



IPSL Climate Modelling Centre



Bilan radiatif de la Terre 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.



UPMC
UNIVERSITÉ PARIS 6
UNIVERSITÉ PARIS 7



UNIVERSITÉ DE
VERSAILLES
ST-QUENTIN-EN-YVELINES



Plan

- I. Historique, température d'équilibre d'une planète
- II. Principe de l'effet de serre : le modèle à 1 couche et ses limites
- III. Le concept d'altitude d'émission pour une interprétation plus complète de l'effet de serre
- IV. Résumé, conclusion

Naissance de la physique du climat

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

- 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 »

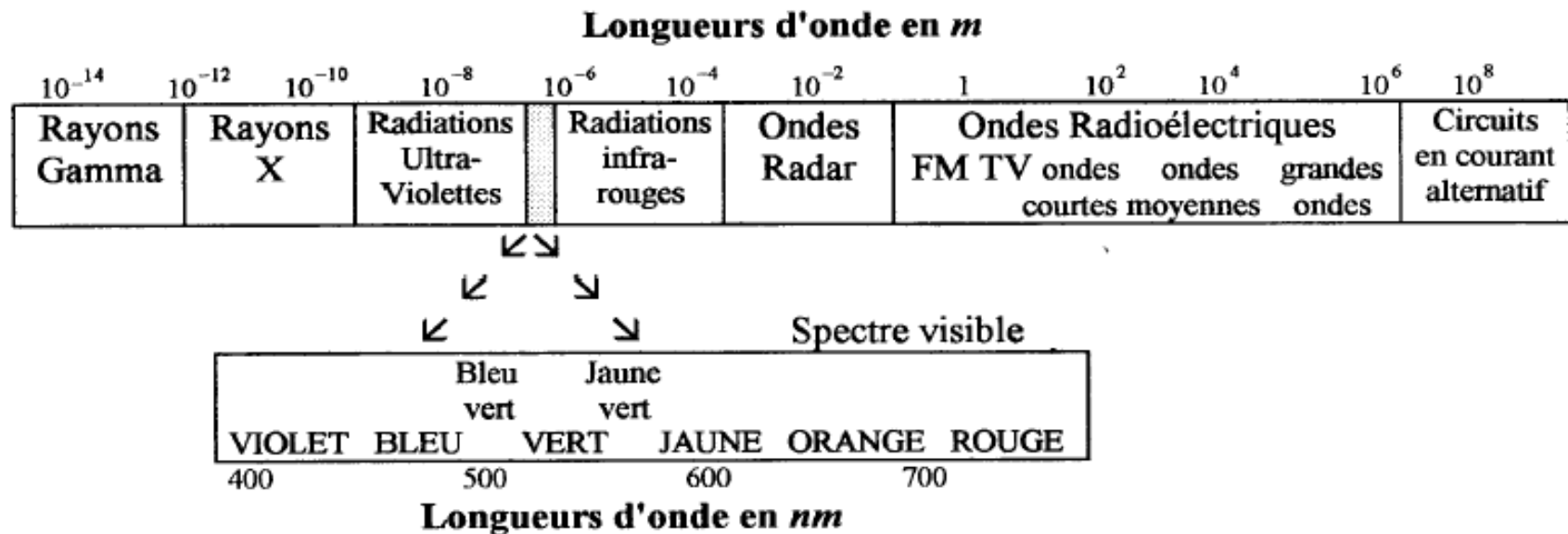


Joseph Fourier

(1768-1830)

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

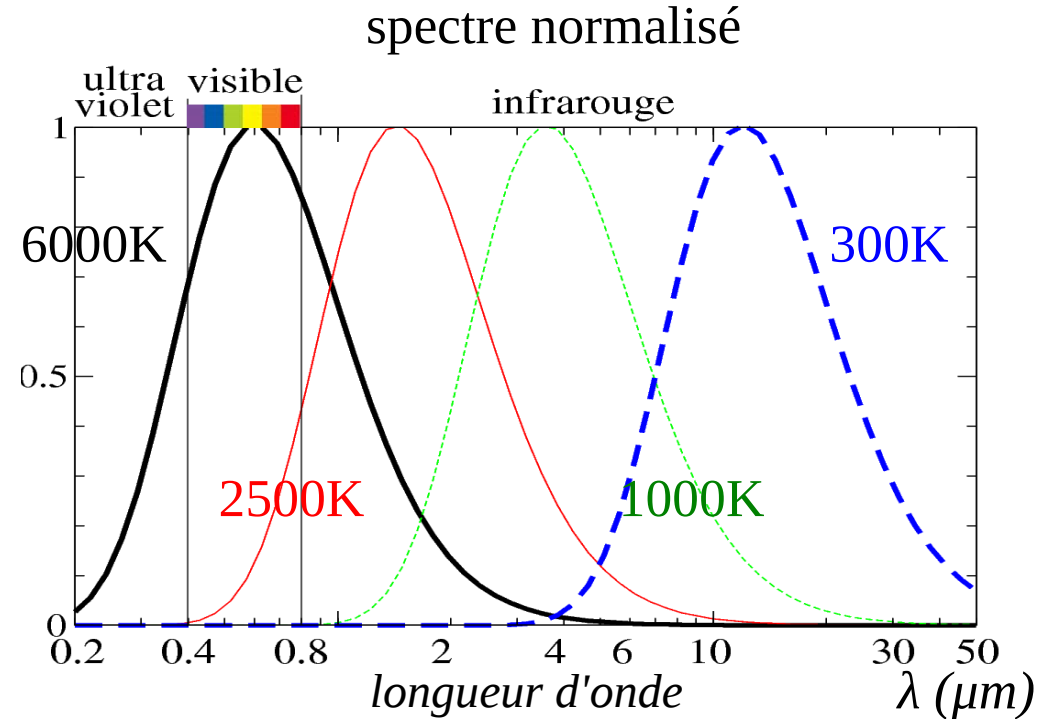
Émission du “corps noir”

Loi de Planck :

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

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

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 : $F_\lambda = F_\lambda^t + F_\lambda^r + F_\lambda^a$

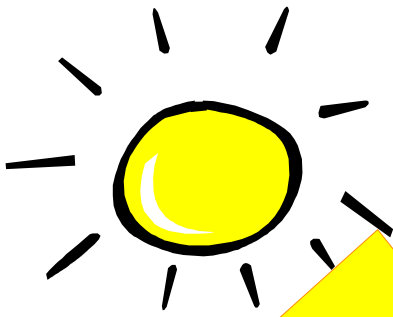
$$\Rightarrow \tau_\lambda + \rho_\lambda + \alpha_\lambda = 1$$

Loi de Kirchhoff: *émissivité* $\varepsilon_\lambda =$ *absorptivité* α_λ au niveau spectral

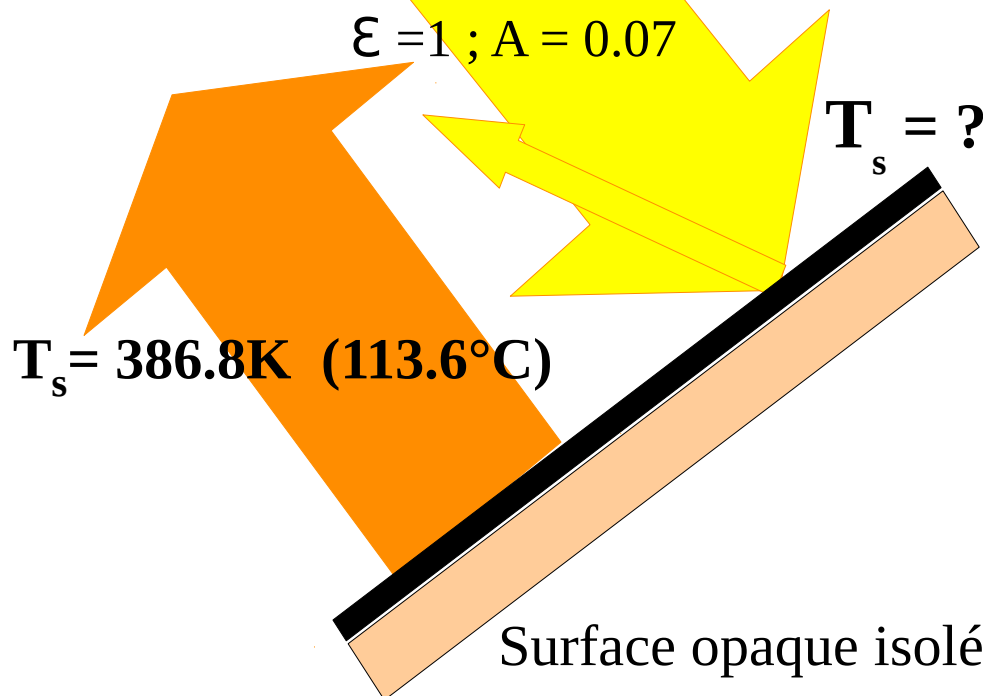
Équilibre énergétique: $\Sigma F = 0$, F flux

Température d'équilibre d'une planète

La face sombre et la face éclairée de la Lune...



