

Universidad de Chile
Departamento de Geofísica

Introducción a la Meteorología y Oceanografía (2010)

Transferencia Radiativa II (Onda Larga)

Prof. René Garreaud
www.dgf.uchile.cl/rene

Constante Solar: Cuanta energía recibimos del sol

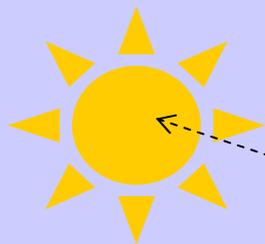
La energía emitida por el sol por unidad de area

$$E = \sigma T_s^4$$

Energía total que emite el sol

$$I = 4 * \pi * R_s^2 * E$$

Energía por unidad de area a la distancia de la tierra:



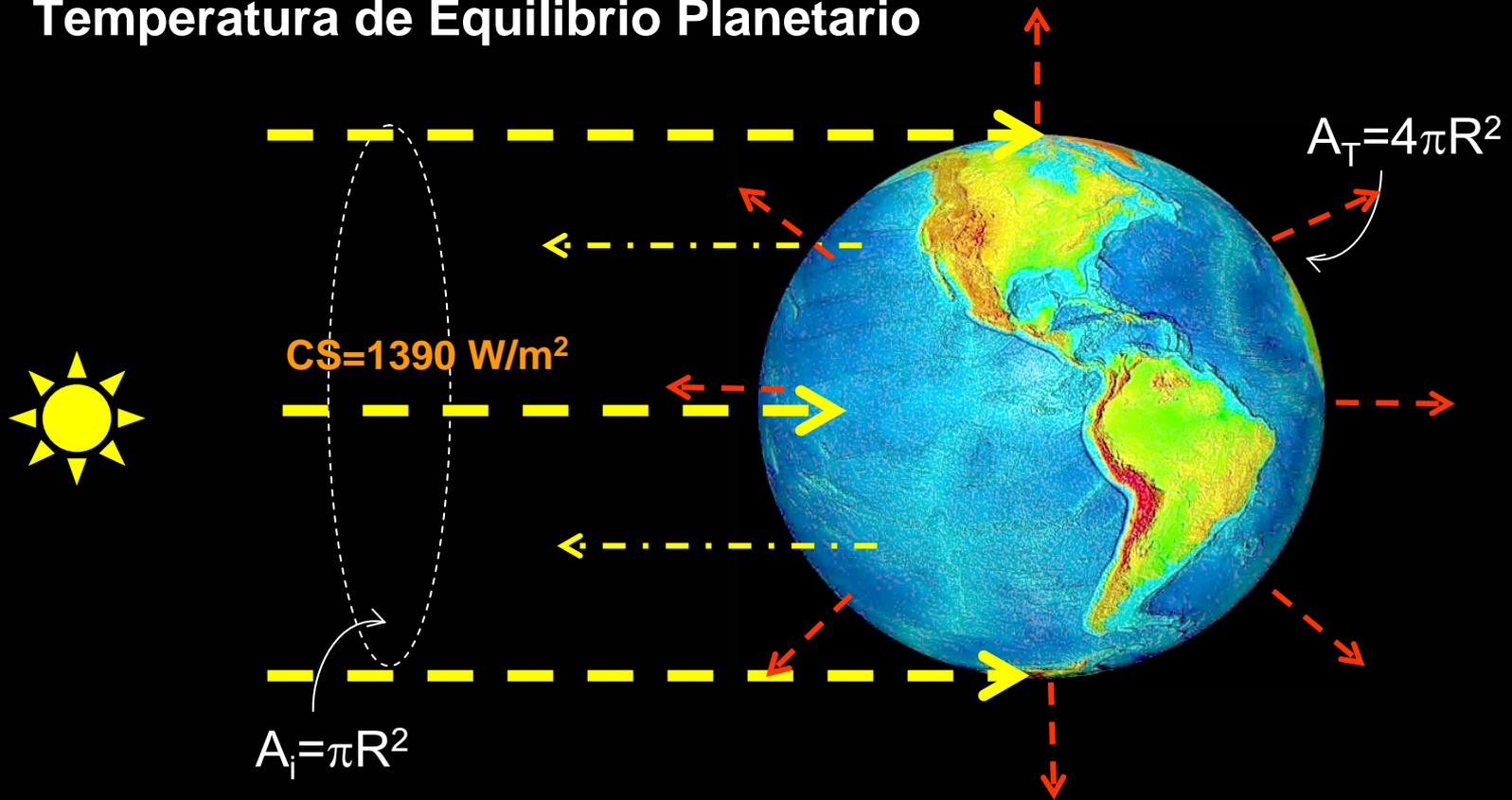
$$CS = I / (4 * \pi * D_{t-s}^2) = 1397 \text{ W/m}^2$$

D_{t-s}

Tarea: Determinar CS para cada planeta



Temperatura de Equilibrio Planetario



$$(1-\alpha) \cdot CS \cdot \pi \cdot R^2 = E_t \cdot 4 \cdot \pi \cdot R^2 \rightarrow E_t = 241 \text{ W/m}^2$$

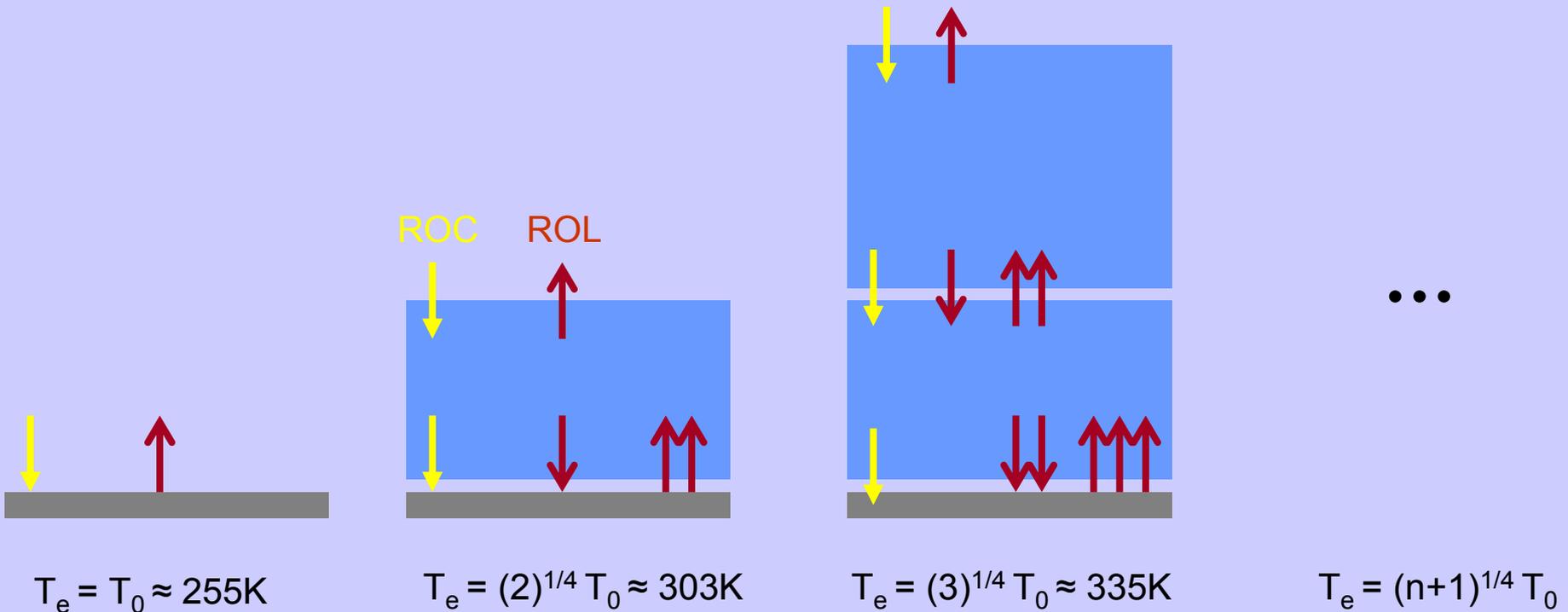
α = albedo planetario (RS reflejada): 0.3 para la tierra

$$E_t = \varepsilon \sigma T_e^4 \rightarrow T_e = 255 \text{ K} = -18^\circ\text{C!}$$

Introducción a la Meteorología – Rad. Onda Larga

UCH / FCFM / DGF – R. Garreaud

Efecto Invernadero: Atmósfera 100% transparente a ROC y 100% opaca a ROL. En estado estacionario hay equilibrio de flujos radiativos en cada interfase y cada capa es isotermal...



