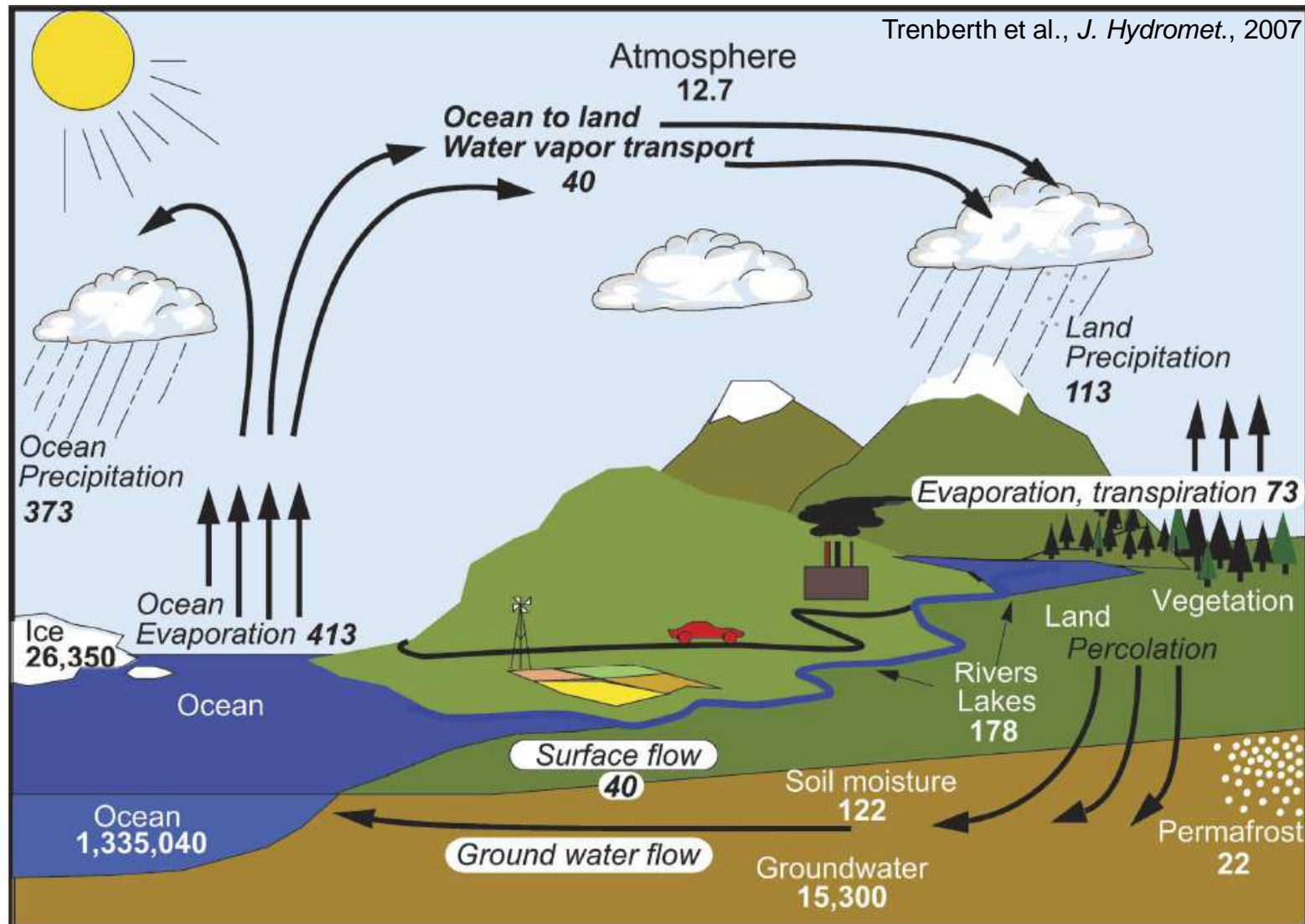
El balance de agua

$$F = P - E + R$$



Unidades: reservorios en 10^3 Km^3 . *Flujos en $10^6 \text{ m}^3 / \text{s}$*

El balance de agua (detalles)



