

Climatología Física de la Antártida

- ***Conceptos básicos de Radiación***
- ***Balance de Radiación Global***
- ***Balance de Radiación en la Antártida***

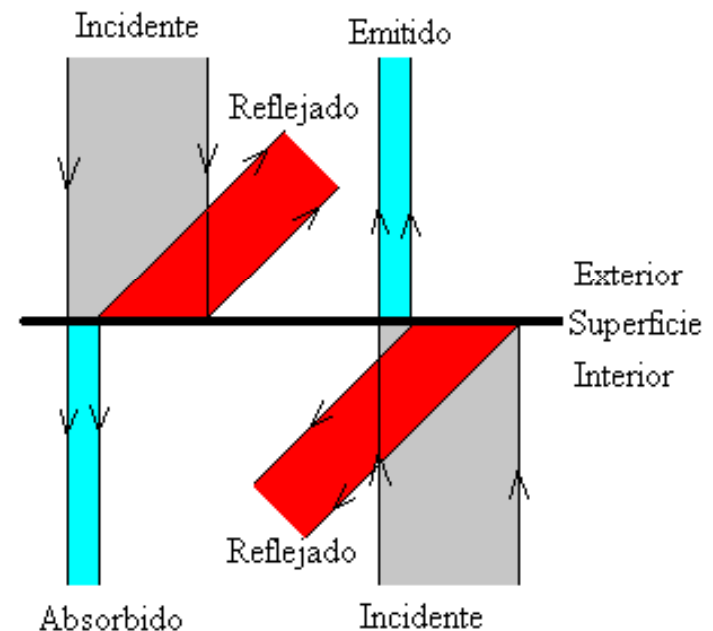
Radiación

Es la transferencia de energía por **ondas electromagnéticas** que se produce desde la fuente hacia fuera y en todas las direcciones y a través del espacio o algún medio.

La energía viaja en forma de ondas que liberan energía cuando son absorbidas por un objeto. Estas ondas se denominan electromagnéticas debido a que poseen propiedades eléctricas y magnéticas.

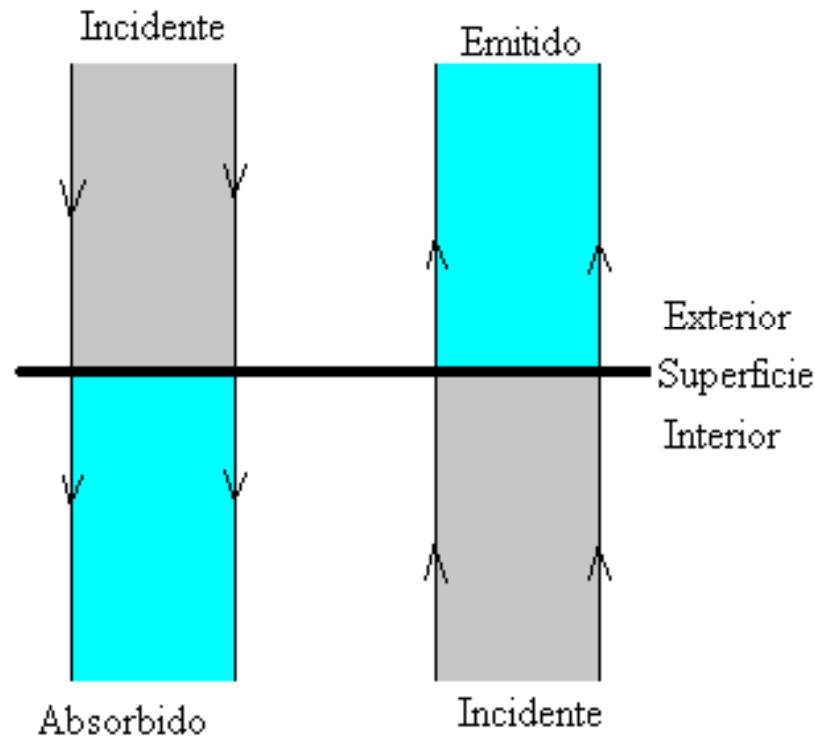
Propiedades de la superficie de un cuerpo

Sobre la superficie de un cuerpo incide constantemente energía radiante, tanto desde el interior como desde el exterior, la que incide desde el exterior procede de los objetos que rodean al cuerpo. Cuando la energía radiante incide sobre la superficie una parte se refleja y la otra parte se transmite.



Si la superficie es lisa y pulida, como la de un espejo, la mayor parte de la energía incidente se refleja, el resto atraviesa la superficie del cuerpo y es absorbida por sus átomos o moléculas.

Caso especial



Toda la energía incidente desde el exterior es absorbida, y toda la energía incidente desde el interior es emitida

Definición: CUERPO NEGRO

Es un cuerpo que emite (o absorbe) radiación electromagnética con un 100% de eficiencia en todas las longitudes de onda.

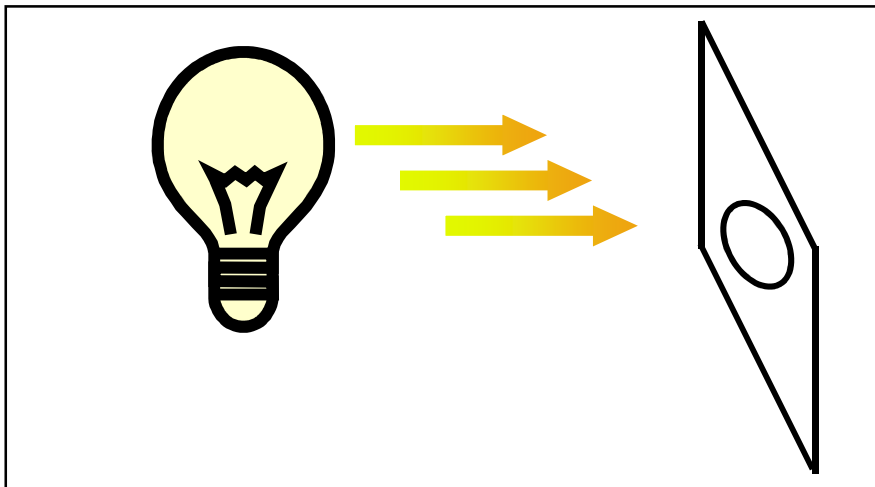
La radiación emitida por un cuerpo negro se denomina radiación de cuerpo negro.

La superficie terrestre y el Sol absorben y emiten radiación con una eficiencia cercana al 100% y pueden ser considerados cuerpos negros.

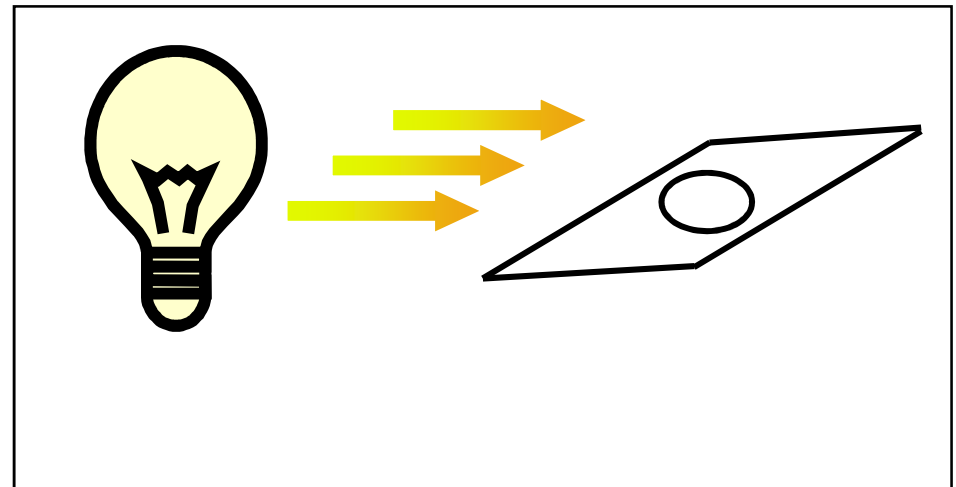
Definición: FLUJO

Es la cantidad de energía o material que atraviesa un área determinada en forma perpendicular en una unidad de tiempo. Depende de la distancia a la fuente de energía.

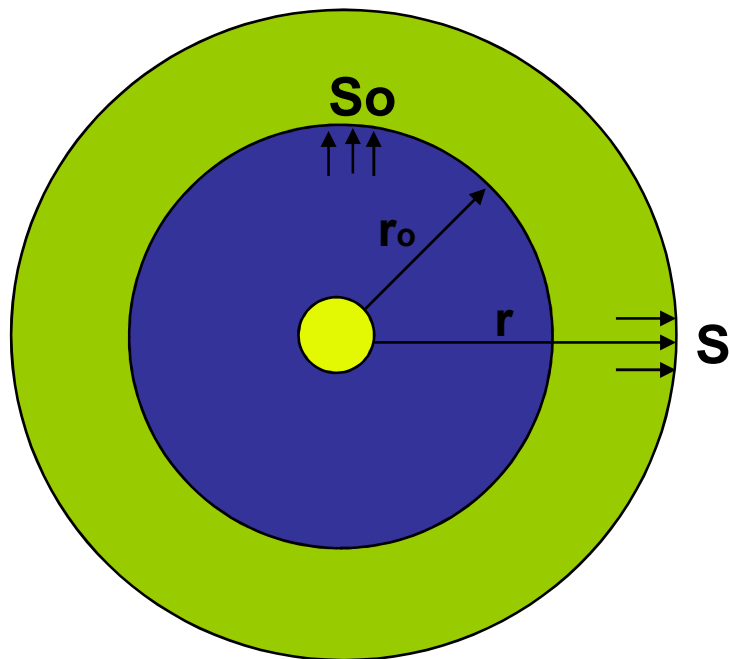
superficie perpendicular



superficie con ángulo



Ley del cuadrado inverso



$$S = S_0 (r_0 / r)^2$$



Si se duplica la distancia a la fuente de energía, la intensidad de la radiación disminuye en un factor de (1/4)

Ley de Wien

El flujo de radiación emitido por un cuerpo negro es máximo para una longitud de onda $\lambda_{\text{máx}}$ que depende inversamente de la temperatura del cuerpo:

$$\lambda_{\text{máx}} = \beta / T$$

β = constante = 2898 $\mu\text{m K}$

T = temperatura absoluta (K)

Ley de Stefan-Boltzmann

El flujo de energía emitido por un cuerpo negro es proporcional a la cuarta potencia de la temperatura absoluta del cuerpo.

$$E = \sigma T^4$$

σ = constante = $5.67 \cdot 10^{-8}$ Watt m^{-2} K^{-4}

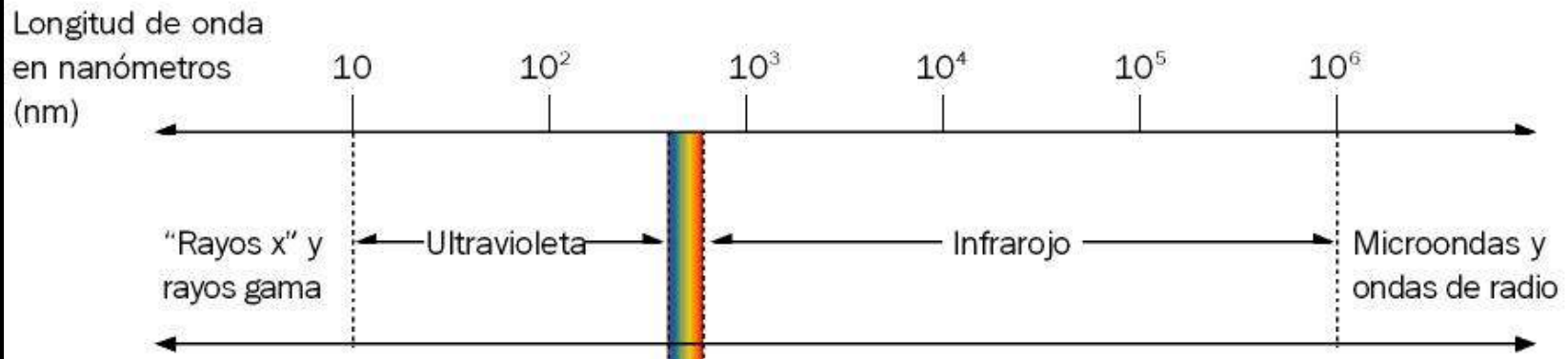
T = temperatura absoluta (K)

Radiación solar

La radiación solar que llega al sistema Tierra-atmósfera se conoce también con el nombre de **radiación de onda corta** por los valores de longitud de onda en que se concentra el máximo de emisión de energía solar.

EL ESPECTRO ELECTROMAGNÉTICO

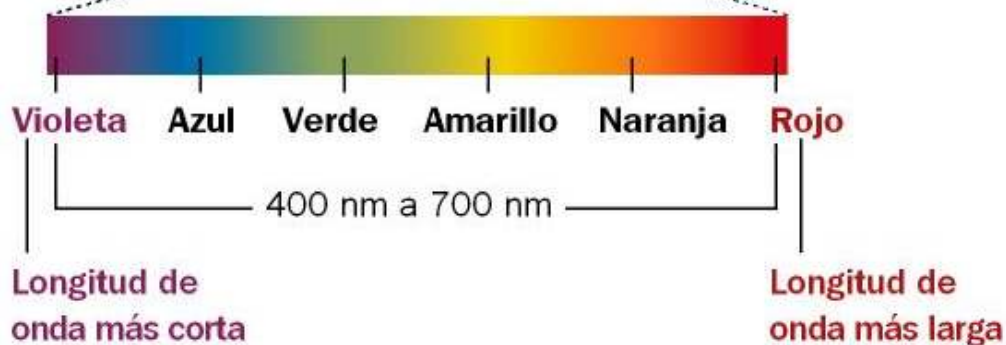
Se constituye por el rango total de tipos de radiación electromagnética que difieren por sus longitudes de onda.



LUZ VISIBLE

Las radiaciones sólo son visibles dentro de este espectro.

El color de la luz depende de su longitud de onda.

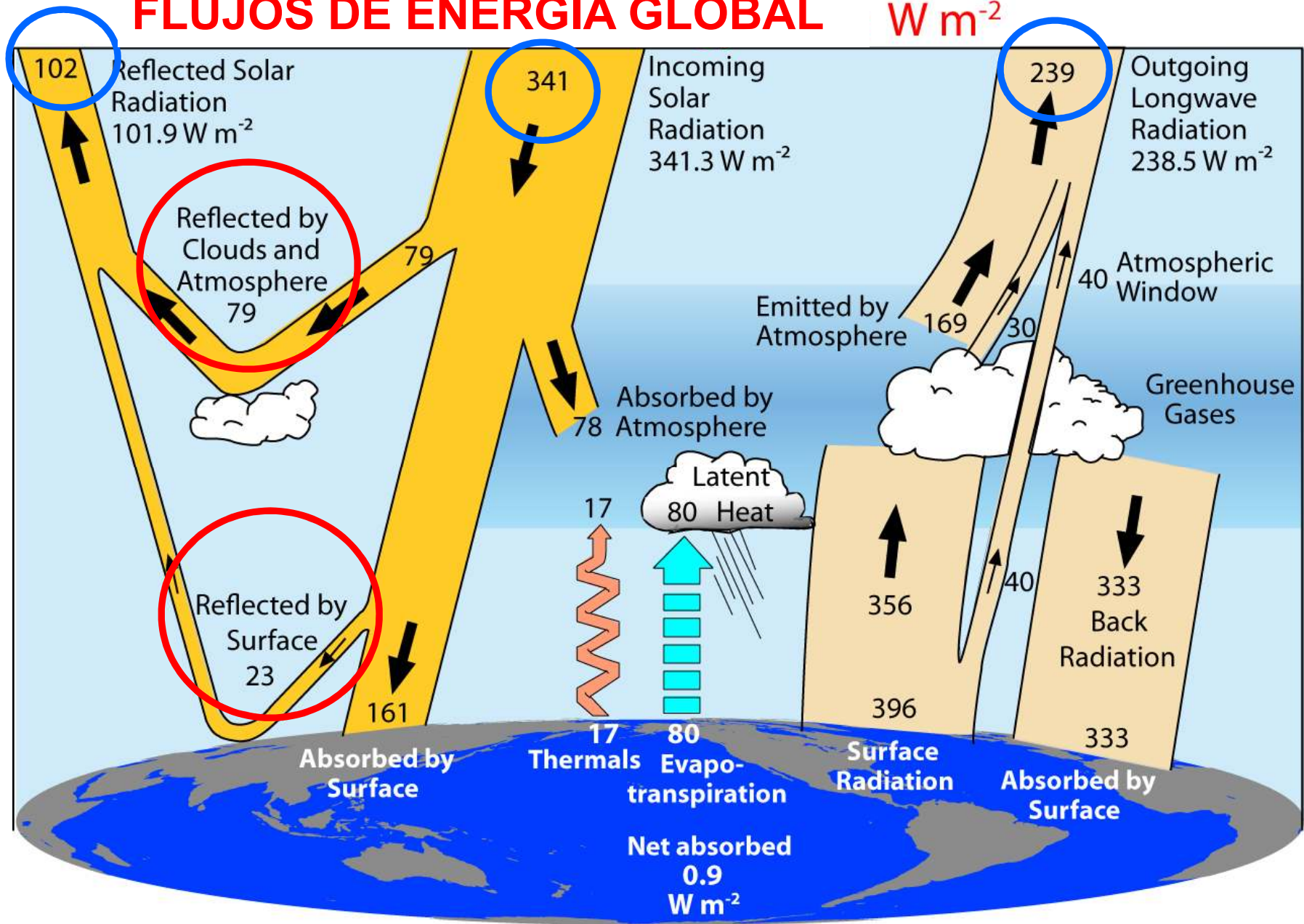


Alrededor del 40% de la energía del Sol es emitida en longitudes de onda más largas que el límite visible de 700 nm que constituyen la **radiación infrarroja (IR)**. Las ondas infrarrojas tienen longitudes de onda entre 1.000 nm y 1.000.000 nm.

Aproximadamente el 44% de la energía emitida por el sol corresponde a la **radiación visible**, en el rango entre 400y 700 nm.

Aproximadamente el 10% de la energía del Sol es emitida en longitudes de onda más cortas que aquellas de la luz visible, que constituyen la **radiación ultravioleta (UV)**. Las longitudes de ondas ultravioletas son aquellas menores que 400 nm.

FLUJOS DE ENERGIA GLOBAL $W m^{-2}$



2000-2005

Trenberth et al 2009

Reflexión

Aproximadamente el 30% de la energía solar que llega al tope de la atmósfera es reflejada al espacio por lo que no interviene en el calentamiento de la atmósfera.