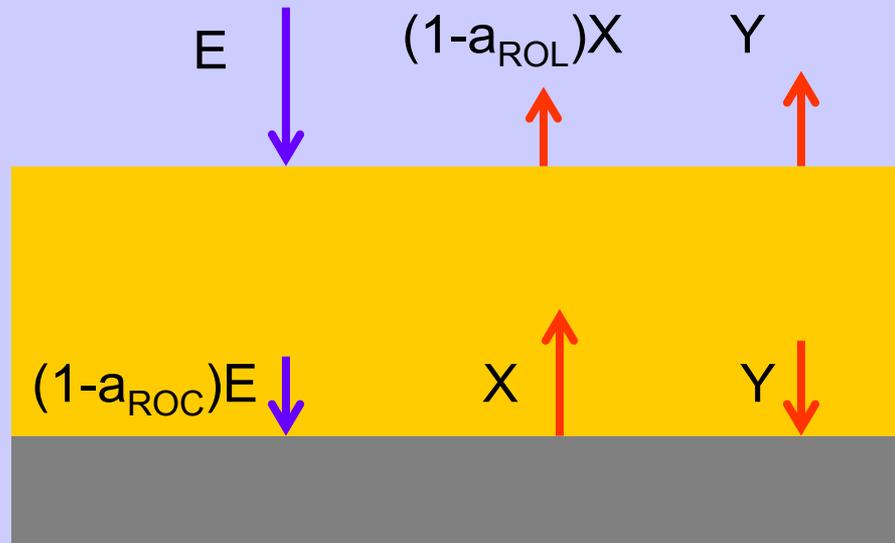
Un modelo simple de efecto invernadero

Para el planeta tierra:

$$E=241 \text{ W/m}^2$$

$$a_{\text{ROL}}=0.8$$

$$a_{\text{ROC}}=0.1$$

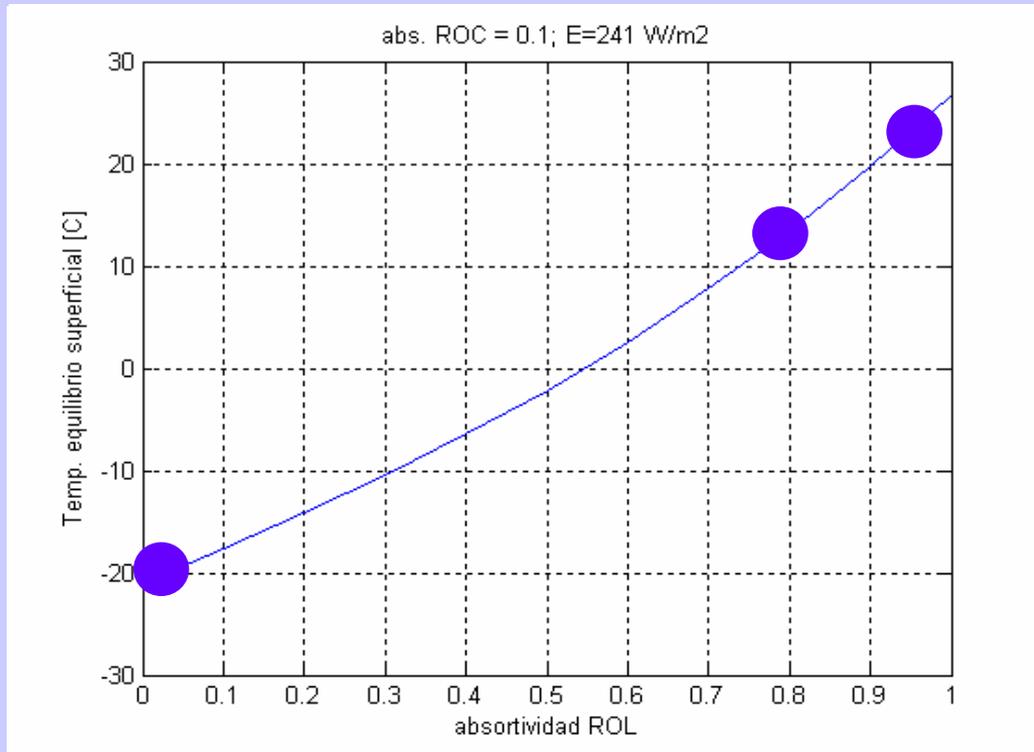


$$\text{Bal. Rad. al tope} \quad (1-a_{\text{ROL}})X + Y = E$$

$$\text{Bal. rad. superficie} \quad (1-a_{\text{ROC}})E + Y = X$$

$$X = \sigma T_s^4 = E (2-a_{\text{ROC}}) / (2-a_{\text{ROL}})$$

Un modelo simple de efecto invernadero



→ a_{ROL} aumenta con $p\text{CO}_2$

→ T_s aumenta si se incrementa a_{ROL}

Introducción a la Meteorología – Rad. Onda Larga

UCH / FCFM / DGF – R. Garreaud

Completar la siguiente tabla....C1!

Planeta	Constante Solar (W/m^2)	Albedo	T. Equil. Teorica [C]	Temp. Observada desde fuera [C]	Temp. Superficial observada [C]
Mercurio		0.06		169	?
Venus		0.78		-46	+477
Tierra		0.30		-18	+15
Marte		0.17		-57	-47
Jupiter		0.45		-148	?

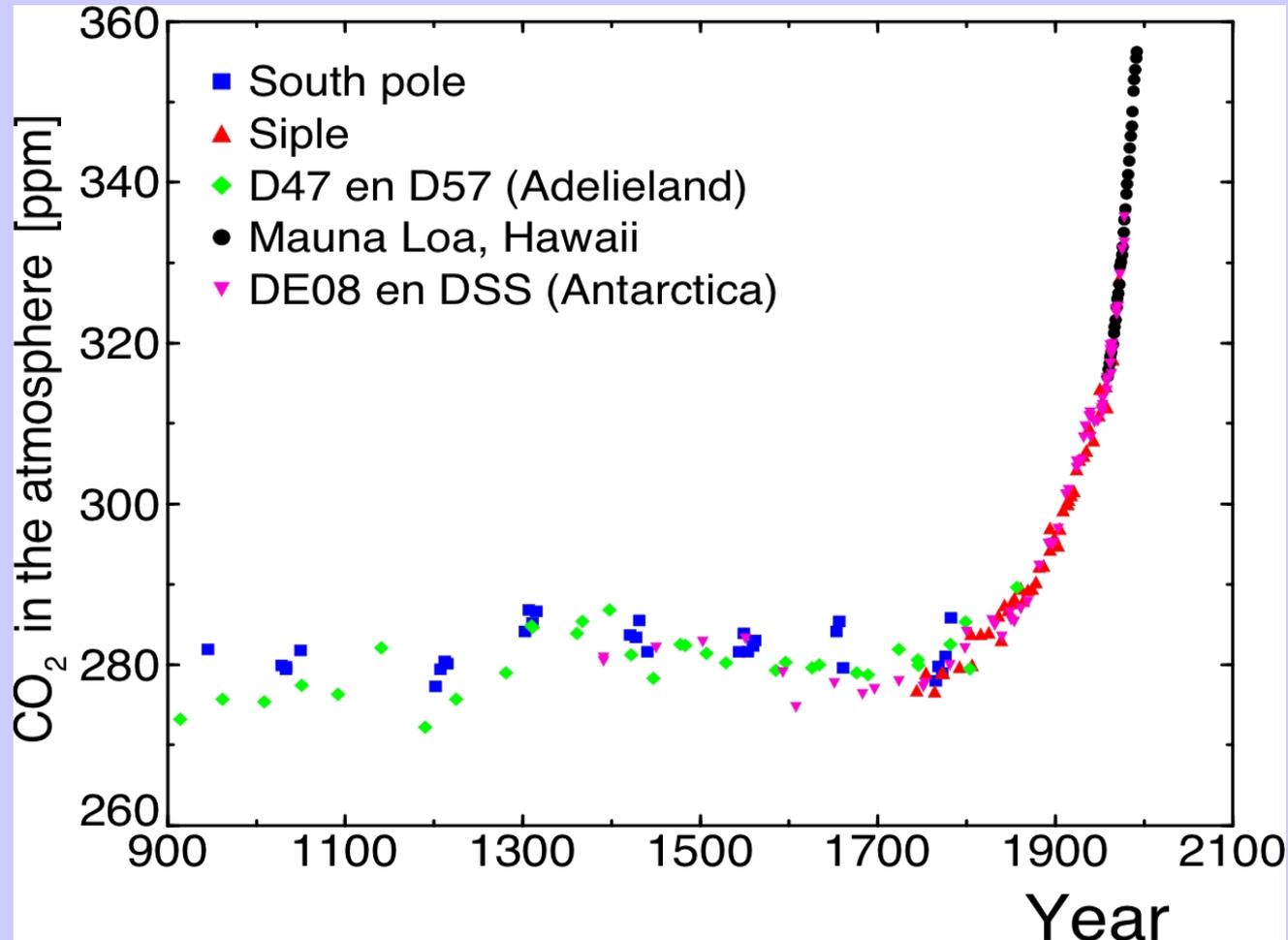
Recuerde emplear °K en las formulas y luego convertir a °C.