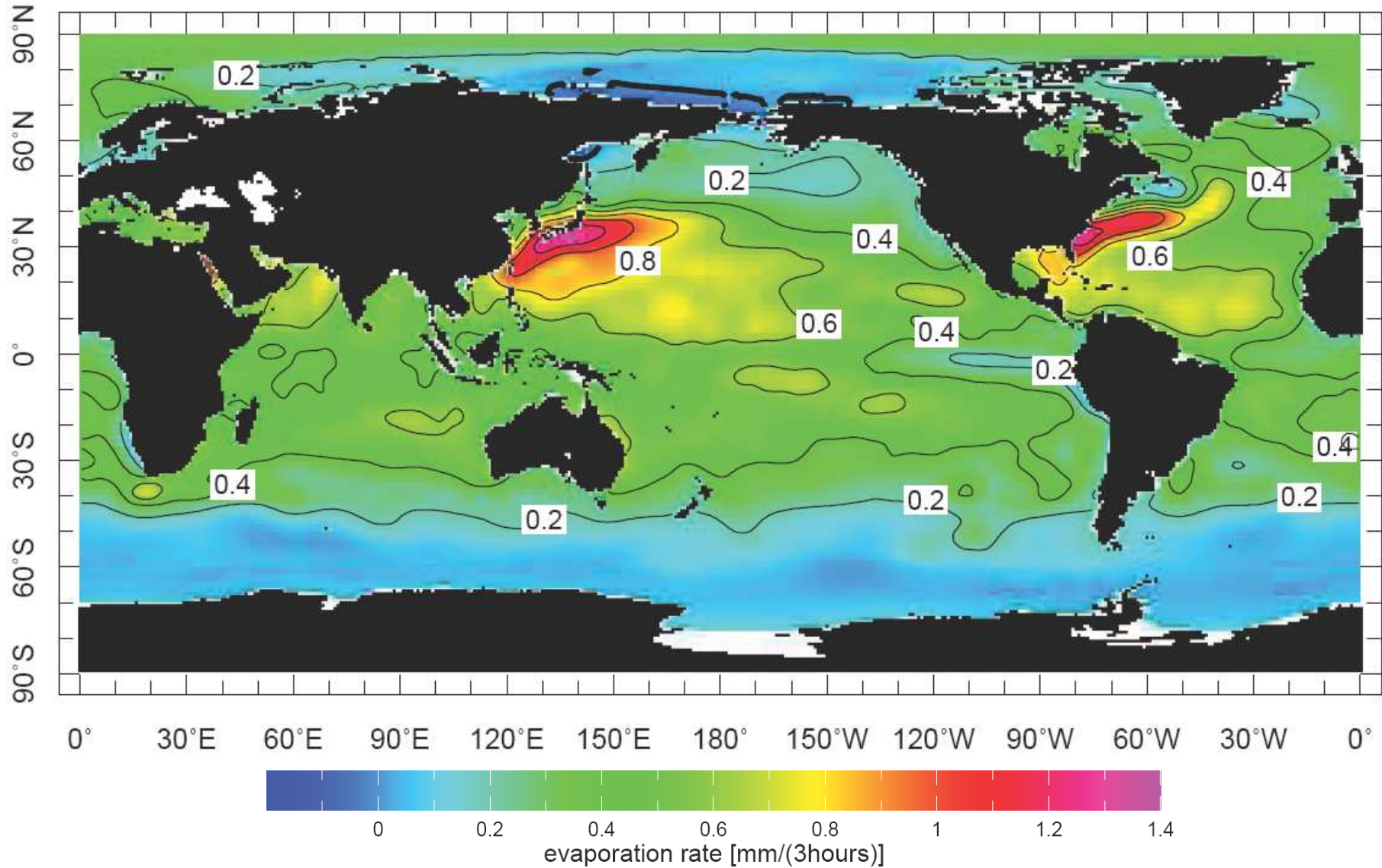
Unidades: reservorios en 10^3 Km^3 . *Flujos en $10^3 \text{ Km}^3 / \text{año}$*

El balance de agua (detalles)

	10³ km³/año	Sv	%	
Océano	Evaporación	-413	-13.1	85
	Precipitación	373	11.9	77
	Ríos	40	1.3	
	Neto	0	0.0	
Continentes	Evaporación	-73	-2.3	15
	Precipitación	113	3.6	23
	Ríos	-40	-1.3	
	Neto	0	0.0	

