

L'effet de serre: sa découverte, son analyse et les effets de ses variations futures sur la température de la Terre

Jean-Louis Dufresne

Laboratoire de Météorologie Dynamique
Institut Pierre Simon Laplace

Séminaire LSCE, 30 avril 2009

Plan

1. Histoire de la découverte de l'effet de serre
2. Physique de l'effet de serre, effet de « saturation » des bandes
3. Analyse de l'accroissement de l'effet de serre dû au CO_2 et à H_2O
4. Amplitude du réchauffement en réponse à une perturbation radiative
5. Conclusion

L'hypothèse de l'effet de serre

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

« La question des températures terrestres, l'une des plus importantes et des plus difficiles de toute la Philosophie naturelle, se compose d'éléments assez divers qui doivent être considérés sous un point de vue général.[...] J'ai désiré surtout présenter aux physiciens, dans un tableau peu étendu, l'ensemble des phénomènes et les rapports mathématiques qu'ils ont entre eux. »



Joseph Fourier
(1768-1830)

- La température d'une planète est déterminée par son bilan d'énergie
- Les principaux modes de transferts d'énergie sont
 1. Rayonnement solaire
 2. Rayonnement infra-rouge
 3. Conduction avec le centre de la Terre
- Les échanges de chaleurs entre la surface et l'intérieur de la Terre sont négligeables en moyenne annuelle. Signe du gradient verticale de température opposé dans le sol et dans les océans.

L'hypothèse de l'effet de serre

➤ Analogie entre l'atmosphère et la « boîte chaude » utilisé par H.B. de Saussure. Rôle du rayonnement infra-rouge et hypothèse de « l'effet de serre »

➤ Le transport de chaleur par l'atmosphère et l'océan a un effet négligeable sur la température de surface ➔ En hiver, la température des pôles est égale à la température de « l'espace planétaire »

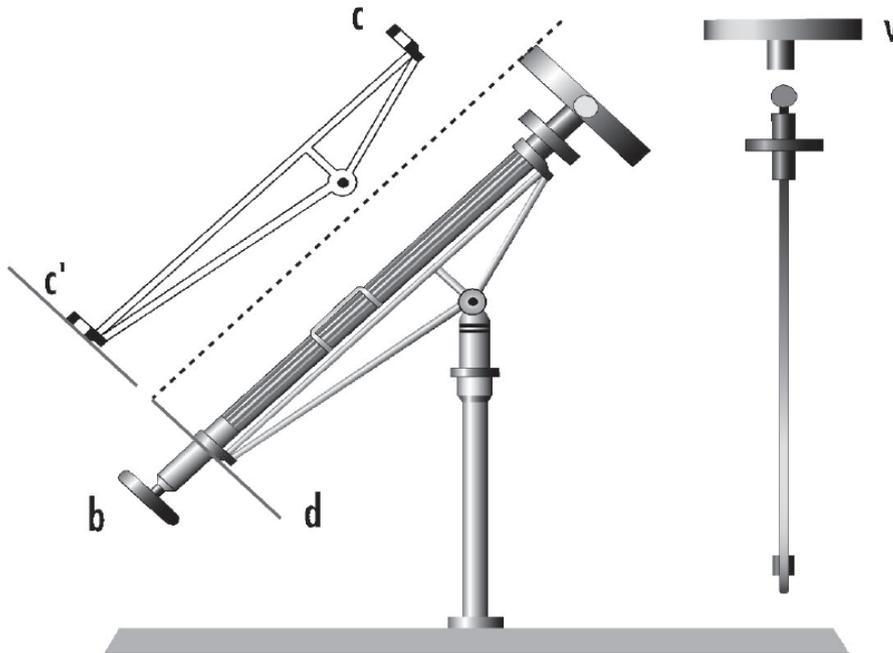
« Dans cette hypothèse du froid absolu de l'espace, s'il est possible de la concevoir, tous les effets de la chaleur, tels que nous les observons à la surface du globe, seraient dus à la présence du Soleil. Les moindres variations de la distance de cet astre à la Terre occasionneraient des changements très considérables dans les températures, l'excentricité de l'orbite terrestre donnerait naissance à diverses saisons. »

➤ Toutes variations de l'ensoleillement ou des propriétés de surface modifieront la température de surface

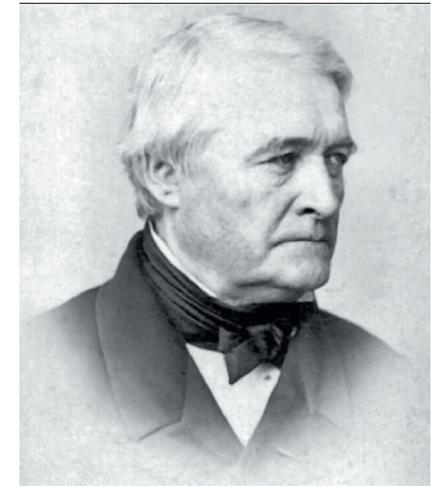
« L'établissement et le progrès des sociétés humaines, l'action des forces naturelles peuvent changer notablement, et dans de vastes contrées, l'état de la surface du sol, la distribution des eaux et les grands mouvements de l'air. De tels effets sont propres à faire varier, dans le cours de plusieurs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

La détermination de la constante solaire

Mémoire sur la chaleur solaire, sur les pouvoirs rayonnants et absorbants de l'air atmosphérique, et sur la température de l'espace, Pouillet, 1838



Pyrhéliomètre de C. Pouillet

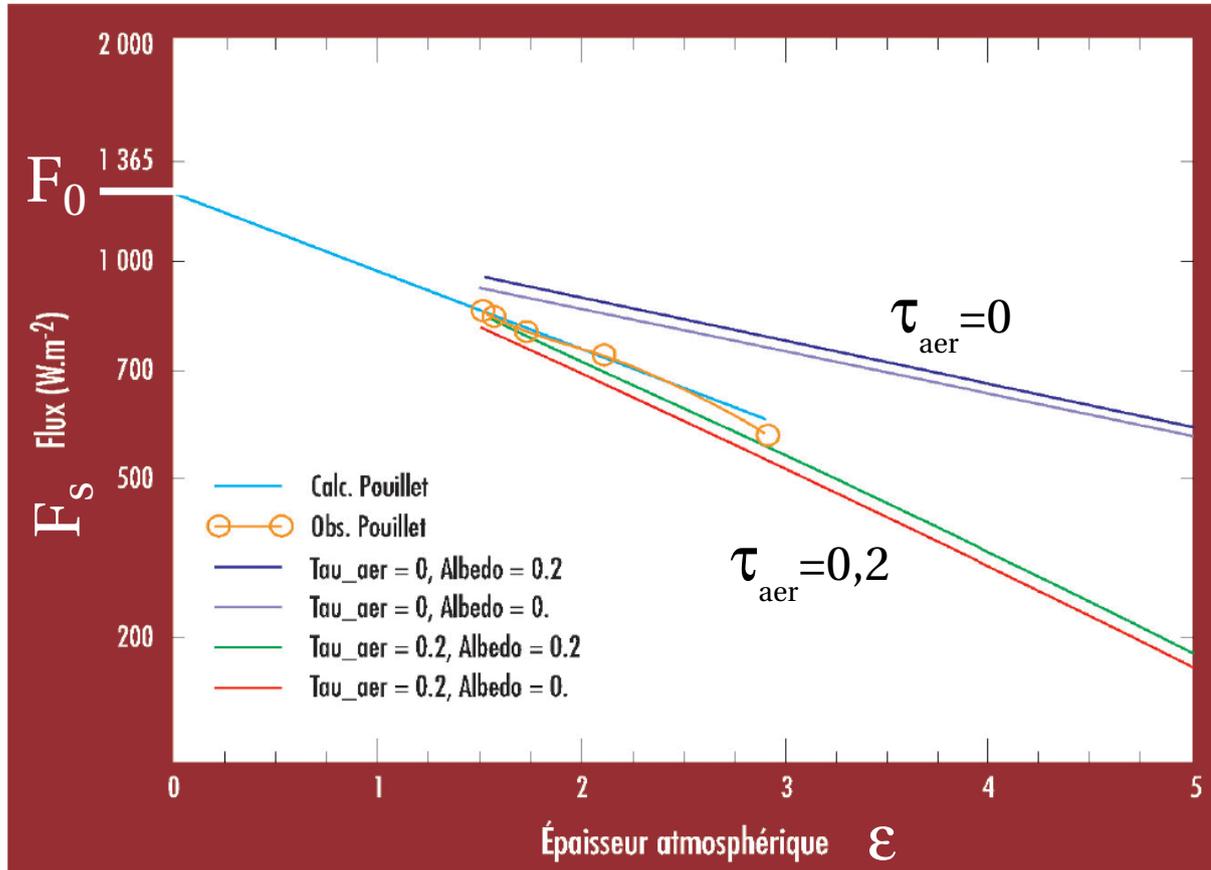


Claude Pouillet
(1790-1868)

Le pyrhéliomètre et le protocole expérimental permettent:

- de minimiser l'effet des échanges thermiques avec l'environnement
- d'estimer précisément le flux radiatif incident
- de réduire la contribution du rayonnement infra-rouge

La détermination de la constante solaire



Variation du flux solaire incident F_s en fonction de l'épaisseur atmosphérique ϵ , **mesuré** par C. Pouillet et **calculé** avec un modèle radiatif sans et avec aérosol

$$F_s = F_0 T^\epsilon$$

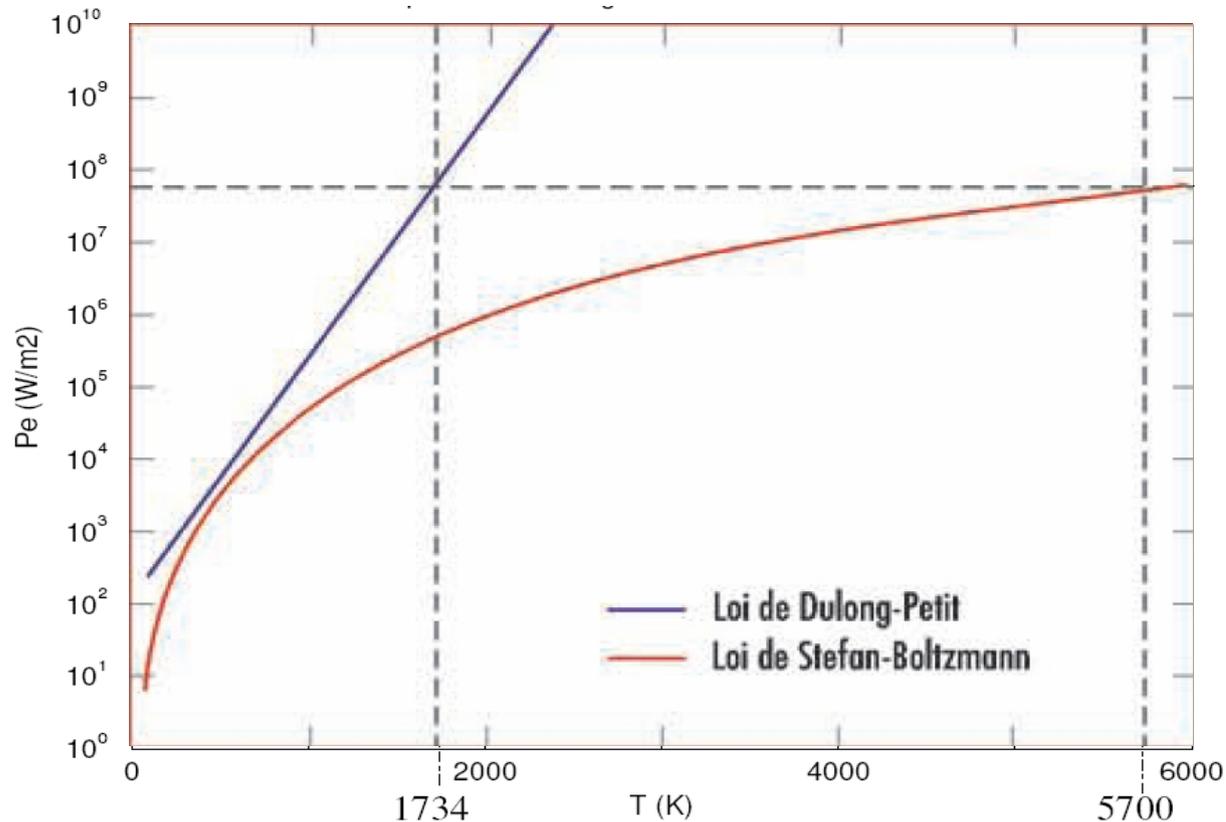
F_s : flux solaire incident
 F_0 : constante solaire
 ϵ : épaisseur atmosphérique
 Γ : transmissivité pour $\epsilon = 1$

C. Pouillet obtient
 $F_0 = 1228 \text{ W.m}^{-2}$

Estimation actuelle:
 $F_0 = 1361 \text{ W.m}^{-2}$

Estime également l'absorption par l'atmosphère.

Détermination de la température du soleil



$$P_e = \frac{F_0}{\sin^2 \omega}$$

P_e : flux émis par le soleil

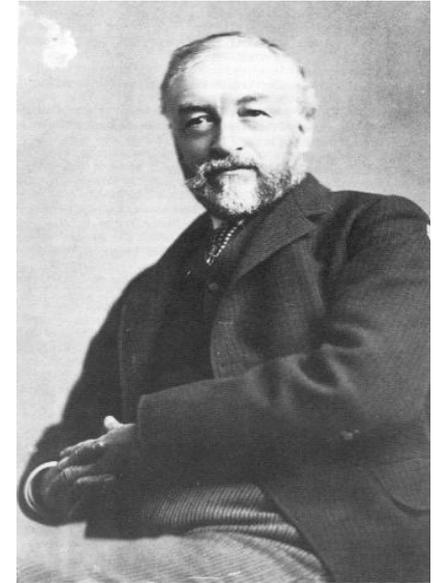
F_0 : constante solaire

ω : demis-angle sous lequel le soleil est vu

Flux du rayonnement émis par le soleil P_e en fonction de la température de surface du soleil

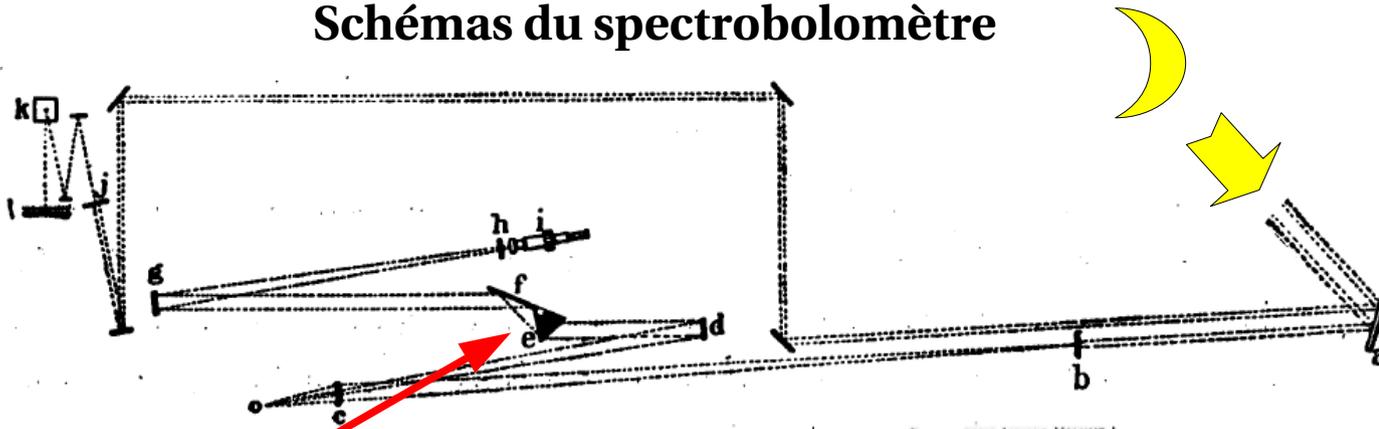
Mesure du spectre infra-rouge

- Développement du spectrobolomètre
- Mesure du spectre solaire
- Mesure du rayonnement IR émis par la lune



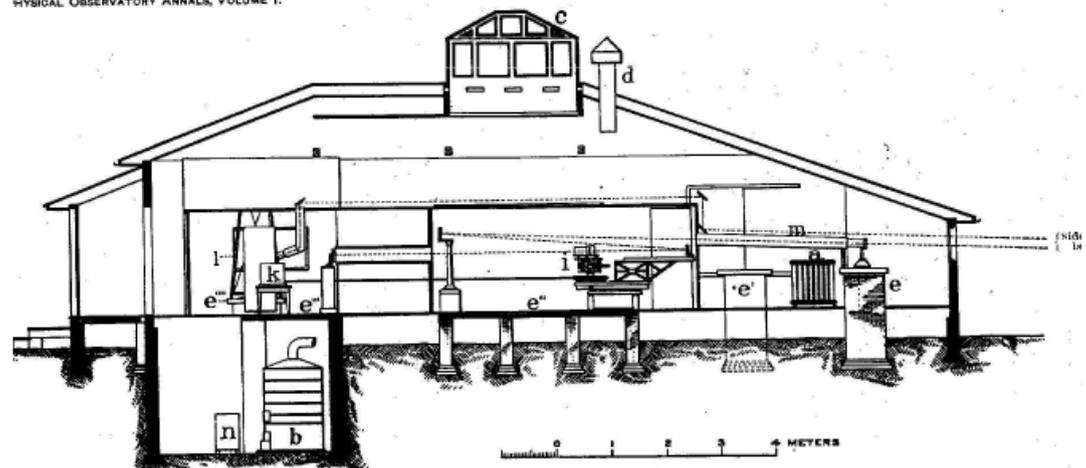
Samuel Langley
(1834-1906)