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



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

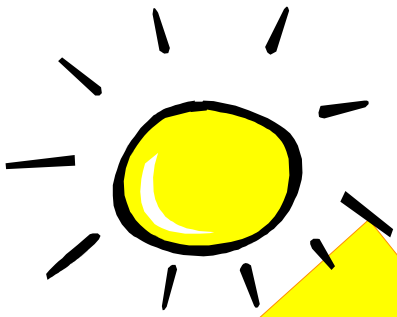
σ : constante Stefan-Boltzmann
($\sigma = 5.67 \cdot 10^{-8}$)

ϵ : émissivité (infrarouge thermique)

A : albédo (réflectivité rayonnement solaire)

Température d'équilibre d'une planète

La face sombre et la face éclairée de la Lune...



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

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

$$\epsilon\sigma T_s^4 = F_c$$

$\epsilon = 1 ; A = 0.07$

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

$T_s = 0 \text{ K}$

$T_s = 386.4\text{K} \text{ (} 113.2^\circ\text{C)}$

T_s réduit de 0,4K

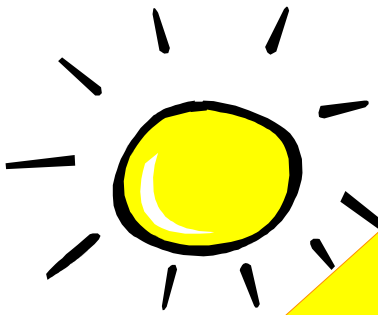
$F_c = 5 \text{ W.m}^{-2}$

$T_s = 97\text{K}$

$F_c = 5 \text{ W.m}^{-2}$

$T_s = ?$

Température d'équilibre d'une planète isotherme



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

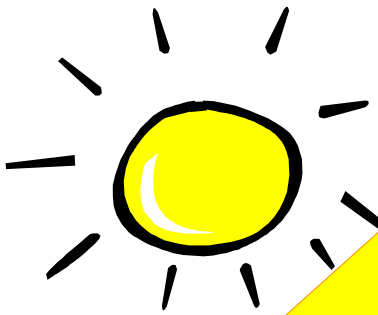
$T_s = 278\text{K}$ (5°C)

$\epsilon = 1, A = 0$

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

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

Température d'équilibre d'une planète isotherme



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,
 $A = 0.3$

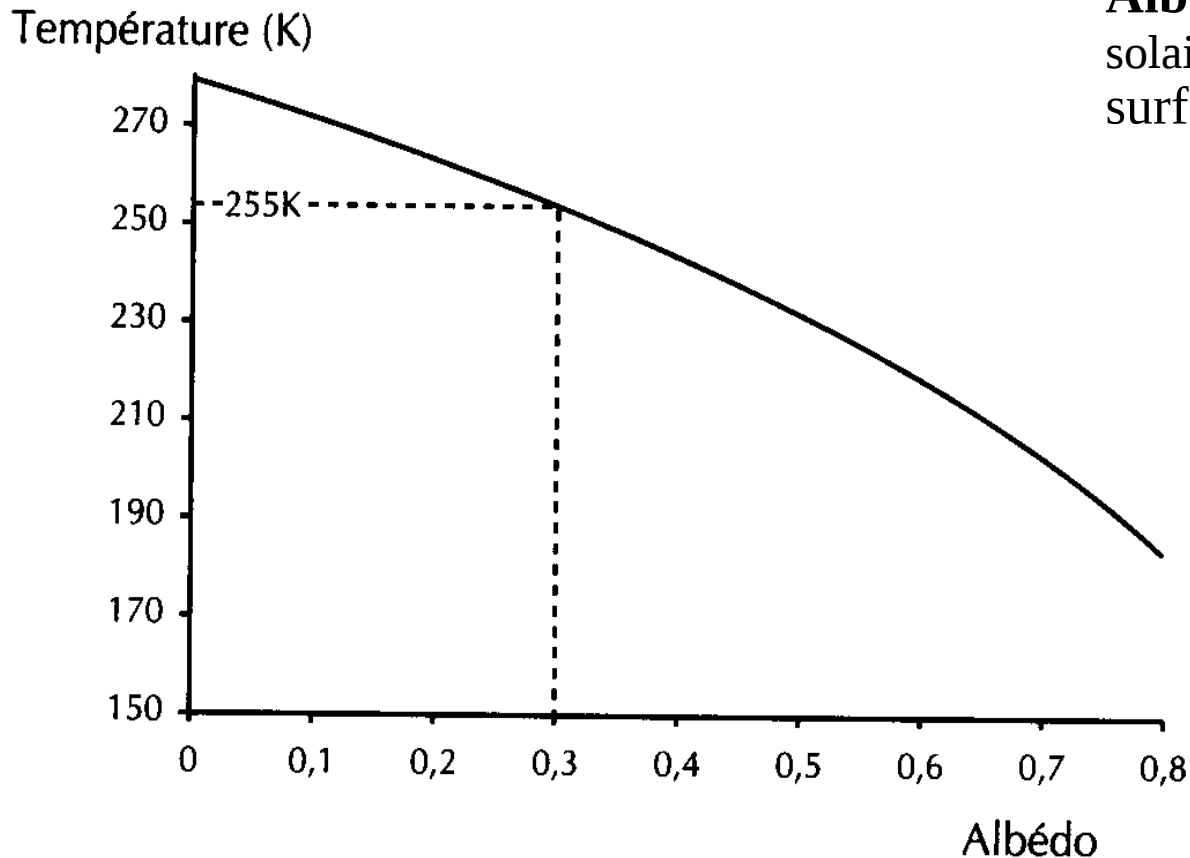
$T_s = 255\text{K}$
 (-18°C)

$\epsilon = 1, A = 0.3$

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

La température moyenne de la surface **de la Terre est de 15°C** environ. Cette différence est due au mal nommé “effet de serre”.