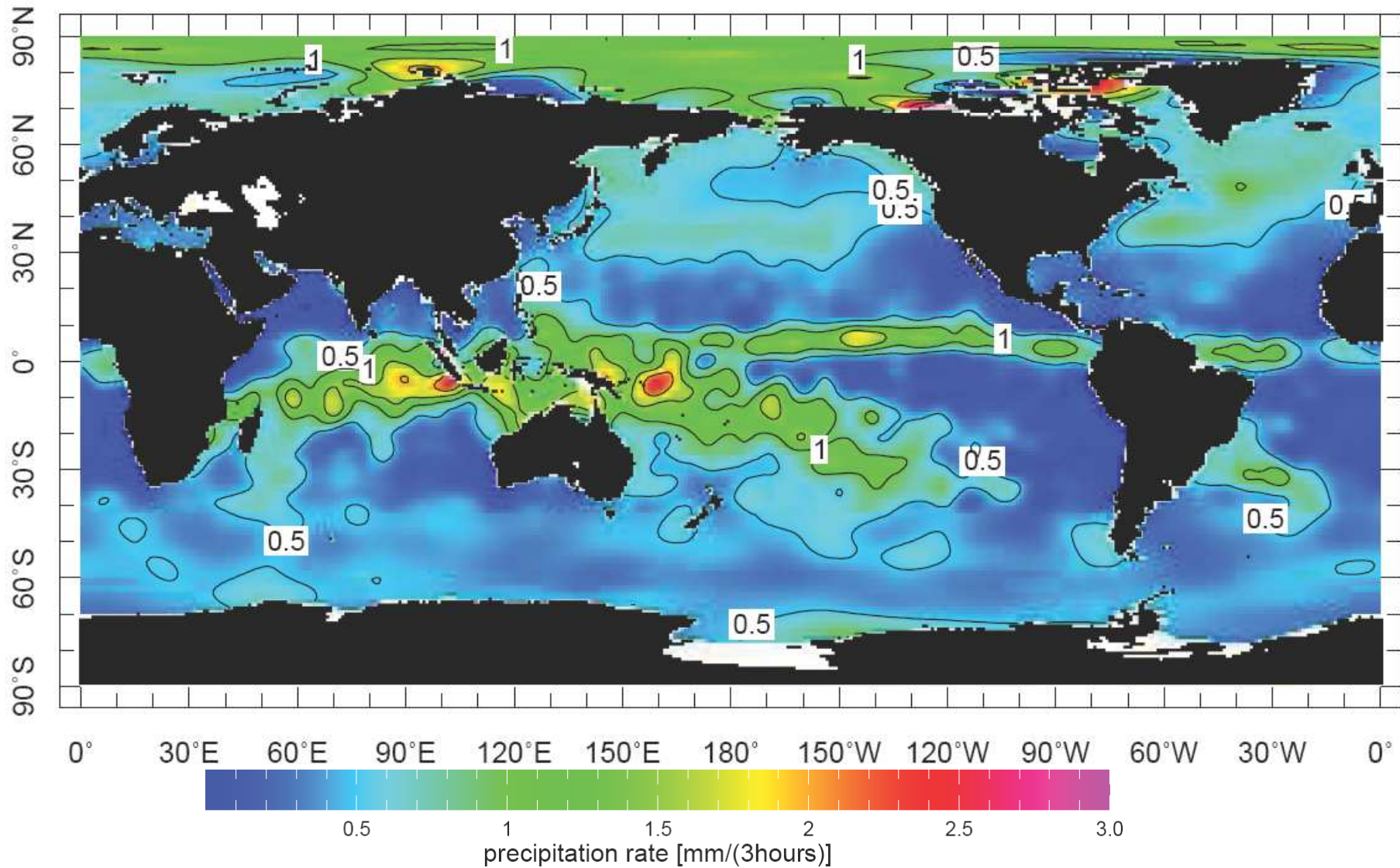
Evaporación

(mm/3h \approx 29 cm/año)



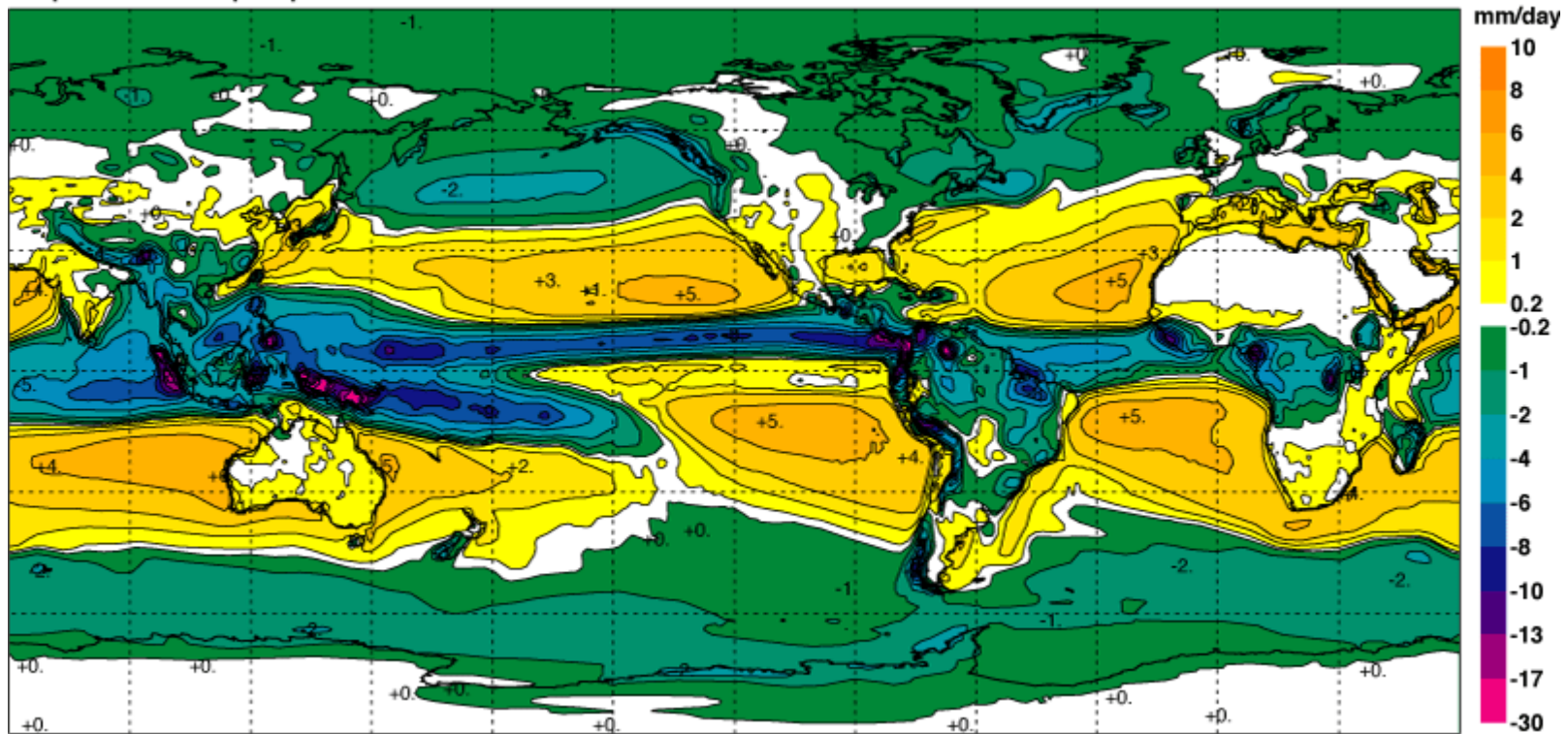
Precipitación

(mm/3h \approx 29 cm/año)