Schémas du spectrobolomètre



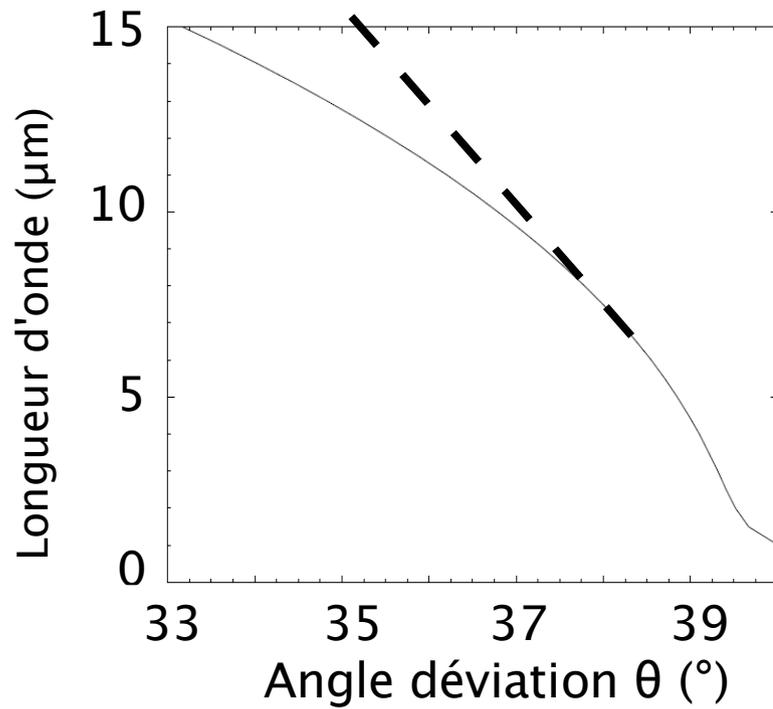
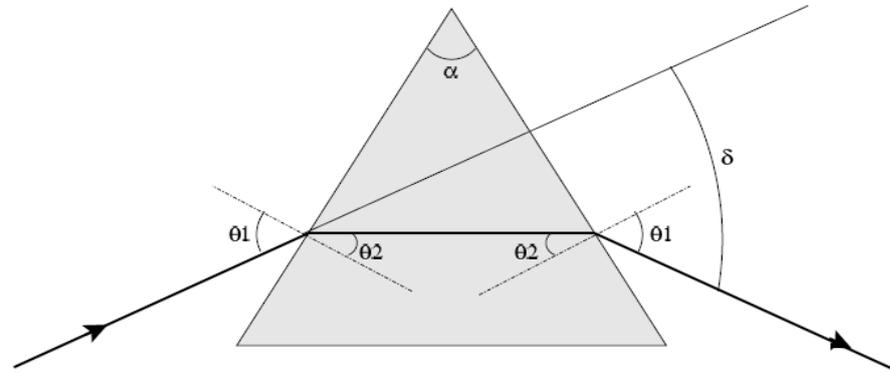
Prisme en sel gemme (NaCl)

Lien entre angle de déviation
et longueur d'onde
=> loi de variation de l'indice
de réfraction



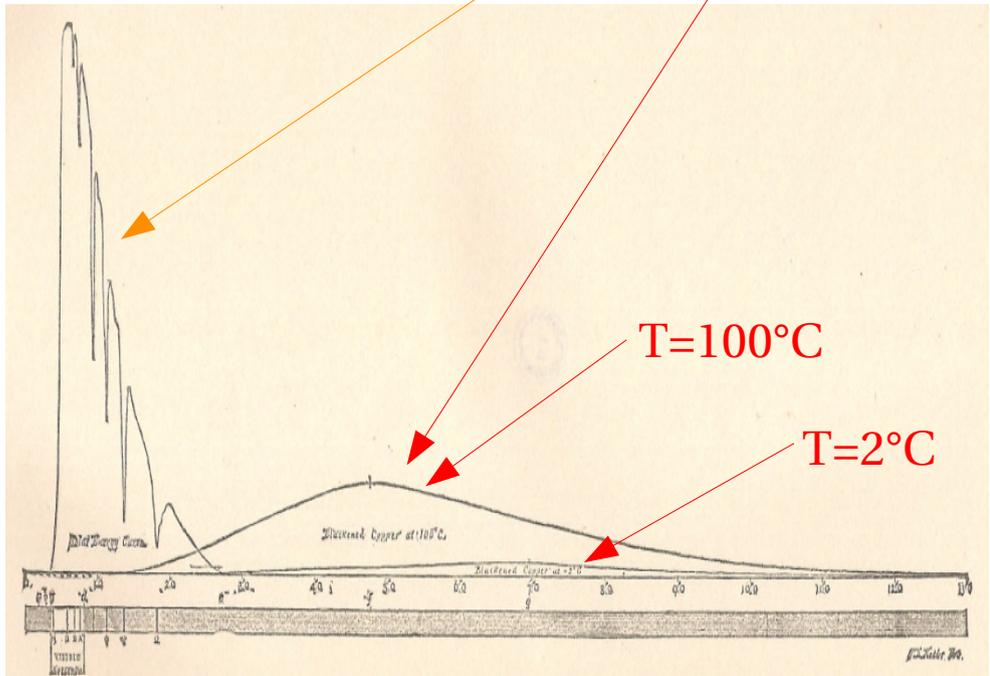
SECTION THROUGH MAIN OBSERVATORY BUILDING, 1897. LOOKING WEST.

Mesure du spectre infra-rouge



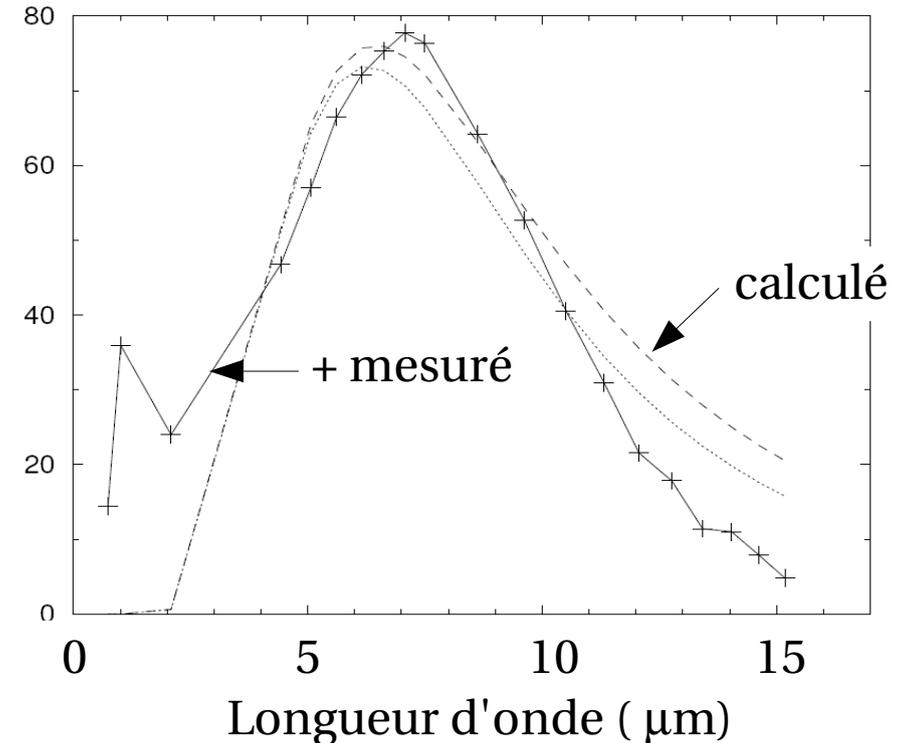
Mesure du spectre infra-rouge

Mesure du spectre solaire et infra-rouge



0 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13
Longueur d'onde (μ m)

Spectre infra-rouge, T=178°C



- Observe pour la première fois la “séparation spectrale” entre le rayonnement solaire et le rayonnement infra-rouge tellurique
- Difficulté de mesure lorsque la température du corps est « faible »
- N'obtient pas de mesure satisfaisante du rayonnement IR émis par la lune

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



Svante Arrhenius

(1859-1927)

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

Svante Arrhenius:

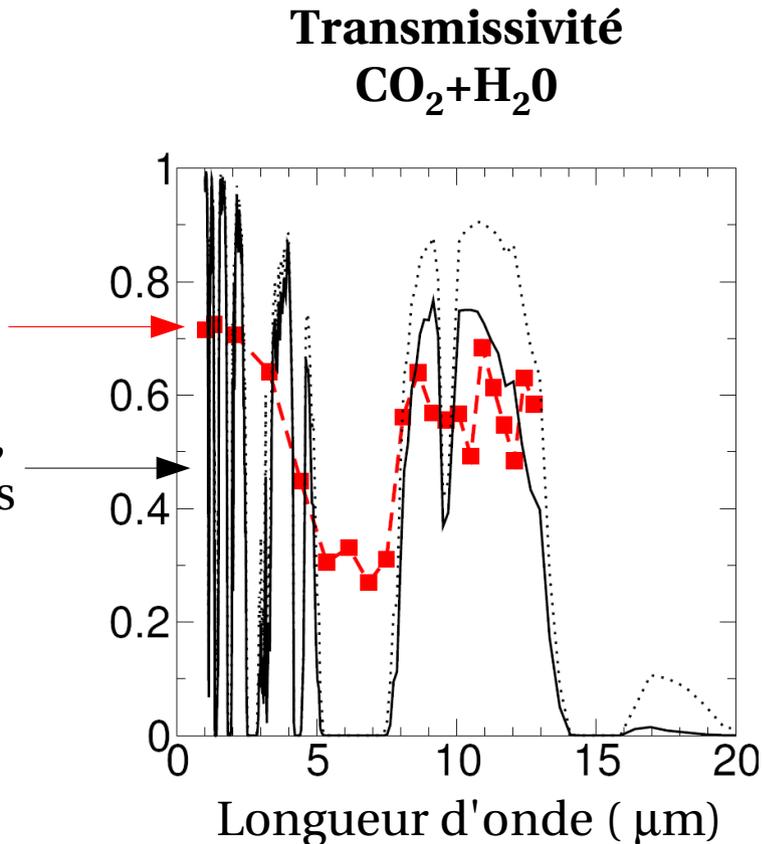
- Aborde le problème dans sa globalité
- Se base sur les travaux de Fourier, Pouillet, Tyndall et Langley
- **Utilise les observations de Langley pour estimer l'absorption du rayonnement IR par l'atmosphère**
- Propose et utilise un modèle de l'effet de serre

Transmissivité de l'atmosphère

Transmissivité pour une atmosphère "standard", calculée d'après

les données d'Arrhenius

un modèle radiatif actuel, pour 2 quantités intégrées de H₂O (15 et 30 kg.m⁻²)



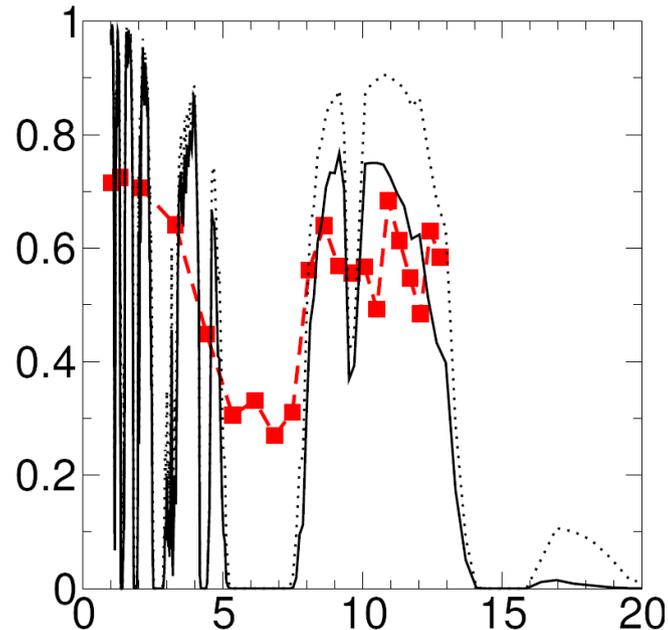
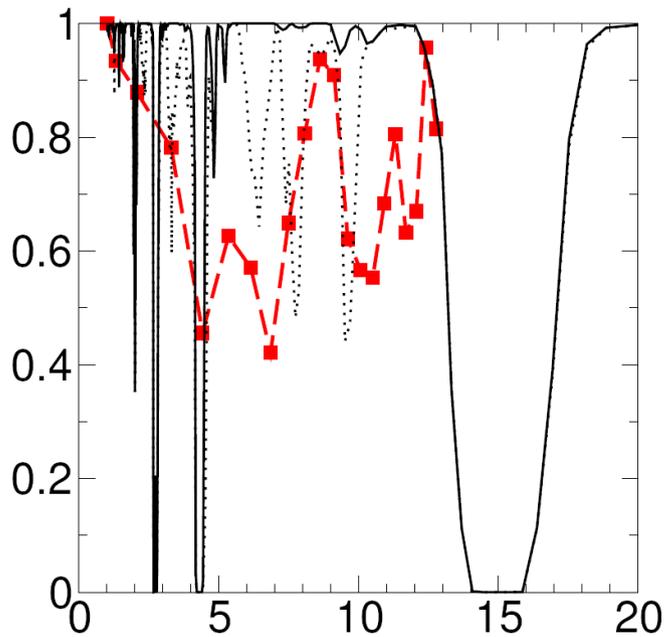
Cherche à identifier le rôle individuel du CO₂ et de H₂O :

- Corrélation entre la transmissivité mesurée et l'humidité en surface
- Correction ad-hoc sur les transmissivités mesurées

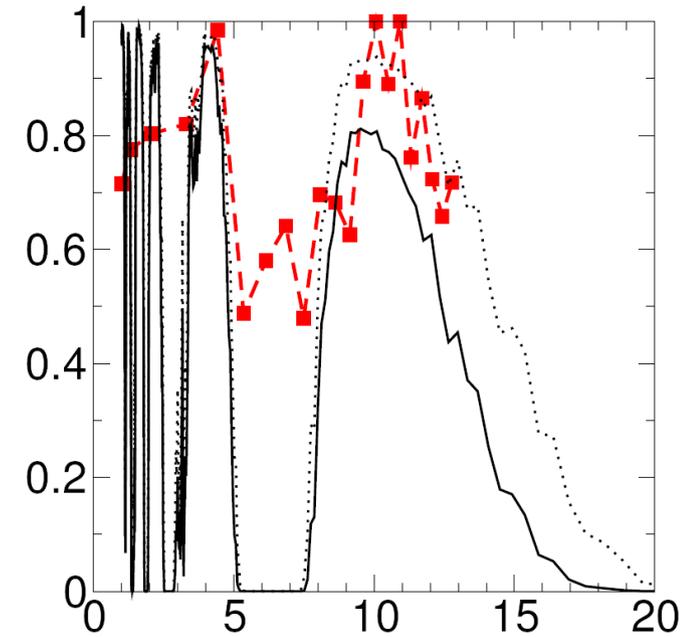
Transmissivité de l'atmosphère

Transmissivité
 $\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O}$

Transmissivité
 CO_2



Transmissivité
 H_2O

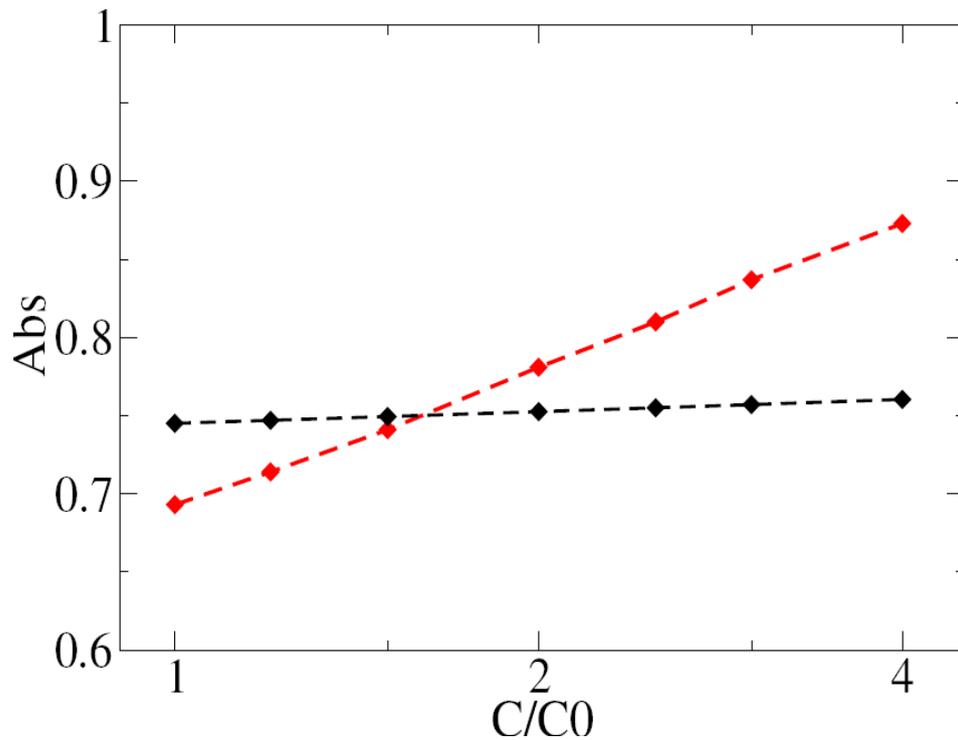


Les observations ne *couvrent pas la bande d'absorption à 15 μm du CO_2*

L'absorption par le CO_2 est très surévaluée, et contient une partie de l'absorption par H_2O .

