

Effet de serre et climat



Jean-Yves Grandpeix

CNRS / IPSL / LMD
grandpeix@lmd.jussieu.fr

Cette presentation :

http://www.lmd.jussieu.fr/~jyg/M2PAM_2012_jyg.pdf

[Divers textes de JL Dufresne : <http://www.lmd.jussieu.fr/~jldufres>]

Ordres de grandeur

Données :

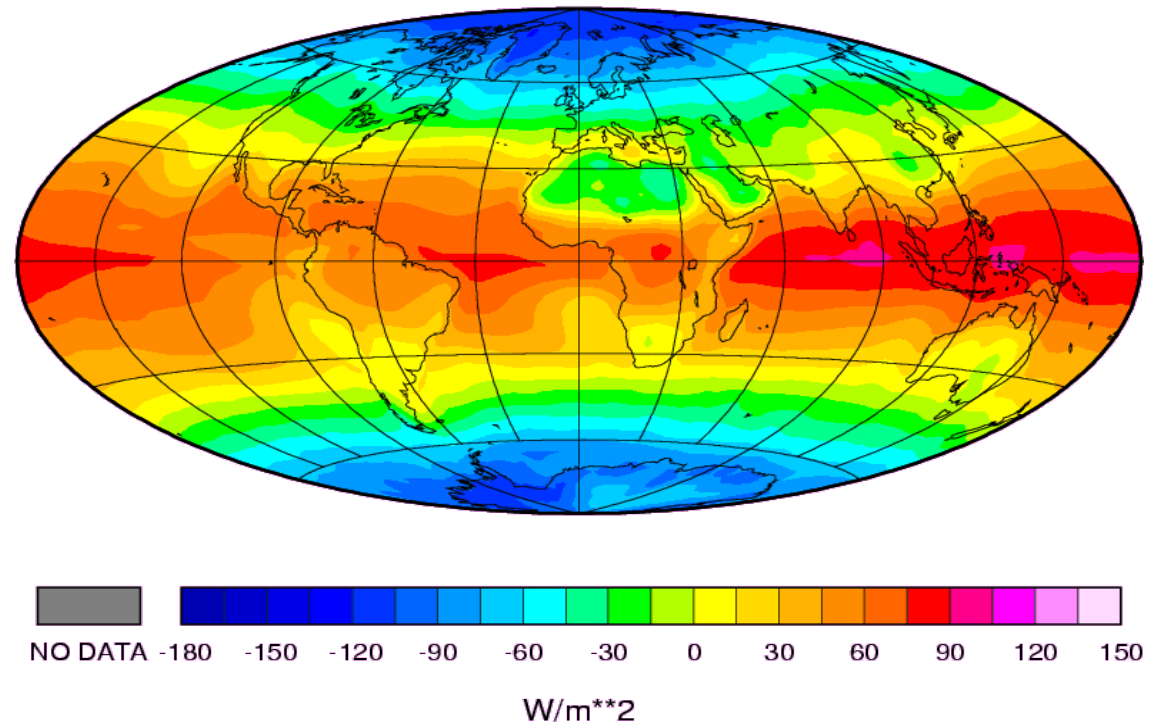
- Rayon terrestre : $R_t \simeq 6400 \text{ km}$
- Pression moyenne au sol : $p_{sol} \simeq 10^5 \text{ Pa}$
- Accélération de la pesanteur : $g \simeq 10 \text{ m s}^{-2}$

Conséquences :

1. Surface terrestre : $510 \cdot 10^6 \text{ km}^2$
2. Masse de l'atmosphère : $5.1 \cdot 10^{18} \text{ kg} = 5.1 \cdot 10^6 \text{ Gt}$ (Giga tonne).
3. Masse de carbone dans 1 ppmv de CO_2 : 2.1 Gt (ppmv = partie par million en volume)

On retiendra qu'il faut ajouter environ 2 Gt de carbone à l'atmosphère pour augmenter sa concentration en CO_2 de 1 ppmv. Actuellement, les émissions sont d'environ 8 GtC par an ; approximativement la moitié reste dans l'atmosphère, soit 4 GtC par an ; $[\text{CO}_2]$ croît donc d'environ 2 ppmv par an.

Net Radiation
1985-1986



- Océans = 2/3 surface terrestre
- Bande intertropicale : 23S-23N
- Aire de la bande intertropicale = moitié de la surface terrestre.

Ordres de grandeur

Données :

- Rayon terrestre : $R_t \simeq 6400 \text{ km}$
- Pression moyenne au sol : $p_{sol} \simeq 10^5 \text{ Pa}$
- Accélération de la pesanteur : $g \simeq 10 \text{ m s}^{-2}$

Conséquences :

1. Surface terrestre : $510 \cdot 10^6 \text{ km}^2$
2. Masse de l'atmosphère : $5.1 \cdot 10^{18} \text{ kg} = 5.1 \cdot 10^6 \text{ Gt}$ (Giga tonne).
3. Masse de carbone dans 1 ppmv de CO_2 : 2.1 Gt (ppmv = partie par million en volume)

On retiendra qu'il faut ajouter environ 2 Gt de carbone à l'atmosphère pour augmenter sa concentration en CO_2 de 1 ppmv. Actuellement, les émissions sont d'environ 8 GtC par an ; approximativement la moitié reste dans l'atmosphère, soit 4 GtC par an ; $[\text{CO}_2]$ croît donc d'environ 2 ppmv par an.

C'est là que les activités humaines deviennent commensurables avec l'évolution planétaire.

Questions :

- Arrhenius (1896) : doublement de $[\text{CO}_2]$ $\Rightarrow$ réchauffement de 5 K.

Son estimation était-elle correcte ?

- Absorption quasi-totale du rayonnement au travers de l'atmosphère dans les bandes d'absorption du CO_2 .

Qu'est-ce-que ça change d'ajouter un peu de CO_2 ?

Objectifs :

- Construire une image simple de l'effet de serre, permettant d'évaluer grossièrement les effets des perturbations climatiques et de les comprendre (c'est-à-dire sans avoir recours aux Modèles de Circulation Générale [GCM]).
- Montrer ce que sont les GCM, les voies de développement actuelles et les méthodes de travail.

Plan

- **Physique du climat : les pionniers**
- **Physique de l'effet de serre**
- **Les autres perturbations radiatives (ou forçages)**
- **Modélisation du climat et estimation des changements climatiques**
- **Conclusions**

Quelques dates et personnages importants

Découverte du rayonnement infrarouge

William Herschel (1738-1822) : Experiments on the Solar, and on the Terrestrial Rays that Occasion Heat (1800)

Terre = équilibre entre chauffage solaire et refroidissement radiatif "obscur"

Joseph Fourier (1768-1830) : Mémoire sur les températures du globe terrestre et des espaces planétaire (1824)

Atmosphère = vitre protectrice

Détermination de la "constante solaire"

Claude Pouillet (1790-1868) : Mémoire sur la chaleur solaire, sur les pouvoirs rayonnants et absorbants de l'air atmosphérique, et sur la température de l'espace (1838)

Principaux gaz à effet de serre = vapeur d'eau et dioxyde de carbone

John Tyndall (1820-1893) : Heat as a Mode of Motion (1863) ; On Radiation (1865)

Spectre d'absorption de l'atmosphère terrestre dans IR jusqu'à 15 microns (sans la bande à 15 microns du CO₂).

Samuel Langley (1834-1906) : Observation on invisible heat-spectra and the recognition of hitherto unmeasured wave-lengths, made at the Allegheny observatory (1886)

doublement de [CO₂] ==> accroissement de la température de surface de la Terre de 5 K

Svante Arrhenius (1859-1927) : On the influence of carbonic acid in the air upon the temperature of the ground (1896)

mise en évidence de l'accroissement de [CO₂]

David Keeling (1928-2005) : Atmospheric carbon dioxide variations at Mauna Loa Observatory, Hawaii (Keeling et al., 1976)

Physique du climat

19^e - début 20^e siècle:

J. Fourier:

- A donné un cadre pour l'analyse des phénomènes physiques régissant la température moyenne de surface des planètes
- A identifié le rôle fondamental du Soleil et de l'effet de serre

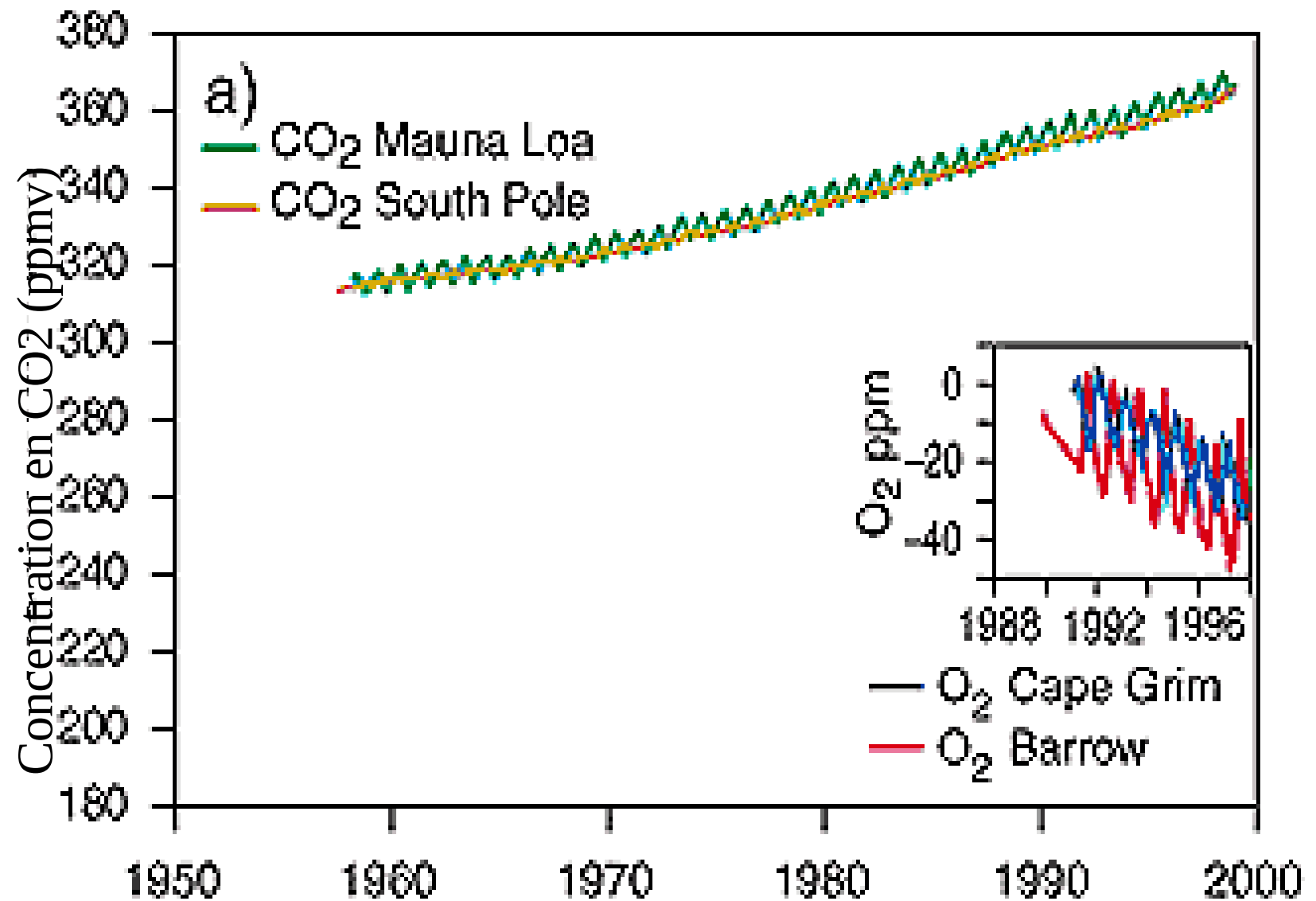
S. Arrhenius:

- Premier calcul de la température moyenne de la Terre
- Hypothèse de variations passées et éventuellement future de la concentration atmosphérique de CO₂
- Calcul de la variation de température due à une variation de CO₂
 - **Critique:** la variation de CO₂ ne change pas l'absorption du rayonnement infrarouge par l'atmosphère

A partir des années 1960:

- Rayonnement infra-rouge mieux connu
- On observe un accroissement de la concentration de CO₂
- Premier calcul « moderne » de l'accroissement de température en réponse à un accroissement de CO₂
- Développement des modèles de climat
- Documentation des variations passées du climat, des paléoclimats

Les perturbations anthropiques: une observation récente



Année

Source: GIEC 2001

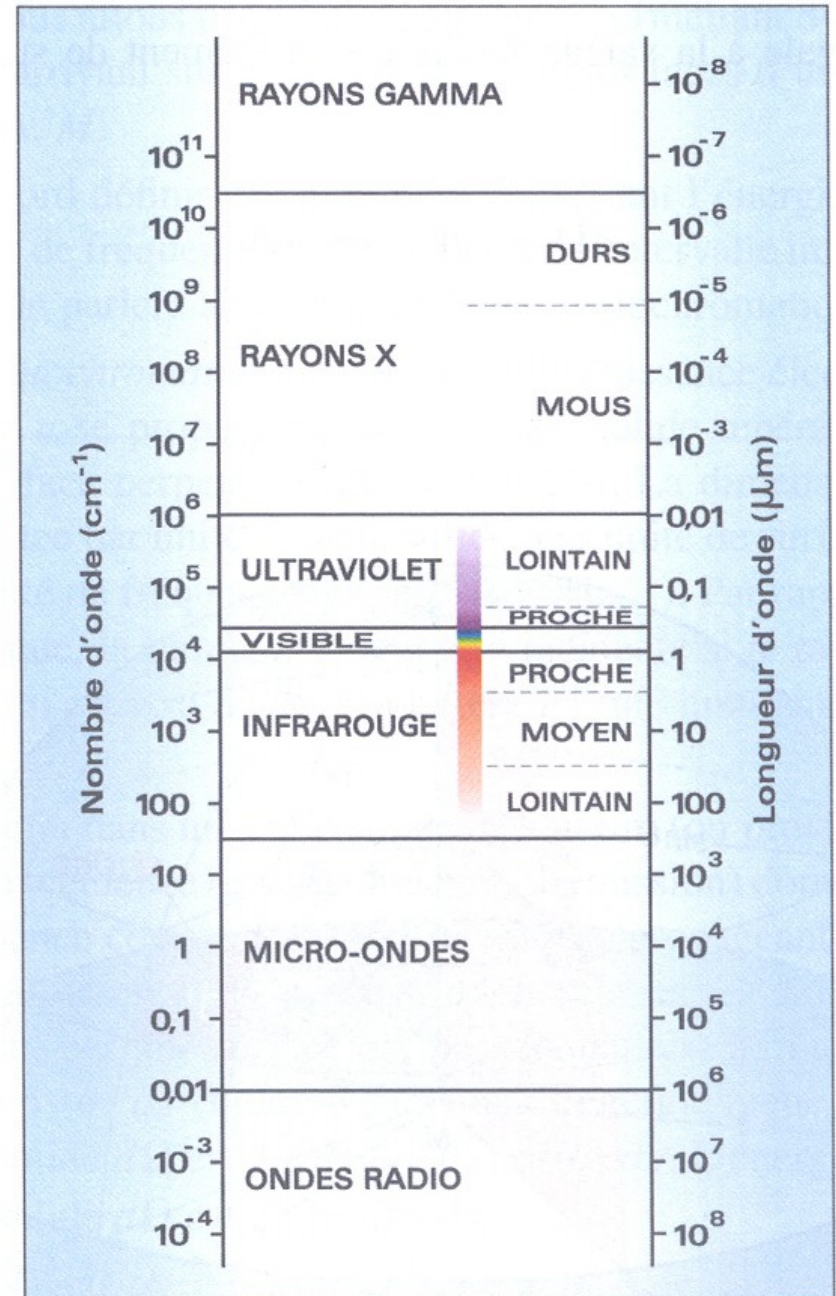
Plan

- Physique du climat : les pionniers
- **Physique de l'effet de serre**
- Les autres perturbations radiatives (ou forçages)
- Modélisation du climat et estimation des changements climatiques
- Projections pour le futur
- Conclusions

Rayonnement électromagnétique

Rayonnement électromagnétique:

- Transporte de l'énergie dans le vide et dans les matériaux
- Caractérisé par un **flux d'énergie** transportée (on parle aussi d'**intensité** du rayonnement) et par une **longueur d'onde** (ou un spectre de longueur d'onde)
- Description quantique: flux de photons, l'énergie de chaque photon dépendant de la longueur d'onde



Rayonnement émis et absorbé

Tout corps perd de l'énergie en émettant un rayonnement dont l'intensité et le spectre dépendent de la température absolue T .

- Intensité du rayonnement:

$$P = \varepsilon \sigma T^4 \quad P: \text{puissance (W.m}^{-2}\text{)}$$

T : température (K)

σ : constante de Stefan-Boltzmann ($5,67 \cdot 10^{-8} \text{ W.m}^{-2}.\text{K}^{-4}$)

ε : émissivité du matériaux ($0 \leq \varepsilon \leq 1$).

ex: $T = 300\text{K} (27^\circ\text{C})$, $\varepsilon = 1 \Rightarrow P \approx 460 \text{ W.m}^{-2}$

$T = 273\text{K} (0^\circ\text{C})$, $\varepsilon = 1 \Rightarrow P \approx 315 \text{ W.m}^{-2}$

Émissivité = absorptivité, pour chaque longueur d'onde

$\varepsilon = 1$ pour les matériaux parfaitement absorbant

$\varepsilon = 0$ pour les matériaux parfaitement transparent

Émission de rayonnement: transformation d'énergie thermique (chimique, électrique...) en énergie radiative

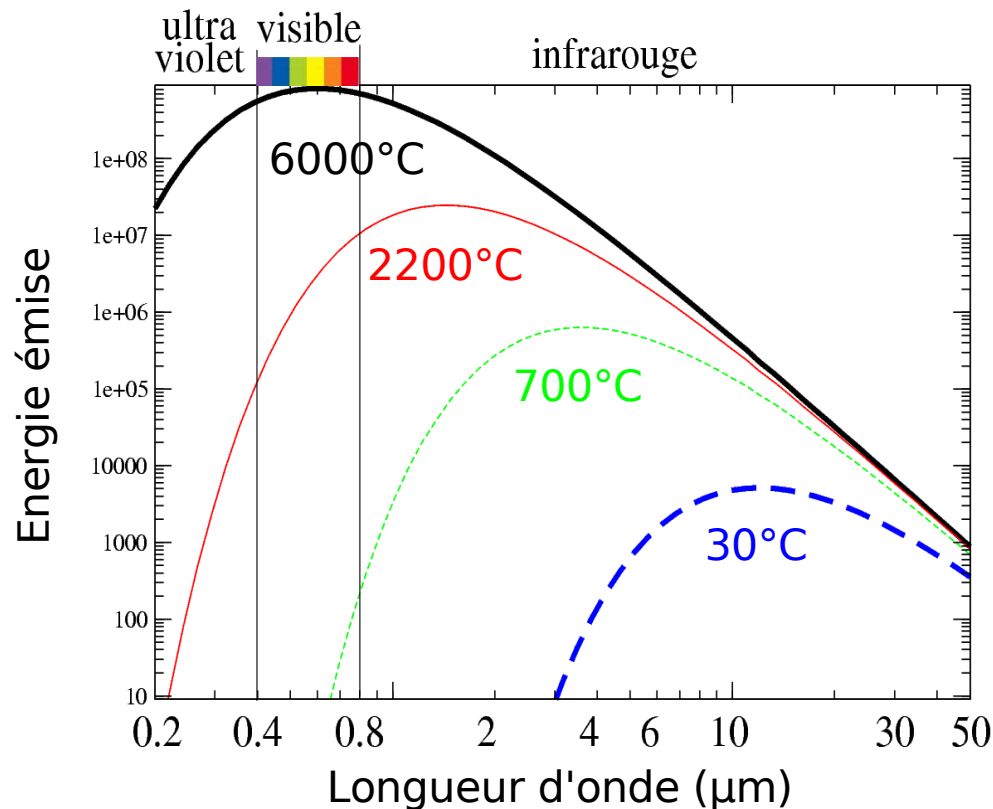
Absorption de rayonnement: transformation d'énergie radiative en énergie thermique (chimique, électrique...). Par ex: plaque noire au soleil.

Spectre d'émission

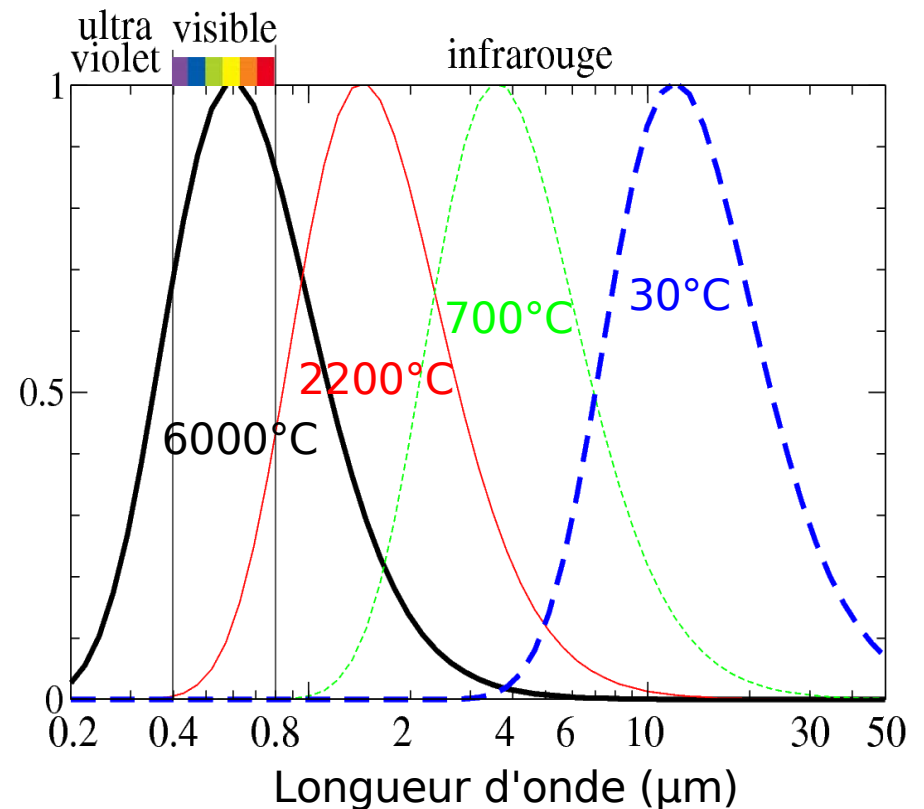
Énergie émise (fonction de Planck) en fonction de la longueur d'onde (ou spectre d'émission), pour différentes températures:

- 6000°C (soleil)
- 2200°C (lampe à filament)
- 700°C (lave de volcan)
- 30°C (temp. ambiante)

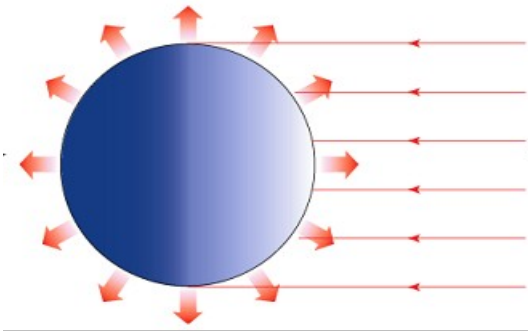
Spectres d'émission



Spectres d'émission normalisés par la valeur maximum



Température d'équilibre de la Terre



Émission de rayonnement infrarouge

$$4 \cdot \pi R^2 \sigma T_e^4$$

Surface de la Terre

Émission du corps noir



Absorption du rayonnement solaire

$$(1-A) \pi R^2 F_0$$



Flux solaire à l'extérieur de l'atmosphère

Section de la Terre

Coefficient d'absorption

Équilibre énergétique:

puissance du rayonnement émis = puissance du rayonnement absorbé

$$4 \pi R^2 \sigma T_e^4 = (1-A) \pi R^2 F_0$$

$$\sigma T_e^4 = \frac{1}{4} (1-A) F_0 \quad \text{Avec } T_e: \text{Température d'équilibre radiatif}$$

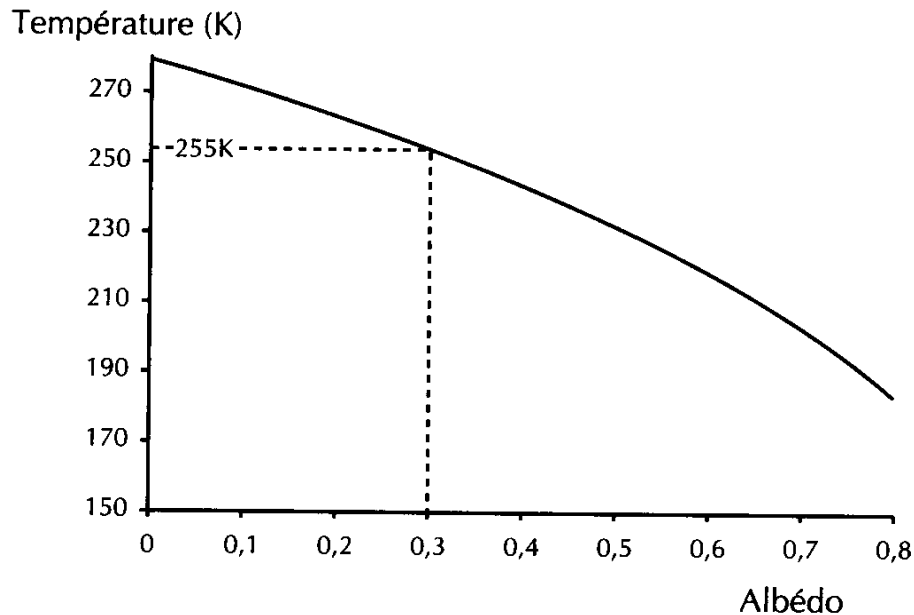
A : albédo planétaire (= 0.3)

F_0 : Flux solaire à l'extérieur de l'atmosphère = 1364 W/m²

σ : constante de Stefan-Boltzmann

Flux solaire absorbé $\approx 0.175 F_0 \approx 1/6$ Flux solaire incident

Température d'équilibre de la Terre (2)



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

Albédo (c.-à-d. pourcentage de rayonnement solaire réfléchi) de différents type de surface

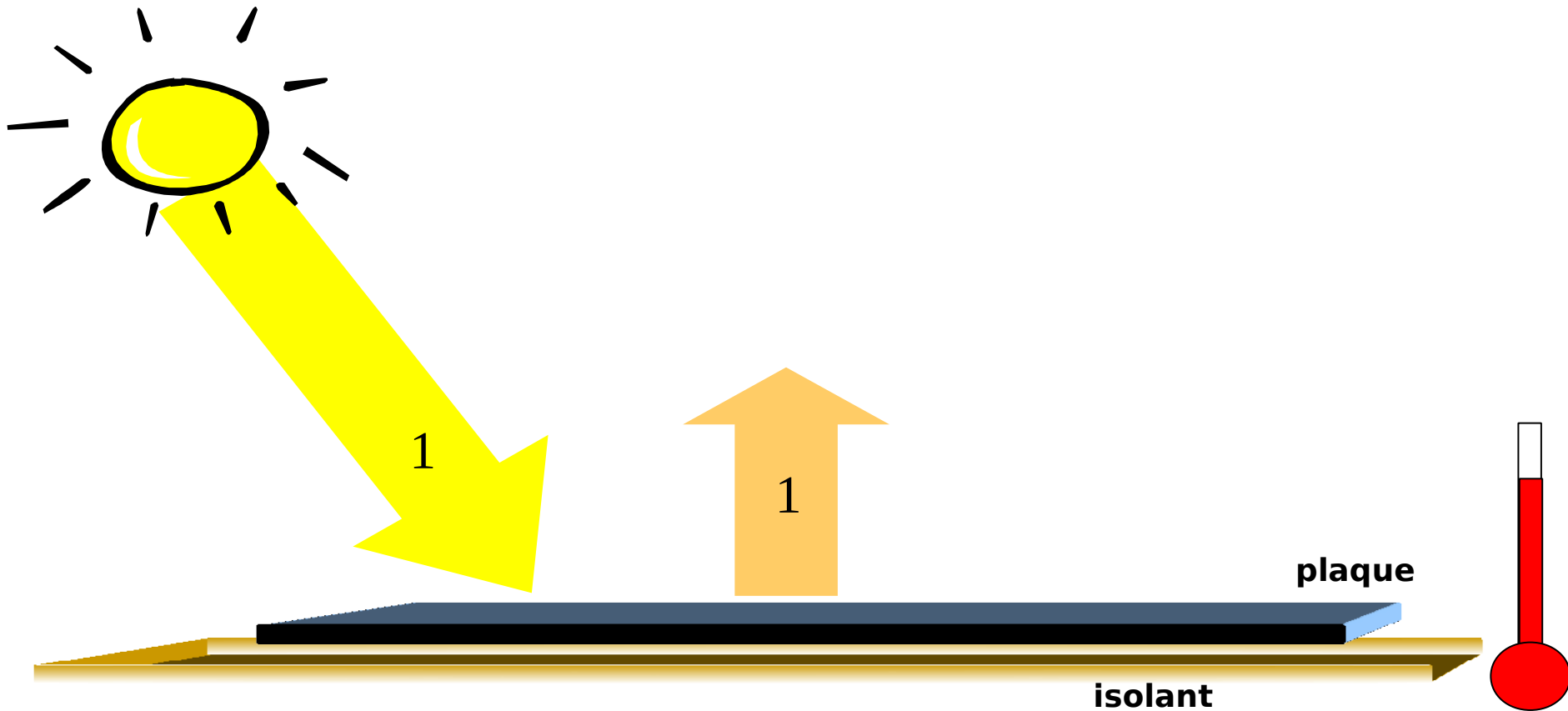
Neige fraîche	75 à 95%
Surface de la mer	2 à 7 %
Sol sombre	5 à 15%
Cultures	15 à 25%

La valeur moyenne actuelle de l'albédo de la Terre est 30%, notamment du fait de la présence de nuages.

