

Température de surface d'une planète, échange radiatif et effet de serre

Jean-Louis Dufresne

jean-louis.dufresne@lmd.jussieu.fr

Laboratoire de Météorologie Dynamique (CNRS, UPMC, ENS, X)
Institut Pierre Simon Laplace.

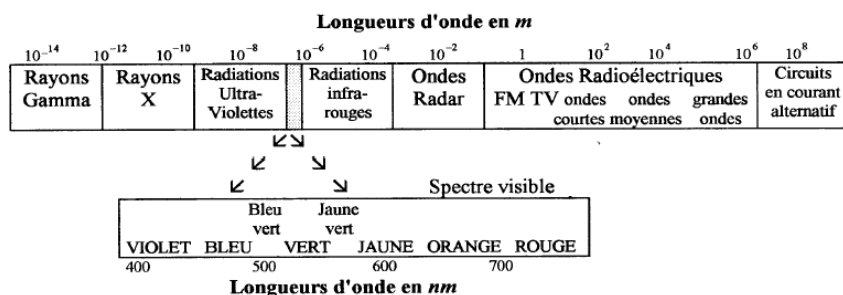


École nationale supérieure des Mines de Rabat, 27 mars 2017

- I. Transfert radiatif : rappels
- II. Température d'équilibre d'une planète
- III. Principe de l'effet de serre
- IV. Limité de validité du modèle à 1 couche
- V. Le concept d'altitude d'émission et le paradoxe de l'effet de serre dans le cas du CO2
- VI. Résumé, conclusion

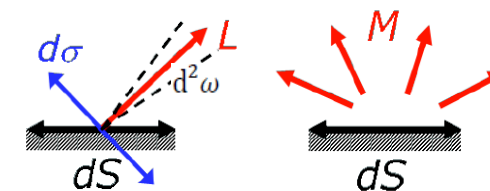
Transfert radiatif : rappels

Spectre électromagnétique : On caractérise les ondes composant le rayonnement électromagnétique par leur longueur d'onde λ , leur fréquence $\nu = c/\lambda$ ou leur nombre d'onde $\bar{\nu} = 1/\lambda$



Transfert radiatif : rappels

Luminance L : flux émis dans une certaine direction par unité de surface perpendiculaire et par unité d'angle solide $d^2\omega = \sin\theta d\theta d\varphi$



Emittance M : flux émis dans toutes les directions par unité de la surface qui émet. C'est l'intégrale sur un hémisphère de la luminance

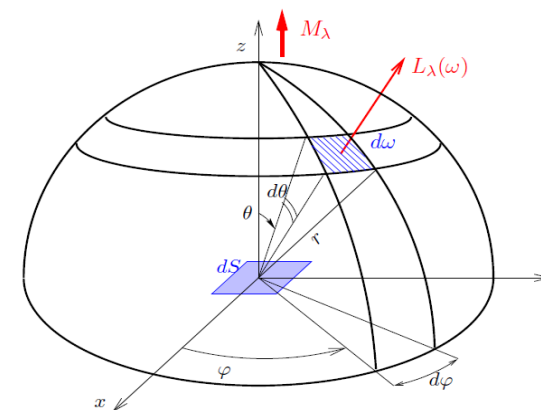
$$M = \int_{2\pi} L \cos\theta d^2\omega$$

Flux émis par une surface S

$$\Phi = S M$$

par une sphère de rayon R

$$\Phi = 4\pi R^2 M$$



Transfert radiatif : rappels

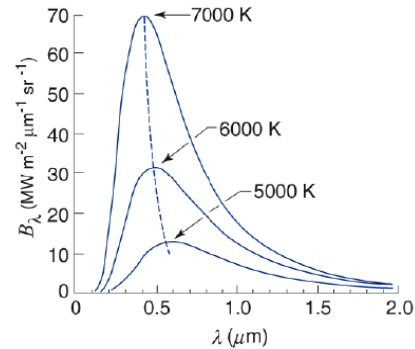
Émission du "corps noir"

Loi de Planck :

$$B_{\lambda}(T) = \frac{C_1 \lambda^{-5}}{\pi (e^{C_2/\lambda T} - 1)}$$

B en $W.m^{-2}.\mu m^{-1}.sr^{-1}$

T en K, C_1 et C_2 sont des constantes



Loi de Stefan-Boltzmann (intégrale de la loi de Planck sur tout le spectre et sur un demi hémisphère). Puissance F perdue par émission de rayonnement d'un corps à la température T :

$$F = \epsilon \sigma T^4$$

Avec ϵ : émissivité (=1 corps noire)

$\sigma = 5,67 \cdot 10^{-8}$: constante de Stefan-Boltzmann

F en $W.m^{-2}$, T en K

Transfert radiatif : rappels

Coefficient d'interactions:

Un flux radiatif **spectral** F_{λ} **incident** se répartit, après interaction avec le milieu, en :

- une partie F_{λ}^t transmise ; $F_{\lambda}^t = \tau_{\lambda} F_{\lambda}$; τ_{λ} transmittivité
- une partie F_{λ}^r réfléchie ou diffusée ; $F_{\lambda}^r = \rho_{\lambda} F_{\lambda}$; ρ_{λ} réflectivité
- une partie F_{λ}^a absorbée ; $F_{\lambda}^a = \alpha_{\lambda} F_{\lambda}$; α_{λ} absorptivité

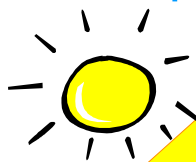
Conservation de l'énergie : $F_{\lambda} = F_{\lambda}^t + F_{\lambda}^r + F_{\lambda}^a$

$$\Rightarrow \tau_{\lambda} + \rho_{\lambda} + \alpha_{\lambda} = 1$$

Loi de Kirchhoff: émissivité ϵ = émissivité α

Équilibre énergétique: $\Sigma F = 0$, F flux

Température d'équilibre d'une planète



Flux solaire incident sur un **plan**: $I_0 = 1364 W.m^{-2}$

$$\epsilon \sigma T_s^4 = (1 - A) I_0$$

σ : constante Stefan-Boltzmann

($\sigma = 5.67 \cdot 10^{-8}$)