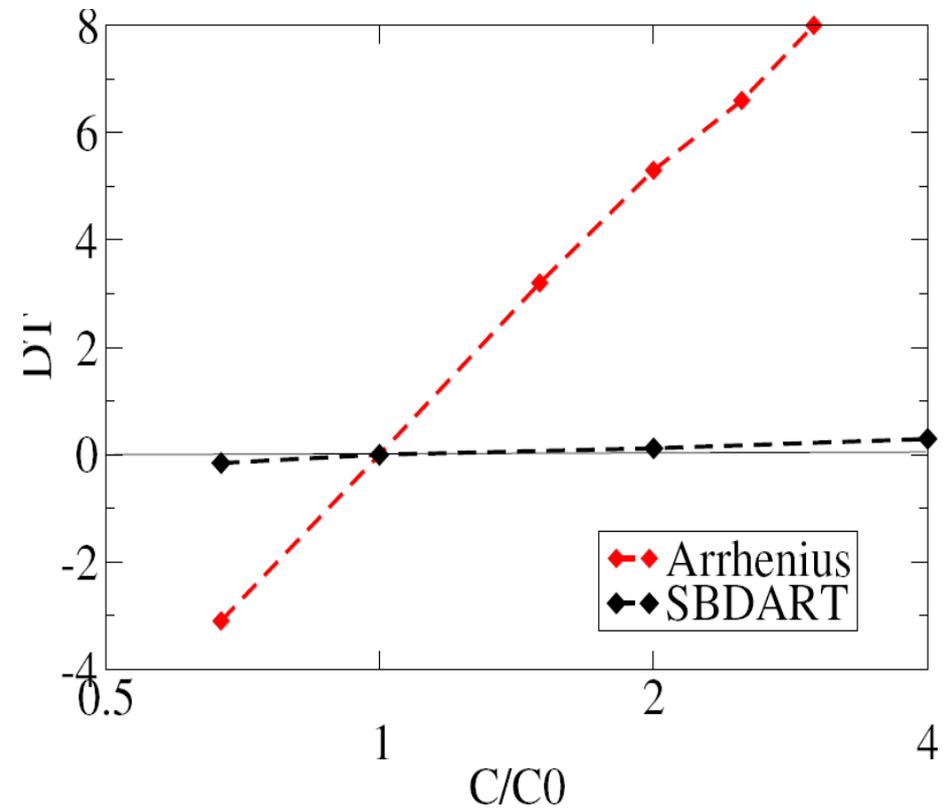
Variation de la concentration de CO₂

Intégration sur tout le domaine infra-rouge, avec pondération par le spectre d'émission



Absorptivité directionnelle de l'atmosphère en fonction de la concentration relative C/C_0 de CO₂

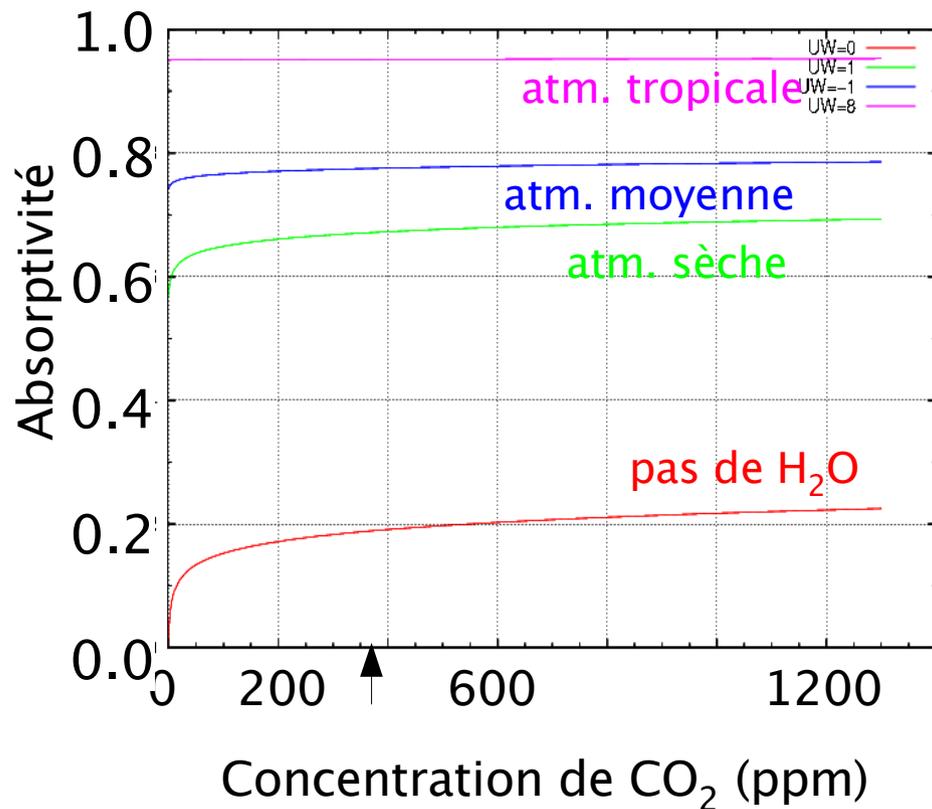
Modèle de serre à 1 vitre, purement radiatif



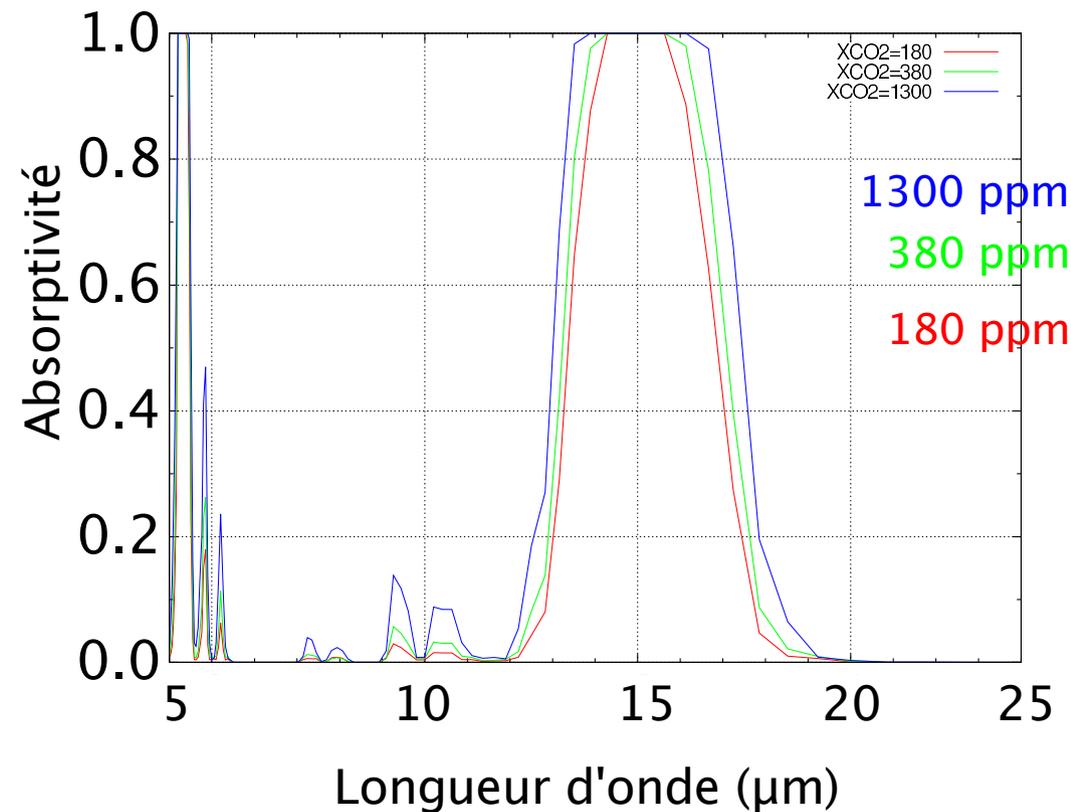
Variation de la température de surface en fonction de la concentration relative C/C_0 de CO₂

Effet de saturation

Absorptivité moyenne sur le spectre infra-rouge en fonction du CO_2 , pour différentes valeurs de H_2O



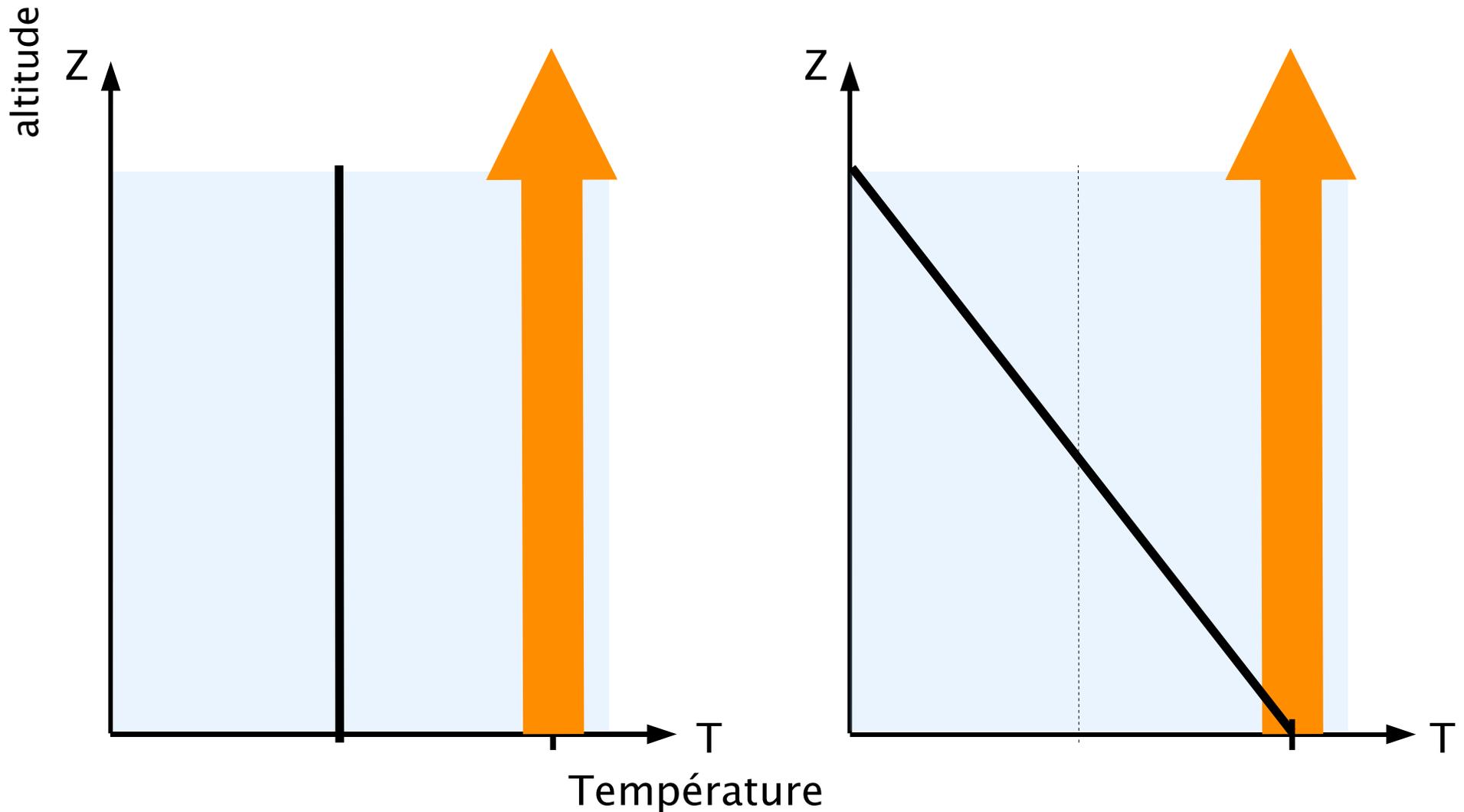
Absorptivité monochromatique du CO_2 seul, en fonction de la longueur d'onde, pour différentes concentrations de CO_2