¿por qué la Venus observado desde afuera es más frío que la Tierra pese a estar mas cerca del sol?

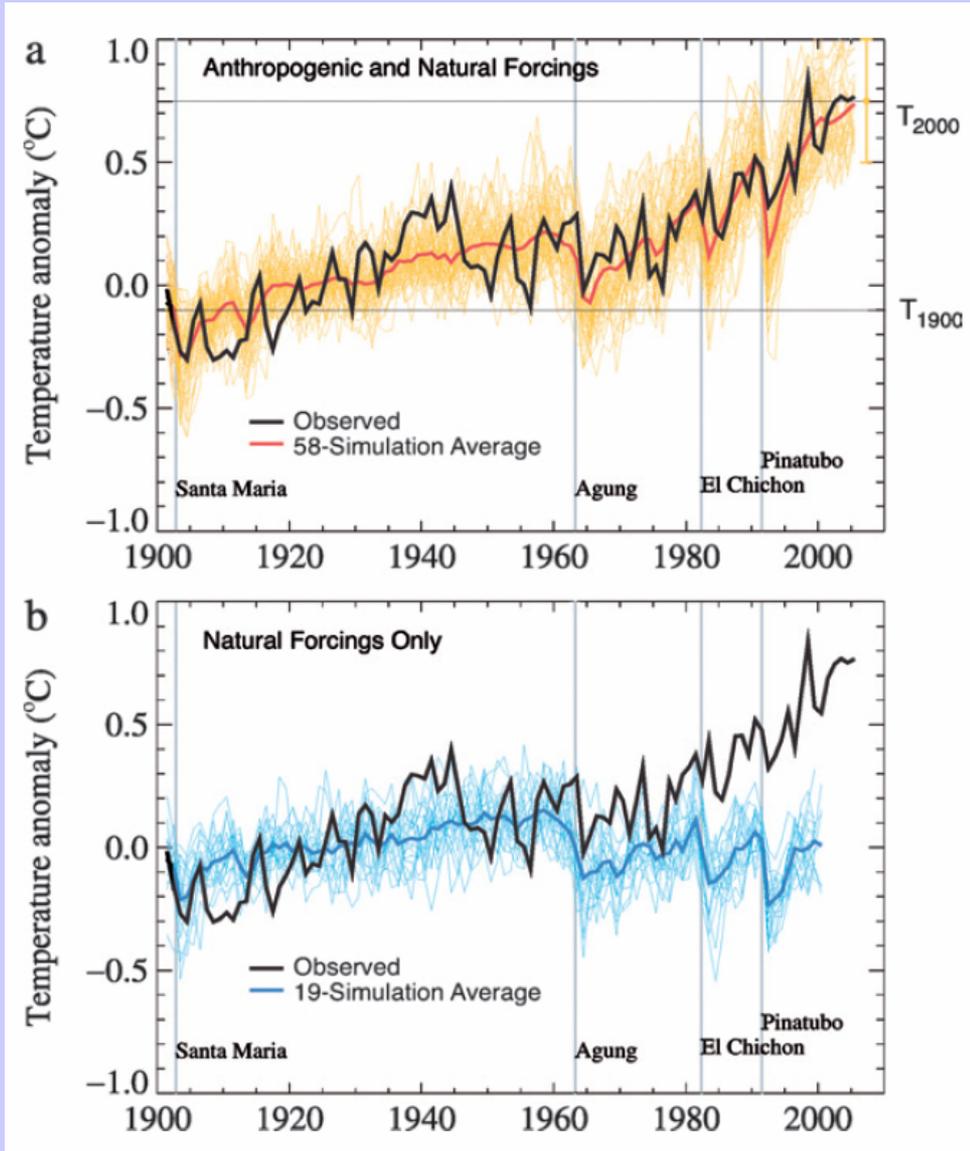
¿qué planeta tiene el mayor y menor efecto invernadero? ¿cuáles son las gases invernadero mas relevantes en cada caso?

¿qué puede explicar la discrepancia en el caso de Jupiter?

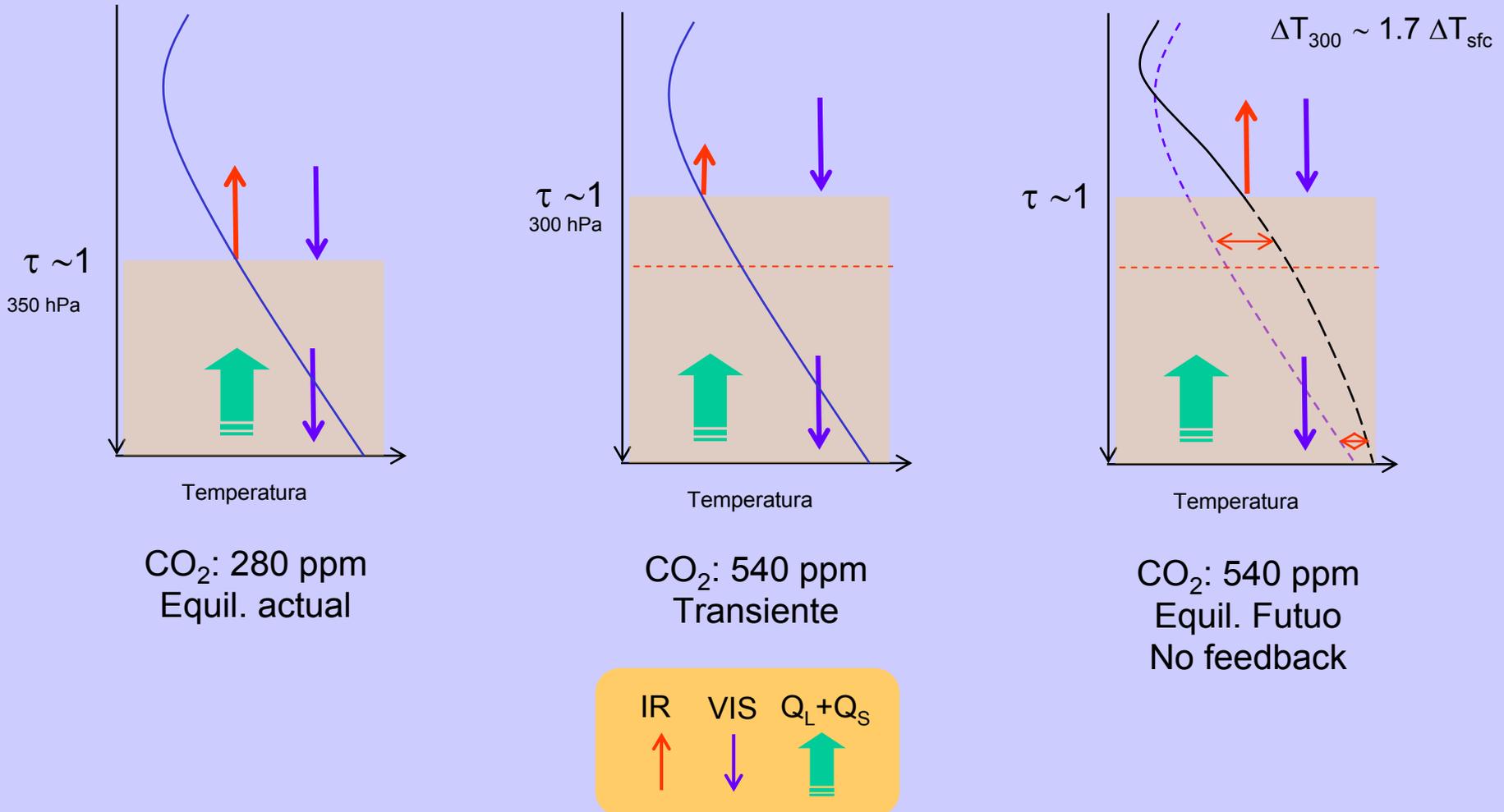
Cambios observados en CO₂ → Cambios observados en Tsfc



