



Changement Climatique

Jean-Louis Dufresne (LMD – Jussieu))
& Laurent Bopp (LMD - ENS)

Historique (1):
de l'effet de serre aux
premières projections

13 septembre 2018

Plan

I. Historique

II. Température d'équilibre d'une planète

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

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

V. Résumé, conclusion

Naissance de la physique du climat et des changements climatiques

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

➤ **J. Fourier pose les bases de la physique du climat** : Le bilan d'énergie pilote la température de surface des planètes

➤ **Il pressent l'importance de changements d'ensoleillement** :
« *Les moindres variations de la distance de cet astre [le soleil] à la Terre occasionneraient des changements très considérables dans les températures, l'excentricité de l'orbite terrestre donnerait naissance à diverses saisons.* »

➤ **Cette sensibilité au soleil lui semble trop élevée.** Fourier introduit une température de ciel « *qui modère les températures à la surface du globe terrestre, et donne à cette planète une chaleur fondamentale, indépendante de l'action du Soleil et de la chaleur propre que sa masse intérieure a conservée.* »

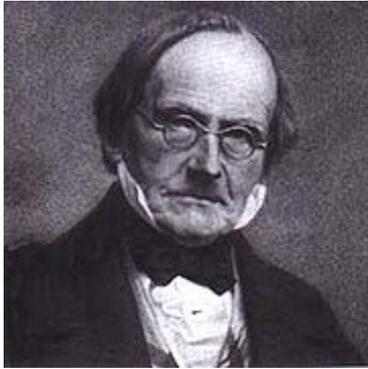
➤ **Il envisage néanmoins que le climat puisse changer**: « *L'établissement et le progrès des sociétés humaines, l'action des forces naturelles peuvent changer notablement, et dans de vastes contrées, l'état de la surface du sol, la distribution des eaux et les grands mouvements de l'air. De tels effets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



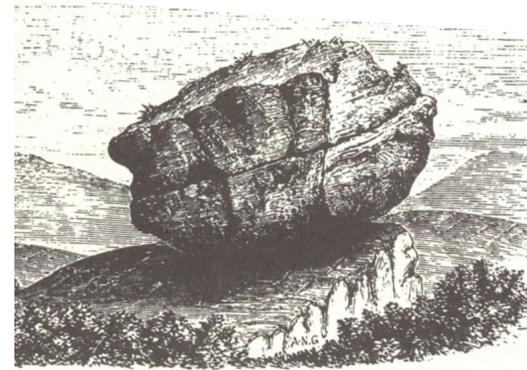
Joseph Fourier
(1768-1830)

La découverte des variations passées

Hypothèse des périodes glaciaires (1840-1860)



Jean de
Charpentier



Blocs erratiques



Louis Agassiz

Origine de ces variations : soleil ou CO₂ (1860-1900) ?



James Croll



Svante Arrhenius

Calcul de l'effet de serre

On the Influence of Carbonic Acid in the Air upon the Temperature of the Ground, S. Arrhenius, 1896.

Calcul de l'effet de serre

Cycle du carbone et variation du CO₂ atmosphérique

Le CO₂ peut expliquer les variations climatiques passées et pourrait influencer le climat futur

Doublement de CO₂ => $\Delta T \approx 4$ à 5°C

Aborde le problème dans sa globalité

Se base sur les travaux de Fourier, Pouillet, Tyndall et Langley

Propose et utilise un modèle de l'effet de serre

Critiques :

- L'absorption du CO₂ est “saturée”, et donc l'effet de serre aussi
- La “nature” régule la concentration du CO₂, qui n'est pas modifié par la combustion du charbon

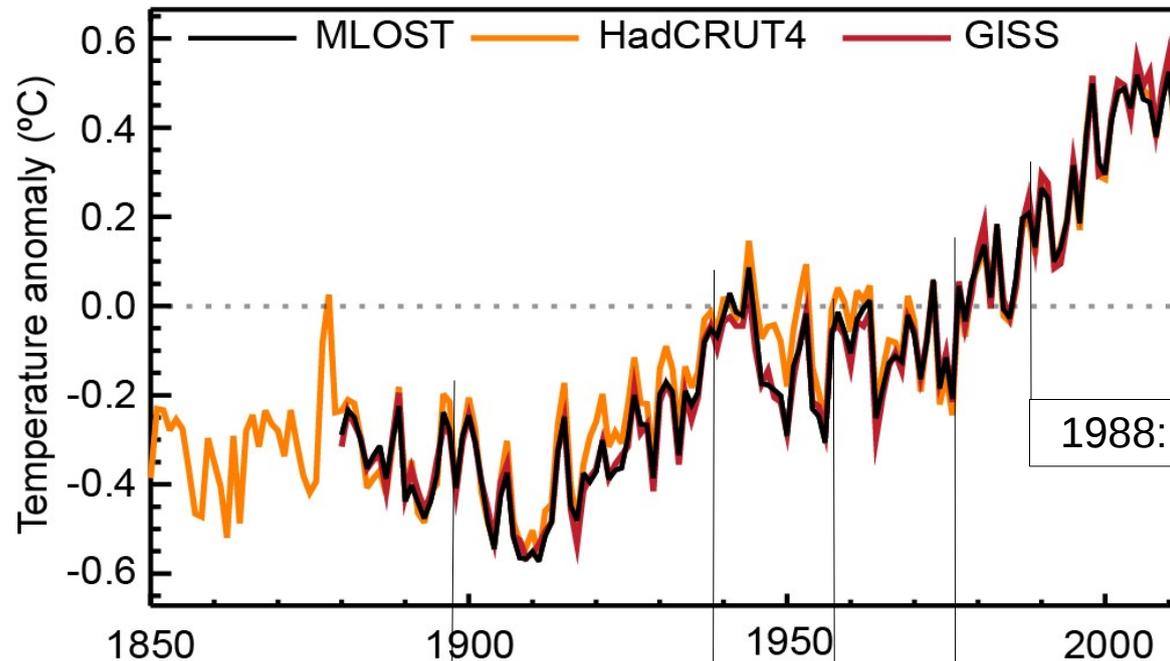


Svante Arrhenius

(1859-1927)

Les questions scientifiques liées aux changements climatiques sont abordées avant que ces changements aient eut lieu.