La valeur moyenne actuelle du globe est 0,3, ce qui correspond à une température de 255 °K (soit -18°C).

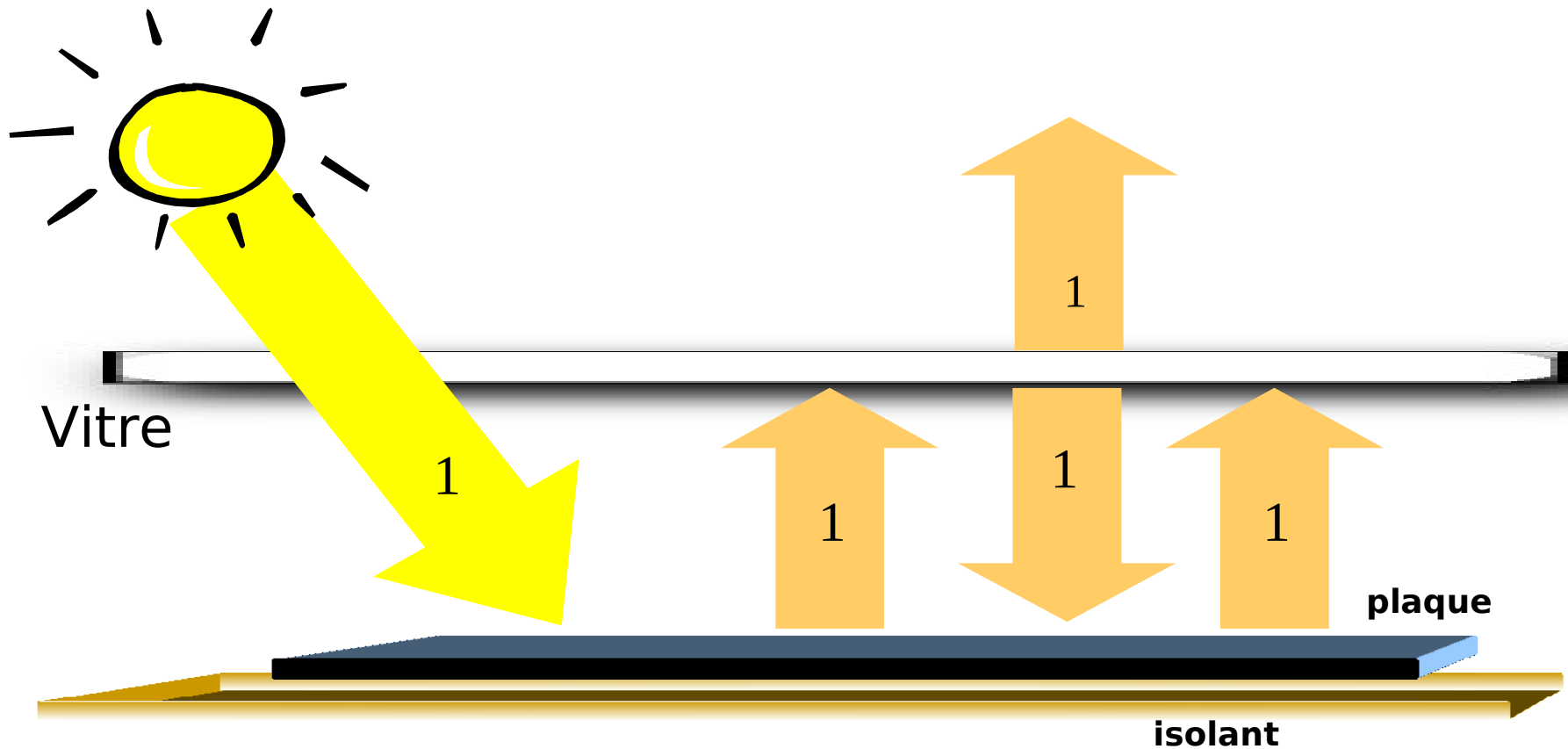
La température de surface plus élevée (environ 15°C) est due à l'effet de serre.

Effet de serre à une vitre idéalisée



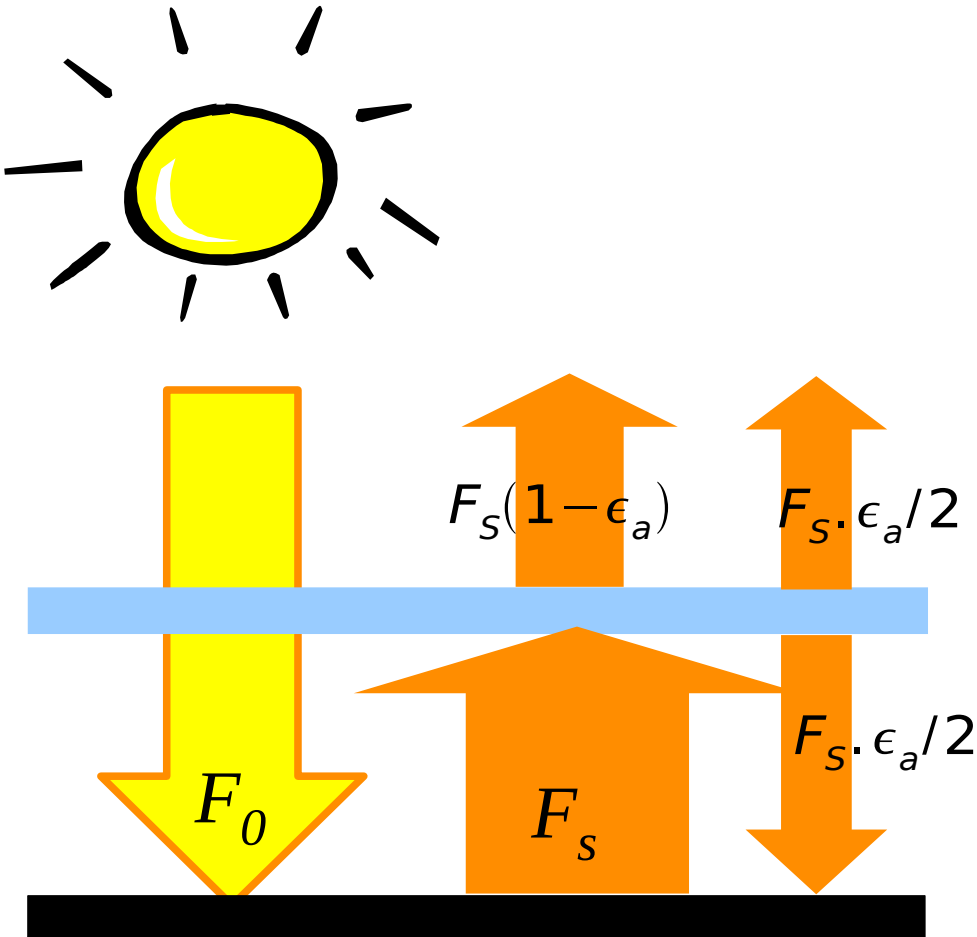
Température d'équilibre d'une plaque au soleil est atteinte lorsqu'elle perd autant d'énergie par émission de rayonnement infrarouge qu'elle en gagne par absorption de rayonnement solaire.

Effet de serre à une vitre idéalisée



On place une vitre, parfaitement transparente au rayonnement solaire et totalement opaque au rayonnement infra-rouge au dessus de la plaque

Effet de serre à une couche



Couche isotherme (vitre, atmosphère):

- rayonnement solaire: parfaitement transparente
- rayonnement infrarouge: émissivité=absorptivité= ϵ_a
réflectivité=0

Surface: parfaitement absorbante pour les rayonnements solaire et infra-rouge

$$\sigma T_s^4 = F_s$$

On a alors: $F_s = F_0 + F_s \cdot \epsilon_a / 2$

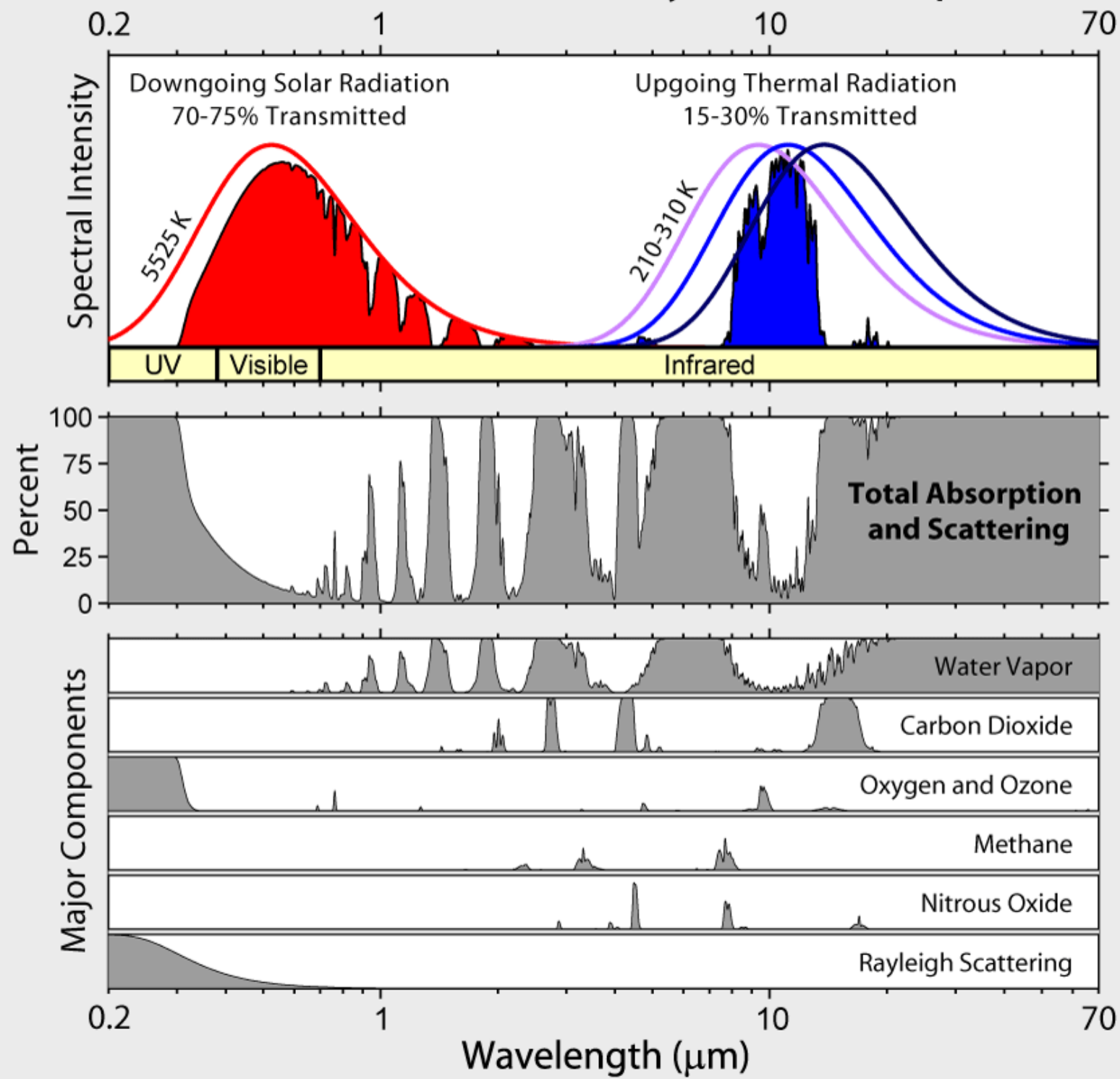
D'où:

$$\sigma T_s^4 = \frac{F_0}{1 - \epsilon_a / 2}$$

➤ Dans un modèle de serre à une couche isotherme (utilisé par S. Arrhenius), la température de surface dépend directement de l'émissivité de la couche.

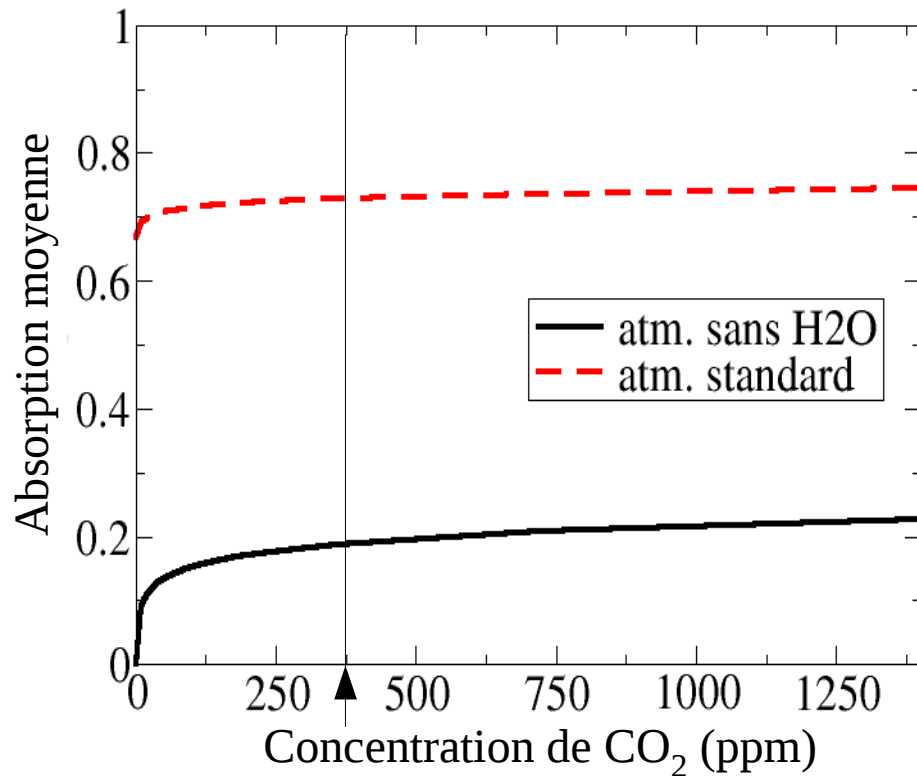
➤ Nous allons montrer que ce modèle n'est pas adapté aux milieux très absorbants, lorsque l'absorption est « saturée »

Radiation Transmitted by the Atmosphere

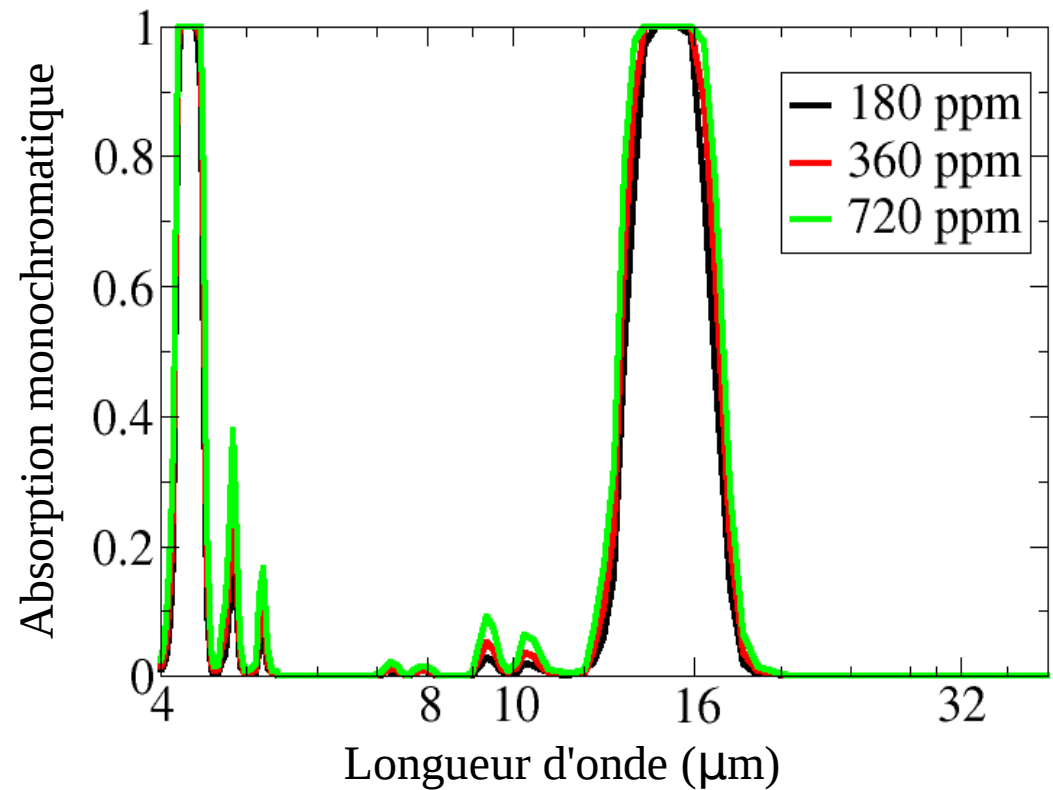


Effet de « saturation »

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

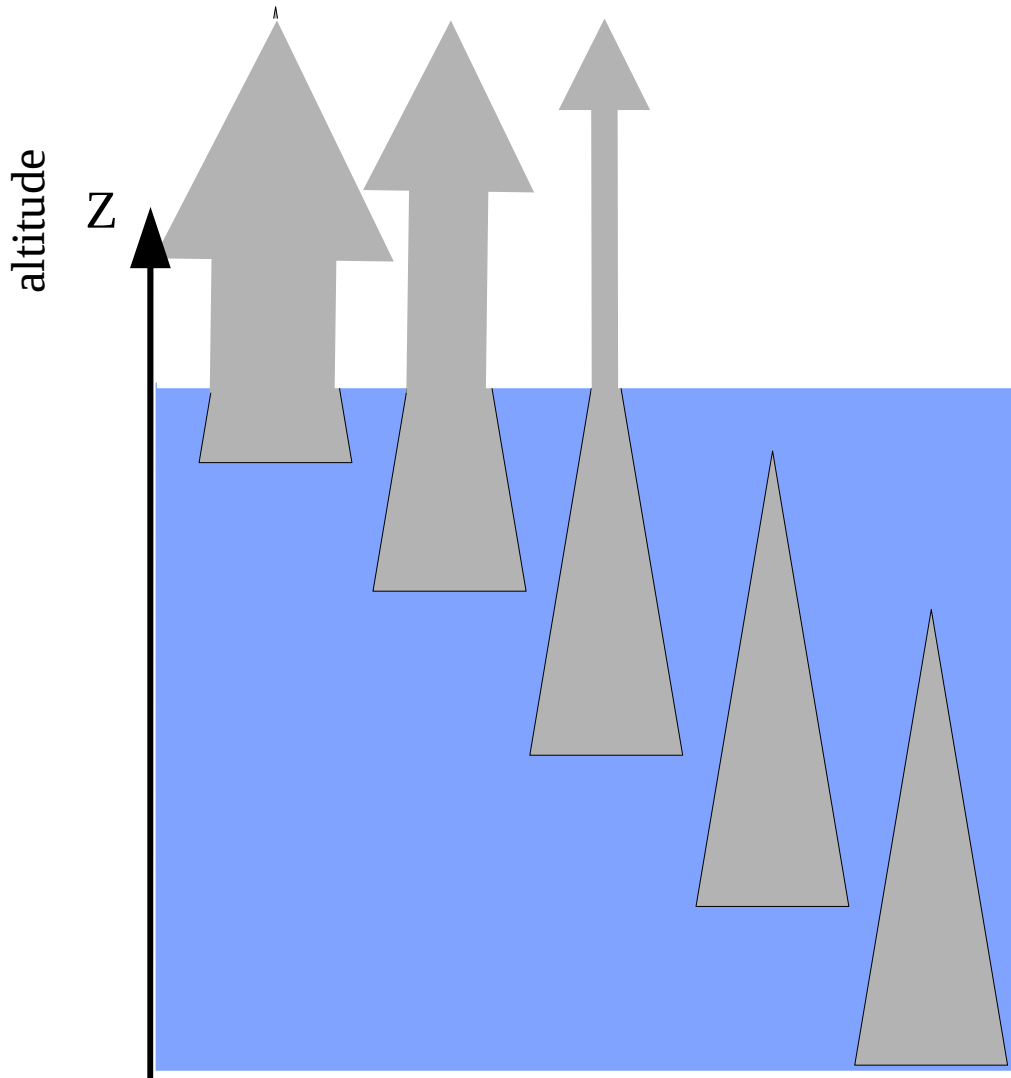


Absorption monochromatique de
l'atmosphère due au seul CO_2 , en fonction de
la longueur d'onde, pour différentes
concentrations de CO_2



**==> Absorptivité moyenne peu sensible à $[\text{CO}_2]$
(variation de 0.004 pour un doublement de $[\text{CO}_2]$)**

Altitude d'émission



Densité du flux radiatif échangé entre un volume de gaz à l'altitude z et l'espace:

$$\frac{\partial \Psi_v(z)}{\partial m} = \underbrace{\kappa_v B_v(T)}_{\text{flux émis}} \underbrace{\exp(-\kappa_v \cdot M(z))}_{\text{transmissivité}}$$

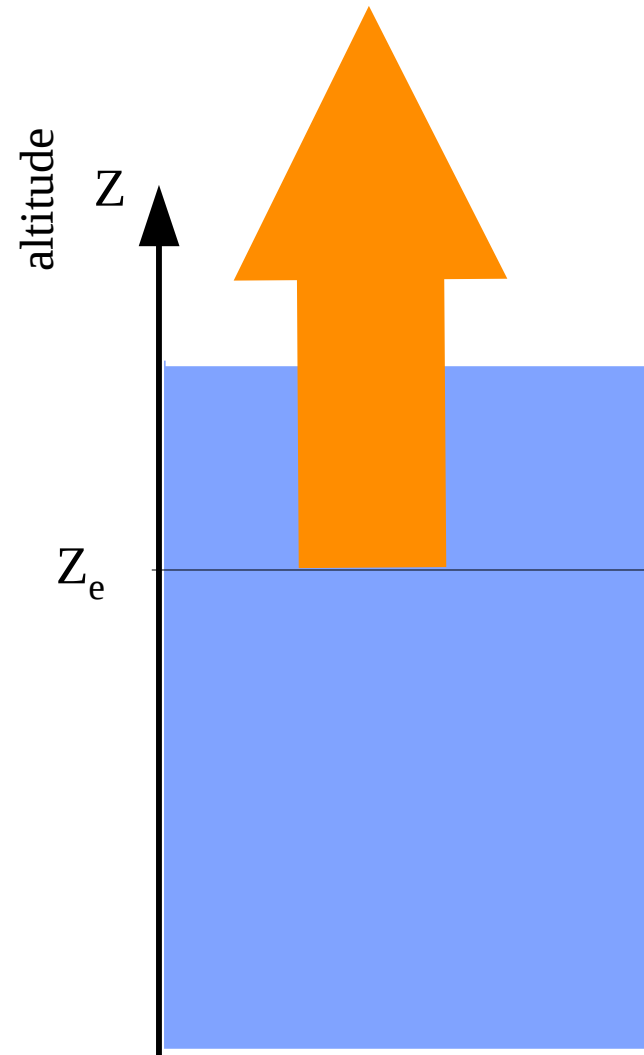
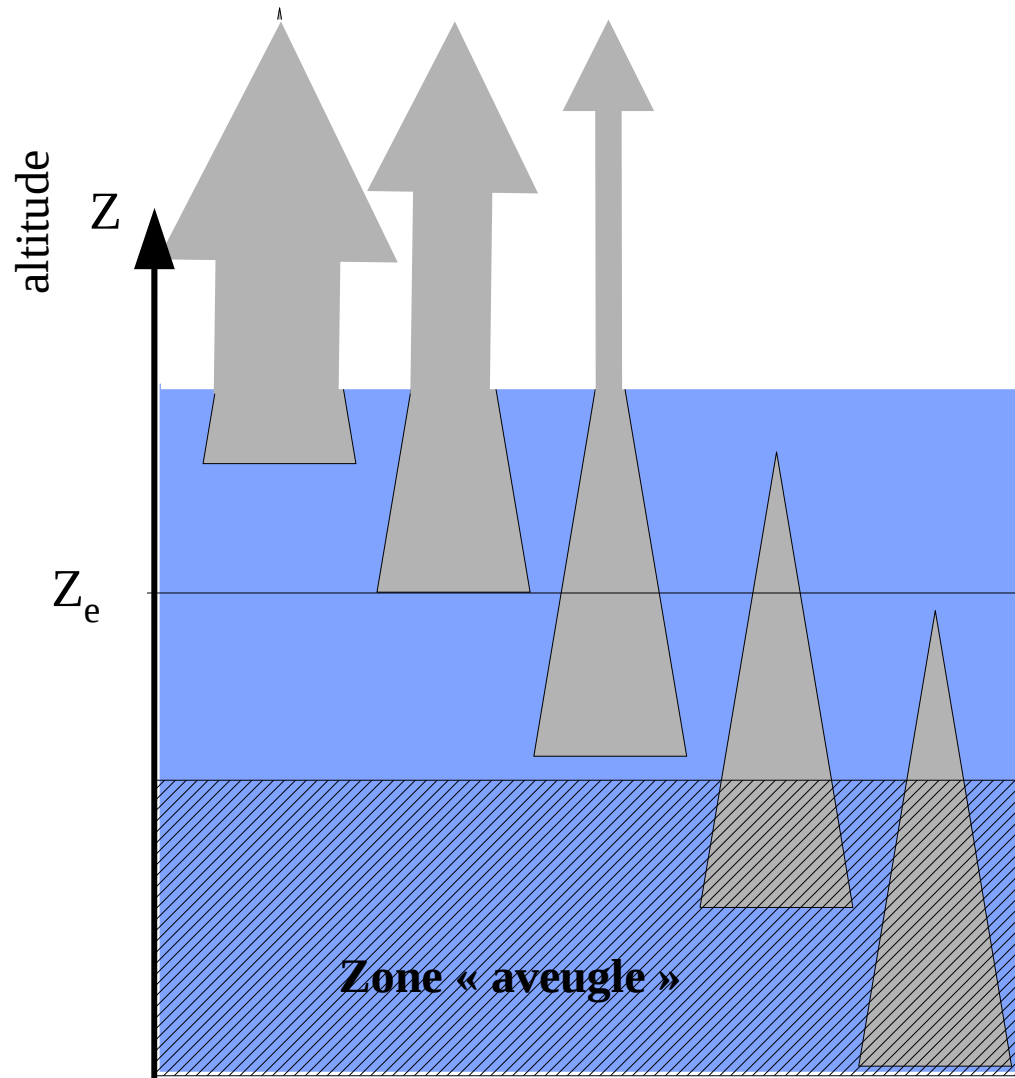
avec:

$M(z)$: masse d'atmosphère entre z et l'espace

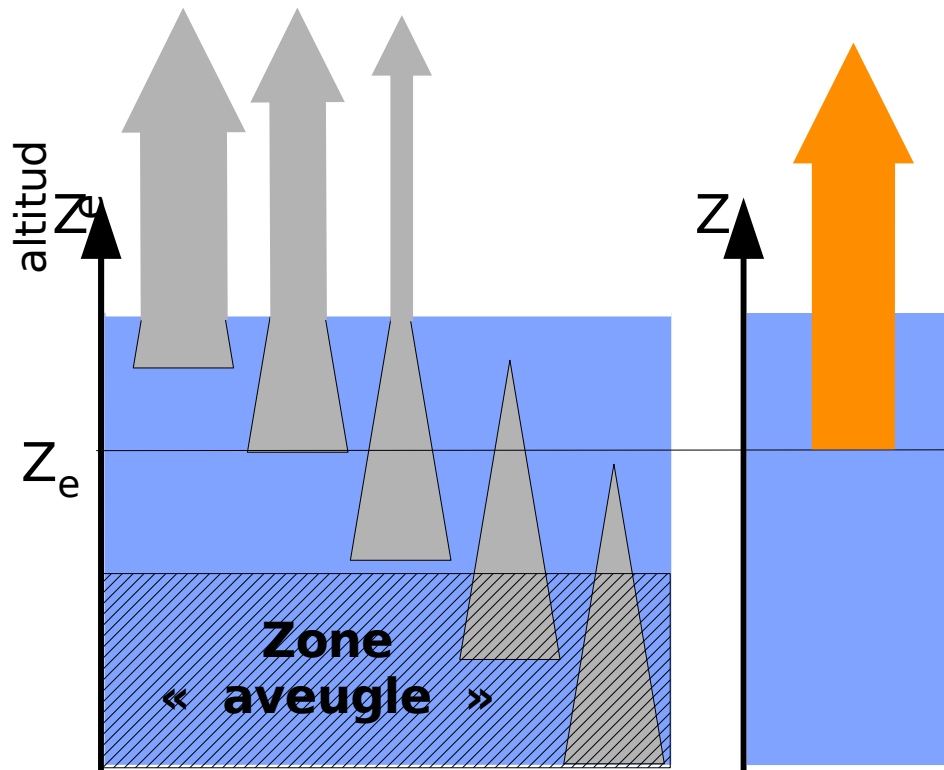
κ_v : coefficient d'absorption par unité de masse