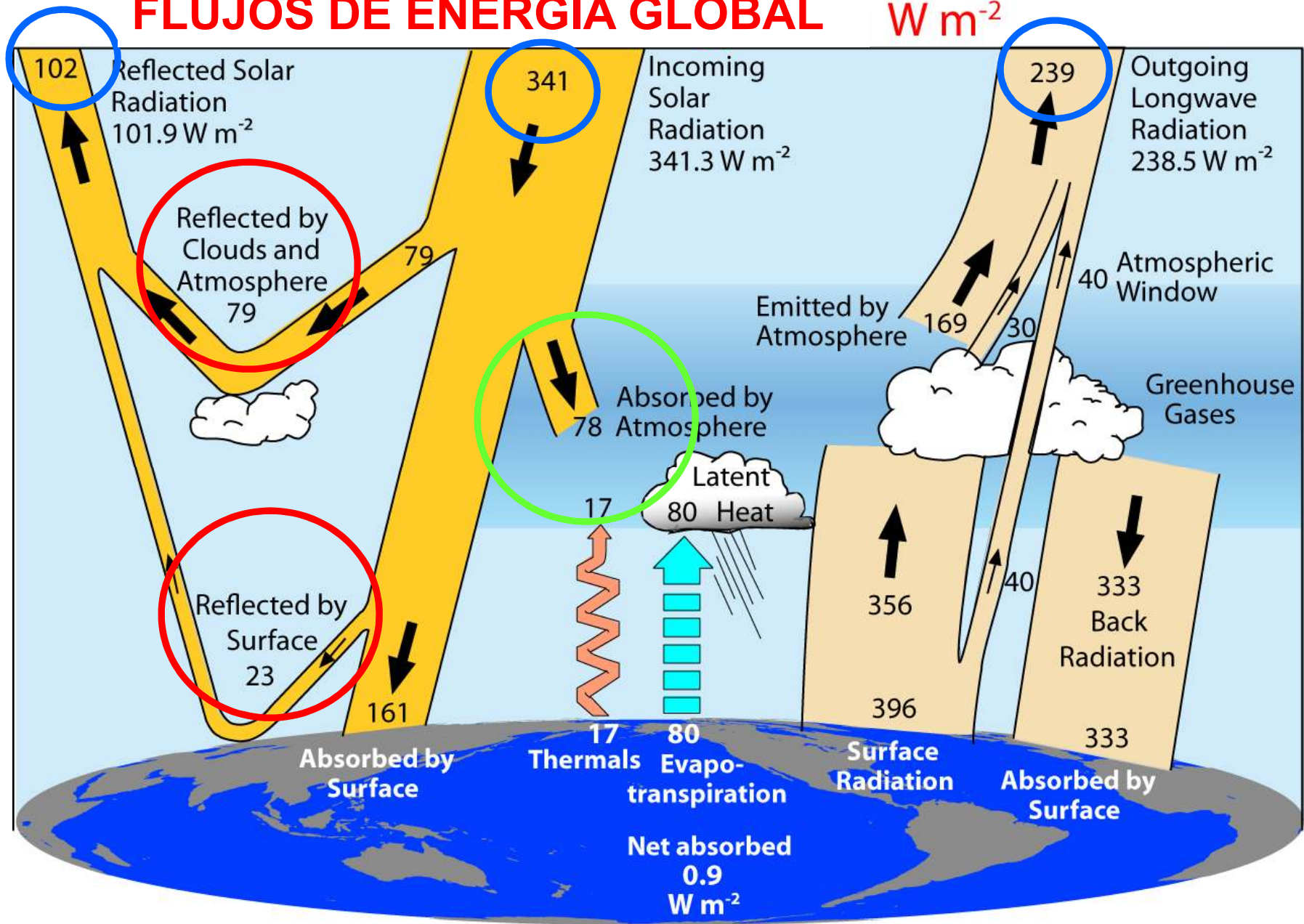
La fracción de la radiación reflejada por la superficie terrestre se denomina **albedo**.

Depende por ejemplo, de la naturaleza de la superficie y la inclinación de los rayos solares.

superficie	albedo (%)
nieve fresca	80-85
arena	20-30
pasto	20-25
bosque	5-10
suelo seco	15-25
agua (Sol cerca del horizonte)	50-80
agua (Sol cerca del cenit)	3-5

Albedo promedio de la Tierra = 30%

FLUJOS DE ENERGIA GLOBAL $W m^{-2}$



2000-2005

Trenberth et al 2009

Absorción

Los gases de la atmósfera son **absorbedores selectivos** de radiación solar, es decir que absorben gran cantidad para algunas longitudes de onda y moderadas o muy pocas en otras.

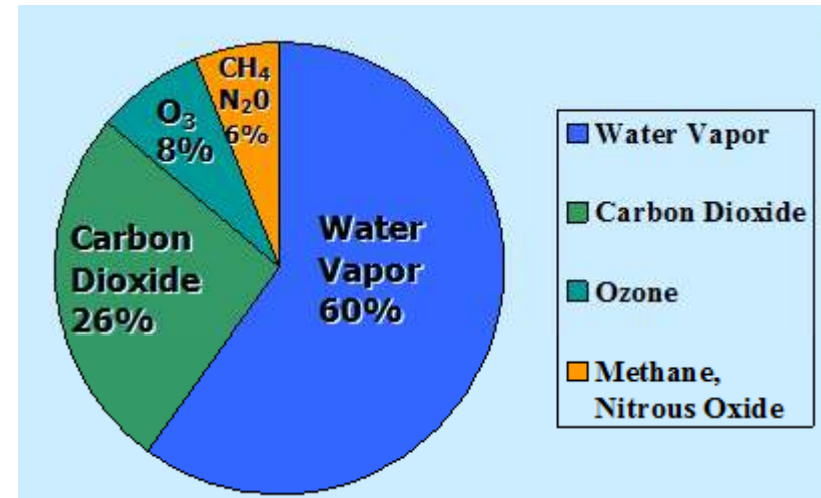
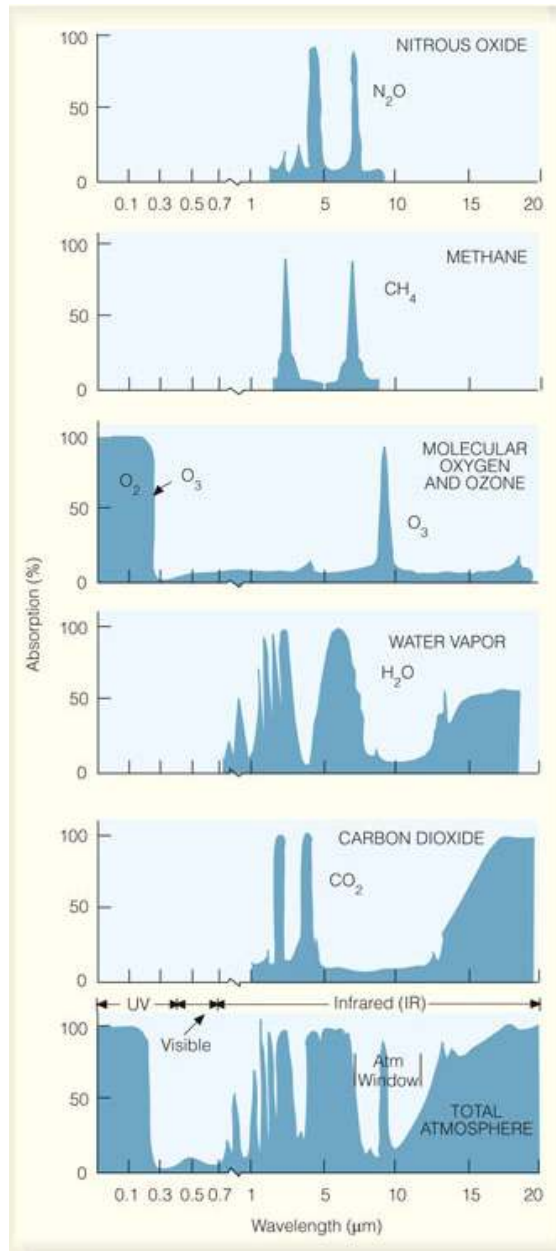
El nitrógeno es un mal absorbedor de la radiación solar .

El oxígeno y el ozono absorben eficientemente radiación ultravioleta en longitudes de onda menores a 290 nm.

El **vapor de agua** absorbe longitudes de onda largas.

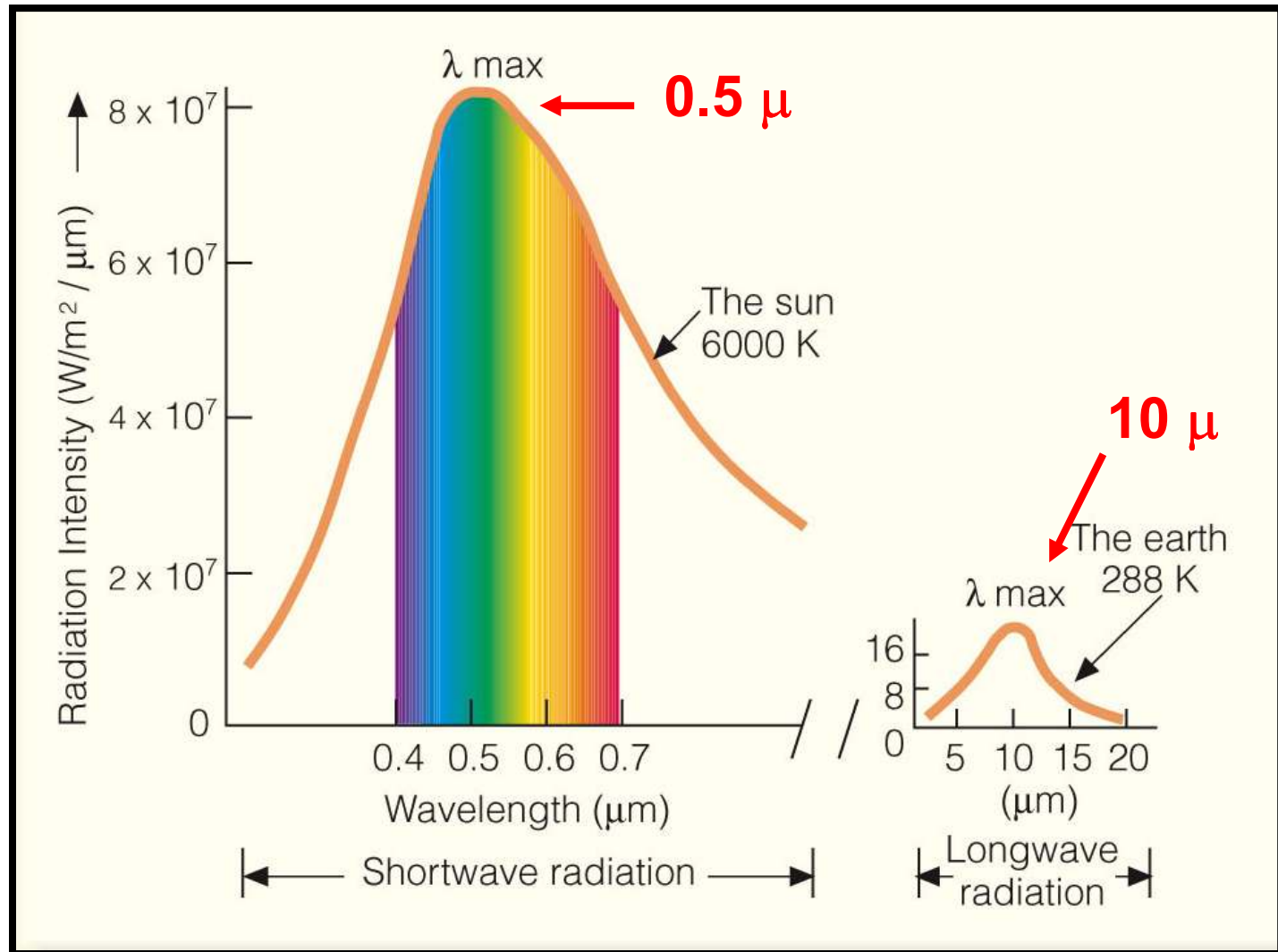
No existe ningún gas en la atmósfera que absorba radiaciones en el rango entre 300 nm y 700 nm que corresponde a la región de luz visible.

Se dice que la atmósfera es transparente a la radiación solar entrante.



Gases “absorbedores” de radiación

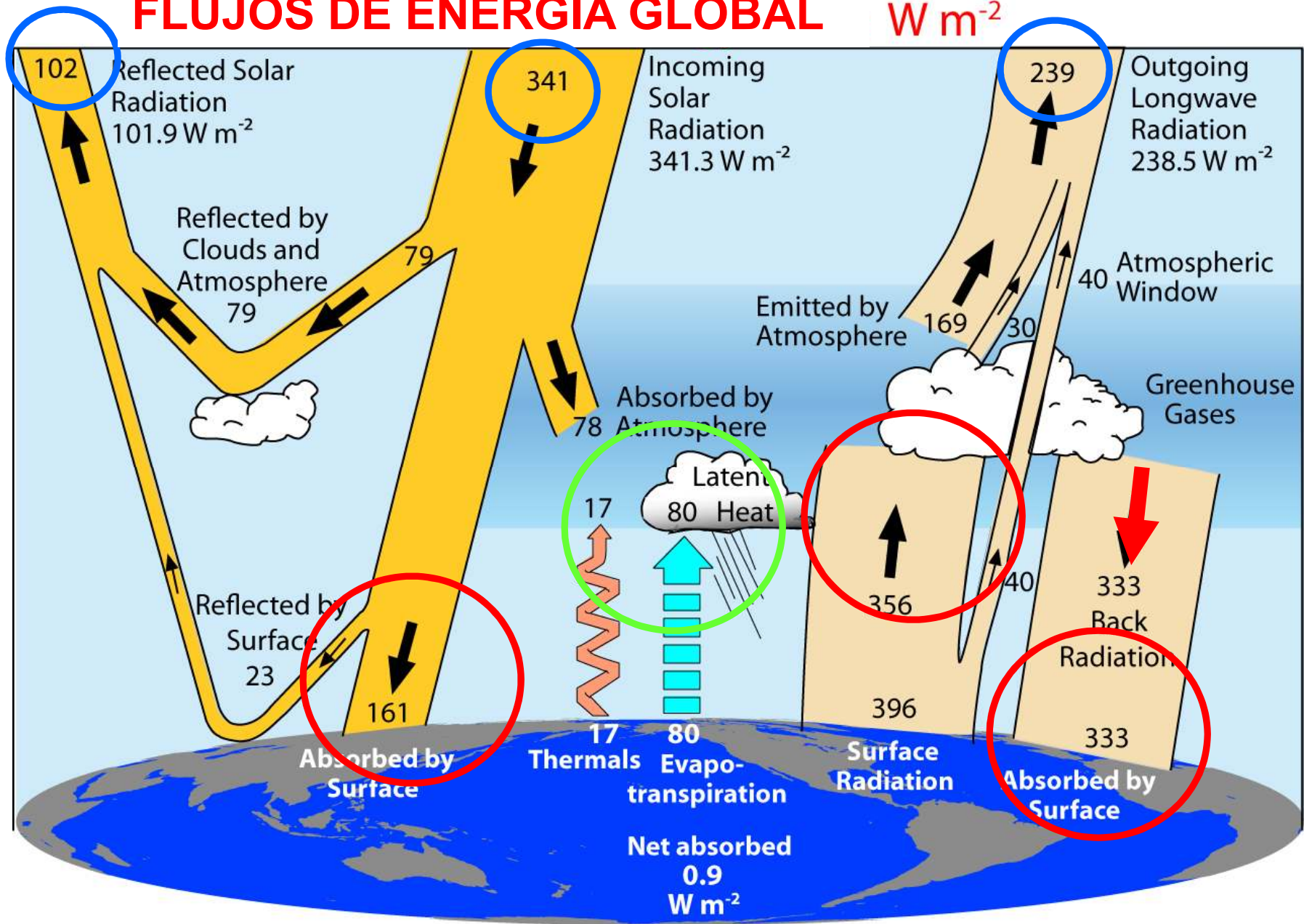
“Gases de efecto invernadero”



Radiación terrestre

- Aproximadamente el 51% de la energía solar que alcanza el tope de la atmósfera llega a la superficie terrestre en *forma directa o difusa* y es absorbida por el suelo.
- La mayor parte de esta energía es reirradiada hacia el cielo en **longitudes de onda infrarrojas**. La radiación terrestre se emite en longitudes de onda comprendidas entre $1\ \mu\text{m}$ y $30\ \mu\text{m}$ con un máximo en $10000\ \text{nm}$ ($10\ \mu\text{m}$). La atmósfera no absorbe radiación de onda larga en la banda entre $8\ \mu\text{m}$ y $11\ \mu\text{m}$.
- Este rango de longitudes de onda se denomina **ventana de radiación** debido a que la atmósfera permite que esa radiación escape al espacio exterior.