Questions d'anticipation, de risques



1824: J. Fourier

1897: S. Arrhenius:
première estimation du
rôle du CO₂

1937: G. Callendar:
nouvelle estimation
du rôle du CO₂

1957-1958: Année
Géophysique
Internationale

1970-1980: Premières
projections climatiques avec
des modèles numériques



R. Keeling



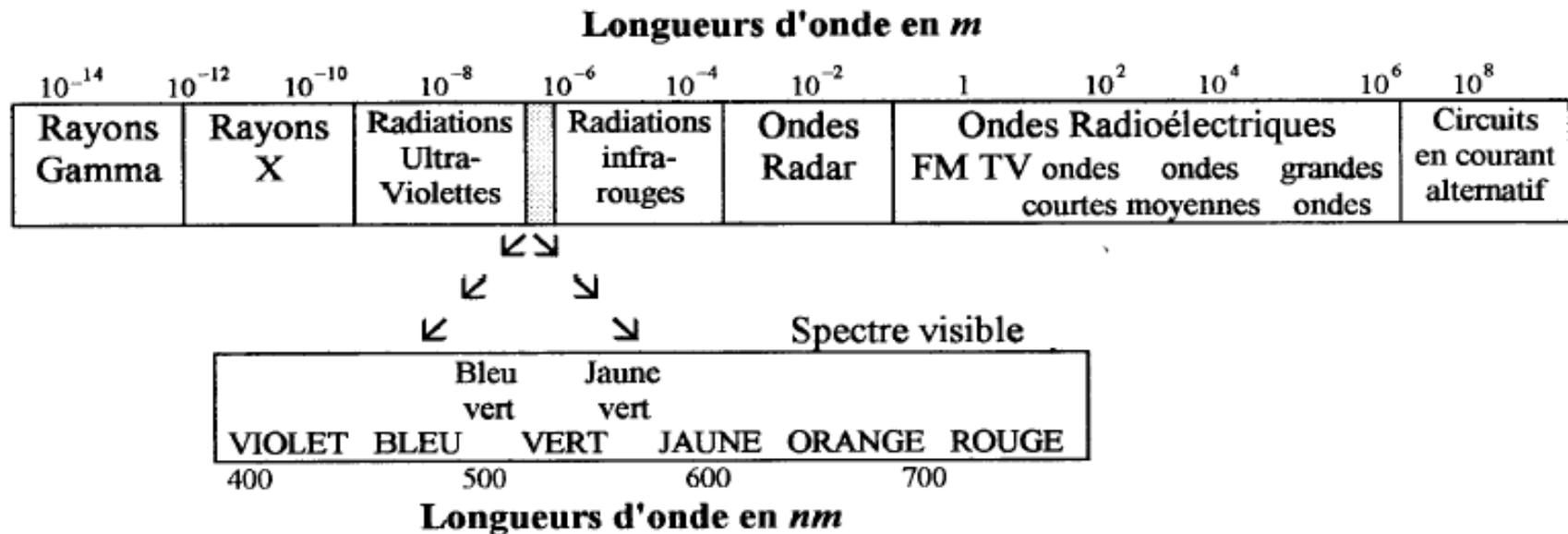
S. Manabe



J. Charney

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

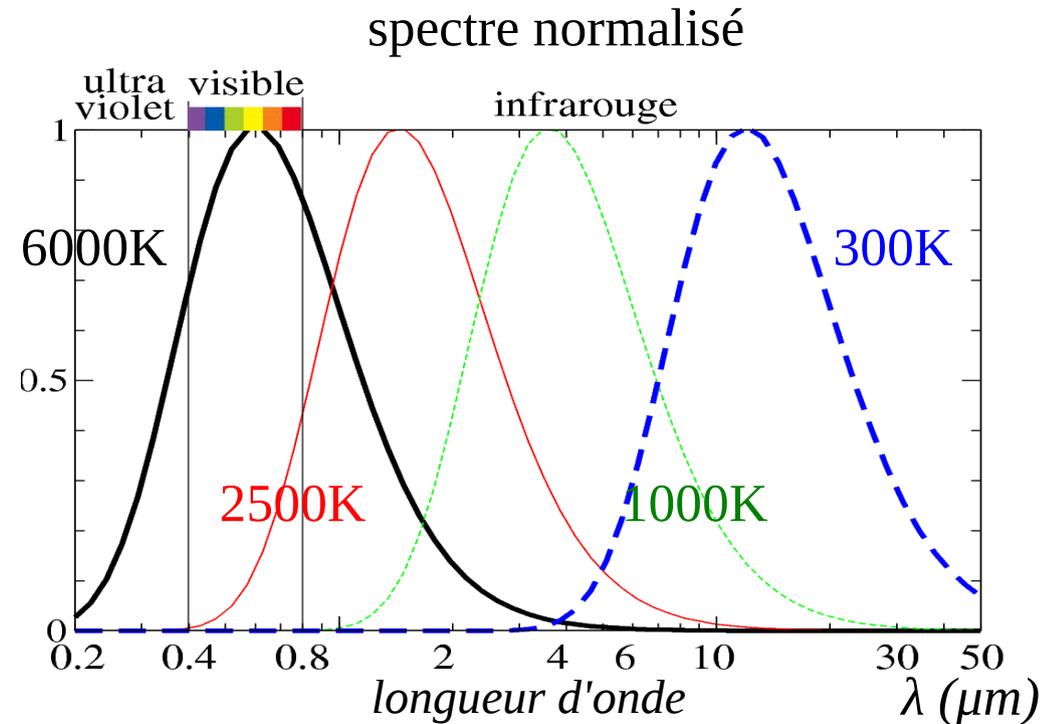
Émission du “corps noir”

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 de 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

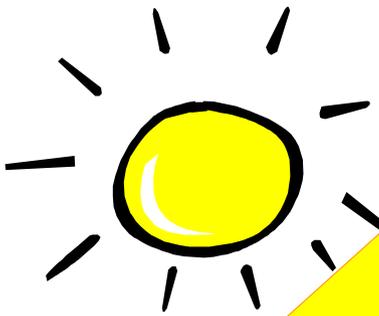
Conservation de l'énergie : $F_\lambda = F_\lambda^t + F_\lambda^r + F_\lambda^a$

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

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

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

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

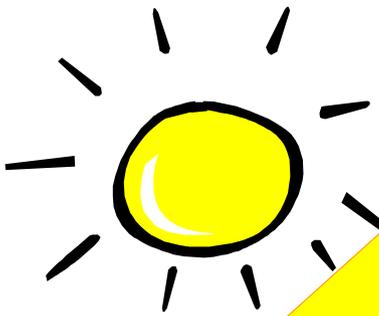
$T_s = 278\text{K} (5^\circ\text{C})$

$\epsilon = 1, A = 0$

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

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

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,
 $A = 0.3$

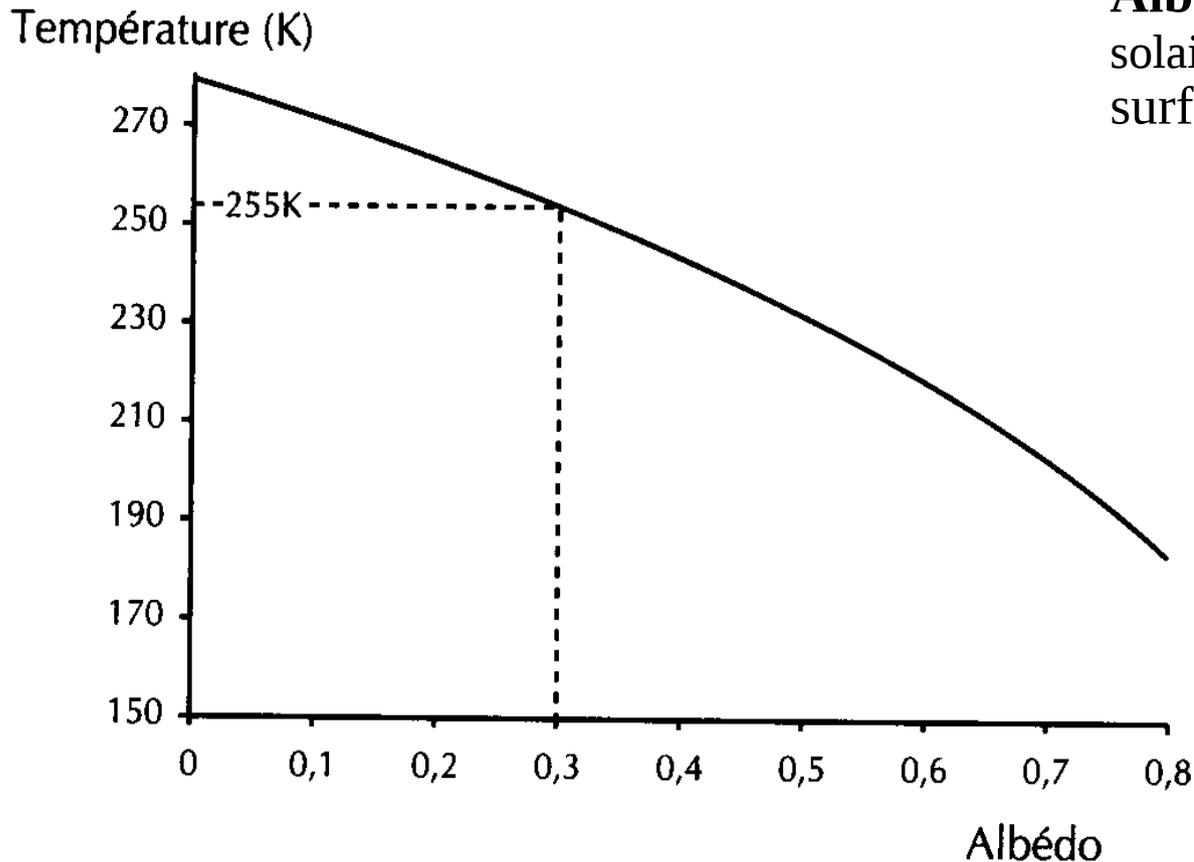
$$\epsilon \sigma T_s^4 = (1 - A) I_0 / 4$$

$T_s = 255\text{K} (-18^\circ\text{C})$

$\epsilon = 1, A = 0.3$

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.