Température d'équilibre d'une planète isotherme



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

Surface de la Terre: $510 \cdot 10^{12} \text{ m}^2$

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

Plan

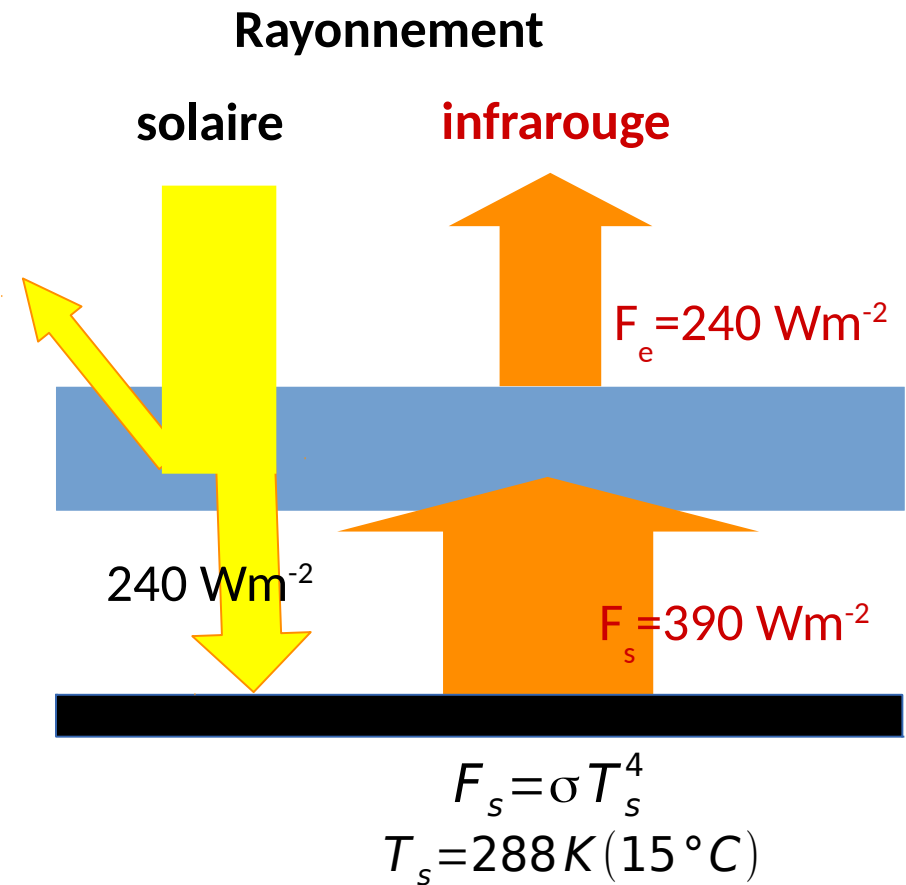
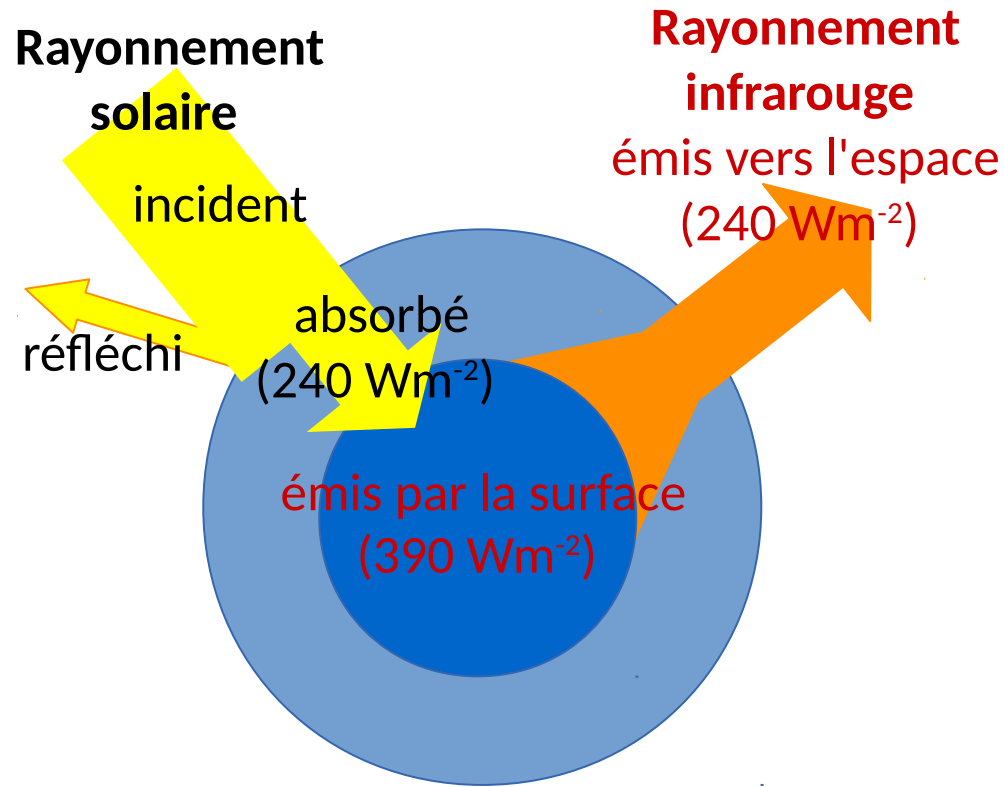
I. Historique, température d'équilibre d'une planète

II. Principe de l'effet de serre : le modèle à 1 couche et ses limites

III. Le concept d'altitude d'émission pour une interprétation plus complète de l'effet de serre

IV. Résumé, conclusion

Principe de l'effet de serre



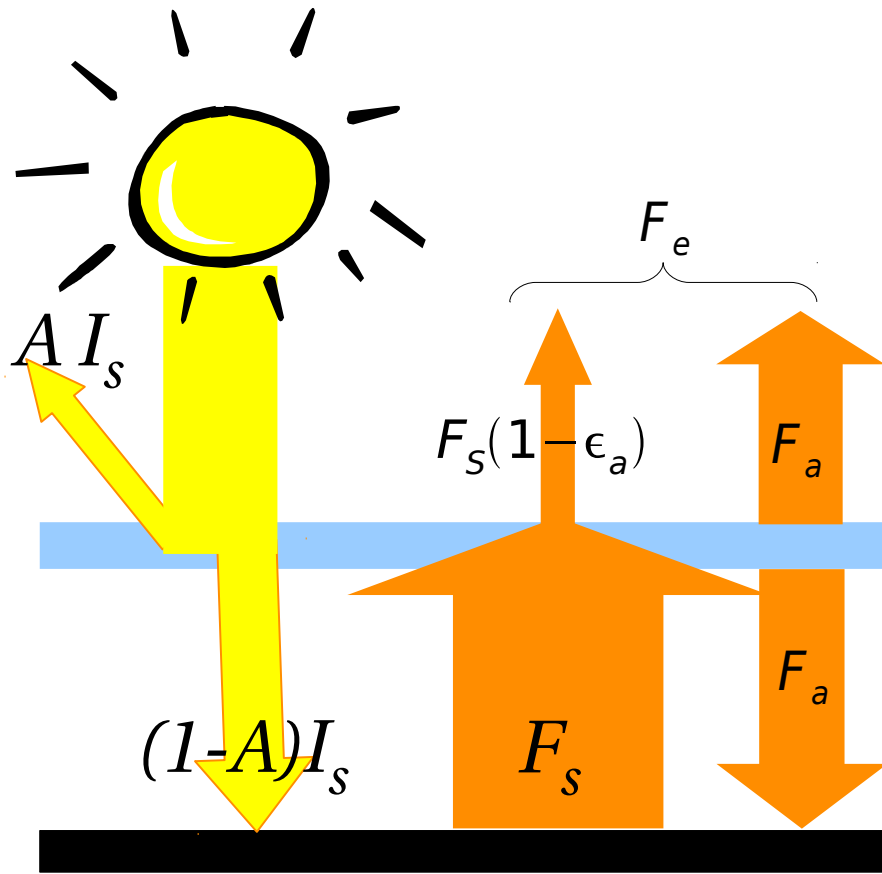
Si tout le rayonnement émis par la surface de la terre était perdu vers l'espace, la Terre perdrait beaucoup plus d'énergie que ce que l'on observe

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:

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

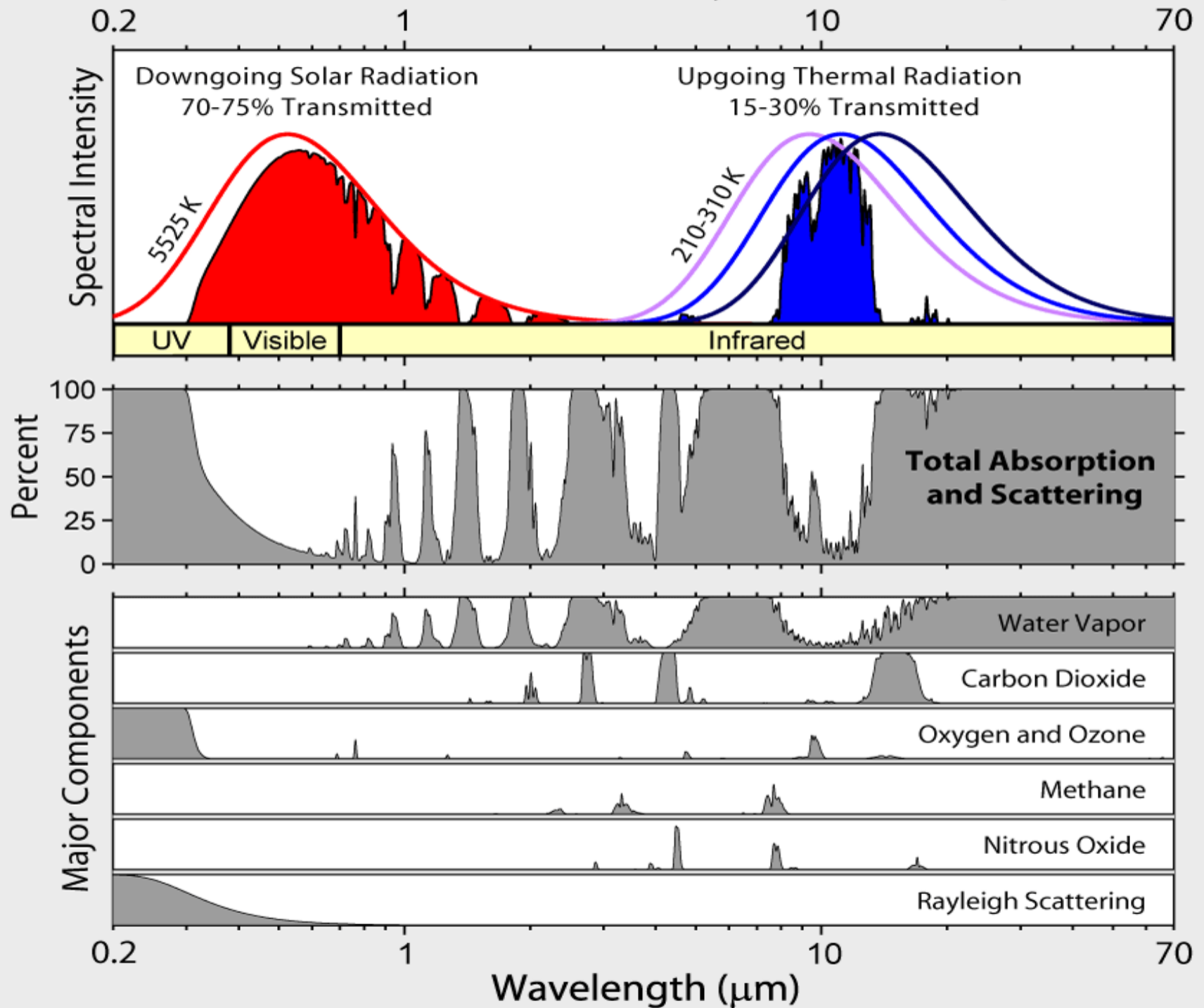
On encore:

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

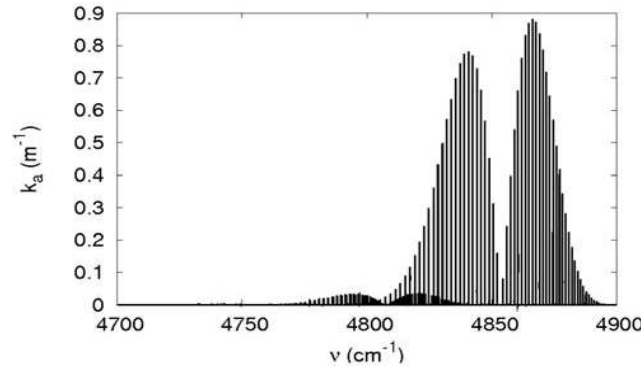
➤ La température de surface T_s dépend du **rayonnement solaire I_s** , de **l'albédo A** et de **l'absorptivité ϵ_a** = émissivité de l'atmosphère **dans l'infrarouge**

➤ **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 $\epsilon_a = 1$**

Radiation Transmitted by the Atmosphere



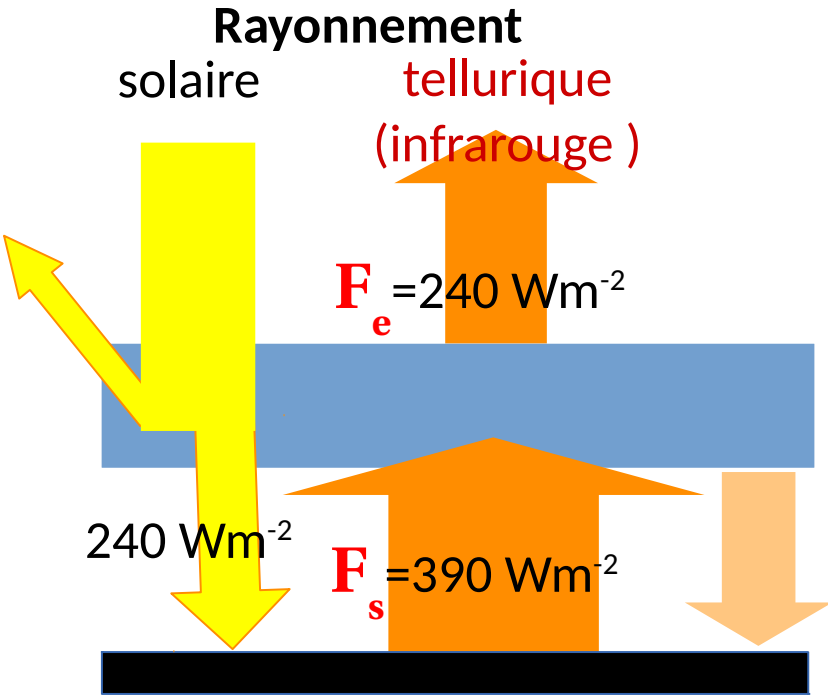
Calcul de l'effet de serre



Propriétés radiatives

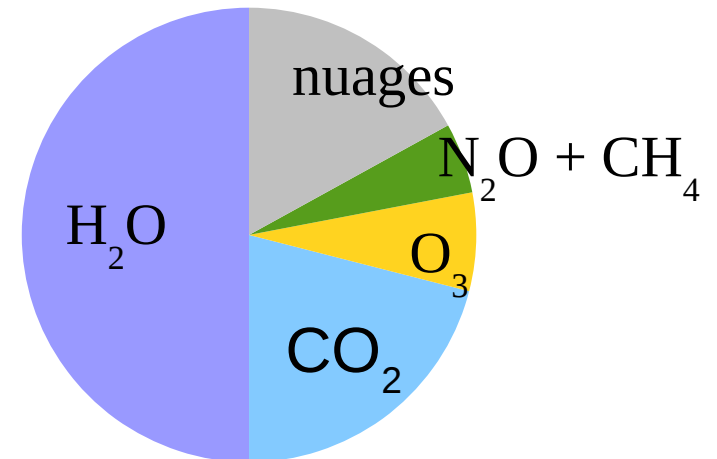
Profils atmosphériques

Calcul des flux radiatifs F et de l'effet de serre $G = F_s - F_e$



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

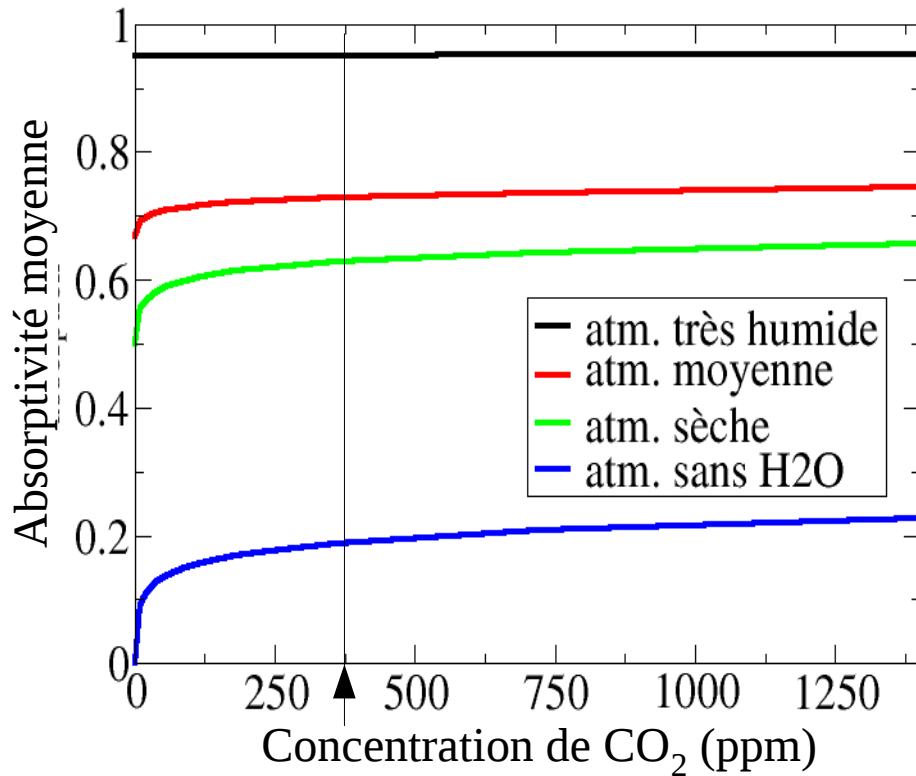


Plan

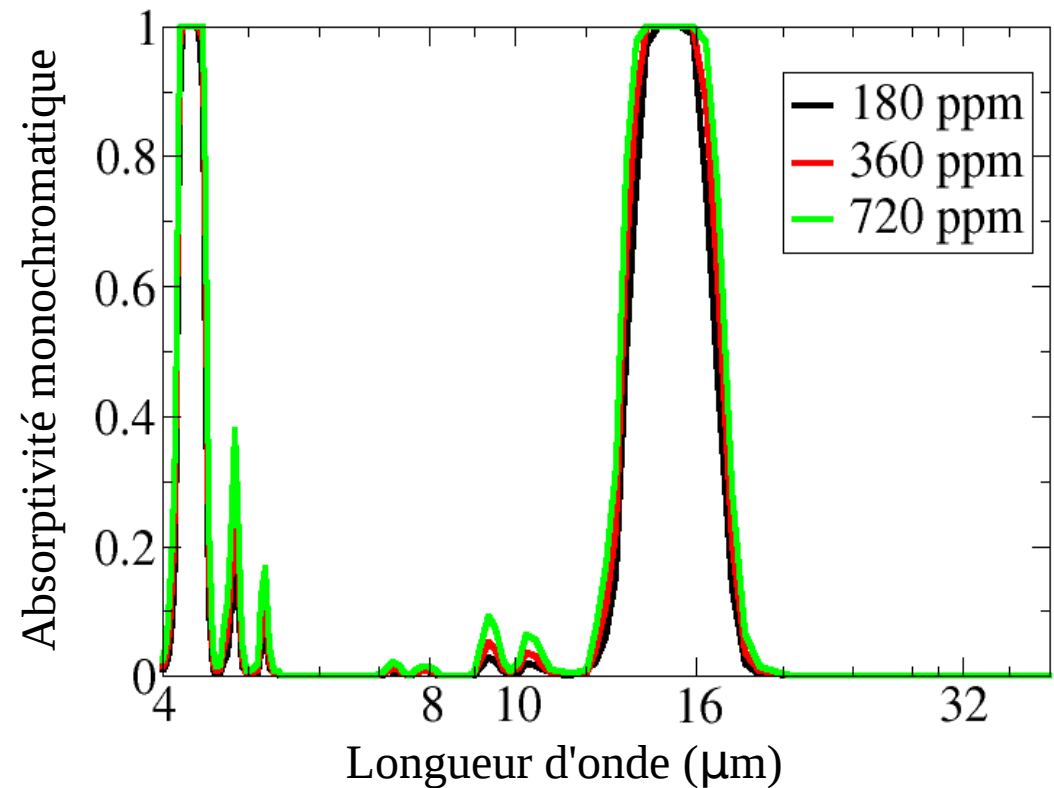
- I. Historique, température d'équilibre d'une planète
- II. Principe de l'effet de serre : le modèle à 1 couche et ses limites
- III. Le concept d'altitude d'émission pour une interprétation plus complète de l'effet de serre**
- IV. Résumé, conclusion