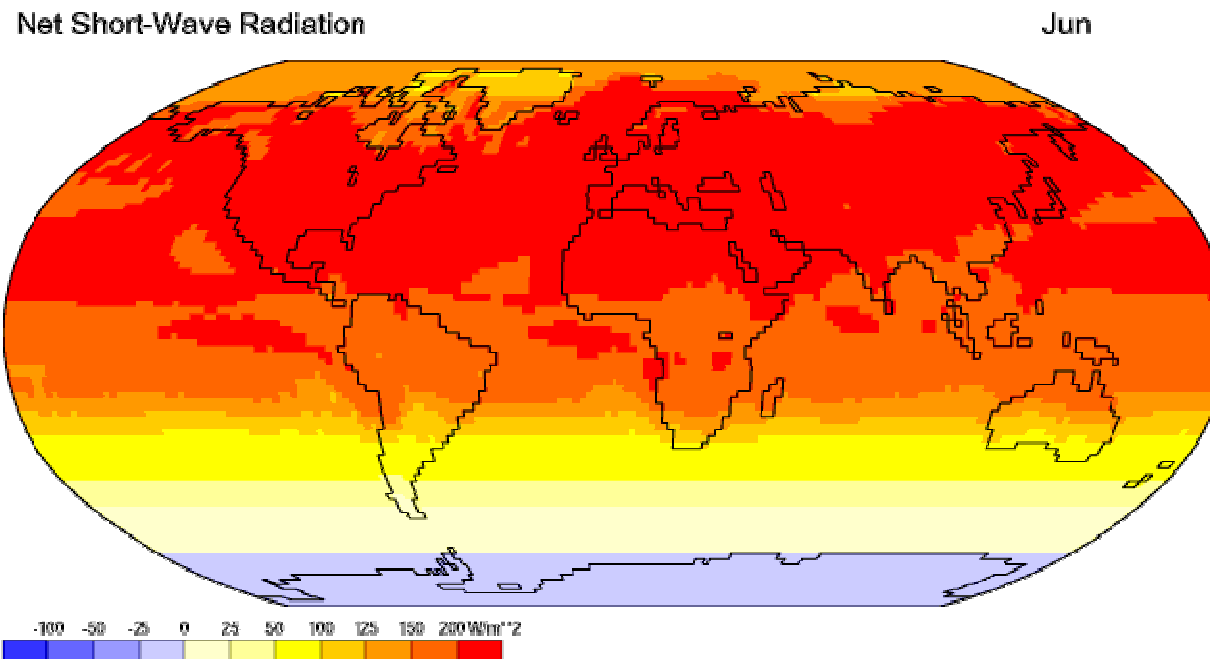
FLUJOS DE ENERGIA GLOBAL $W m^{-2}$



2000-2005

Trenberth et al 2009

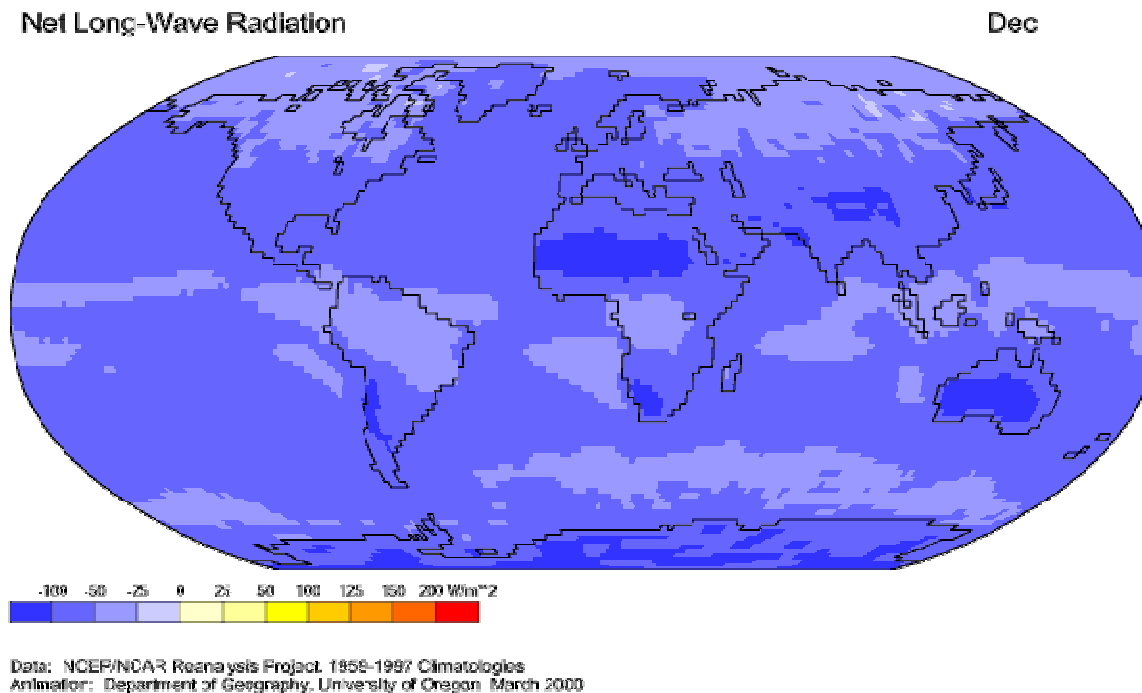
Radiación neta de onda corta (W/m^2)



Data: NCEP/NCAR Reanalysis Project, 1959-1997 Climatologies
Animation: Department of Geography, University of Oregon, March 2000

Valores positivos representan energía que se recibe en la superficie y valores negativos energía emitida desde la superficie

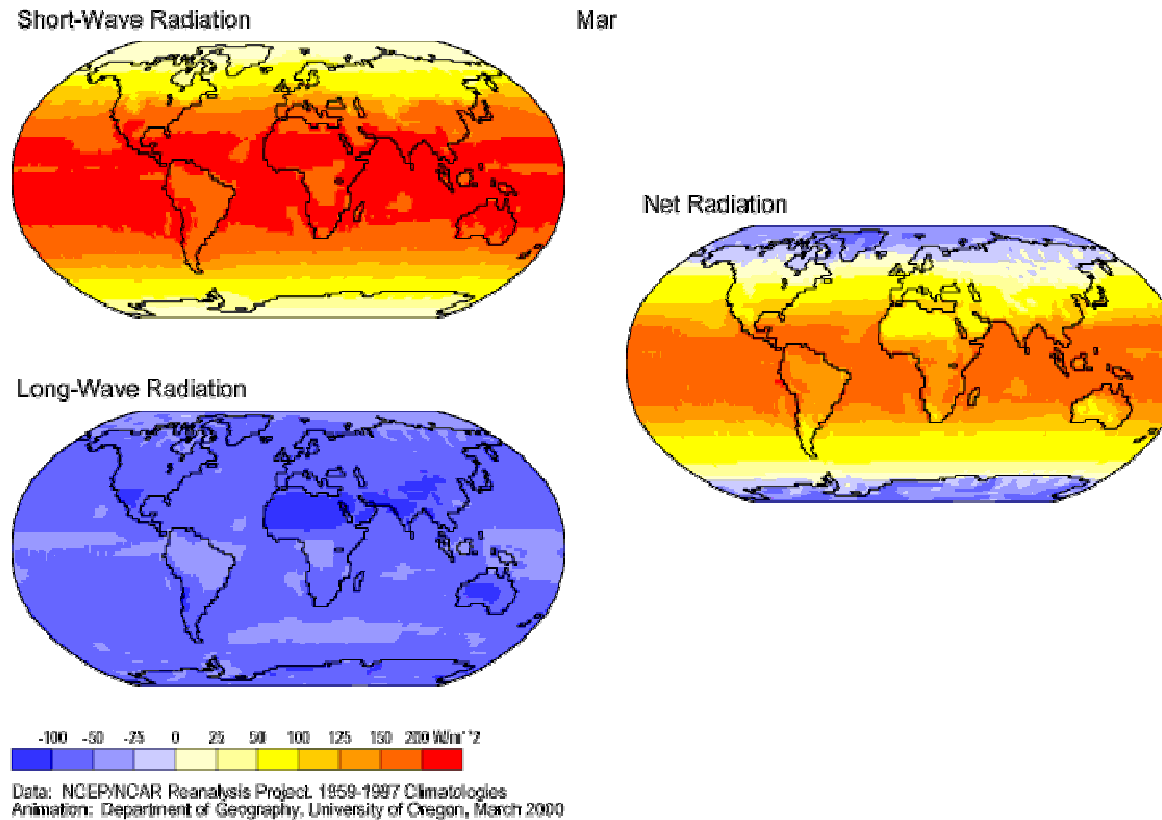
Radiación neta de onda larga (W/m^2)



$$\text{Radiación neta de onda larga} = \text{OL}\downarrow - \text{OL}\uparrow$$

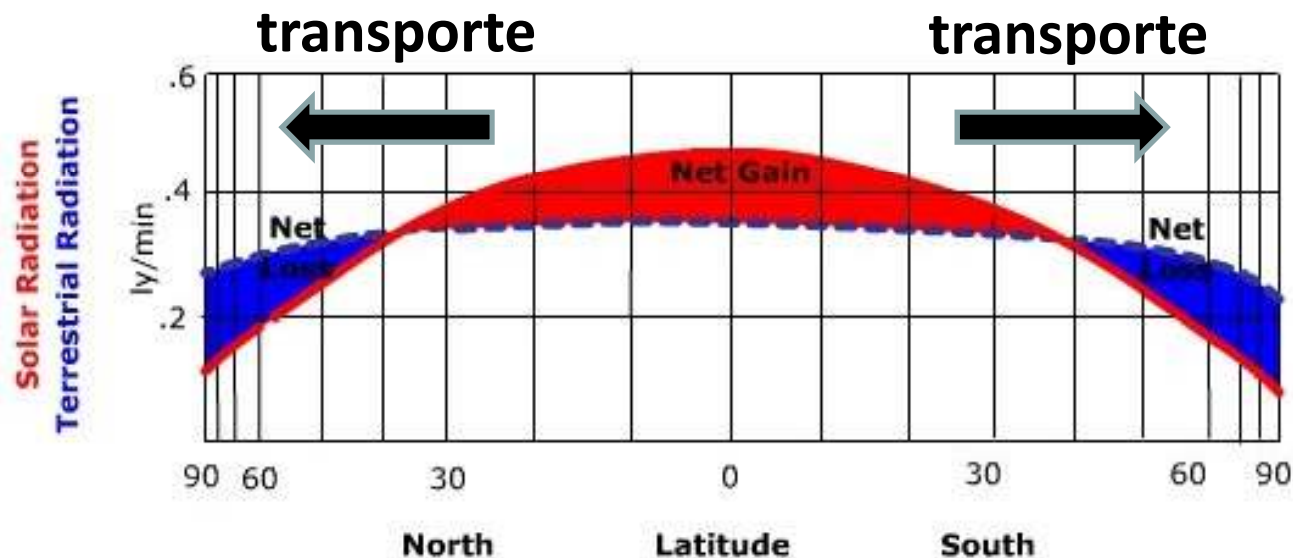
Valores positivos representan energía que se recibe en la superficie y valores negativos energía emitida desde la superficie

Radiación neta (W/m^2)

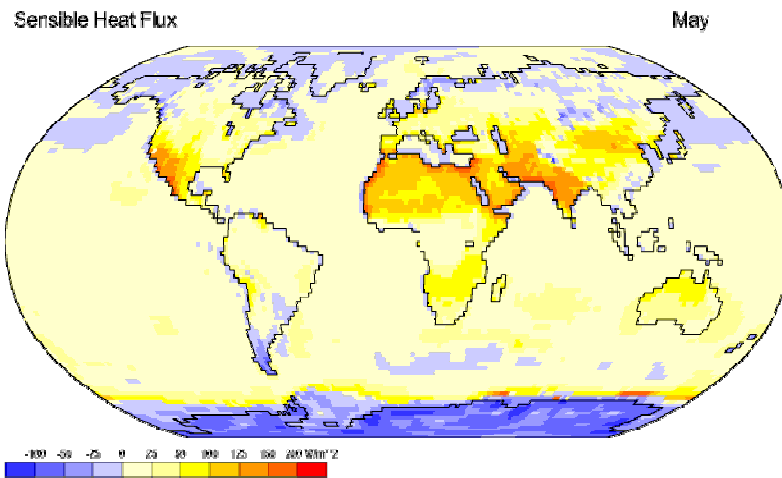


Radiación neta = Radiación neta OC + Radiación neta OL

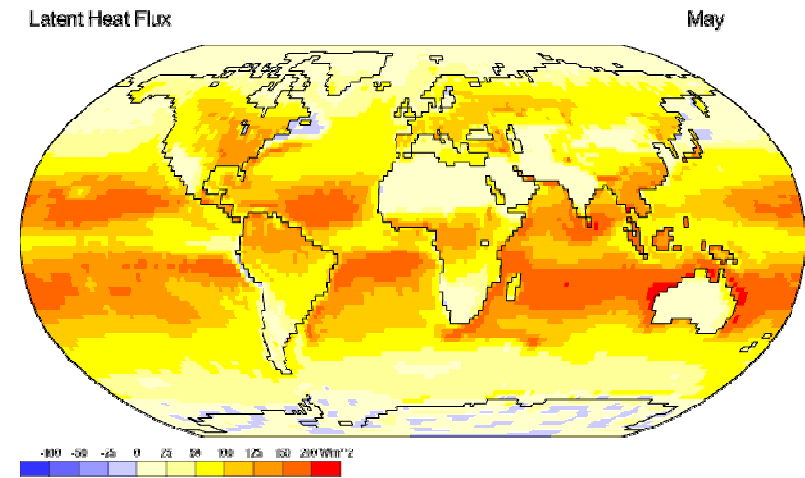
Distribución latitudinal del balance de energía



Flujos de calor sensible y latente



Data: NCEP/NCAR Reanalysis Project, 1958-1997 Climatologies
Animation: Department of Geography, University of Oregon, March 2000



Data: NCEP/NCAR Reanalysis Project, 1958-1997 Climatologies
Animation: Department of Geography, University of Oregon, March 2000

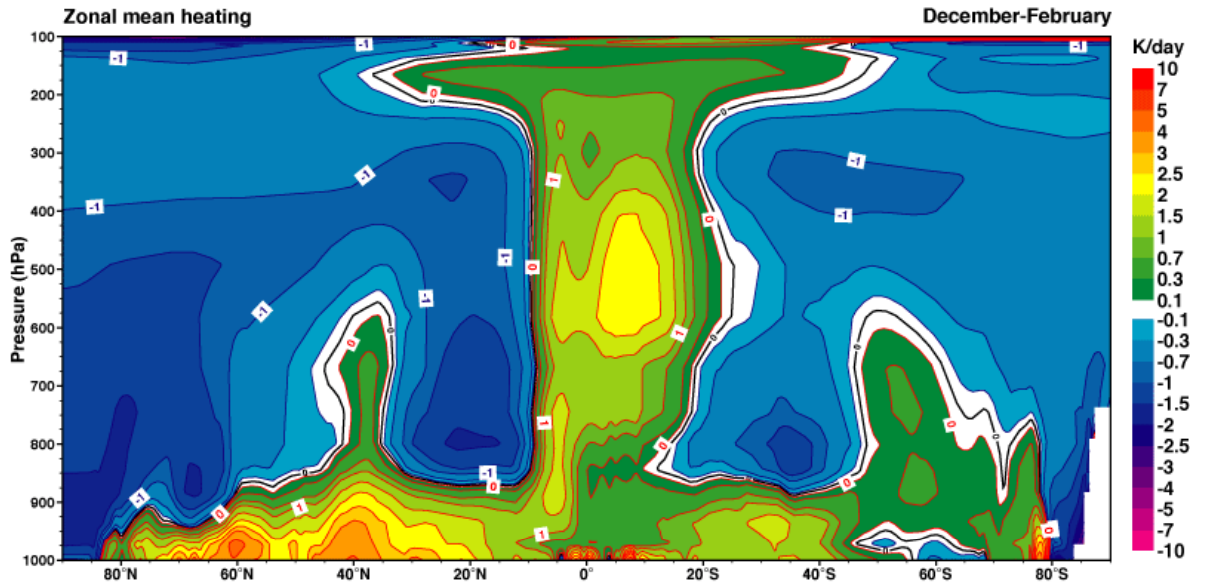
Valores positivos representan energía ganada por la atmósfera y valores negativos indican energía perdida por la atmósfera.

Calentamiento diabático zonal medio

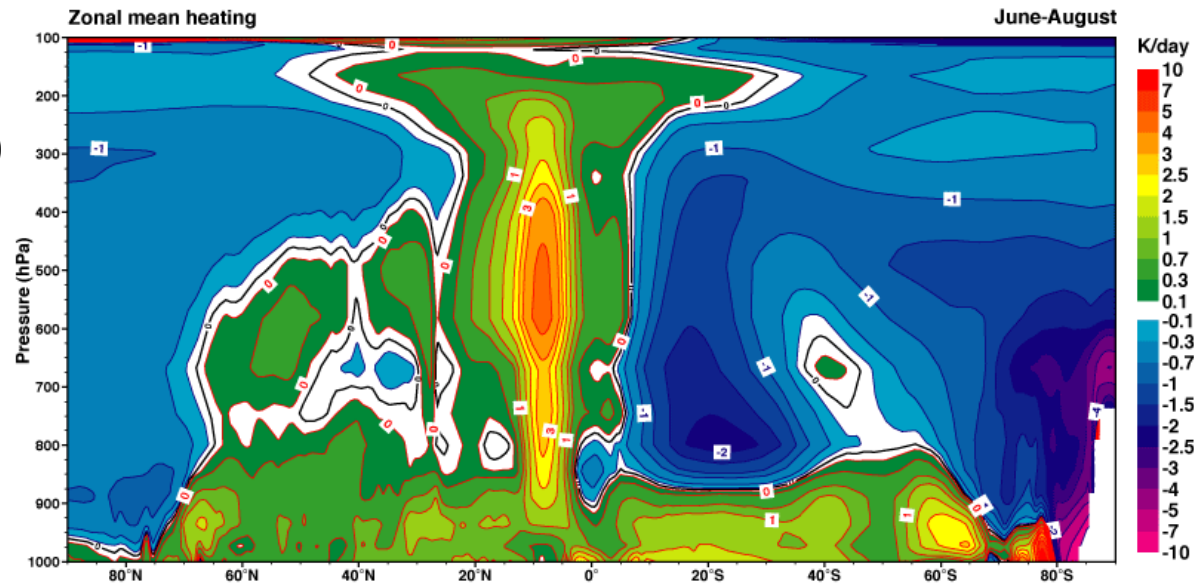
Procesos
difíciles de
medir:

-MCG

-Métodos
Residuales
(Ecuación
Termodinámica)



