



SCA7002

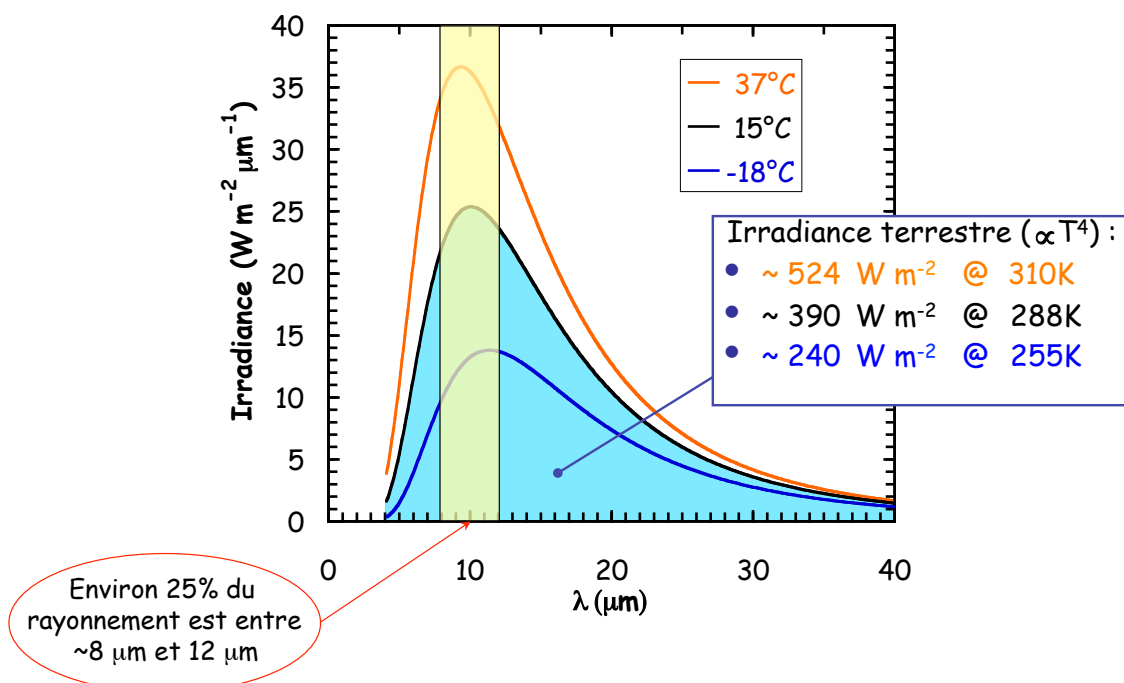
Physique de l'atmosphère

Table des matières

3. Le rayonnement atmosphérique et terrestre

- Le rayonnement infrarouge
 - Absorption et émission
 - La fenêtre atmosphérique : le spectre infrarouge vu de l'espace
- L'effet de serre
- La variabilité de l'effet de serre
 - Le forçage par les gaz à effet de serre
 - Le forçage par les nuages et la glace de mer
- Télédétection du profil vertical de température

Spectre d'émission à l'infrarouge





Rad-3.3

Émissivité et absorptivité à bande large

Il est courant pour un **corps gris** de définir l'**émissivité** et l'**absorptivité à bande large** par :

$$\varepsilon \triangleq \frac{I(\text{émis})}{B} = \frac{I(\text{émis})}{\sigma T^4} \leq 1$$

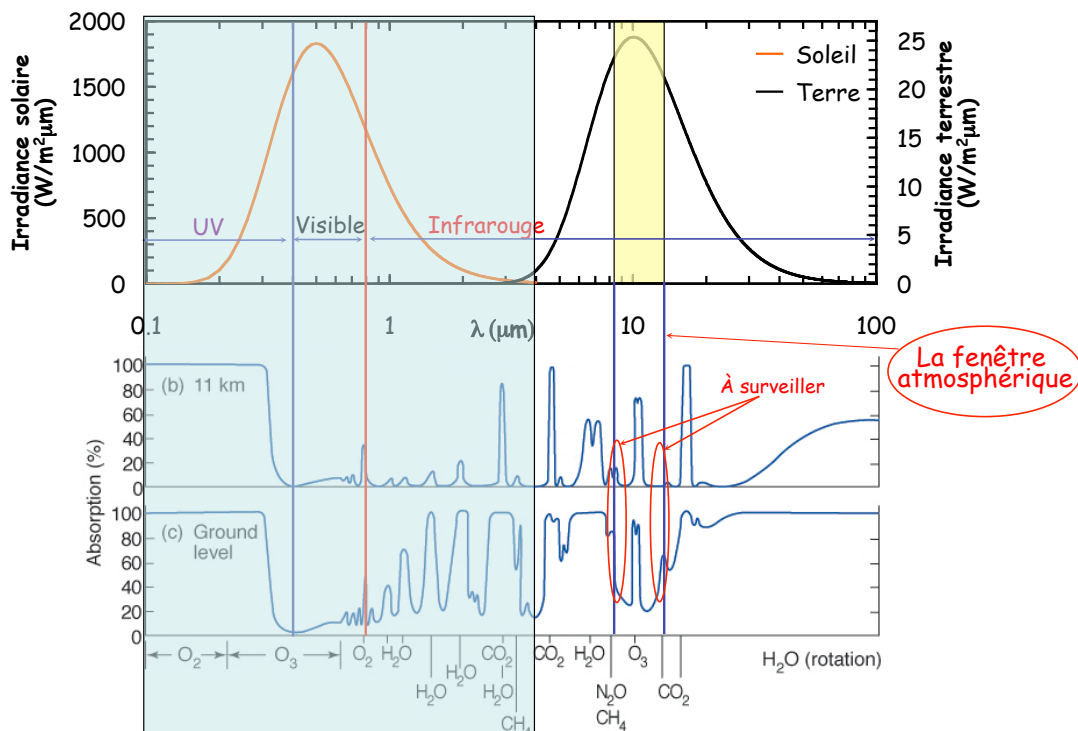
$$A \triangleq \frac{I(\text{absorbé})}{I(\text{incident})} \leq 1$$

Émissivités/absorptivités à bande large (IR)	
Surface aquatique calme	0,94 - 0,96
Surface glacée	0,92 - 0,94
Neige	0,99
Surface continentale (valeur moyenne)	0,95