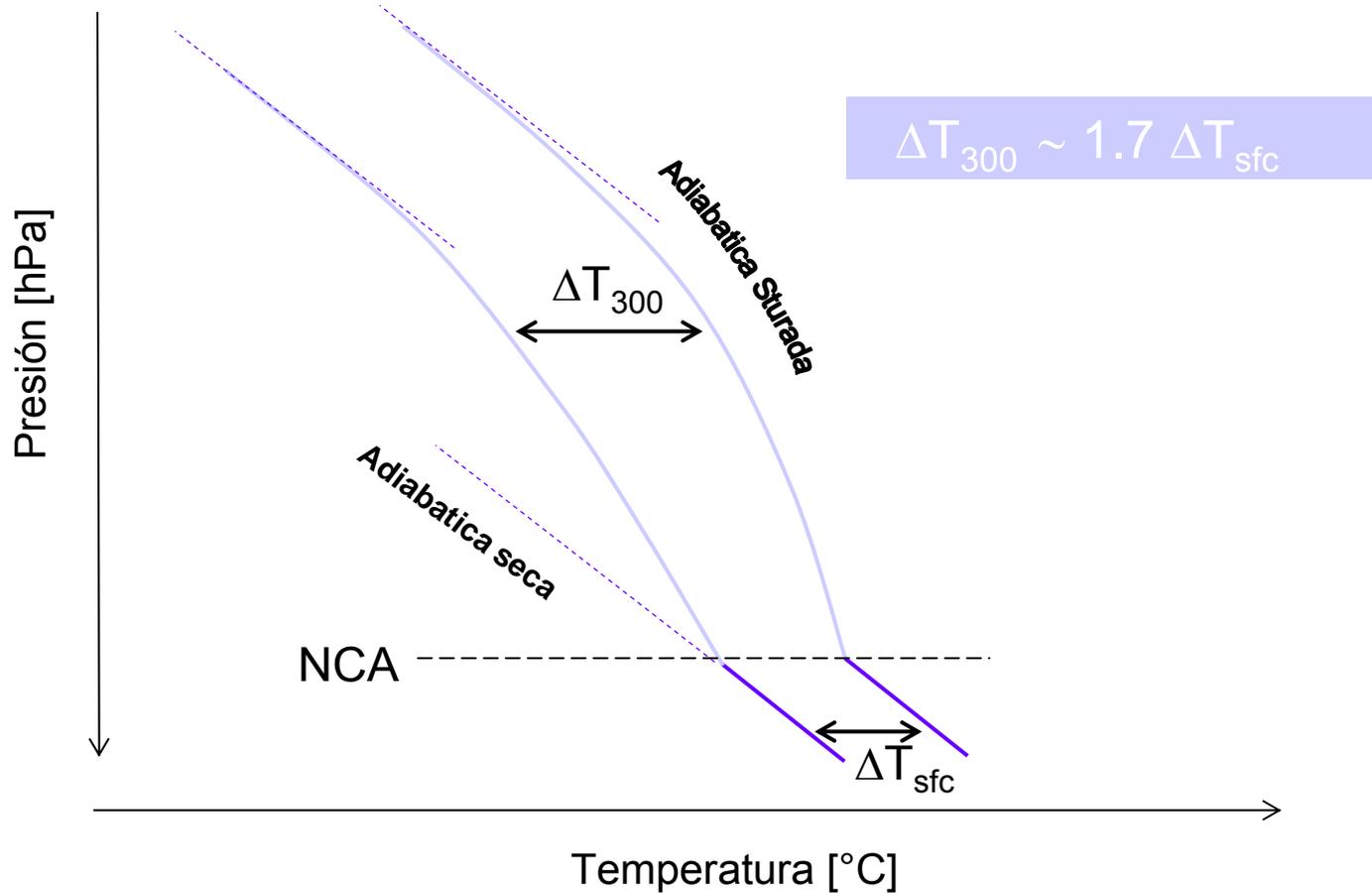
Cambios observados y simulados en Tsfc



Efecto invernadero, versión 2 (Lindzen 1999, 2007)