ϵ : émissivité (infrarouge thermique)

A : albédo (réflectivité rayonnement solaire)

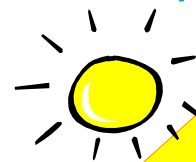
$T_s = 394K$
($121^{\circ}C$)

$\epsilon = 1$

$A = 0$

Surface opaque isolée sur une face

Température d'équilibre d'une planète



Pour la Lune

Flux solaire incident sur un **plan**: $I_0 = 1364 W.m^{-2}$

$$\epsilon \sigma T_s^4 = (1 - A) I_0$$

$T_s = 386.8K$ ($113.6^{\circ}C$)

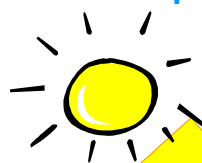
$\epsilon = 1$

$A = 0.07$

$T_s = 0K$

Température d'équilibre d'une planète

Pour la Lune



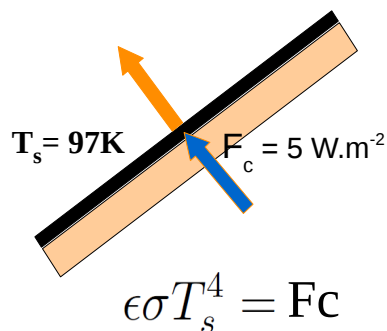
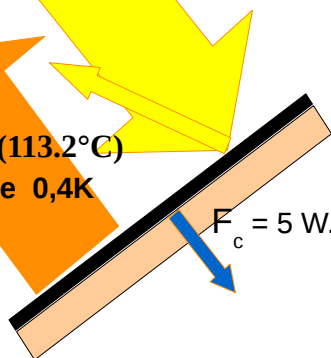
Flux solaire incident sur un **plan**: $I_0 = 1364 \text{ W.m}^{-2}$

$$\epsilon \sigma T_s^4 = (1 - A) I_0 - F_c$$

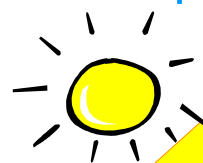
$T_s = 386.4 \text{ K}$ (113.2°C)

T_s réduit de 0,4K

$\epsilon = 1$
 $A = 0.07$



Température d'équilibre d'une planète



Flux solaire incident sur un **plan**: $I_0 = 1364 \text{ W.m}^{-2}$

Flux solaire incident **moyen** sur la **sphère**: $I_s = I_0/4 = 341 \text{ W.m}^{-2}$

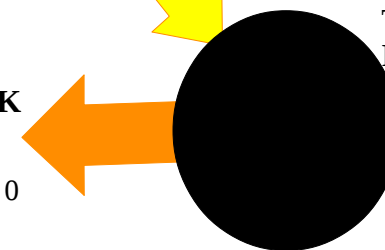
Tout le flux solaire est **absorbé**, $A=0$
Planète isotherme

$T_s = 278 \text{ K}$
(5°C)

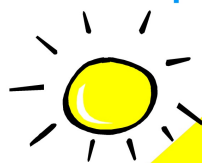
$\epsilon = 1, A = 0$

$$\epsilon \sigma T_s^4 = (1 - A) I_0/4$$

Lune : $\epsilon = 1, A = 0.07, T_s = 273 \text{ (0°C)}$



Température d'équilibre d'une planète



Flux solaire incident sur un **plan**: $I_0 = 1364 \text{ W.m}^{-2}$

Flux solaire incident **moyen** sur la **sphère**: $I_s = I_0/4 = 341 \text{ W.m}^{-2}$

1/3 du flux **réfléchi**

Terre : 2/3 du flux solaire est absorbé, $A=0.3$

$$\epsilon \sigma T_s^4 = (1 - A) I_0/4$$

$T_s = 255 \text{ K}$
(-18°C)

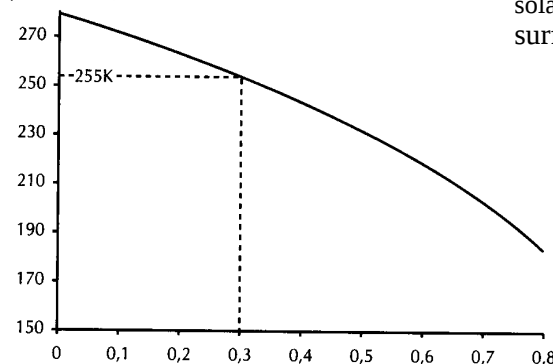
$\epsilon = 1, A = 0.3$



La température moyenne de la surface de la Terre est de 15°C environ.
Pourquoi cette différence?

Température d'équilibre d'une planète

Température (K)



Albédo (Pourcentage de rayonnement solaire réfléchi) de différents type de surface :

Océan	2 - 7 %
Sol sombre	5 - 15%
Déserts	30%
Végétations	15 - 25%
Glace	40 - 70%
Neige fraîche	75 - 95%
Nuages	30 - 95 %

Température d'équilibre radiatif de la Terre pour diverses valeurs de l'albédo.