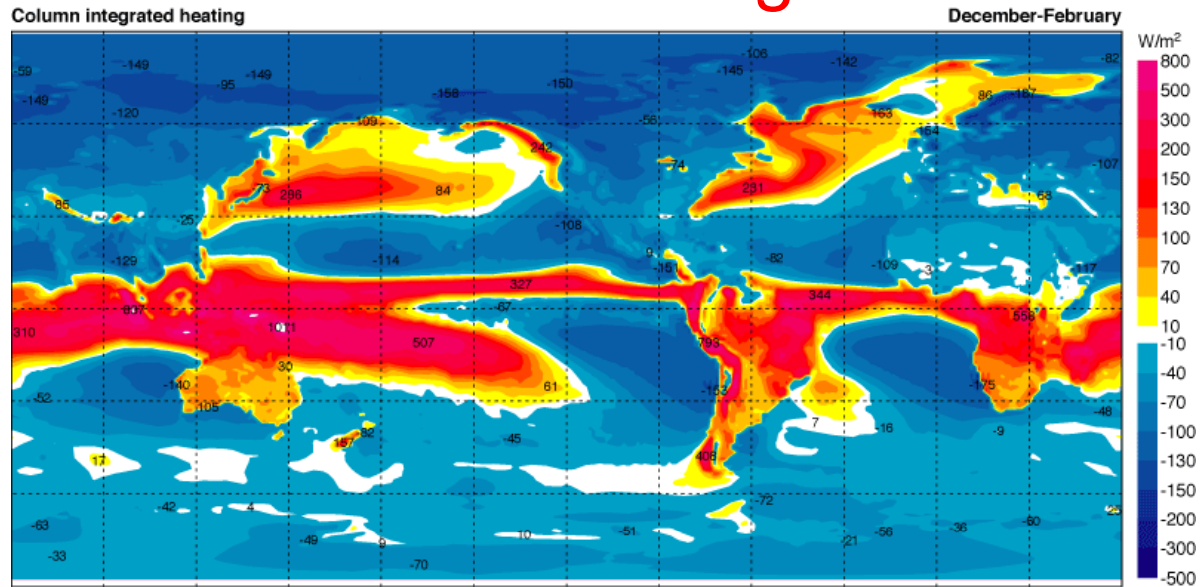
DJF



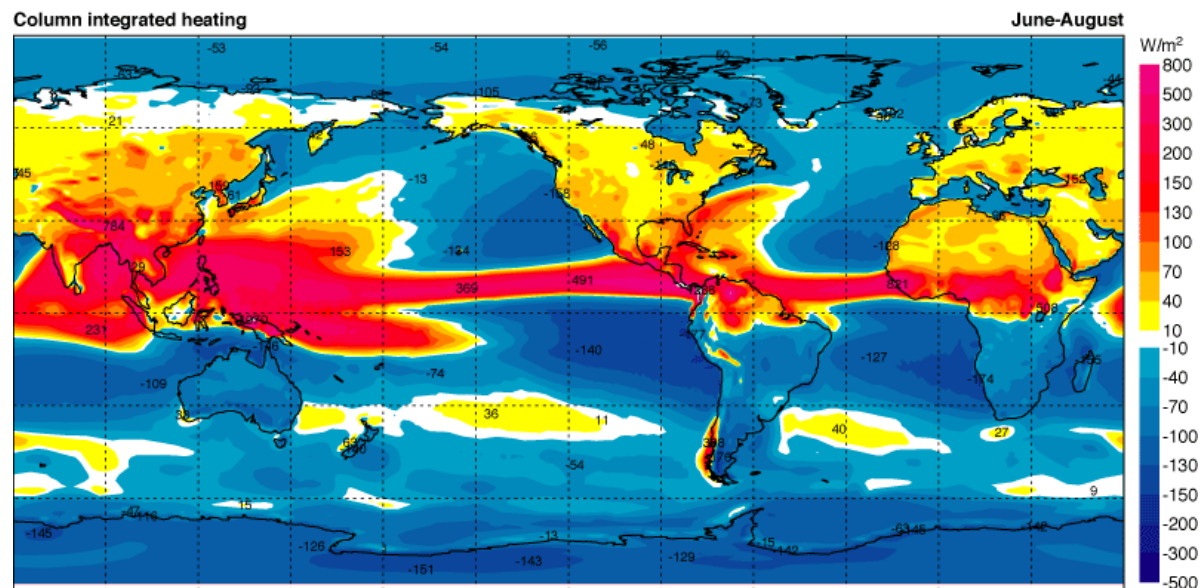
JJA

ERA-40
Atlas

Calentamiento diabático integrado verticalmente



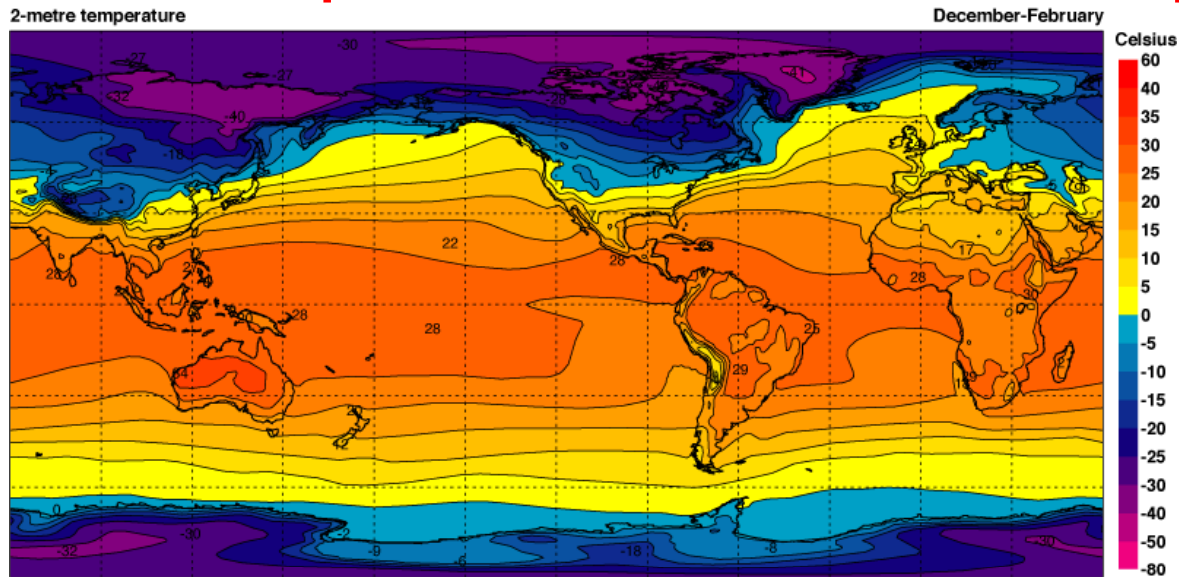
DJF



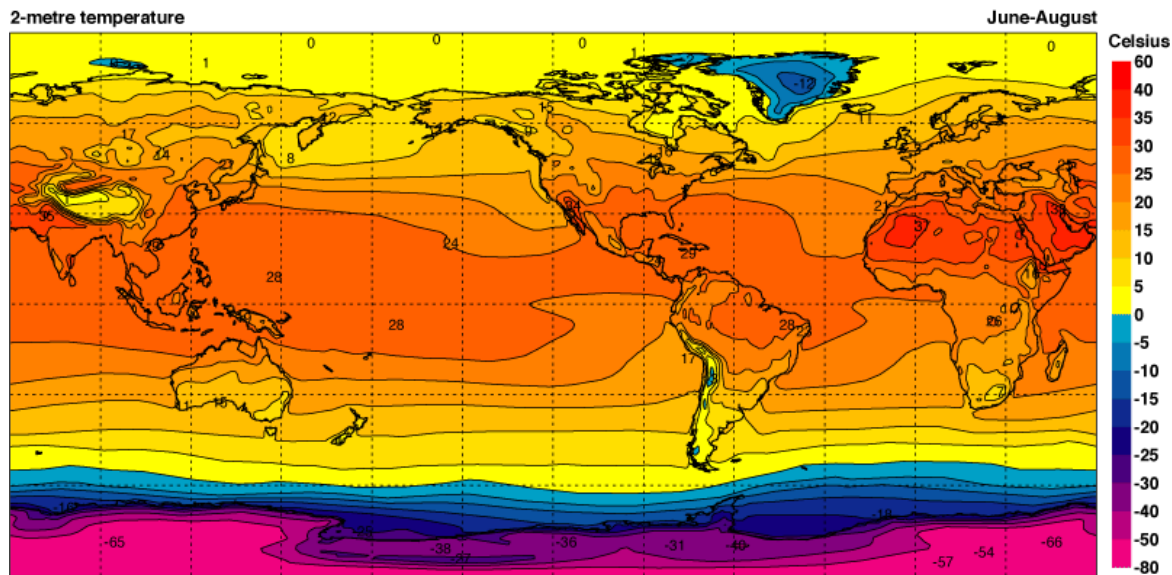
JJA

ERA-40 Atlas

Temperatura del aire de superficie



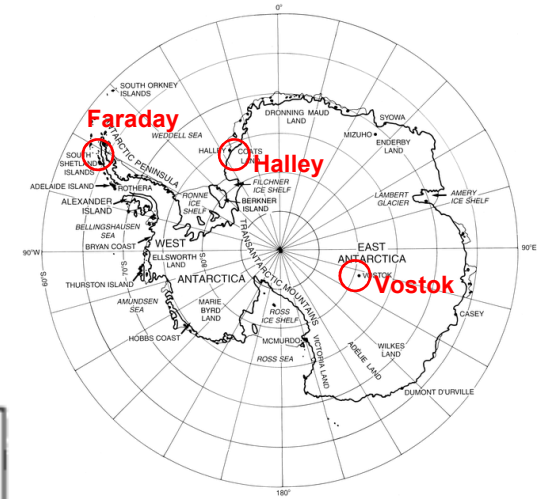
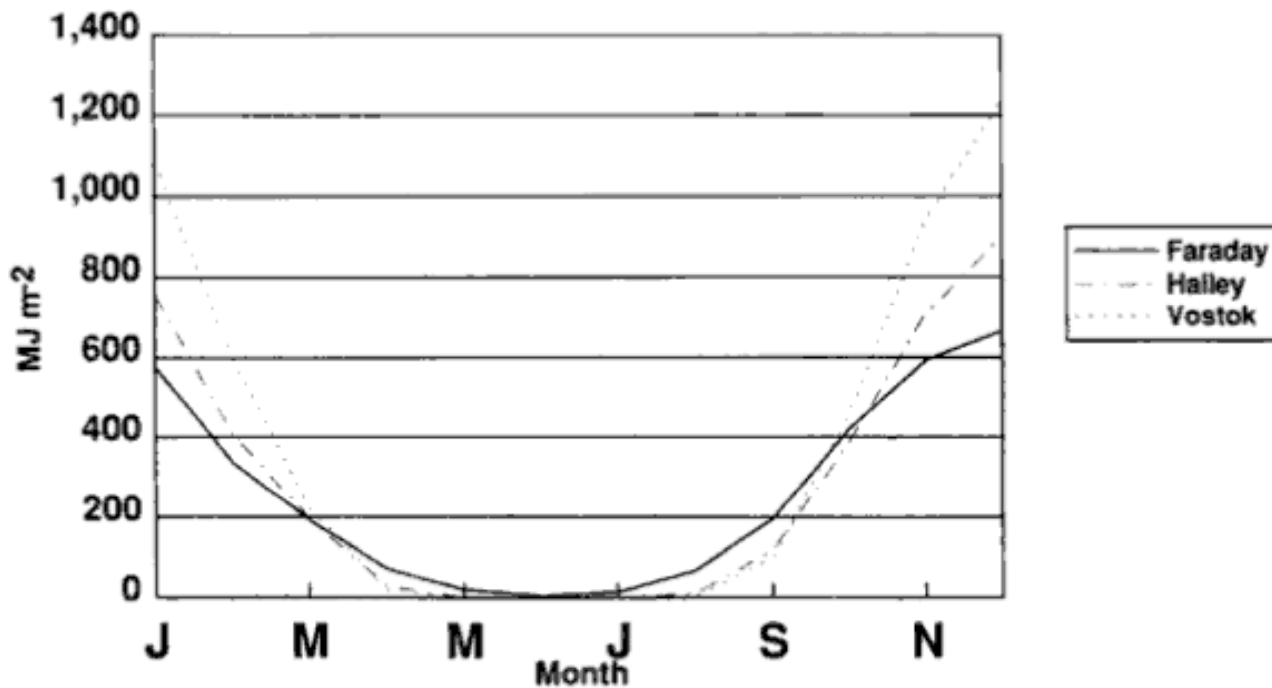
DJF



JJA

ERA-40 Atlas

Climatología física de la región antártica: Radiación

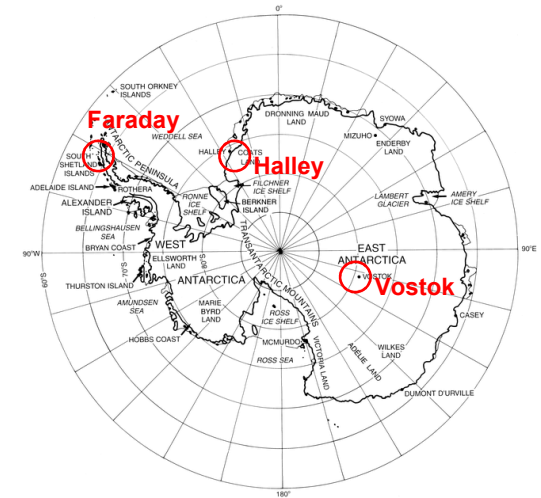
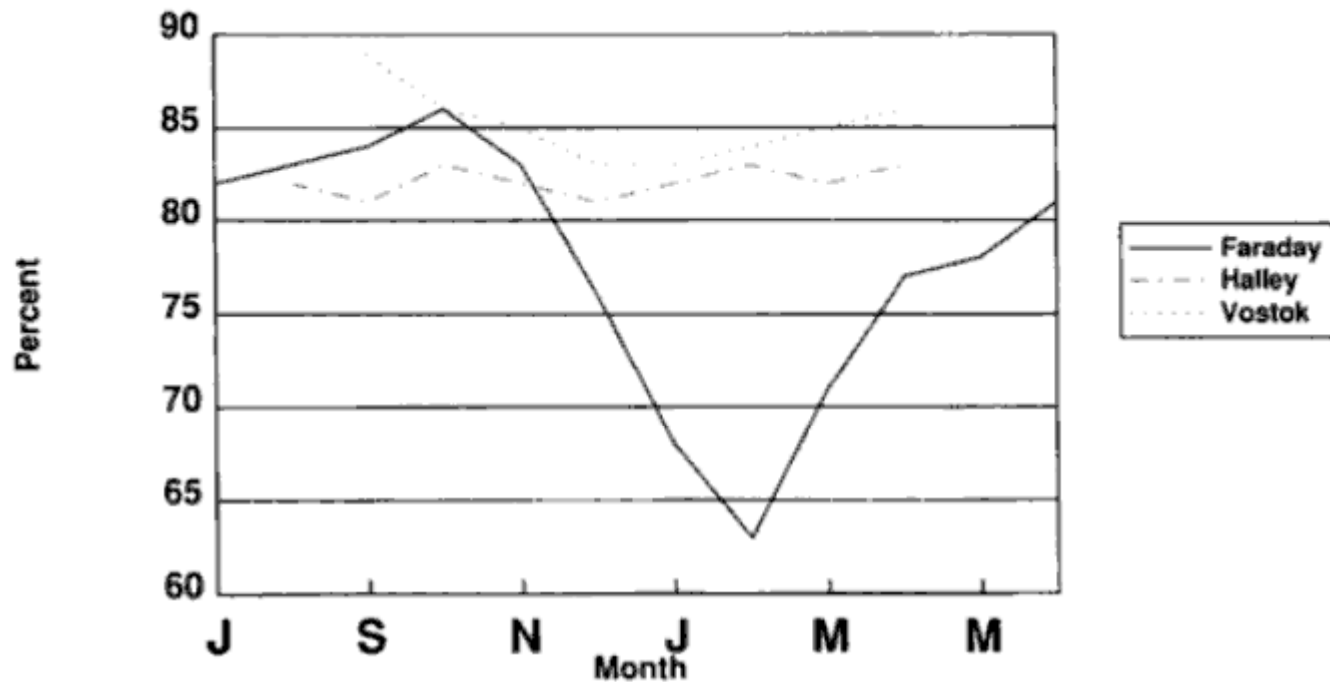


**Medias mensuales climatológicas de radiación solar global entrante (G)
Faraday (1963-1982), Halley (1963-1982, Vostok (1963-1973)**

Albedos típicos de superficie encontrados en la Antártida

Surface type	Albedo (%)	Reference
Snow on the plateau	80–90	Gardiner and Shanklin (1989) Dolgina <i>et al.</i> (1976) Dalrymple <i>et al.</i> (1966)
Blue ice	69	Weller (1980)
Sea water	10–15	Lamb (1982)
Sea ice (concentration >85%)	75–80	Weller (1980) Grenfell (1983)
Sea ice (concentration 15–85%)	54	Weller (1980)
Bare ground (Bunger Oasis)	15–20	Solopov (1969)

Albedo

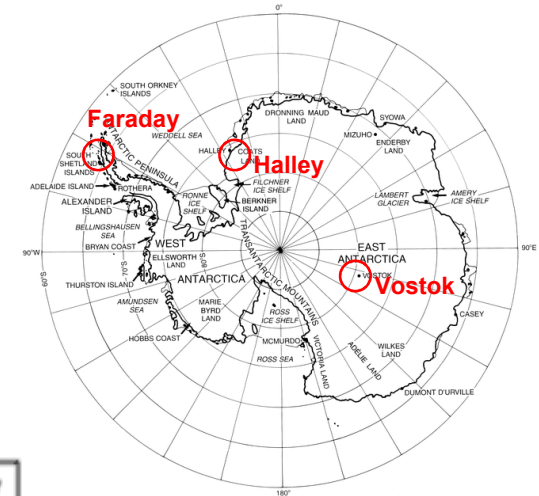
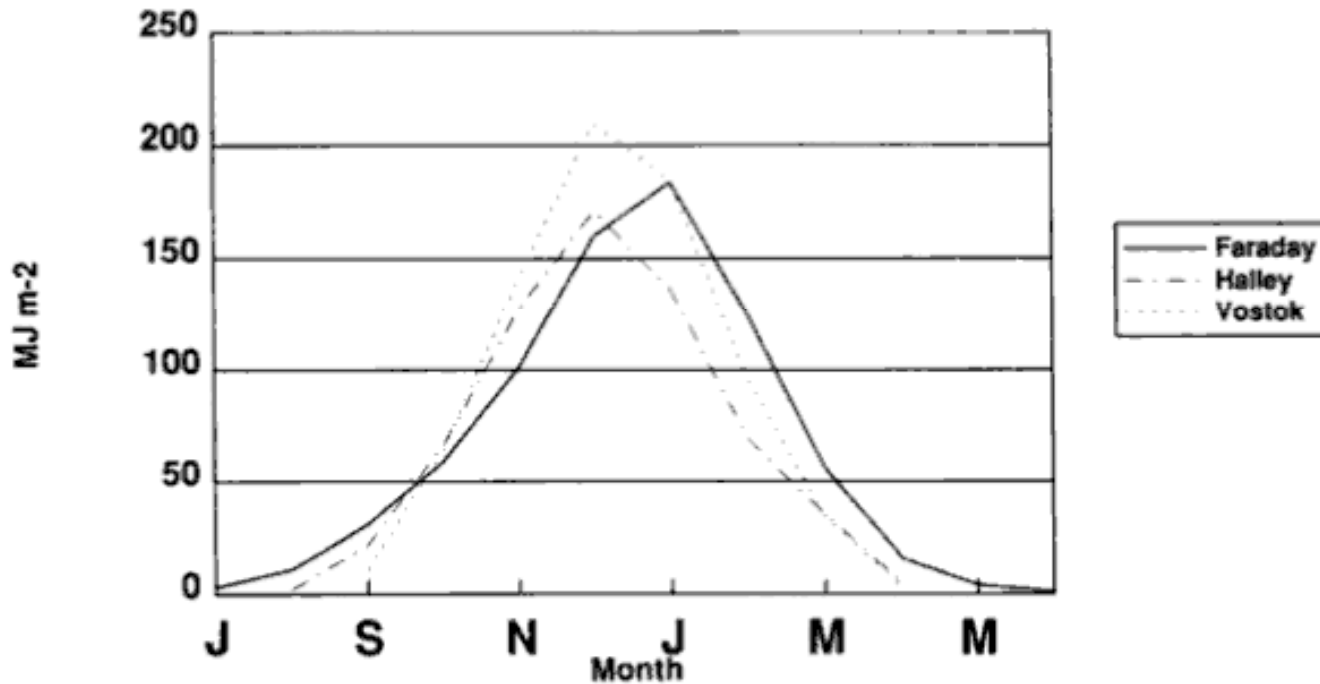