$B_v(T)$: fonction de Planck

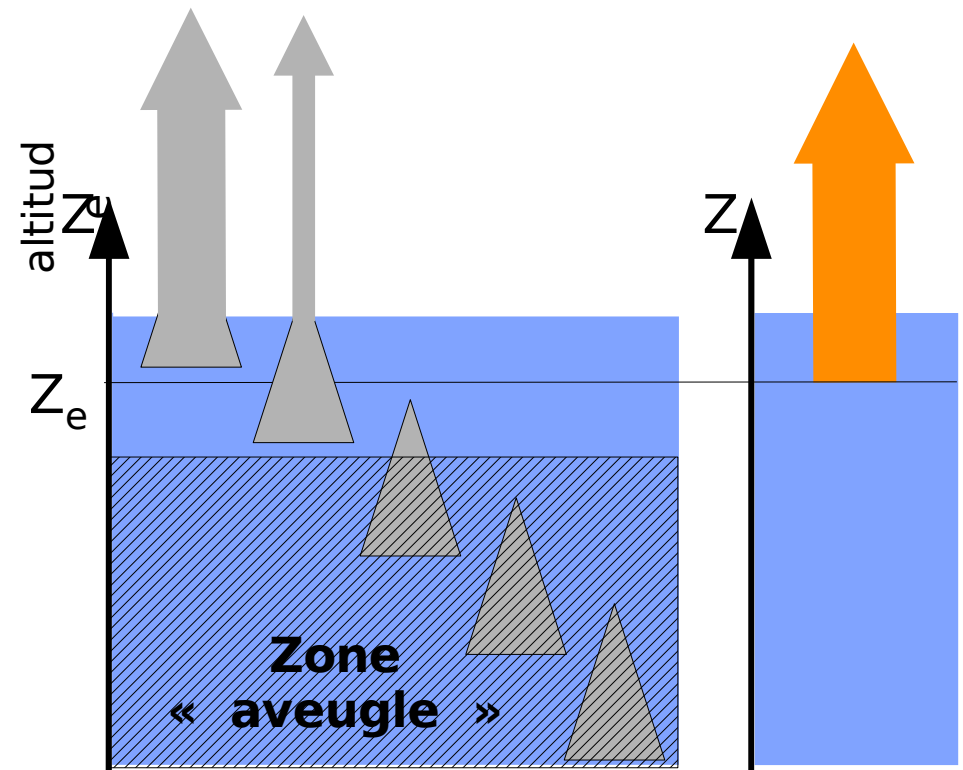
Altitude d'émission



Altitude d'émission



Configuration de référence



Doublement de la quantité d'absorbant

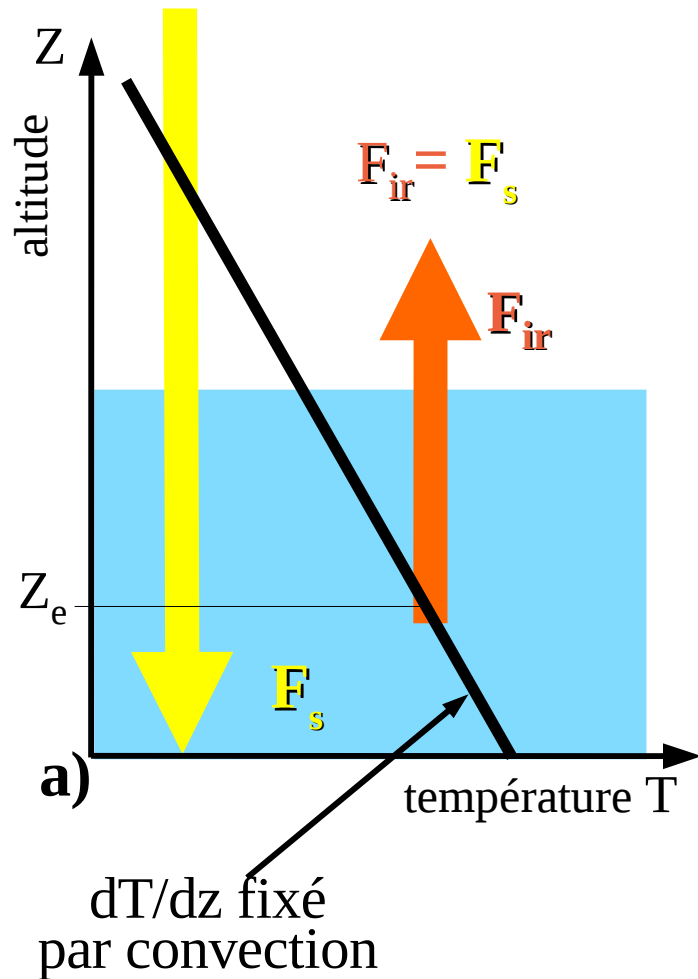
Accroissement quantité d'absorbant ==>

- absorption du rayonnement de la surface invariable (toujours environ 100%)
- l'altitude d'émission augmente

Effet de serre dans une atmosphère stratifiée.

Rayonnement solaire net F_s

Rayonnement IR sortant F_{ir}

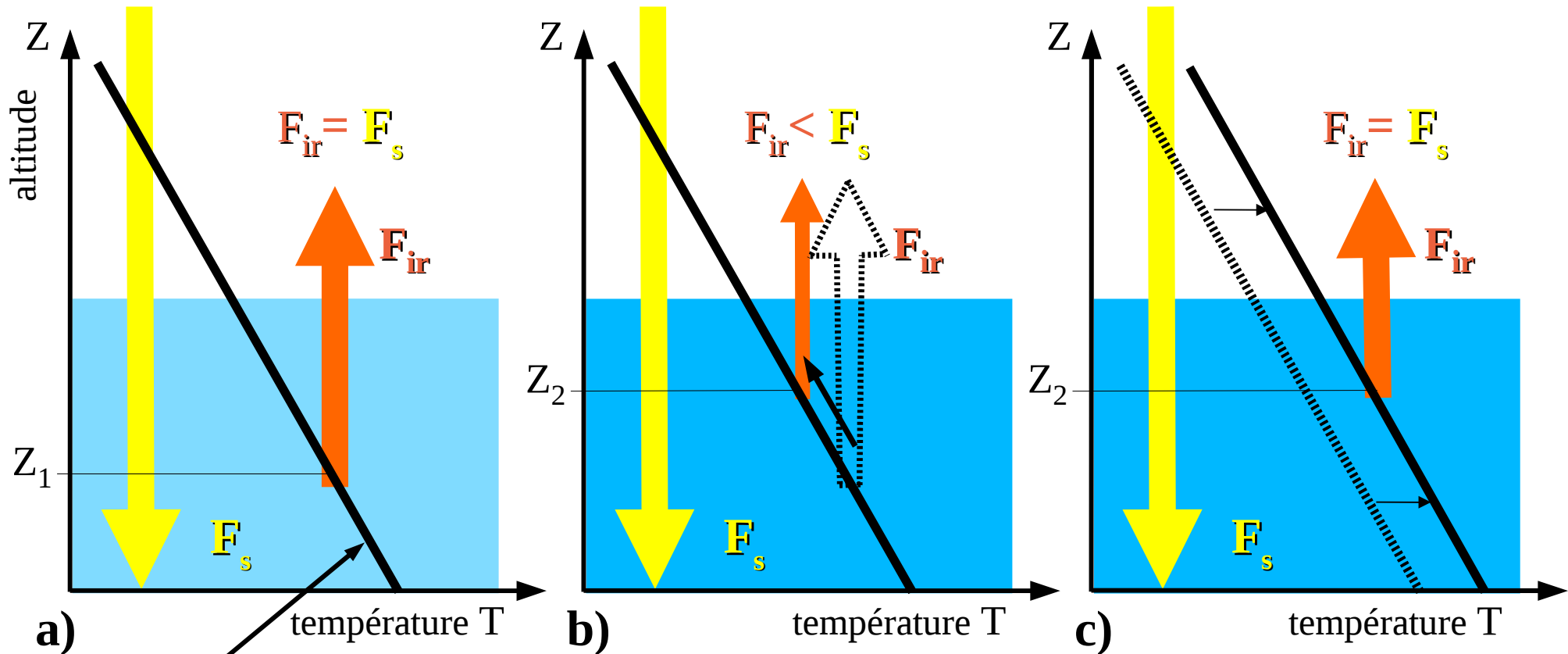


Z_e : altitude d'émission vers l'espace

Effet de serre dans une atmosphère stratifiée.

F_s Rayonnement solaire net

F_{ir} Rayonnement IR sortant



dT/dz fixé
par convection

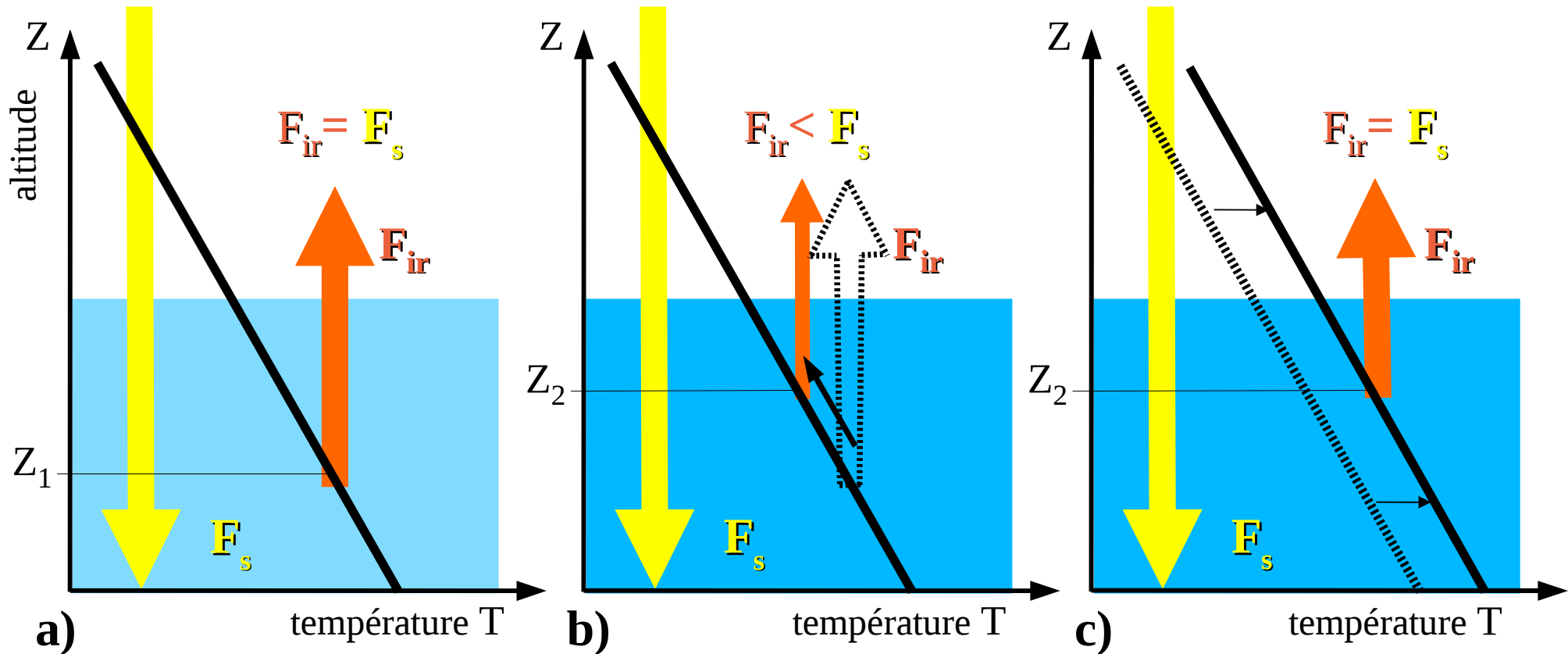
GES (CO_2) augmente, Z_e
augmente, T_e diminue:
Rayonnement sortant plus
faible.

$T(z)$ augmente:
Retour à l'équilibre

Effet de serre dans une atmosphère stratifiée.

Rayonnement solaire net F_s

Rayonnement IR sortant F_{ir}



➔ Pour une atmosphère stratifiée, il faut considérer les **flux au sommet de l'atmosphère**, et non les flux en surface (premiers calculs fin des années 1960)

Définition du forçage radiatif dû à un gaz

Le forçage radiatif F dû à un gaz est (l'opposé de) la variation du flux infrarouge sortant pour une variation de concentration de ce gaz, toutes les autres variables étant maintenues fixes (températures, autres concentrations). Par exemple, pour le CO_2 :

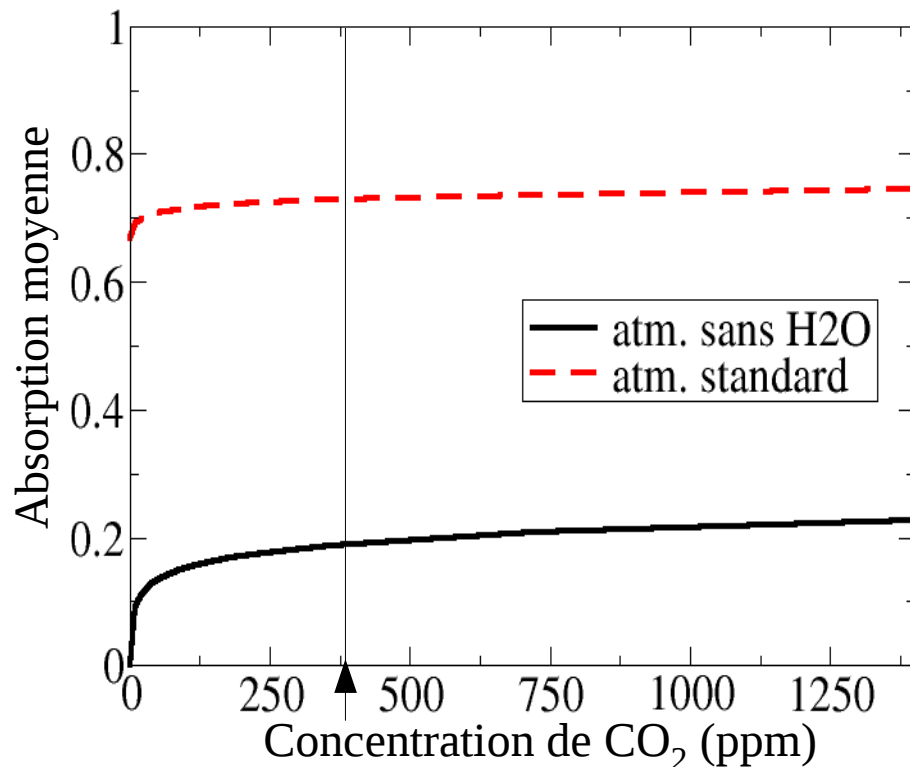
$$F = F_{ir}([\text{CO}_2]_{ref}) - F_{ir}([\text{CO}_2]) \quad \text{à } T(z) \text{ et } q(z) \text{ fixées}$$

L'équilibre radiatif pour la concentration de référence entraîne :

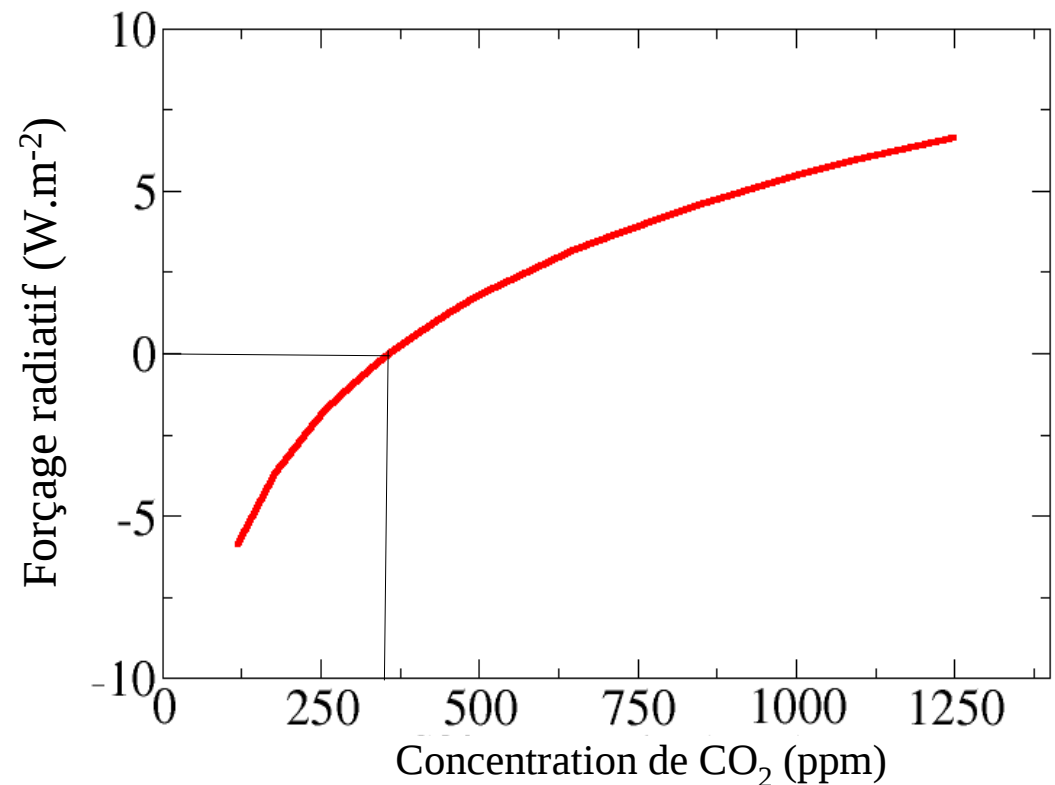
$$\frac{d(\text{En. tot.})}{dt} = F$$

L'absorption du rayonnement infrarouge par le CO₂

Absorption de l'atmosphère **moyennée** sur le domaine infra-rouge en fonction du CO₂, pour différentes valeurs de H₂O

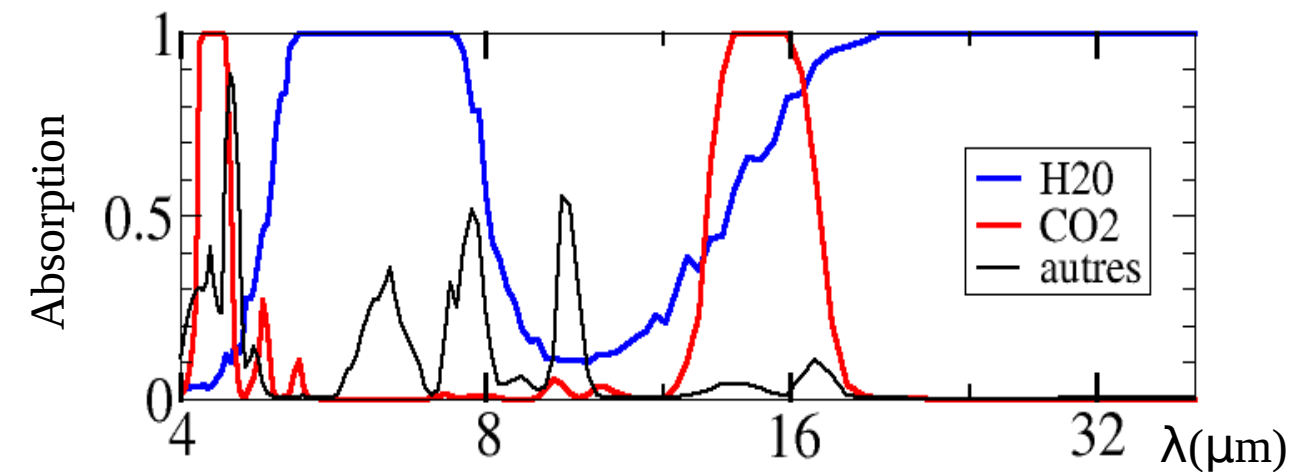
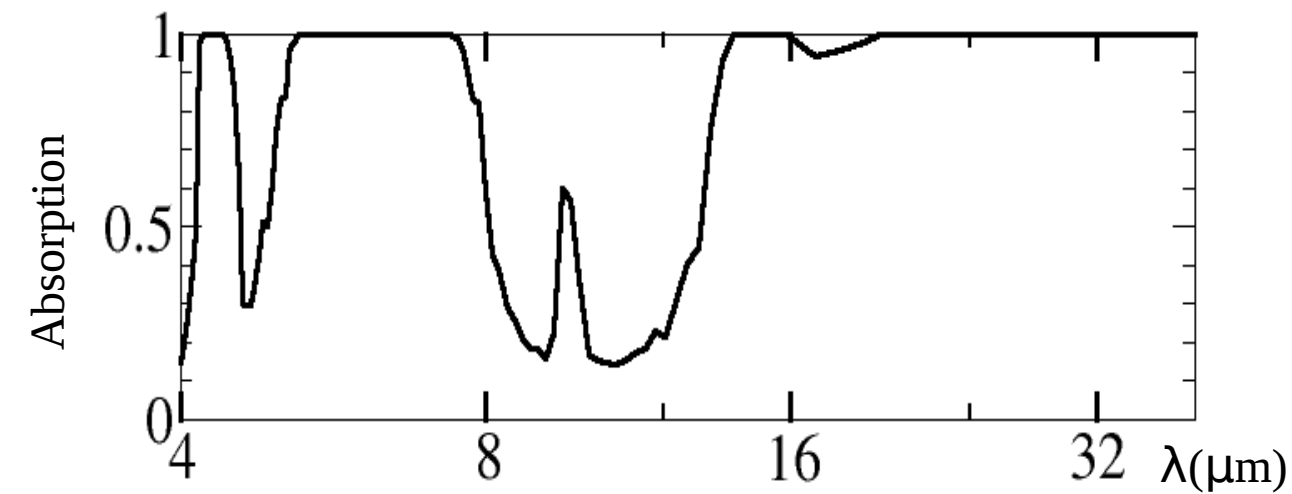
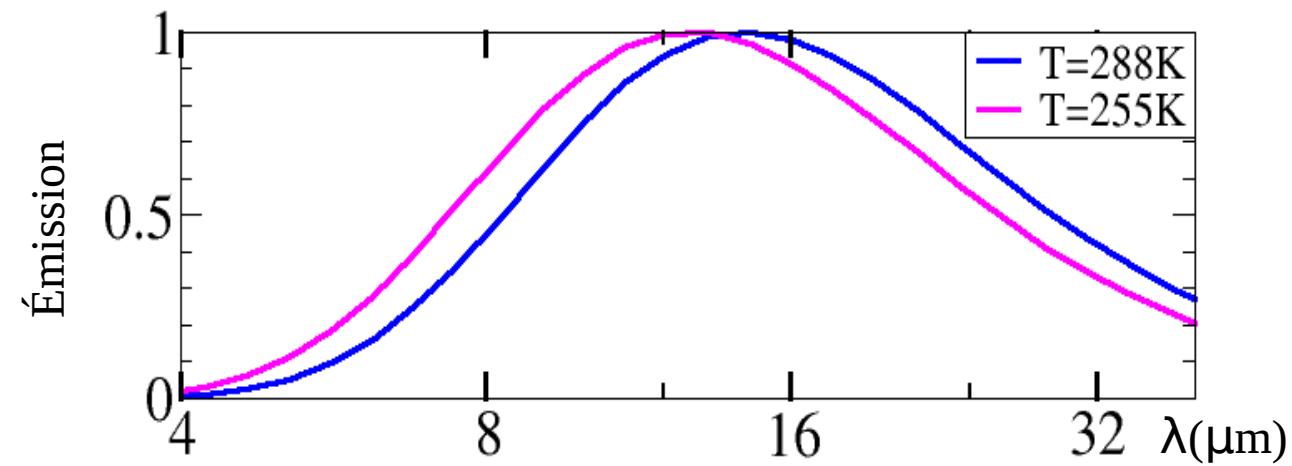


Variation de l'effet de serre pour une atmosphère "standard", en fonction de la concentration de CO₂

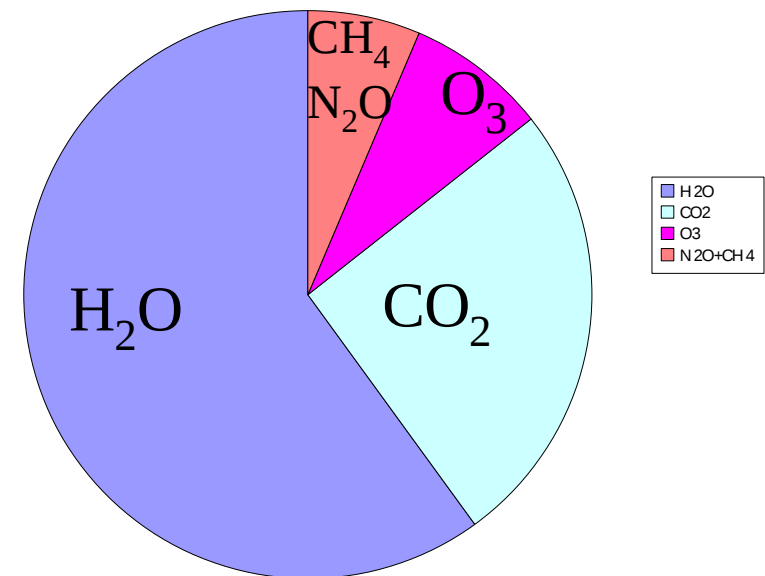


Même si l'absorption moyenne de l'atmosphère n'augmente pas lorsque le CO₂ augmente, l'effet de serre augmente car l'atmosphère est stratifiée en température

L'effet de serre sur Terre



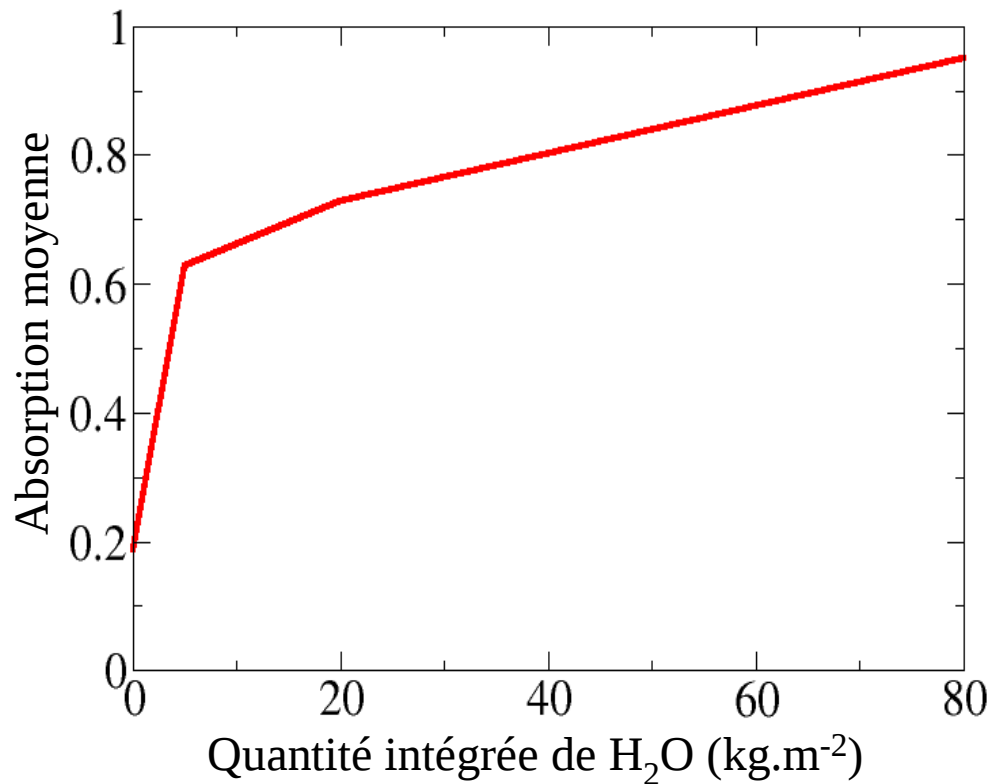
Contribution à l'effet de serre



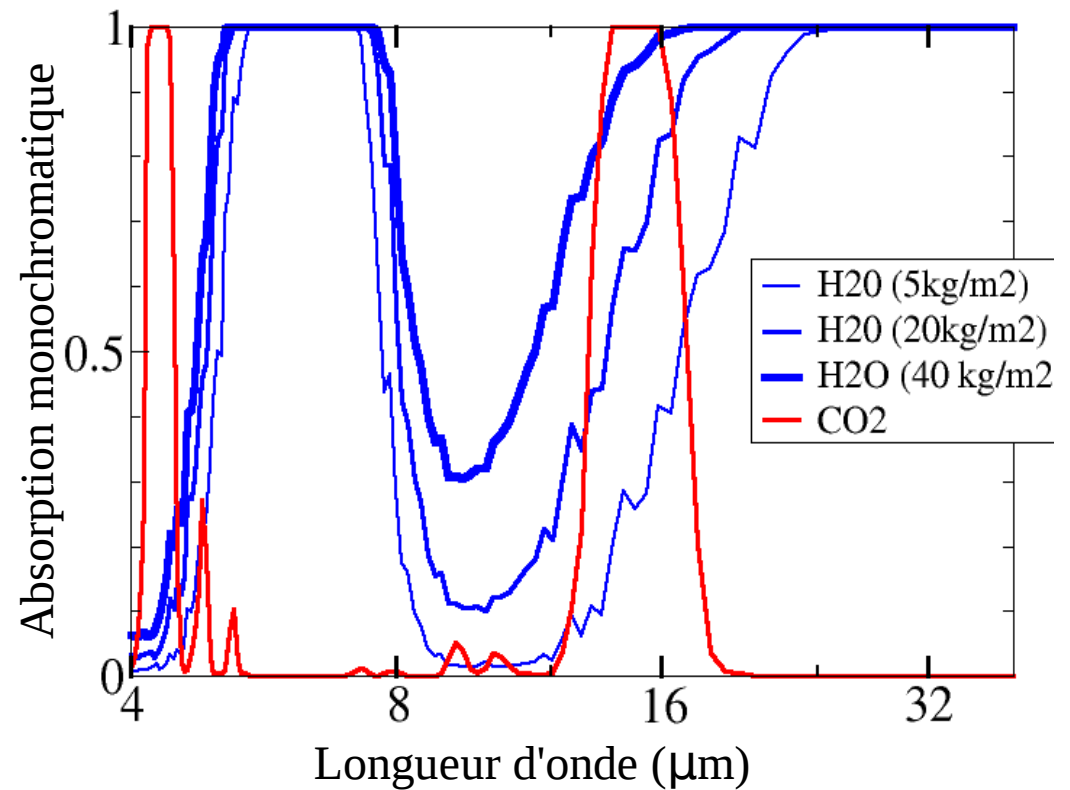
Effet de serre:	
Vapeur d'eau	60%
CO_2	26%
Ozone	8%
$\text{N}_2\text{O}+\text{CH}_4$	6%