Le rayonnement solaire domine

les apports en énergie de la Terre

Rayonnement électromagnétique reçu du Soleil (principalement visible et IR)	1,7 10 ¹⁷ W
Géothermie (radioactivités à période longue : ²³⁸ U, ²³⁵ U, ²³² Th, ⁴⁰ K)	~ 4,4 10 ¹³ W
Civilisation en 2010 (~10 ⁹ humains consommant 10 t de pétrole/an)	1,6 10 ¹³ W
Énergie rotative dissipée par les marées	2,8 10 ¹² W
Vent solaire (pour « cible magnétosphérique » de 25 R _{Terre} ~ 10 ¹⁴ W)	~ 2 10 ¹¹ W
Rayonnement du fond cosmologique (corps noir* à 2,7 K)	1,6 10 ⁹ W
Rayonnement électromagnétique reçu des étoiles (visible, IR)	~ 1,3 10 ⁹ W
Rayonnement cosmique (protons, alphas...)	9 10 ⁸ W
Météorites (~ 30 000 tonnes par an, supposant v _{impact} ≈ 20 km/s)	~ 2 10 ⁸ W

Surface de la Terre: 510 10¹² m²

Source : P. von Balmoos in *Le Climat à Découvert*, CNRS éditions, 2011

Naissance de la physique du climat

Mémoire sur les températures du globe terrestre et des espaces planétaire, J. Fourier, 1824



Joseph Fourier
(1768-1830)

- La Terre est une planète comme les autres
- Le bilan d'énergie pilote la température de surface de la Terre

- Les principaux modes de transferts d'énergie sont
 1. Rayonnement solaire
 2. Rayonnement infra-rouge
 3. Conduction avec le centre de la Terre

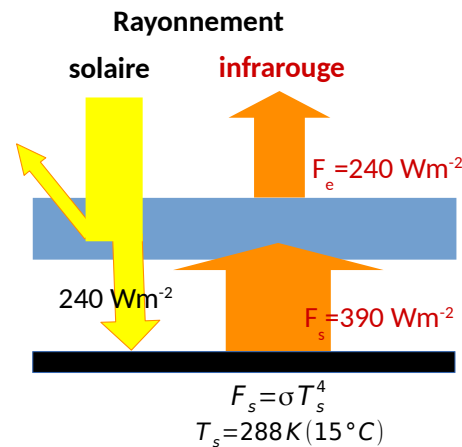
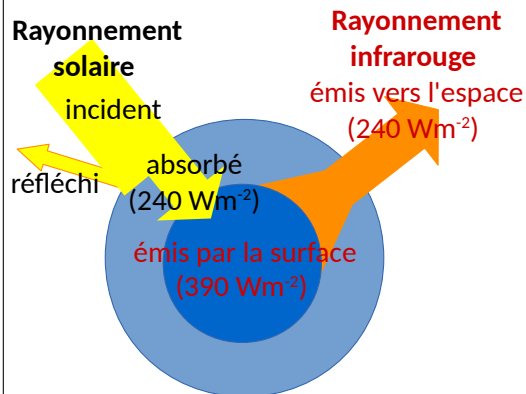
➤ Il pressent l'importance de tout changement d'ensoleillement

➤ Il envisage que le climat puisse changer:

« L'établissement et le progrès des sociétés humaines, l'action des forces naturelles peuvent changer notablement, et dans de vastes contrées, l'état de la surface du sol, la distribution des eaux et les grands mouvements de l'air. De tels effets sont propres à faire varier, dans le cours de plusieurs siècles, le degré de la chaleur moyenne »

[Dufresne, 2006]

Principe de l'effet de serre



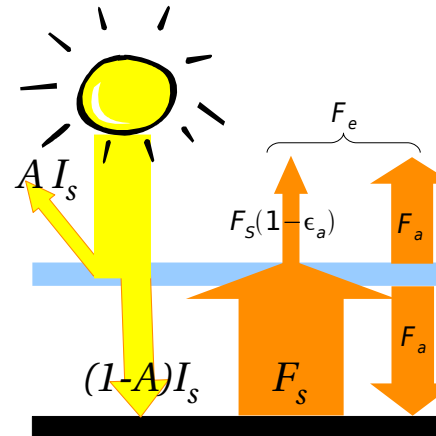
Si tout le rayonnement émis par la surface de la terre était perdu vers l'espace, la Terre perdrait beaucoup plus d'énergie que ce que l'on observe

Effet de serre: différence entre le flux émis par la surface et celui perdu vers l'espace

$$G = F_s - F_e$$

Sur Terre : $G = 150 \text{ Wm}^{-2}$

Modèle de « serre » à 1 couche



Couche isotherme (vitre, atmosphère):

- Rayonnement solaire: transparent
- Rayonnement Infrarouge: émissivité=absorptivité= ϵ_a

Surface: albédo A , émissivité = 1 (absorbe parfaitement le rayonnement infrarouge)

Équations:

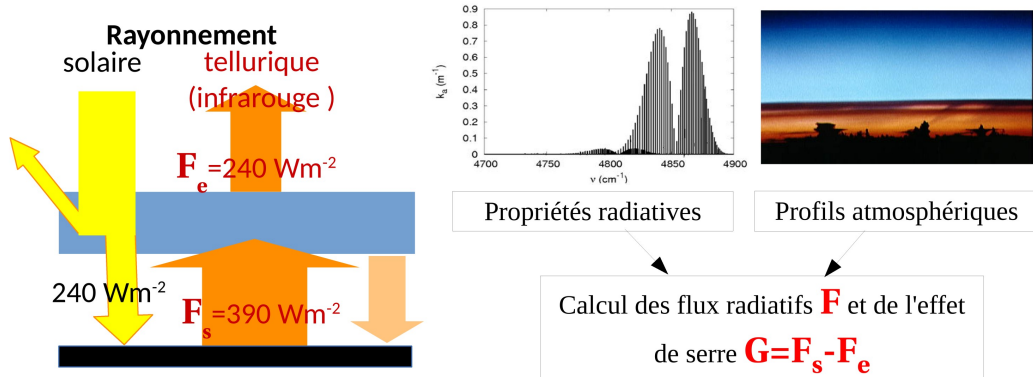
$$\begin{cases} F_s = \sigma T_s^4 & (F_a = \epsilon_a \sigma T_a^4) \\ F_s = (1-A)I_s + F_a \\ F_a = F_s \epsilon_a / 2 \end{cases}$$