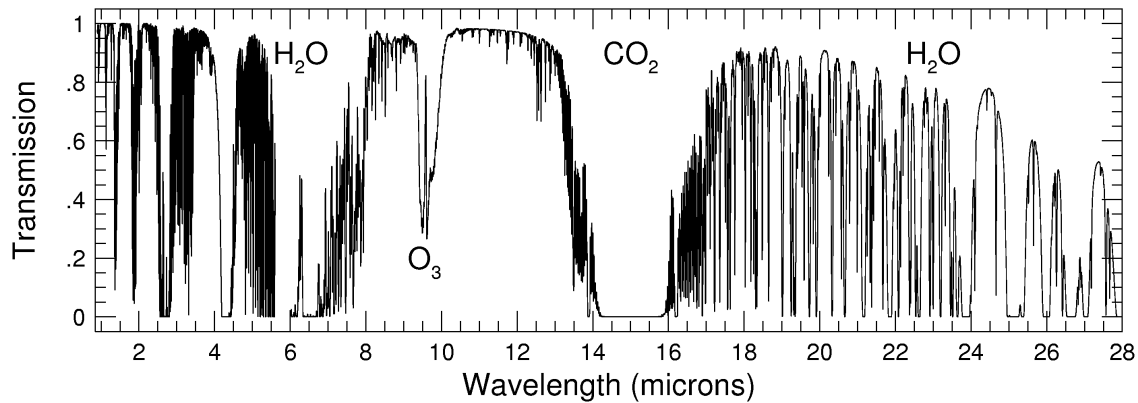
Rad-3.4

Spectres d'absorption atmosphérique



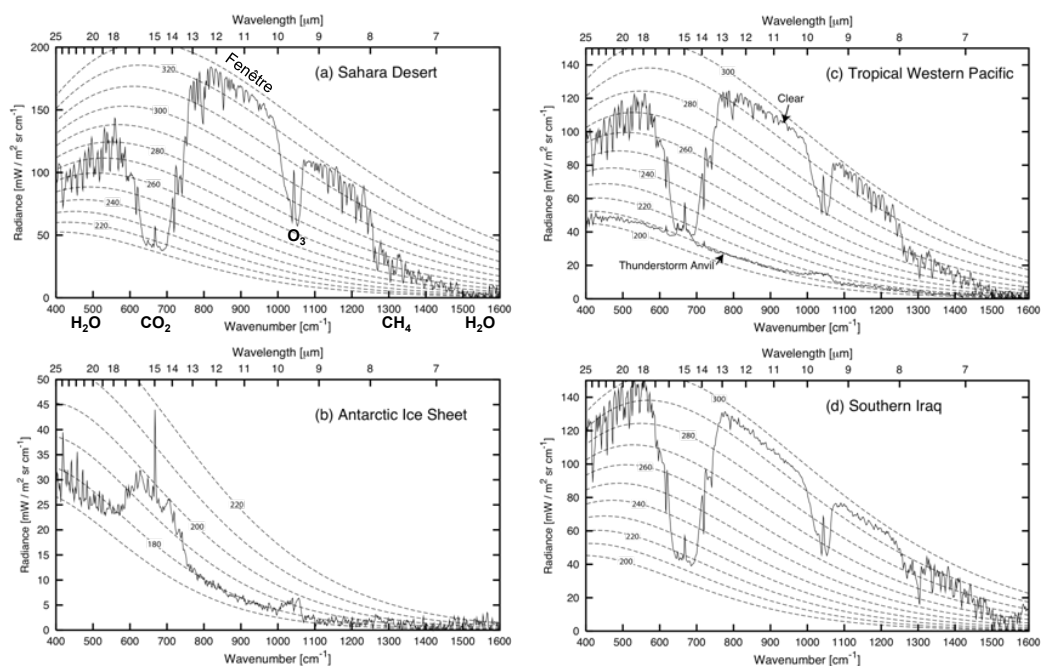
Transmissivité de l'atmosphère

Richard W. Pogge, Professor of Astronomy, The Ohio State University, Department of Astronomy



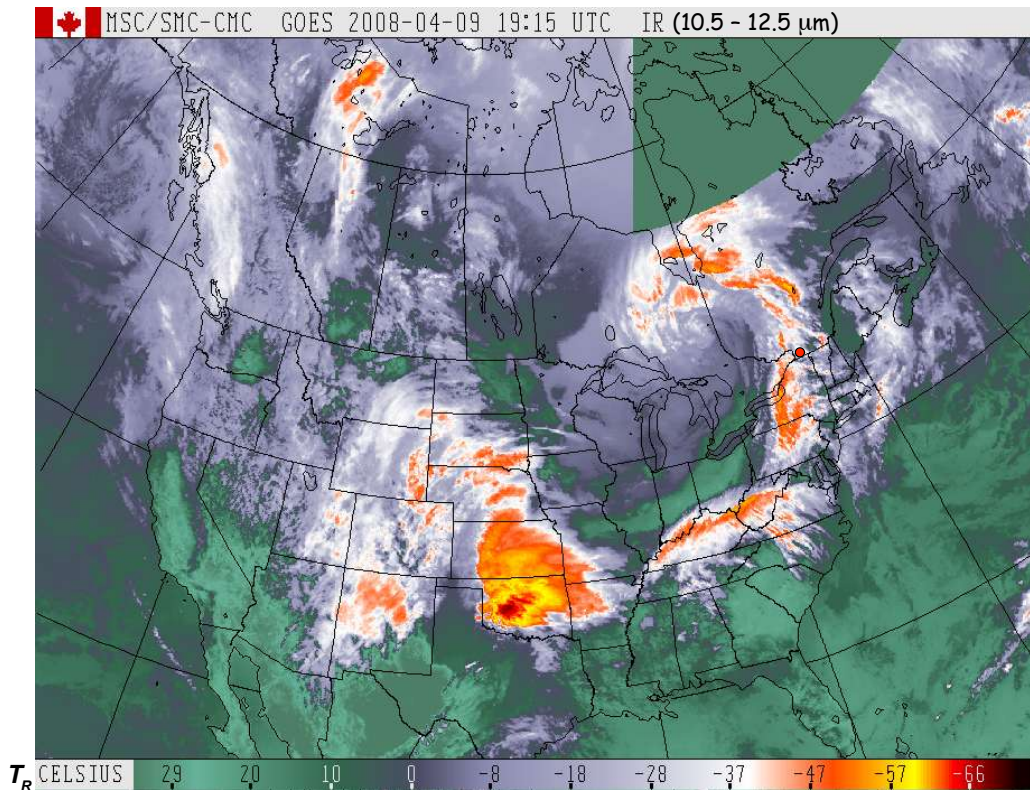
- La fenêtre atmosphérique correspond à la gamme de longueurs d'onde entre ~8 et 12 μm qui « ne sont pas absorbées » par l'atmosphère.
- Ces longueurs d'onde sont éventuellement absorbées par les hydrométéores (nuages).

Spectres à l'infrarouge vu de l'espace JGR 1972, American Geophysical Union



Images satellitaires (infrarouge)