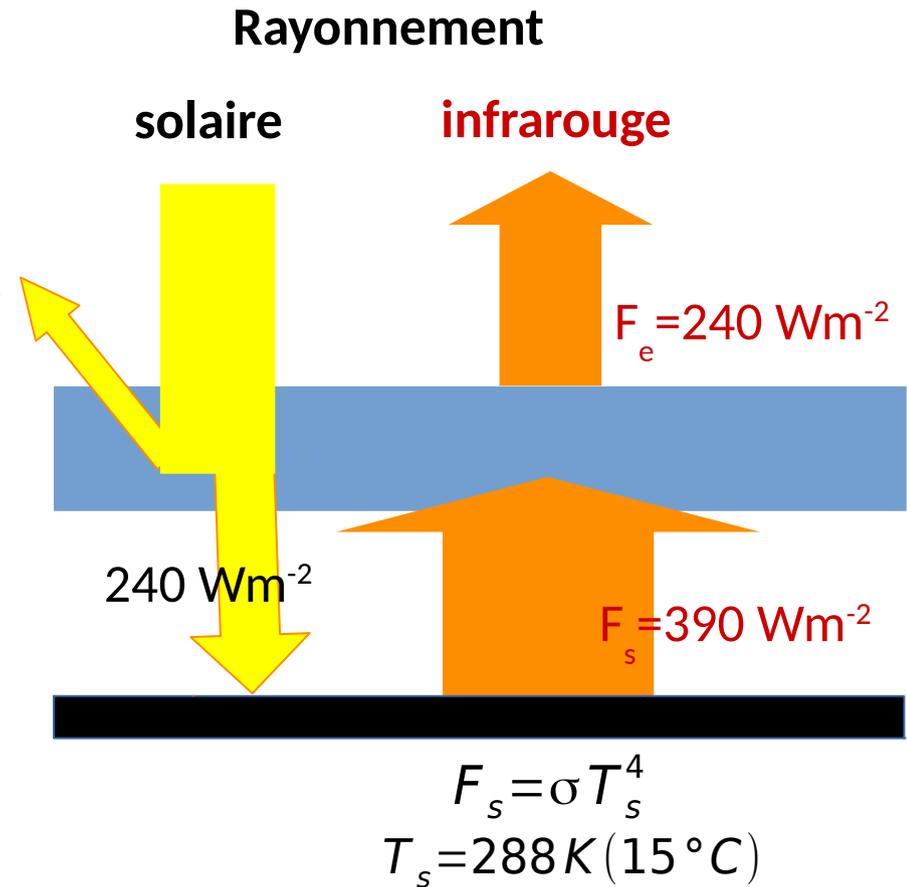
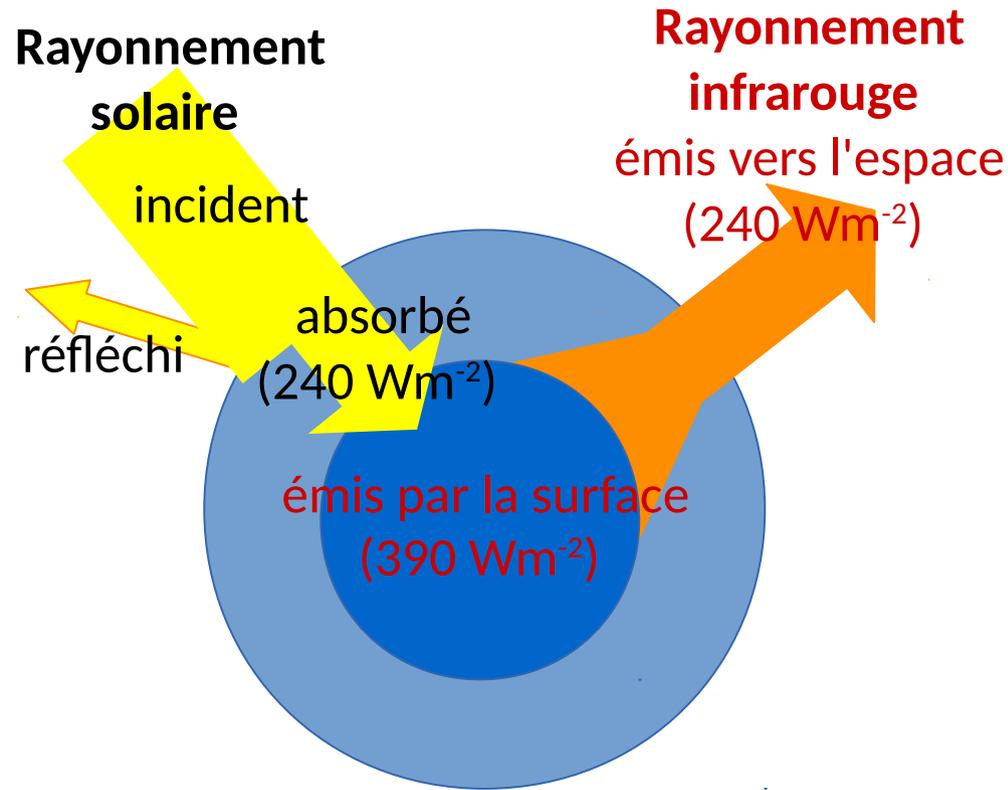
Le rayonnement solaire domine les apports en énergie de la Terre

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

Principe de l'effet de serre



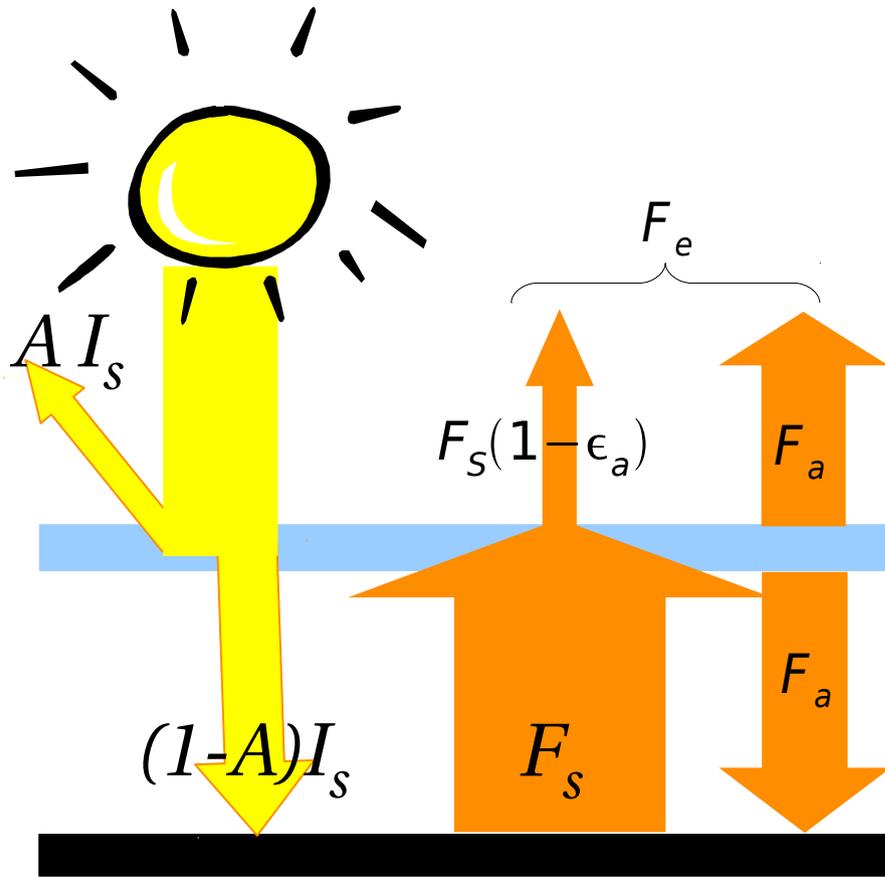
Si tout le rayonnement émis par la surface de la terre était perdu vers l'espace, la Terre perdrait beaucoup plus d'énergie que ce que l'on observe

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 $\epsilon_a = 1$**

Limite du modèle de « serre » à 1 couche

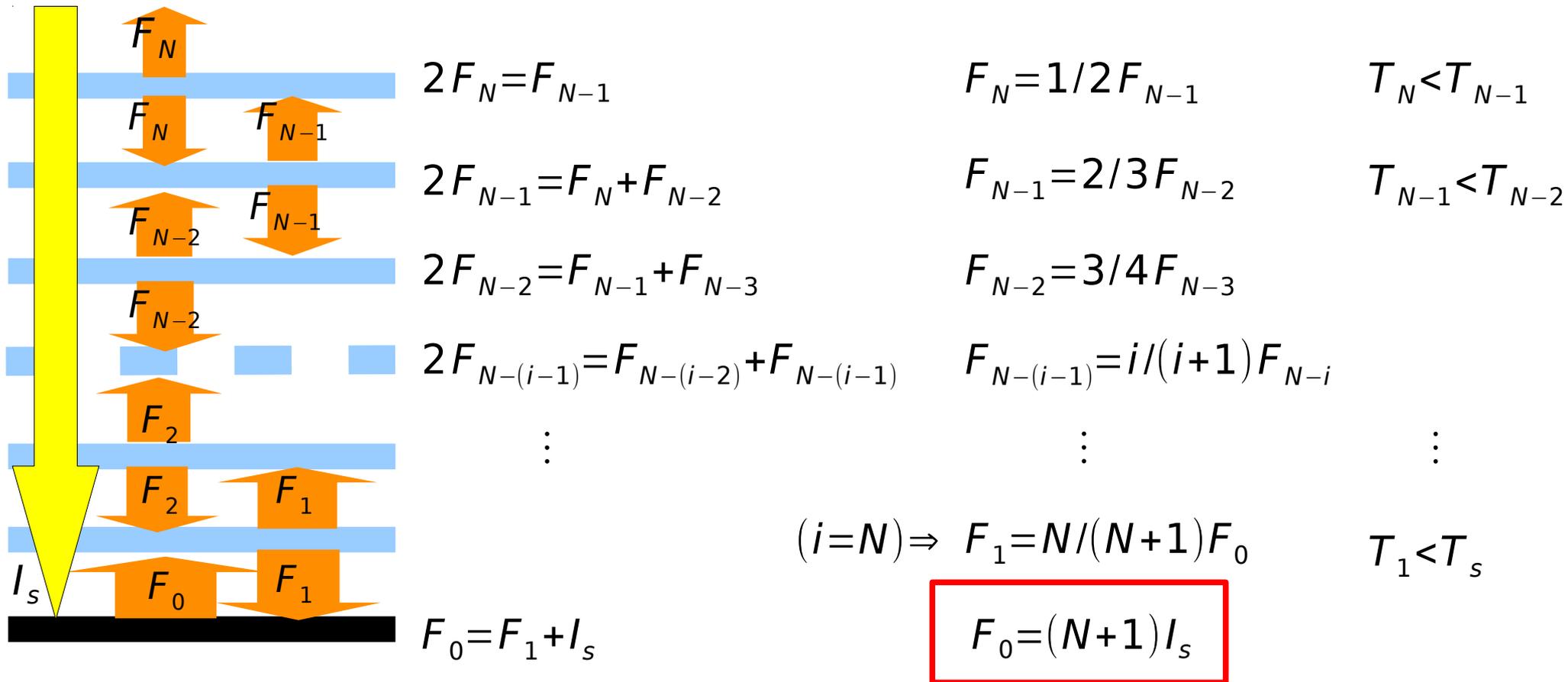
Avec le modèle à une couche, l'effet de serre