On encore: $\sigma T_s^4 = \frac{(1-A)I_s}{1-\epsilon_a/2}$

➤ La température de surface T_s dépend du **rayonnement solaire I_s** , de l'**albédo A** et de l'**absorptivité ϵ_a** = émissivité de l'atmosphère **dans l'infrarouge**

➤ **L'effet de serre** $G = F_s - F_e = (1-A)I_s \left(\frac{1}{1-\epsilon_a/2} - 1 \right)$ varie entre 0 quand $\epsilon_a = 0$ et $(1-A)I_s$ quand $\epsilon_a = 1$, **il est maximum quand $\epsilon_a = 1$**

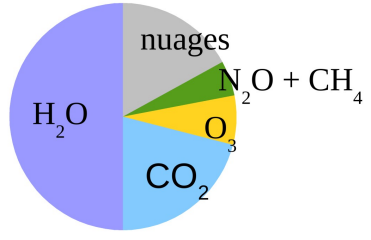
Calcul de l'effet de serre



Calcul des flux radiatifs **F** et de l'effet de serre **G = Fs - Fe**

Effet de serre sur Terre : (W.m⁻²) (%)

Total	150	
Vapeur d'eau	75	50
CO ₂	32	21
ozone	10	7
N ₂ O+CH ₄	8	5
Nuages	25	17

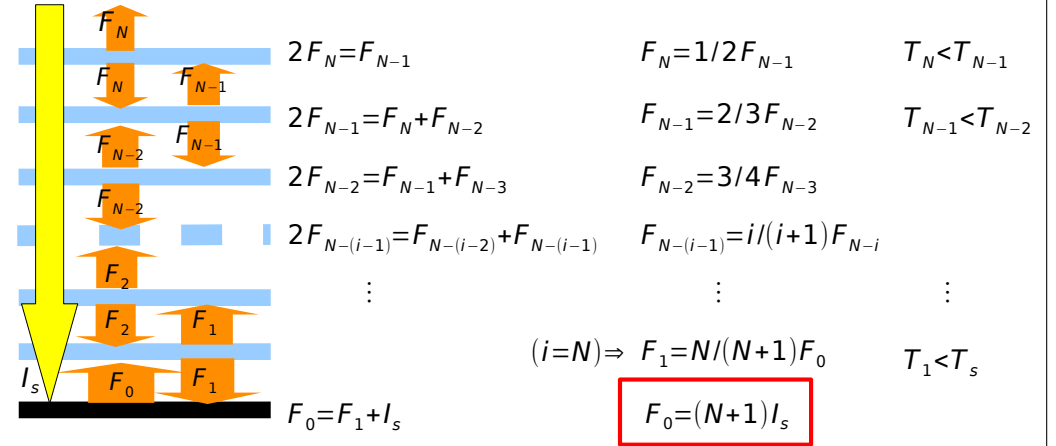


Limite du modèle de « serre » à 1 couche

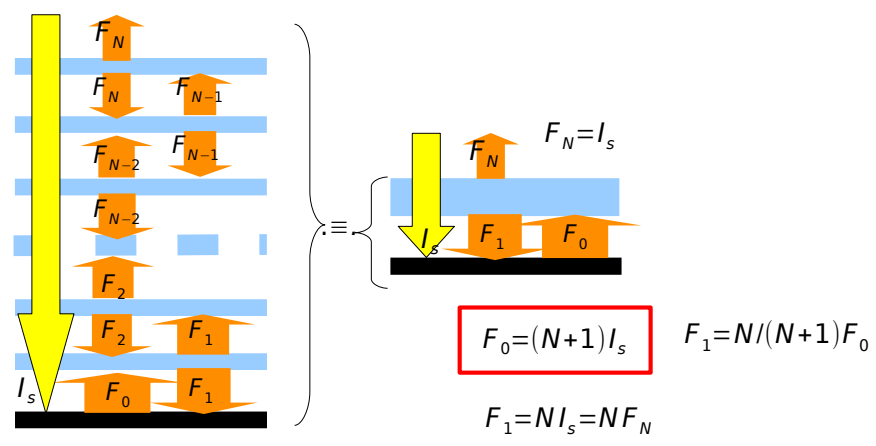
Avec le modèle à une couche, l'effet de serre $G = F_s - F_e = (1 - A) I_s \left(\frac{1}{1 - \epsilon_a/2} - 1 \right)$ varie entre 0 quand $\epsilon_a = 0$ et $(1 - A) I_s$ quand $\epsilon_a = 1$, il est maximum quand $\epsilon_a = 1$

Il y a-t-il une limite indépassable de l'effet de serre quand l'atmosphère quand l'absorptivité de l'atmosphère vaut 1 ($\epsilon_a = 1$) ?