Le paradoxe de l'accroissement de l'effet de serre malgré la saturation de l'absorptivité

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

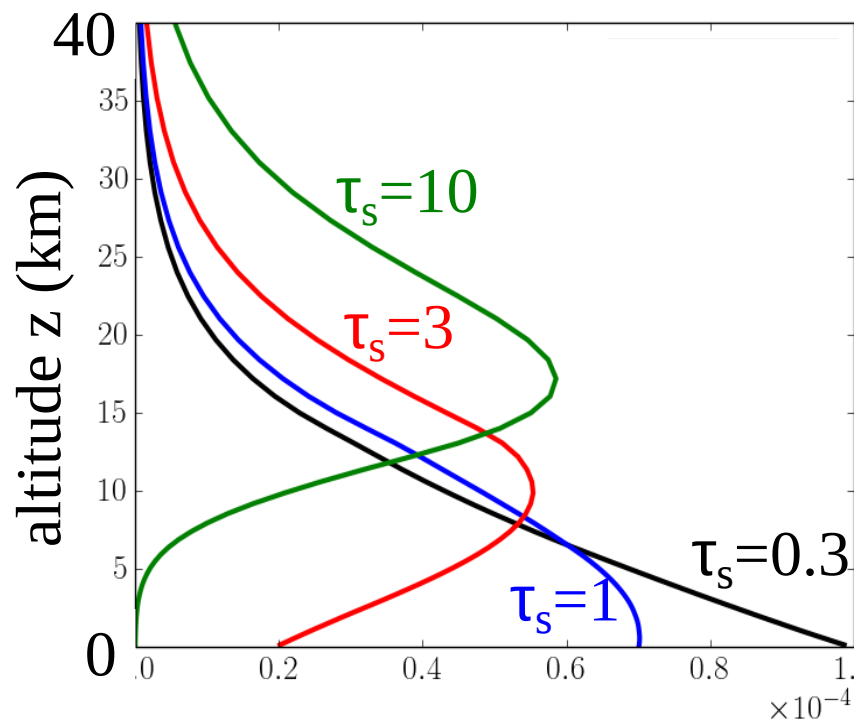


Absorptivité monochromatique de l'atmosphère due au seul CO_2 , en fonction de la longueur d'onde, pour différentes concentrations de CO_2



Concept d'altitude d'émission

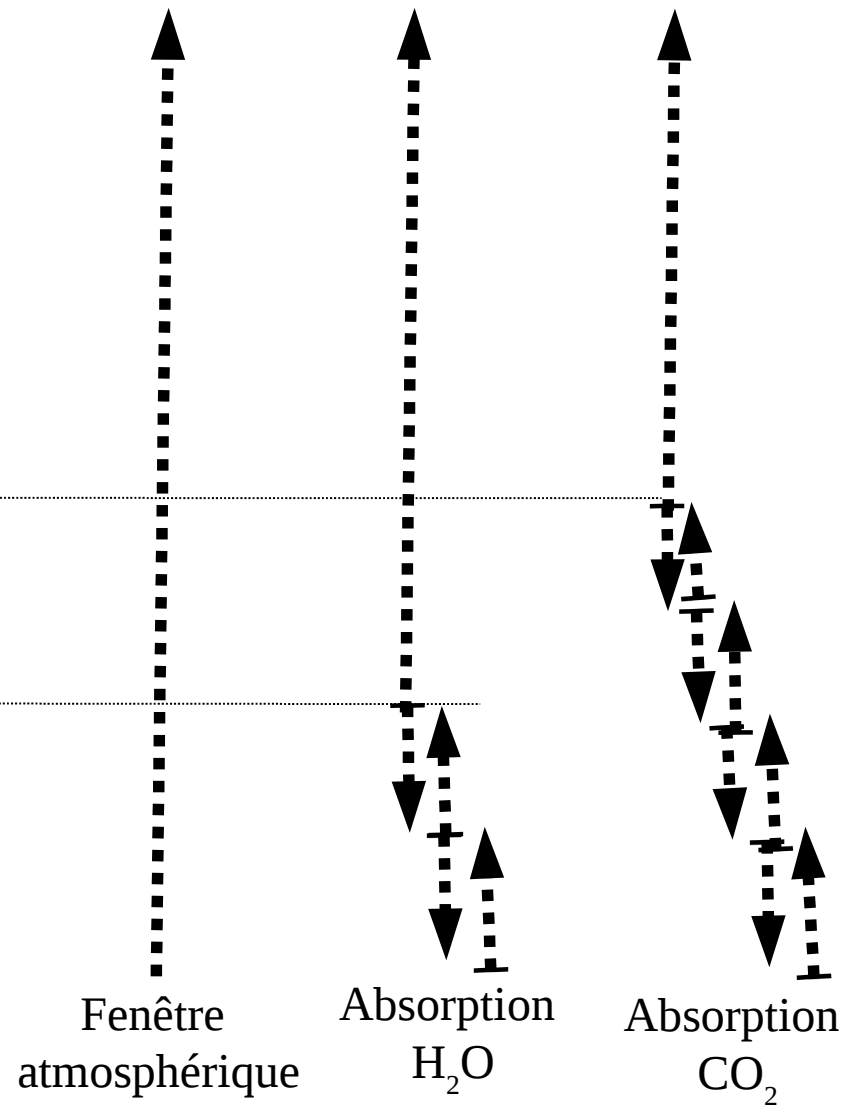
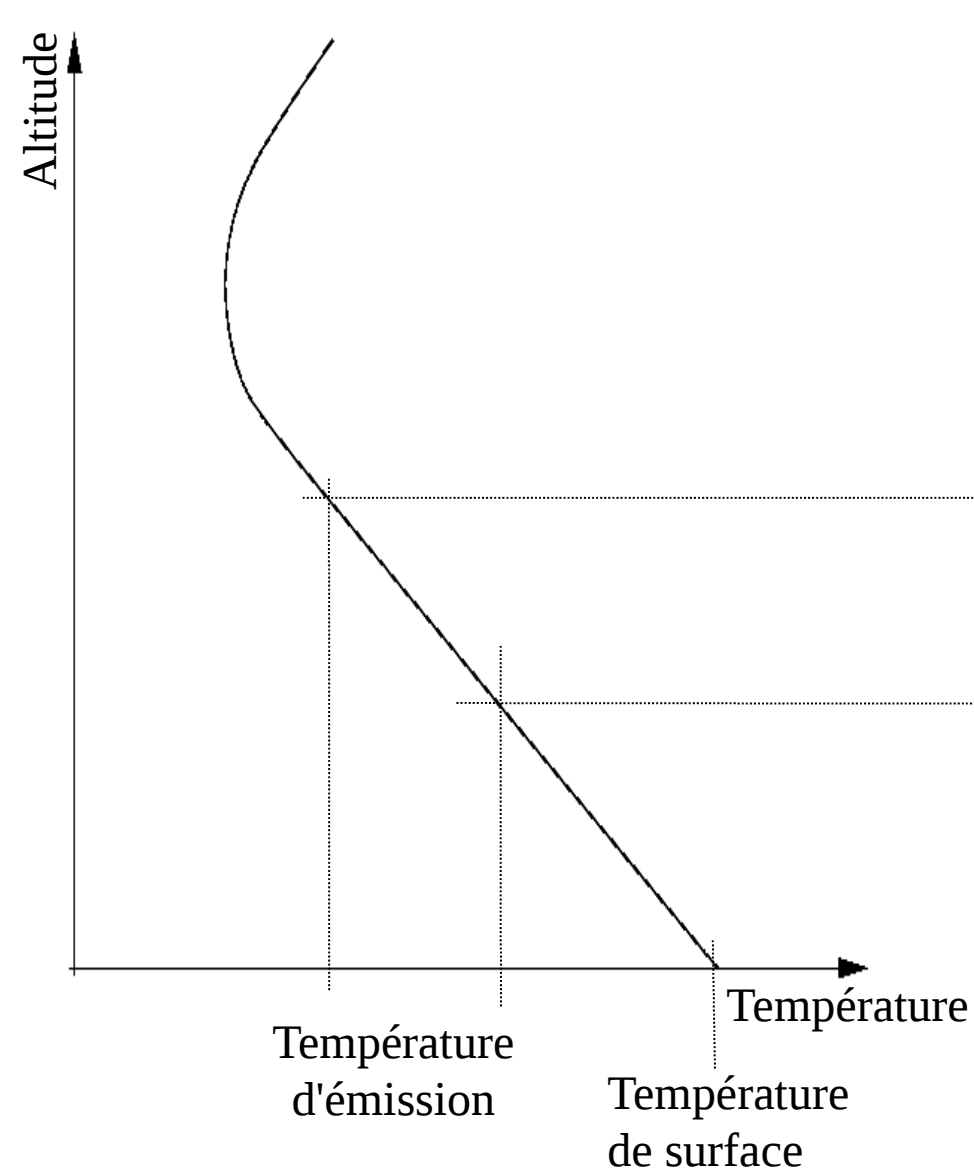
MLS atmospheric profile with a **uniform mass absorption coefficient k (m²/kg)**