L'absorption du rayonnement infrarouge par H₂O

Absorption de l'atmosphère **moyennée**
sur le domaine infra-rouge en fonction du
contenu en H₂O

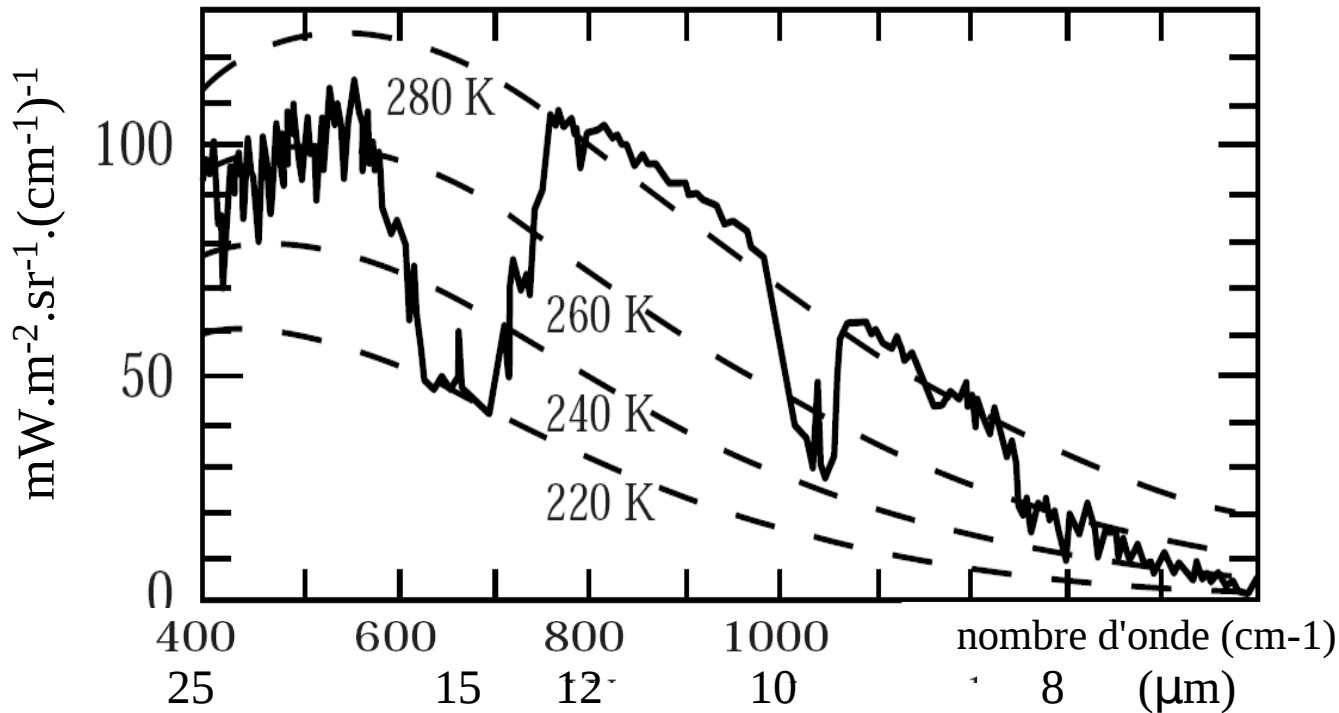


Absorption monochromatique de
l'atmosphère pour différentes concentrations
de H₂O, et pour CO₂

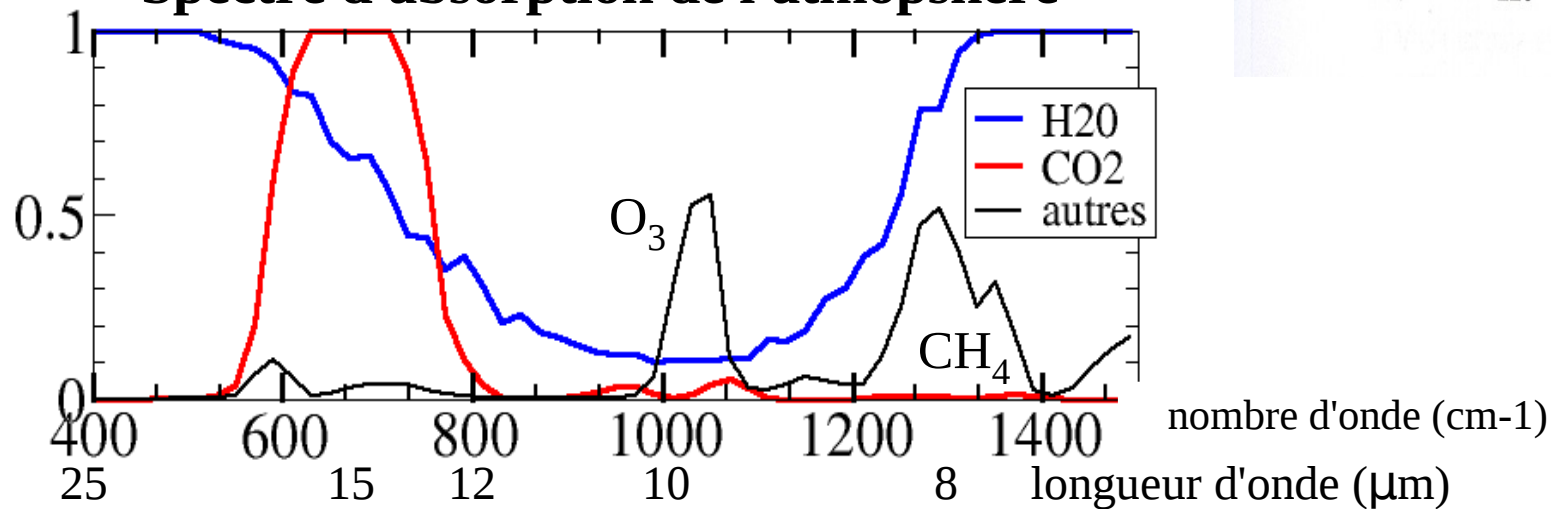


Rayonnement émis par la terre et l'atmosphère

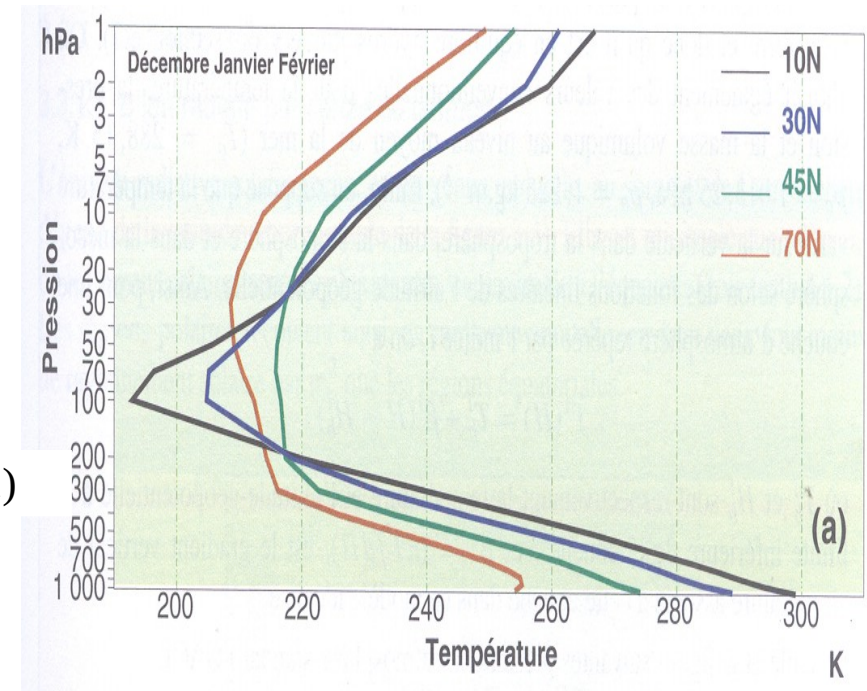
Spectre infra-rouge observé par satellite (méditerranée)



Spectre d'absorption de l'atmosphère

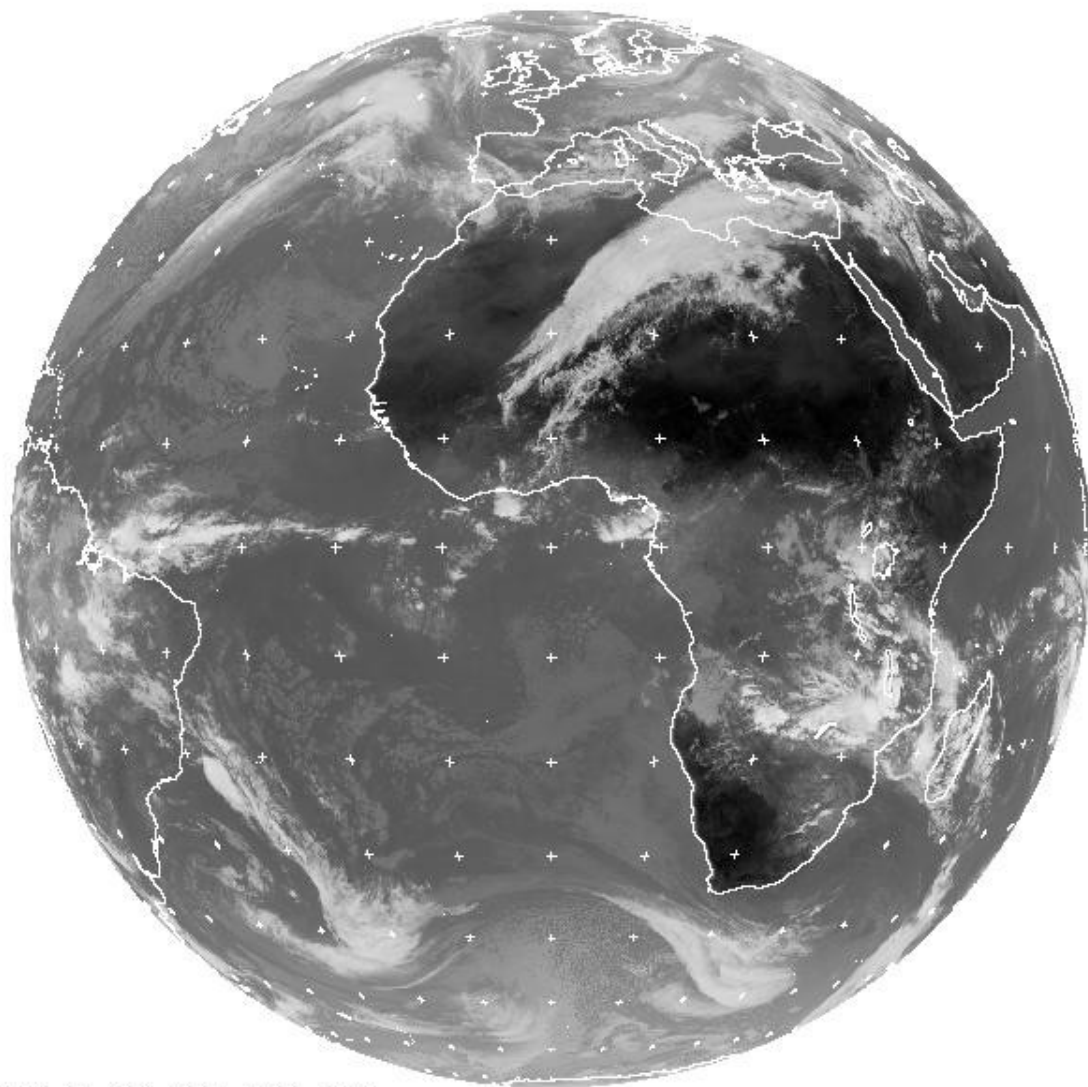


Profil vertical de température



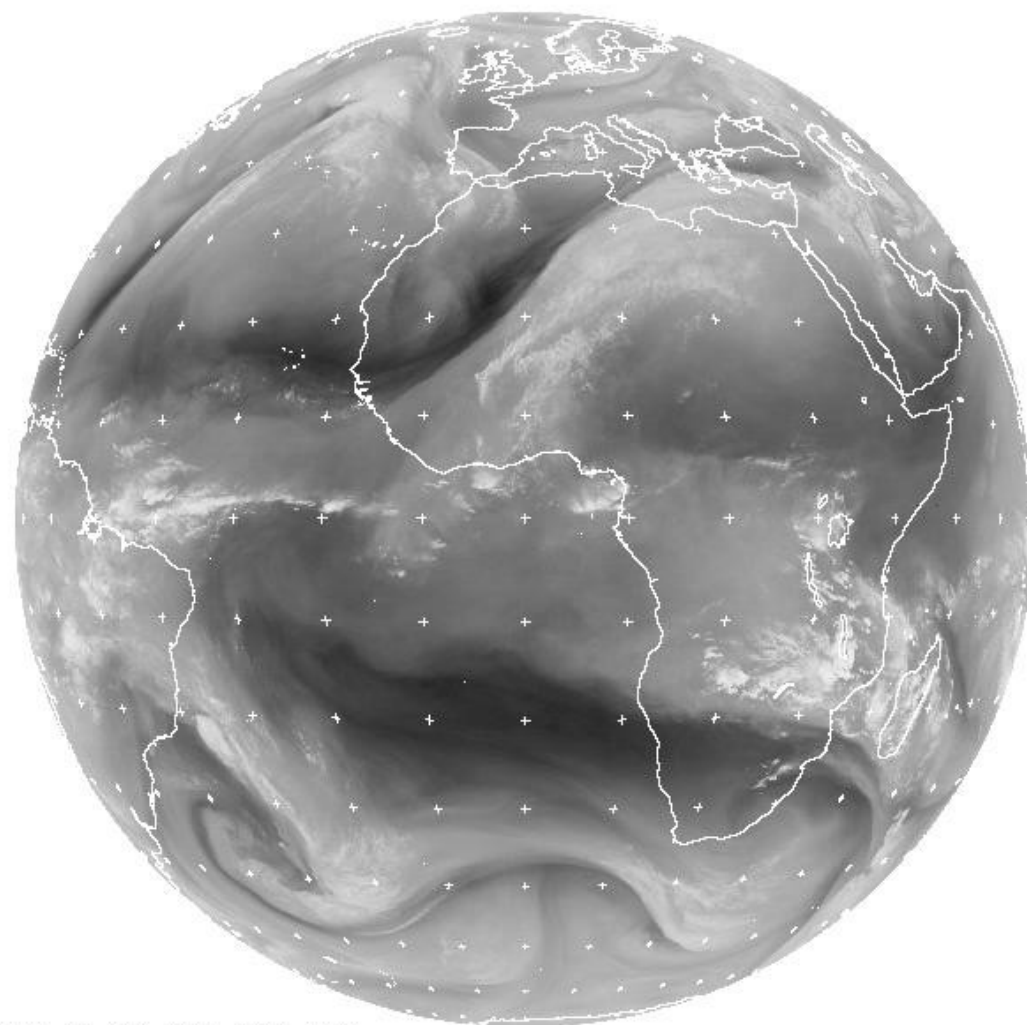
Flux sortant

Canal visible de Météosat



MET7 01 MAR 2004 1200 DTOT

Canal vapeur d'eau de Météosat
(infrarouge)



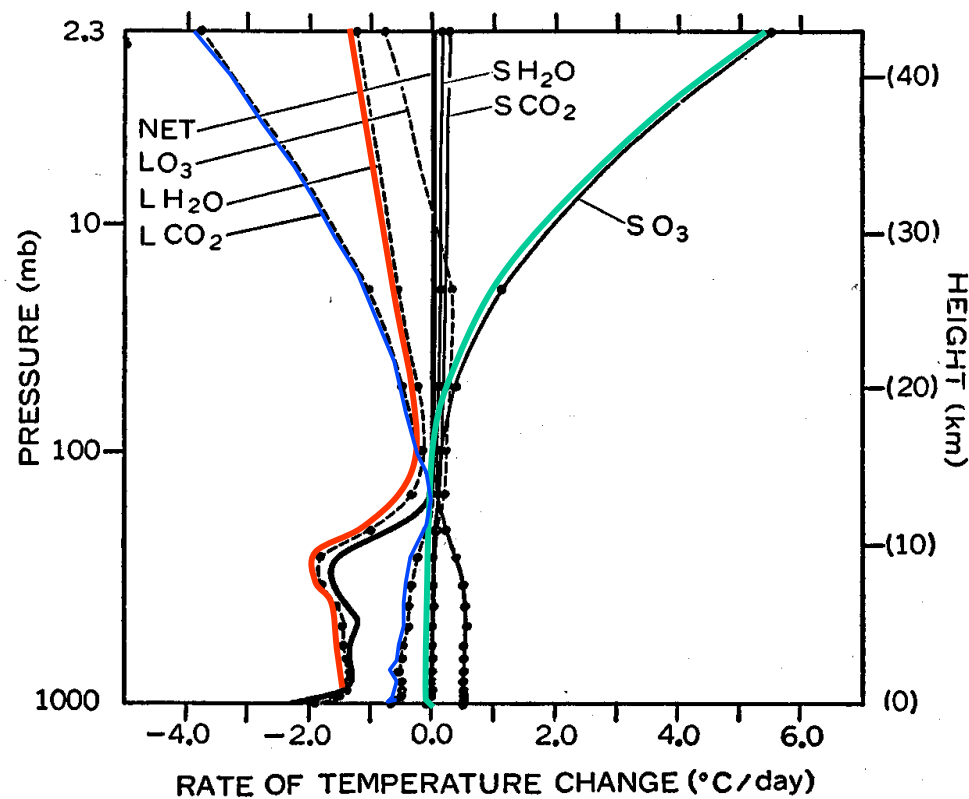
MET7 01 MAR 2004 1200 ETOT

©EUMETSAT

Décomposition des contributions respectives des absorbants et des domaines spectraux

L: rayonnement IR

S: rayonnement solaire

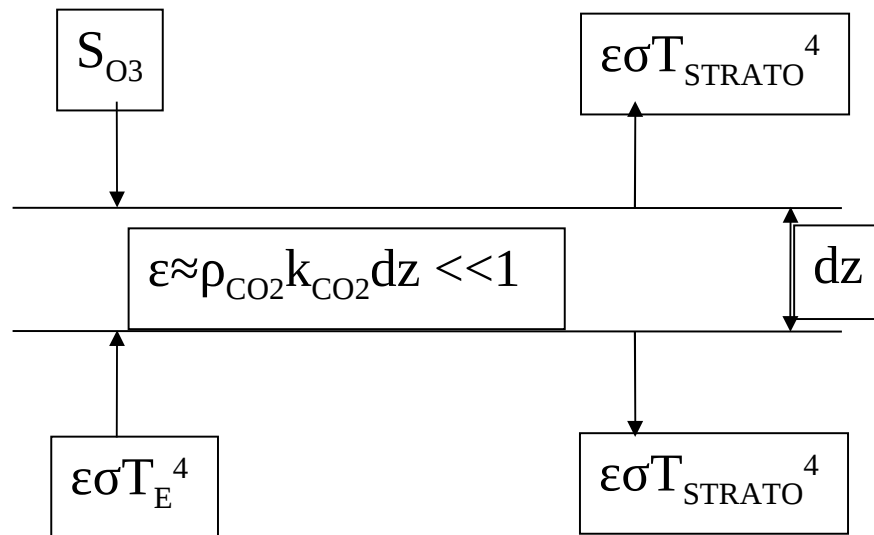


La stratosphère:

- chauffage radiatif absorption ray. Solaire par O₃ et O₂
- refroidissement radiatif emission IR par CO₂ et H₂O

Refroidissement de la stratosphère quand la concentration de CO₂ augmente

La stratosphère est en équilibre radiatif pur où l'absorption des ondes courtes (principalement due à l'ozone) est compensée par l'émission ondes longues vers l'espace et vers la troposphère (principalement due au CO₂).



A l'équilibre:

$$S_{O_3} + \varepsilon \sigma T_E^4 = 2\varepsilon \sigma T_{STRATO}^4$$

Donc

$$T_{STRATO} = \left(\frac{\frac{S_{O_3}}{\varepsilon} + \sigma T_E^4}{2\sigma} \right)^{1/4}$$

Si la concentration de CO₂ augmente, alors $\varepsilon \approx \rho_{CO_2} k_{CO_2} dz$, augmente.

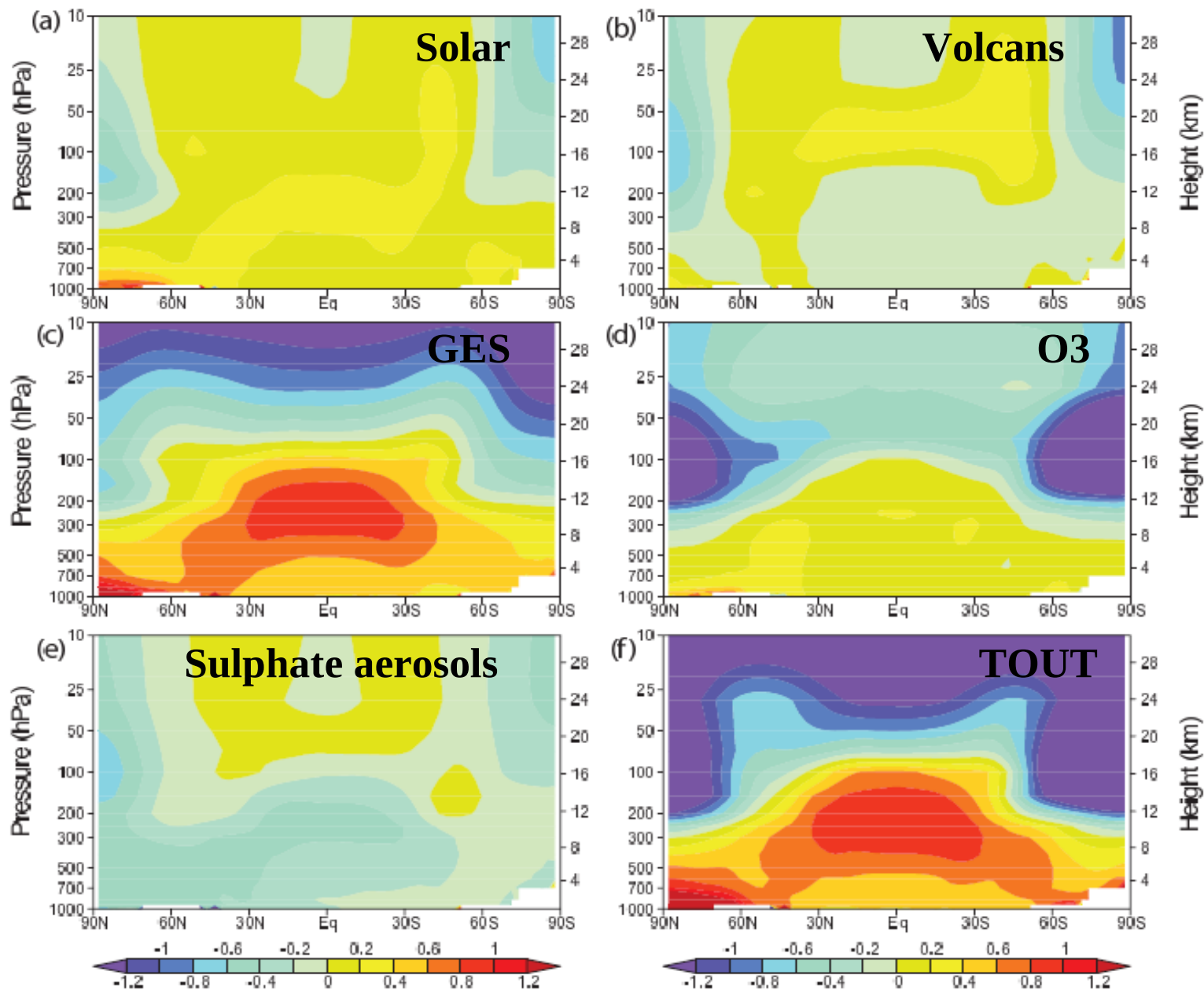
En supposant :

- que la concentration d'ozone reste constante,
- que l'albédo planétaire reste constant (donc T_E aussi)

alors T_{STRATO} diminue.