Albedo medio mensual (porcentaje) (a)

Faraday (1963-1982), Halley (1963-1982, Vostok (1963-1973)

Radiación solar efectiva

$$E_s = G(1-a)$$

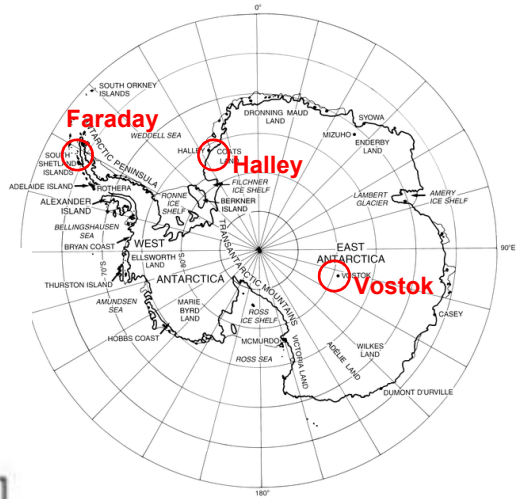
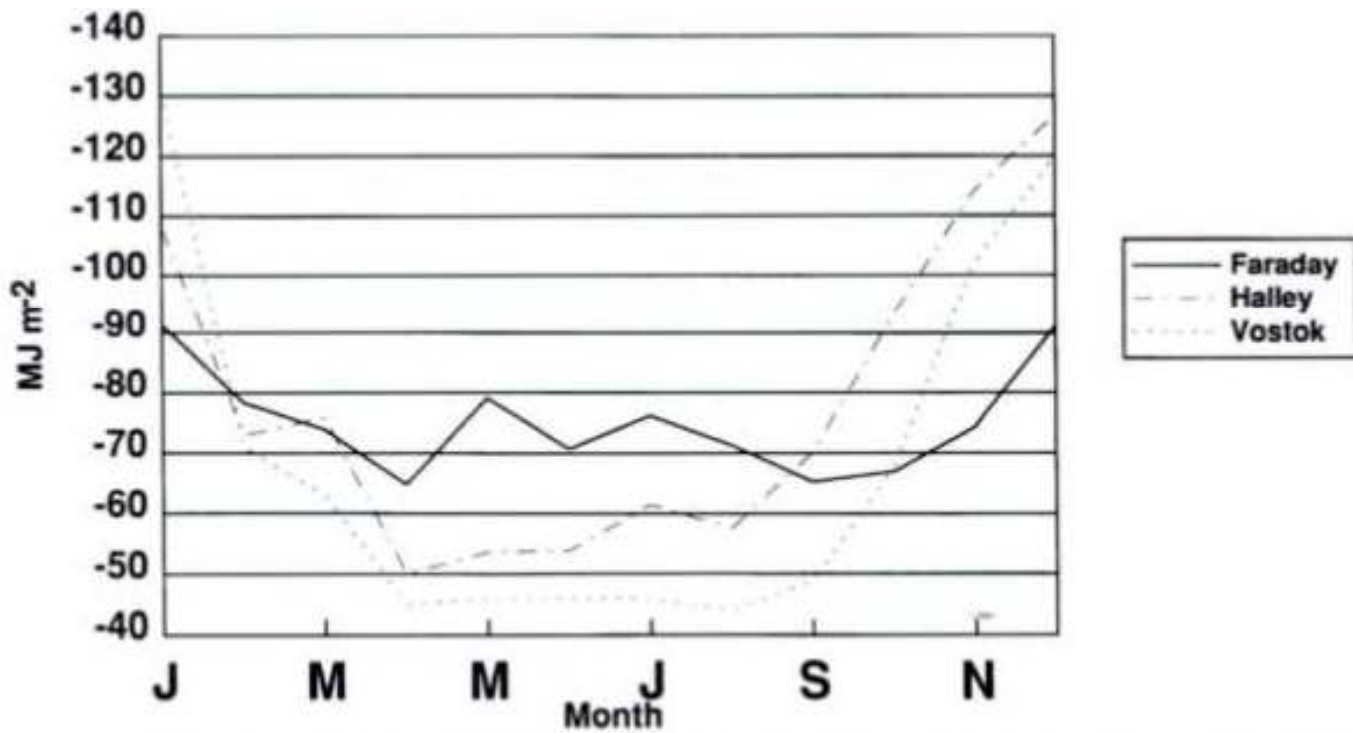


Medias mensuales de radiación solar efectiva (E_s)

Faraday (1963-1982), Halley (1963-1982, Vostok (1963-1973)

Radiación de onda larga efectiva

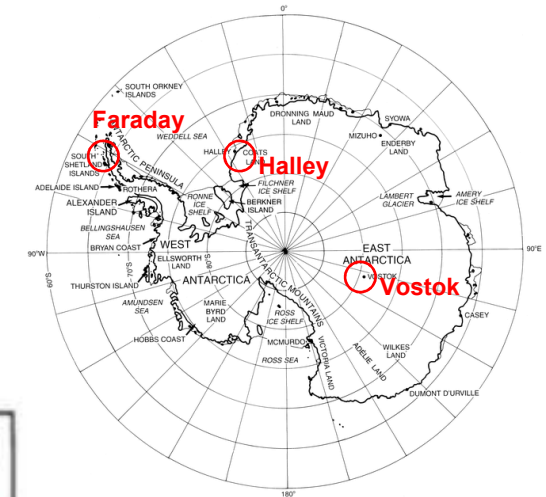
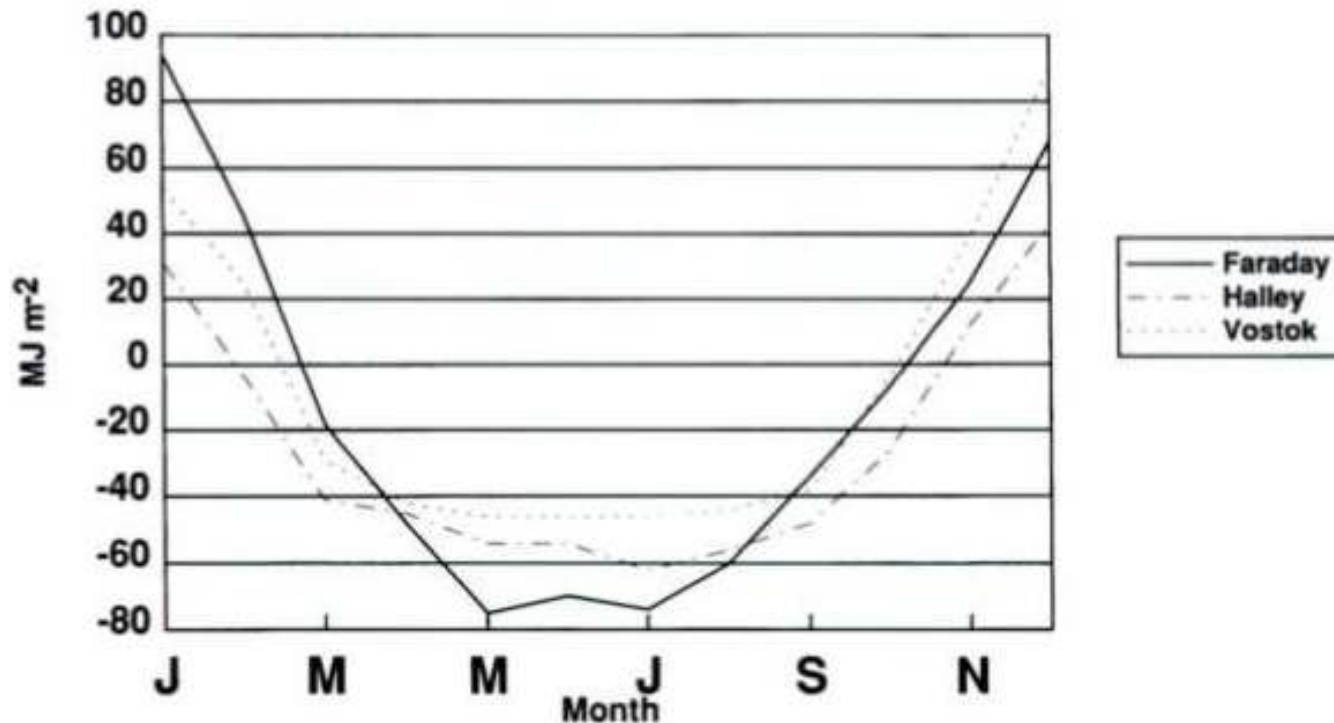
$$E_L = L_s - L_T$$



Medias mensuales de radiación de onda larga efectiva (E_L)
 Faraday (1963-1982), Halley (1963-1982, Vostok (1963-1973)

Radiación neta

$$Q = E_s + E_L$$



Medias mensuales de radiación neta (Q)

Faraday (1963-1982), Halley (1963-1982), Vostok (1963-1973)

Las nubes y la radiación neta:

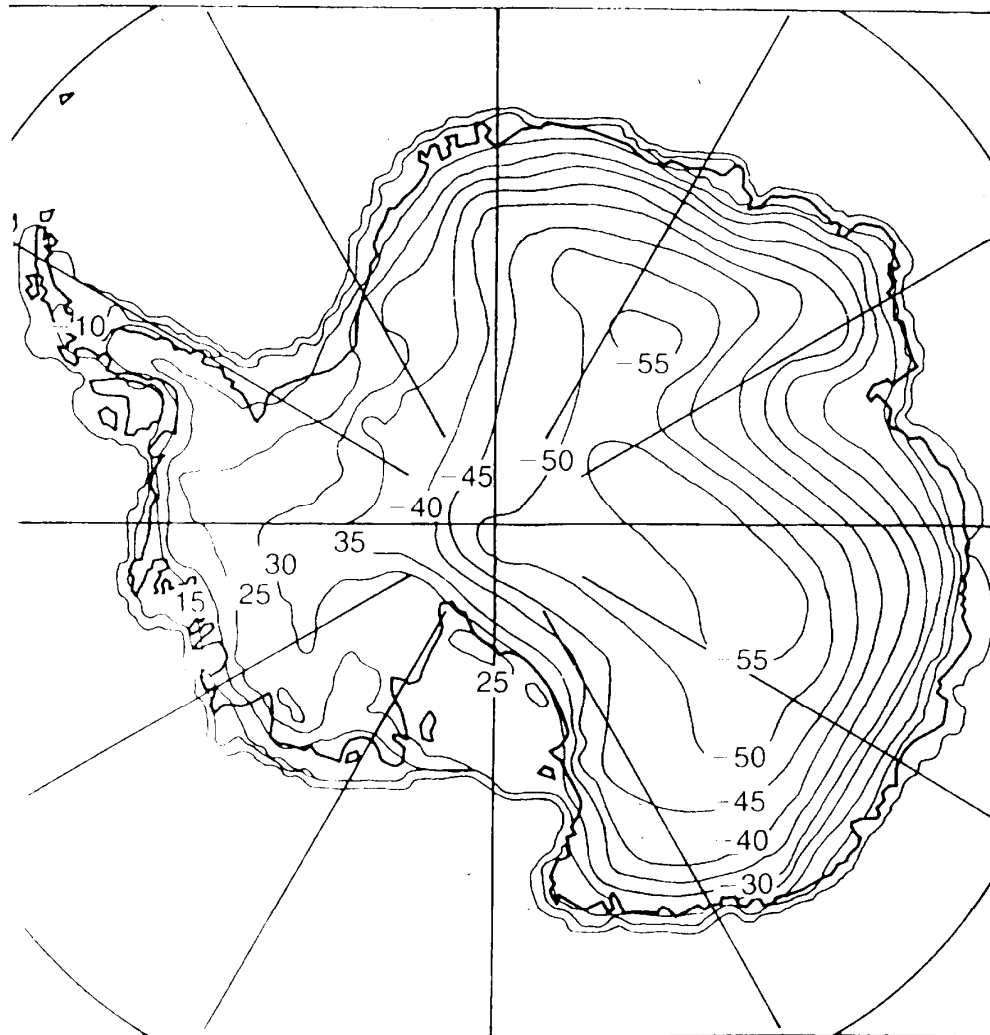
- Las nubes afectan el balance de radiación:
 1. reflejando parte de la radiación solar incidente
 2. aumentando la radiación de onda larga hacia abajo
- Sobre superficies de gran albedo (hielo) domina (2.)
 - Aumento de la nubosidad -> aumenta el calentamiento radiativo neto
- Sobre el océano abierto domina (1.)
 - Aumento de la nubosidad -> enfriamiento de la superficie

Balance de radiación en el hielo marino

- Albedo del hielo marino muy variable (40%-90%)
- Durante el invierno mayor pérdida de radiación en las zonas de hielo marino que en el continente
- Durante el verano, el albedo relativamente bajo -> mayor absorción de radiación que en el continente.