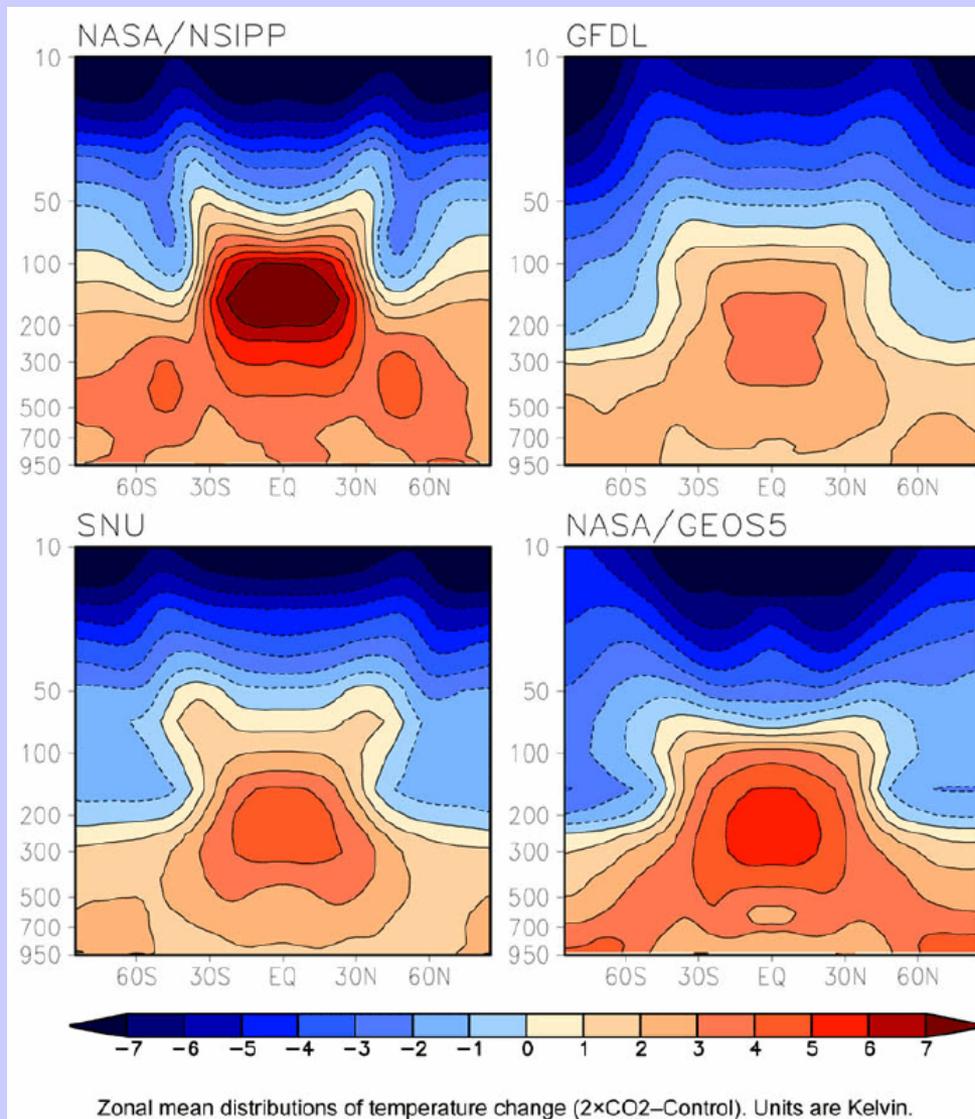


Efecto invernadero, versión 2 (Lindzen 1999, 2007)



Efecto invernadero, versión 2

Promedio zonal cambio temperatura $2 \times \text{CO}_2$ -CTR



Cambios observados y simulados en T(z): Santer et al.

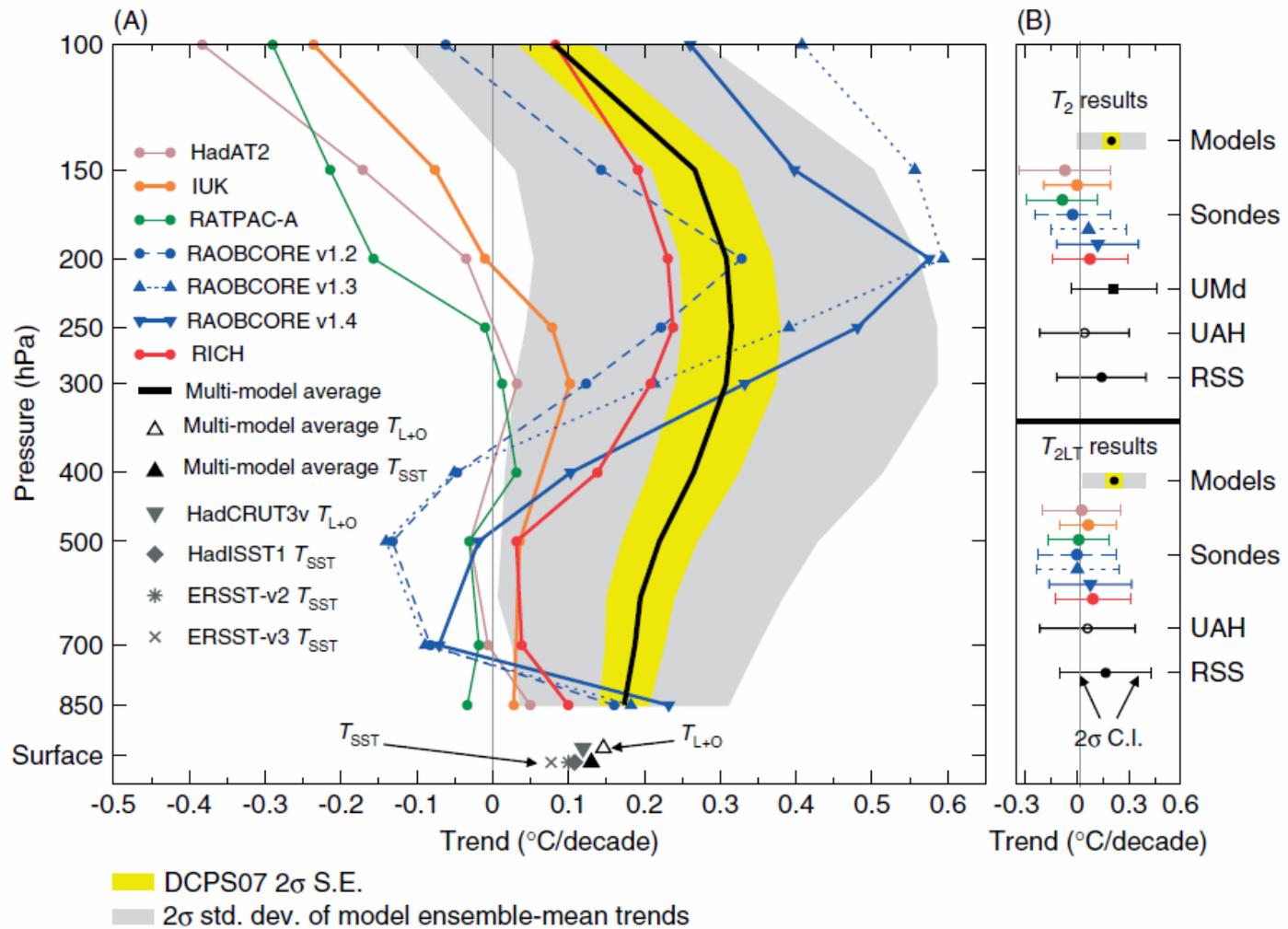
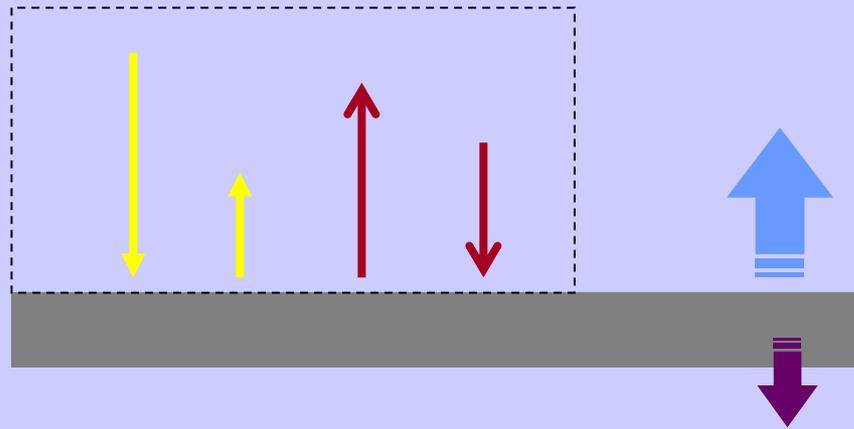


Figure 6. Vertical profiles of trends in atmospheric temperature (panel A) and in actual and synthetic MSU temperatures (panel B).

Radiación Neta

$$RN = OC_{\downarrow} + OC_{\uparrow} + OL_{\downarrow} + OL_{\uparrow}$$



Balance Energía Superficial...múltiples aplicaciones

$$\rho C_p h \frac{\partial T}{\partial t} = OC_{\downarrow} + OC_{\uparrow} + OL_{\uparrow} + OL_{\downarrow} + Ft + G$$

Todos los términos anteriores pueden ser medidos ☺ o estimados ☹

Tabla 1: Ecuaciones para estimar la radiación de onda corta y larga.