Rad-3.7



Rad-3.8

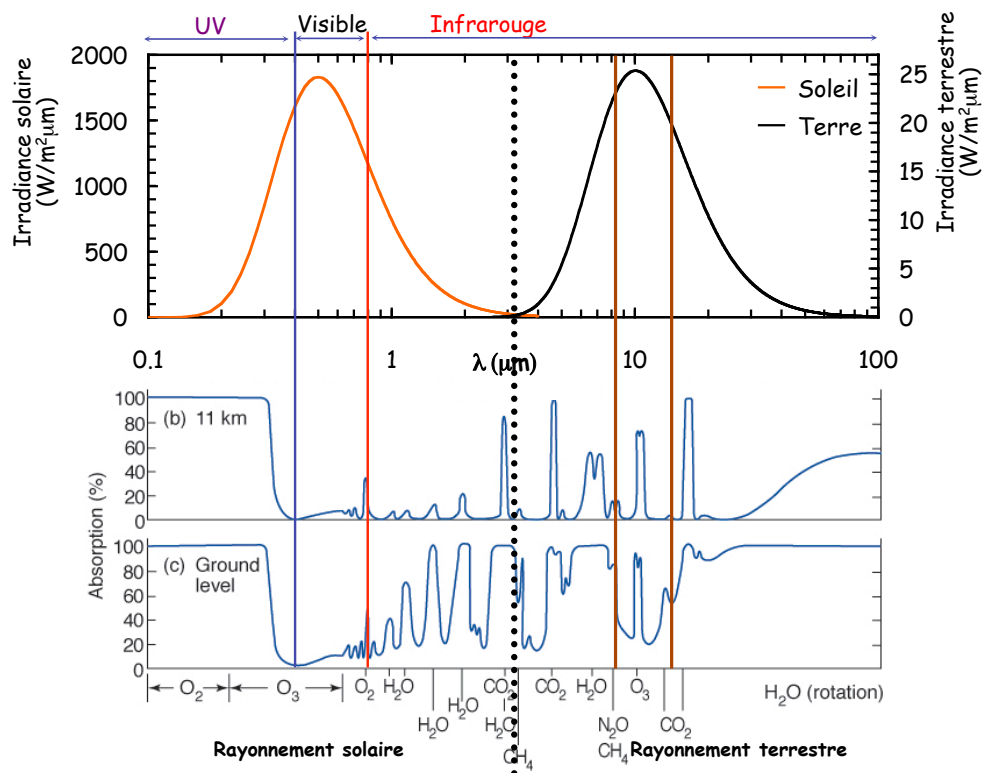
Au sol, le rayonnement aux grandes longueurs d'onde est la résultante du rayonnement terrestre ascendant et du rayonnement atmosphérique descendant.

Dans la plupart des cas, on peut assimiler la **surface de la Terre** à un corps gris dont l'émissivité, peu différente de celle des corps noirs, est de l'ordre de 0,95.

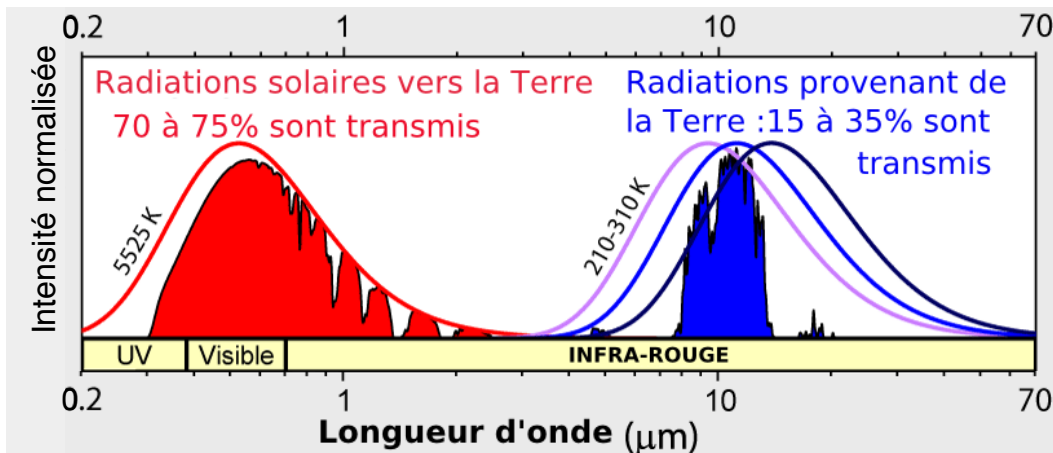
Le **rayonnement atmosphérique** descendant provient de l'émission, dans diverses gammes de longueurs d'onde, des gaz atmosphériques comme le dioxyde de carbone, la vapeur d'eau et l'ozone. Par transferts radiatifs, une fraction de l'énergie ainsi produite est rayonnée vers l'espace, tandis qu'une autre fraction parvient au sol et tend à compenser les pertes par émission de la surface du sol.

Effet de serre

Spectres d'absorption



Effet de serre

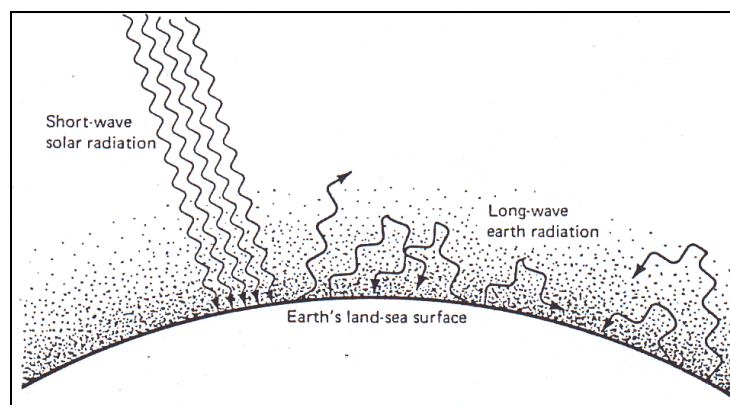


L'effet de serre a été nommé ainsi par analogie avec la pratique en culture de construire des serres laissant passer la chaleur du soleil et la retenant prisonnière à l'intérieur afin de permettre aux plantes de bénéficier d'un microclimat artificiel.

Gaz à effet de serre

- Vapeur d'eau (H_2O)
- Gaz carbonique (CO_2)
- Méthane (CH_4)
- Ozone (O_3)
- Protoxyde d'azote (N_2O)

Major Greenhouse Gas	% of Greenhouse Effect
Water vapor	36% to 66%
Water vapor & Cloud droplets	66% to 85%
Carbon dioxide	9% to 26%
Methane	4% to 9%
Ozone	3% to 7%



Températures d'équilibre radiatif

Quelle est la température d'équilibre radiatif de la surface de la Terre et de l'atmosphère en supposant que *l'atmosphère est une couche très mince* avec $a_s = 0.1$ et $a_{I.R.} = 0.8$ et que la Terre rayonne comme un corps noir.

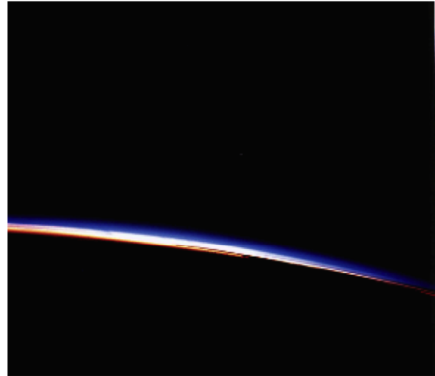
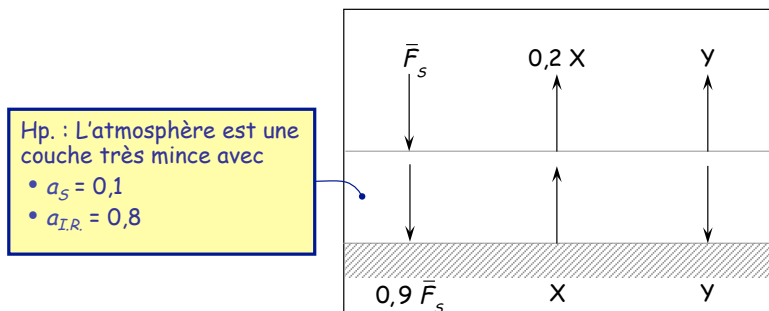


Fig. 1.5 The limb of the earth, as viewed from space in visible satellite imagery. The white layer is mainly light scattered from atmospheric aerosols and the overlying blue layer is mainly light scattered by air molecules. [NASA Gemini-4 photo. Photograph courtesy of NASA.]