Variation de température de la stratosphère

Moyenne zonale de la différence 1999-1980 en °/siècle



Source GIEC 2007

L'ozone refroidit la basse stratosphère aux hautes latitudes

Les GES refroidissent la stratosphère globalement

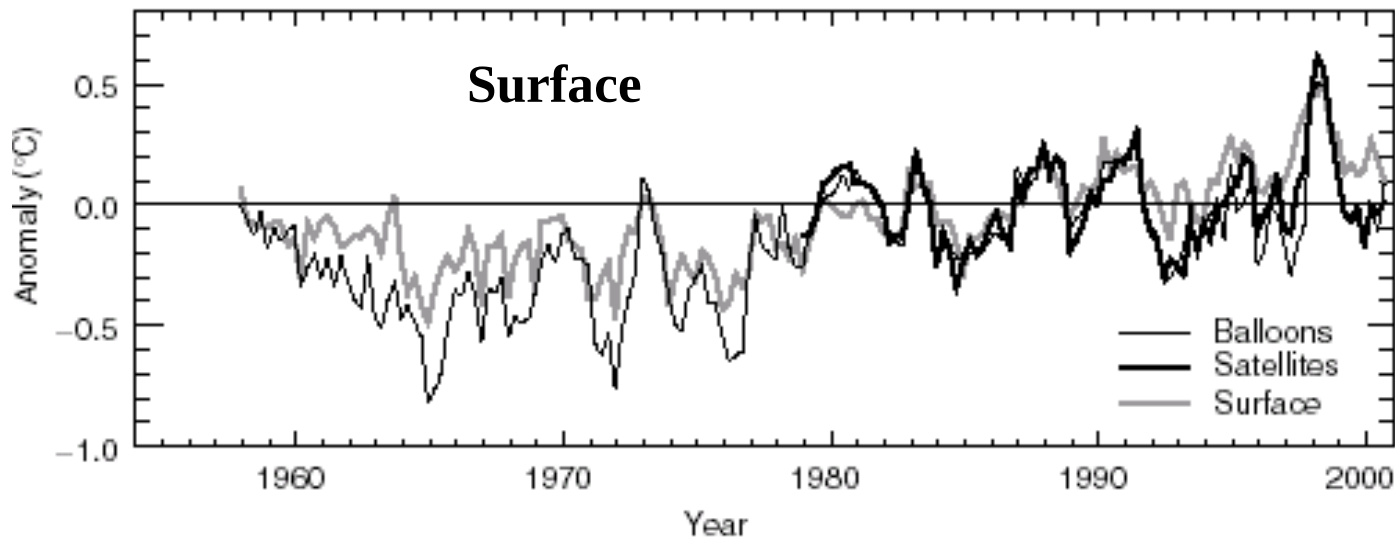
Température en altitude

La surface se réchauffe

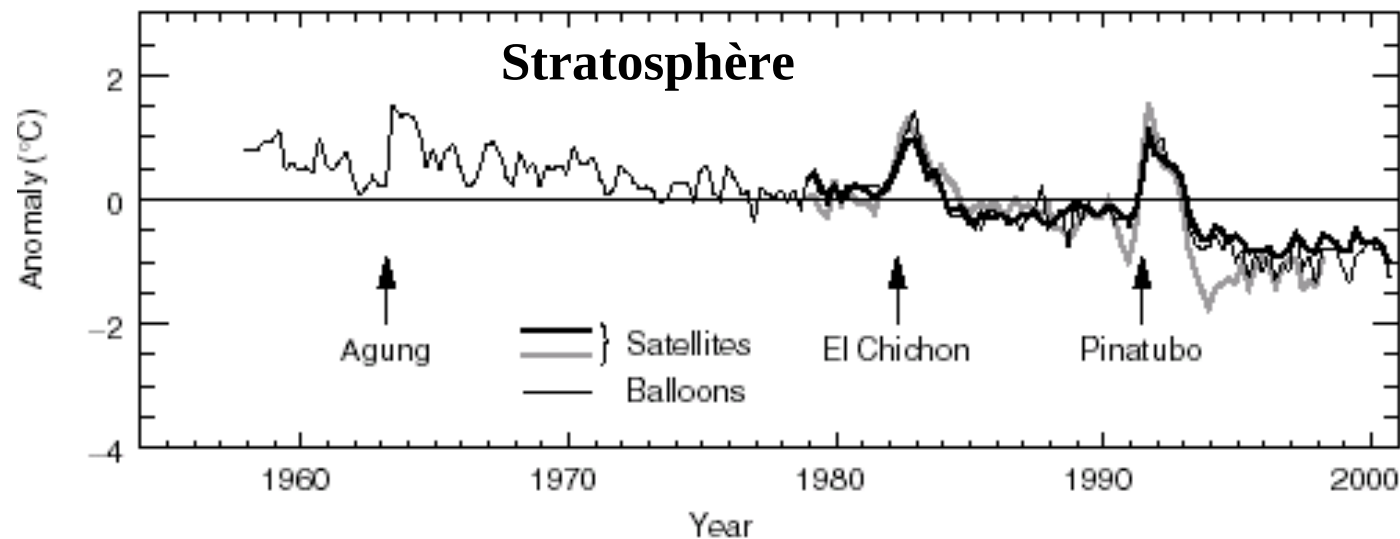
Mais

La stratosphère se refroidit

a)



b)

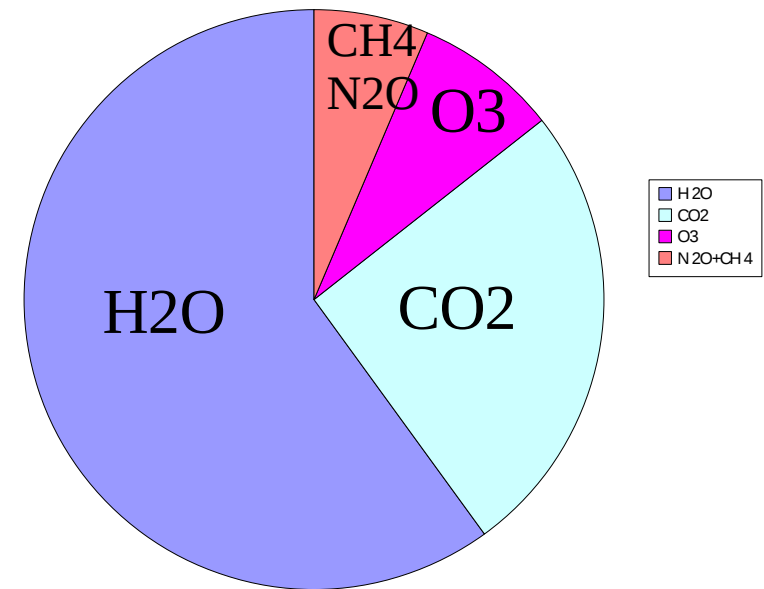


Les contributions à l'effet de serre

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

Vapeur d'eau	75	60%
CO ₂	32	26%
ozone	10	8%
N ₂ O+CH ₄	8	6%

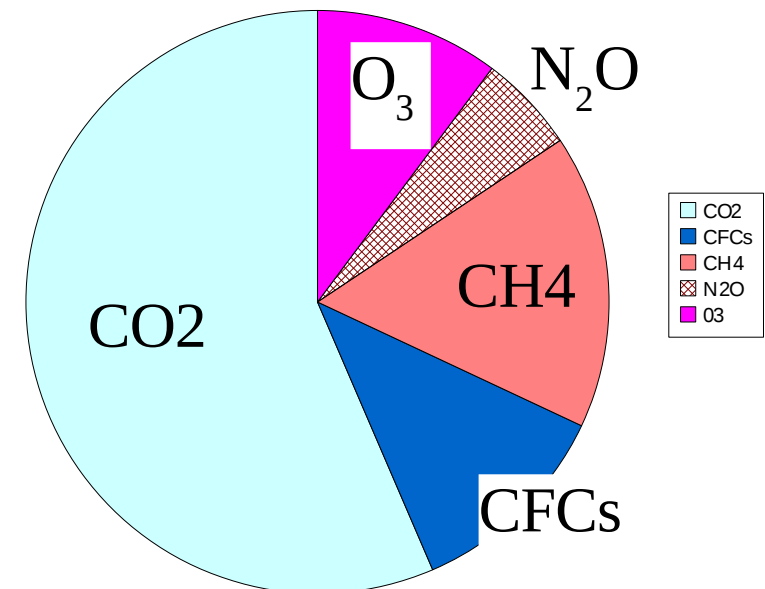
Contribution à l'effet de serre



Contributions à l'accroissement de l'effet dus aux activités humaines:

•CO ₂	56%
•CFCs	12%
•méthane (CH ₄)	16%
• ozone (O ₃)	11%
•N ₂ O	5%

Effet de serre dus aux activités humaines



L'effet de serre: un phénomène physique réel... mais mal nommé

- Dans les serres horticoles, le réchauffement est principalement dû à la limitation des échanges par évaporation et convection
- Sur Terre les échanges entre la surface et l'atmosphère sont également dominés par l'évaporation-condensation, mais ce sont les échanges par rayonnement infrarouge qui contrôlent le refroidissement vers l'espace

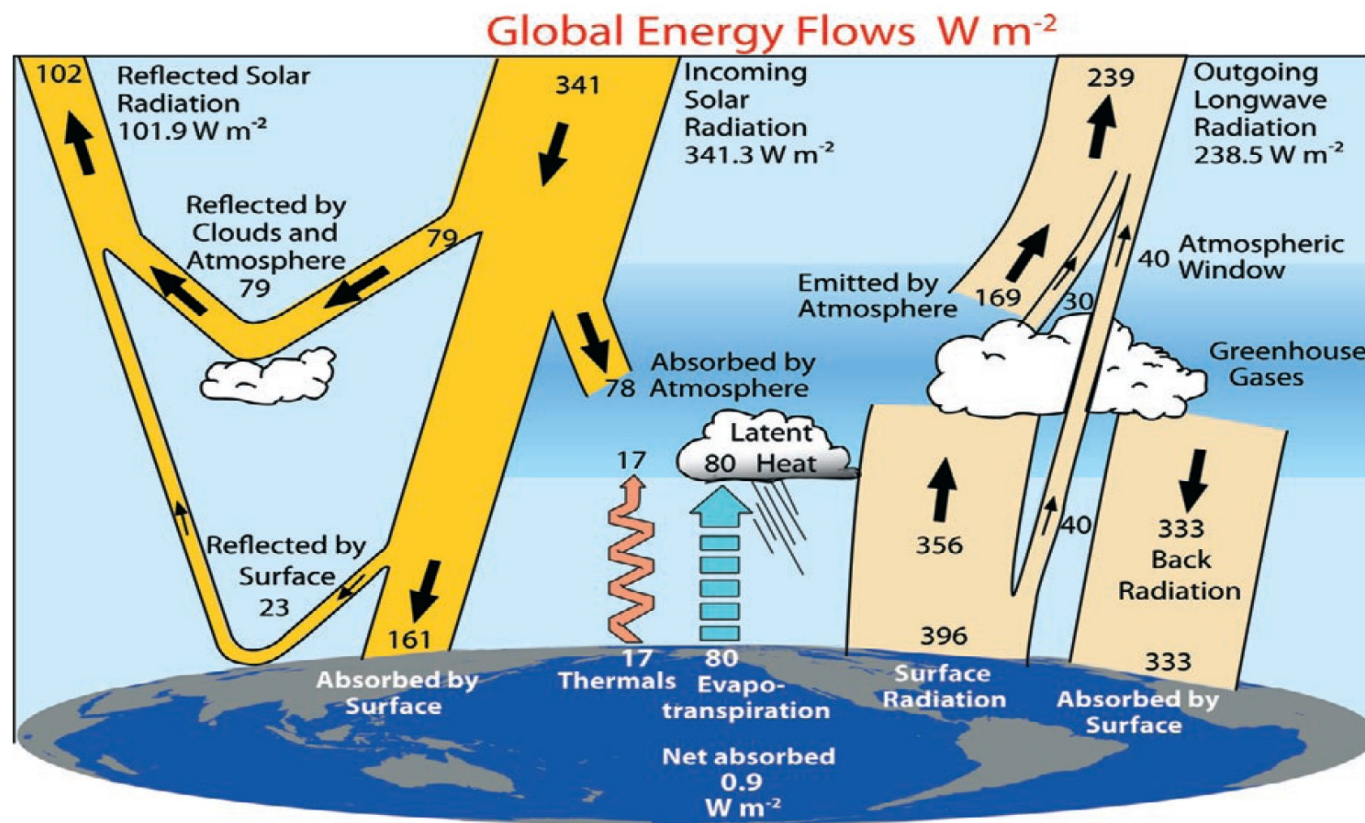


FIG. 1. The global annual mean Earth's energy budget for the Mar 2000 to May 2004 period (W m^{-2}). The broad arrows indicate the schematic flow of energy in proportion to their importance.

[Trenberth et al., BAMS, 2009]

Plan

- Physique du climat : les pionniers
- Physique de l'effet de serre
- **Les autres perturbations radiatives (ou forçages)**
- Modélisation du climat et estimation des changements climatiques
- Projections pour le futur
- Conclusions

Aérosols anthropiques

Les aérosols :

- Réfléchissent le rayonnement solaire
- Modifient la taille des gouttes des nuages
- Modifient la formation des précipitations ?

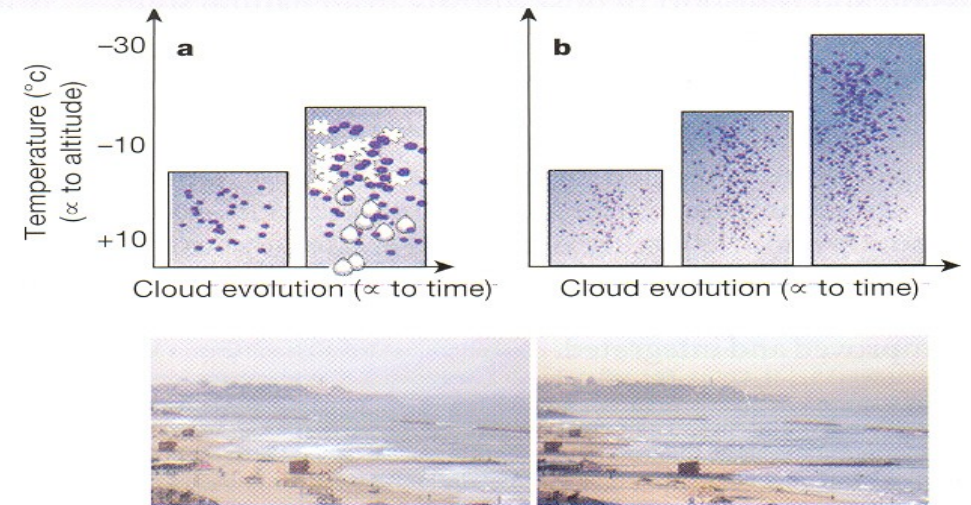
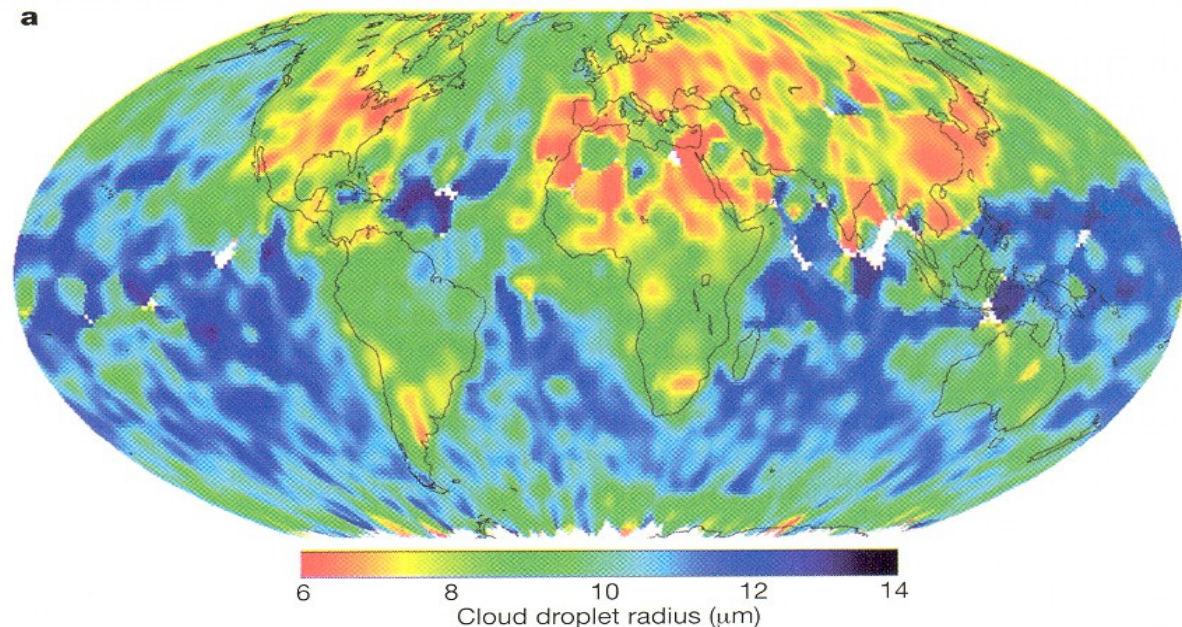


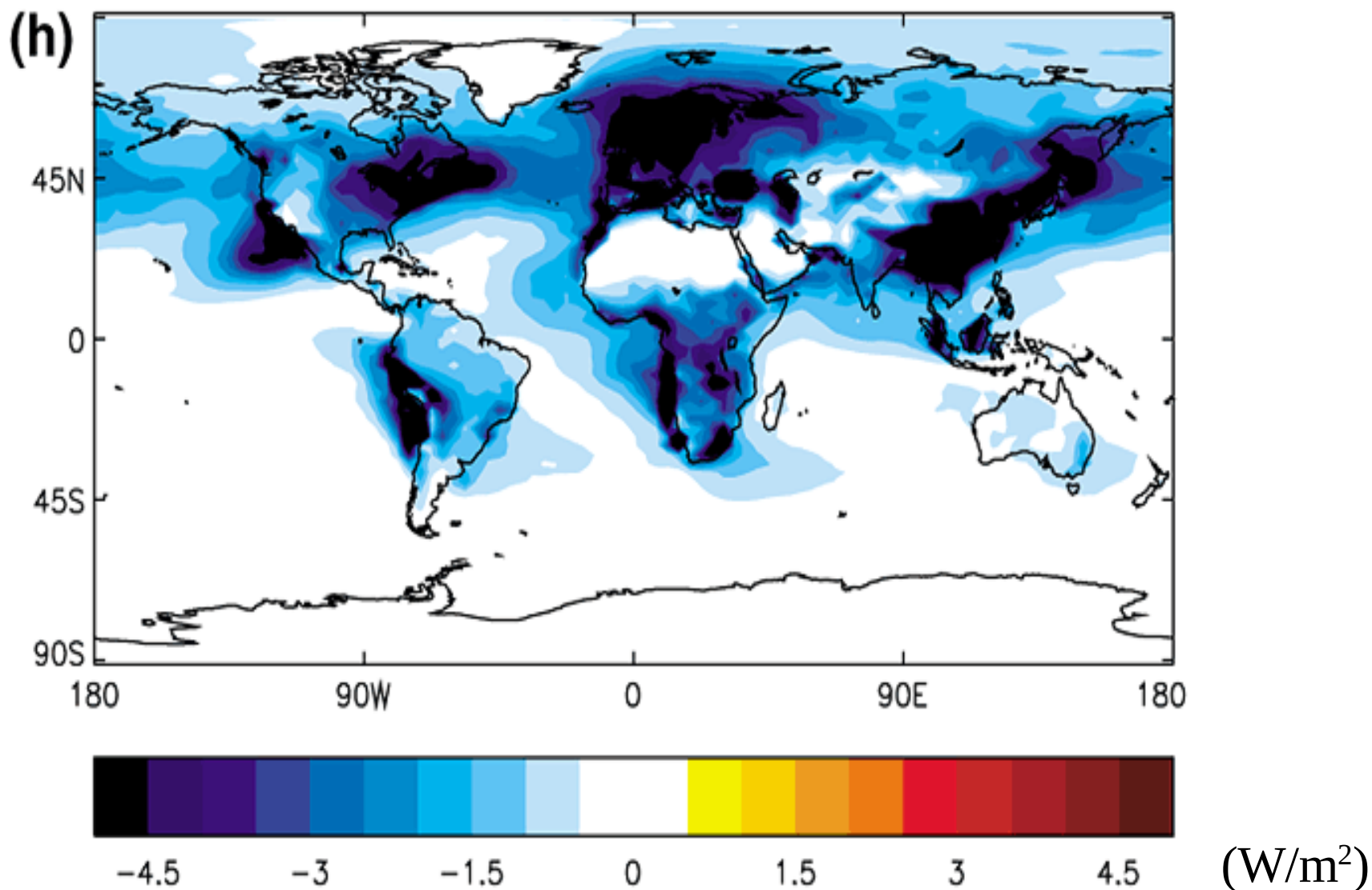
Figure 6 Schematic diagram of cloud formation in a clean and polluted atmosphere. **a**, In a clean atmosphere, the cloud droplet size increases with cloud development until liquid precipitation or glaciation and precipitation take place. **b**, In polluted clouds, the availability of cloud condensation nuclei decreases cloud droplet development. In clouds with strong updrafts the developed cloud can be supercooled with no glaciation down to -37.5°C . The filled circles show the location of droplets of varying size, the asterisks show the location of ice crystals, and the oval shapes indicate rain drops.

Figure 7 Effect of aerosol on cloud droplet and reflectance derived from POLDER and AVHRR spaceborne measurements. **a**, Seasonal (March–May 1997) average droplet size in liquid water clouds estimated from the POLDER measurements³¹. **b**, The dependence of the droplet size on the aerosol index, also derived from POLDER over land (red) and ocean (blue). **c**, Analysis of AVHRR data for the dependence of the droplet size (purple) and cloud reflectance (brown and red) on aerosol optical thickness over the Amazon Basin during the dry burning season of 1987 (refs 16, 19). The reflectance of low-level clouds (brown) with reflectance of 0.35 increases with the aerosol concentration and the reflectance of bright clouds (red) decreases.



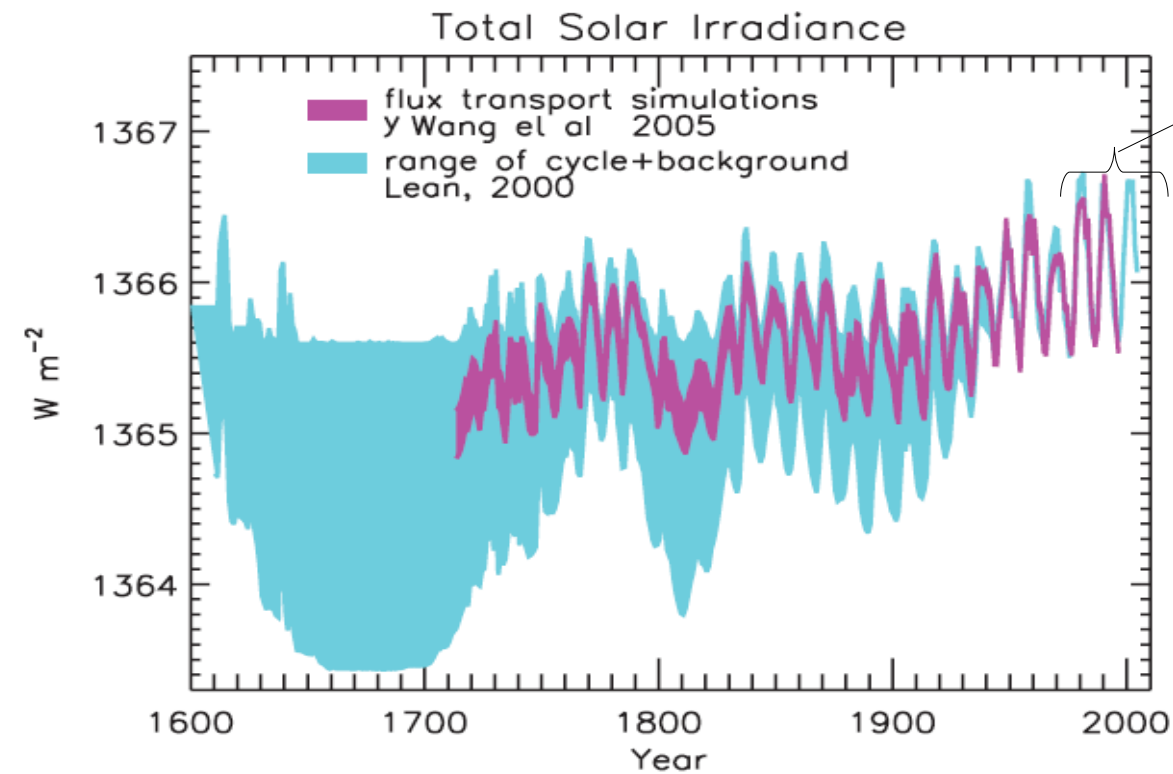
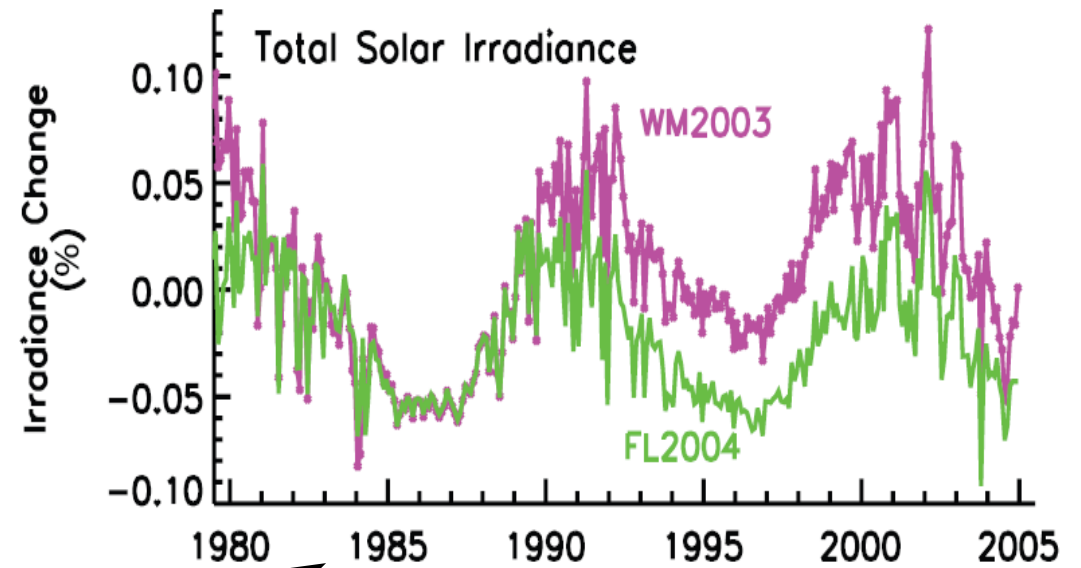
Aérosols anthropiques

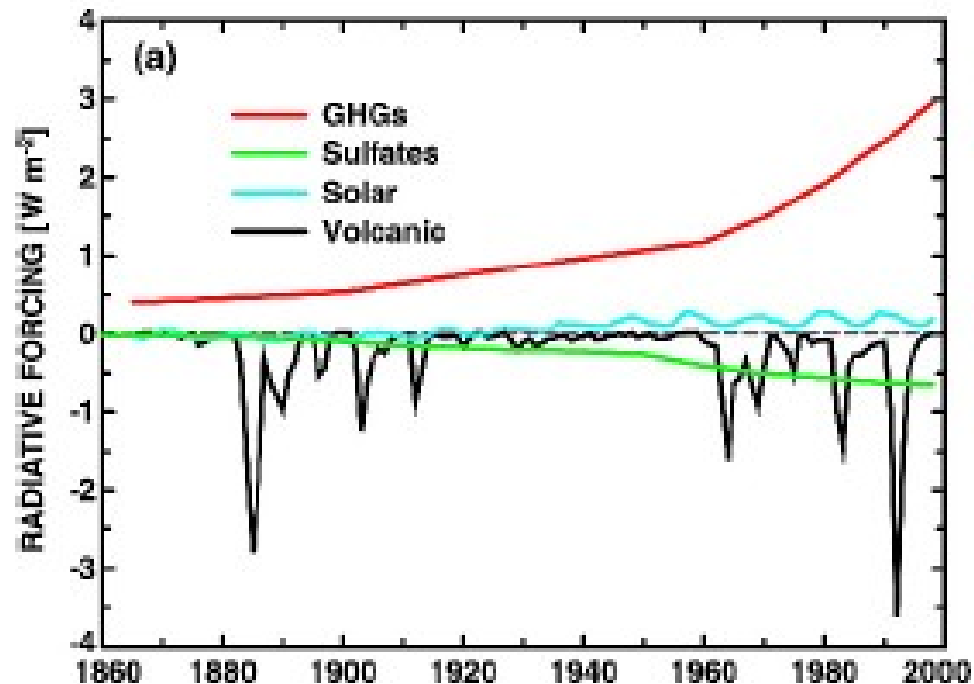
Effet radiatif des aérosols sulfatés (direct et indirect)



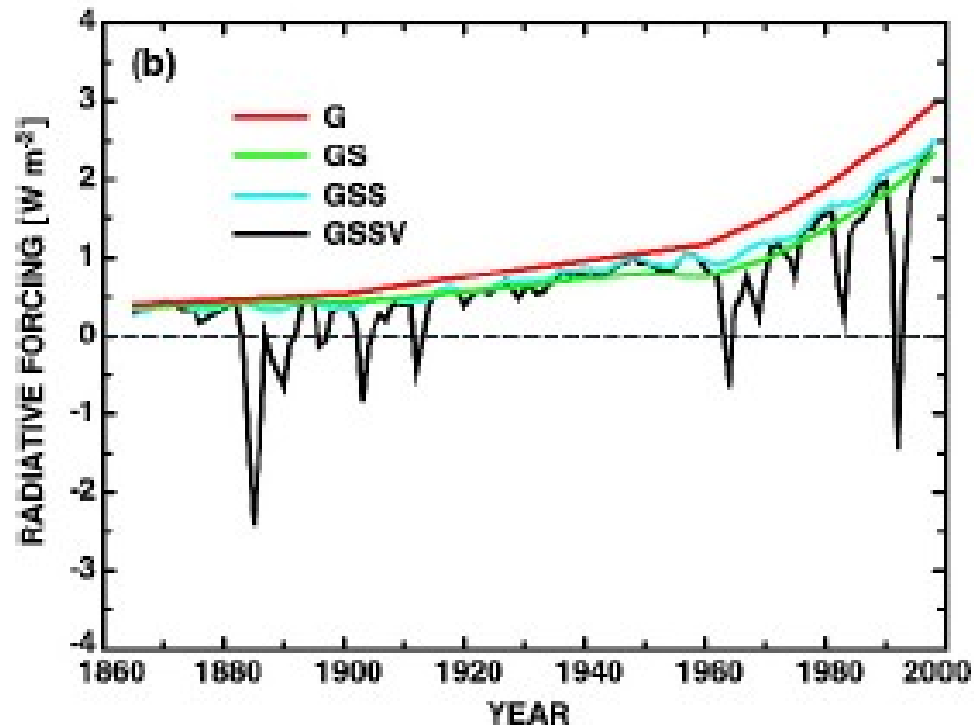
Mais aussi carbone suie, poussières minérales...