Ecuación	Variables
Burridge y Gadd (1974): $RS \downarrow = S(0,6 + 0,2sen\psi)(1 - 0,4\sigma_{CH})(1 - 0,7\sigma_{CM})(1 - 0,4\sigma_{CL})sen\psi$	$sen\psi, \sigma_{CH}, \sigma_{CM}$ y σ_{CL}
Burridge y Gadd (1974): $RS \uparrow = -aRS \downarrow$	a
Burridge y Gadd (1974): $ROL^* = (-96,4Wm^{-2})(1 - 0,1\sigma_{CH} - 0,3\sigma_{CM} - 0,6\sigma_{CL})$	σ_{CH}, σ_{CM} y σ_{CL}
Paltridge y Platt (1976): $ROL^* = \sigma_{SB}T_a^4(0,94 \cdot 10^{-5}T_a^2 - 1) - 0,3\epsilon_{IR}\sigma_{SB}T_a^4C$	ϵ_{IR}, T_0, T_a y C
Stefan-Boltzmann: $ROL \uparrow = \epsilon_{IR}\sigma_{SB}T_0^4$	ϵ_{IR} y T_0
Swinbank's (1963): $ROL \downarrow = 0,94 \cdot 10^{-5}\sigma_{SB}T_a^6$	T_a
Idso (1981): $ROL \downarrow = [0,7 + 5,95 \cdot 10^{-5}e_a exp(1500/T_a)]\sigma_{SB}T_a^4$	e_a y T_a

σ_{CH} = fracción nubosidad alta

σ_{CM} = fracción nubosidad media

σ_{CL} = fracción nubosidad baja

ψ = complemento del ángulo cenital

e_a = presión de vapor (hPa)

$\sigma_{SB} = 5,67 \cdot 10^{-8} (Wm^{-2}K^4)$

ϵ_{IR} = emisividad superficial (Tabla 2)

a = albedo superficial (Tabla 2)

T_0 = temperatura del suelo (K)

T_a = temperatura del aire (K)

C = fracción de cielo cubierto

S = constante solar ($1360 W/m^2$)

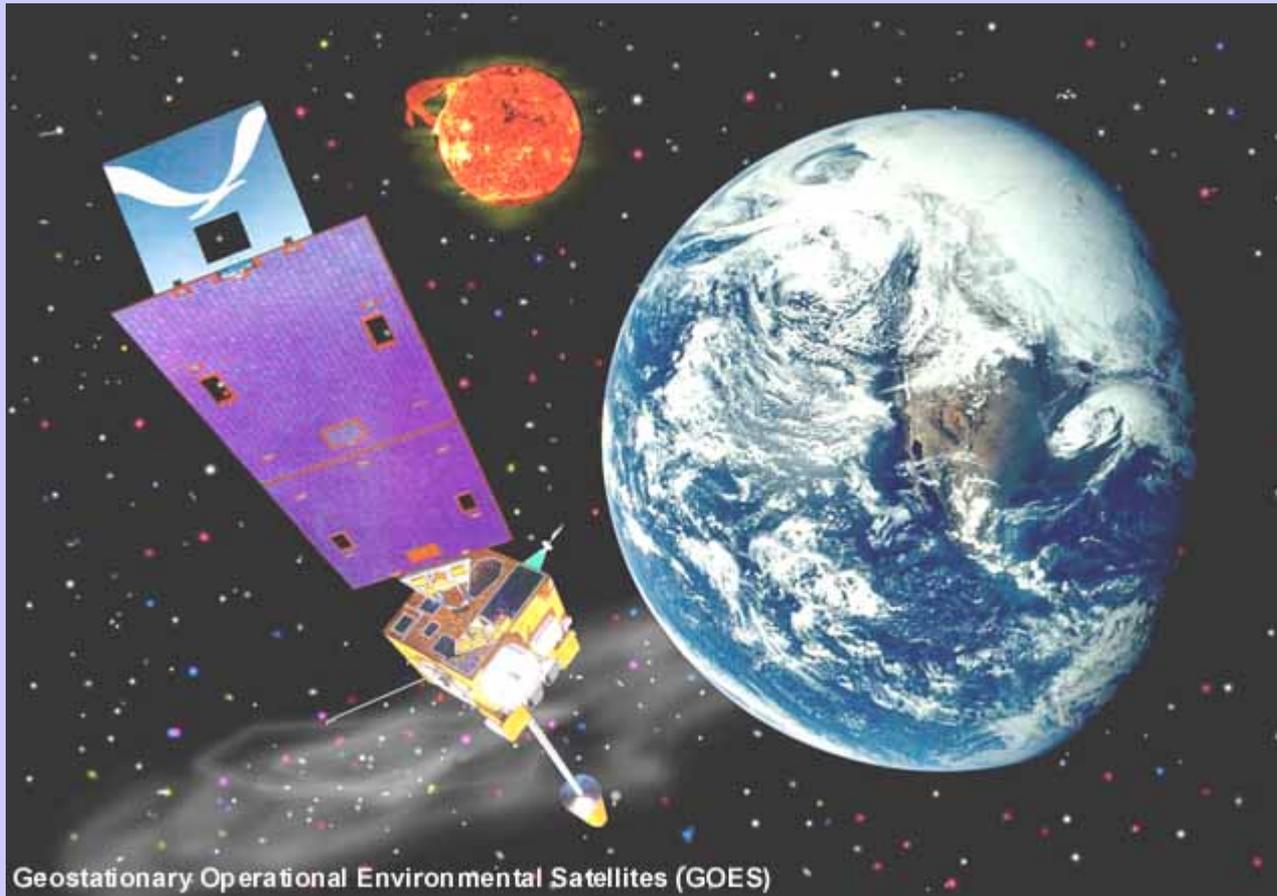
Introducción a la Meteorología – Rad. Onda Larga
UCH / FCFM / DGF – R. Garreaud

Tabla 2: Albedo superficial y emisividad superficial para distintas superficies.

Tipo de suelo	Albedo (a)	Emisividad (ϵ_{IR})
Tierra/cemento	0,05-0,40	0,90-0,98
Desierto	0,20-0,45	0,84-0,91
Césped	0,16-0,26	0,90-0,95
Suelo agrícola	0,15-0,25	0,90-0,99
Bosque	0,15-0,20	0,97-0,98
Agua	0,03-0,10	0,92-0,97
Nieve	0,40-0,95	0,82-0,99
Hielo	0,20-0,45	0,92-0,97

Introducción a la Meteorología – Rad. Onda Larga UCH / FCFM / DGF – R. Garreaud

Aplicación: Imágenes Satelitales en Meteorología

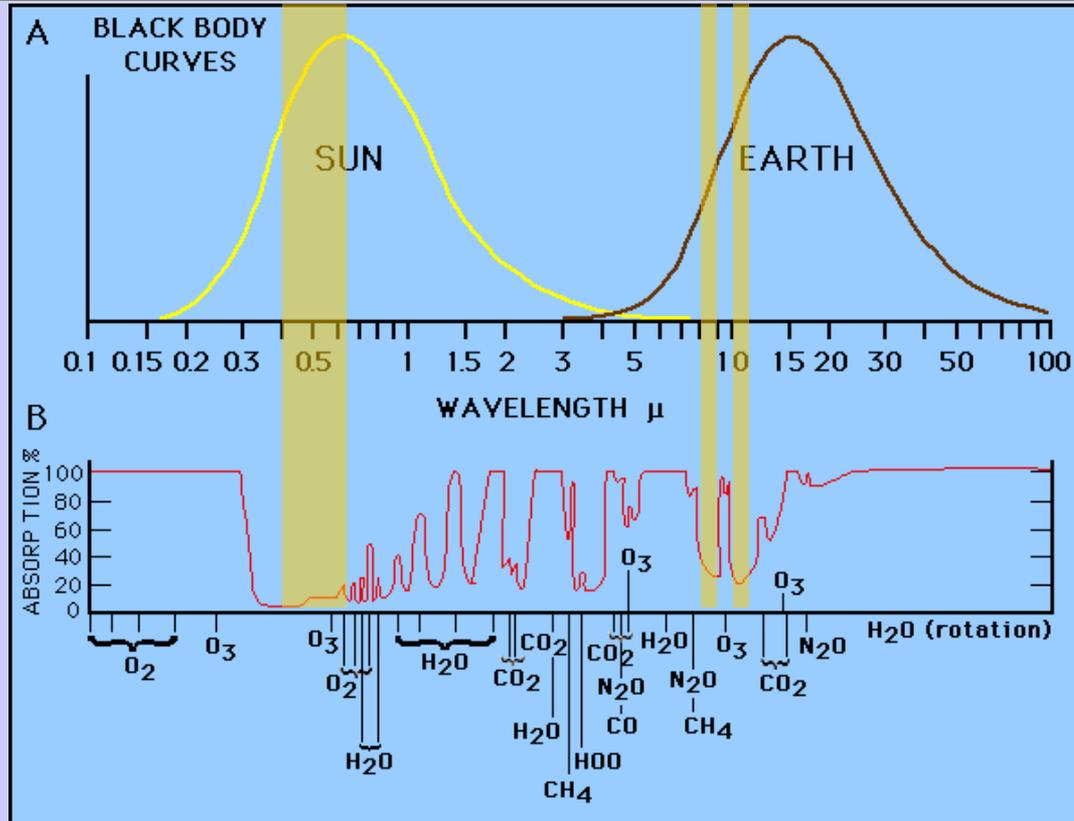


Satelite GOES-12: Geoestacionario (siempre a 80°W),
36.000 km sobre la superficie del planeta.