Températures d'équilibre radiatif



X : Irradiance émise par la surface de la Terre

Y : Irradiance émise par l'atmosphère

$\bar{F}_s$: Irradiance solaire absorbée par la Terre et l'atmosphère avec un albédo $\alpha = 0,30$

$$\bar{F}_s = \frac{(1-\alpha)S_0}{4} = (1-\alpha)\bar{Q}_s \approx 238 \text{ W m}^{-2}$$

$\bar{Q}_s$: Irradiance moyenne au sommet de l'atmosphère

Équilibre radiatif à la surface de la Terre :

$$0,9\bar{F}_s + Y = X$$

Équilibre radiatif pour la Terre et l'atmosphère :

$$0,2X + Y = \bar{F}_s$$

$$\Rightarrow \begin{cases} X = 1,58 \bar{F}_s \\ Y = 0,68 \bar{F}_s \end{cases}$$

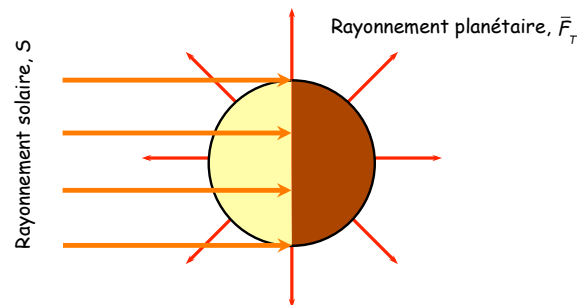
Par conséquent :

$$\begin{cases} X = 1,58 \bar{F}_s \approx 1,58 \times 238 \text{ W m}^{-2} \\ X = \sigma T_{E, \text{Terre}}^4 \end{cases} \Rightarrow T_{E, \text{Terre}} \approx 288 \text{ K}$$

$$\begin{cases} Y = 0,68 \bar{F}_s \approx 0,68 \times 238 \text{ W m}^{-2} \\ Y = \varepsilon_{I.R.} \sigma T_{E, \text{Atm}}^4 \end{cases} \Rightarrow T_{E, \text{Atm}} \approx 245 \text{ K}$$



Température effective de la Terre



Albédo planétaire : $\alpha_T \approx 0,3$

Équilibre radiatif : $W(\text{absorbé}) = W(\text{émis})$

$$(1 - \alpha_T) S_0 \pi \bar{R}_T^2 = \bar{F}_T 4 \pi \bar{R}_T^2$$

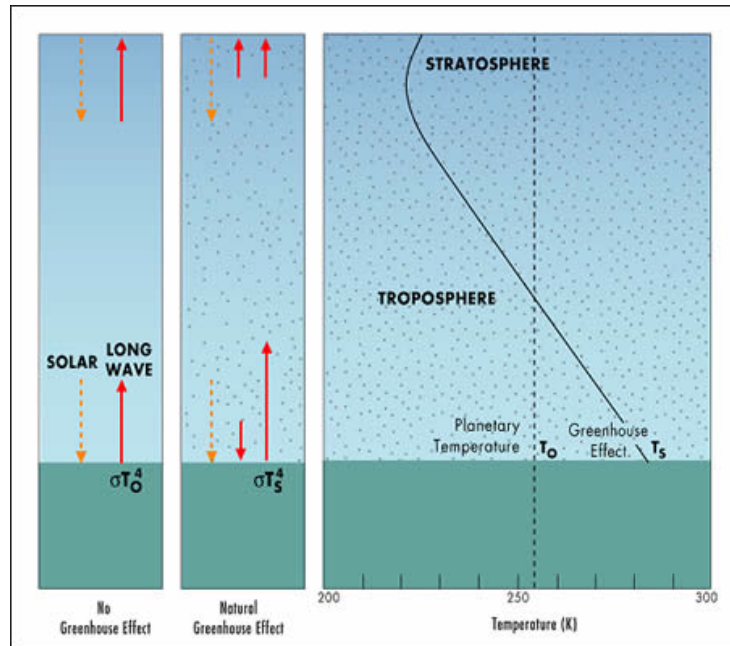
$$\Rightarrow \bar{F}_T = \frac{(1 - \alpha) S_0}{4} = (1 - \alpha) \bar{Q}_s \triangleq \bar{F}_s \approx \frac{(1 - 0,3) \times 1361}{4} \approx 238 \text{ W m}^{-2}$$

$$T_{E, T} = \sqrt[4]{\frac{\bar{F}_T}{\sigma}} \approx \sqrt[4]{\frac{238}{5,67 \times 10^{-8}}} \approx 255 \text{ K}$$

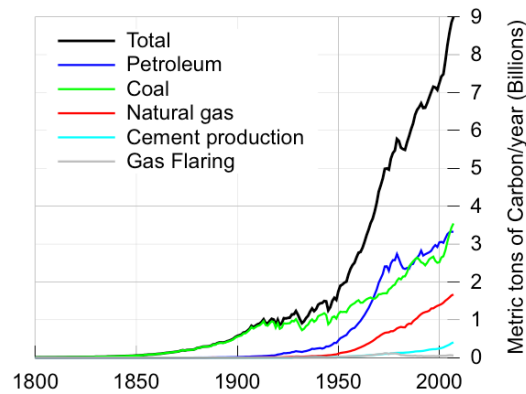
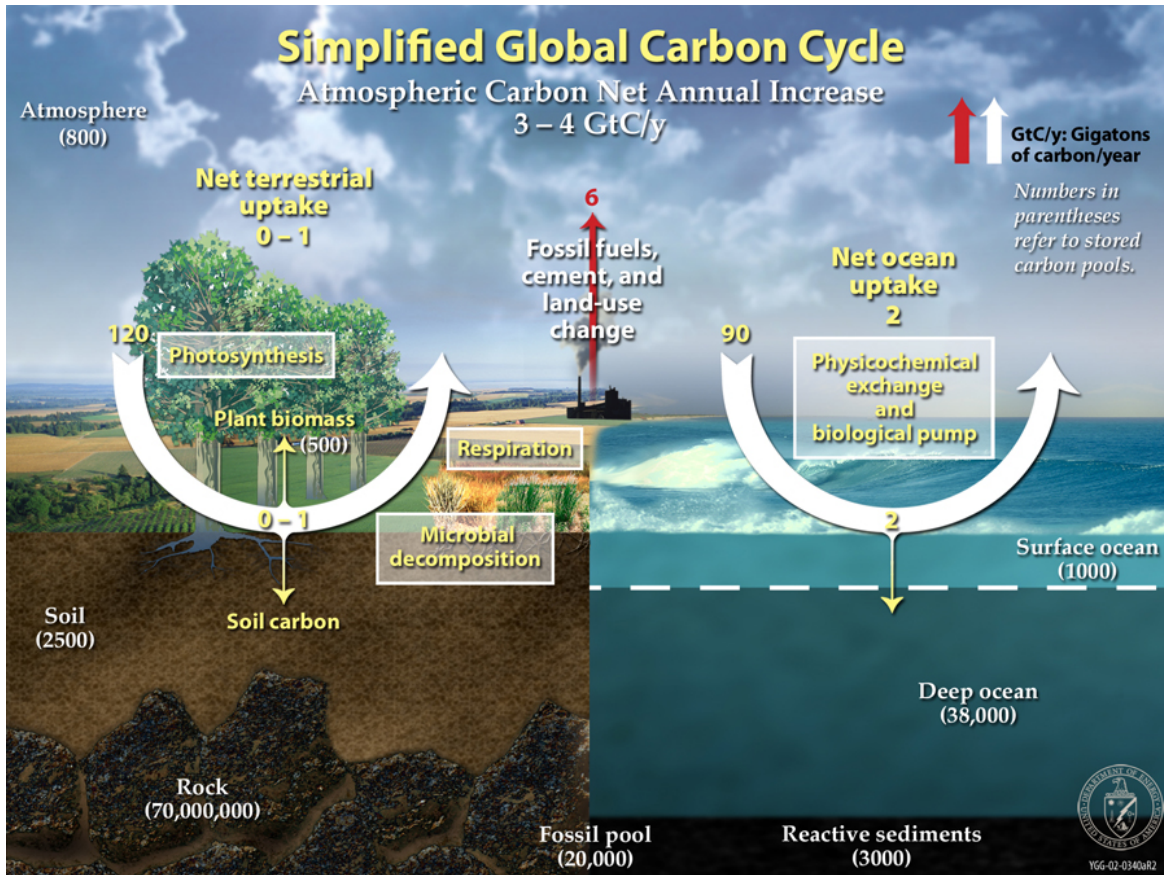