$\omega(z)$: facteur optique d'échange en un élément de volume à l'altitude z et le sommet de l'atmosphère. Également la **probabilité** conditionnelle qu'un **photon émit en z et atteigne le sommet de l'atmosphère.**

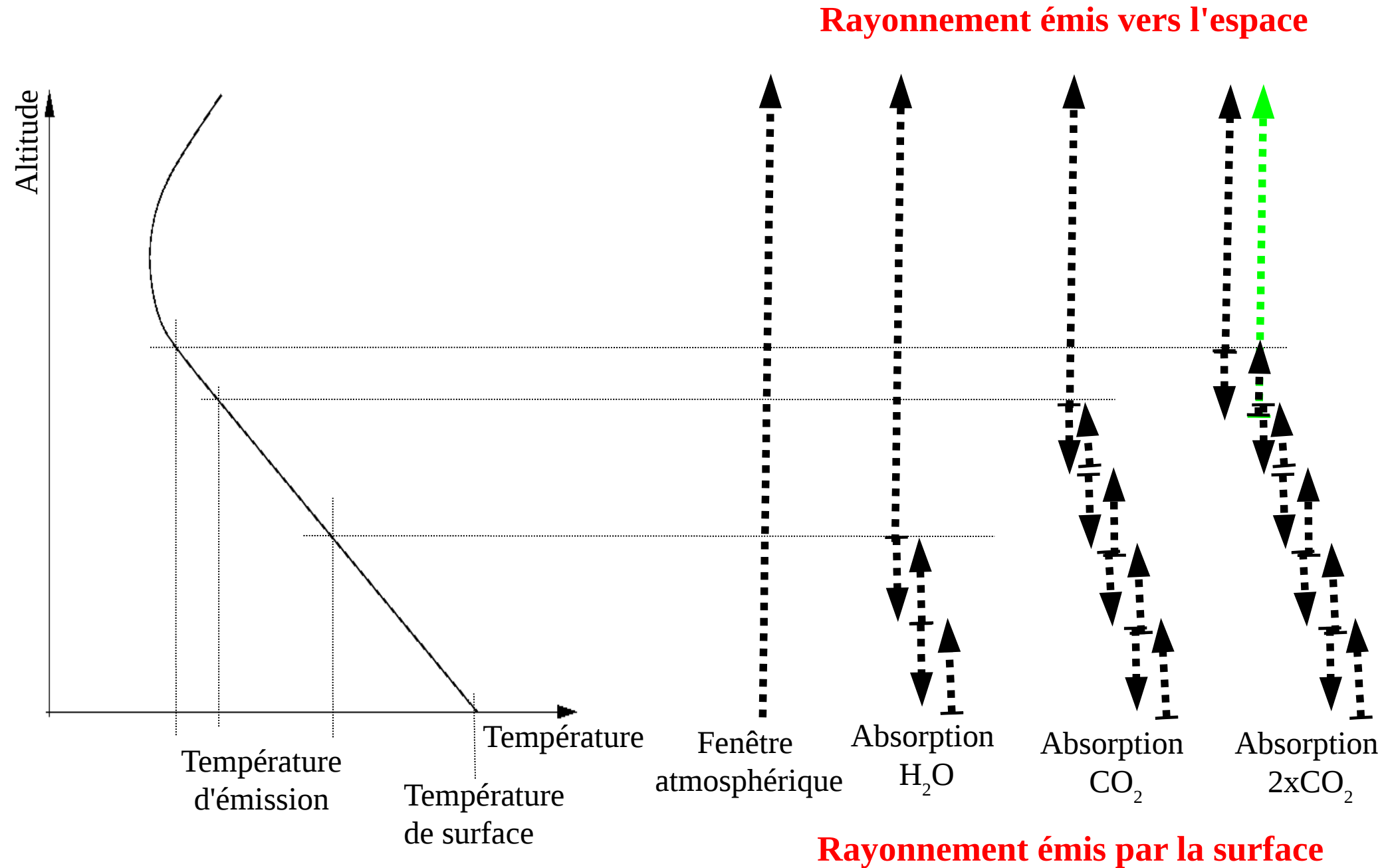
Concept d'altitude d'émission

Rayonnement émis vers l'espace

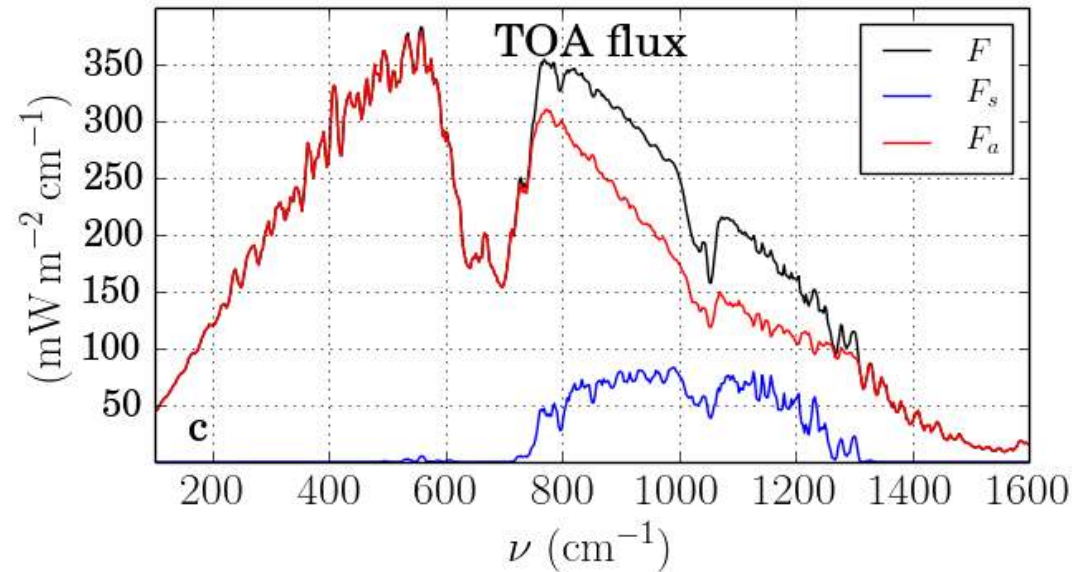
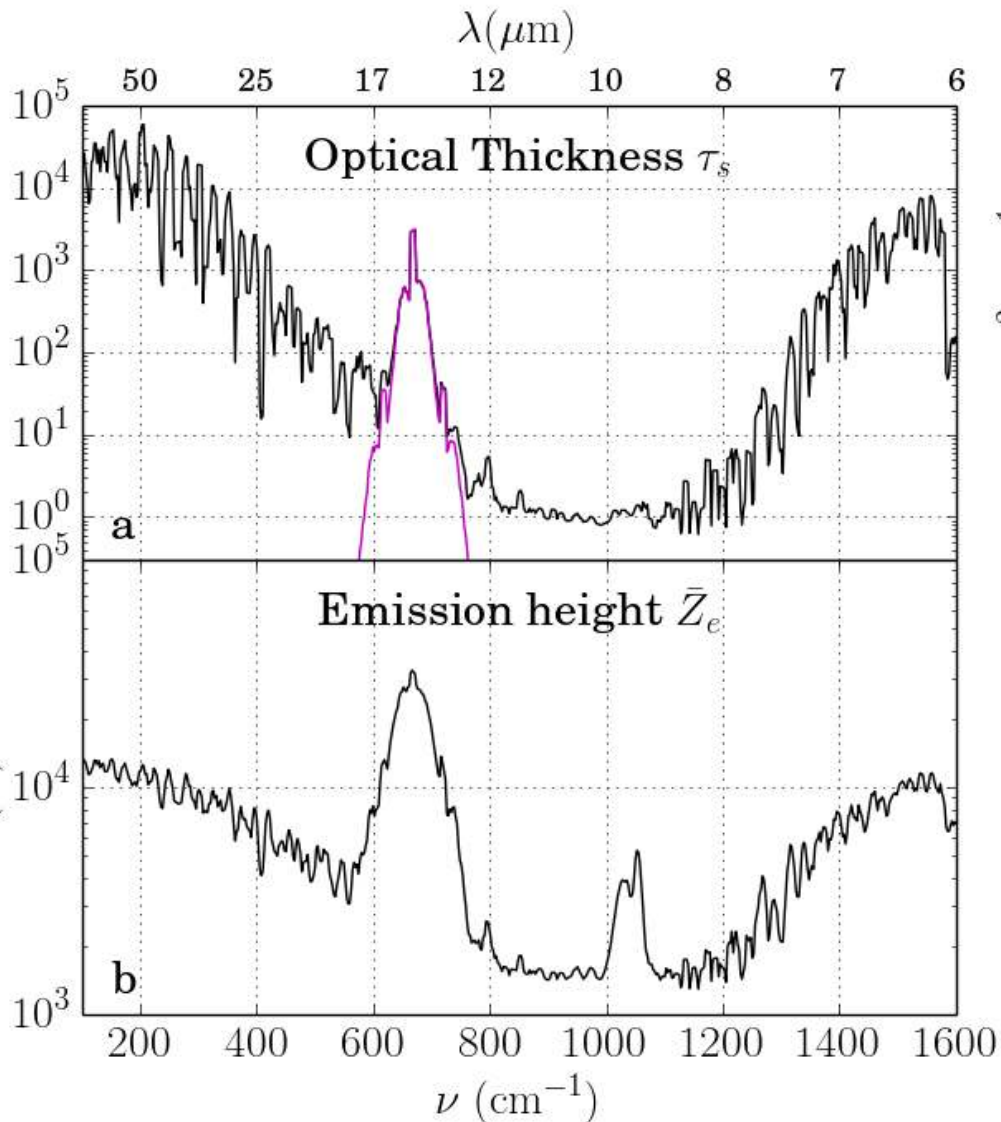