Effet de serre dans un milieu isotherme ou stratifié

Rayonnement IR sortant : $\epsilon \cdot \sigma \cdot T(z_e)^4$

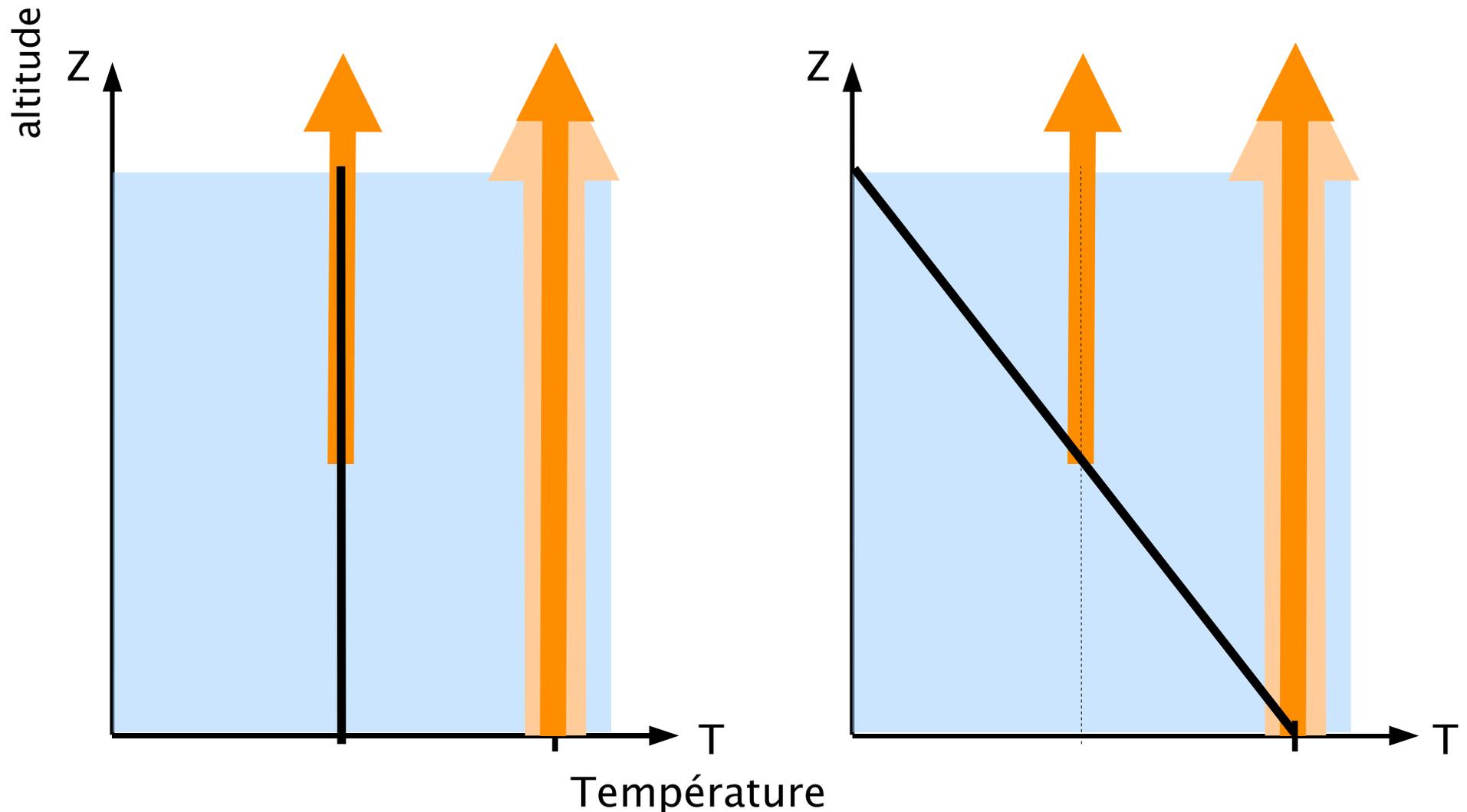
Z_e : altitude d'émission vers l'espace



Effet de serre dans un milieu isotherme ou stratifié

Rayonnement IR sortant : $\epsilon \cdot \sigma \cdot T(z_e)^4$

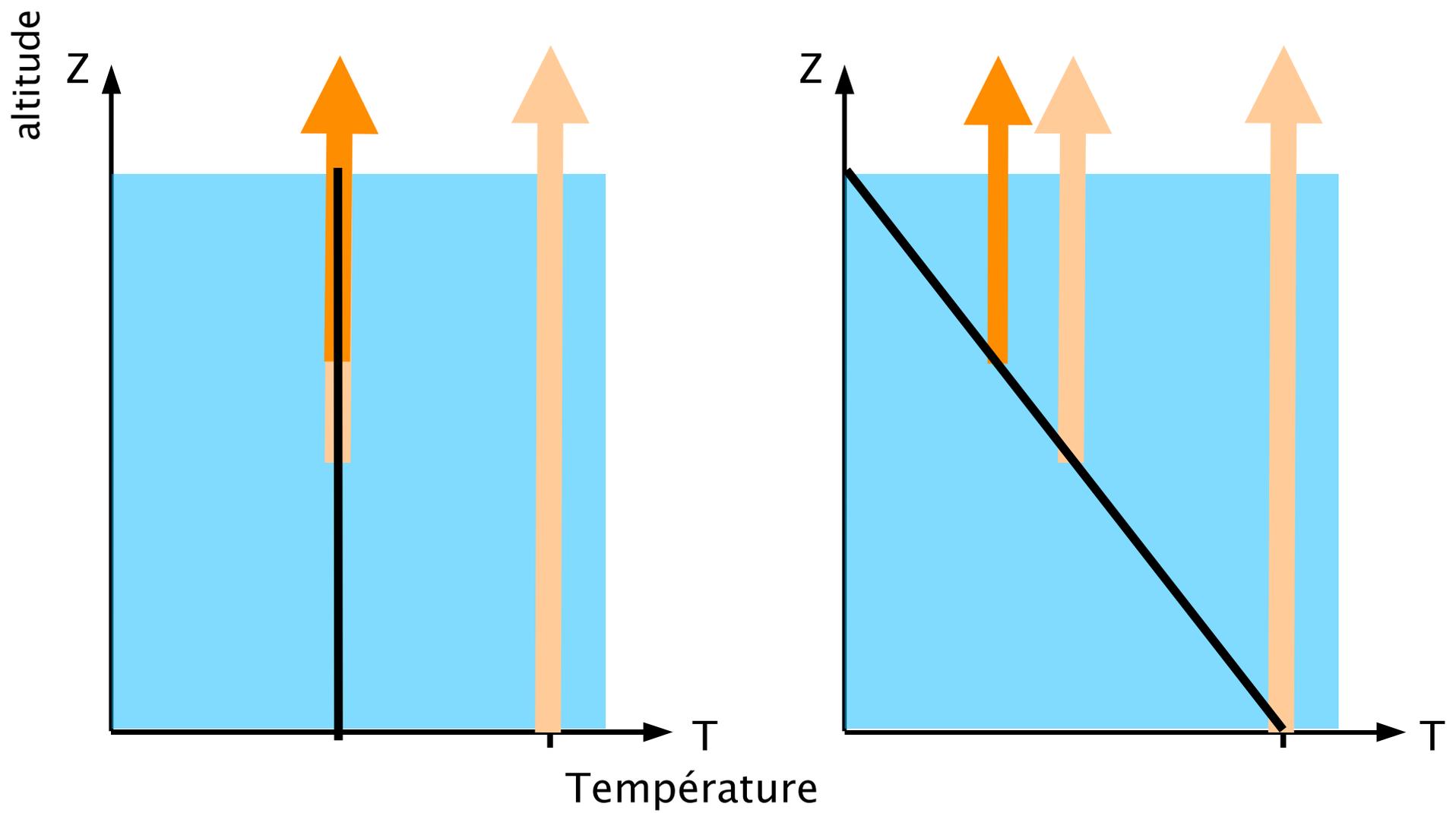
Z_e : altitude d'émission vers l'espace



Effet de serre dans un milieu isotherme ou stratifié

Rayonnement IR sortant : $\epsilon \cdot \sigma \cdot T(z_e)^4$

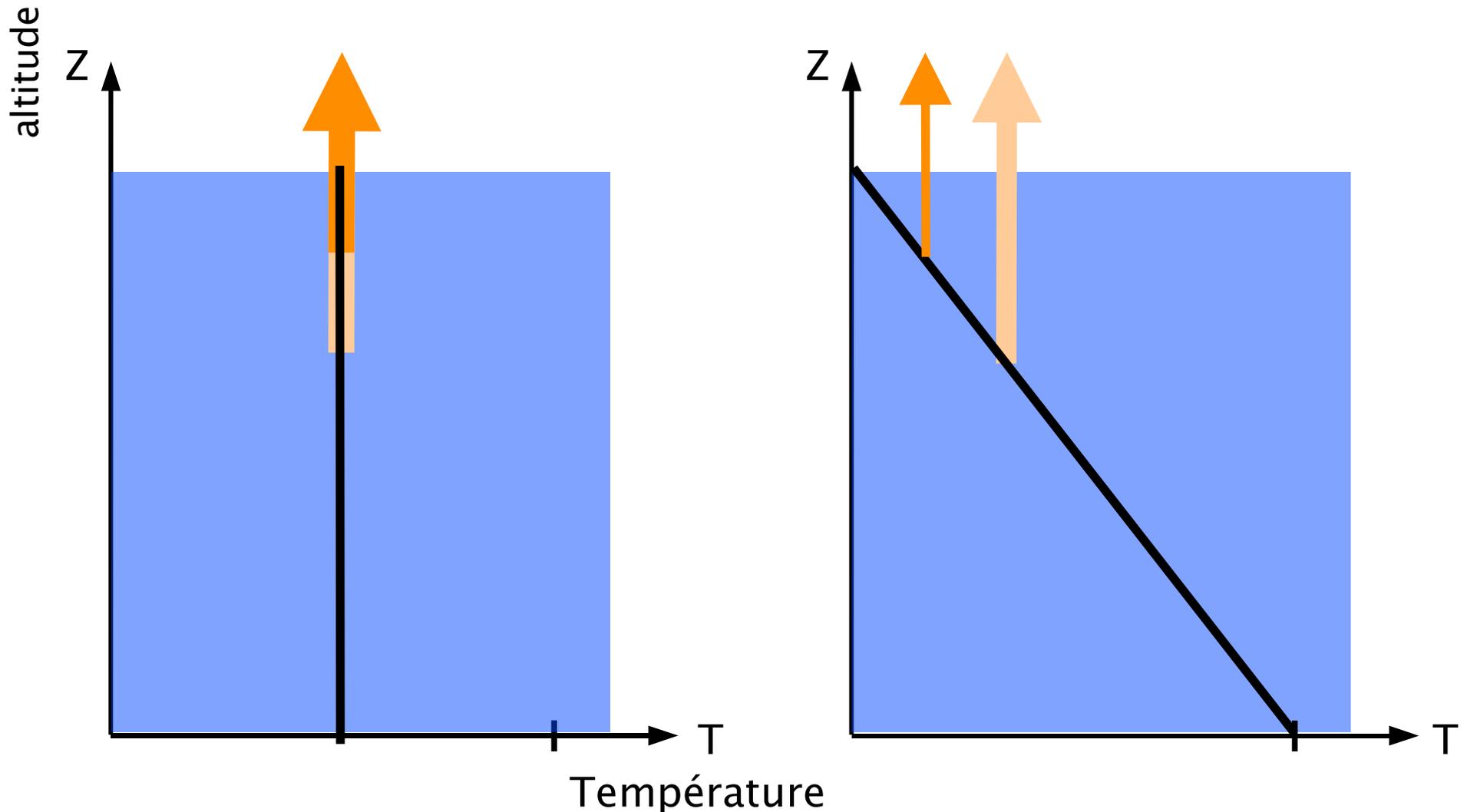
Z_e : altitude d'émission vers l'espace



Effet de serre dans un milieu isotherme ou stratifié

Rayonnement IR sortant : $\epsilon \cdot \sigma \cdot T(z_e)^4$

Z_e : altitude d'émission vers l'espace

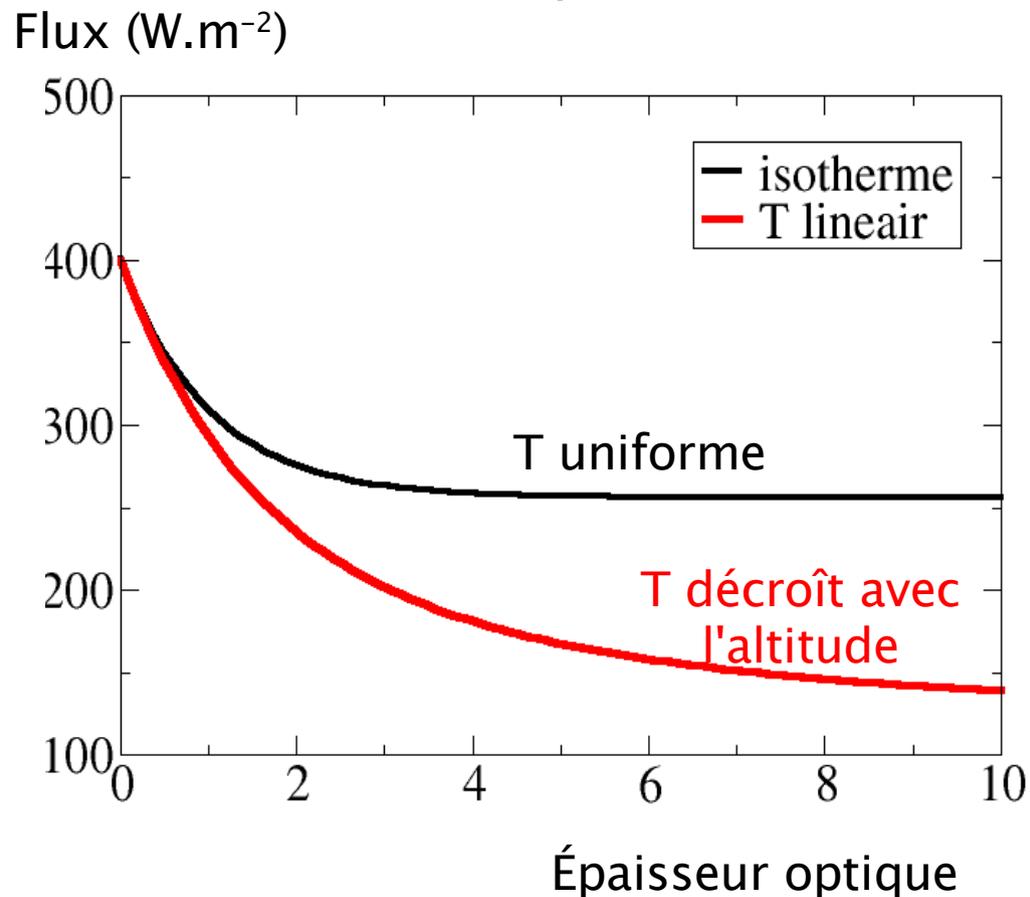


Effet de saturation

On suppose que la température de l'atmosphère est soit **uniforme** sur la verticale **soit décroît avec l'altitude**

Variation, en fonction de l'épaisseur optique d'un milieu « gris »

du flux au sommet de l'atmosphère

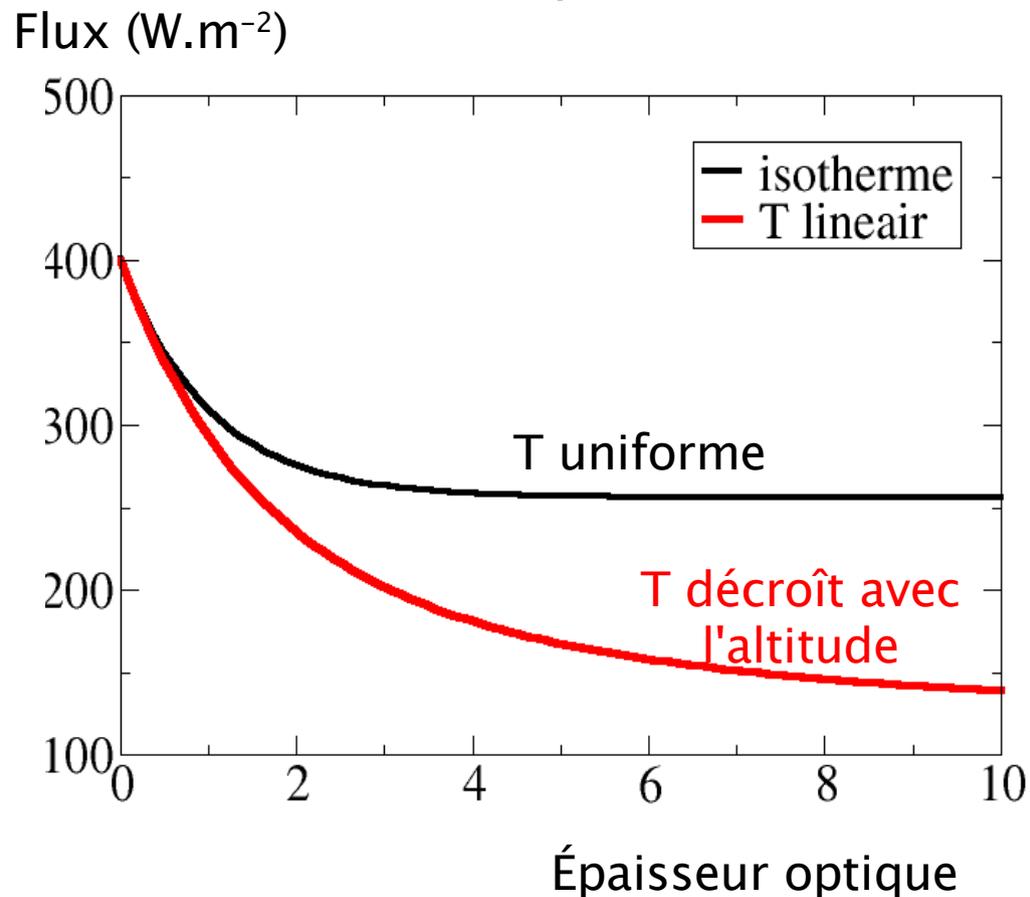


Effet de saturation

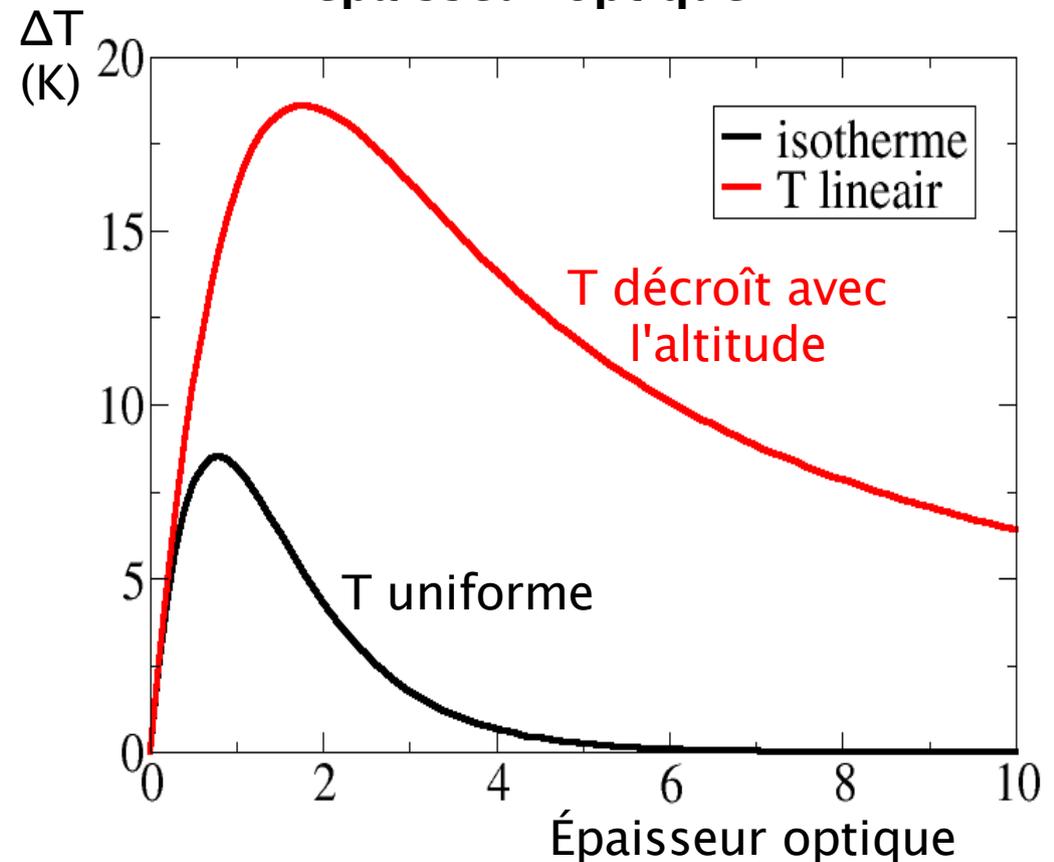
On suppose que la température de l'atmosphère est soit **uniforme** sur la verticale **soit décroît avec l'altitude**

Variation, en fonction de l'épaisseur optique d'un milieu « gris »

du flux au sommet de l'atmosphère

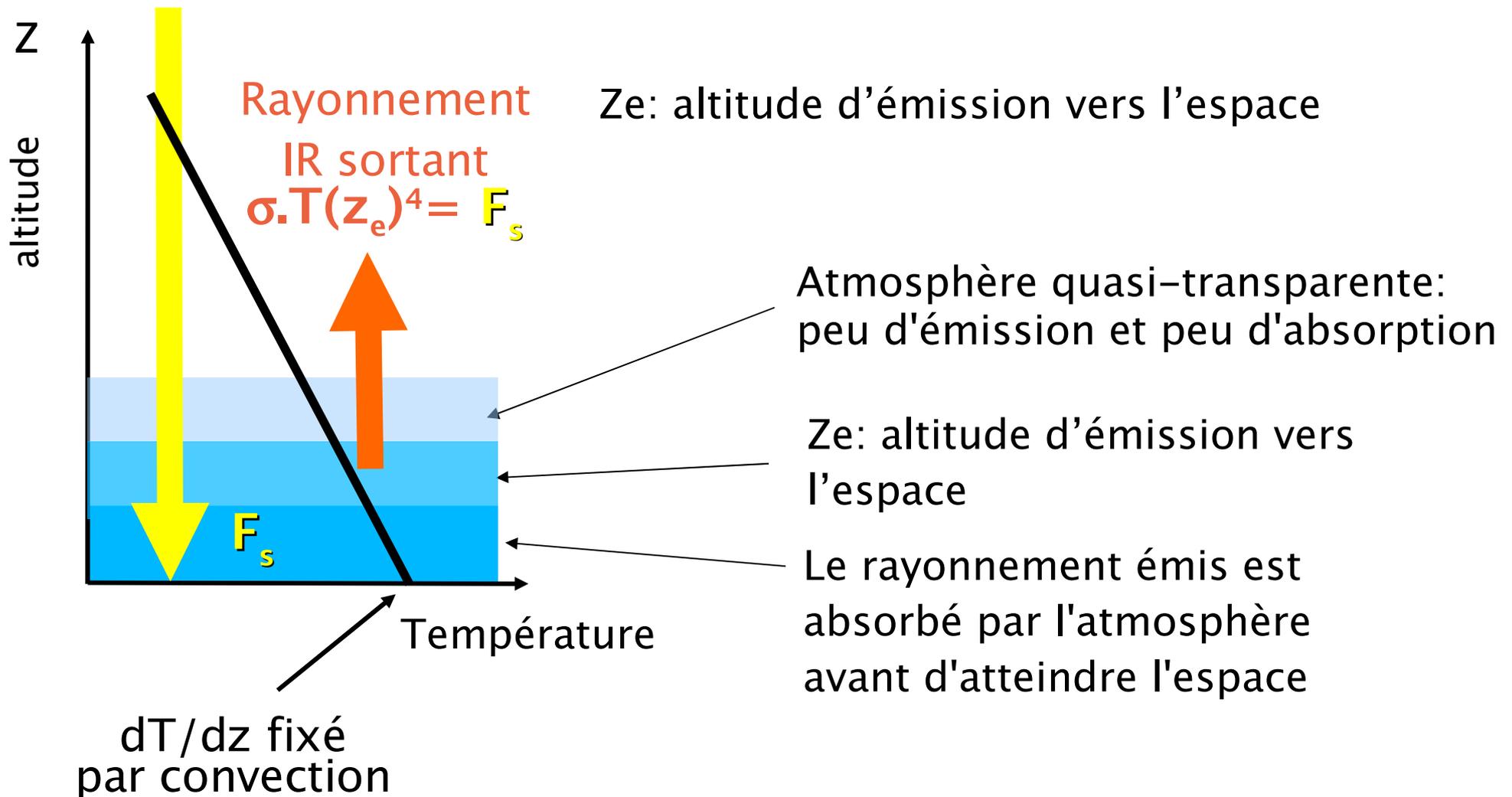


de l'augmentation de la température ΔT de surface pour un doublement de l'épaisseur optique.



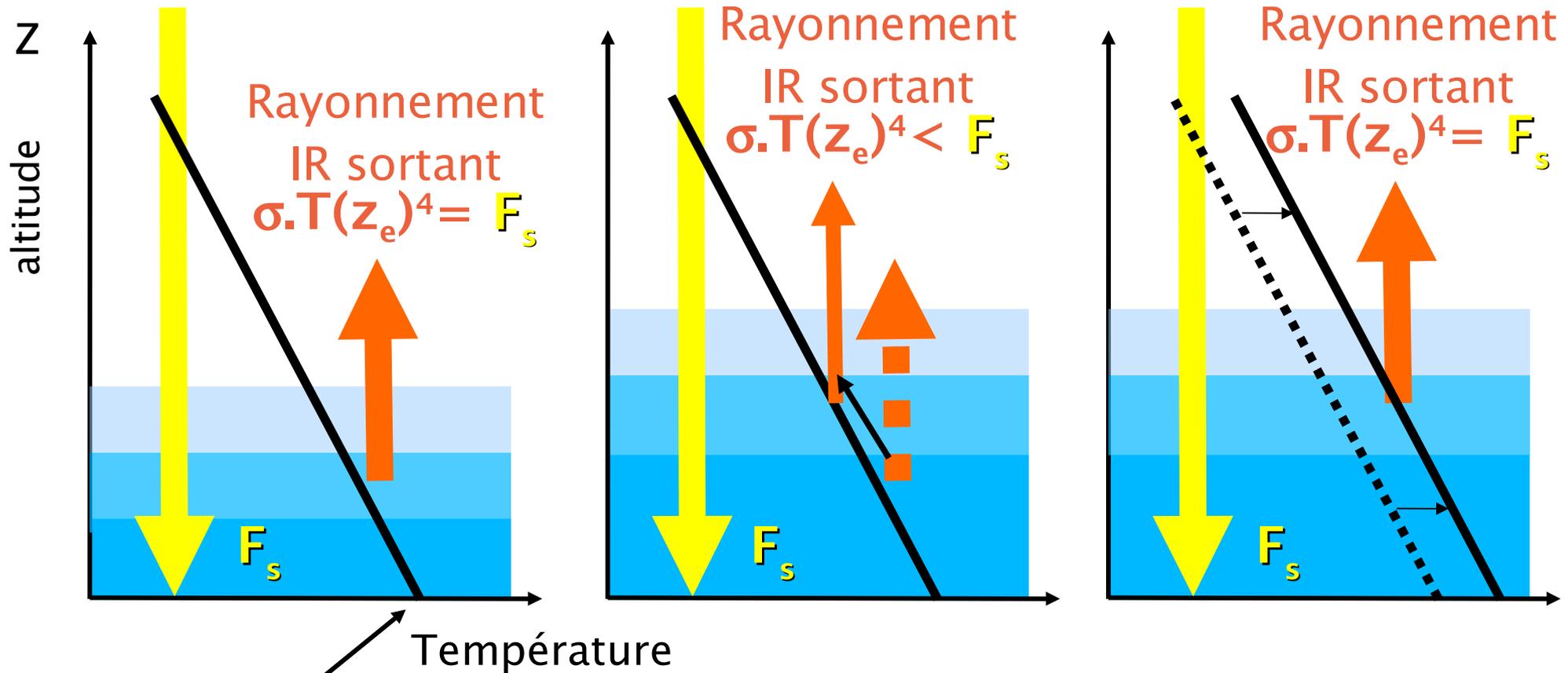
Effet de serre dans une atmosphère stratifiée.