Evaporación – Precipitación

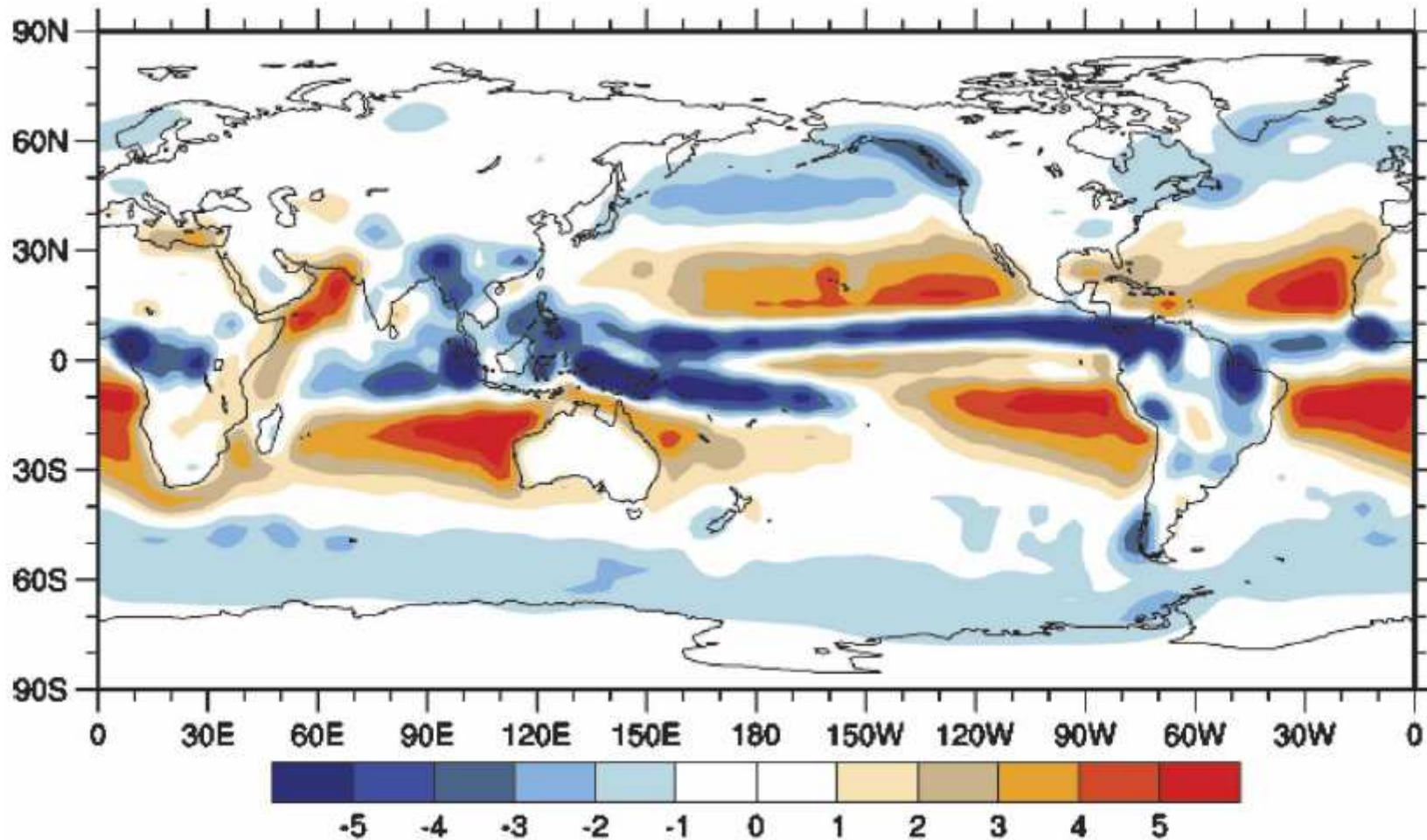
Media anual (mm/día)



(5 mm/día \approx 182.5 cm/año)

Evaporación – Precipitación (mm/día)