$$G = F_s - F_e = (1 - A) I_s \left(\frac{1}{1 - \epsilon_a / 2} - 1 \right)$$

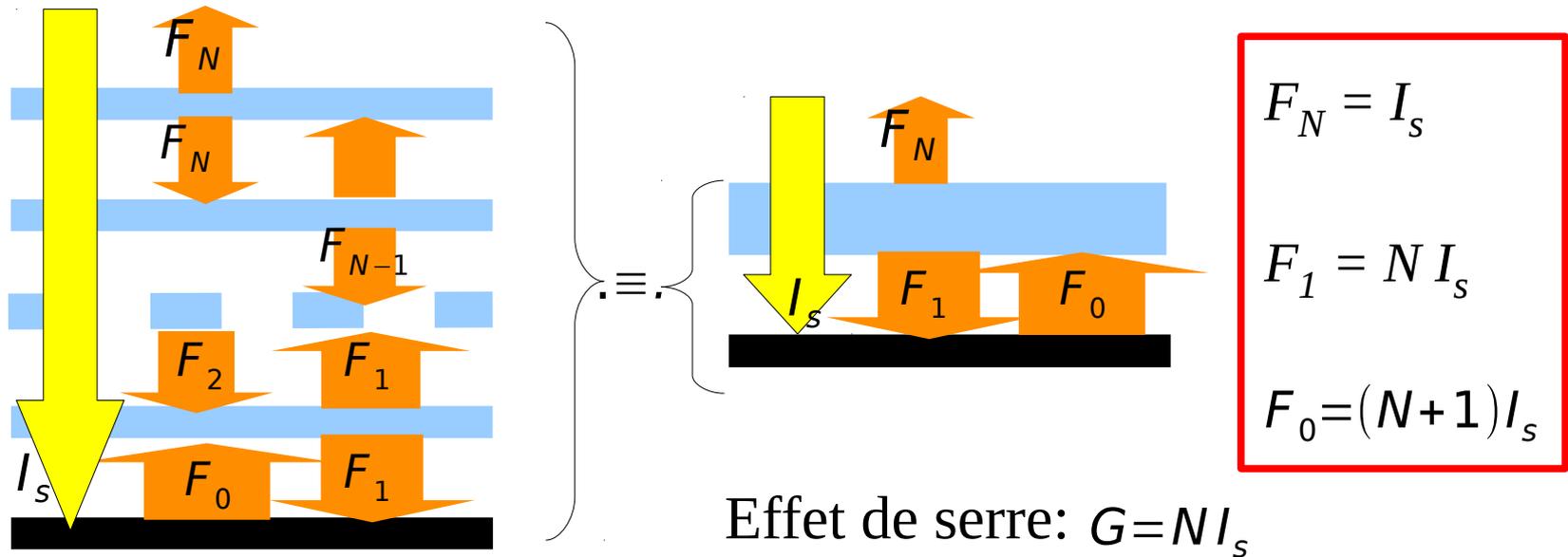
varie entre 0 quand $\epsilon_a = 0$ et $(1 - A) I_s$ quand $\epsilon_a = 1$, **il est maximum quand $\epsilon_a = 1$**

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



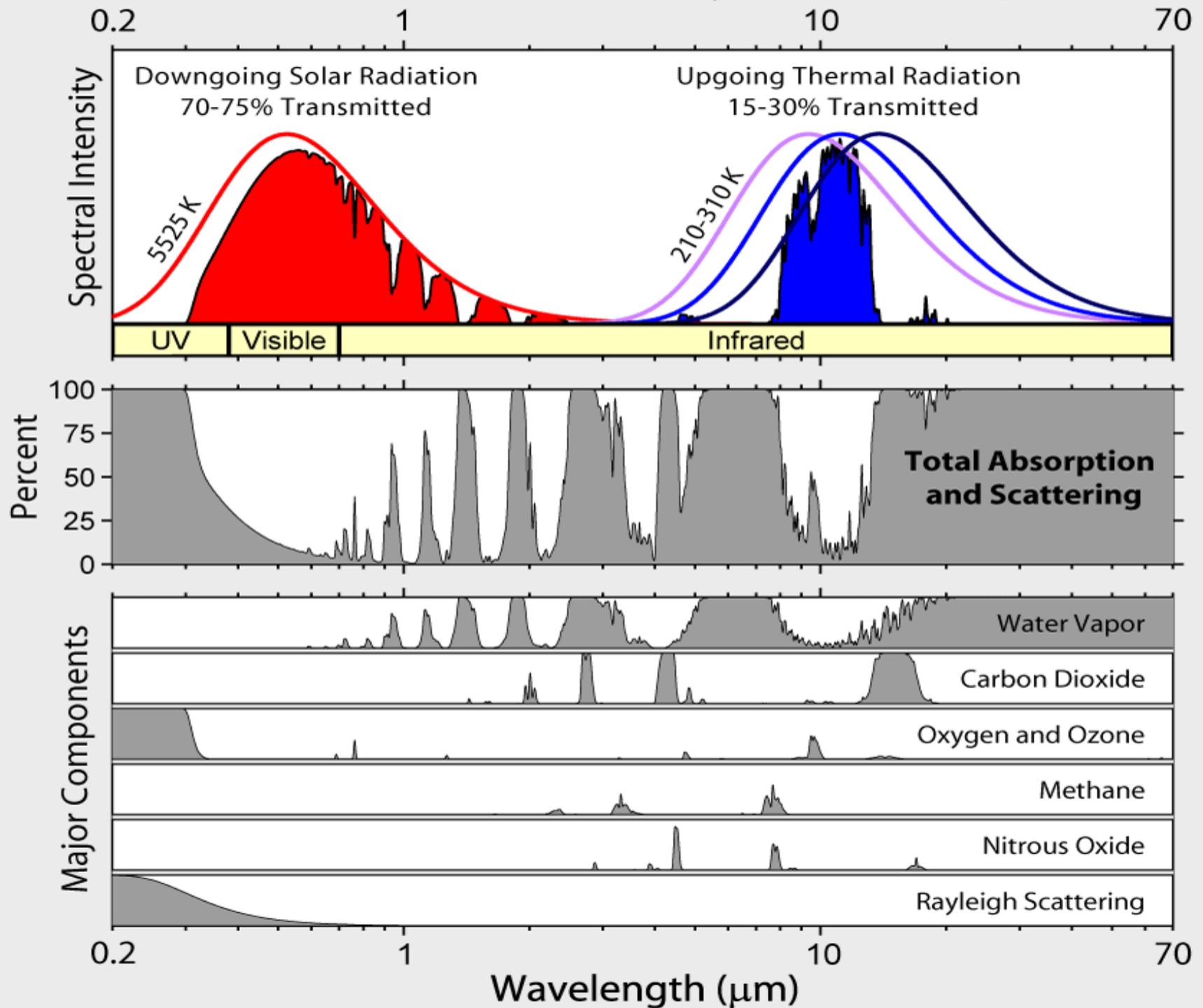
Avec plusieurs vitres, c-à-d avec un gradient vertical de température dans l'atmosphère, ***l'effet de serre peut augmenter même si l'atmosphère absorbe déjà totalement le rayonnement infrarouge.***

Avec un gradient vertical de température négatif, le ***flux F_N émit vers le haut*** au sommet de l'atmosphère ***est plus faible que celui F_1 émis vers le bas*** au bas de l'atmosphère:

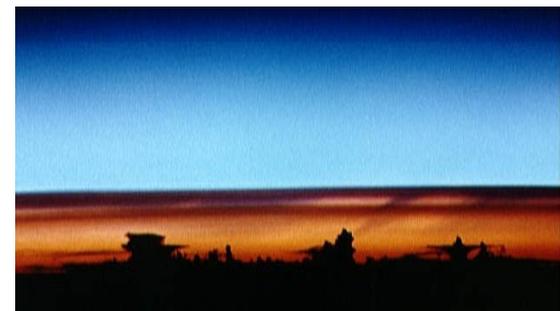
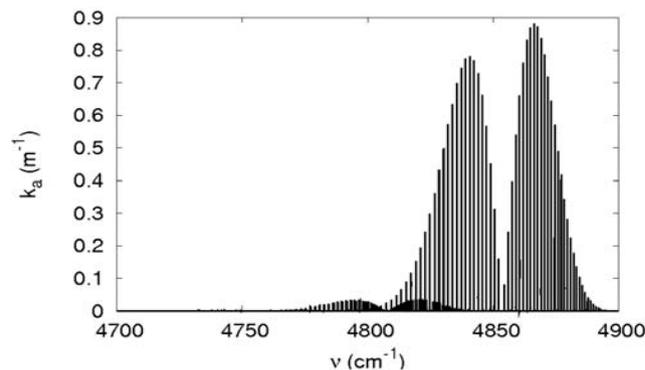
Le modèle à 1 couche explicite la dépendance de la température de surface au bilan d'énergie d'une planète ***mais***:

- introduit un effet de saturation de l'effet de serre qui n'existe pas
- néglige les phénomènes autres que ceux convectifs
- ... est peu représentatif de ce qui se passe dans une serre horticole!