Effet de serre

- Sans l'effet de serre, la température moyenne de la surface de la Terre serait de -18°C (255 K).
- Grâce à l'effet de serre, la température moyenne de la surface de la Terre est de 15°C (288 K).

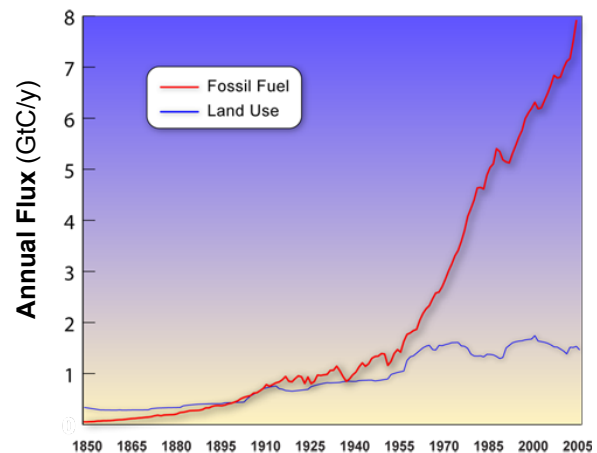


La variabilité de l'effet de serre



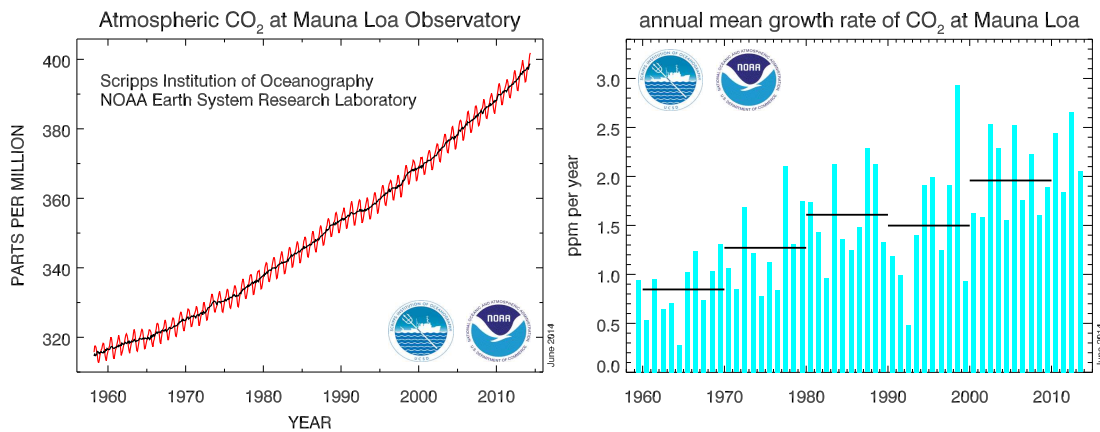
Increase in emission of carbon from fossil fuels since 1800
Credit: Work found at http://en.wikipedia.org/wiki/File:Global_Carbon_Emissions.svg / CC BY-SA 3.0
(<http://creativecommons.org/licenses/by-sa/3.0/>)

Rad-3.20



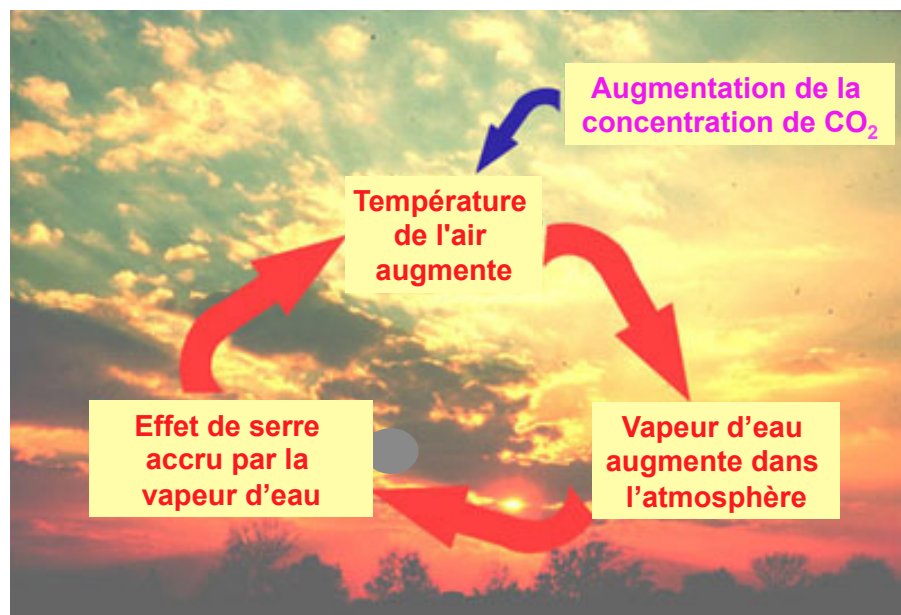
Hausse dans la concentration de CO_2

On assiste à une hausse dans la concentration de certains gaz à effet de serre. Ainsi, le taux atmosphérique de dioxyde de carbone, qui se situe actuellement à 402 ppm, augmente au rythme annuel d'environ 2 ppm ($\sim 0,5\%$). Les concentrations de méthane, de l'oxyde d'azote, et de certains gaz synthétiques s'accroissent aussi.