Rayonnement solaire net



Effet de serre dans une atmosphère stratifiée.

Rayonnement solaire net



dT/dz fixé
par convection

z_e augmente, T_e
diminue:
Rayonnement sortant
plus faible.

$T(z)$ augmente:
Retour à
l'équilibre

Plan

1. Histoire de la découverte de l'effet de serre
2. Physique de l'effet de serre, effet de « saturation » des bandes
3. Analyse de l'accroissement de l'effet de serre dû au CO_2 et à H_2O
4. Amplitude du réchauffement en réponse à une perturbation radiative
5. Conclusion

Analyse de l'effet de serre

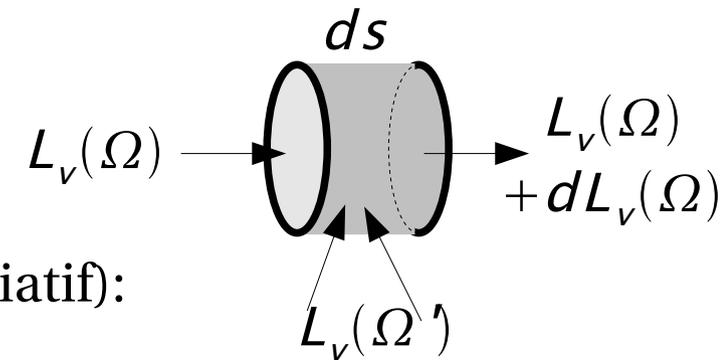
L'accroissement des gaz à effet de serre diminue les échanges entre la surface et l'espace:

- Que se passe-t-il dans l'atmosphère?
- Est-ce identique pour un accroissement de H_2O et de CO_2 ?

Démarche:

- Utilisation de la formulation en puissance nette échangée
- Étude analytique du cas monochromatique (ou un milieu "gris")
- Analyse de ce qui se passe dans une atmosphère réaliste

Formulation en Puissance Nette Échangée: principe



Formulation en flux:

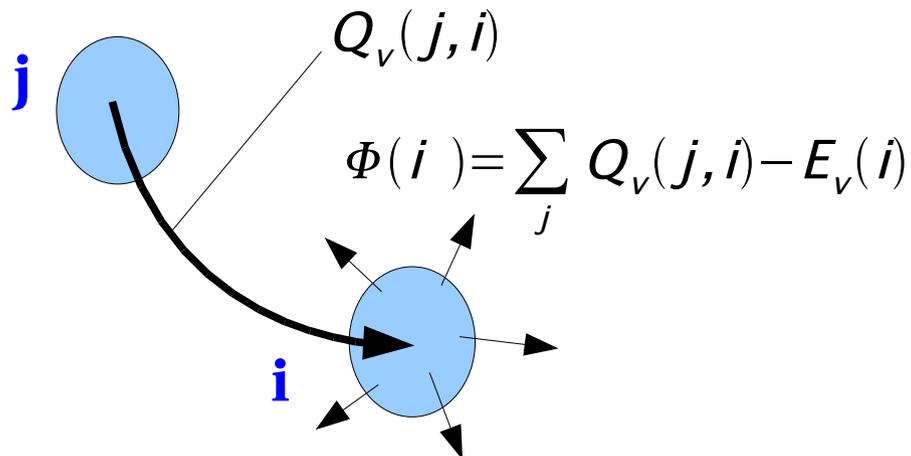
1- calcul de la luminance (équation de transfert radiatif):

$$\frac{dL_v(\Omega)}{ds} = -\kappa_v L_v(\Omega) + \kappa_v B_v(T) - \sigma_v L_v(\Omega) + \sigma_v \frac{1}{4\pi} \int_{4\pi} P(\Omega', \Omega) L_v(\Omega') d\Omega'$$

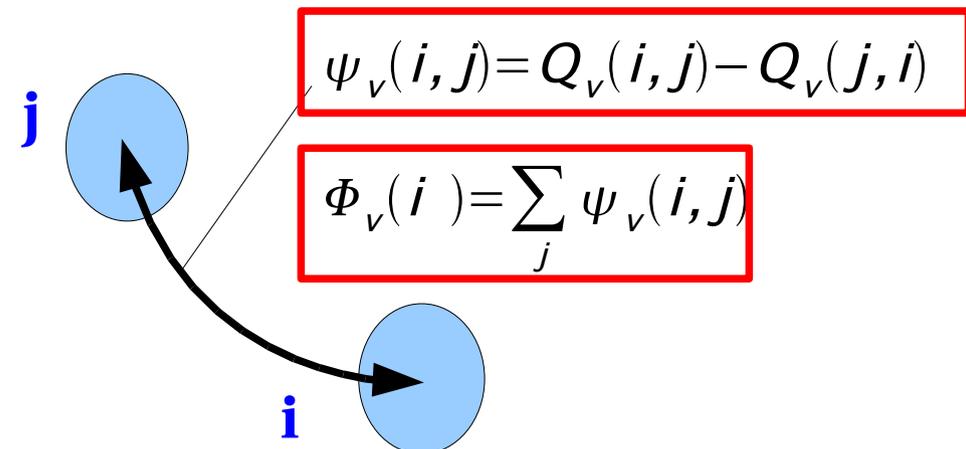
2- calcul du flux radiatif

3- bilan Φ_v : calcul de la divergence du flux

Formulation en puissance échangée:



Formulation en puissance nette échangée (PNE):



Formulation en Puissance Nette Échangée

Puissance nette $\psi_\nu(E_i, E_j)$ échangée entre deux éléments E_i et E_j :

$$\psi_\nu(E_i, E_j) = \int_{\Gamma(E_i, E_j)} [B_\nu(\vec{y}_\gamma) - B_\nu(\vec{x}_\gamma)] O(\vec{x}_\gamma, \vec{y}_\gamma) d\gamma$$

avec $O(\vec{x}_\gamma, \vec{y}_\gamma)$ facteur optico-géométrique d'échange.

Si les deux éléments sont des surfaces :

$$O(\vec{x}_\gamma, \vec{y}_\gamma) = \tau_{\nu, \gamma}$$

Si un élément est une surface, l'autre un volume de gaz :

$$O(\vec{x}_\gamma, \vec{y}_\gamma) = \left| \frac{\partial \tau_{\nu, \gamma}}{\partial s_{x_\gamma}} \right|$$

Si les deux éléments sont des volumes de gaz :

$$O(\vec{x}_\gamma, \vec{y}_\gamma) = \left| \frac{\partial^2 \tau_{\nu, \gamma}}{\partial s_{x_\gamma} \partial s_{y_\gamma}} \right|$$

Analyse de l'effet de serre

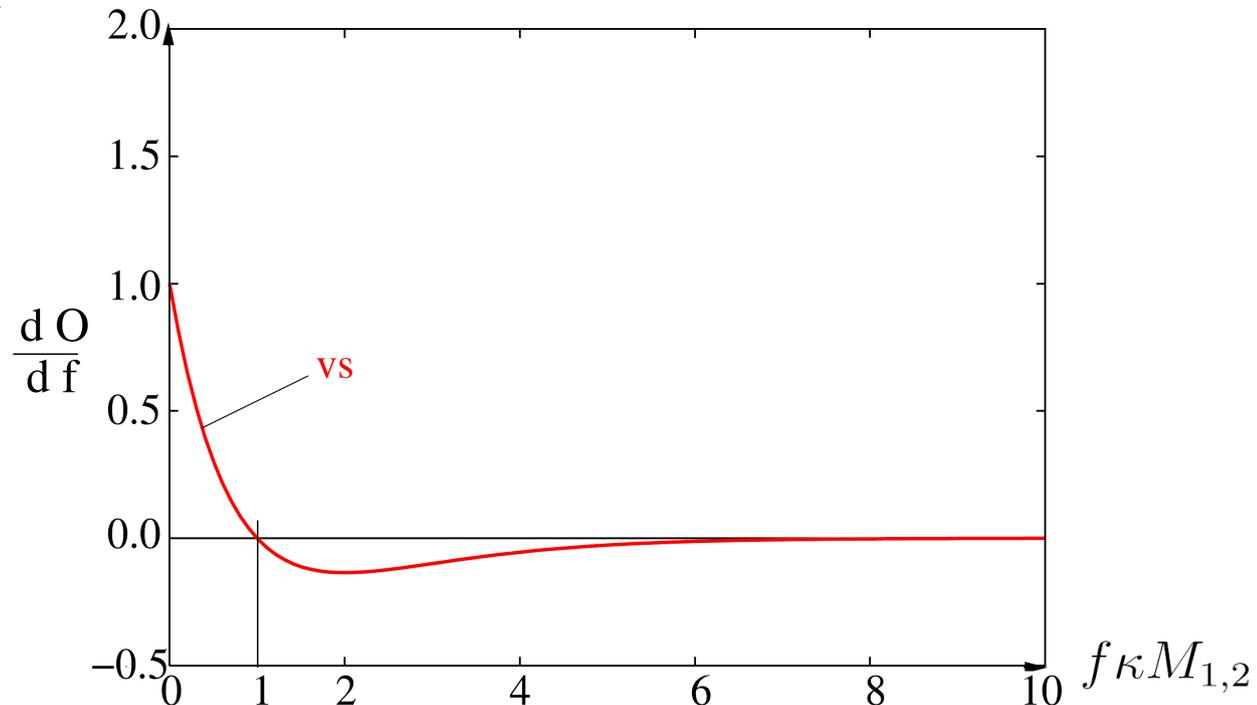
Densité de puissance nette échangée entre deux éléments \vec{x}_γ et \vec{y}_γ :

$$\psi_\nu(\vec{x}_\gamma, \vec{y}_\gamma) = [B_\nu(\vec{y}_\gamma) - B_\nu(\vec{x}_\gamma)] O(\vec{x}_\gamma, \vec{y}_\gamma)$$

Pour les échanges entre une surface et un volume élémentaire de masse dm :

$$O^{vs} dm = \left| \frac{\partial \tau_{\nu, \gamma}}{\partial m} \right| dm = f \kappa \exp(-f \kappa M_{1,2}) dm$$

avec f fraction massique de gaz absorbant, κ coefficient d'absorption par unité de masse, $M_{1,2}$ la masse d'atmosphère entre les deux extrémités.



Analyse de l'effet de serre

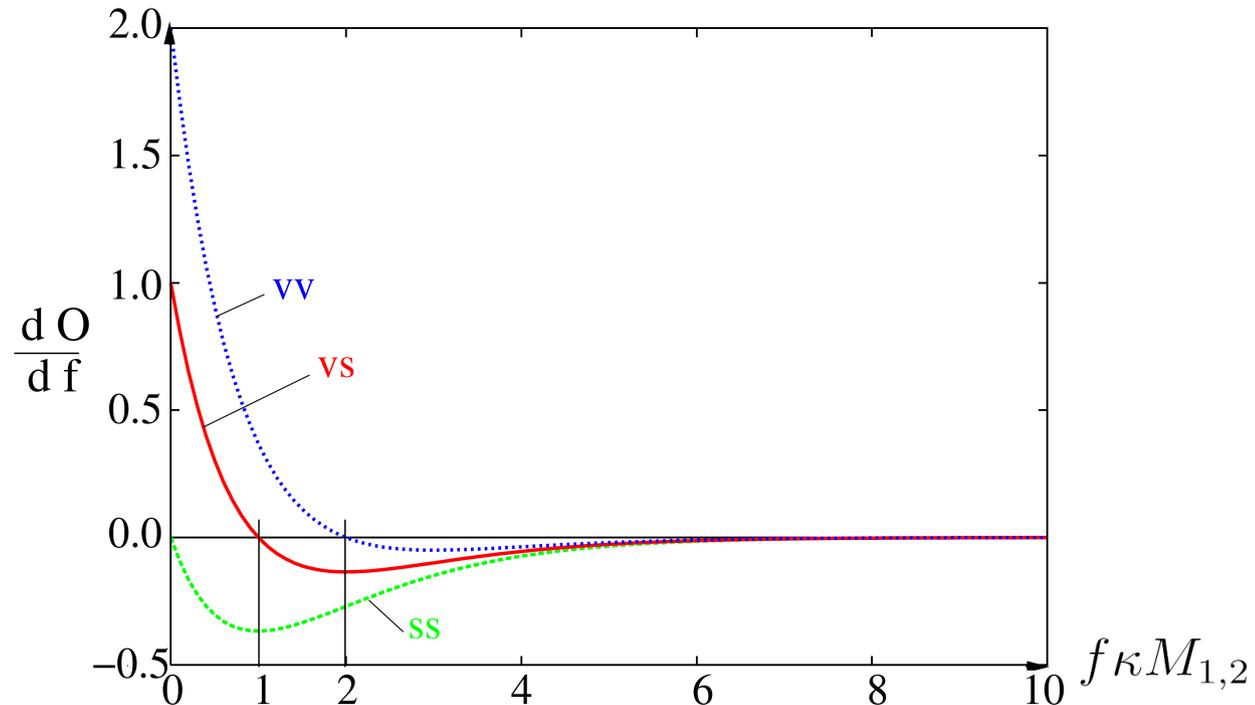
Densité de puissance nette échangée entre deux éléments \vec{x}_γ et \vec{y}_γ :

$$\psi_\nu(\vec{x}_\gamma, \vec{y}_\gamma) = [B_\nu(\vec{y}_\gamma) - B_\nu(\vec{x}_\gamma)] O(\vec{x}_\gamma, \vec{y}_\gamma)$$

Pour les échanges entre une surface et un volume élémentaire de masse dm :

$$O^{vs} dm = \left| \frac{\partial \tau_{\nu, \gamma}}{\partial m} \right| dm = f \kappa \exp(-f \kappa M_{1,2}) dm$$

avec f fraction massique de gaz absorbant, κ coefficient d'absorption par unité de masse, $M_{1,2}$ la masse d'atmosphère entre les deux extrémités.

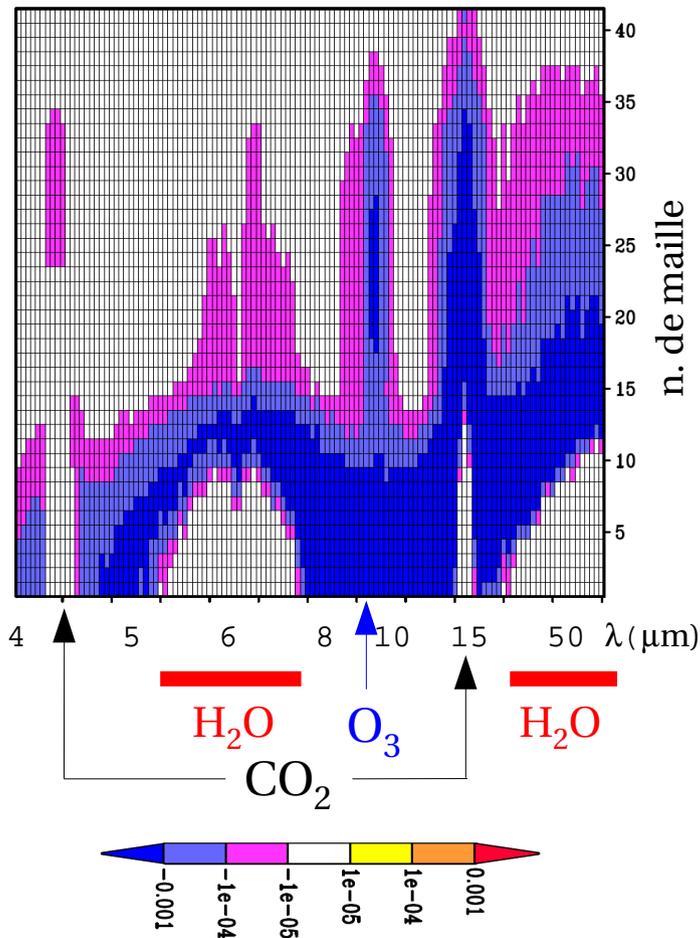


Analyse de l'effet de serre sur Terre

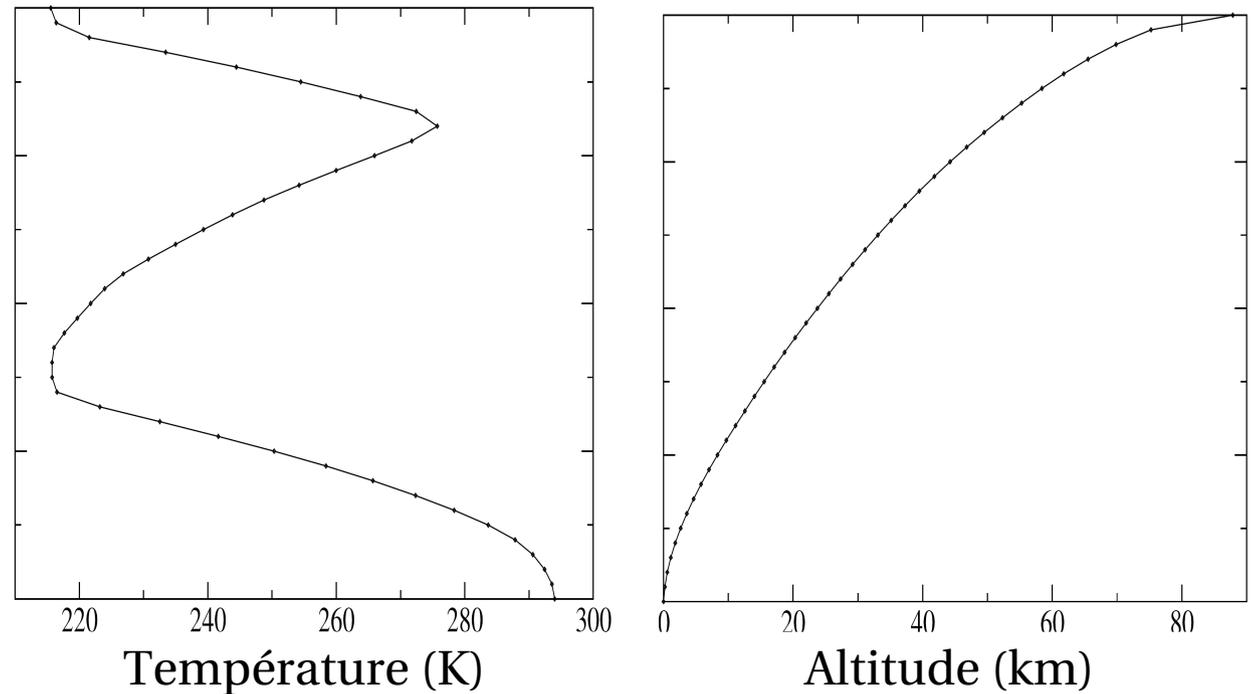
Bilan $\longrightarrow \Phi_i = \Psi_{i,e} + \Psi_{i,s} + \Psi_{i,a} \longleftarrow$ Échange net avec le reste de l'atmosphère