Calculo a partir del balance de humedad en la atmósfera



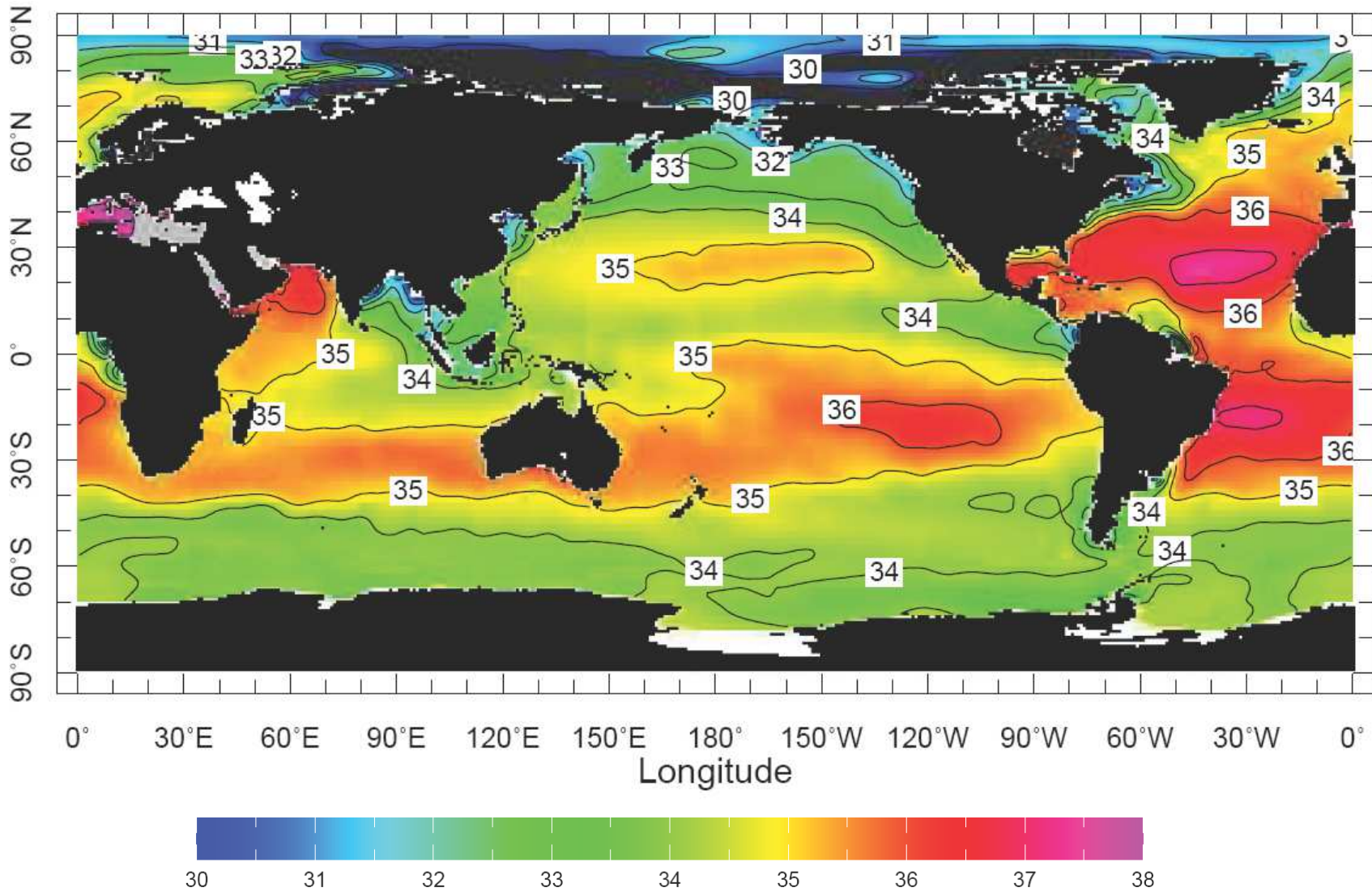
Trenberth et al., *J. Hydromet.*, 2007

Flujos totales de masa por cuenca

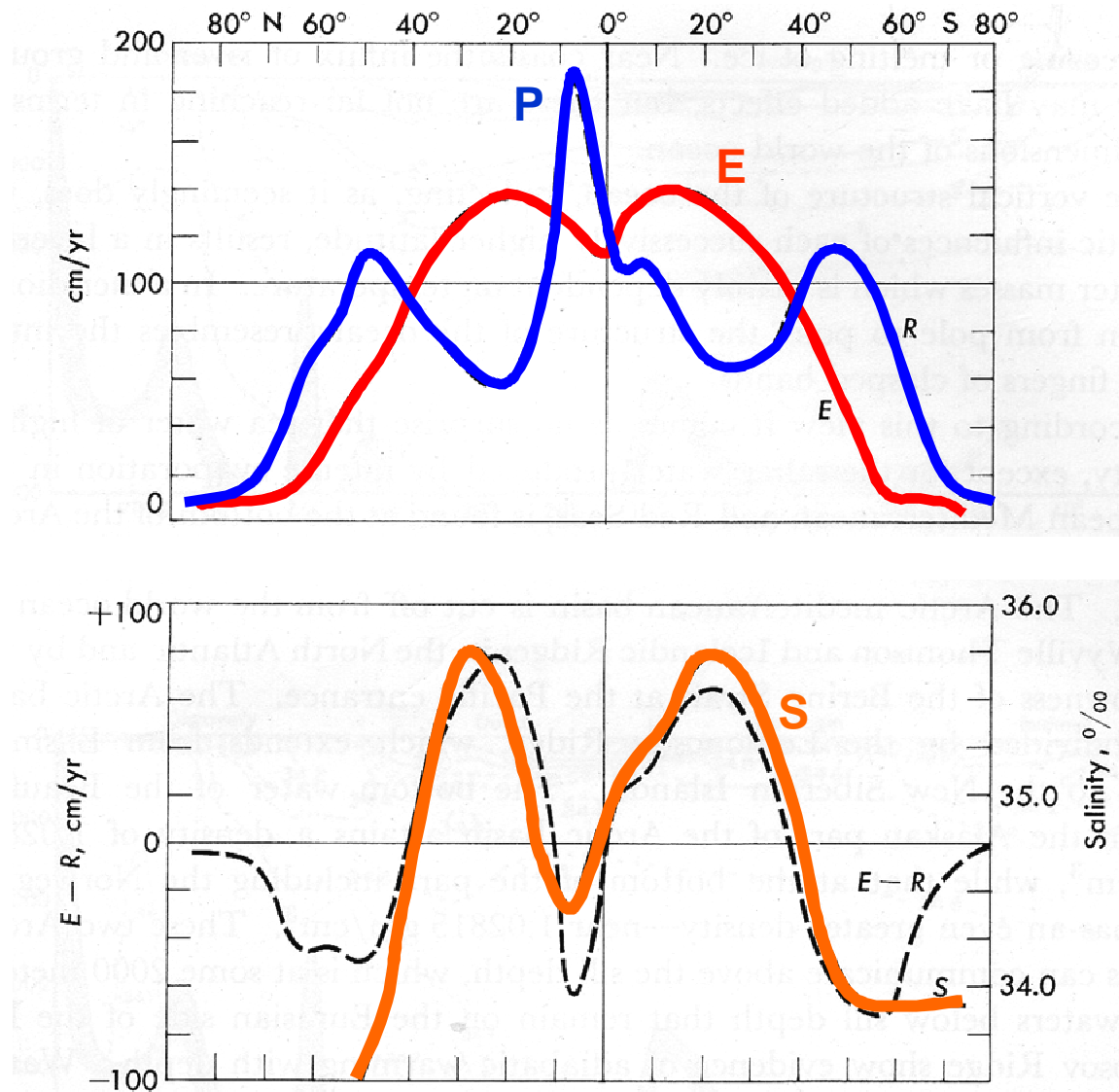
al norte de 30°S

Océano	F_s (10⁶ m³/s)
Atlántico	-0.69
Indico	-0.64
Pacífico	.051
Ártico	.08

Salinidad superficial