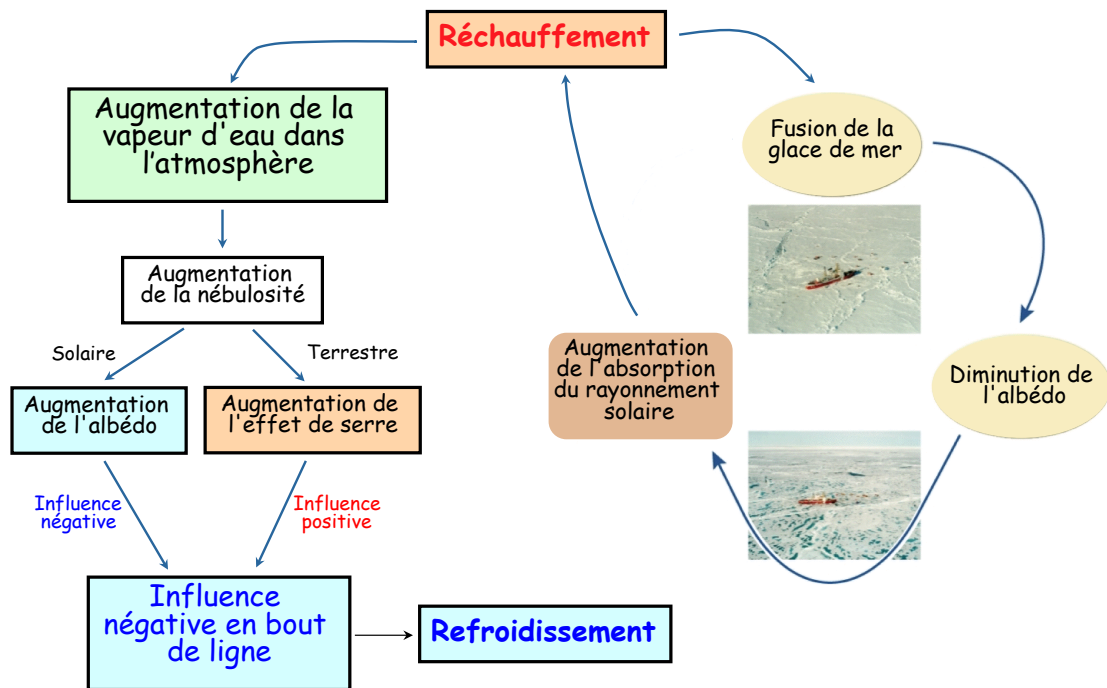


Dr. Pieter Tans, NOAA/ESRL (www.esrl.noaa.gov/gmd/ccgg/trends/) and Dr. Ralph Keeling, Scripps Institution of Oceanography (scrippsco2.ucsd.edu/)

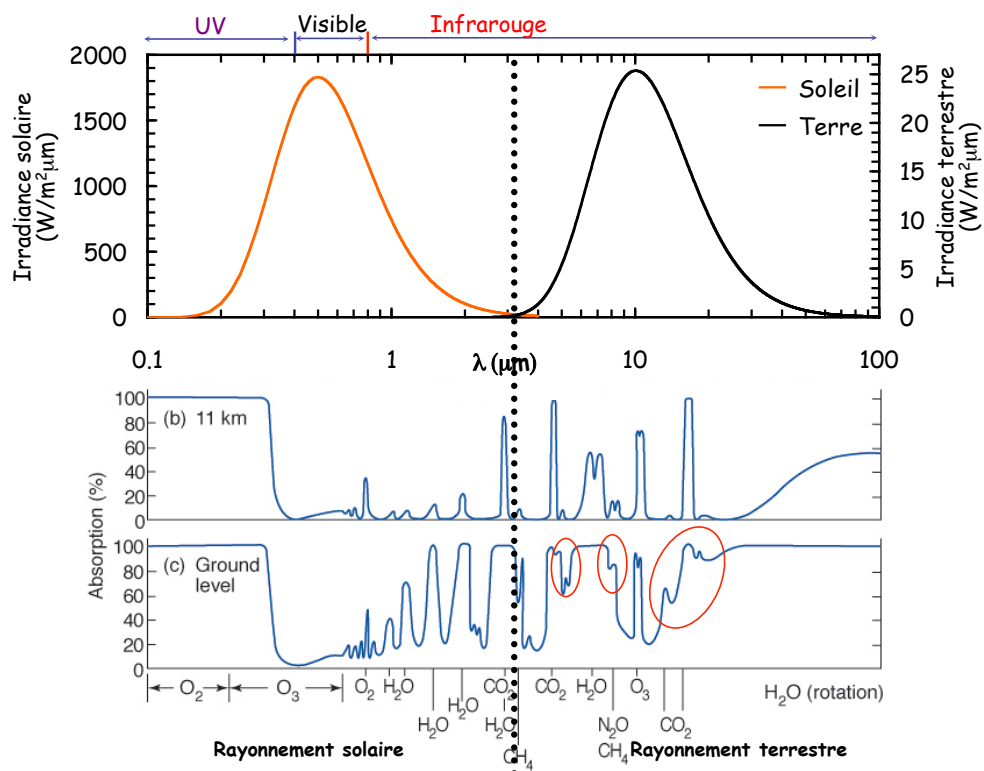
Forçage par la vapeur d'eau



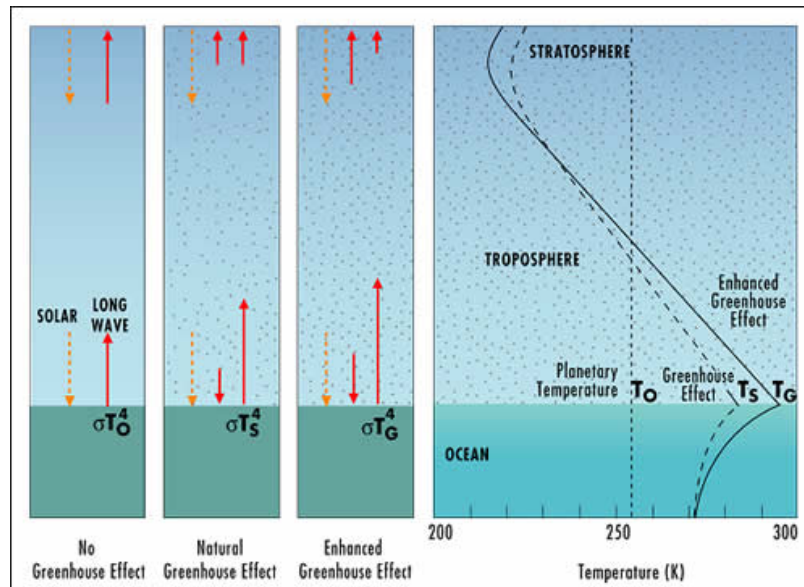
Forçage par les nuages et la glace de mer