Échange net avec l'espace \longleftarrow $\Psi_{i,e}$ $\Psi_{i,s}$ \longleftarrow Échange net avec la surface

Échange net avec l'espace



Profile atmosphérique, été, moyenne latitude (MLS, RTMIP)

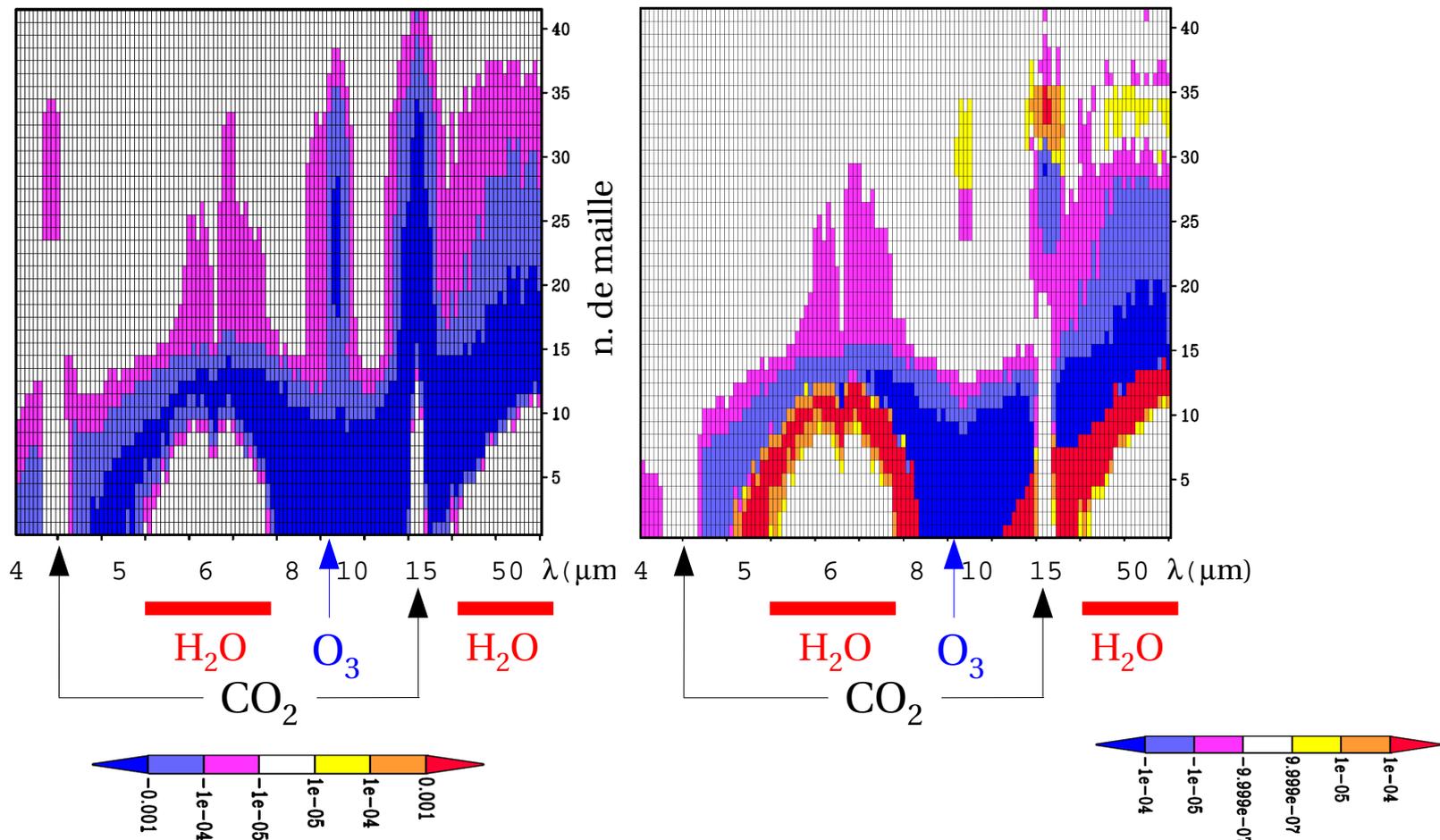


Analyse de l'effet de serre sur Terre

Échange avec l'espace
Atmosphère standard

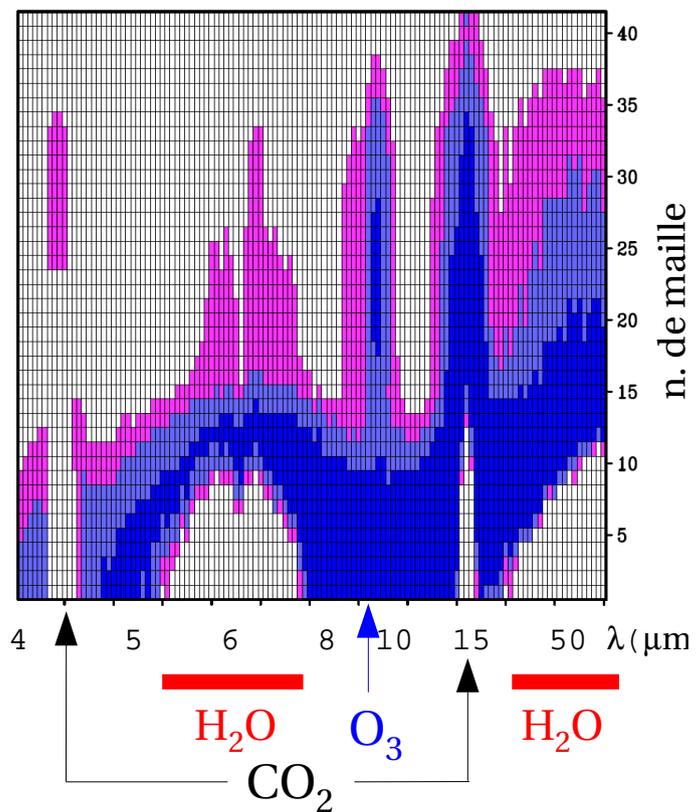
Variation des échanges avec l'espace

H₂O + 20%



Analyse de l'effet de serre sur Terre

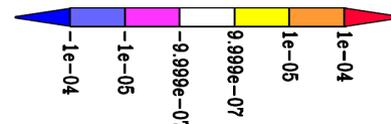
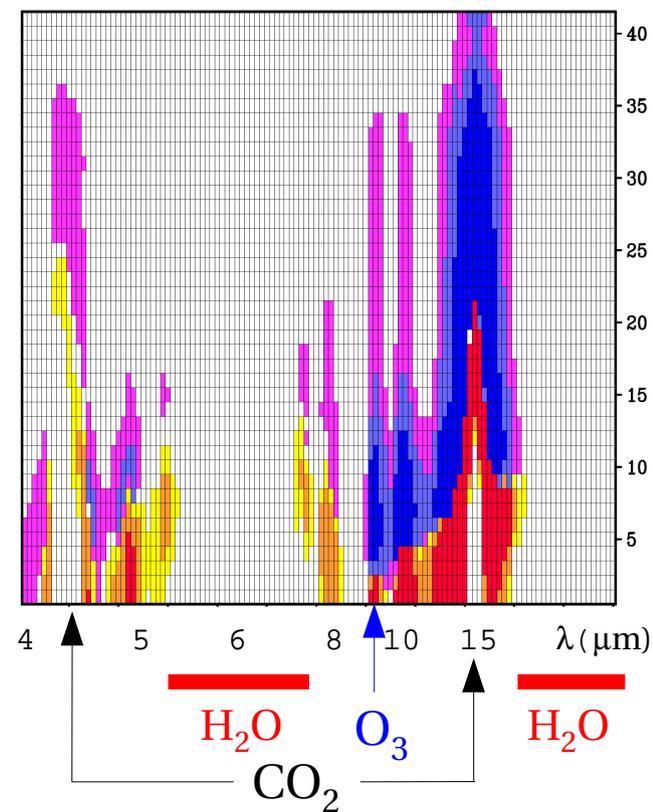
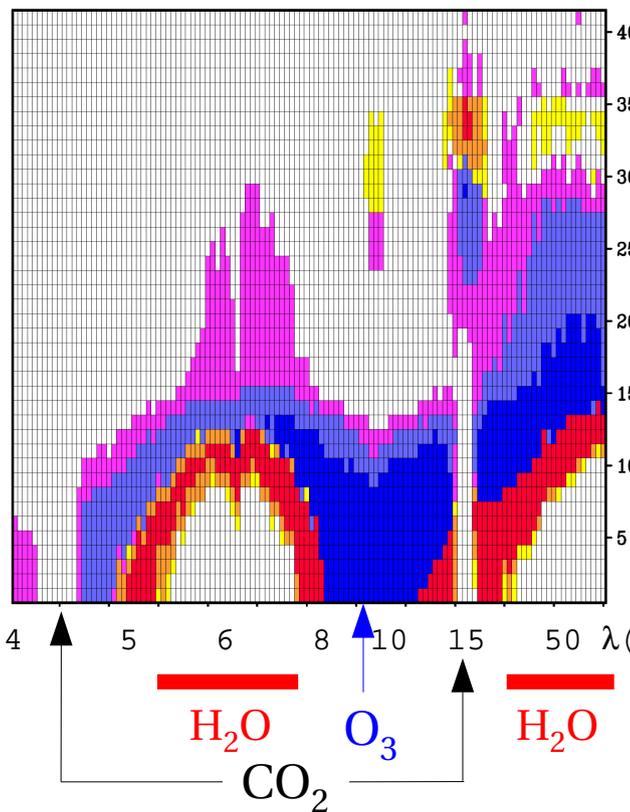
Échange avec l'espace
Atmosphère standard



Variation des échanges avec l'espace

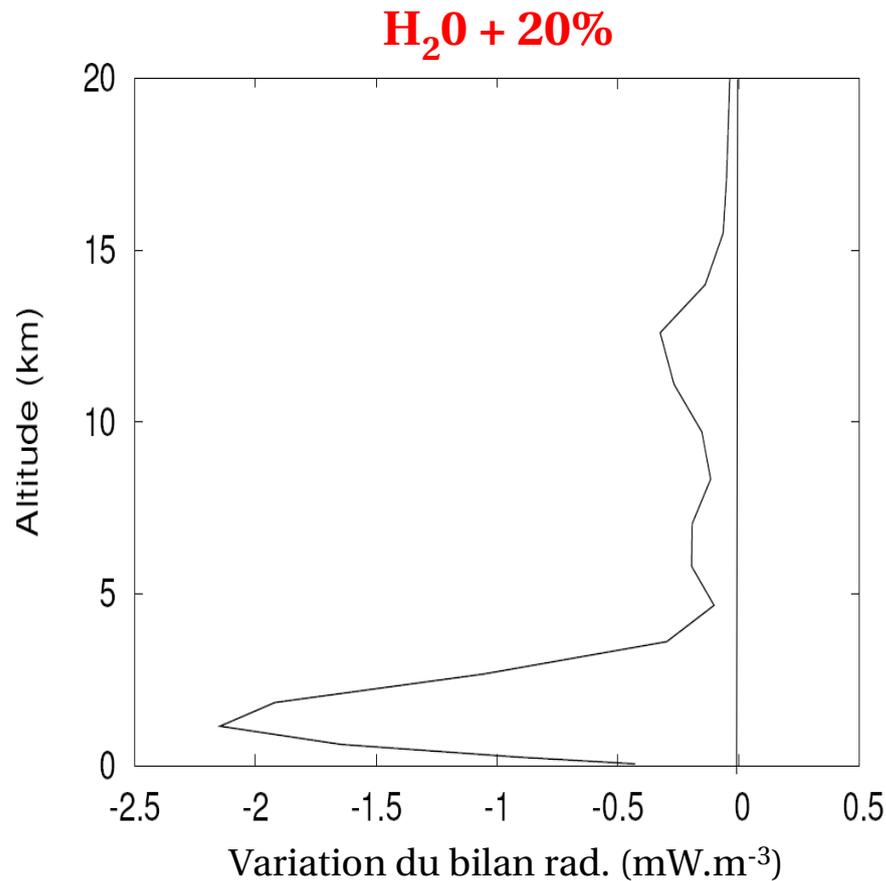
H₂O + 20%

CO₂ x 2



Analyse de l'effet de serre sur Terre

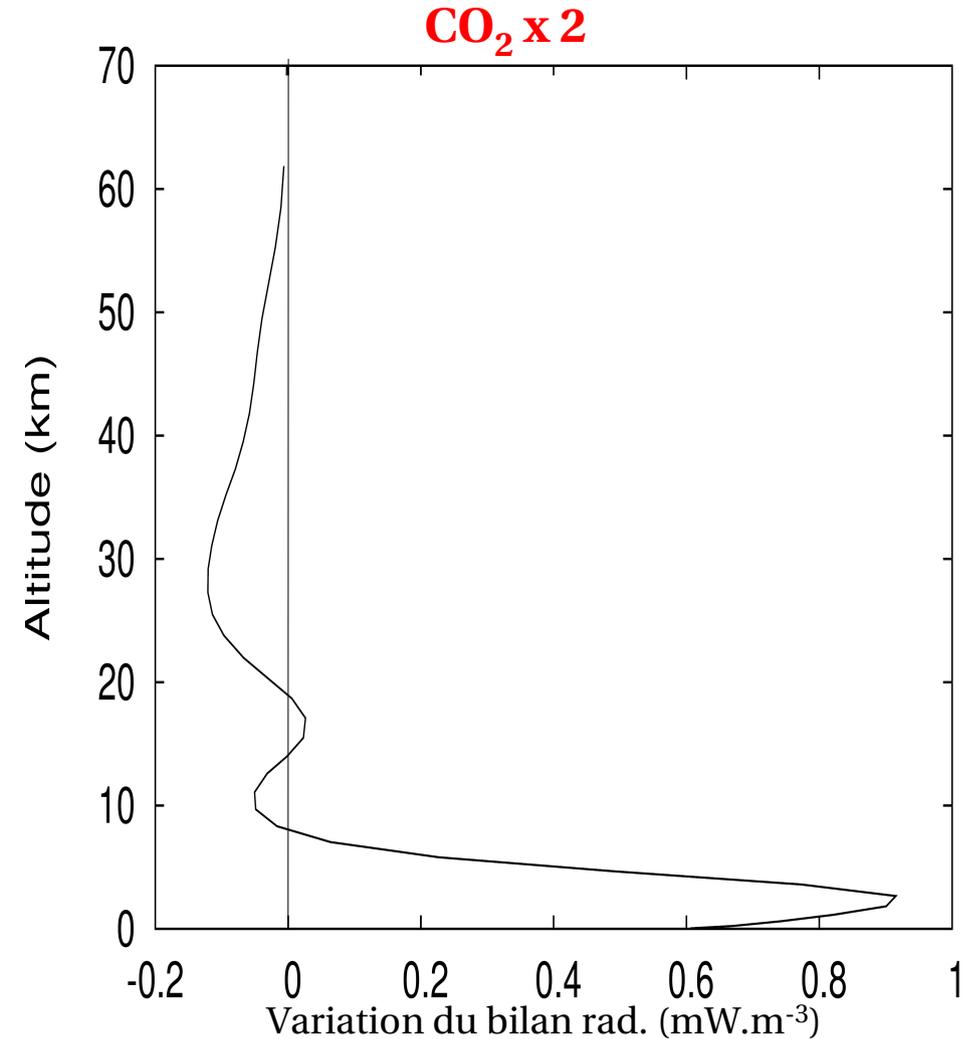
Variation des bilans radiatifs



Surface: + 12,1 $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$

Atmosphère: - 8,1 $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$

Espace: - 4,0 $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$



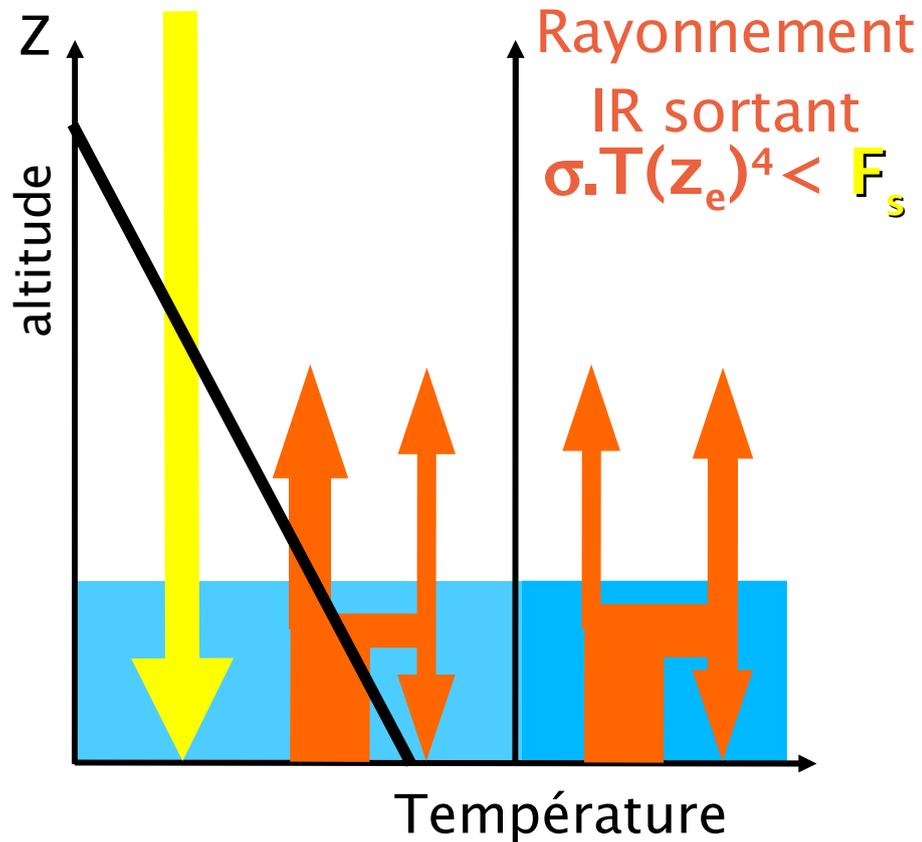
Surface: + 1,5 $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$