Rayonnement émis par la surface

Effet de serre dans une atmosphère.



Dépendance spectrale pour une atmosphère standard



Flux au sommet de l'atmosphère (TOA)

$$\mathcal{F} = \Upsilon_s \mathcal{B}_s + \int_0^H \frac{\partial \Upsilon(z)}{\partial z} \mathcal{B}(z) dz$$

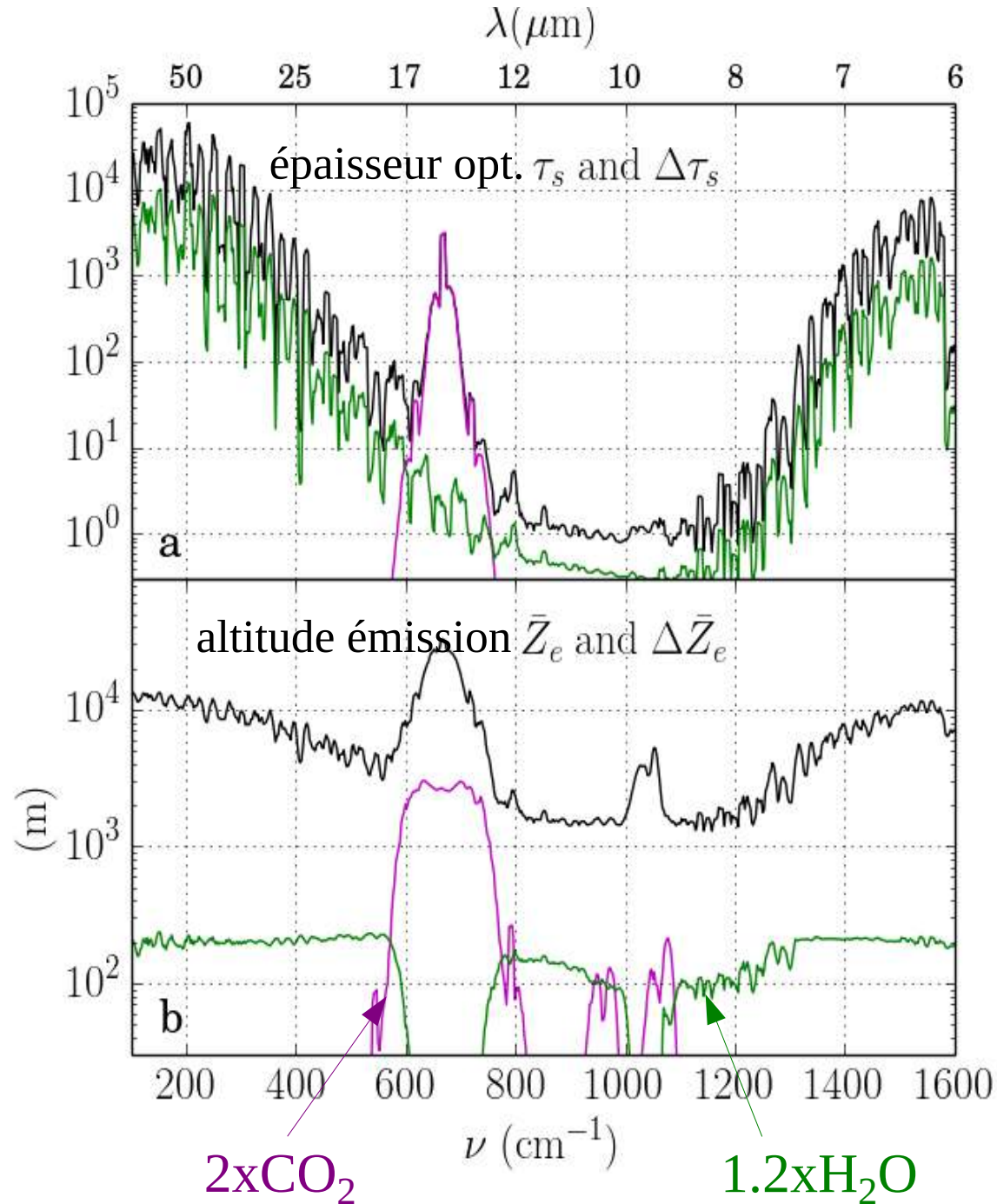
$$= \mathcal{F}_s + \mathcal{F}_a$$

Flux émis par la surface qui atteint l'espace

Flux émis par l'atmosphère qui atteint l'espace

- $\Upsilon(z)$ Transmissivité entre z et TOA
- Υ_s Transmissivité entre $z=0$ et TOA
- \mathcal{B} Fonction de Planck

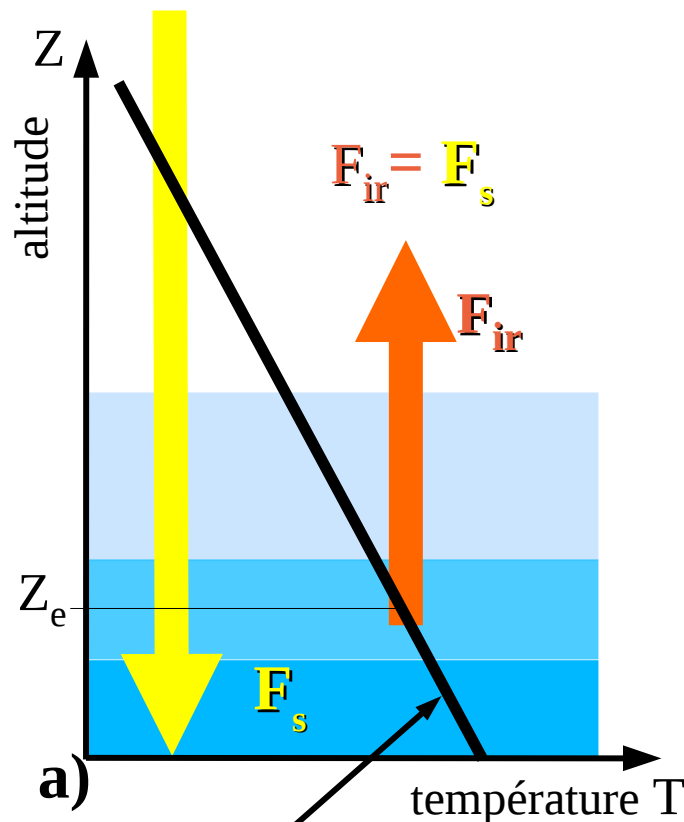
Dépendance spectrale d'une augmentation de CO₂ et H₂O



Effet de serre dans une atmosphère stratifiée.