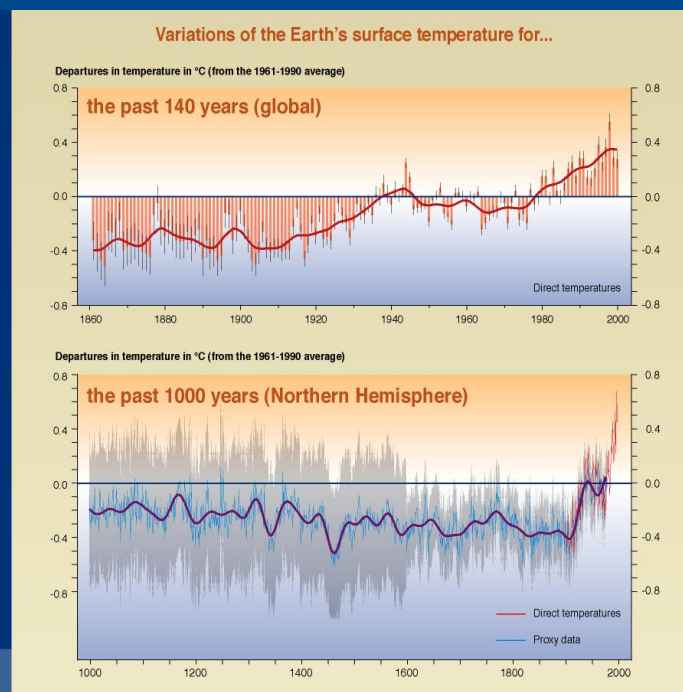
Le réchauffement climatique



Grande concentration de gaz à effet de serre

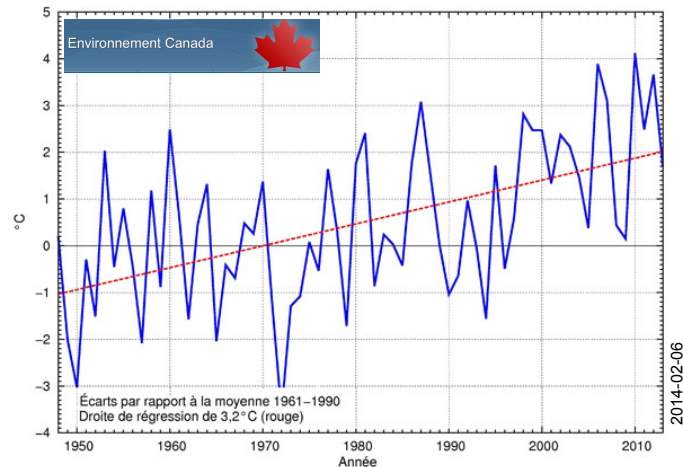


Évolution de la température



La température au Canada

Anomalie de la température nationale de l'hiver et tendance à long terme,
1948 - 2013



Climate Change 2007: Working Group I: The Physical Science Basis Rad-3.28

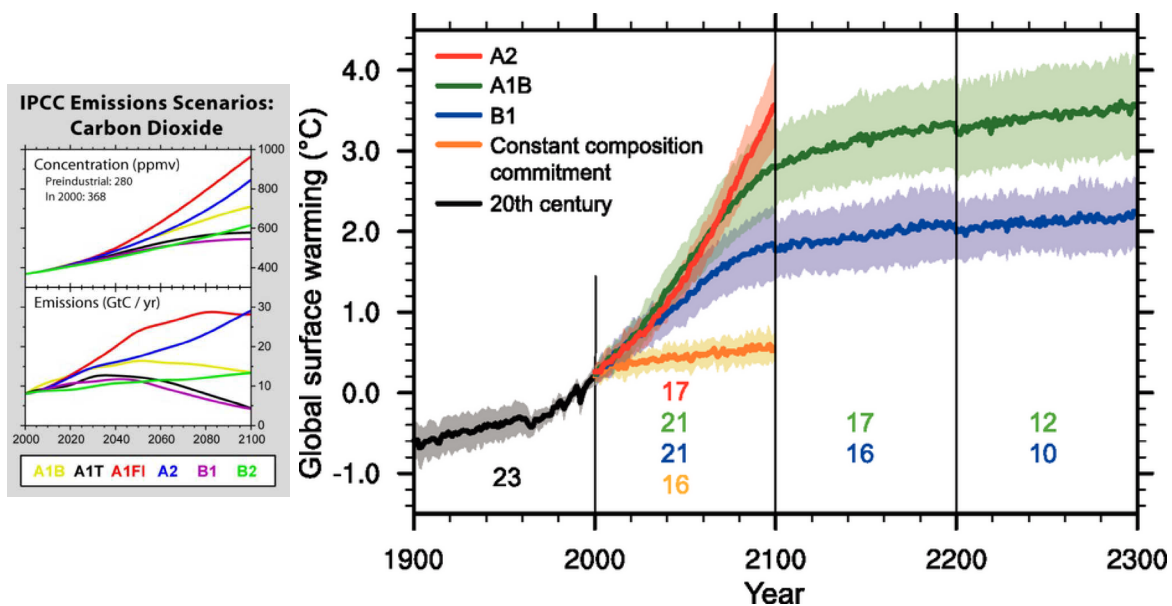
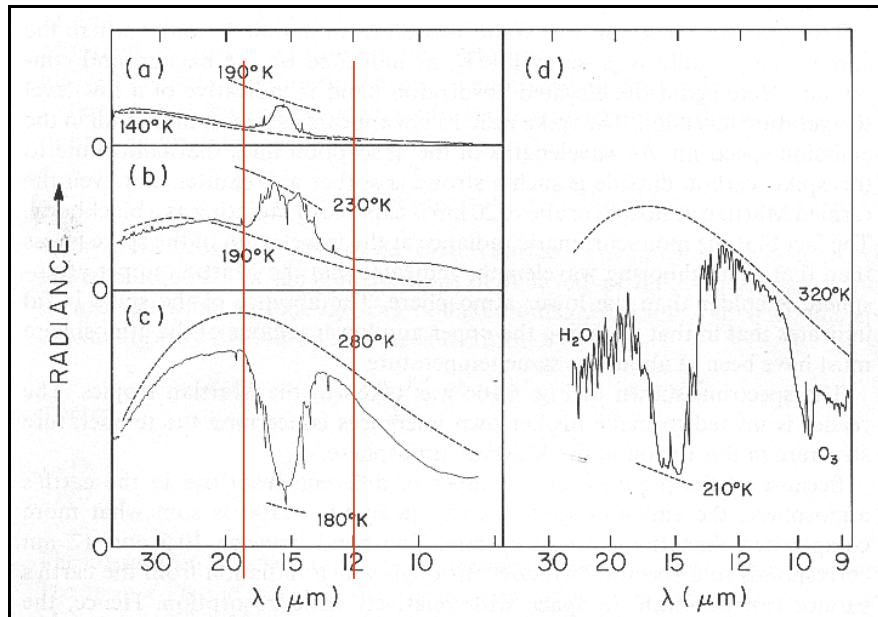


Figure 10.4. Multi-model means of surface warming (relative to 1980–1999) for the scenarios A2, A1B and B1, shown as continuations of the 20th-century simulation. Values beyond 2100 are for the stabilization scenarios (see Section 10.7). Linear trends from the corresponding control runs have been removed from these time series. Lines show the multi-model means, shading denotes the ± 1 standard deviation range of individual model annual means. Discontinuities between different periods have no physical meaning and are caused by the fact that the number of models that have run a given scenario is different for each period and scenario, as indicated by the coloured numbers given for each period and scenario at the bottom of the panel. For the same reason, uncertainty across scenarios should not be interpreted from this figure (see Section 10.5.4.6 for uncertainty estimates).

Télédétection du profil vertical de température



Spectre de la radiance planétaire observée depuis l'espace. Mars (atmosphère principalement de CO₂) : (a) Pole Nord en hiver, (b) Pole Sud en été et (c) latitudes moyennes par ciel clair. Terre : (d) désert du Sahara.