Atmosphère: + 1,3 $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$

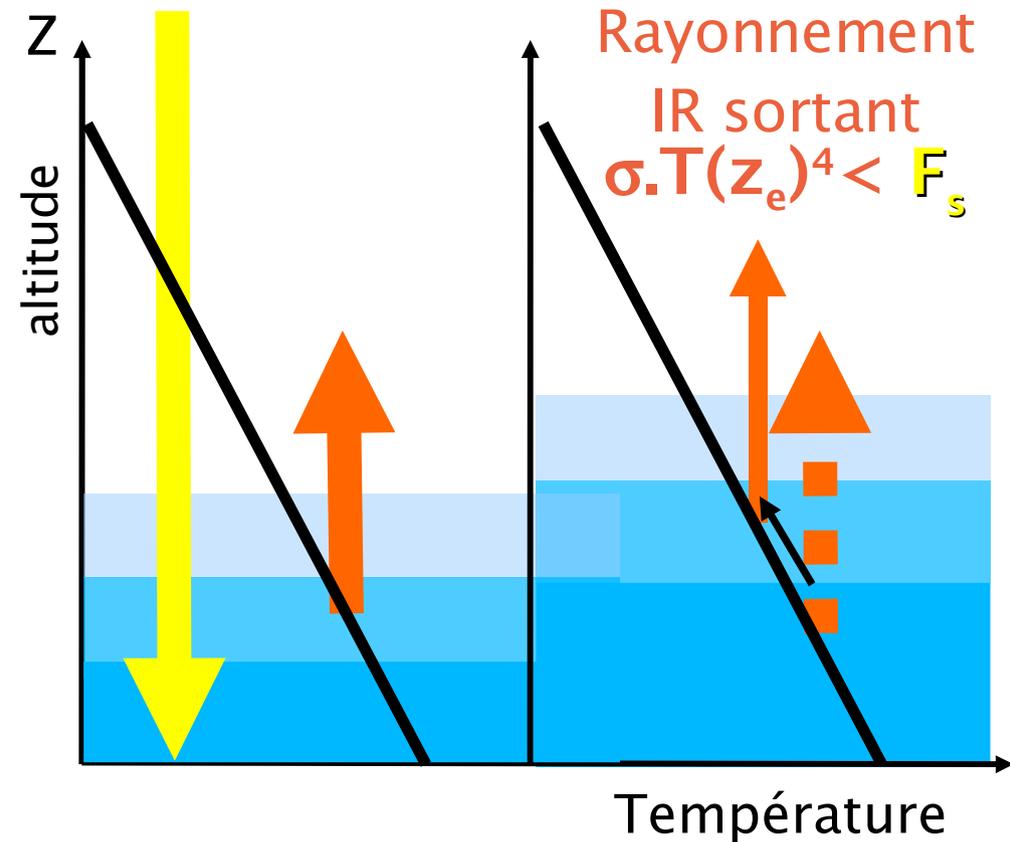
Espace: - 2,8 $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$

Analyse de l'effet de serre sur Terre

H₂O + 20%

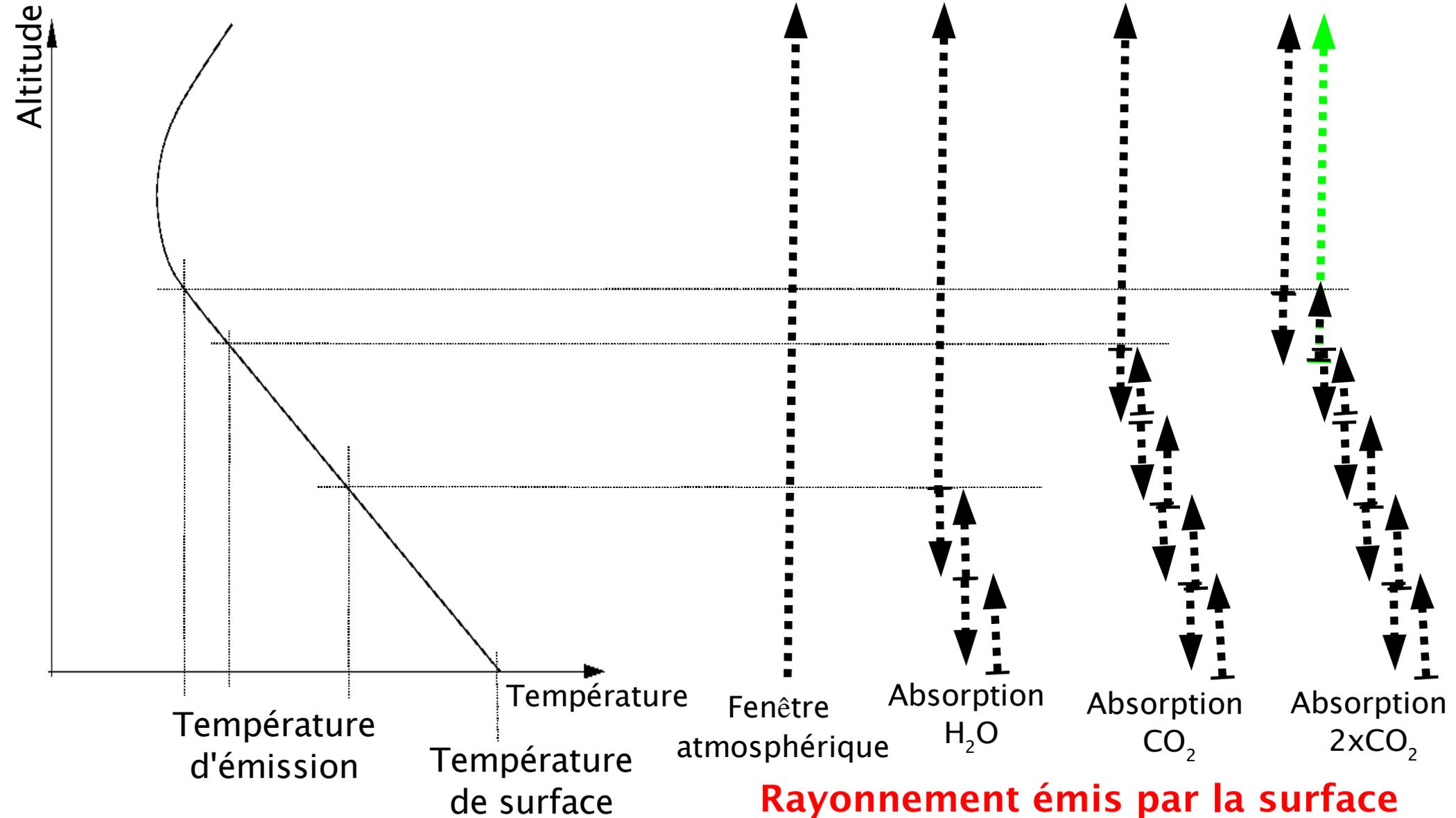


CO₂ x 2



Analyse de l'effet de serre sur Terre

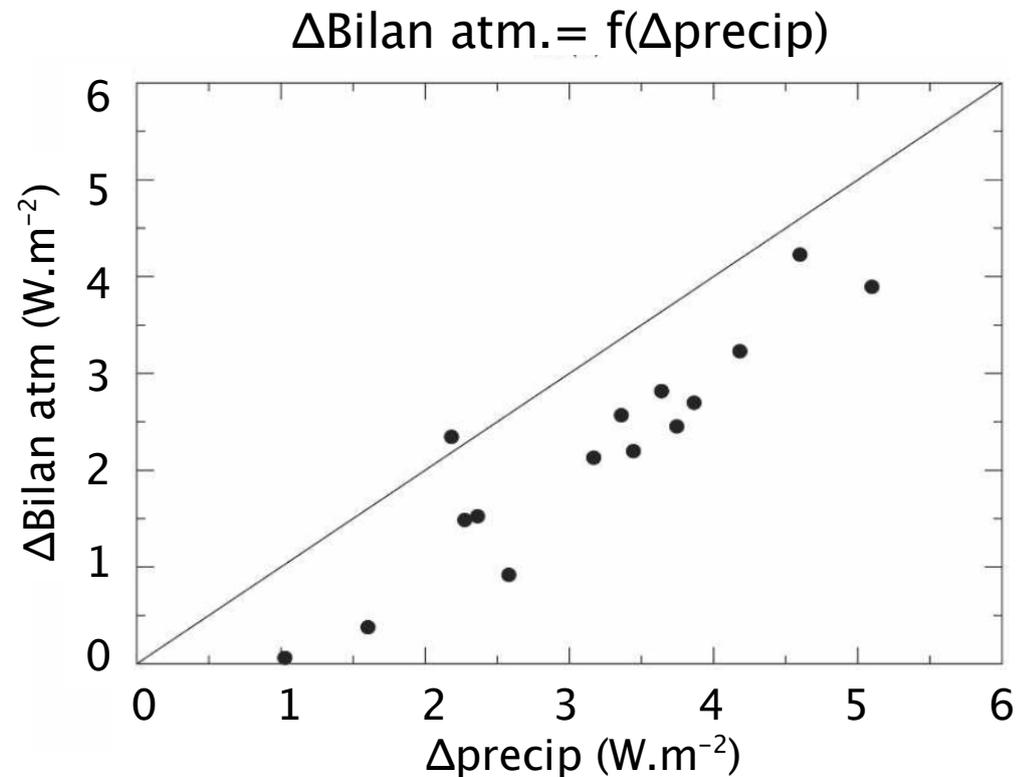
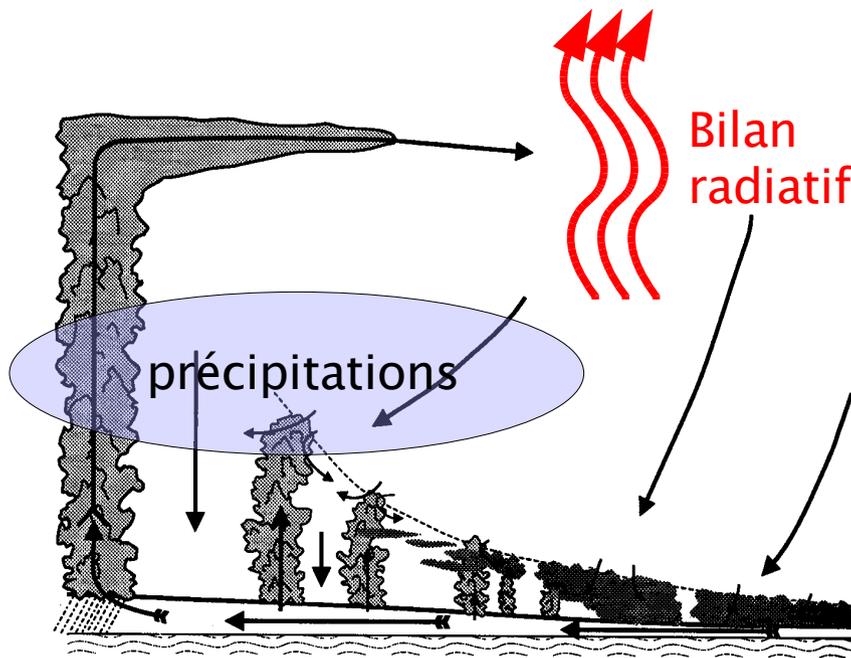
Rayonnement reçu par l'espace



Bilan radiatif de l'atmosphère et précipitations

Augmentation de l'effet de serre dû à une augmentation de H₂O:

- Diminution du refroidissement radiatif de la surface
- Augmentation du refroidissement radiatif de l'atmosphère

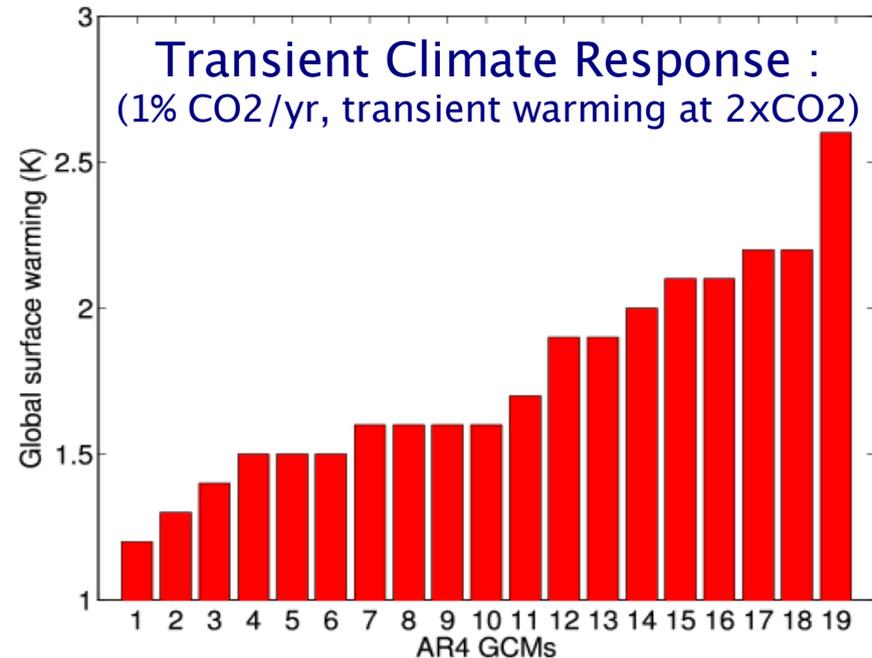
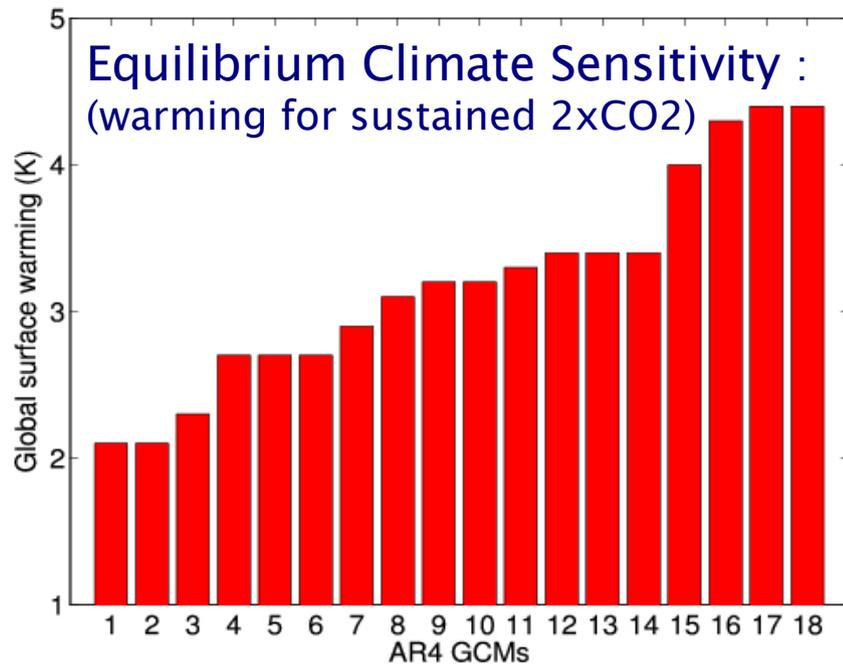


(Vecchi & Soden, 2007)

Plan

1. Histoire de la découverte de l'effet de serre
2. Physique de l'effet de serre, effet de « saturation » des bandes
3. Analyse de l'accroissement de l'effet de serre dû au CO_2 et à H_2O
4. Amplitude du réchauffement en réponse à une perturbation radiative
5. Conclusion

Pour un forçage radiatif donné, quelle est l'amplitude du réchauffement ?



Quelle est l'origine de cette forte dispersion?

Quels sont les contributions respectives :

- du forçage radiatif dû au doublement du CO₂
- des rétroactions climatiques
- de l'énergie thermique absorbée par l'océan (simulations transitoires)

Pour un forçage radiatif donné, quelle est l'amplitude du réchauffement ?

Réponse de la température moyenne de surface à forçage radiatif ΔQ

- Si l'accroissement de température est uniforme et qu'il **ne modifie que l'émission du corps noire** (calcul purement radiatif):

$$\Delta T_p = \frac{-\Delta Q}{\lambda_p}$$

avec λ_p paramètre de rétroaction de Planck

- Avec un **modèle climatique complet** (et diagnostique des résultats):

$$\Delta T = \frac{-\Delta Q}{\lambda_p + \lambda_w + \lambda_L + \lambda_C + \lambda_a + \lambda_o}$$

Planck vapeur d'eau grad. T nuages albédo de surf. océan

ou encore $\Delta T = \frac{1}{1-g} \Delta T_p$ avec g, gain de rétroaction $g = \sum_{x \neq P} g_x$ et $g_x = -\frac{\lambda_x}{\lambda_p}$

Pour un forçage radiatif donné, quelle est l'amplitude du réchauffement ?

Quel est l'accroissement de température dû à une rétroaction?