Irradiance solaire



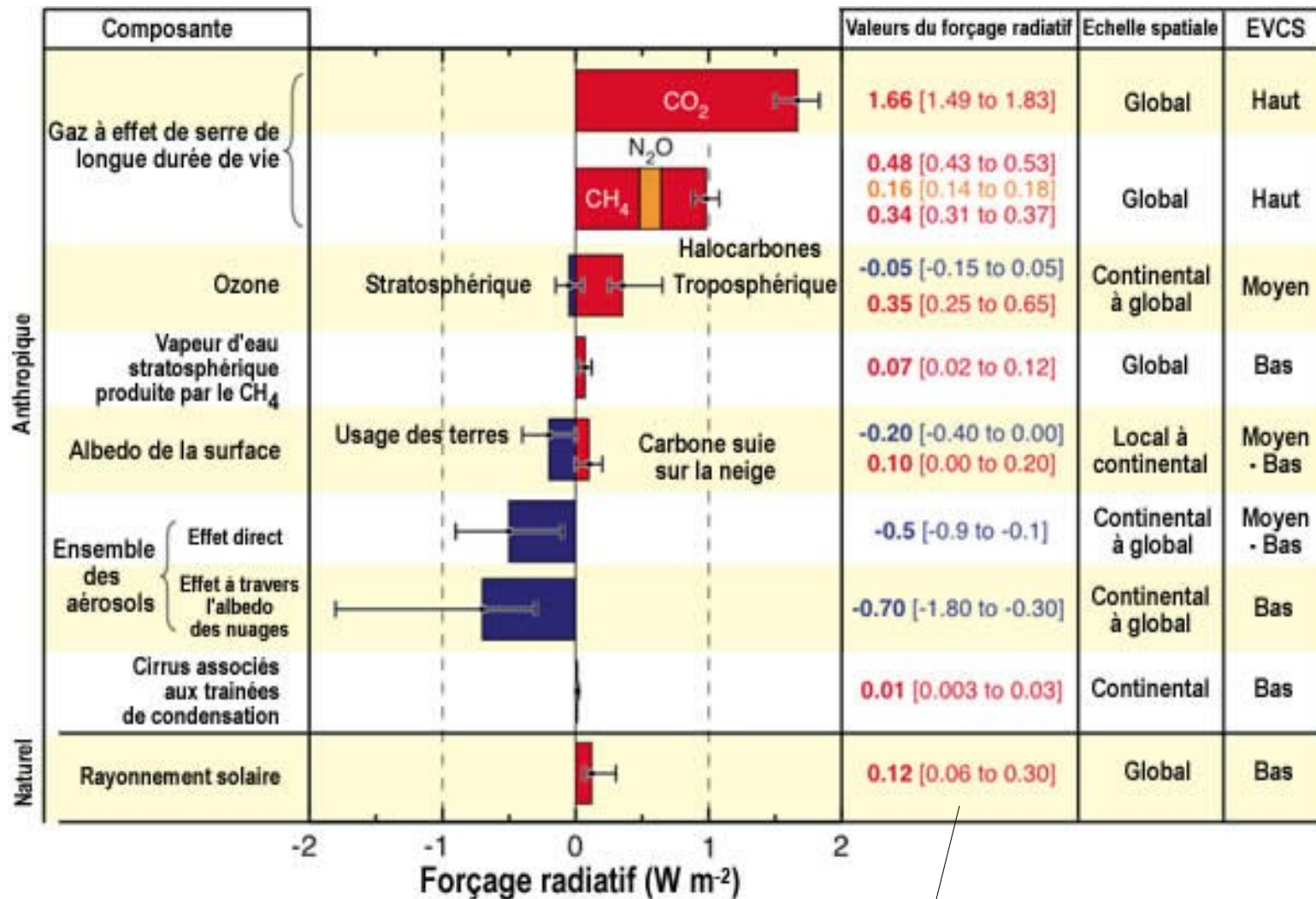


Les différents
facteurs externes
ayant affecté le
climat au cours
du 20ème siècle



*S'ajoutent au "forçage"
solaire de référence (240
 W/m^2)*

Évolution des forçages depuis 150 ans



Les aérosols masquent aujourd'hui 1/3 à 1/2 de l'effet de serre additionnel, et leurs effets sont incertains.

Forçage solaire x 6 : 0.7 W.m^{-2} [0.04 à 1.8]

Plan

- Physique du climat : les pionniers
- Physique de l'effet de serre
- Les autres perturbations radiatives (ou forçages)
- **Modélisation du climat et estimation des changements climatiques**
- Projections pour le futur
- Conclusions

Pourquoi des modèles climatiques?

Quelle complexité?

Les modèles numériques de climats:

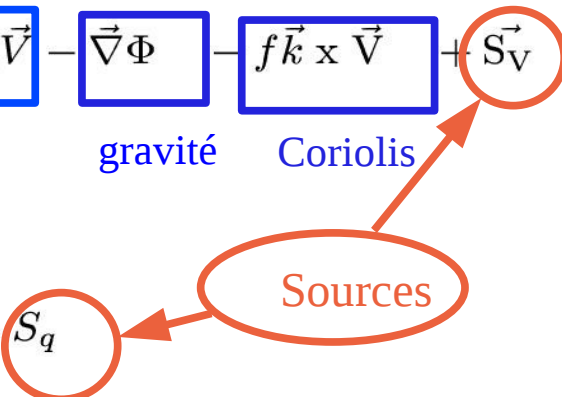
- sont basés sur des équations physiques, avec un certains nombres d'approximation (ce ne sont pas des outils d'extrapolation d'observations existantes);
- sont des outils permettant de réaliser des simulations numériques, avec différents états initiaux, différentes conditions aux limites, différentes hypothèses, différentes valeurs de paramètres...
- permettent d'éprouver différentes hypothèses: analyse de la compatibilité des observations avec les résultats de simulations, basées sur des hypothèses différentes?

Découpage interne au Modèle de Circulation

Générale Atmosphérique

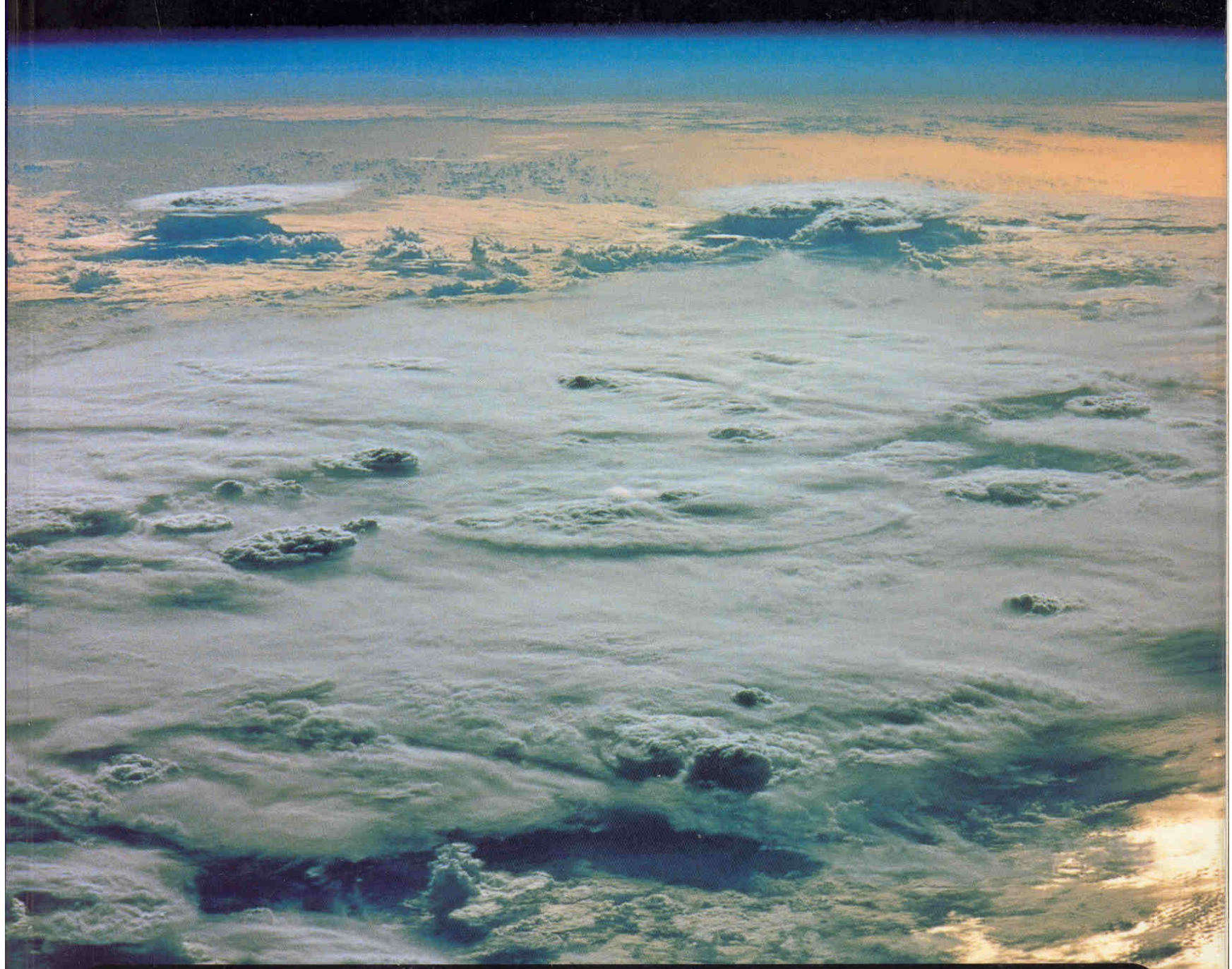
Equations de GCM atmosphérique (extraits)

Equations dynamiques en coordonnées pression

$$\left\{ \begin{array}{l} \partial_t \vec{V} = \underbrace{-(\vec{V} \cdot \vec{\nabla}) \vec{V}}_{\text{transport}} - \underbrace{\omega \partial_p \vec{V}}_{\text{gravité}} - \underbrace{\vec{\nabla} \Phi}_{\text{Coriolis}} - \underbrace{f \vec{k} \times \vec{V}}_{\text{Coriolis}} + \vec{S}_V \\ \vec{\nabla} \cdot \vec{V} + \partial_p \omega = 0 \\ \partial_t q = -\vec{V} \cdot \vec{\nabla} q - \omega \partial_p q + S_q \end{array} \right. \quad \left\{ \begin{array}{l} \Phi = gz \quad \text{geopotentiel} \\ \omega = \partial_t p \quad \text{vitesse vert.} \\ q = \text{humidité spécifique} \end{array} \right. \quad (1)$$


$\vec{S}_v$ et S_q : termes source déterminés par les **paramétrisations physiques** :

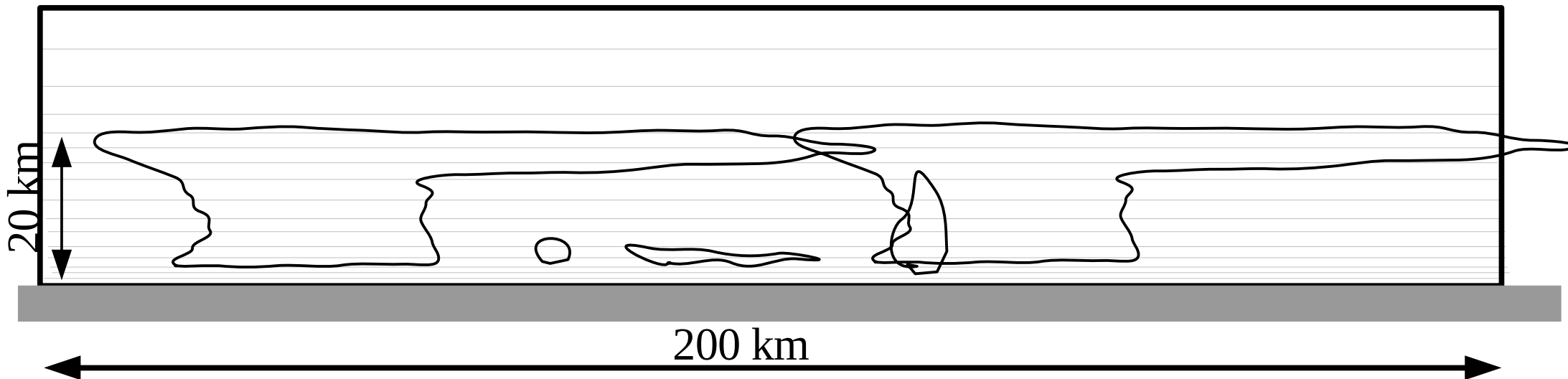
- couche limite planétaire
- convection profonde (Gros cumulus et cumulonimbus)
- nuages
- processus radiatifs
- orographie
- sol



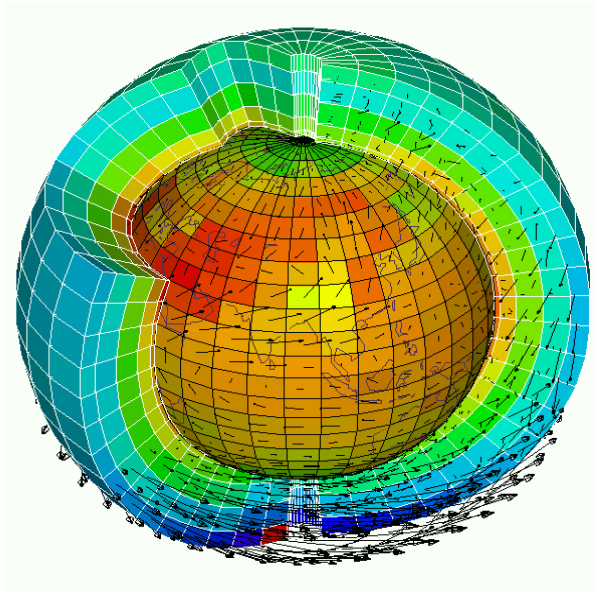
Discretization

- Time step: from a few minutes to half an hour, depending on the technique used for equation integration.
- Horizontal grid cell: 100 to 300 km.
- Vertical grid cell: 100m (or less) at ground level, a few kilometers in the stratosphere.

Typical grid cell:

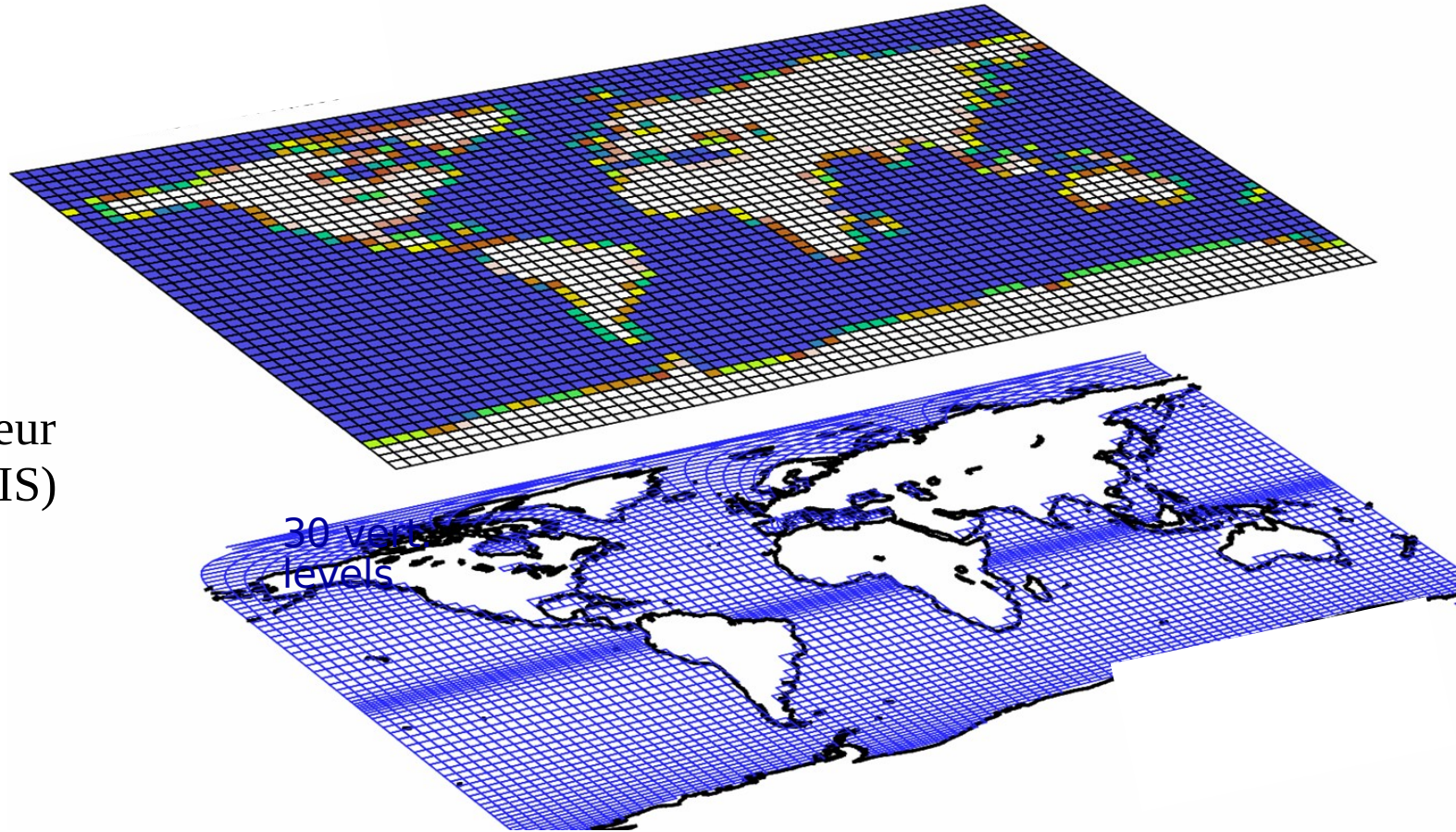


Modèle climatique de l'IPSL



Atmosphère et surf. continentale
(LMDZ - ORCHIDEE)

coupleur
(OASIS)



Résolution:

Atm: $3.75^\circ \times 2.5^\circ$ (~350 km)

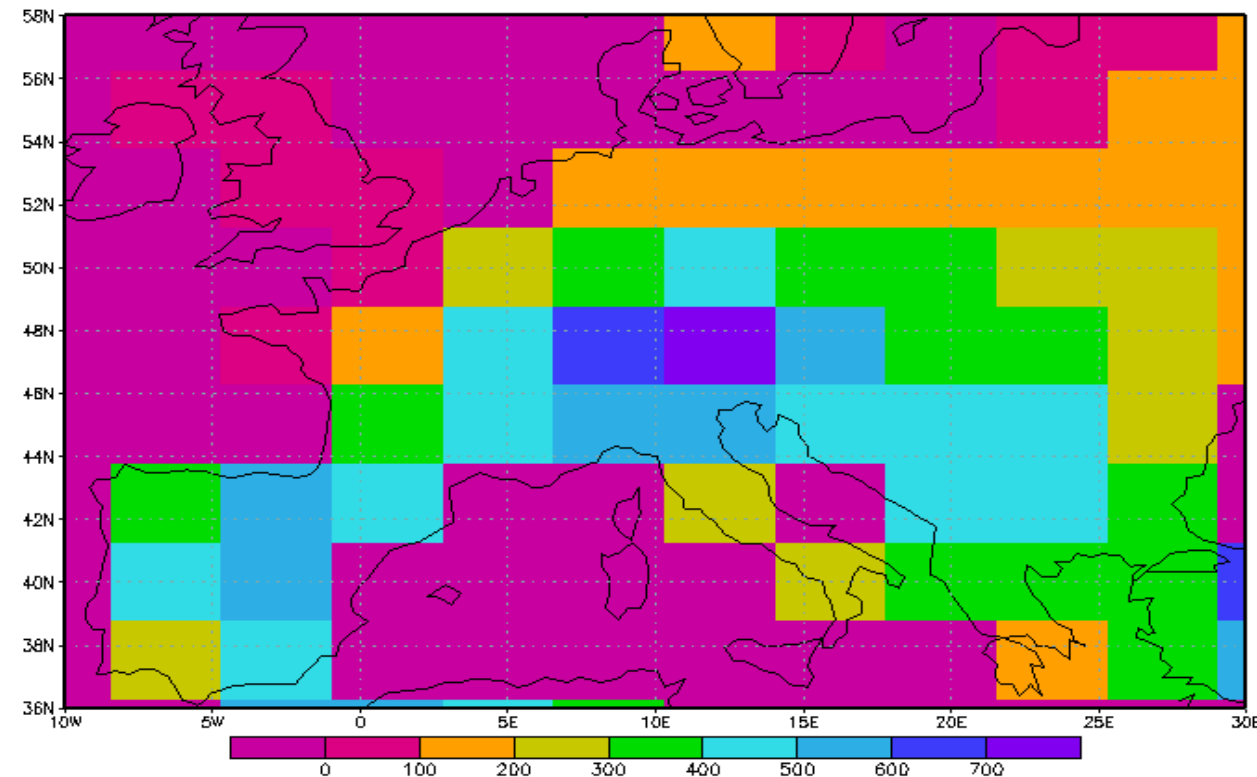
Oce: $2^\circ \times 2^\circ$

Océan et glace de mer
(ORCA-LIM)

Exemple de paramétrisation

Orography

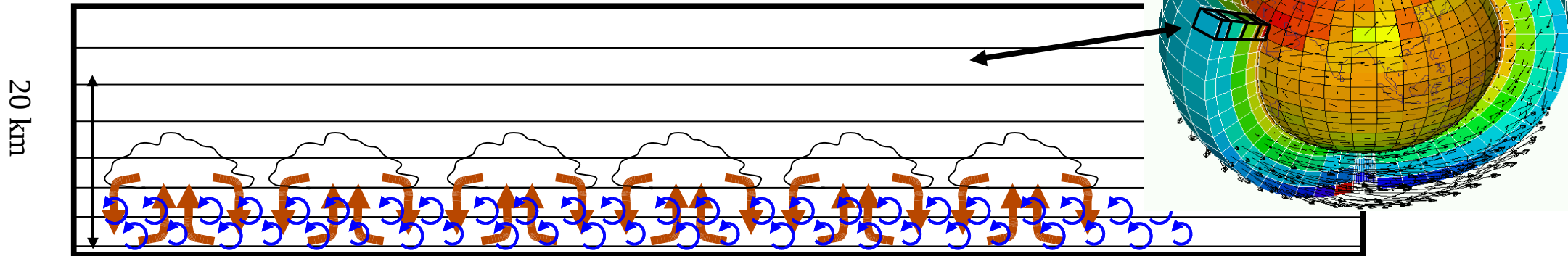
At the model grid scale, orography is poorly represented; e.g. Europe orography for 3.5x2.5 grid is:



The purpose of the parametrization of orography effect is to determine the **drag** and the **lift** due to mountains and acting on atmospheric flow. → use of high resolution orography data base.

Note that snow is still a problem.

Dans une colonne du modèle, il y a de la turbulence homogène et aussi des structures à l'échelle de la couche limite.

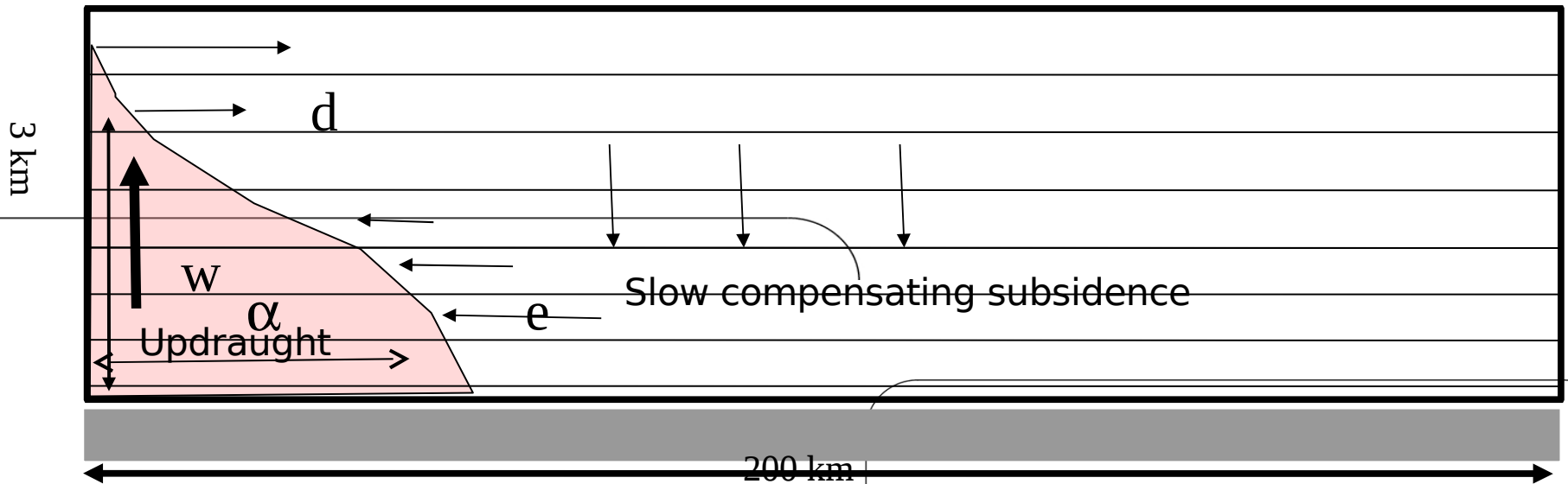


“Le modele du thermique”:

Each column is split in two parts:

Ascending air from the surface and
subsiding air around it.

The model represents a mean plume
(the thermal) and a mean cloud.



Internal variables of the parametrization :

- w = mean vertical velocity of ascending plumes
- α = fractionnal area covered by the updraughts
- e = lateral input rate of air into the plume (entrainment)
- d = output rate of air from the plume (detrainment)
- q_a = concentration of constituent q in the updraughts

Source term for the explicit equations :

$$S_q = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial z} \overline{\rho w' q'} = \frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial z} \left[\rho K_z \frac{\partial q}{\partial z} \right] - \frac{1}{\rho} \frac{\partial}{\partial z} [f(q_a - q)]$$

Turbulent Diffusion

Transport by the thermal plume model

- Mass conservation

$$\frac{\partial f}{\partial z} = e - d \quad \text{where } f = \alpha \rho w$$

- Mass conservation of constituent q

$$\frac{\partial f q_a}{\partial z} = e q - d q_a$$

- Equation of movement

$$\frac{\partial f w}{\partial z} = -d w + \alpha \rho B$$

- where B is the buoyancy :

$$B = g \frac{\theta_{va} - \theta_v}{\theta_v}$$

- and the complex part lies in the expression of e and d :

$$e = f \max \left(0, \frac{\beta}{1+\beta} (a_1 \frac{B}{w^2} - b) \right)$$

$$d = \dots$$

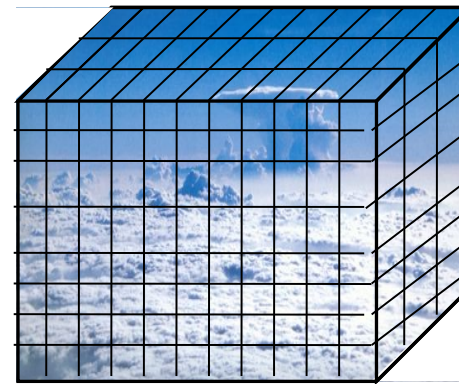
Etc ...