Introducción a la Meteorología – Rad. Onda Larga

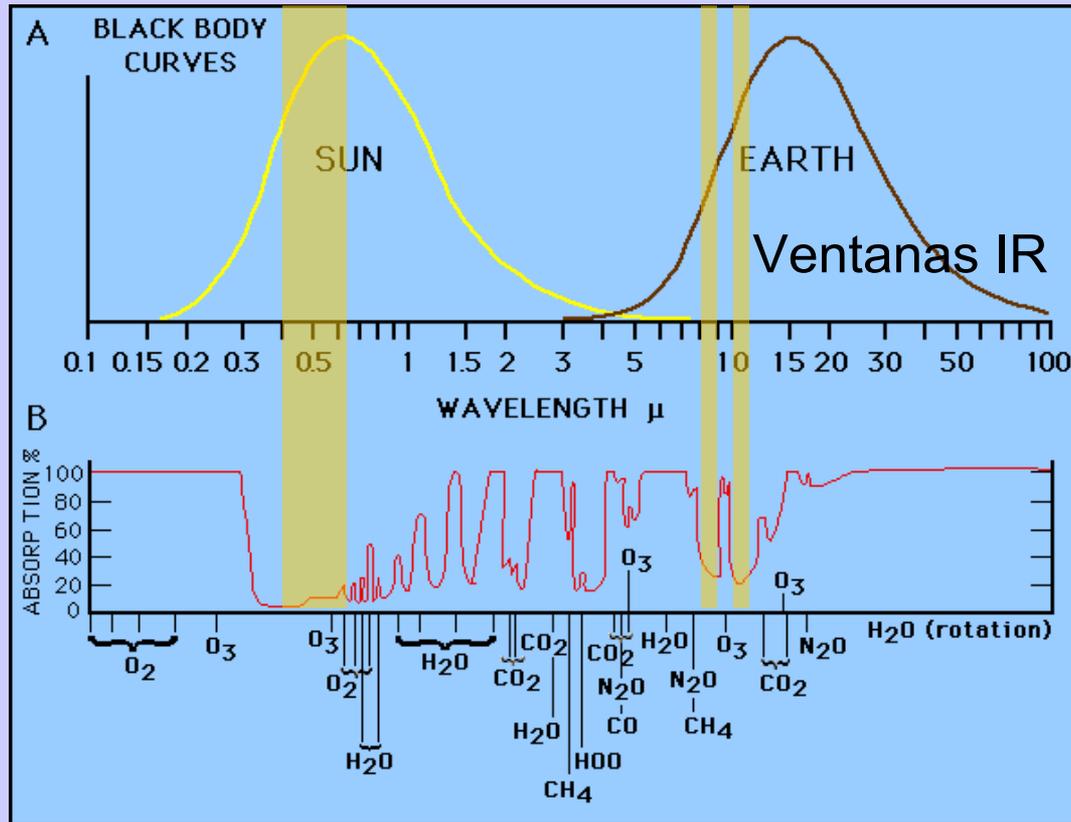
UCH / FCFM / DGF – R. Garreaud

Ventana VIS



Recordemos que la atmósfera es transparente a la ROC. Entonces un satélite “mirando” hacia la tierra en el rango 0.4-0.7 μ m vera la radiación reflejada por la superficie del planeta o las nubes sobre ella.

Las diferencias de reflectividad (energía reflejada y recibida por el satélite) permiten distinguir diversos rasgos: zonas con nubes, océanos, continentes, nieve, etc.

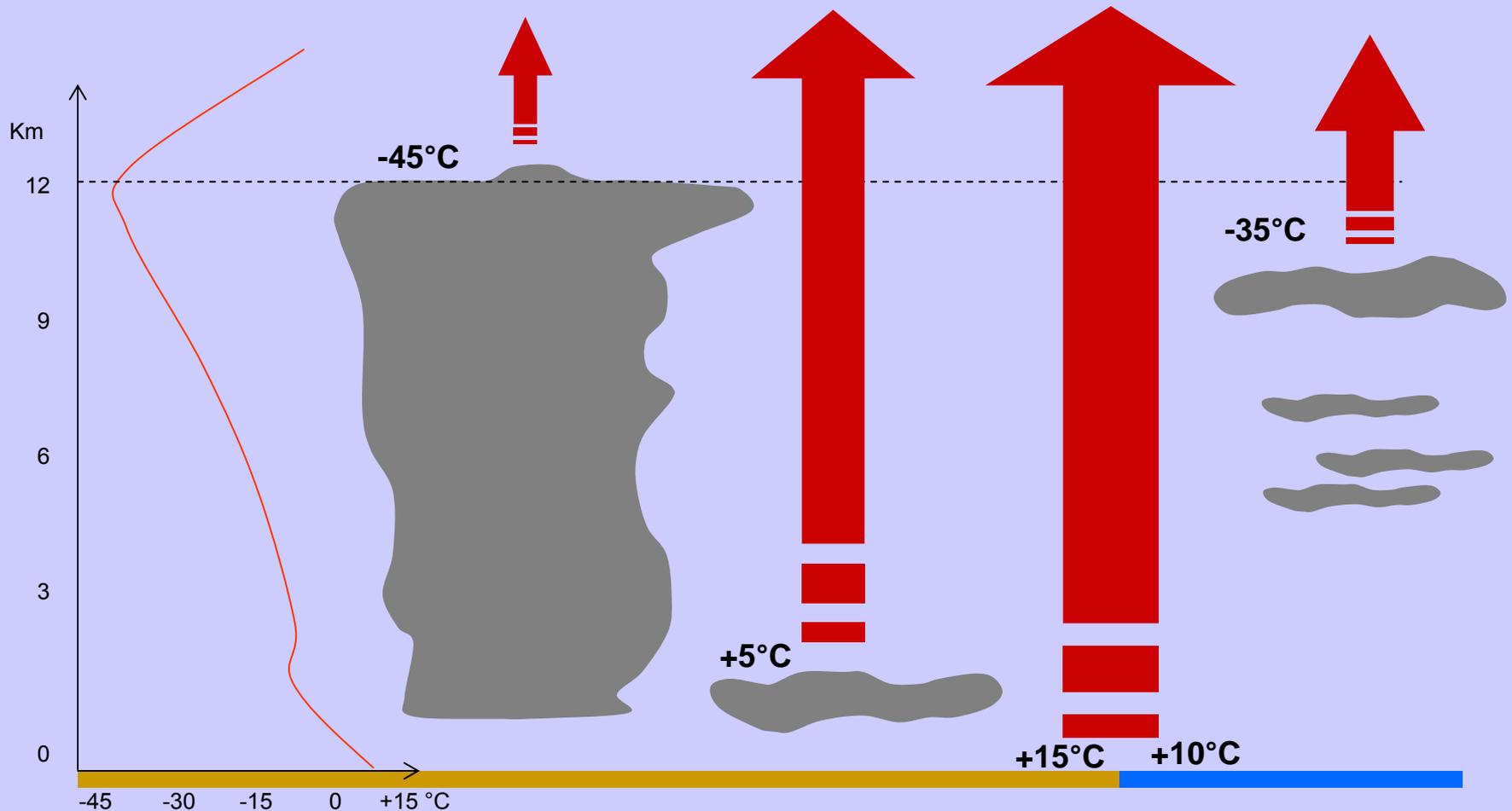


La atmósfera en cambio es muy opaca a la ROL. Sin embargo, la ROL a 8 μm y 11 μm es debilmente absorvida. Estos rangos se denominan **ventana infraroja**.