N vitres idéalisées, totalement opaque dans l'infrarouge

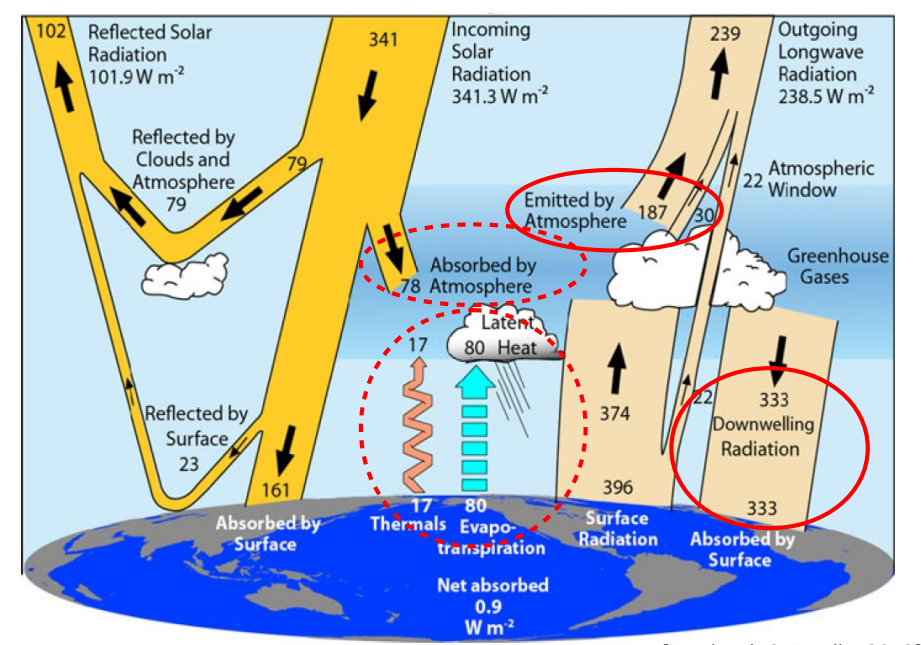


Limite du modèle de « serre » à 1 couche



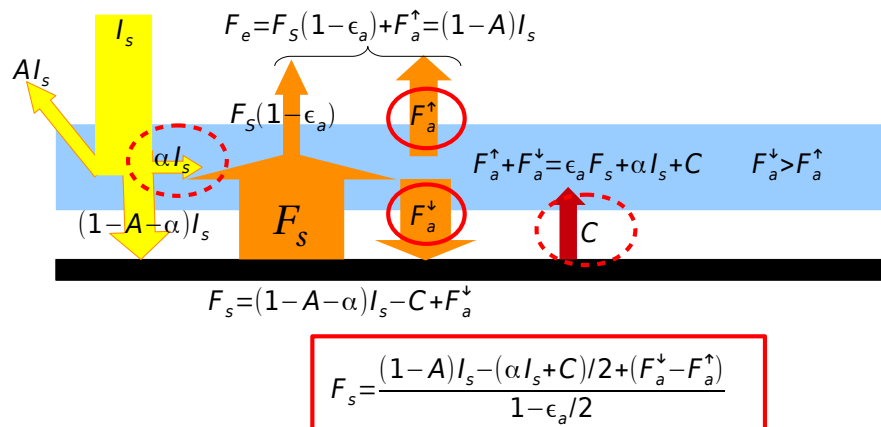
Avec plusieurs vitres, c-à-d avec un gradient vertical de température dans l'atmosphère, l'effet de serre peut augmenter même si l'atmosphère absorbe déjà totalement le rayonnement infrarouge. Avec un gradient vertical de température, le flux émit vers le haut au sommet de l'atmosphère est plus faible que celui émis vers le bas au bas de l'atmosphère : $F_N < F_1$

Bilan d'énergie global de l'atmosphère terrestre

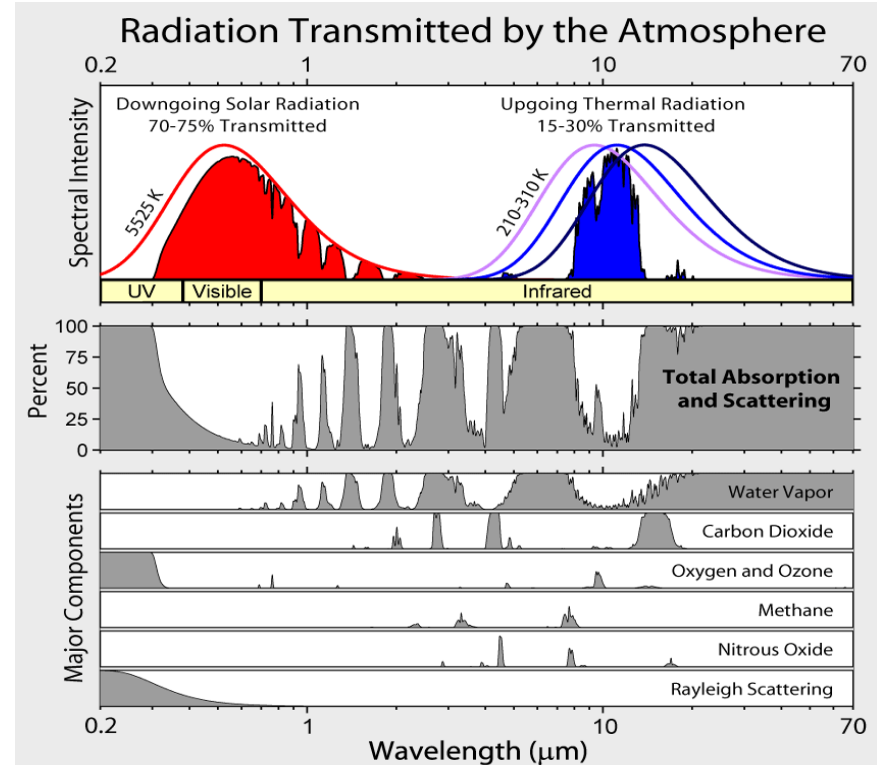


[Trenberth & Fasullo, 2012]