1D test of the cloudy thermal plume model

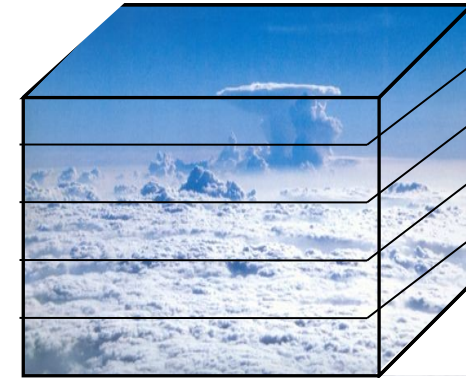
Continental diurnal cycle with cumulus

ARM EUROCS case (US Oklahoma)

Rio et al. 2008

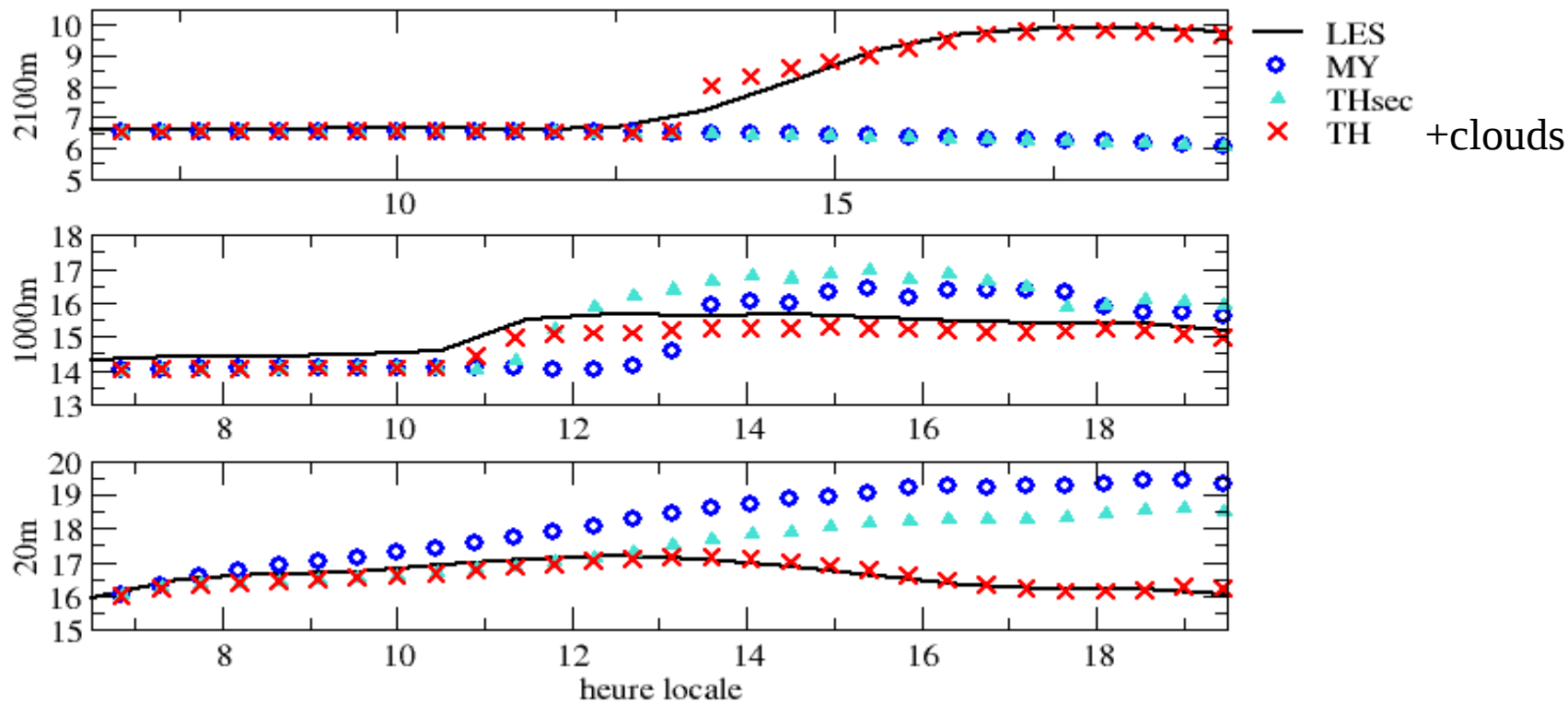


LES

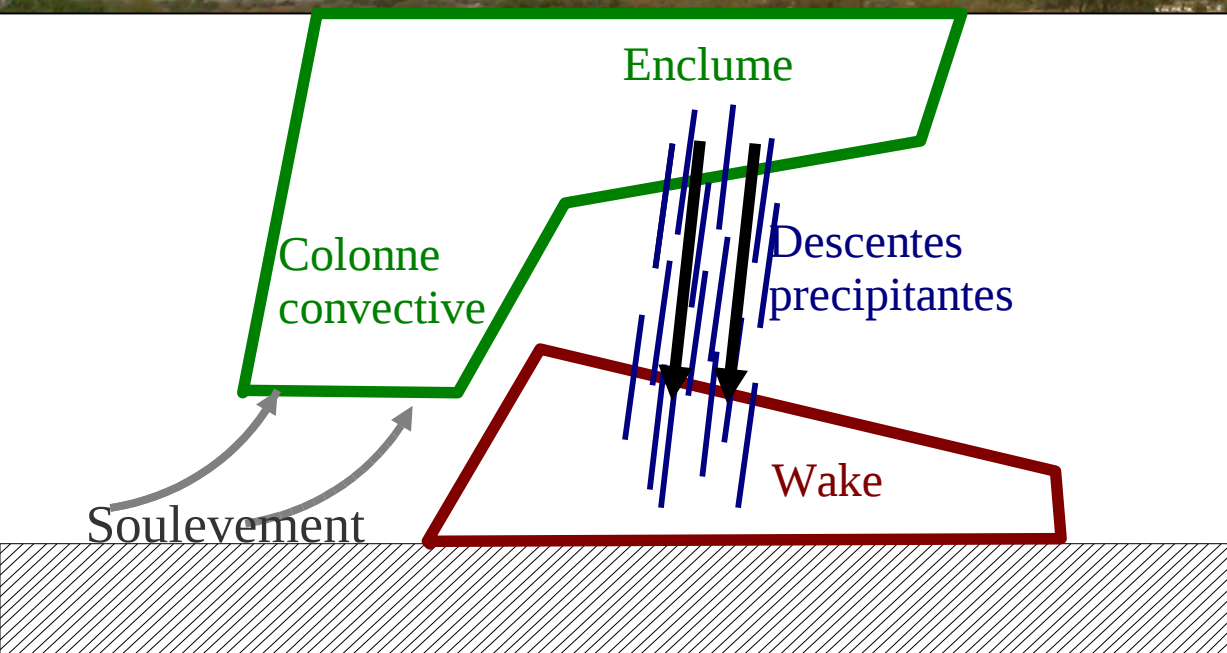
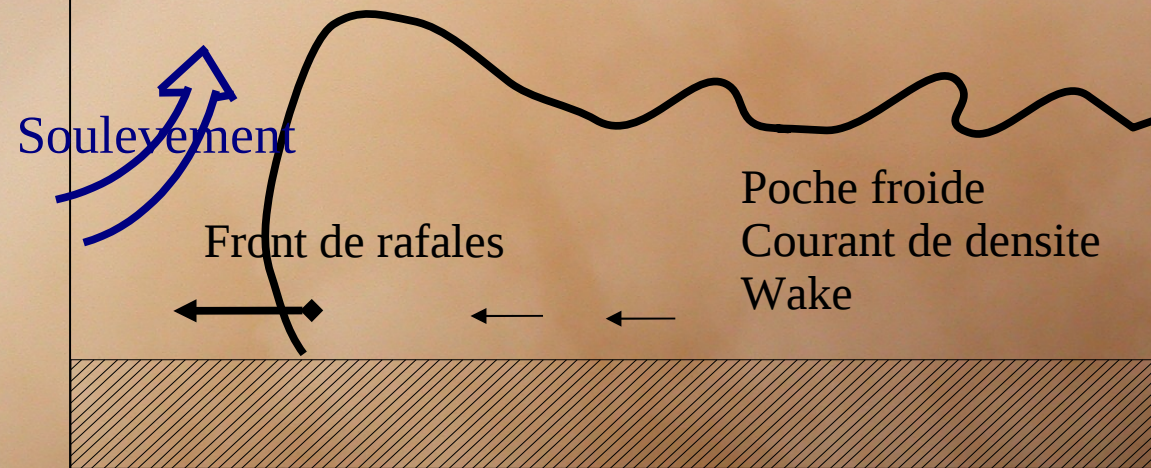


SCM (1D GCM)

Specific humidity (g/kg)



Exemple de paramétrisations : courants de densité et convection profonde



Mali, Aout 2004
F. Guichard, L. Kergoat

Comment «tourne» un modèle?

- On part d'un *état initial*, et on effectue une simulation avec des conditions aux limites (des forçages) fixes ou variables avec le temps

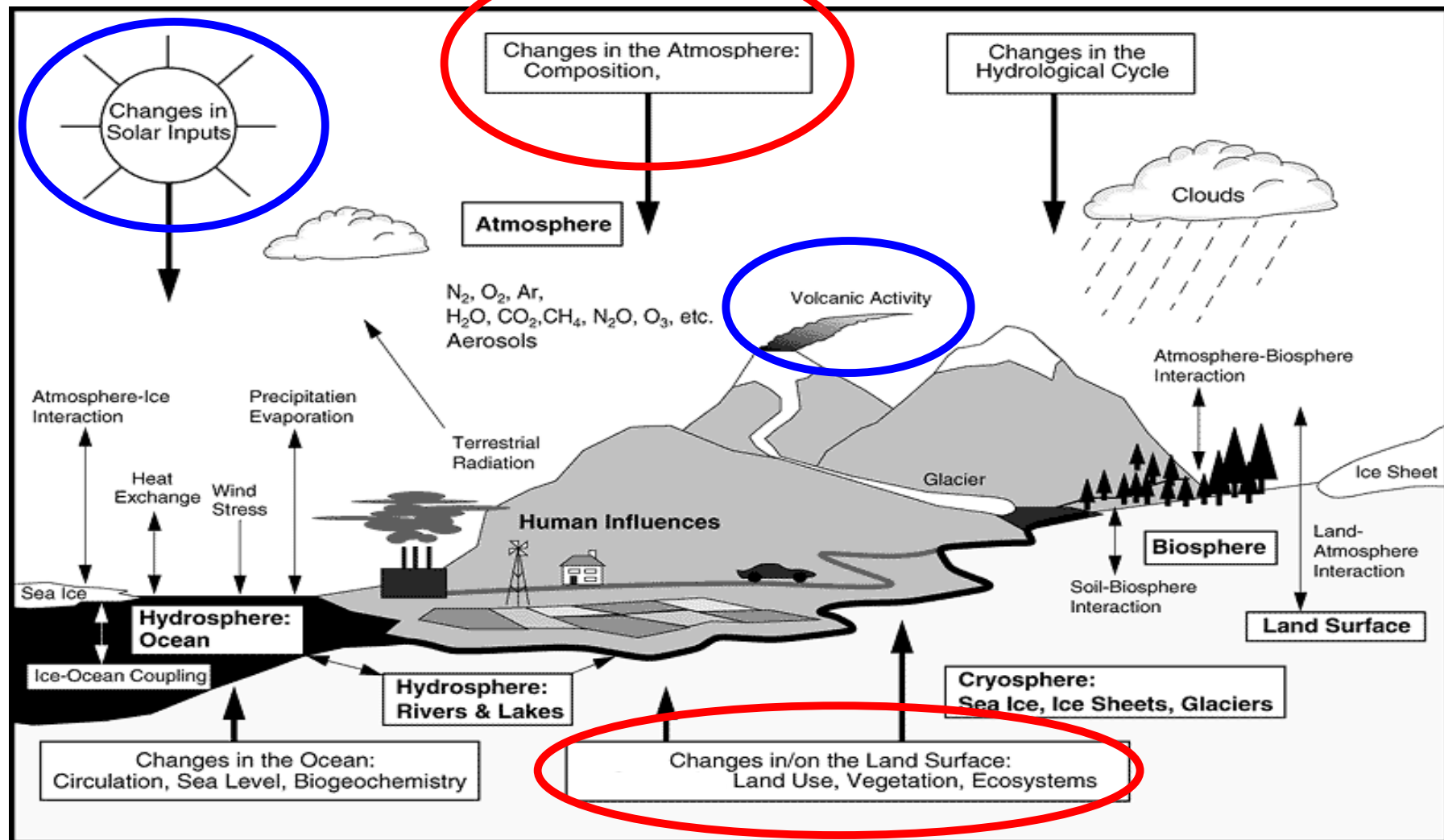
Méthode:

- **Réalisation de simulations numériques** avec différentes conditions aux limites (différents forçages) ou différentes conditions initiales
- **Analyses statistiques des résultats** de simulations
- Les résultats de simulations ne sont pas directement comparable, en fonction du temps, aux observations. La comparaison avec les mesures ne peut être que statistiques.

Les perturbations du climat

naturelles

anthropiques



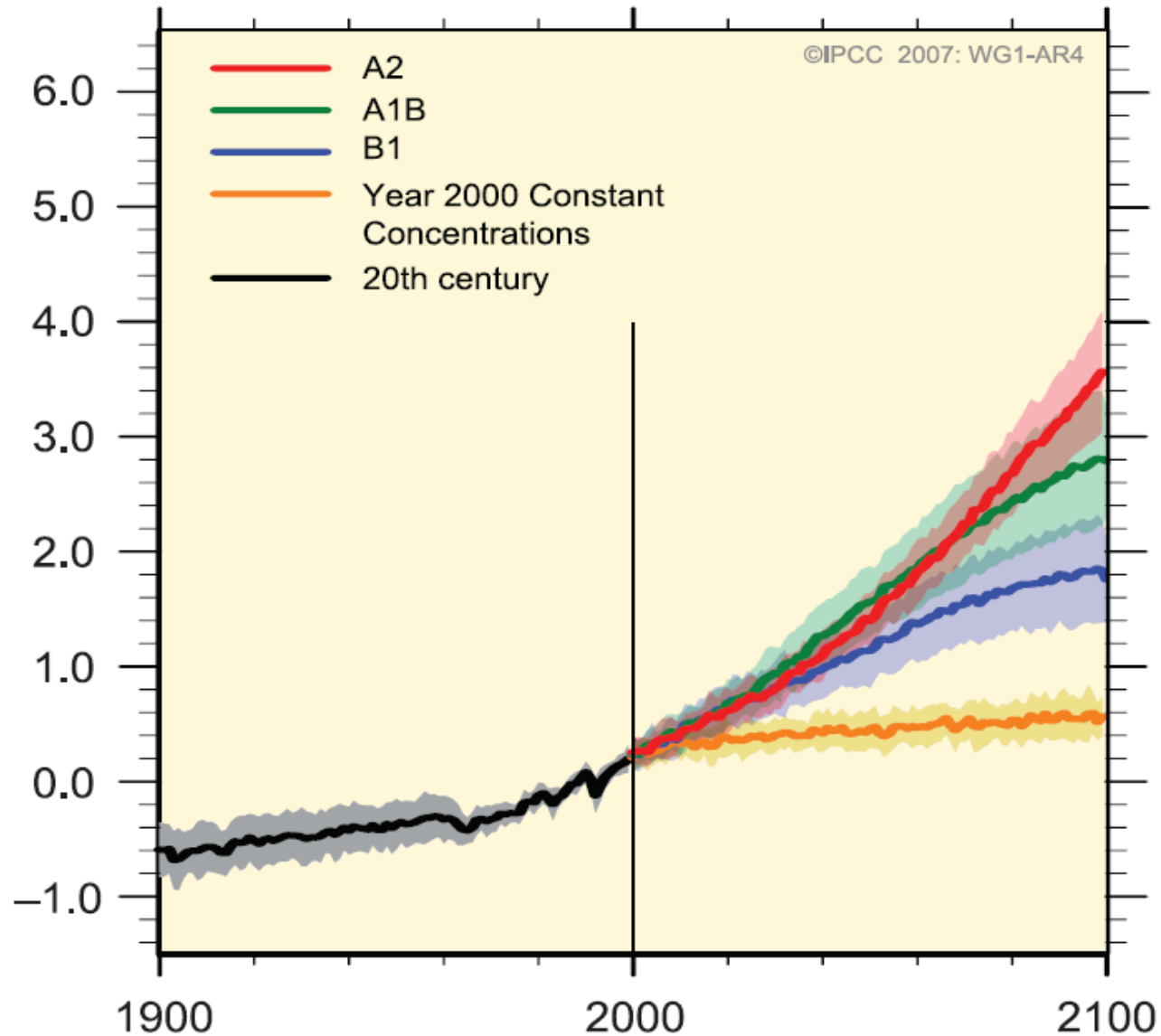
Variations et variabilité du climat

- Le climat peut varier en réponse à des “forçages” (perturbations extérieures)
 - Forçages naturels
 - Forçages anthropiques
- Le climat varie, même sans perturbations extérieures (variabilité interne)

Plan

- Physique du climat : les pionniers
- Physique de l'effet de serre
- Les autres perturbations radiatives (ou forçages)
- Modélisation du climat et estimation des changements climatiques
- **Projections pour le futur**
- Conclusions

Amplitude des variations de la température globale



Vision globale du changement climatique :

bilan radiatif terrestre et retroactions

- Bilan radiatif terrestre :

$$\begin{array}{ccccccc} R & = & \Phi_{SW,in} & - & \Phi_{SW,out} & - & \Phi_{LW,out} \\ W\ m^{-2} & & \text{solaire entrant} & & \text{solaire réfléchi} & & \text{ray. infra-rouge} \end{array} \quad (2)$$

- Accroissement $[CO_2]$ à température, humidité, nuages ... fixés
→ diminution $\Phi_{LW,out}$
→ accroissement R (chauffage de la planète) = $\Delta Q > 0$.
- Réponse de la planète à ΔQ = accroissement de la température de surface T_S ;

$$\Delta R = \Delta Q + \lambda \Delta T_S \quad (\lambda < 0)$$

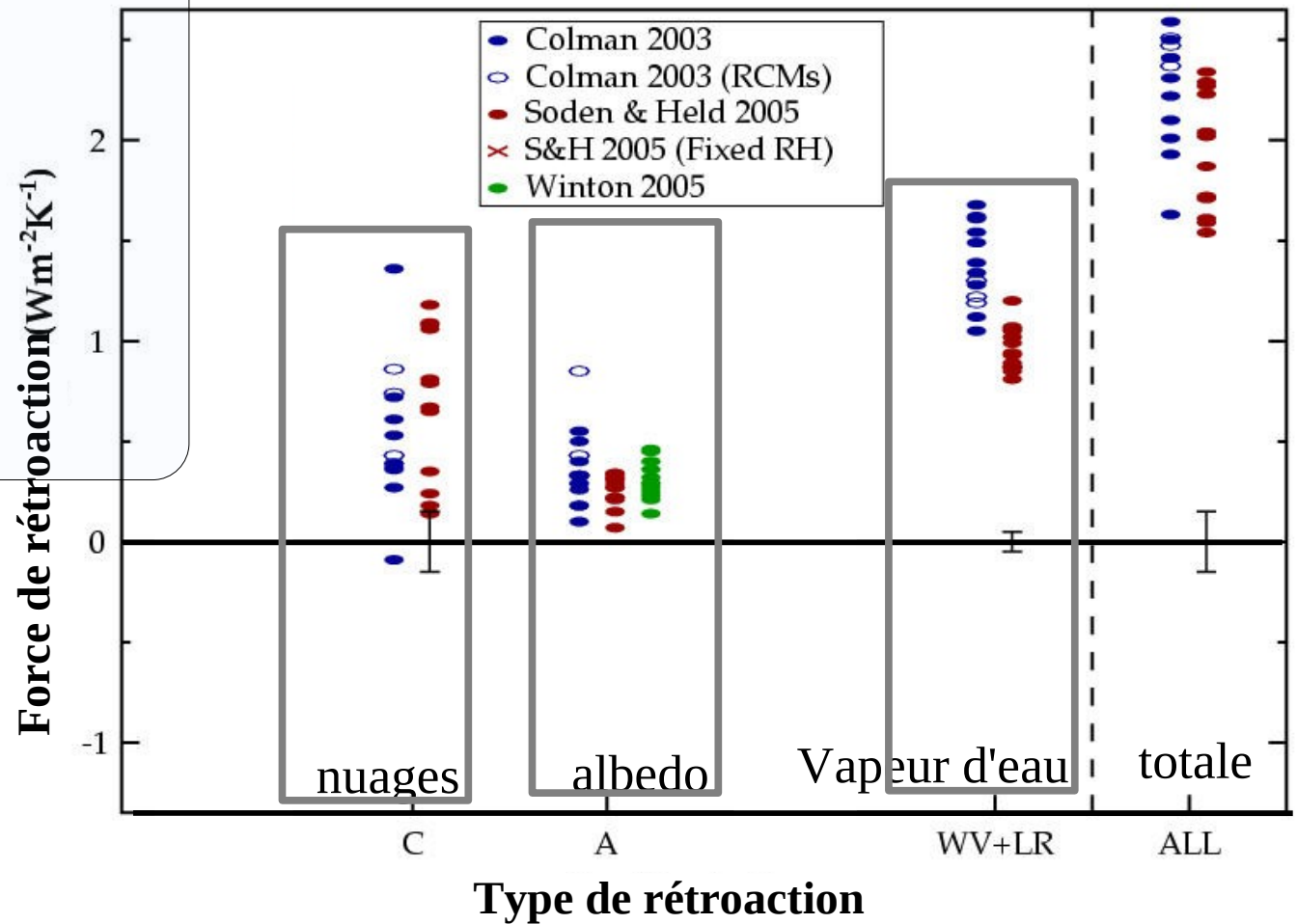
- Processus contribuant à la force de rétroaction λ ($W\ m^{-2}K^{-1}$) :
 - Planck (pour ΔT uniforme dans l'atmosphère). $\lambda_P = -3.2\ W\ m^{-2}K^{-1}$
 - vapeur d'eau : $\lambda_{WV} \simeq 1\ W\ m^{-2}K^{-1}$
 - albedo : $\lambda_A \simeq 0.2$ à $0.5\ W\ m^{-2}K^{-1}$
 - nuages : $\lambda_C \simeq 0$ à $1.2\ W\ m^{-2}K^{-1}$

Incertitudes liées aux différentes rétroactions

- La rétroaction la plus forte est celle liée à la vapeur d'eau.
- Depuis le précédent rapport du GIEC, il y a convergence des modèles sur les rétroactions liées à la vapeur d'eau et à la neige (même si une dispersion non négligeable demeure).
- En revanche, il n'y a aucune convergence concernant

la rétroaction nuageuse

= principale cause d'incertitude.



Cloud Feedback Intercomparison Project (CFMIP)

2xCO₂ experiments; 8 GCMs; slab ocean

Taux de variation du forçage radiatif des nuages (W/m²/K)

$\Delta \text{ NET CRF}$

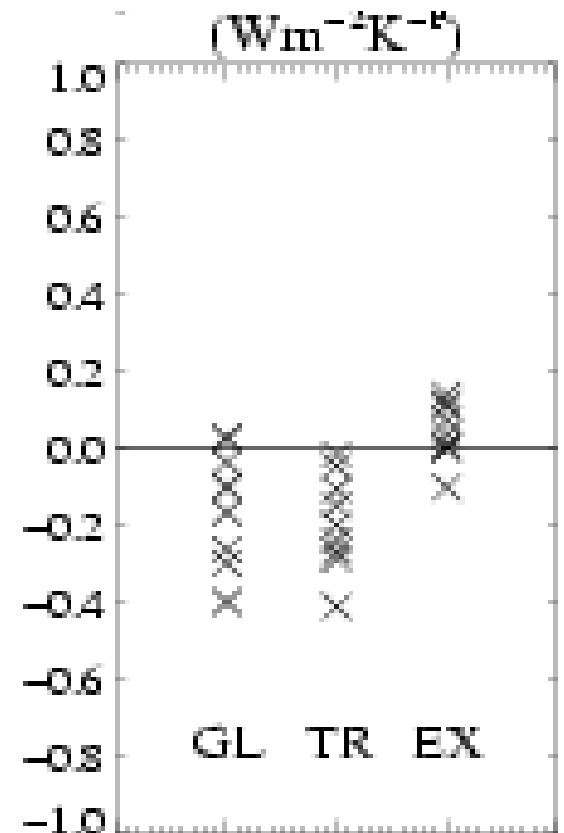
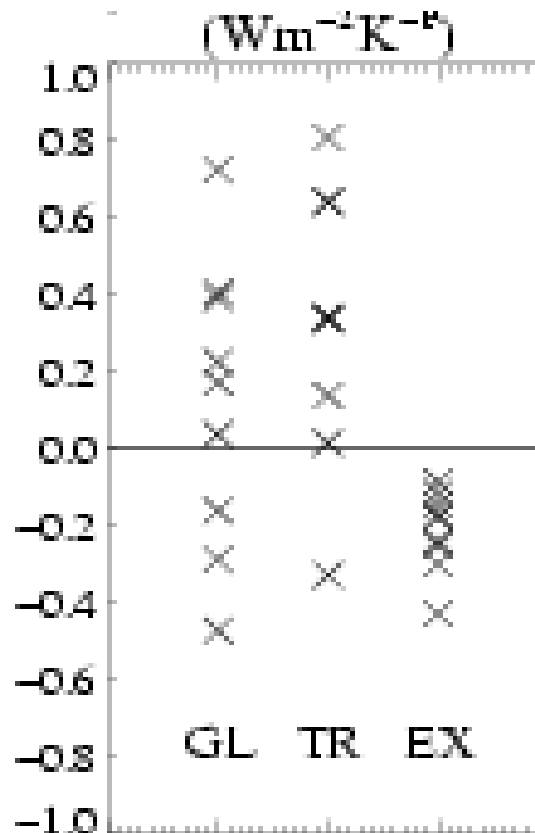
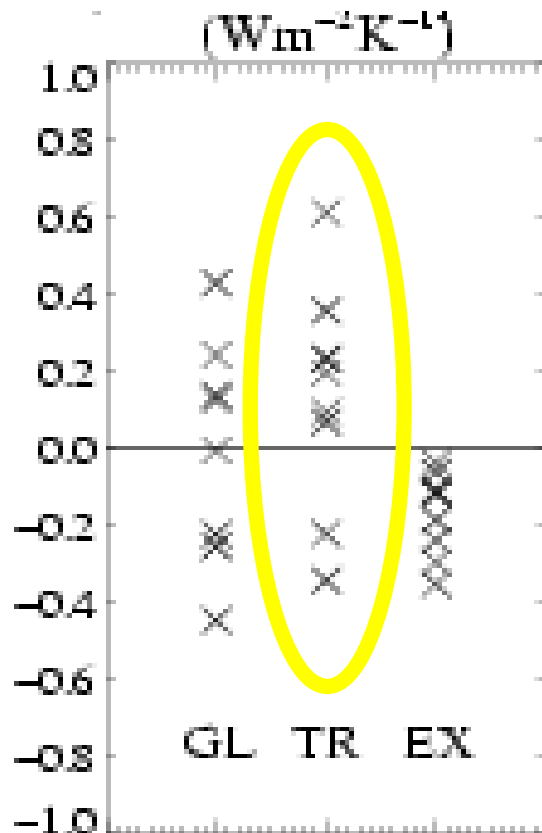
ΔT_s

$\Delta \text{ SW CRF}$

ΔT_s

$\Delta \text{ LW CRF}$

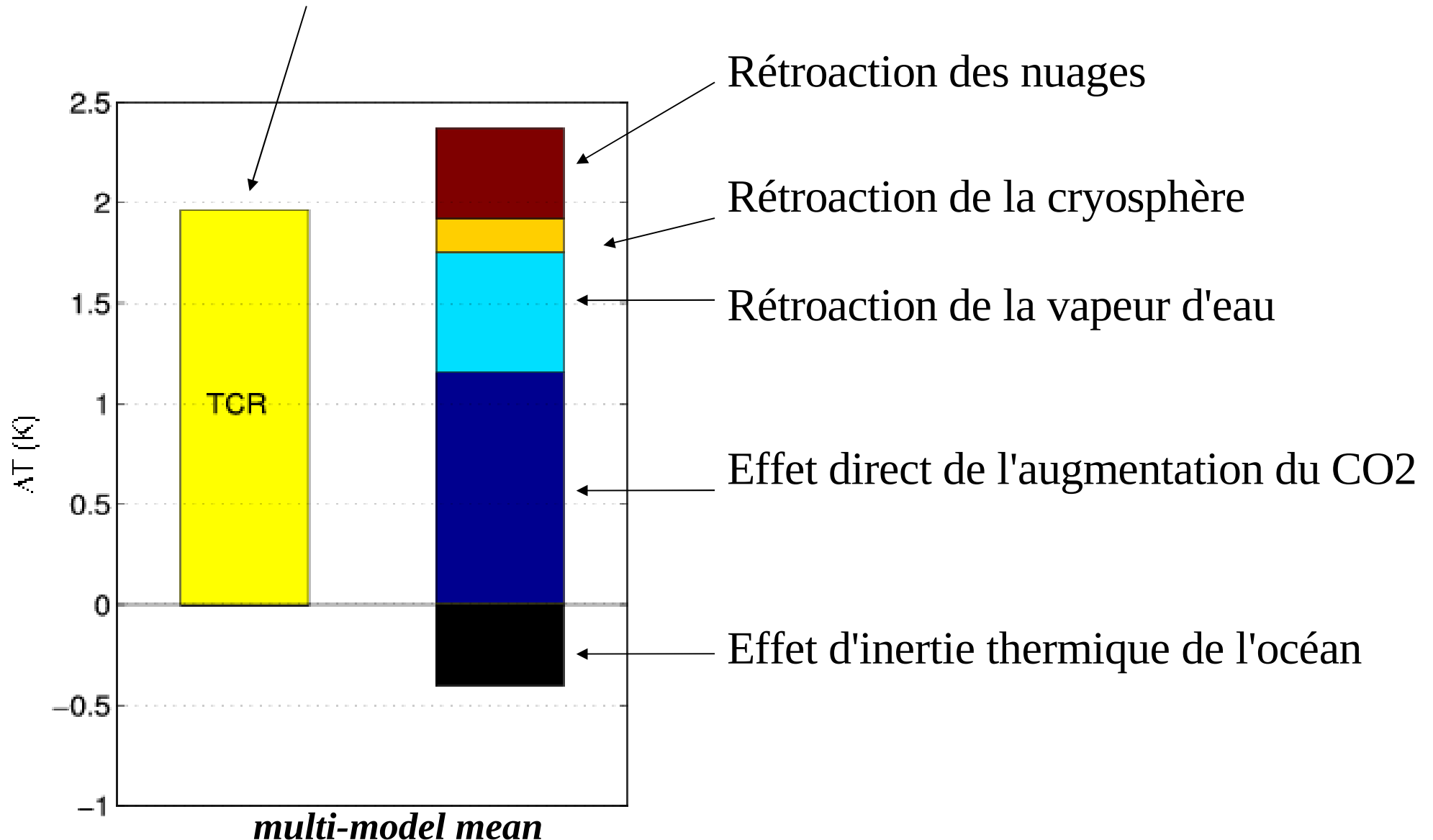
ΔT_s



(Webb et al., Clim. Dyn., 2005)