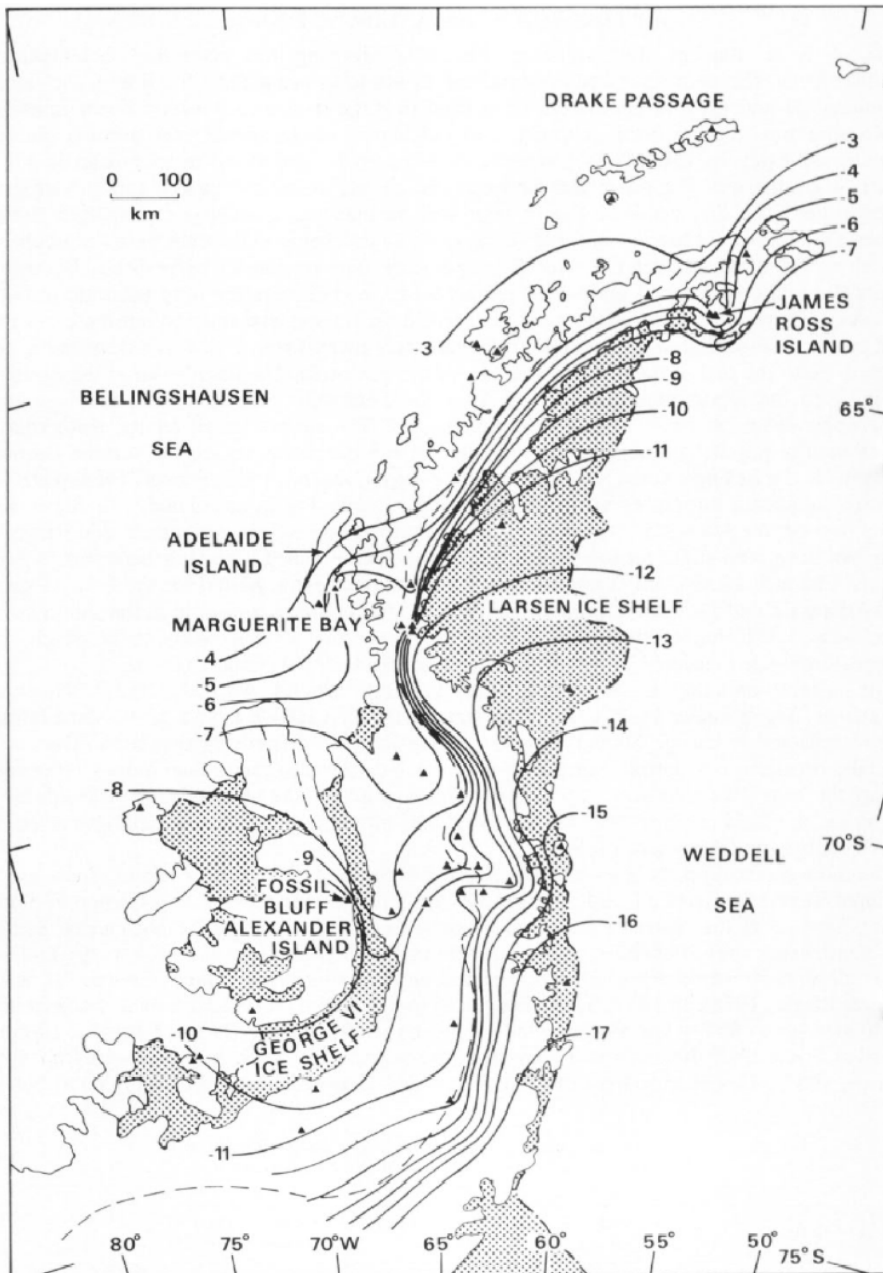


Temperatura



**Medias anuales
de la temperatura
de superficie
sobre la
Antartida,
deducida de
mediciones de
temperatura de la
nieve**

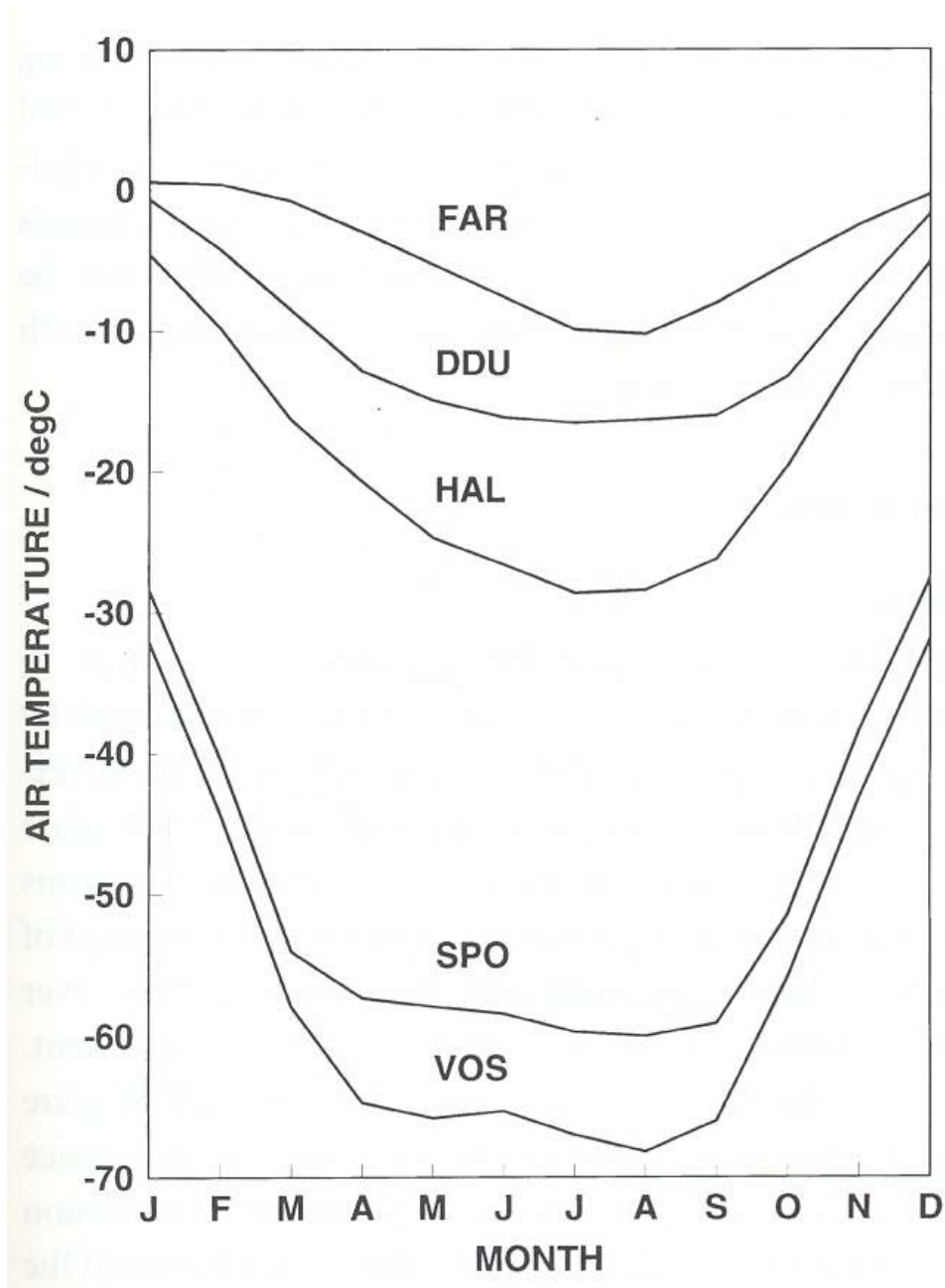
**(Connolley and
Cattle, 1994)**



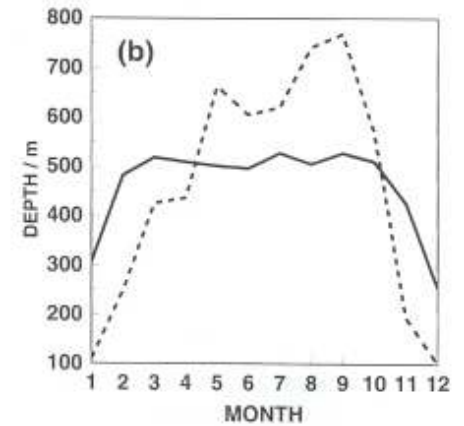
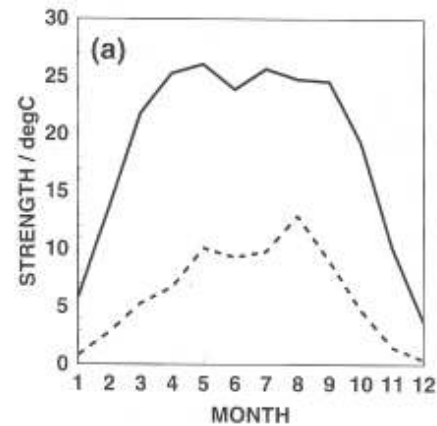
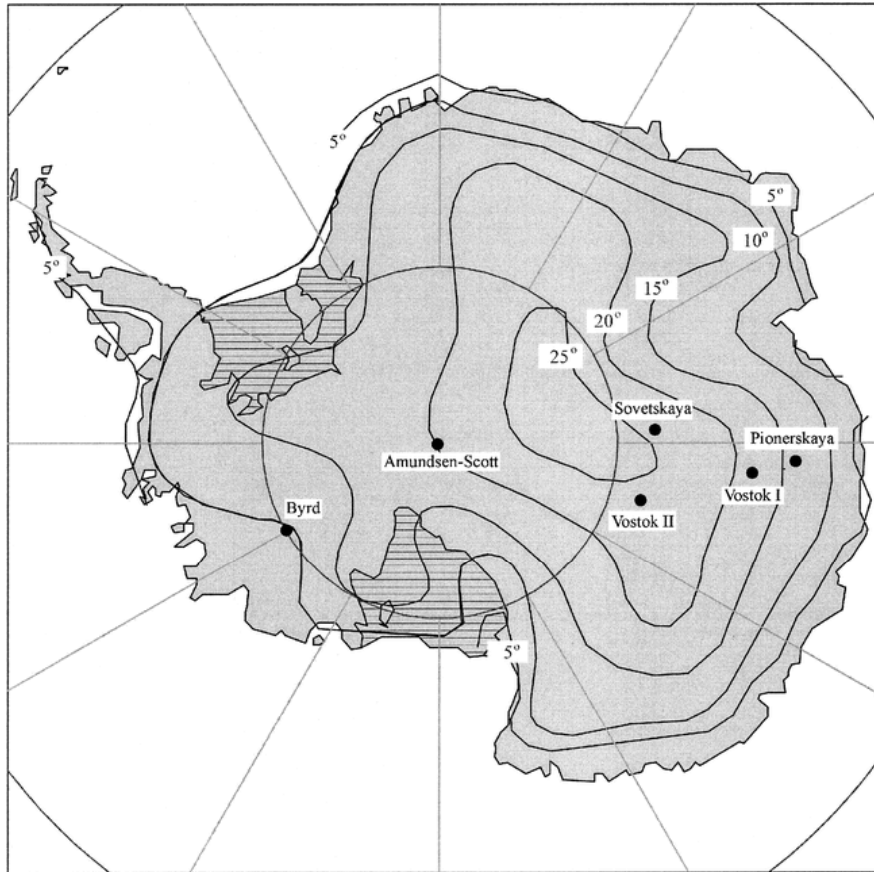
Temperatura media anual en la Península Antártica, deducida de mediciones de temperatura de nieve y de observaciones de estaciones

(Reynolds, 1981)

Evolución estacional de la Temperatura



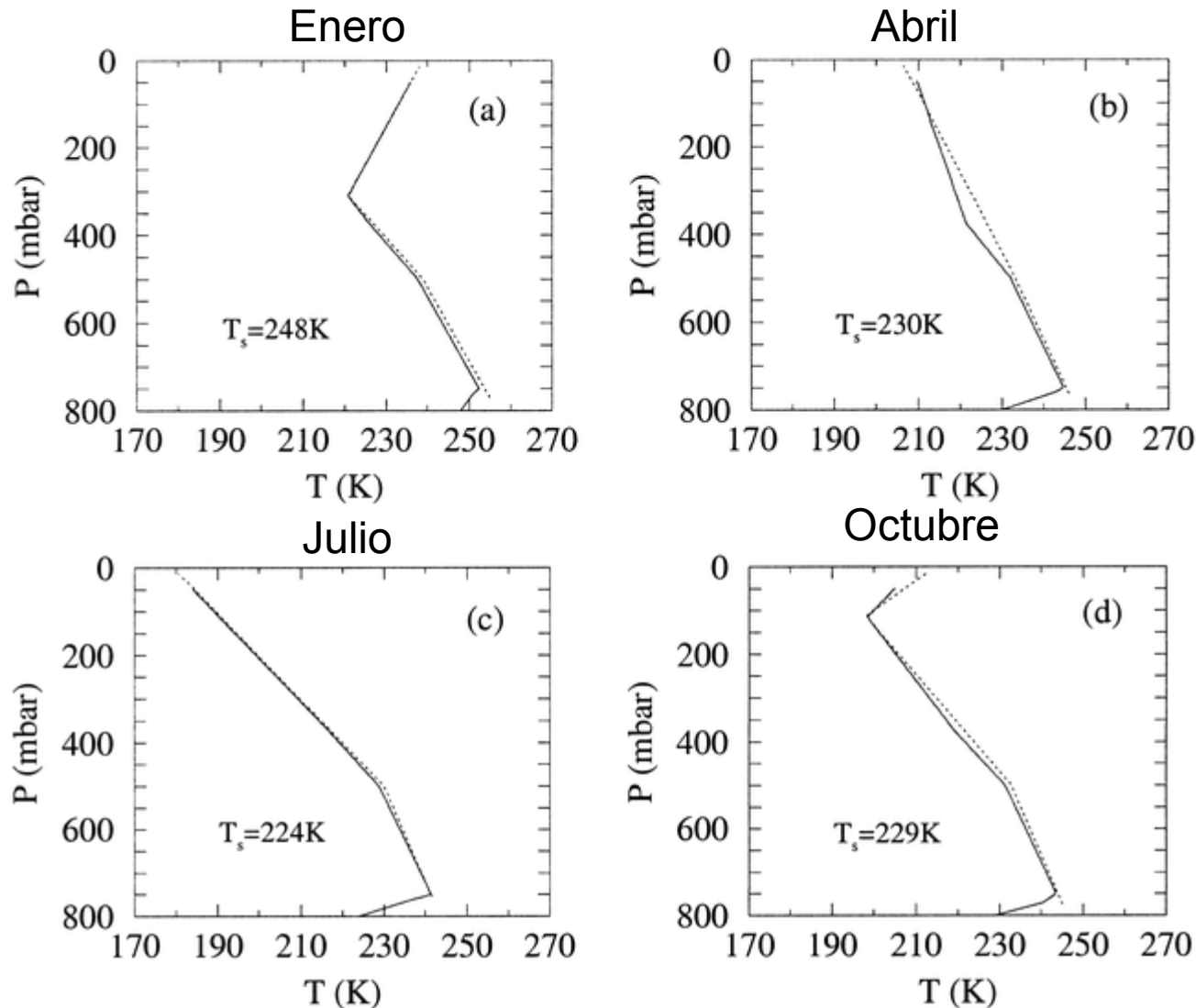
Inversión térmica



Variación estacional de (a) la intensidad de la inversión y (b) profundidad de la inversión en Vostok (sólida), y Halley (quebrada)

Intensidad de la inversión de superficie (°C) durante el invierno (Phillpot y Zillman, 1970)

Distribución vertical de la Temperatura

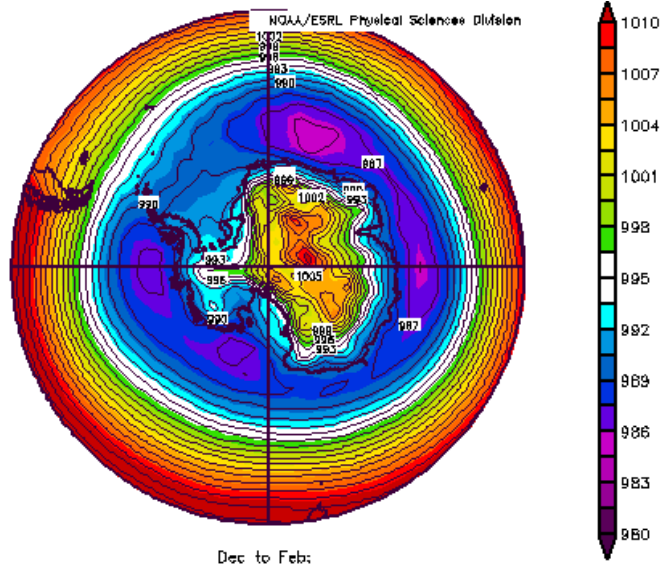


Variation of air temperature with height for the midseasonal months of (a) Jan, (b) Apr, (c) Jul, and (d) Oct for the southern polar zone 80° – 90° S from TOVS/ISCCP, Hatzianastassiou et al. 2001)

Características climáticas de la Antártida y los Océanos Australes - Materia de Posgrado/Doctorado - FCEN/DCAO - 2010

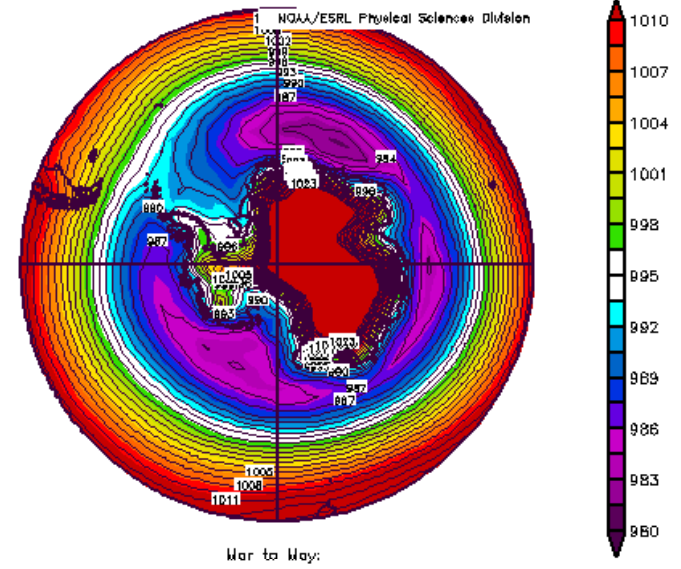
Presión al nivel del mar media climatológica

DJF



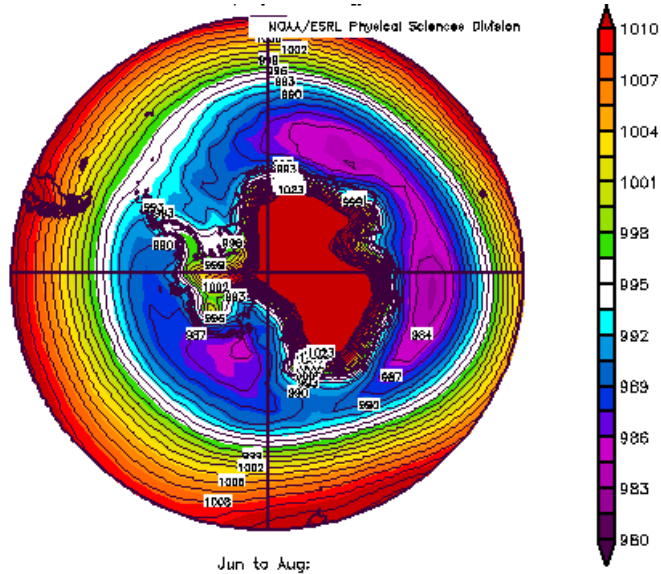
Dec to Feb:

JJA



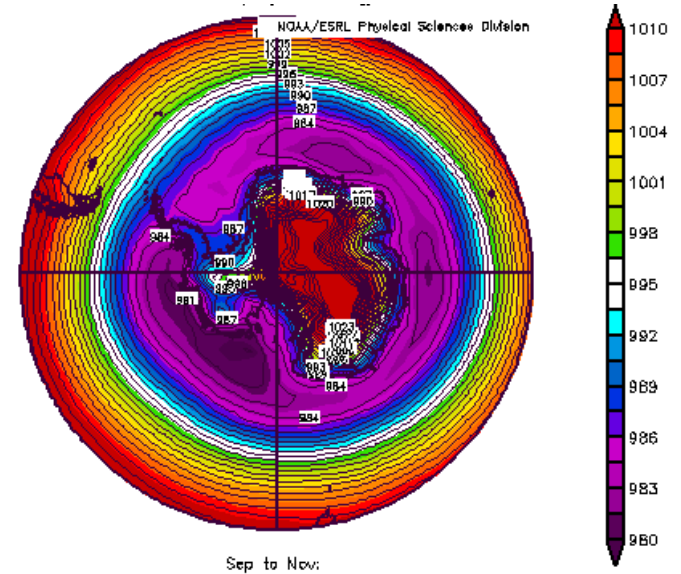
Mar to May:

MAM



Jun to Aug:

SON



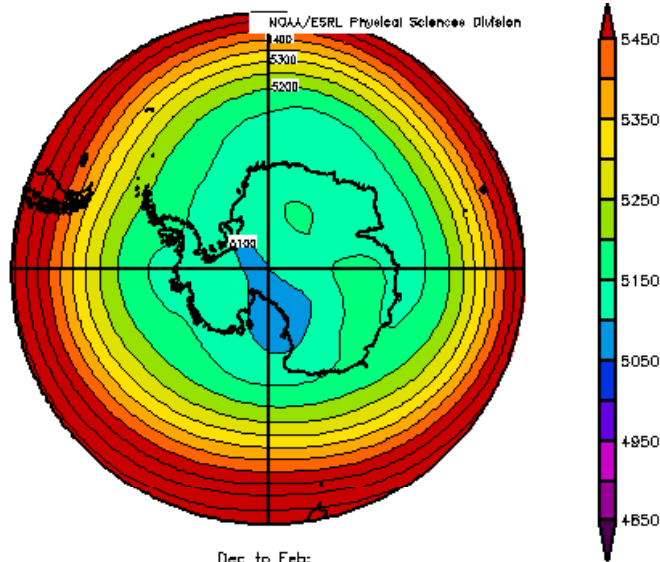
Sep to Nov:

Circulación de altura

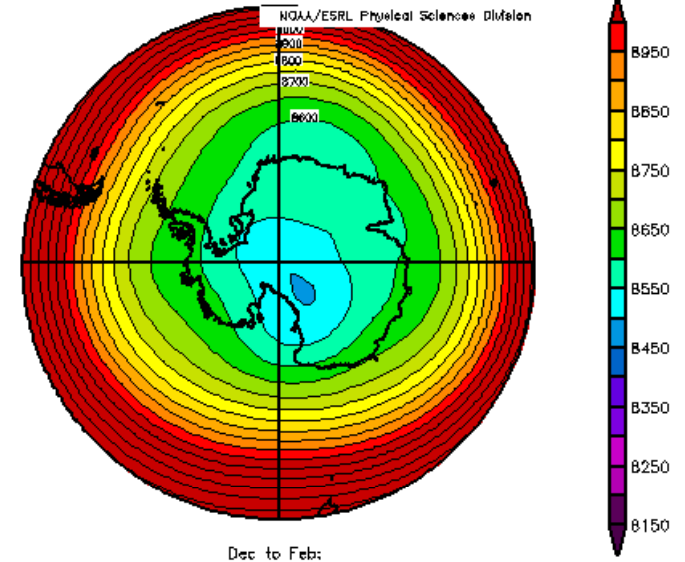
Altura geop. Media en 500 hPa

Altura geop. Media en 300 hPa

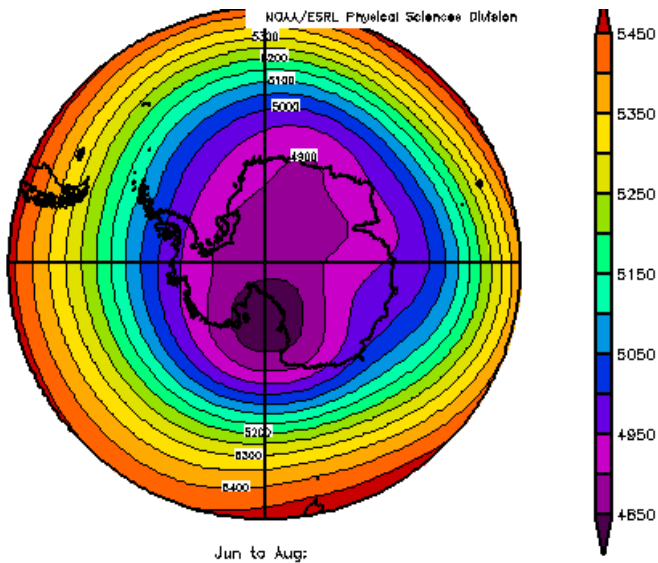
DJF



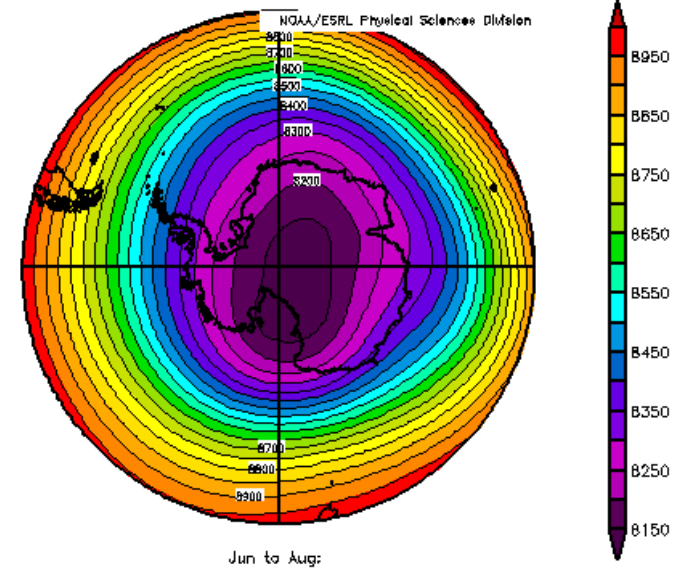
DJF



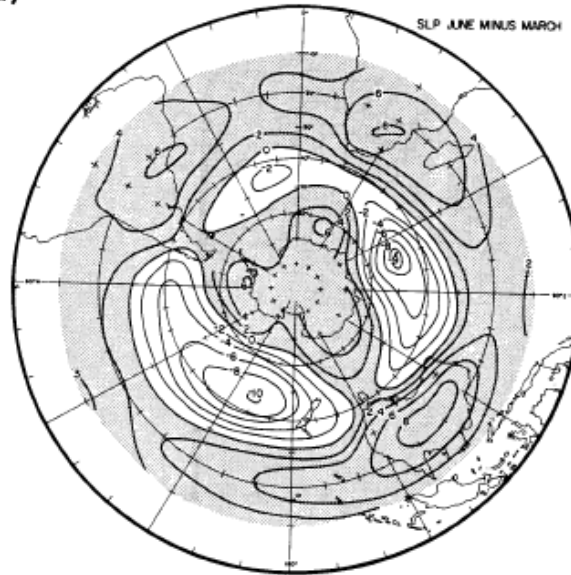
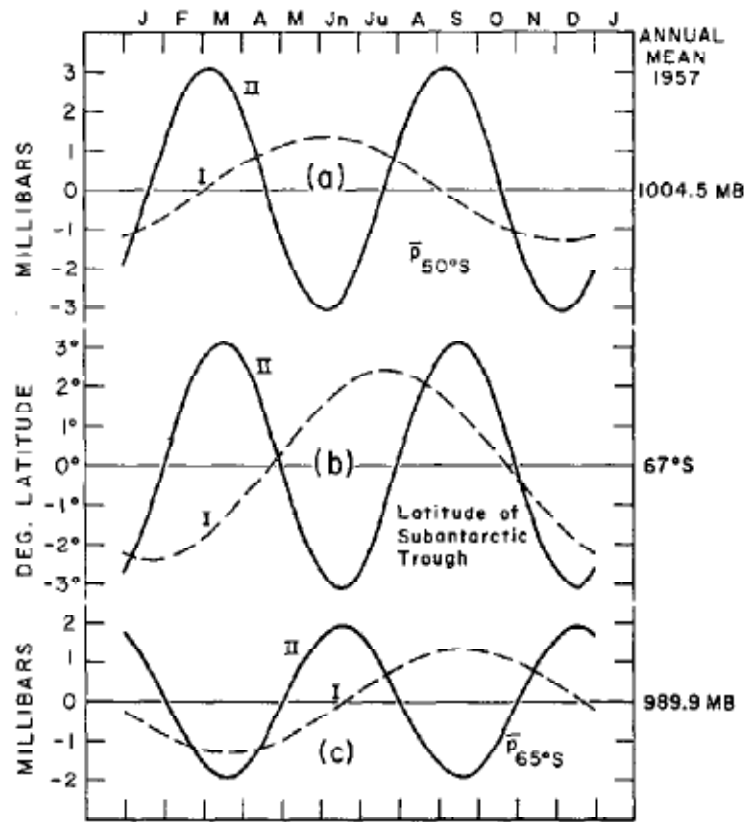
JJA



JJA



Oscilación semianual



Diferencia de la pnm media de Junio menos Marzo (Meehl, 1991)

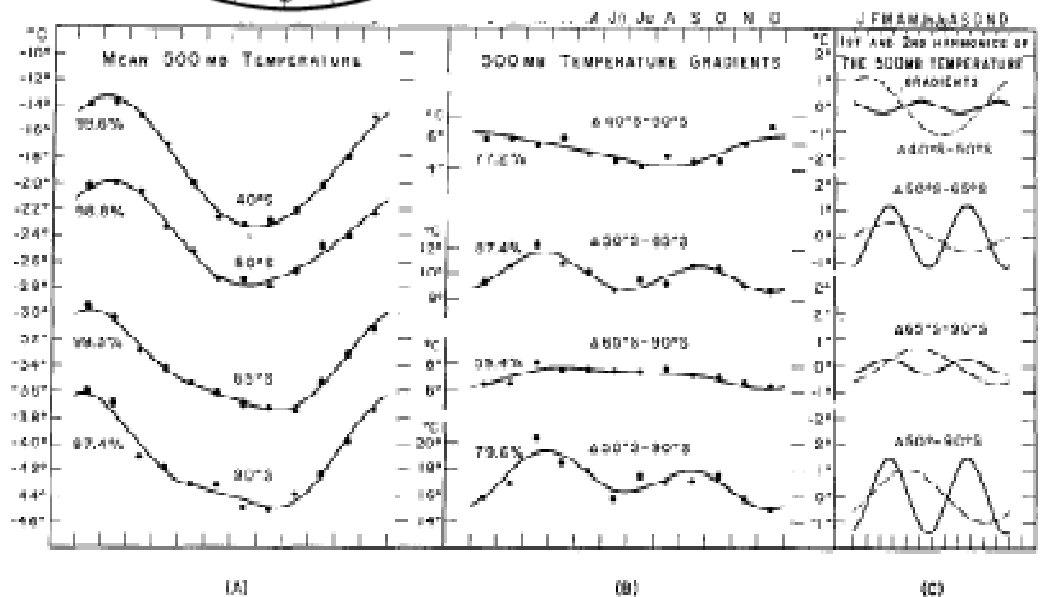
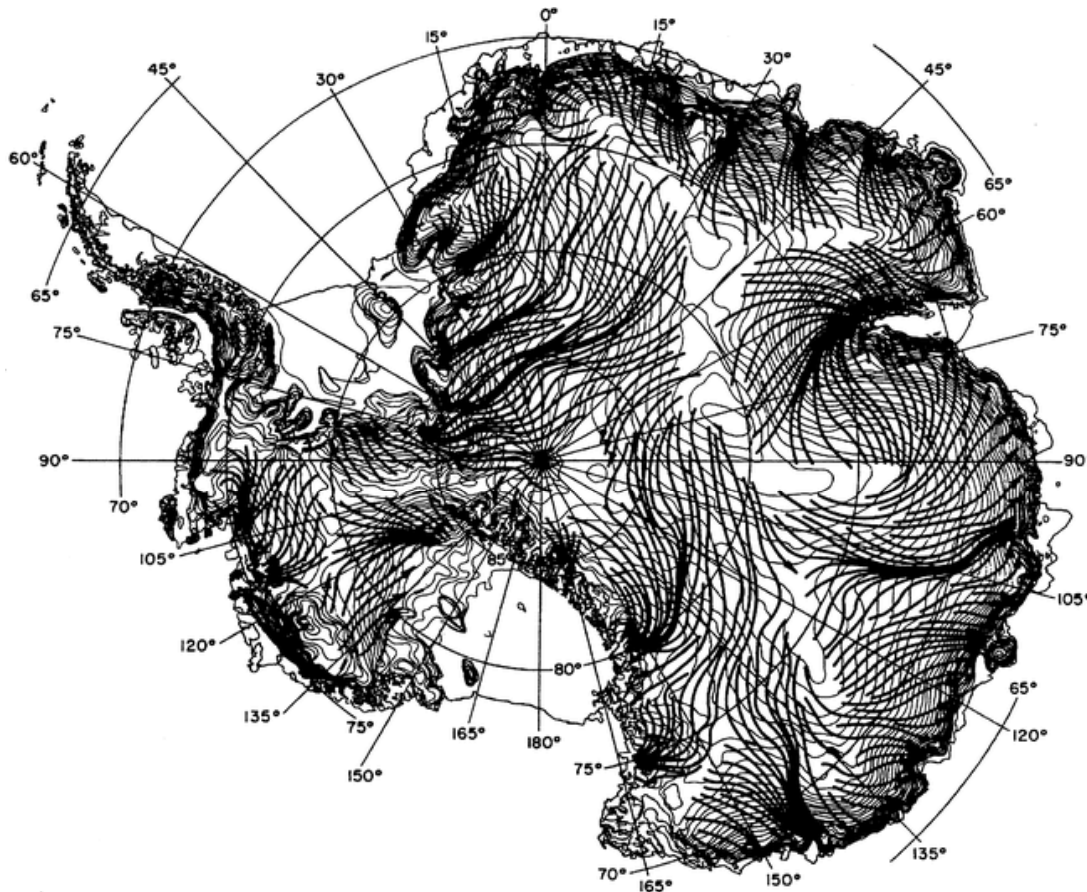


FIG. 2. The annual march of temperature, a., at the 500-mb level at 40°S [(Pterio Monte + Gough I. + Amsterdam Island + Christchurch)/4], 50°S [(Stanley + Marion I. + Campbell I.)/3], 65°S [(Argentine Is. + Mawson + Mirny)/3], and 90°S. The annual march of 500-mb temperature gradients, b., 40°S-50°S, 50°S-65°S, 65°S-90°S, and 90°S. The temperature and gradient curves are the sum of the annual mean and the first two harmonics. The dots are the actual values. The percentages are the part of the total variance accounted for by the variance of the first two harmonics. The first two harmonics, c., of the temperature gradients. The monthly means cover 5-8 yr.

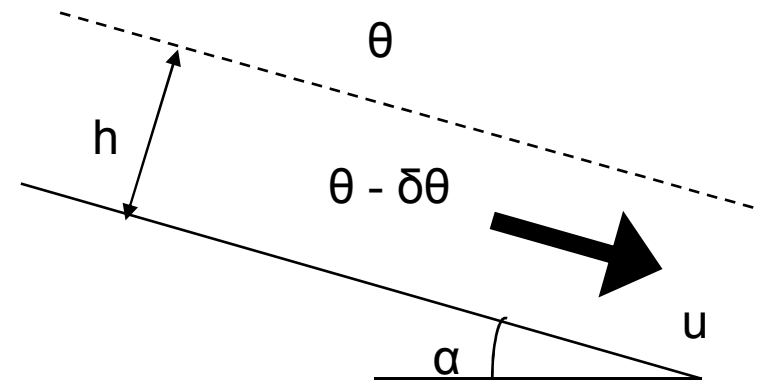
FIG. 7. The first and second harmonics of a., the zonally averaged sea-level mean pressure at 50S, 1957, b., the zonally averaged monthly mean position of the subantarctic trough, 1957, and c., the zonally averaged sea-level mean pressure at 65S, 1957.

(Van Loon, 1967)

Vientos Catabáticos I



Promedio temporal de las líneas de corriente del invierno (Líneas gruesas) y contornos de elevación (líneas finas). (Parrish y Bromwich, 1987)



$$\vec{F}_B + \vec{F}_p + \vec{F}_{co} + \vec{F}_r = 0$$

$$F_B = \rho g \alpha \frac{\Delta\theta}{\theta}$$

Vientos Catabáticos II

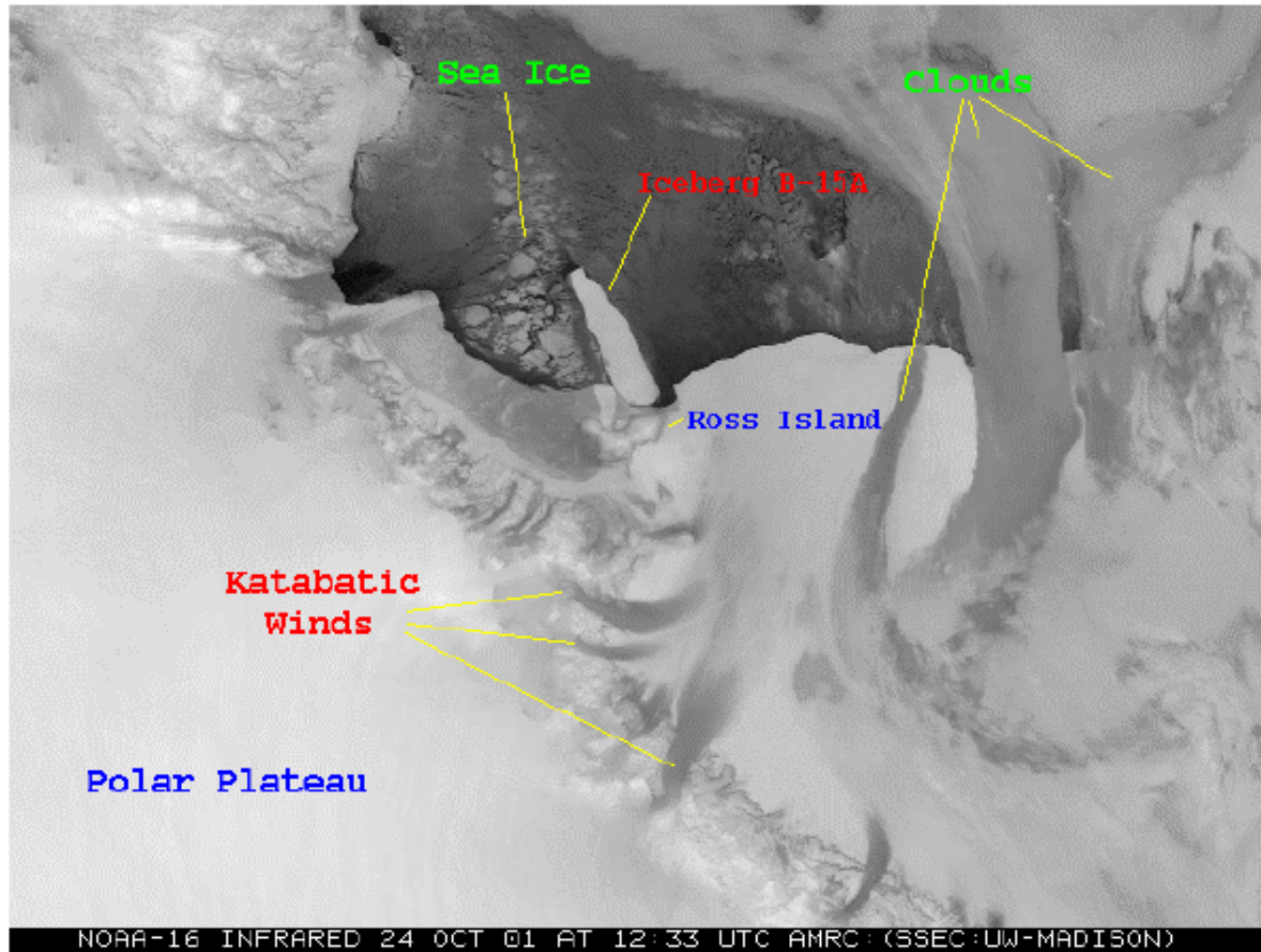
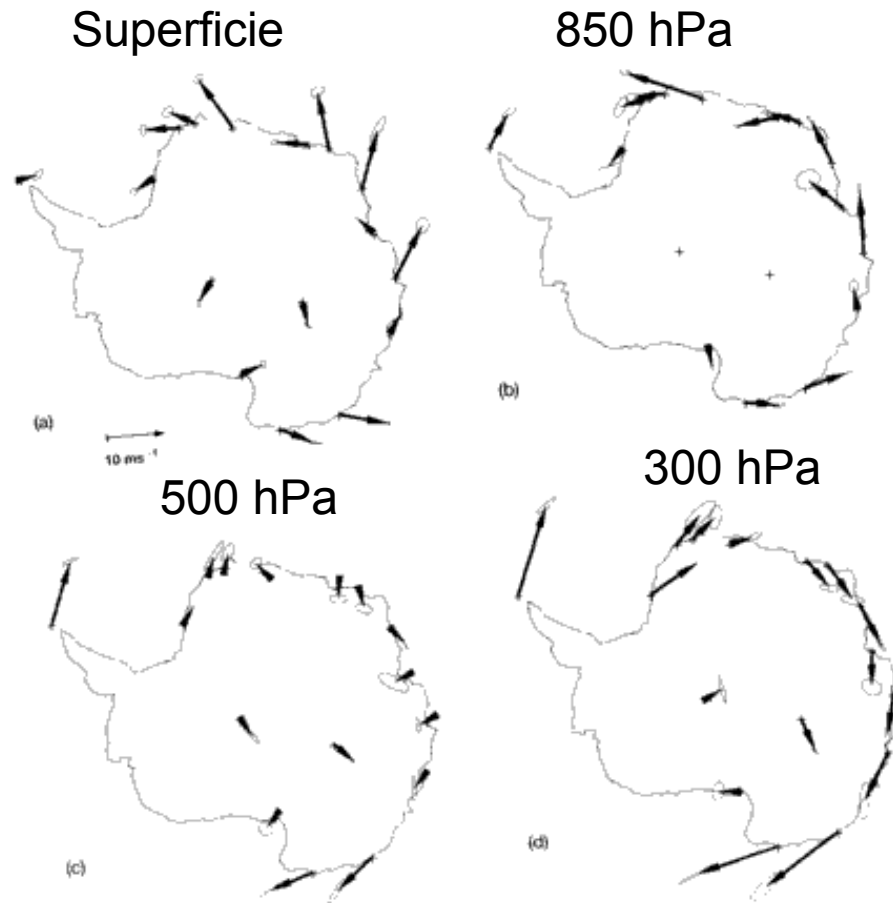


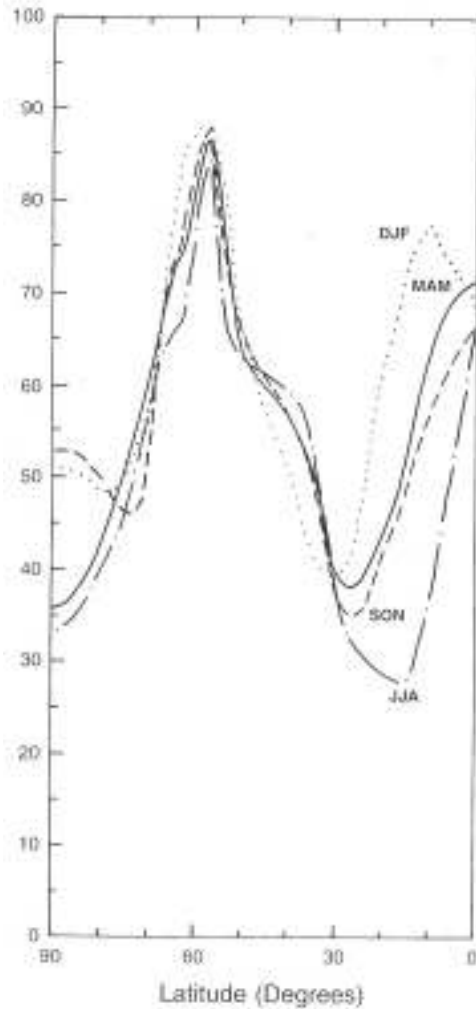
Imagen satelital infrarroja del NOAA-16 mostrando regiones de flujo catabático en la barrera del Ross.