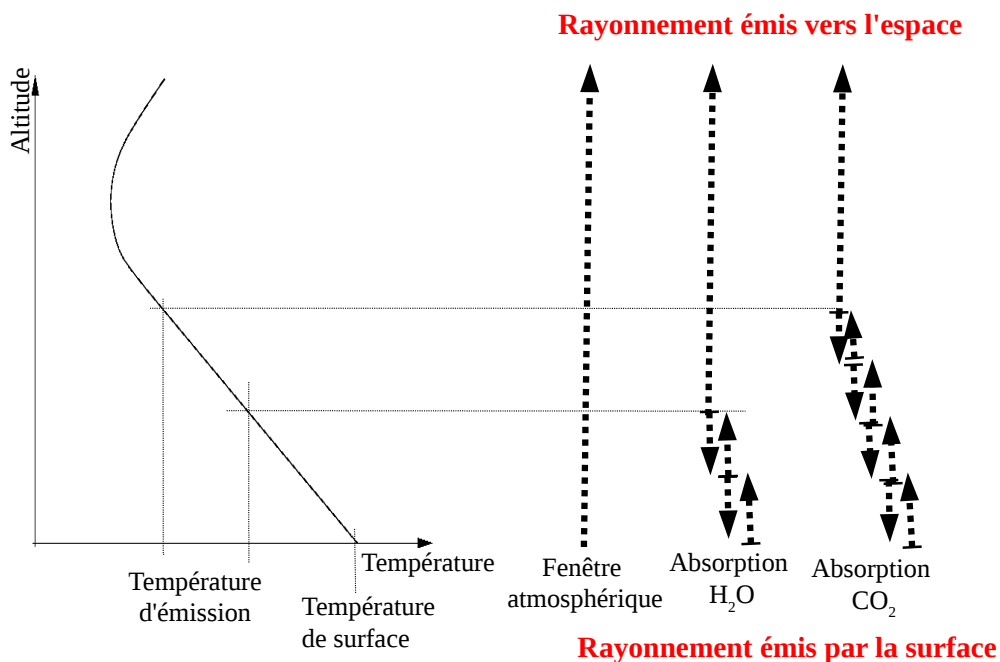
Limite du modèle de « serre » à 1 couche



L'absorption du rayonnement solaire par l'atmosphère (αI_s) et le transport vertical de chaleur par la convection C diminue F_s (et donc T_s)
 Même lorsque l'atmosphère absorbe totalement le rayonnement infrarouge ($\epsilon_a = 1$), F_s peut augmenter si $F_a^{\downarrow} - F_a^{\uparrow}$ augmente

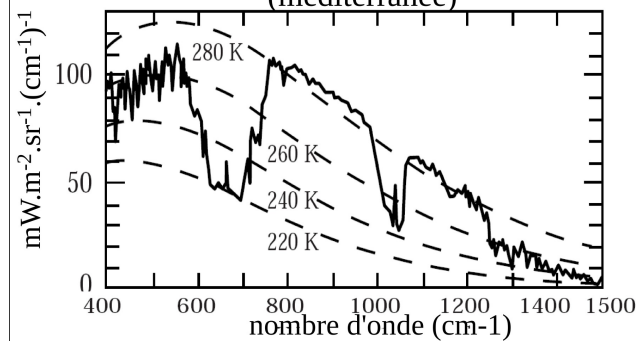


Effet de serre dans une atmosphère.

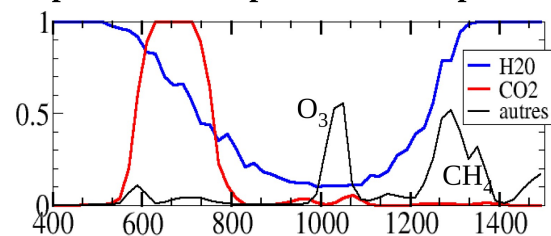


Rayonnement émis par la terre et l'atmosphère

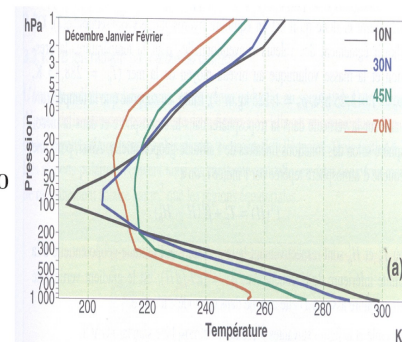
Spectre infra-rouge observé par satellite (méditerranée)



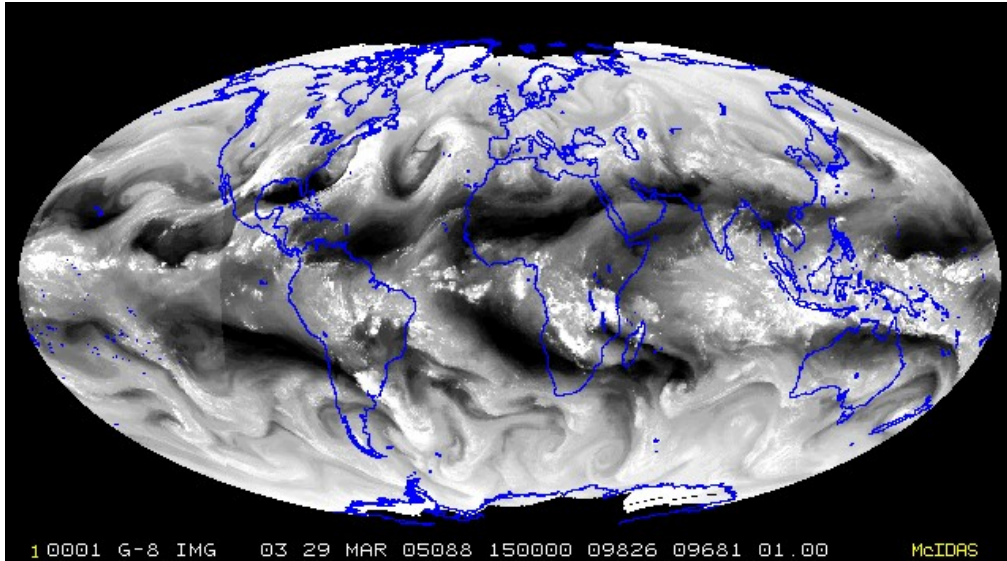
Spectre d'absorption de l'atmosphère



Profil verticaux de température



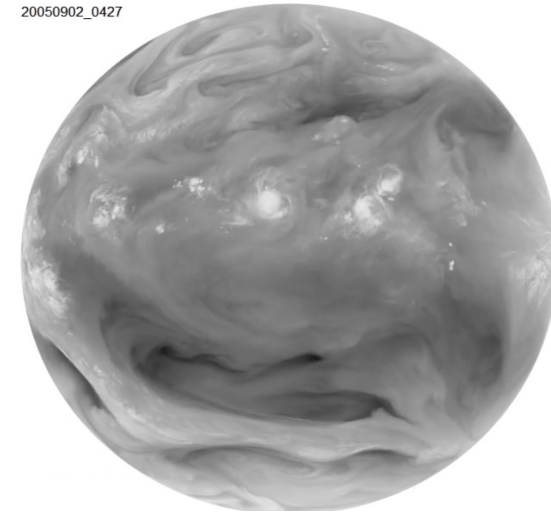
Canal vapeur d'eau, satellite géostationnaires