Si el satélite “mira” en esas ventanas, la mayor parte de la energía proviene de la superficie del planeta o las nubes sobre ella. Podemos usar ademas $E = \epsilon \sigma T^4$ para poder estimar la temperatura del cuerpo emisor. Menor radiación → temperatura más baja → tope mas alto

$E^* = \sigma T^4$ + Major part of "earth" Energy in IR band + Atmospheric IR Windows
→ IR satellite measurements can be used to estimate "surface" temperatures and eventually cloud top height

Caveats: Obscuring effects, atmospheric effects, no info. on cloud depth

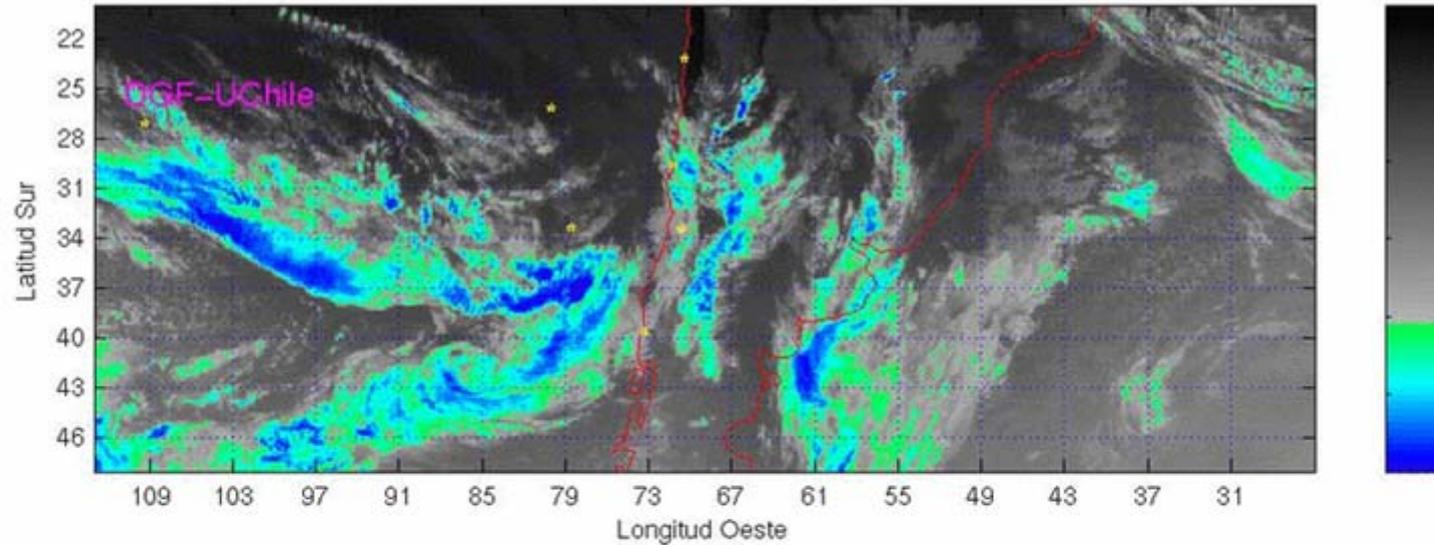


Introducción a la Meteorología – Rad. Onda Larga

UCH / FCFM / DGF – R. Garreaud

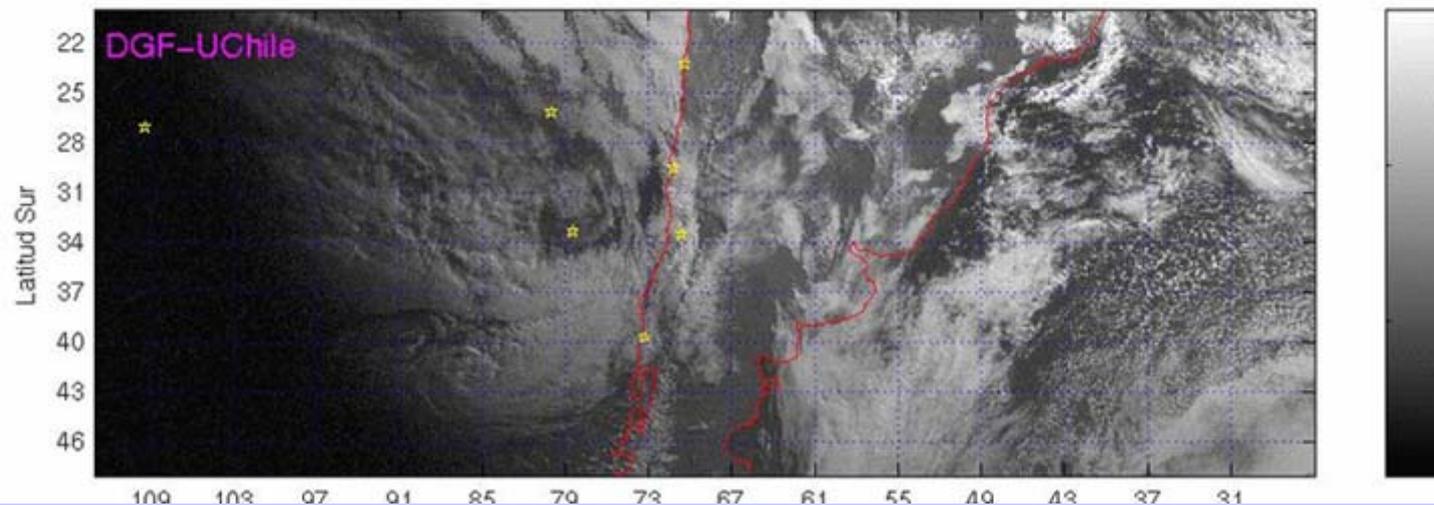
GOES-8 Canal IR2

2006-06-30-1339



GOES-8 Canal VIS

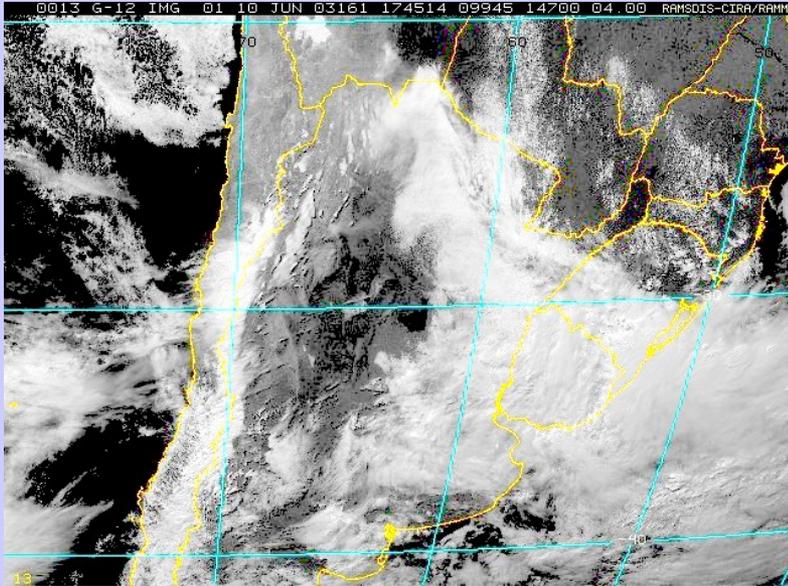
2006-06-30-1339



Introducción a la Meteorología – Rad. Onda Larga

UCH / FCFM / DGF – R. Garreaud

VIS



IR2