Radiation Transmitted by the Atmosphere



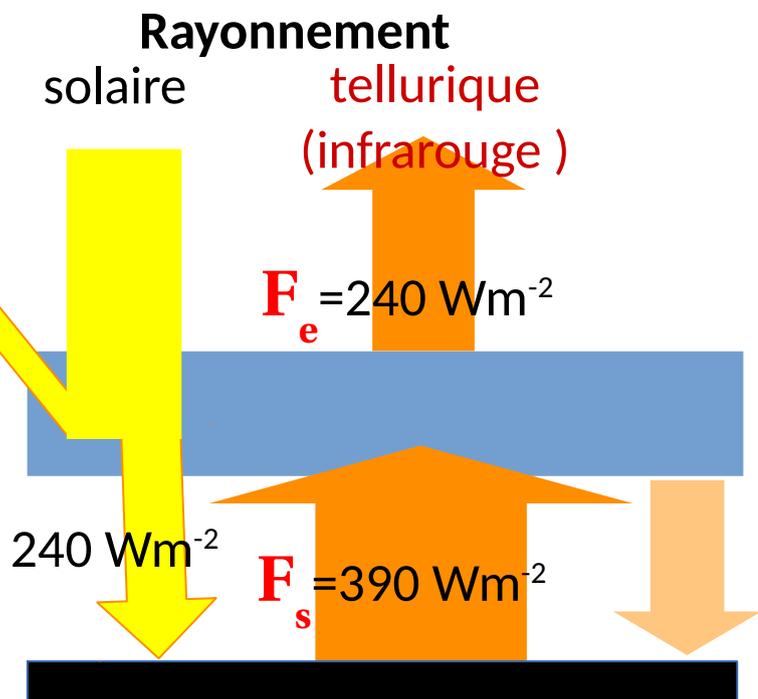
Calcul de l'effet de serre



Propriétés radiatives

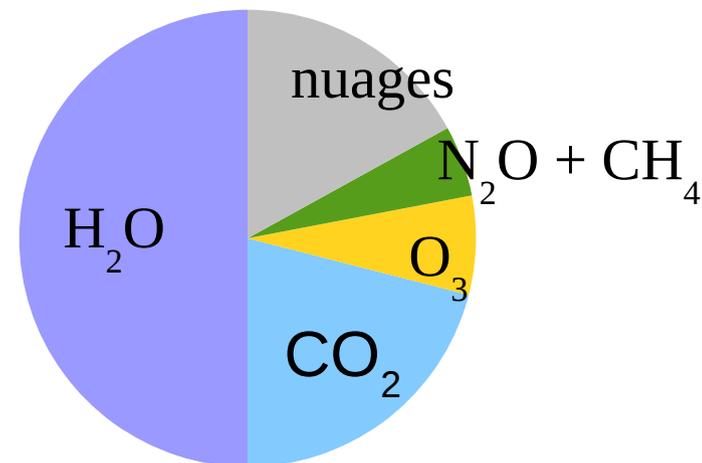
Profils atmosphériques

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



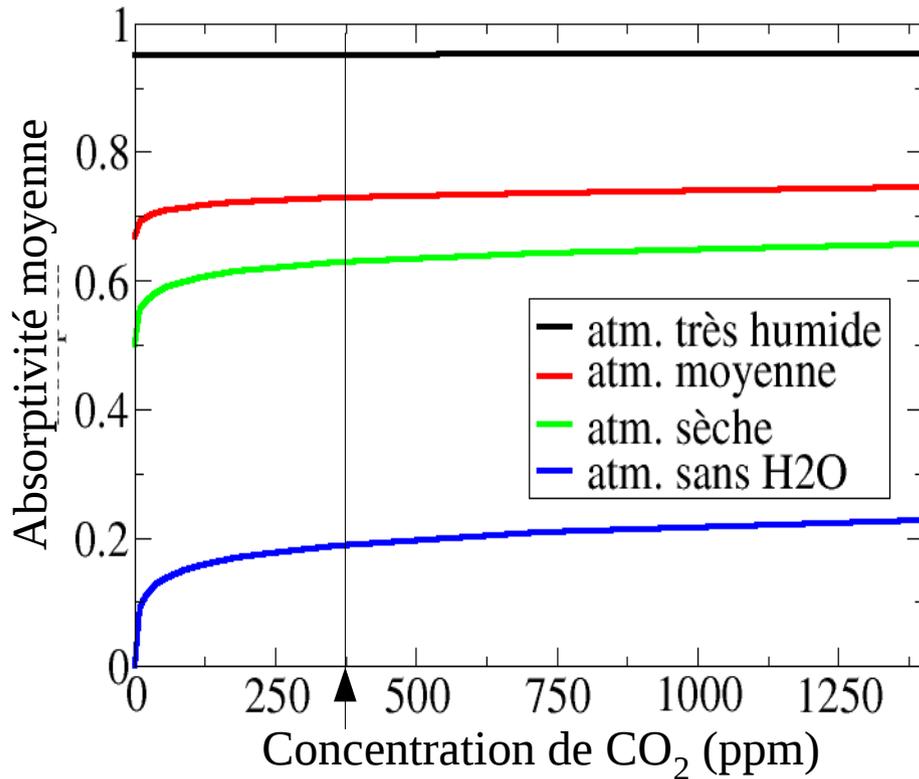
Effet de serre sur Terre : (W.m^{-2}) (%)

Total	150	
Vapeur d'eau	75	50
CO_2	32	21
ozone	10	7
$\text{N}_2\text{O} + \text{CH}_4$	8	5
Nuages	25	17

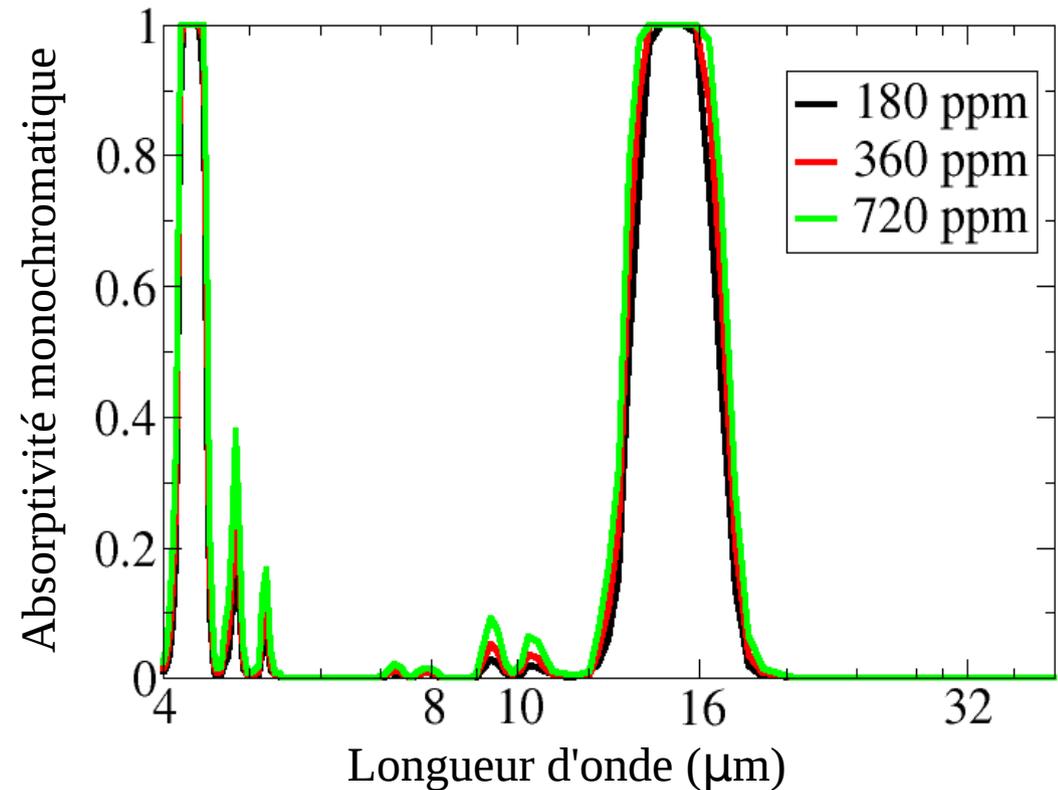


Le paradoxe de l'accroissement de l'effet de serre malgré la saturation de l'absorptivité