- Pas de réponse car cet accroissement dépend de toutes les rétroactions

Quel est la part de l'accroissement de température due à une rétroaction?

$$\Delta T = \Delta T_p + \Delta T_w + \Delta T_L + \Delta T_C + \Delta T_a + \Delta T_o$$

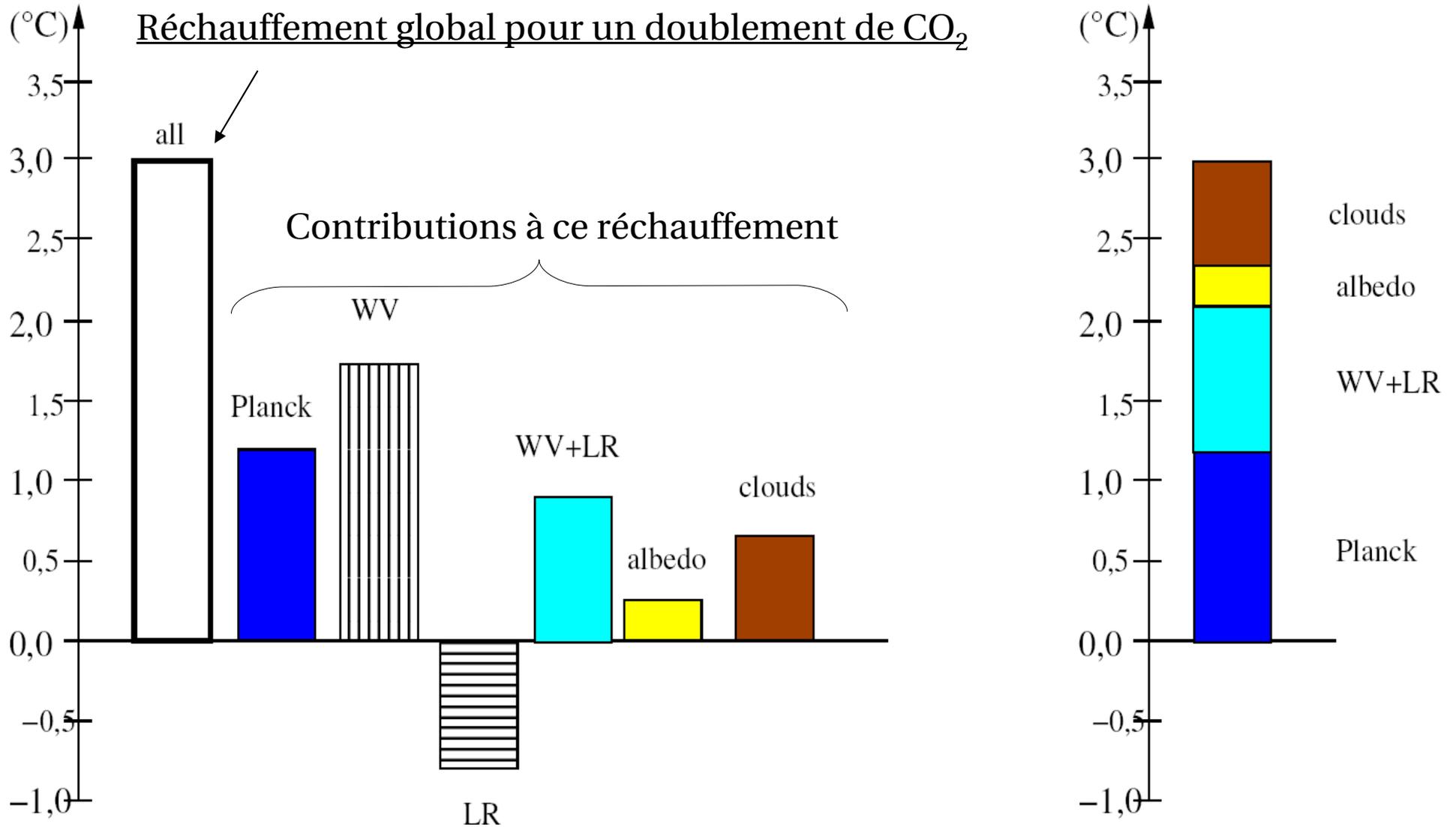
On obtient, pour $x \neq P$,

$$\Delta T_x = \frac{g_x}{1-g} \Delta T_p$$

$$\frac{\Delta T_x}{\Delta T} = g_x = -\frac{\lambda_x}{\lambda_p}$$

La *contribution relative* d'une rétroaction est mathématiquement *indépendante des autres rétroactions*. C'est une constante.

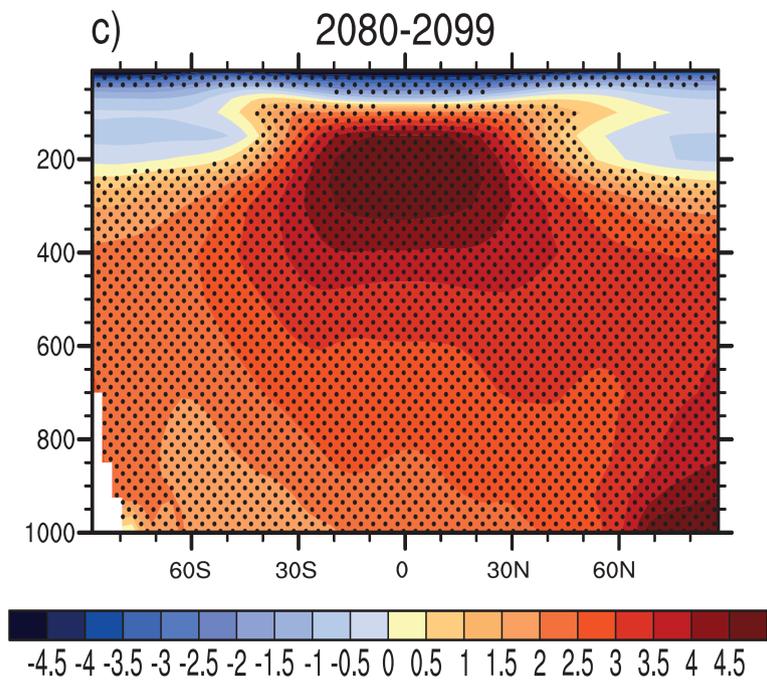
Contribution à l'accroissement de température à l'équilibre pour un doublement de CO₂



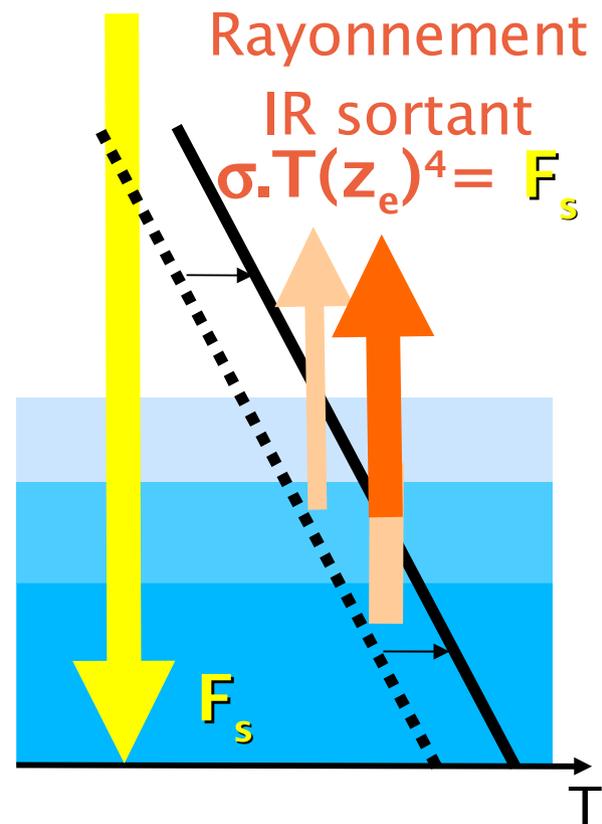
Avec les paramètres de rétroactions calculés par (Soden and Held, 2006)

Rétroaction due au changement de gradient vertical de température

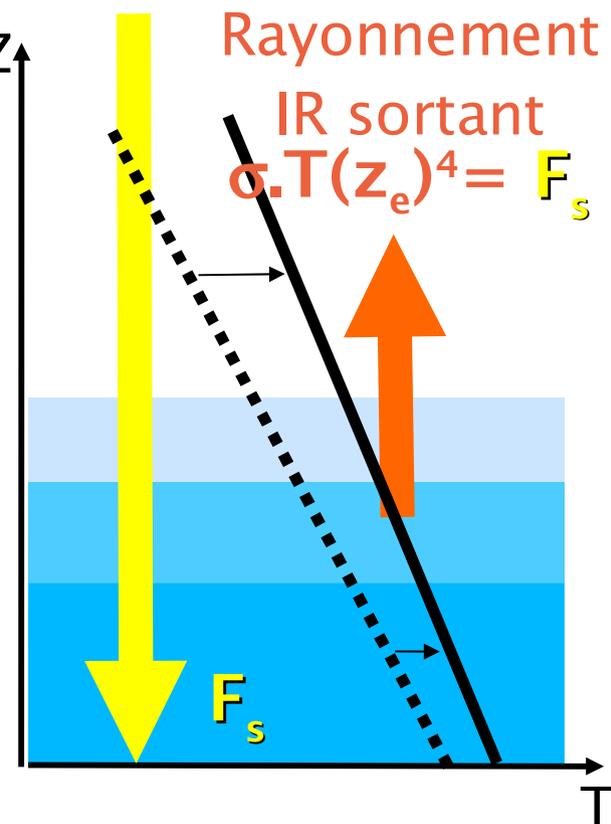
Moyenne zonal de la variation de température en réponse à un accroissement de GES (scénarios A1B)



Profil vertical de température fixe

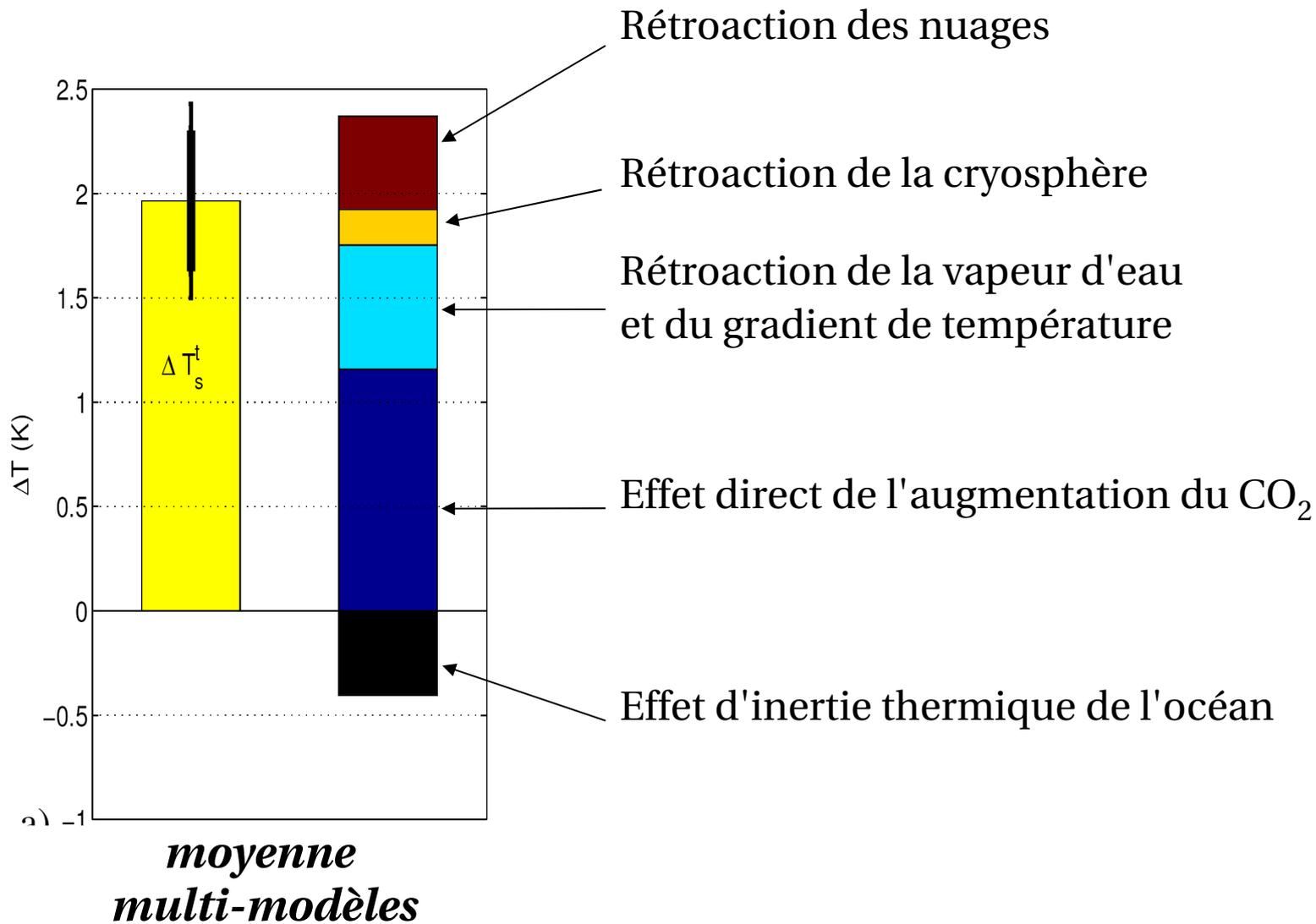


Profil vertical de température varie



Accroissement de température en transitoire

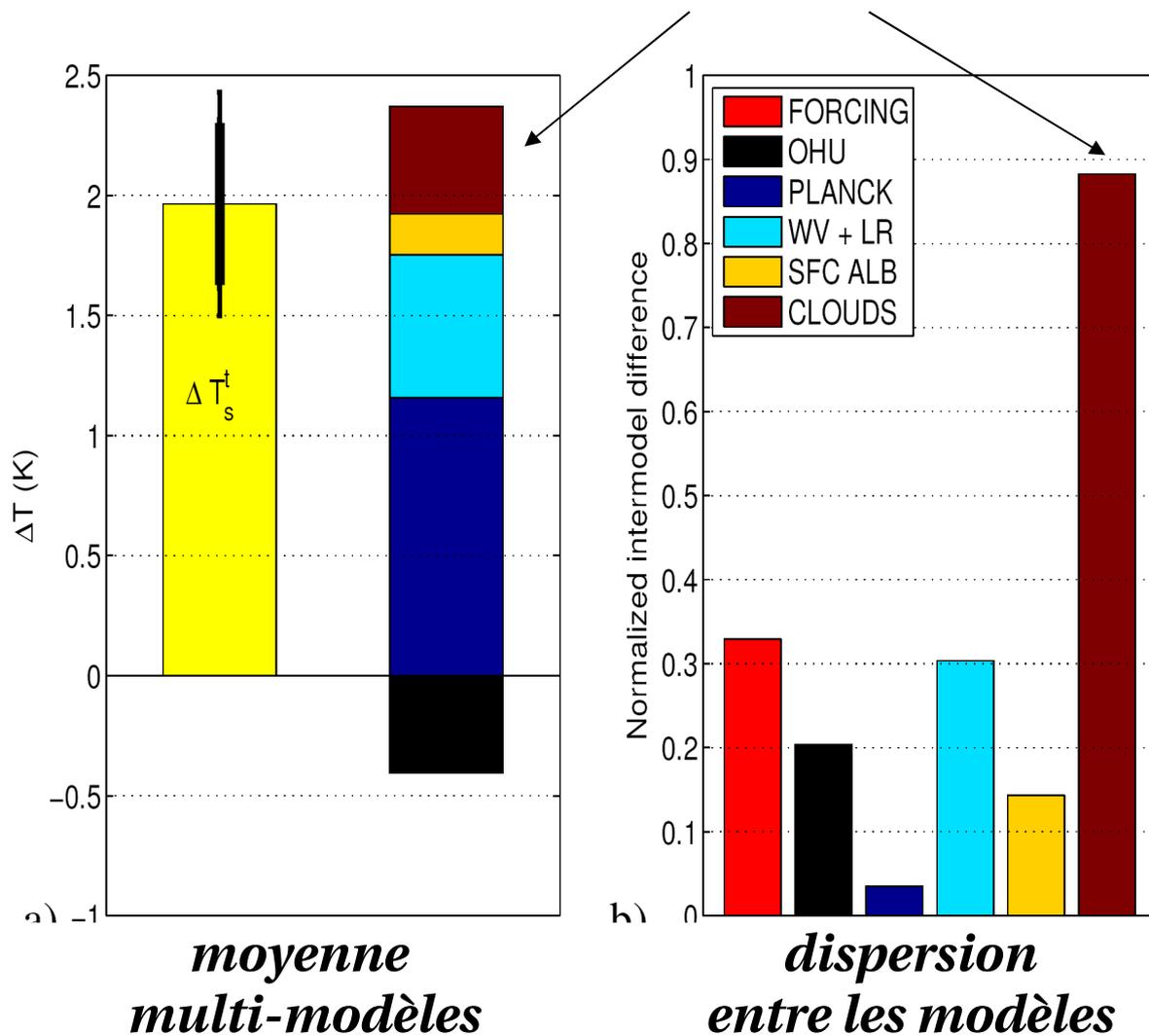
Accroissement de CO₂ de 1%/an



Accroissement de température en transitoire

Accroissement de CO₂ de 1%/an

Rétroaction des nuages



- Quantification de la contribution de chaque rétroaction, même en transitoire
- Dispersion des modèles, importance:
 - des rétroactions nuageuses
 - du calcul du forçage
- Contribution relative des rétroactions est constante
- En particulier même contribution relative à l'équilibre et en transitoire

Calcul de l'effet de serre par S. Arrhenius

- Le spectre mesuré ne couvre pas la bande d'absorption du CO_2 à 15 μm
- L'absorption par le CO_2 est très surestimée (la séparation entre l'absorption par le CO_2 et par H_2O n'a pas vraiment été réalisée)
- Le modèle de serre à 1 vitre donne un accroissement très faible de la température si on utilise des valeurs d'absorptivité par le CO_2 réaliste
- Un modèle à N vitre, ou avec un traitement explicite du gradient verticale de la température est nécessaire
- Les résultats obtenus par S. Arrhenius résultent d'une compensation de ces différentes erreurs
- S. Arrhenius considère la question dans sa globalité, aborde beaucoup de questions (notamment les rétroactions de la vapeur d'eau, des nuages...) et apporte des solutions originales (approximation diffuse...)

Modélisation simplifiés d'un accroissement de l'effet de serre sur le climat?

- Toute modélisation simplifiée de la variation de l'effet de serre due à une variation de CO₂ doit prendre en compte le gradient verticale de température
- Estimer l'amplitude de la variation de température en réponse une perturbation radiative nécessite la prise en compte des rétroactions
- Actuellement il n'existe pas de théorie permettant d'estimer ces rétroactions. On a besoin d'avoir recours à des modèles de climat.
- Il en est de même pour les variations des autres variables climatiques.



Merci de votre attention