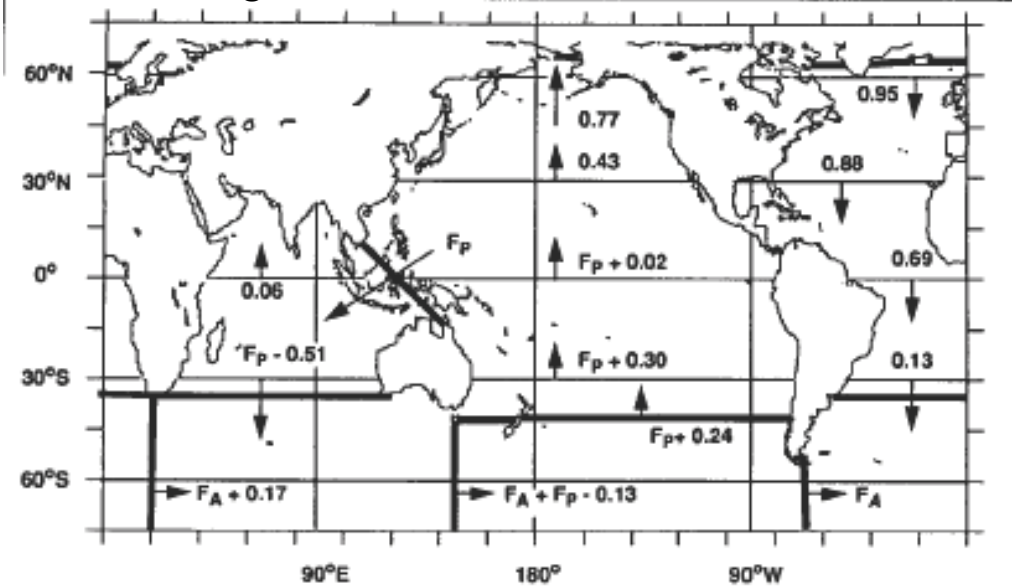


(des) balance de agua en el océano

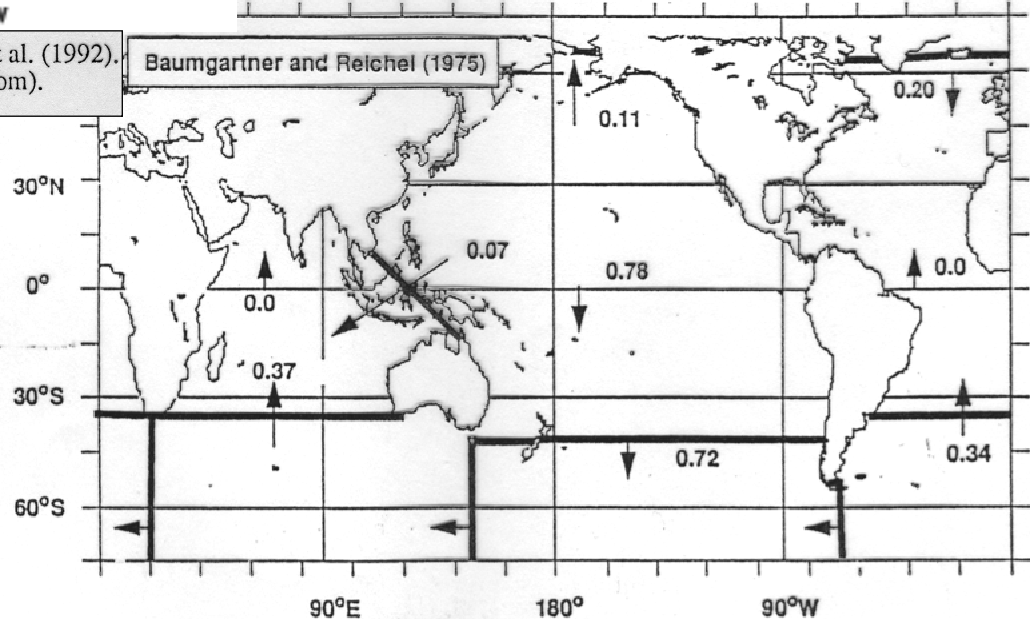


Flujo meridional de “agua dulce” oceánico

10^9 ktg/s



(Top) The net transport of water by the oceans, according to Wijffels et al. (1992). Contrast this scheme with that of Baumgartner and Reichel (1975) (Bottom).