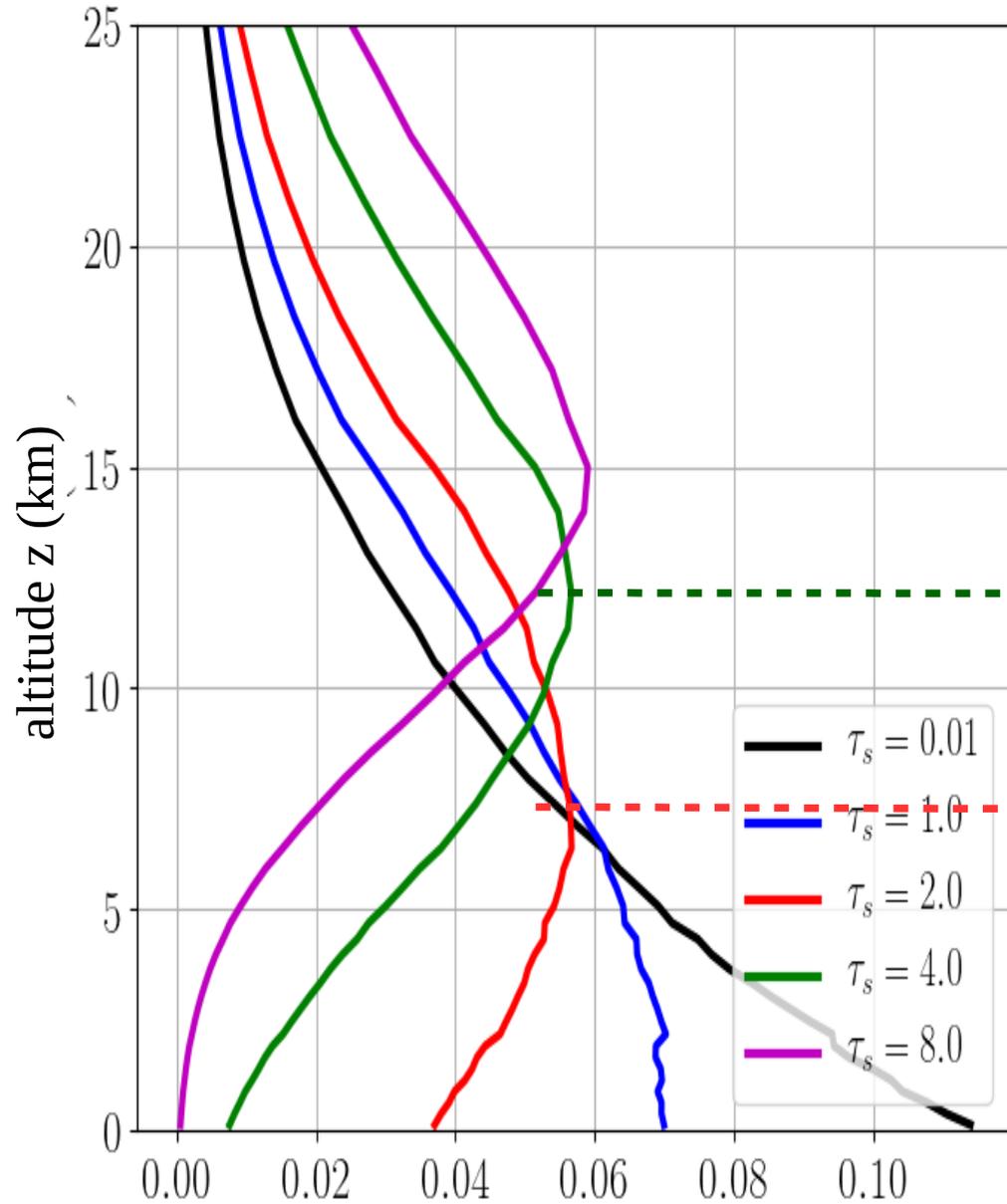
Absorptivité de l'atmosphère **moyennée** sur le domaine infra-rouge en fonction du CO_2 , pour différentes valeurs de H_2O



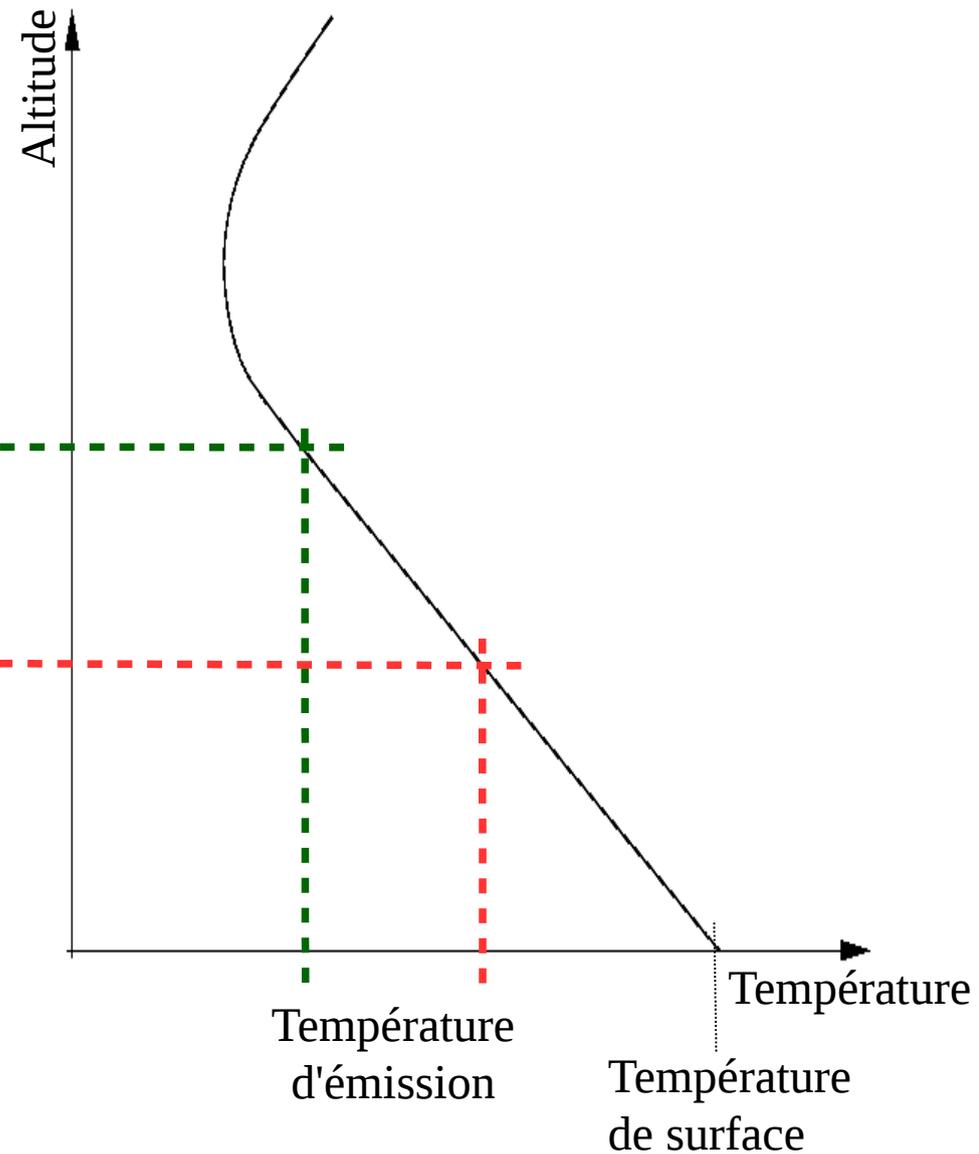
Absorptivité monochromatique de l'atmosphère due au seul CO_2 , en fonction de la longueur d'onde, pour différentes concentrations de CO_2