Importances des rétroactions

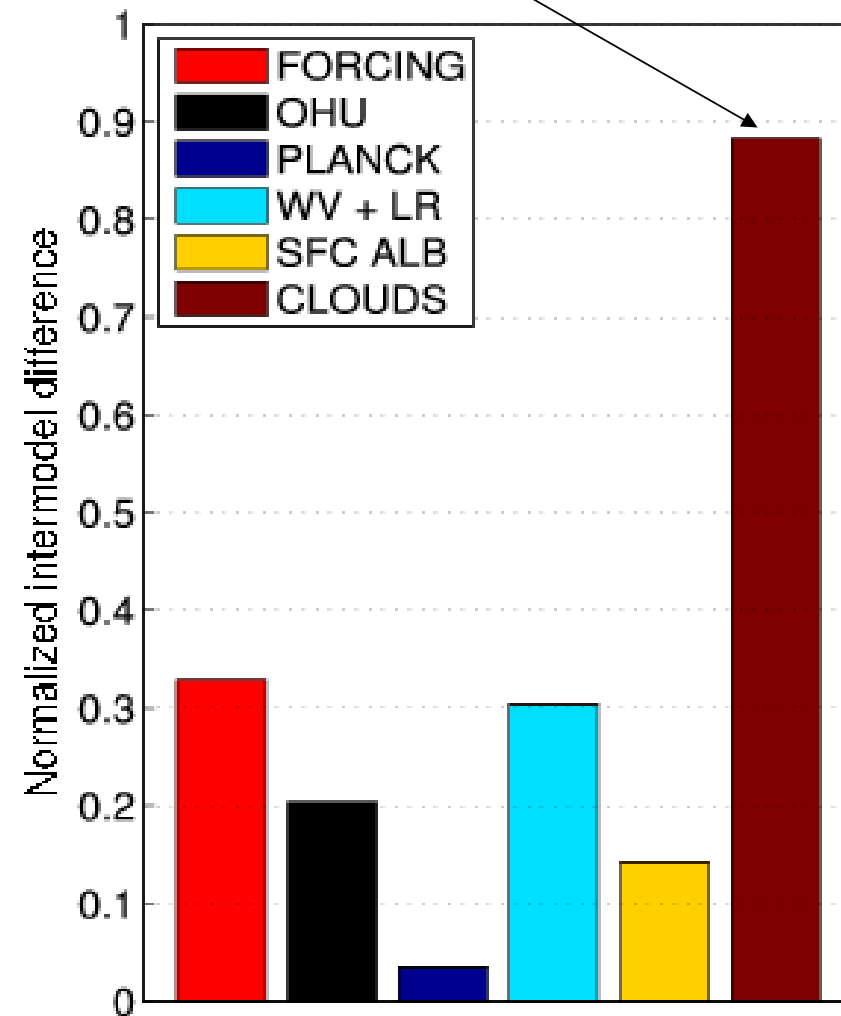
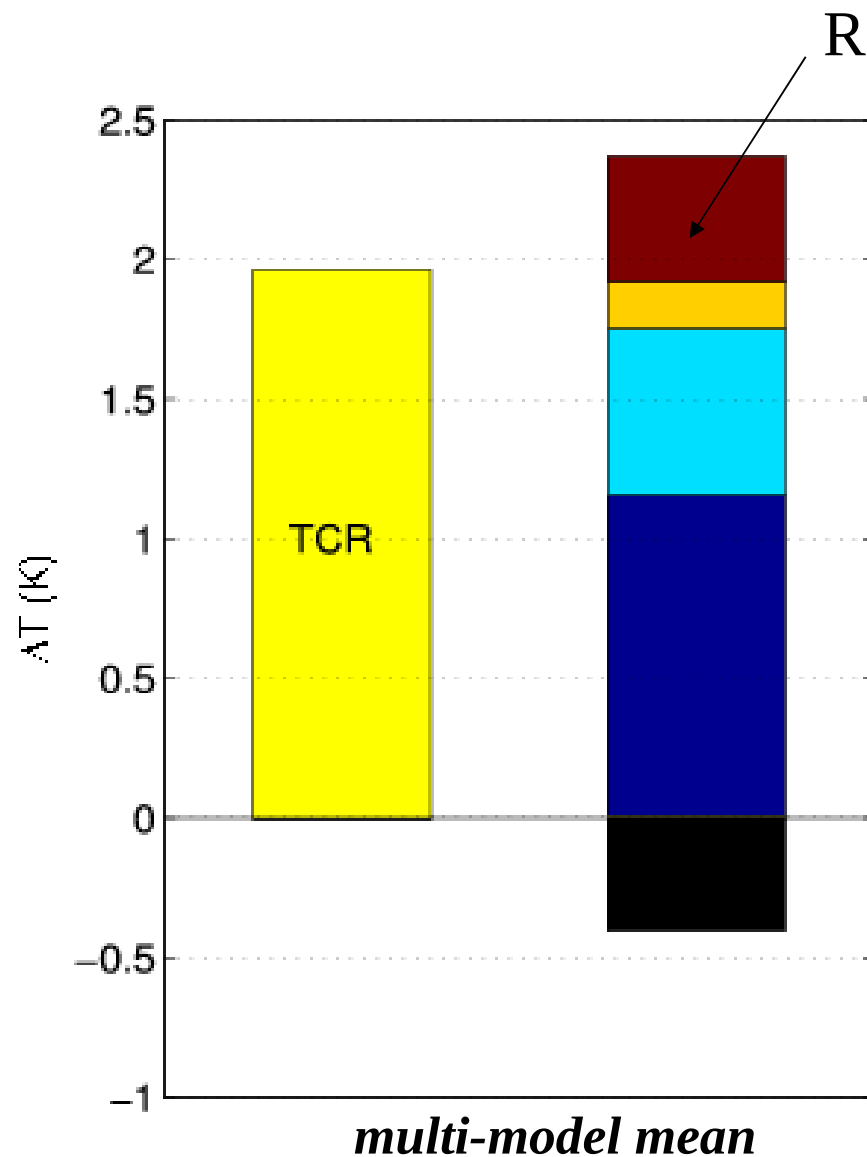
Réchauffement global pour un doublement de CO₂



Importances des rétroactions

Moyenne des modèles

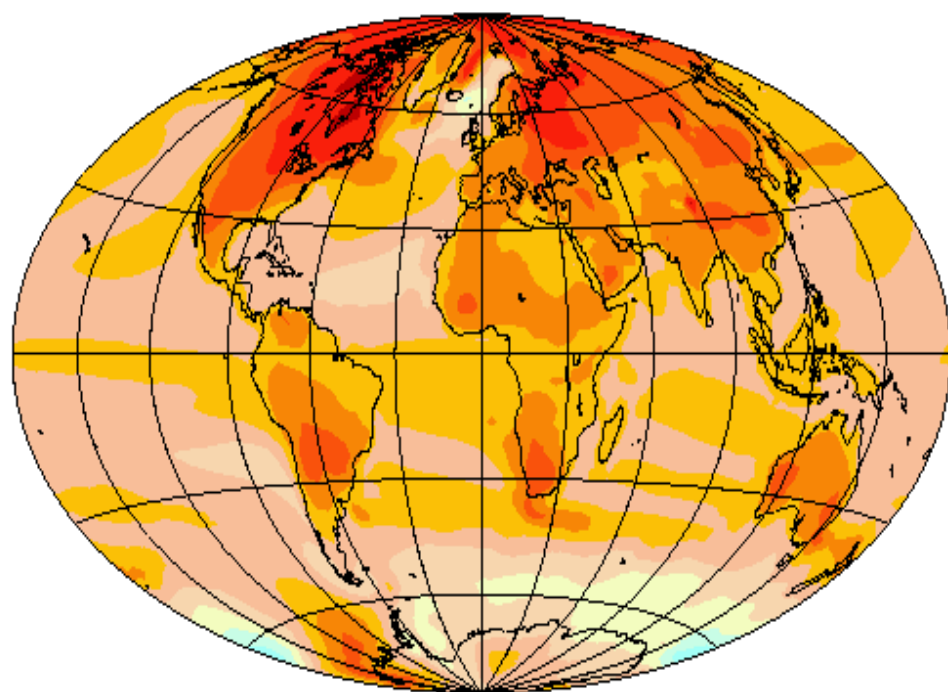
Dispersion entre les modèles



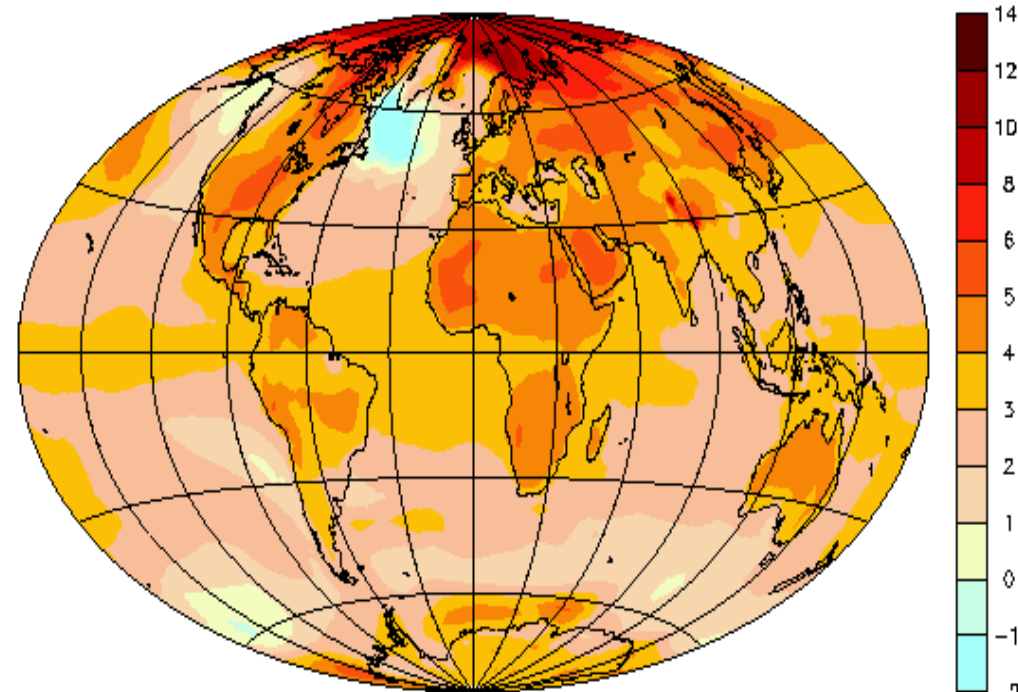
(Dufresne & Bony 2008)

Projection pour l'an 2100

Changement des températures pour le scénario A2



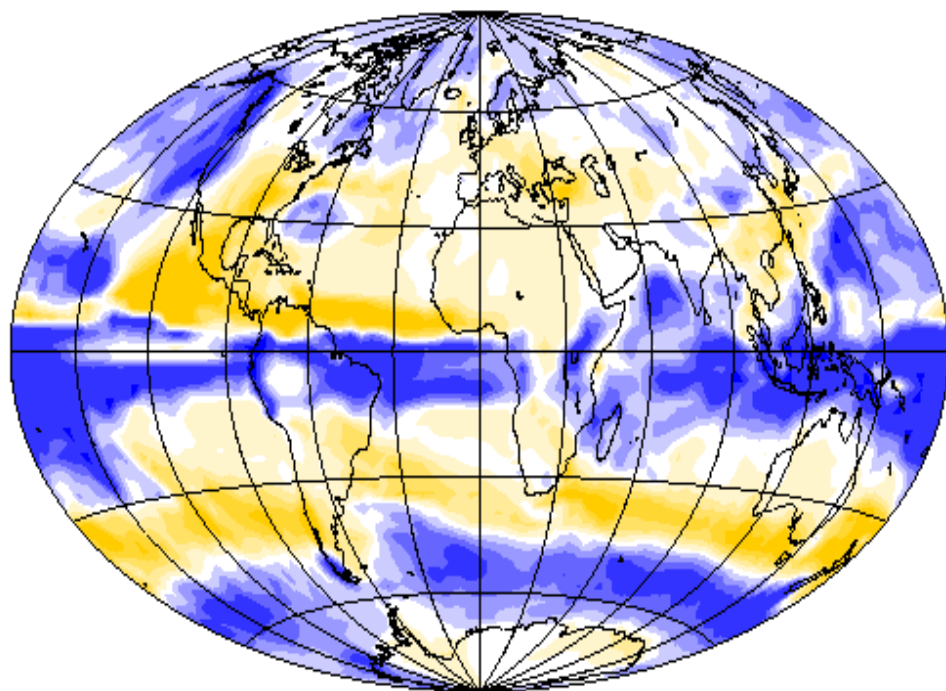
IPCC / IPSL – SRESA2 scenario – Anomalies de la température (deg C)
(2090–2099) comparée à (2000–2009)



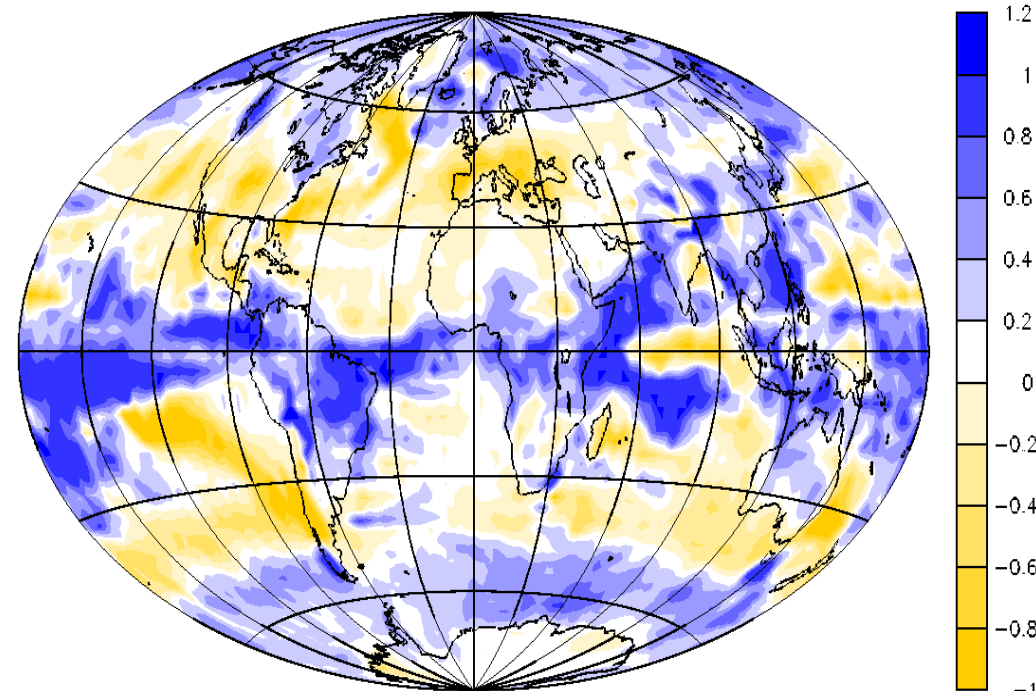
IPCC / CNRM – SRESA2 scenario – Anomalies de la température (deg C)
(2090–2099) comparée à (2000–2009)

Projection pour l'an 2100

Changement de précipitations pour le scénario A2



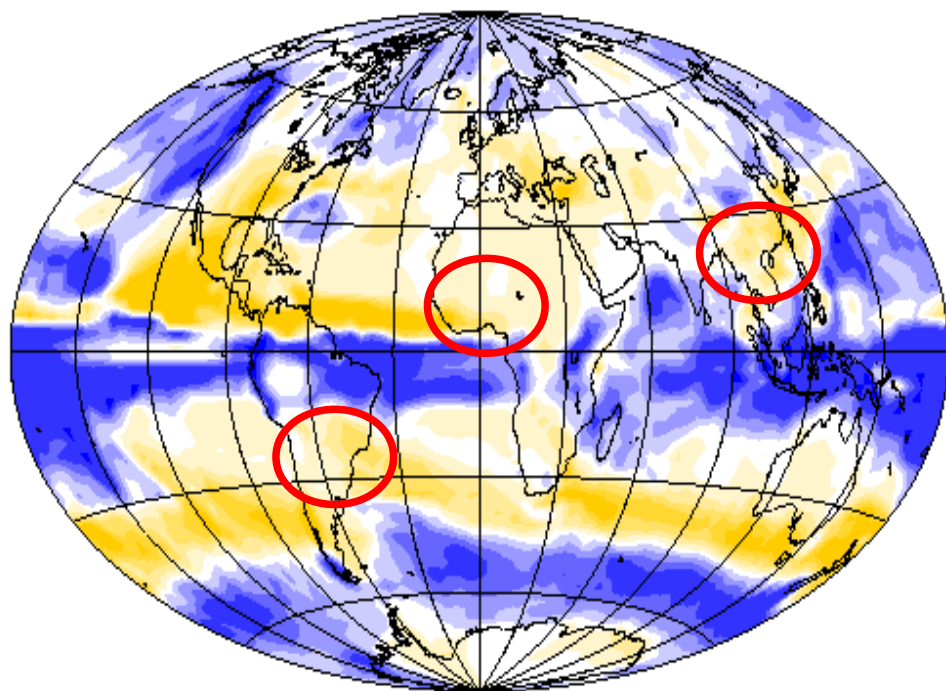
IPCC / IPSL – SRESA2 scénario – Anomalies de la precipitation (mm/jour)
(2090–2099) comparee a (2000–2009)



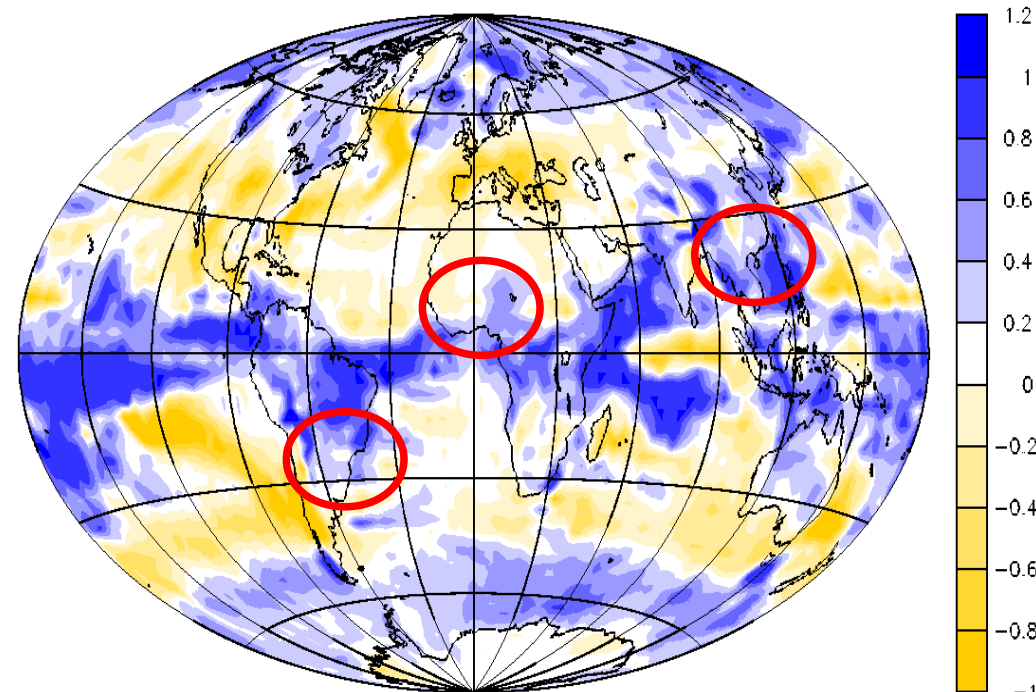
IPCC / CNRM – SRESA2 scénario – Anomalies de la precipitation (mm/jour)
(2090–2099) comparee a (2000–2009)

Projection pour l'an 2100

Changement de précipitations pour le scénario A2



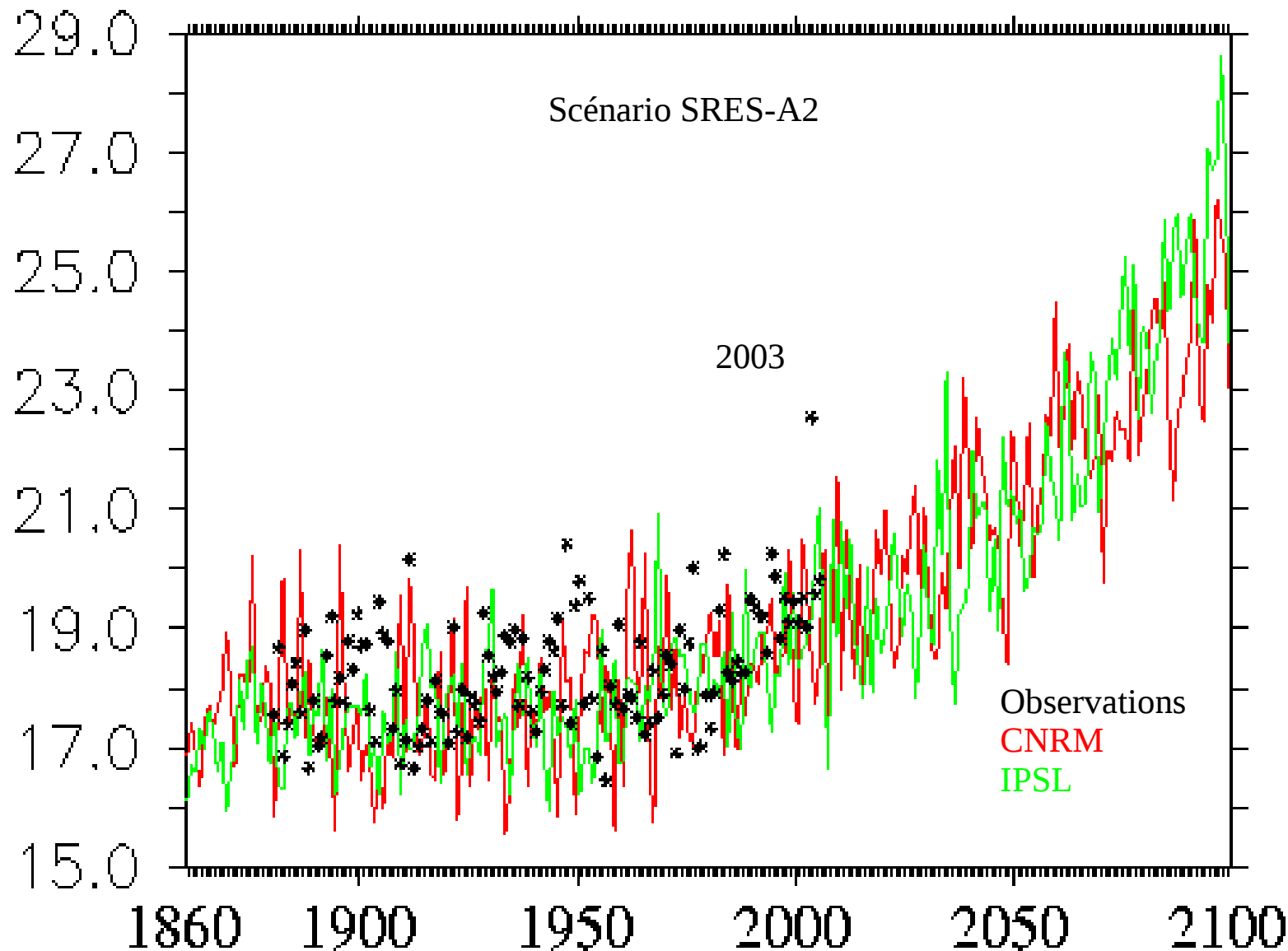
IPCC / IPSL – SRESA2 scénario – Anomalies de la precipitation (mm/jour)
(2090–2099) comparee a (2000–2009)



IPCC / CNRM – SRESA2 scénario – Anomalies de la precipitation (mm/jour)
(2090–2099) comparee a (2000–2009)

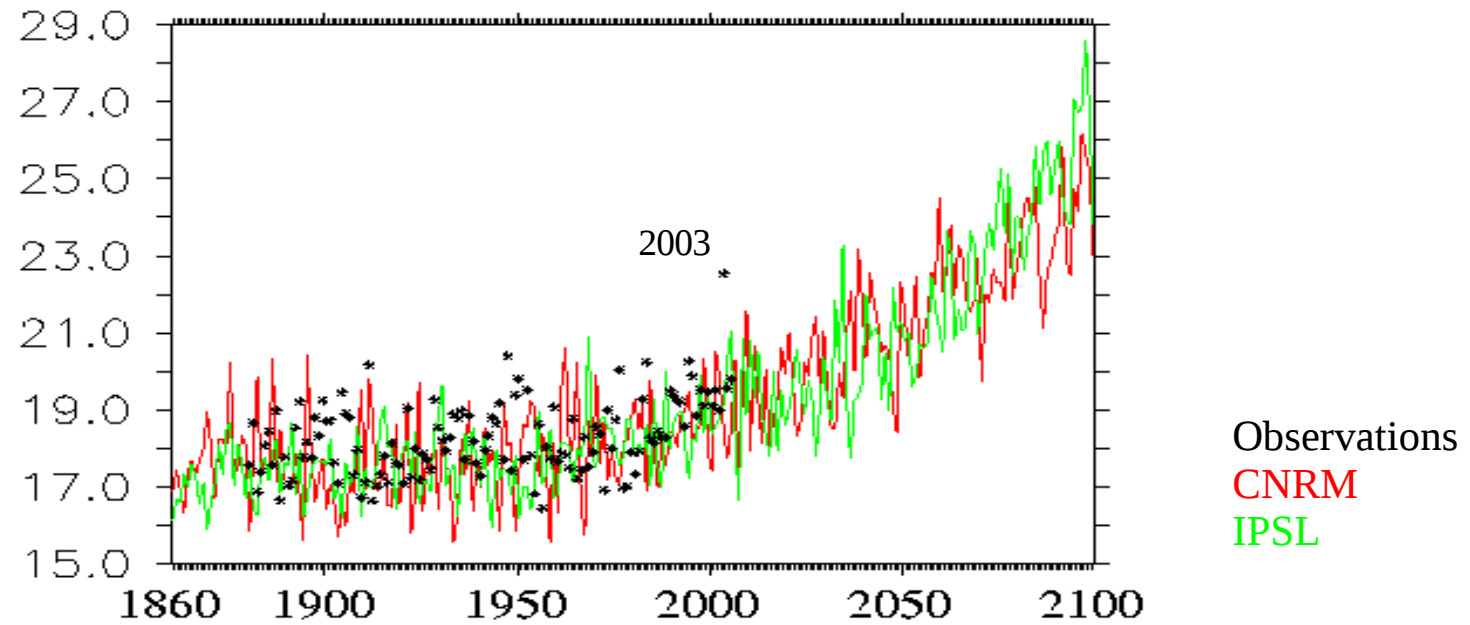
Que représentent des changements de température de quelques degrés?

Evolution de la température moyenne en été en France de 1860 à 2100

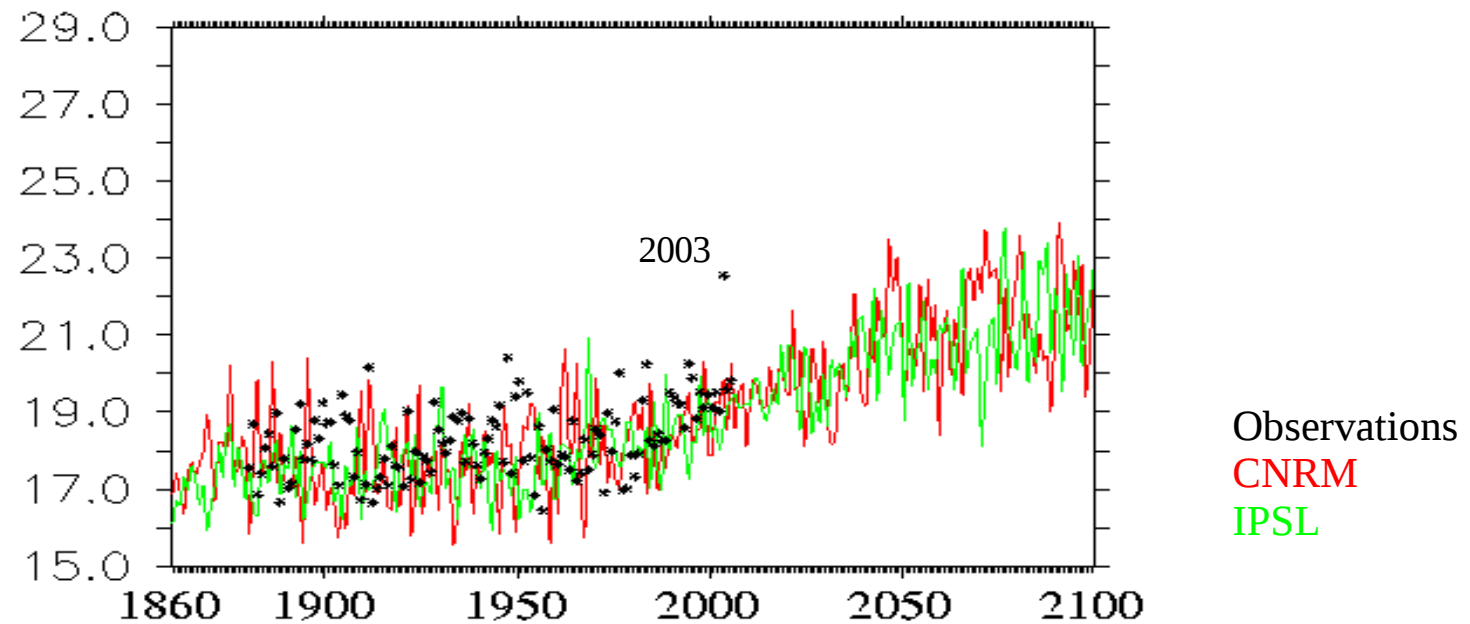


Température estivale, moyennée sur la France, pour deux scénarios

SRES-A2



SRES-B1



Conclusions

- **Physique du climat:** née il y a plus de 150 ans, s'est fortement développée depuis 50 ans et est maintenant une véritable discipline scientifique
- Le climat varie en réponse à des forçages externes (naturels ou anthropiques) ou du fait de sa variabilité propre (variabilité interne)
- Les forçages radiatifs associés à l'accroissement des gaz à effet de serre repose sur une physique solide, bien comprise et mise à l'épreuve tous les jours (télédétection, astrophysique...)
- Depuis 50 ans, le forçage radiatif dû à l'accroissement des gaz à effet de serre est nettement plus élevé que les forçages naturels
- Si les émissions de gaz à effet de serre continuent de croître, l'amplitude des forçages continuera de croître, contrairement aux forçages naturels

Conclusions

- On estime que les variations de température (de surface, de l'océan, de la basse et de la haute atmosphère) observées depuis quelques dizaines d'années ne peuvent pas être expliquées sans prendre en compte les perturbations anthropiques
- A forçage radiatif donné, l'incertitude des estimations des variations de température provient essentiellement des phénomènes de rétroactions internes au système climatique
- L'état actuel des connaissances scientifiques permet d'alerter d'un risque de réchauffement très significatif et très rapide au regard des variations de températures des derniers milliers d'année
- Un changement de température globale de quelques degrés s'accompagne de changements climatiques majeurs (pluies, extrêmes...)
- L'estimation de l'amplitude de ce réchauffement et des changements climatiques associés demeurent des sujets de recherches importants, mais dire que le climat ne changera ne repose pas sur des bases scientifiques

Fin