Flujo meridional de “agua dulce” oceánico

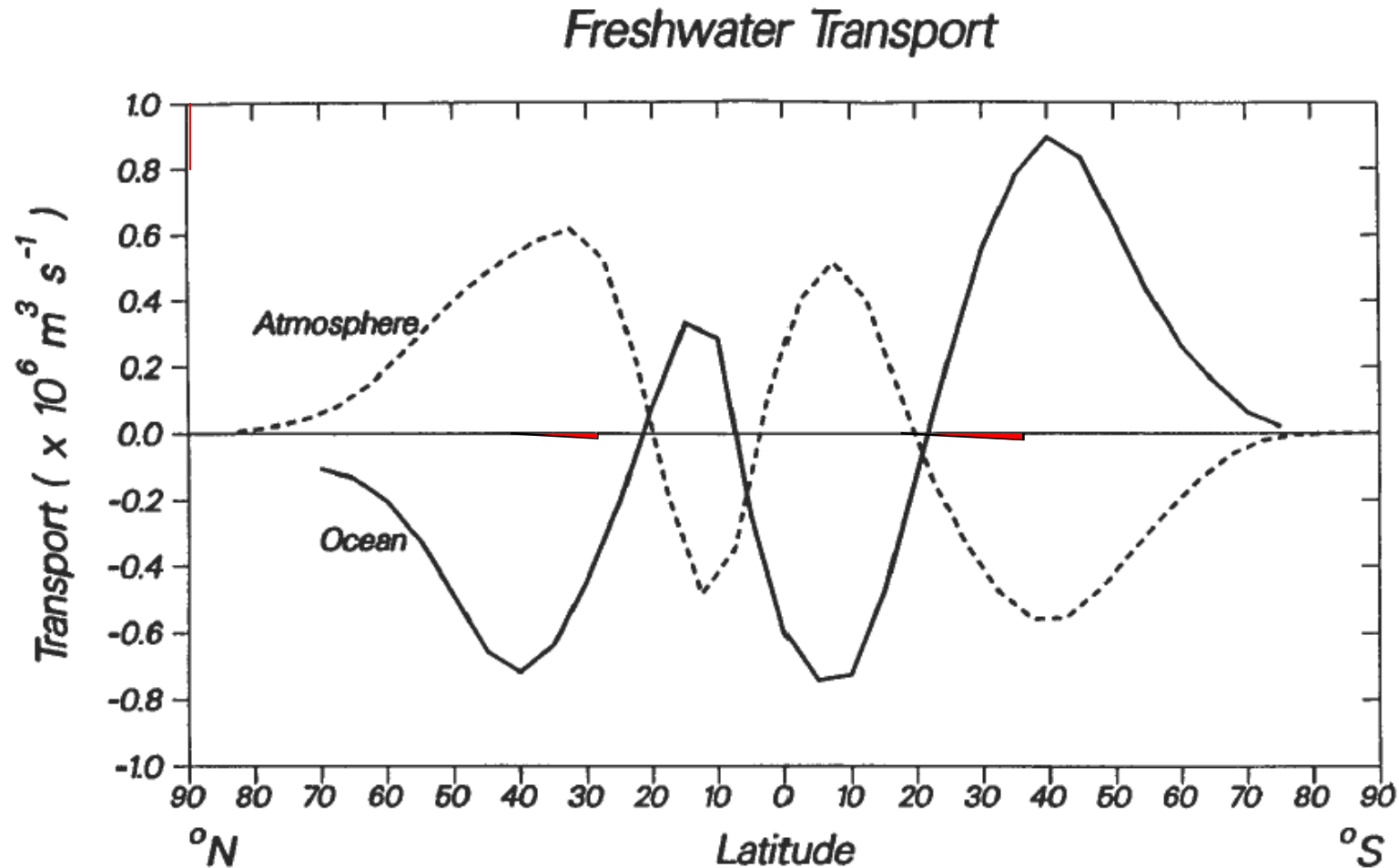


FIG. 3. Northward transport ($\times 10^6 \text{ m}^3 \text{ s}^{-1}$) of freshwater as a function of latitude in the ocean (solid line) and the atmosphere (dashed line). Ocean transport at each latitude is the sum of the individual ocean transports in Fig. 1. Atmospheric transport is calculated from Peixóto and Oort's (1983, Table 1) water-vapor flux divergence values.