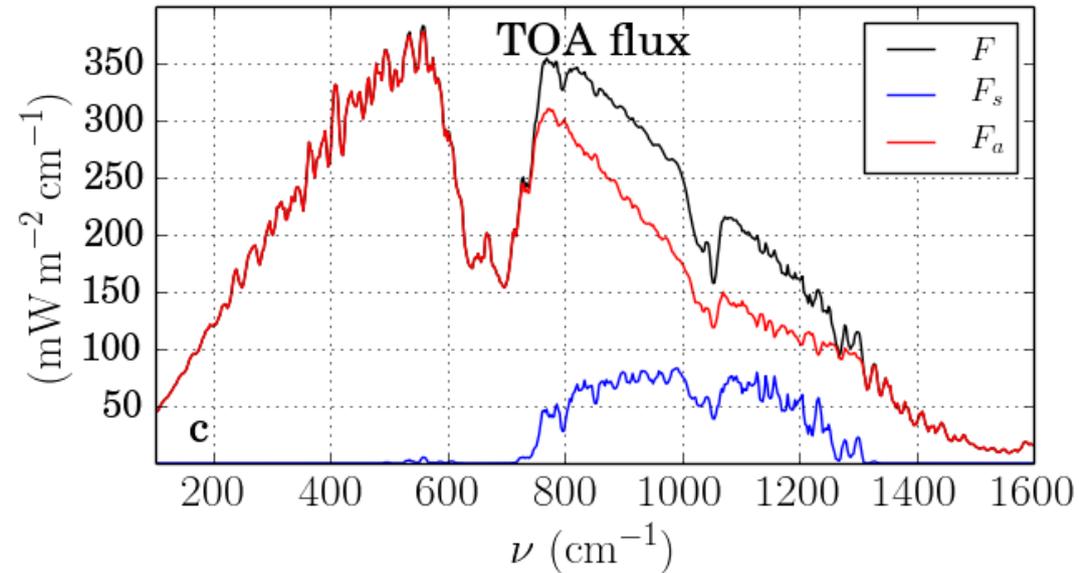
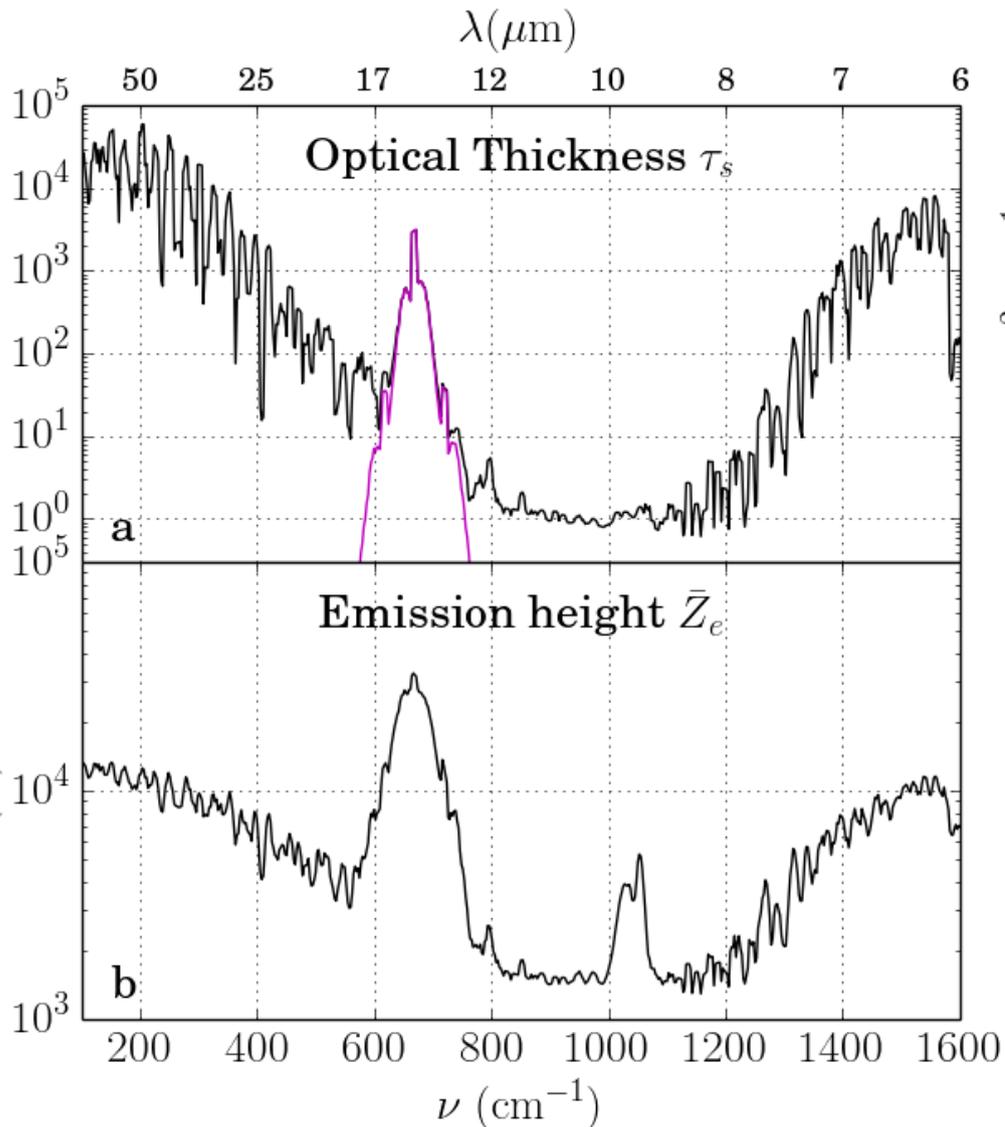
Concept d'altitude d'émission



Probabilité conditionnelle qu'un photon soit émis à l'altitude z et atteigne l'espace (km^{-1})



Dépendance spectrale pour une atmosphère standard



Flux au sommet de l'atmosphère (TOA)