La relation entre le profil vertical de température et le spectre d'émission aux longues longueurs d'onde peut être exprimé de façon quantitative. Soit un satellite qui mesure la radiance monochromatique de la colonne atmosphérique directement en dessous et à plusieurs longueurs d'onde dans le domaine de l'infrarouge. La contribution de chaque couche d'épaisseur dz à la radiance monochromatique est donnée par :

$$dI_{\lambda} = I_{\lambda}^* \tau_{\lambda} da_{\lambda}$$

où $I_{\lambda}^* da_{\lambda}$ est l'émission de la couche et τ_{λ} est la transmissivité de l'atmosphère entre le niveau de la couche et le satellite. Si on intègre l'équation ci-dessus, on obtient :

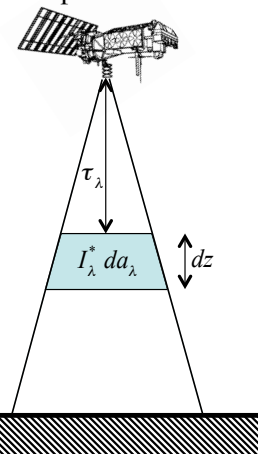
$$I_{\lambda} = \tau_{\lambda_0} a_{\lambda_0} I_{\lambda_0}^* + \int_0^{\infty} \tau_{\lambda} I_{\lambda}^* k_{\lambda} \rho dz$$

où l'indice 0 correspond à la surface de la Terre.

De façon approximative pour une atmosphère à N couches :

$$I_{\lambda} \cong w_{\lambda_0} I_{\lambda_0}^* + w_{\lambda_1} I_{\lambda_1}^* + w_{\lambda_2} I_{\lambda_2}^* + \dots + w_{\lambda_N} I_{\lambda_N}^*$$

où w_{λ} est la fonction de pondération : $w_{\lambda_0} = \tau_{\lambda_0} a_{\lambda_0}$, et $w_{\lambda_i} = \tau_{\lambda_i} \int_{\Lambda_{z_i}} k_{\lambda} \rho dz = \tau_{\lambda_i} a_{\lambda_i}$.



Or, à partir des données de radiance monochromatiques à N longueurs d'onde, on a que :

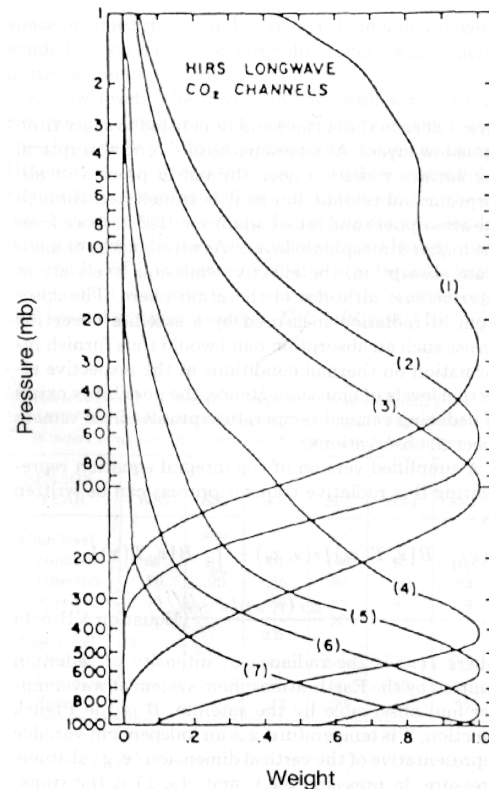
$$\begin{cases} I_{\lambda_1} \cong w_{\lambda_1 0} I_{\lambda_1 0}^* + w_{\lambda_1 1} I_{\lambda_1 1}^* + w_{\lambda_1 2} I_{\lambda_1 2}^* + \dots + w_{\lambda_1 N} I_{\lambda_1 N}^* \\ I_{\lambda_2} \cong w_{\lambda_2 0} I_{\lambda_2 0}^* + w_{\lambda_2 1} I_{\lambda_2 1}^* + w_{\lambda_2 2} I_{\lambda_2 2}^* + \dots + w_{\lambda_2 N} I_{\lambda_2 N}^* \\ \vdots \\ I_{\lambda_N} \cong w_{\lambda_N 0} I_{\lambda_N 0}^* + w_{\lambda_N 1} I_{\lambda_N 1}^* + w_{\lambda_N 2} I_{\lambda_N 2}^* + \dots + w_{\lambda_N N} I_{\lambda_N N}^* \end{cases}$$

$$\begin{matrix} B_{\lambda}(T_0) & B_{\lambda}(T_1) & B_{\lambda}(T_2) & B_{\lambda}(T_N) \end{matrix}$$

où les valeurs de I_{λ}^* sont liées par la loi de Planck. Le système d'équation ci-dessus est donc fermé et le profil de température peut être trouvé.

Les valeurs de w_{λ_i} peuvent être déterminées de façon très précise à partir des données de composition de l'atmosphère en fonction de la hauteur. Pour chacune des longueurs d'ondes, le maximum de la fonction poids indique quelle région de l'atmosphère contribue le plus à la radiation totale mesurée par le satellite.

$\lambda_1 : 14,95 \mu\text{m}$
 $\lambda_2 : 14,71 \mu\text{m}$
 $\lambda_3 : 14,49 \mu\text{m}$
 $\lambda_4 : 14,22 \mu\text{m}$
 $\lambda_5 : 13,97 \mu\text{m}$
 $\lambda_6 : 13,64 \mu\text{m}$
 $\lambda_7 : 13,35 \mu\text{m}$



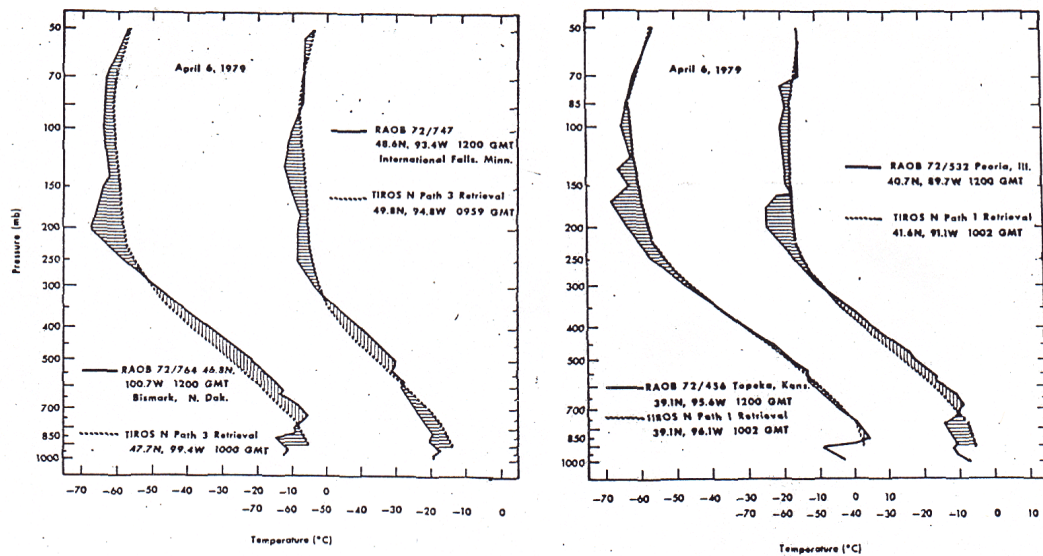


FIG. 6. Radiosonde (1200 GMT) and TIROS-N retrieval (about 1000 GMT) pairs for 6 April 1979. Radiosonde temperatures in solid line and retrievals in broken line.

Rayonnement infrarouge



L'humain à 37°C au cœur, plus frais aux extrémités.