Distribución de vientos de altura

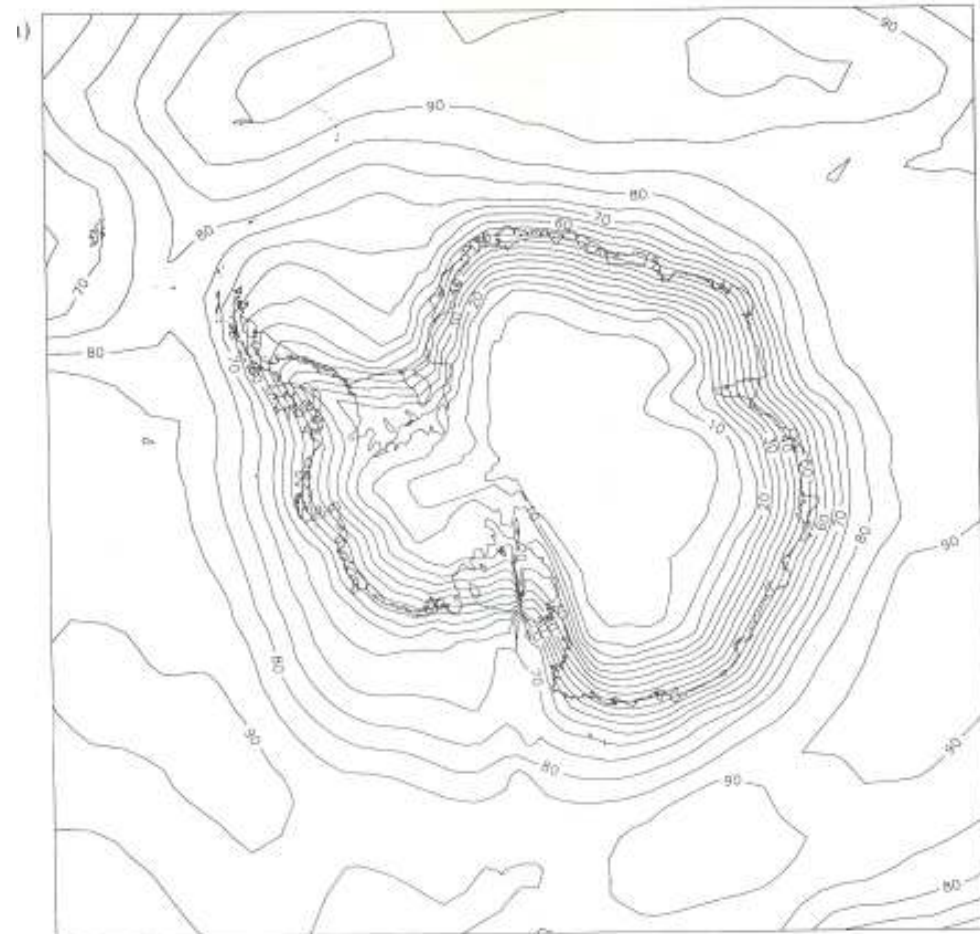


Vientos medios anuales
obtenidos de observaciones
de radiosondeos (Connolley
and King 1993)

Nubosidad



Promedio zonal de cobertura nubosa total media (en %) a partir de datos estaciones sobre tierra y barcos



Cobertura nubosa total media del verano (en %) a partir del ISCCP

Precipitación

- **Acumulación nieve en la Antártida:**

- Precipitación
- Sublimación
- Deriva de nieve
- Escurrimiento

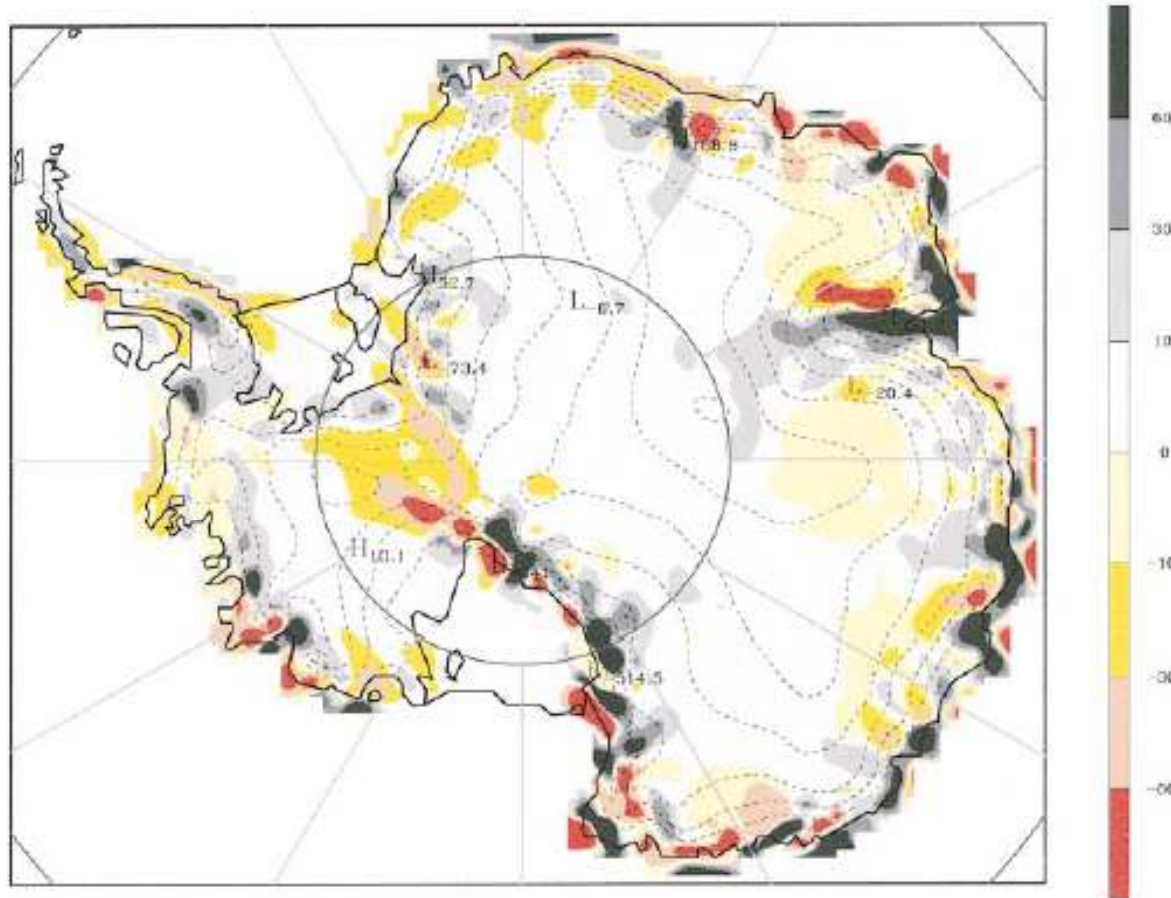
- **Métodos de observación:**

- Observaciones directas
- Técnicas de sensoramiento remoto
- Métodos glaciológicos

- **Métodos indirectos de estimación:**

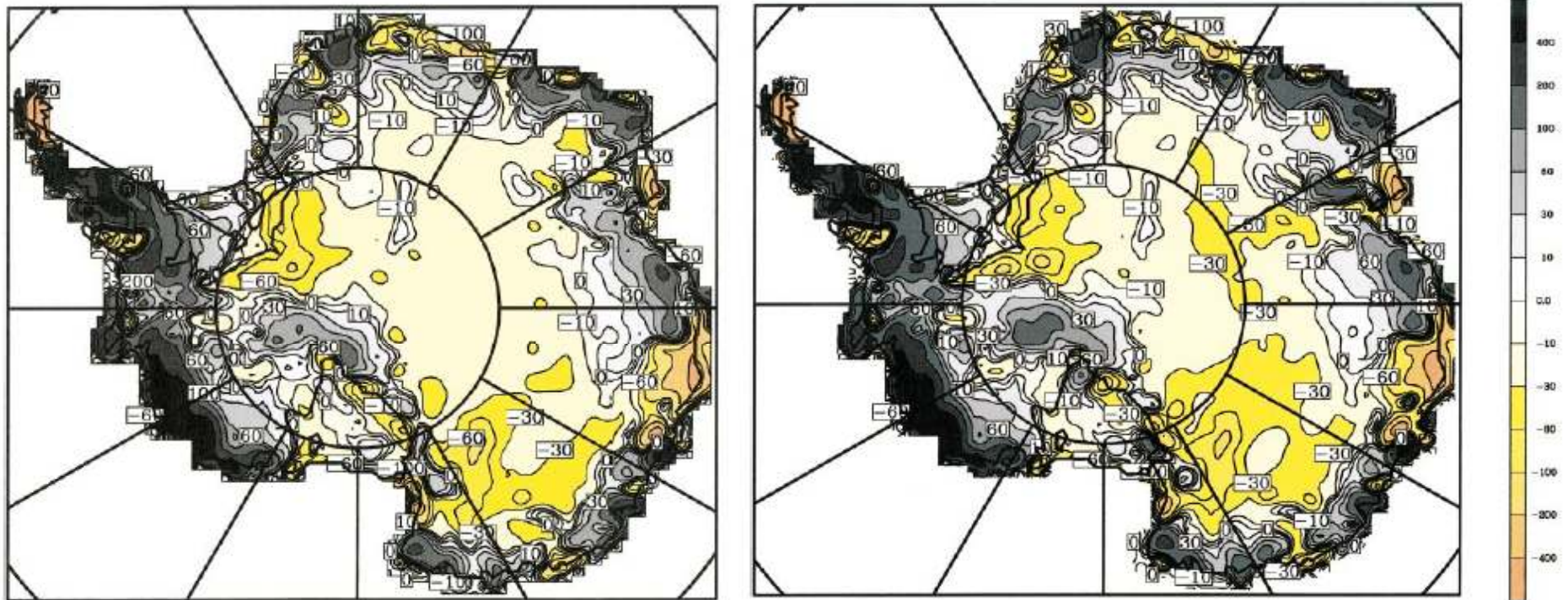
- Balance de humedad
- Modelos numéricos
- Dynamical retrieval methods

Transporte de nieve por los vientos catabáticos



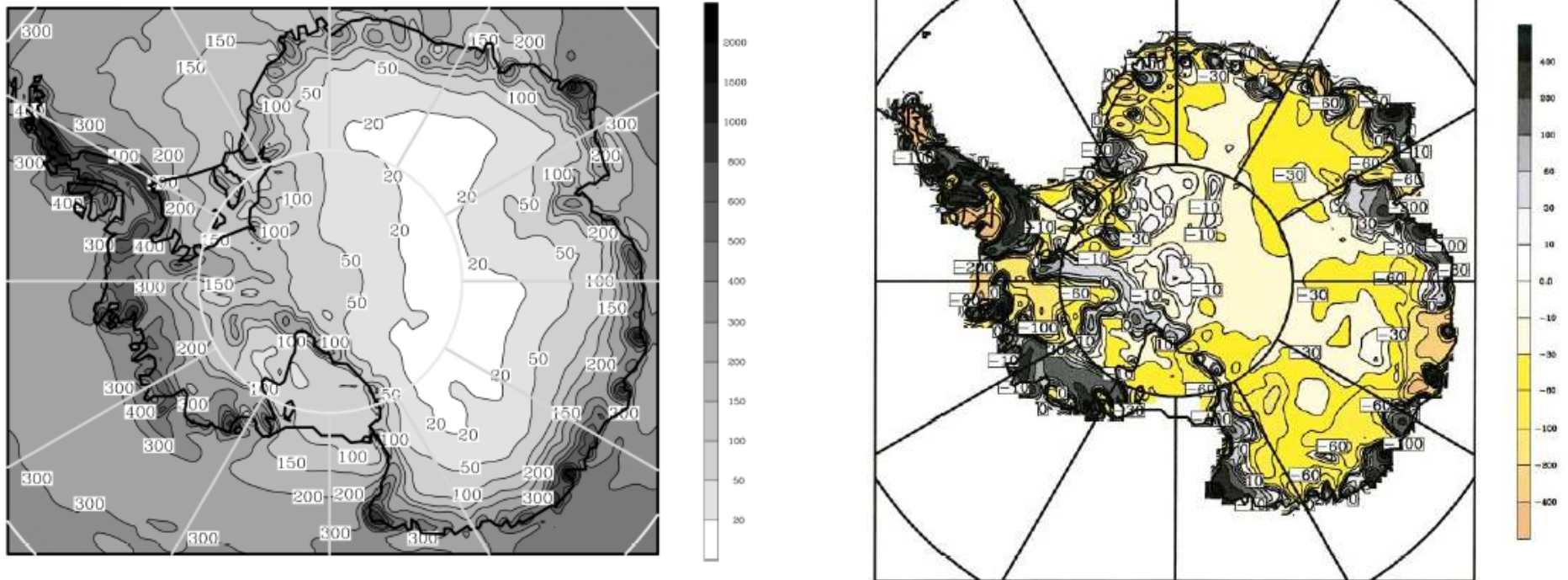
Divergencia del transporte de nieve derivante obtenido a partir de las simulaciones del MM5

(Bromwich et al. 2004)



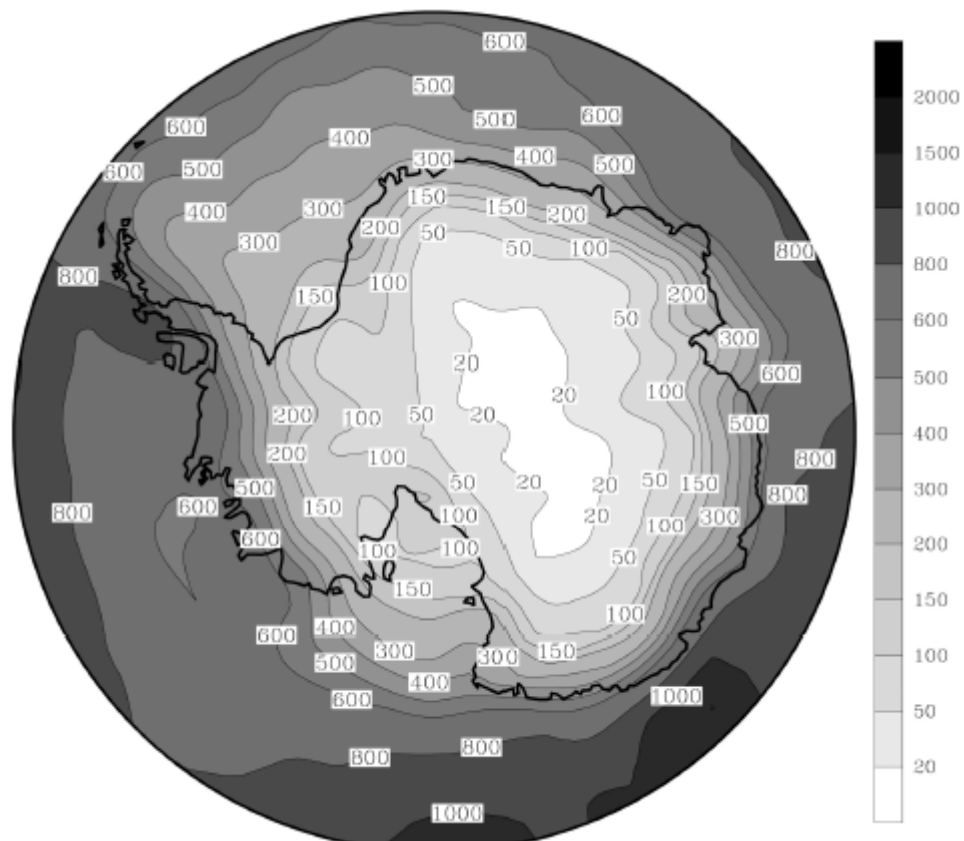
Diferencia entre (izquierda) P-E y (derecha) P-E-D simulados por el MM5 y la acumulación de nieve estimada a partir de observaciones (Vaughan et al. 1999)

(Bromwich et al. 2004)



(izquierda) P-E computada por “dynamical retrieval methods” y (derecha) su diferencia con respecto a la acumulación de nieve estimada a partir de observaciones (Vaughan et al. 1999)

(Bromwich et al. 2004)



P-E computada a partir de los reanálisis del NCEP

(Bromwich et al. 2004)

Referencias

- King, J. C., and J. Turner, 1997. Antarctic Meteorology and Climatology. J. C. King, and J. Turner, Cambridge Atmospheric and Space Science Series, Cambridge University Press.
- Bromwich, D. and T. Parish, 1998: Meteorology of the Antarctic, Cap. 4 Meteorology of the Southern Hemisphere. Meteorological Monographs, Vol. 27, No 49. American Meteorological Society.
- Bromwich, D., Z. Guo, L. Bai, and, Q.-S Chen, 2004: Modeled Antarctic Precipitation. Part I: Spatial and Temporal Variability. J. Climate, 17, 427-447.