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

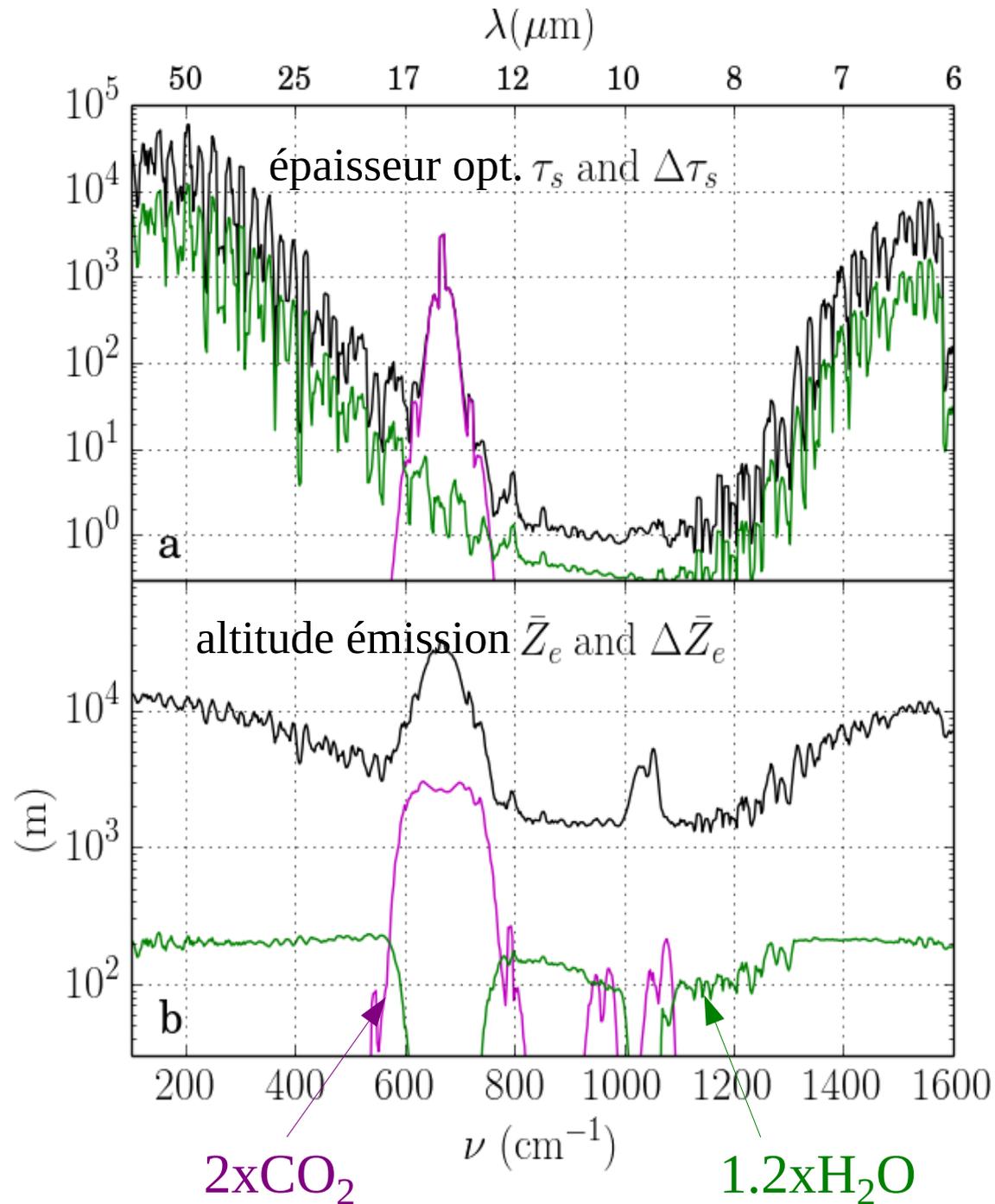
$$= \mathcal{F}_s + \mathcal{F}_a$$

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

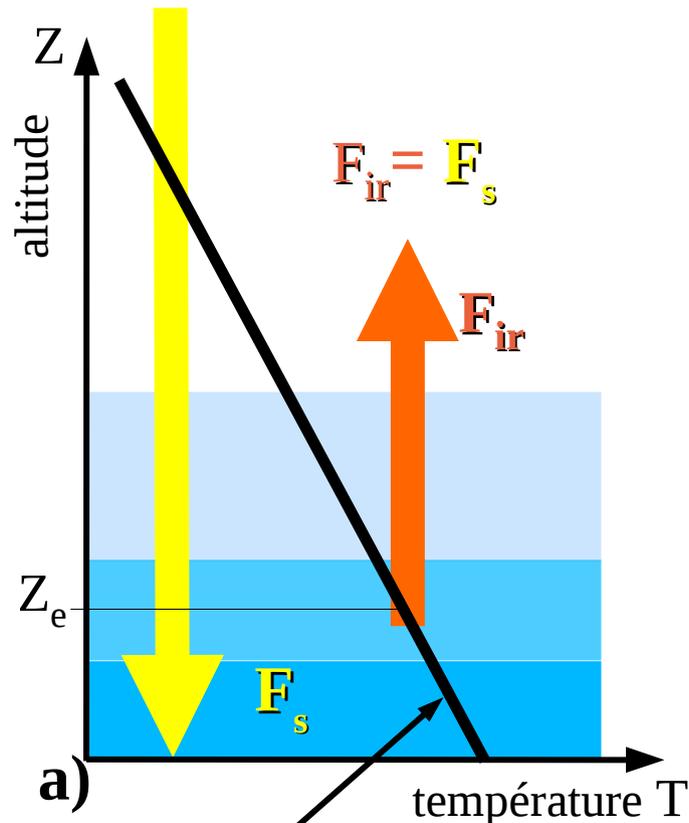
Dépendance spectrale d'une augmentation de CO₂ et H₂O



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

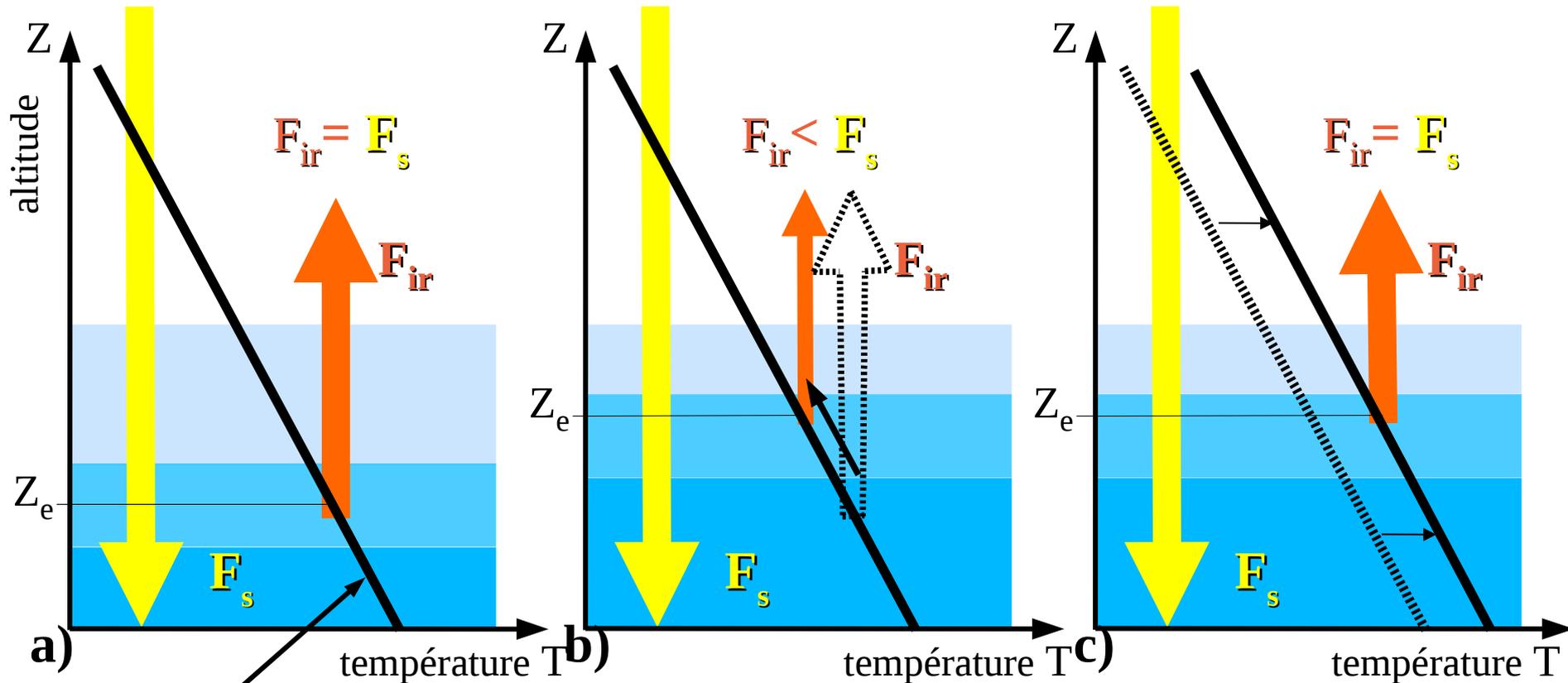
- Haute atmosphère: peu d'émission et peu d'absorption du rayonnement IR
- Moyenne atmosphère: les photons émis vers le haut atteignent l'espace
- Basse atmosphère: les photons émis vers le haut sont absorbés et n'atteignent pas l'espace

a)
 dT/dz fixé
par convection

Effet de serre dans une atmosphère stratifiée.

Rayonnement solaire net F_s

Rayonnement IR sortant F_{ir}

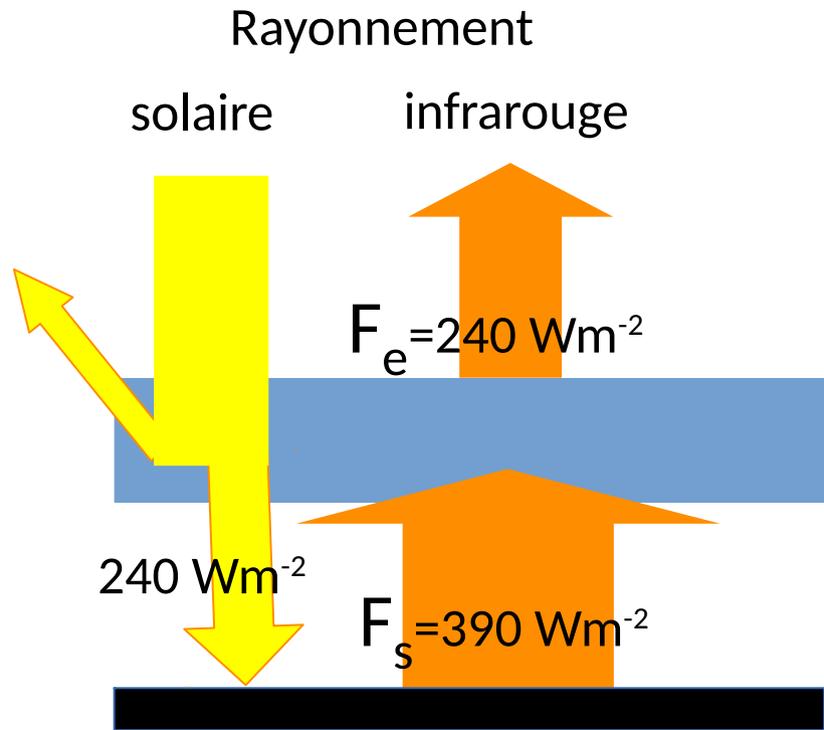


dT/dz fixé
par convection

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

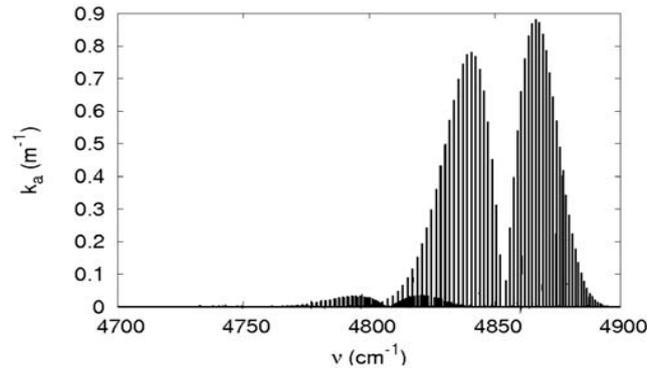
$T(z)$ augmente:
retour à l'équilibre

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 d'**altitude d'émission** facilite cette interprétation
- **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

Résumé, conclusion.

Accroissement de l'effet de serre dû à l'accroissement de CO₂: des résultats robustes, qui conduisent à des projections robustes malgré des dispersions.