Canal vapeur d'eau, Météosat : animation

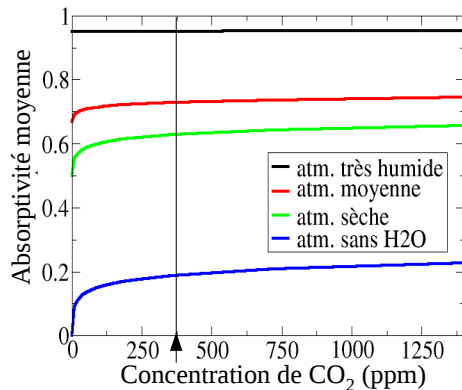
Source: EUMETSAT / DKRZ / MPI-M
 Courtesy Michael Böttinger (DKRZ) & Bjorn Stevens (MPI)

20050902_0427

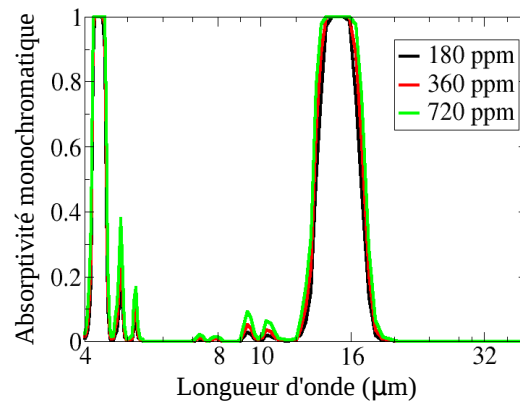


Effet de saturation

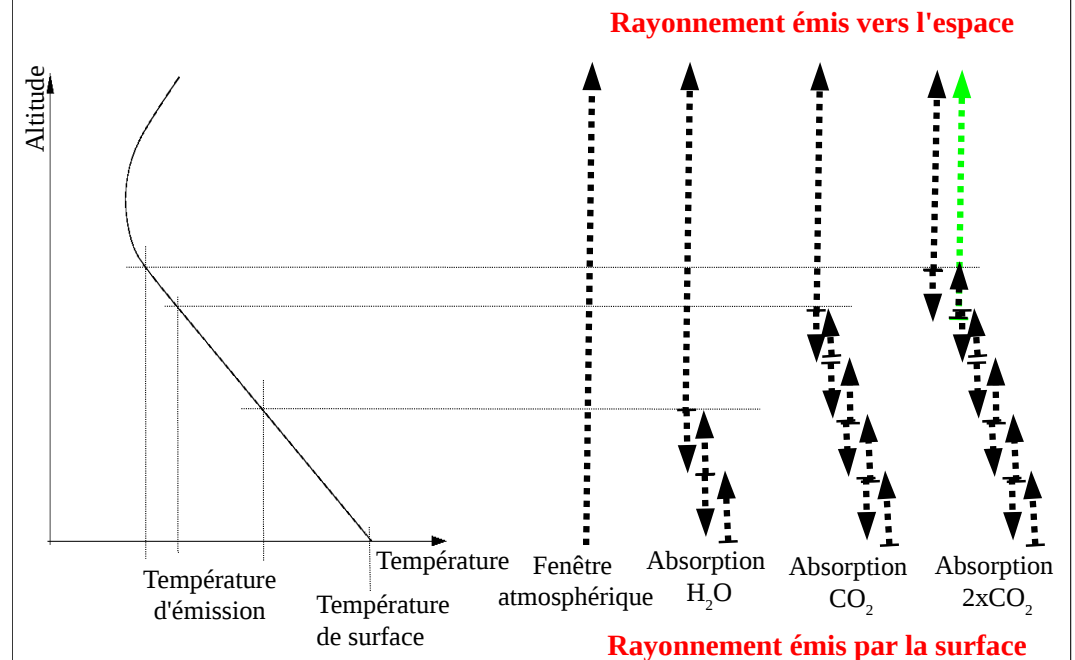
Absorptivité de l'atmosphère **moyennée** sur le domaine infra-rouge en fonction du CO_2 , pour différentes valeurs de H_2O



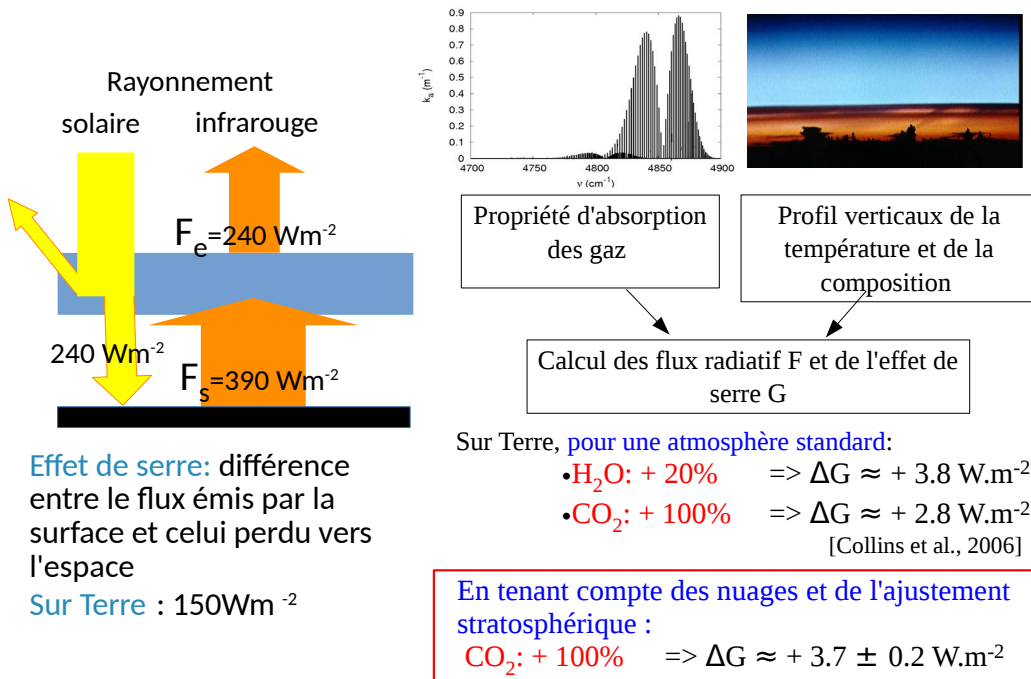
Absorptivité monochromatique de l'atmosphère due au seul CO_2 , en fonction de la longueur d'onde, pour différente concentration de CO_2