Rayonnement solaire net F_s

Rayonnement IR sortant F_{ir}



Z_e : altitude d'émission vers l'espace

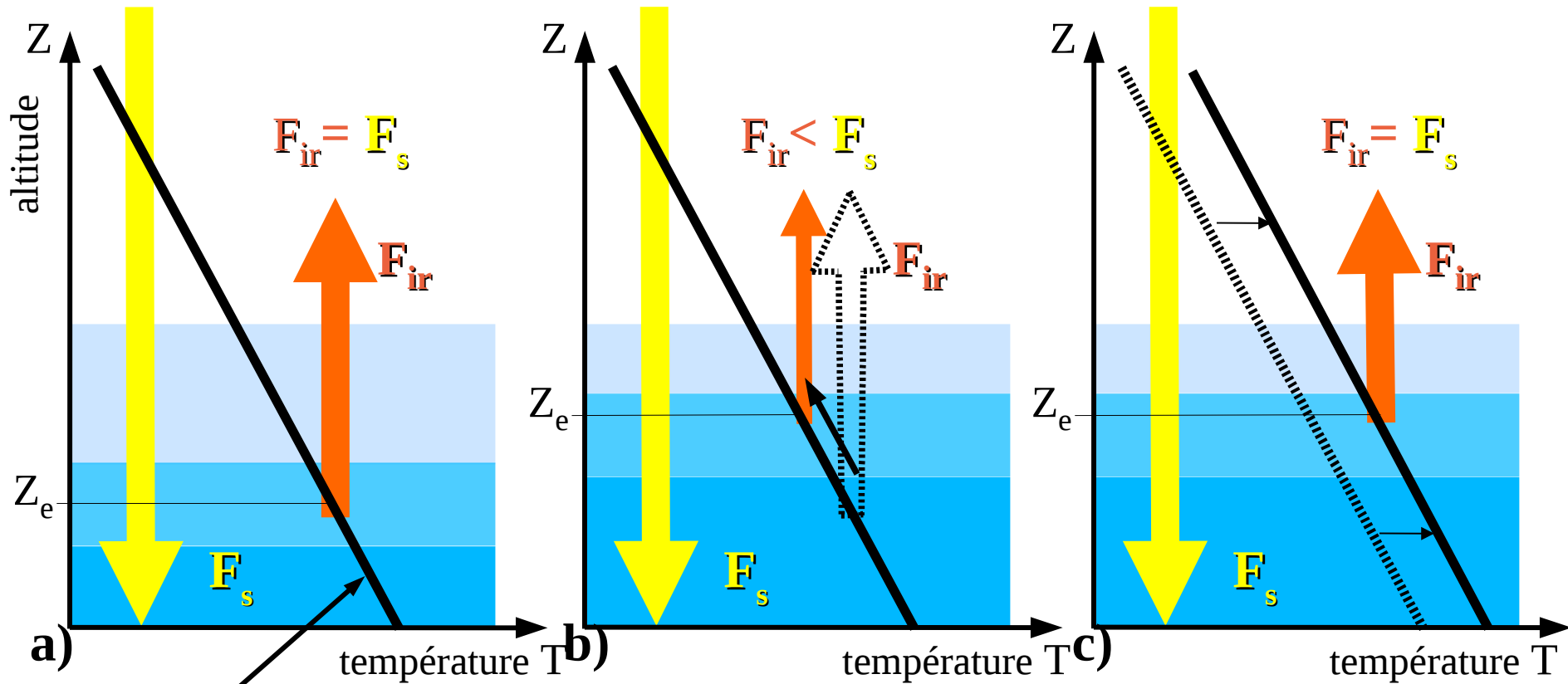
- Haute atmosphère: peu d'émission et peu d'absorption du rayonnement IR
- Moyenne atmosphère: les photons émis vers le haut atteignent l'espace
- Basse atmosphère: les photons émis vers le haut sont absorbés et n'atteignent pas l'espace

dT/dz fixé
par convection

Effet de serre dans une atmosphère stratifiée.

Rayonnement solaire net F_s

Rayonnement IR sortant F_{ir}

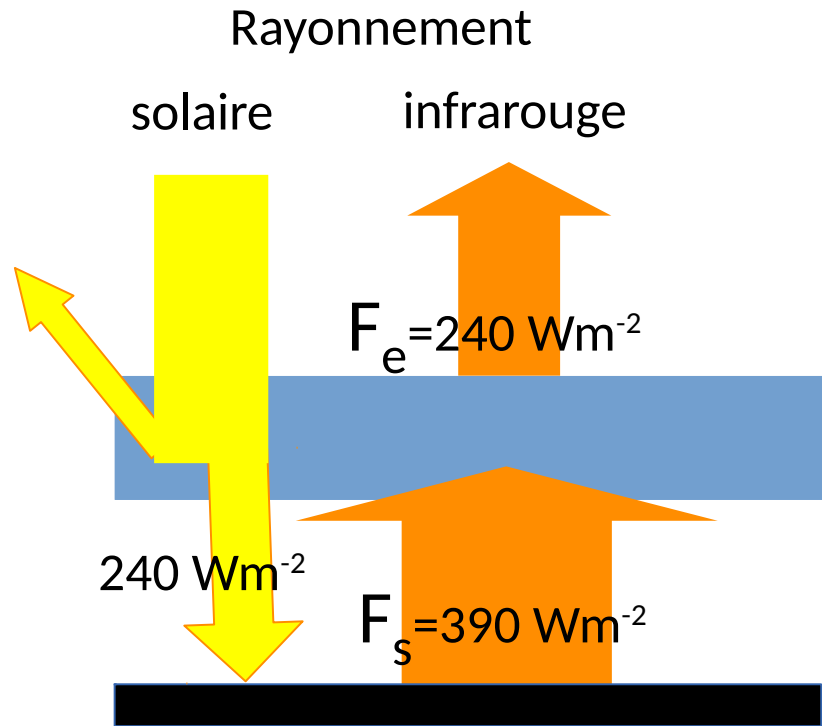


dT/dz fixé
par convection

GES (CO_2) augmente, Z_e
augmente, T_e diminue:
rayonnement sortant plus
faible.

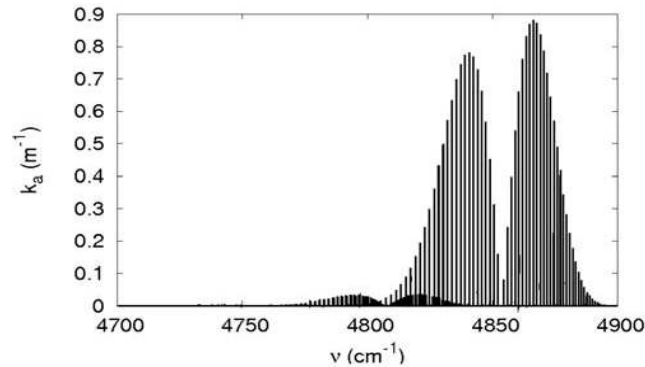
$T(z)$ augmente:
retour à l'équilibre

Calcul de l'effet de serre



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

Sur Terre : 150 Wm^{-2}



Propriété d'absorption
des gaz

Profil vertical de la
température et de la
composition

Calcul des flux radiatif F et de l'effet de
serre G

Sur Terre, pour une atmosphère standard:

- H_2O : + 20% $\Rightarrow \Delta G \approx + 3.8 \text{ W.m}^{-2}$
- CO_2 : + 100% $\Rightarrow \Delta G \approx + 2.8 \text{ W.m}^{-2}$

[Collins et al., 2006]

En tenant compte des nuages et de l'ajustement
stratosphérique :

CO_2 : + 100% $\Rightarrow \Delta G \approx + 3.7 \pm 0.2 \text{ W.m}^{-2}$



Résumé, conclusion

- Le climat est directement influencé et dépend fortement des échanges radiatifs entre la planète et “l'espace”
- Ces échanges se calculent directement par des modèles de transfert radiatif (modèles de référence ou modèles réduits)

Effet de serre :

- C'est une ***interprétation*** des résultats obtenus en résolvant l'équation de transfert radiatif.
- Lorsque le milieu est optiquement épais, l'analyse en terme de ***altitude d'émission*** facilite cette interprétation
- ***Un accroissement de CO₂*** 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



FIN