Flujo meridional de “agua dulce” Atlántico

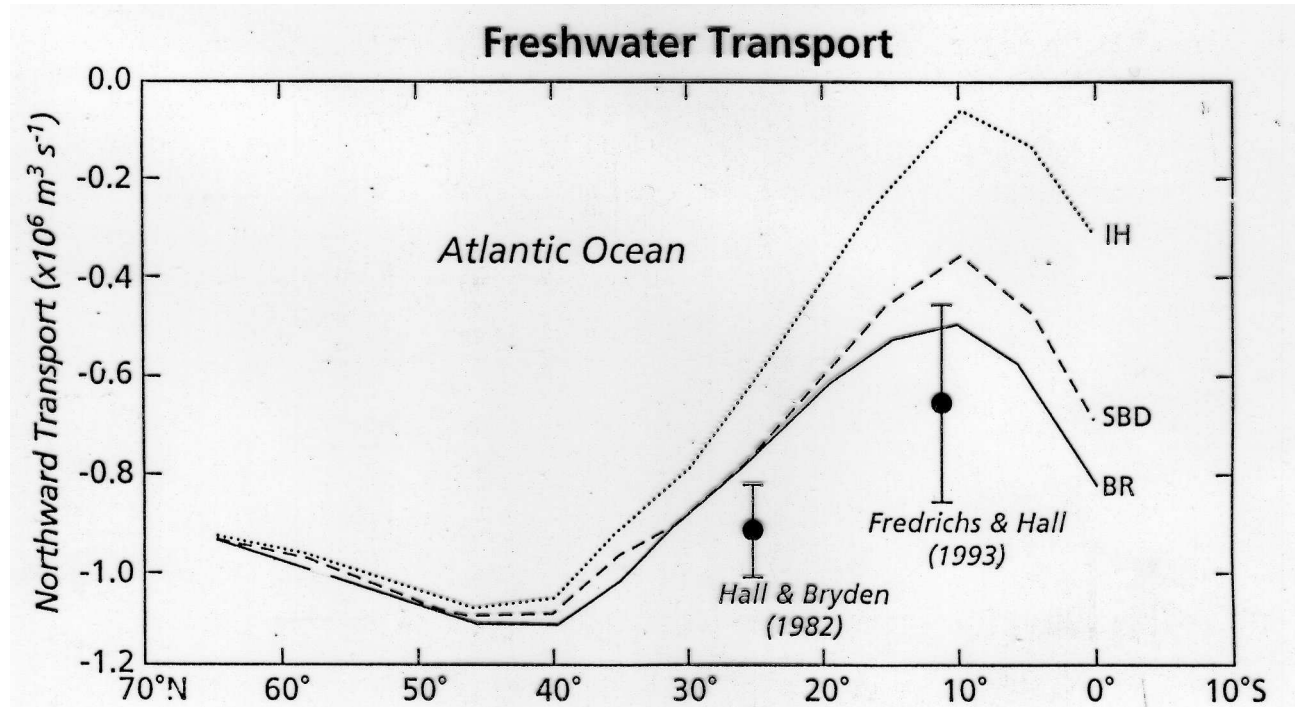
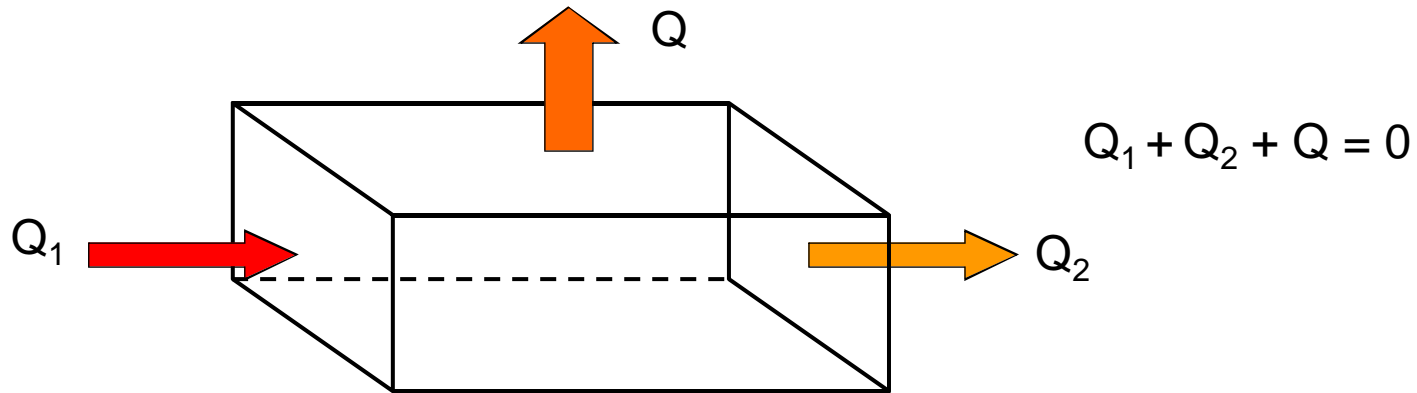


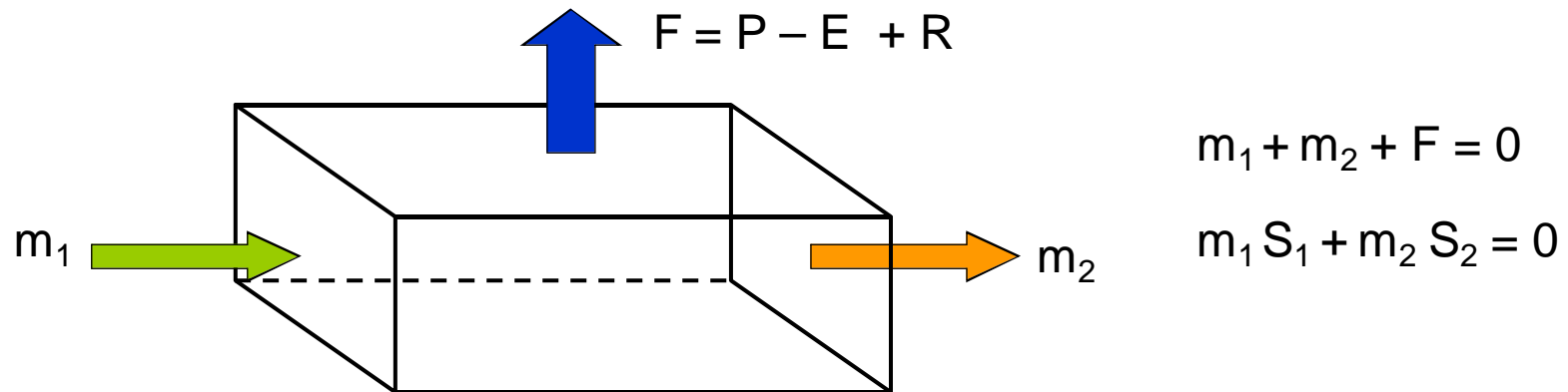
Figure 6. Meridional transport of water in the Atlantic ocean, according to three different surface flux climatologies. All are summed relative to an estimated Arctic southward export due to the Bering Strait throughflow and the water budget of the Arctic itself. The climatologies are those of Baumgartner and Reichel (1975) (solid line), Schmitt et al. (1989) (dashed line) and the combination of Isemer and Hasse (1987) evaporation estimates with Dorman and Bourke (1981) precipitation values (dotted line). Also shown are ocean based estimates at 24°N by Hall and Bryden (1982) and 11°N by Friedrichs and Hall (1993).

Conservación de la masa y el calor y sal



$$Q_i = m_i \rho C_p T_i$$

donde m = transporte de volumen (m^3/s)



Flujo de flotabilidad (anual)

$$B = g \rho \alpha F_T + \beta F_S, \quad \alpha = 1/\rho (\partial\rho / \partial T), \quad \beta = 1/\rho (\partial\rho / \partial S)$$