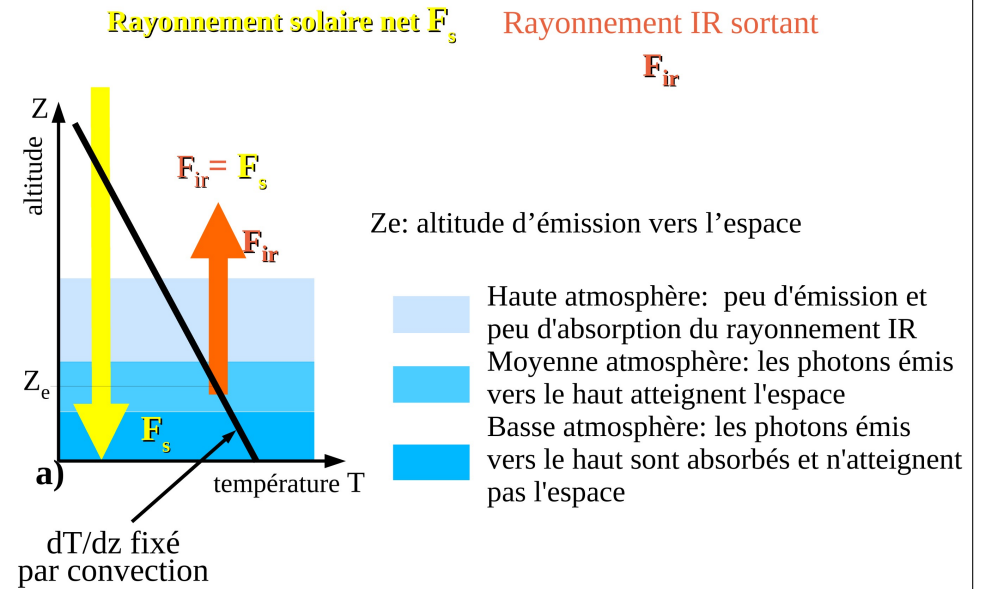
Effet de serre dans une atmosphère.



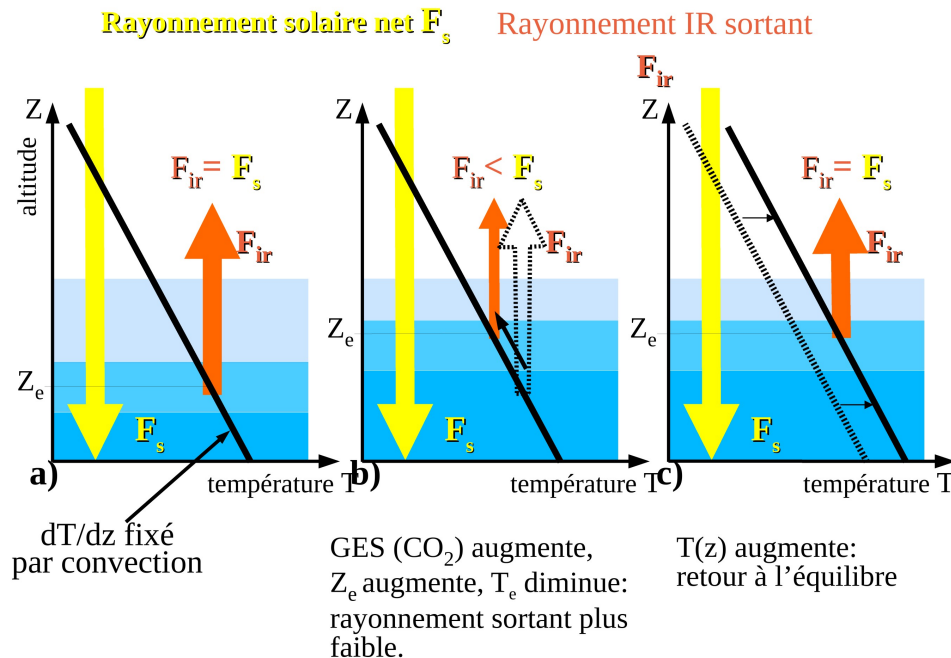
Calcul de l'effet de serre



Effet de serre dans une atmosphère stratifiée.



Effet de serre dans une atmosphère stratifiée.



Résumé, conclusion

Effet de serre :

- C'est une **interprétation** des résultats obtenus en résolvant l'équation de transfert radiatif.
- Lorsque le milieu est optiquement épais, on doit résonner en **altitude d'émission**
- Un accroissement de CO_2 ne modifie pas directement les flux en surface, mais augmente l'altitude d'émission, diminue le refroidissement de l'atmosphère ce qui finit par réchauffer la surface

Bilan radiatif :

- Changer le bilan global, entraîne un changement de température d'équilibre
- Variation avec la latitude est le **moteur de la circulation** générale atmosphérique et océanique
- La vapeur d'eau est un moteur et un traceur de la circulation