

Effet de serre et changement climatique



Jean-Yves Grandpeix (& Jean-Louis Dufresne)

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

Cette presentation : http://www.lmd.jussieu.fr/~jyg/sft_2011_jyg.ppt

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

Ordres de grandeur

Données :

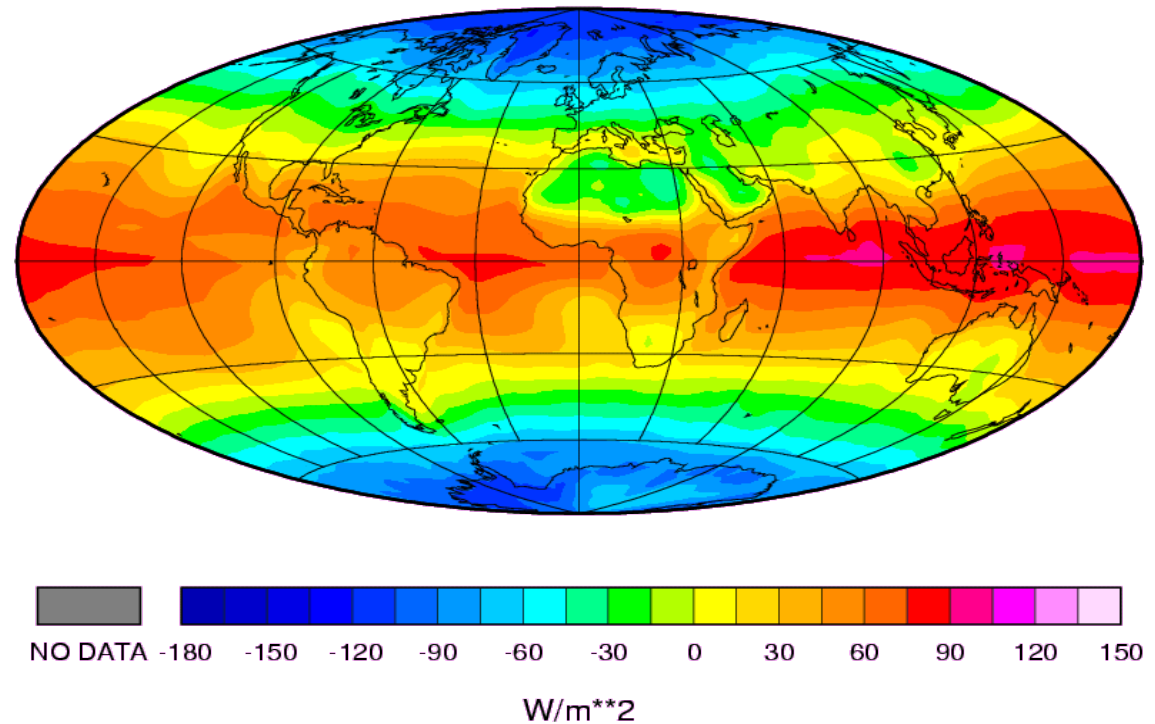
- Rayon terrestre : $R_t \simeq 6400 \text{ km}$
- Pression moyenne au sol : $p_{sol} \simeq 10^5 \text{ Pa}$
- Accélération de la pesanteur : $g \simeq 10 \text{ m s}^{-2}$

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

Conséquences :

1. Surface terrestre : $510 \cdot 10^6$ km²
2. Masse de l'atmosphère : $5.1 \cdot 10^{18}$ kg = $5.1 \cdot 10^6$ Gt (Giga tonne).
3. Masse de carbone dans 1 ppmv de CO₂ : 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 CO₂ 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 ; [CO₂] croît donc d'environ 2 ppmv par an.

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

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**

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

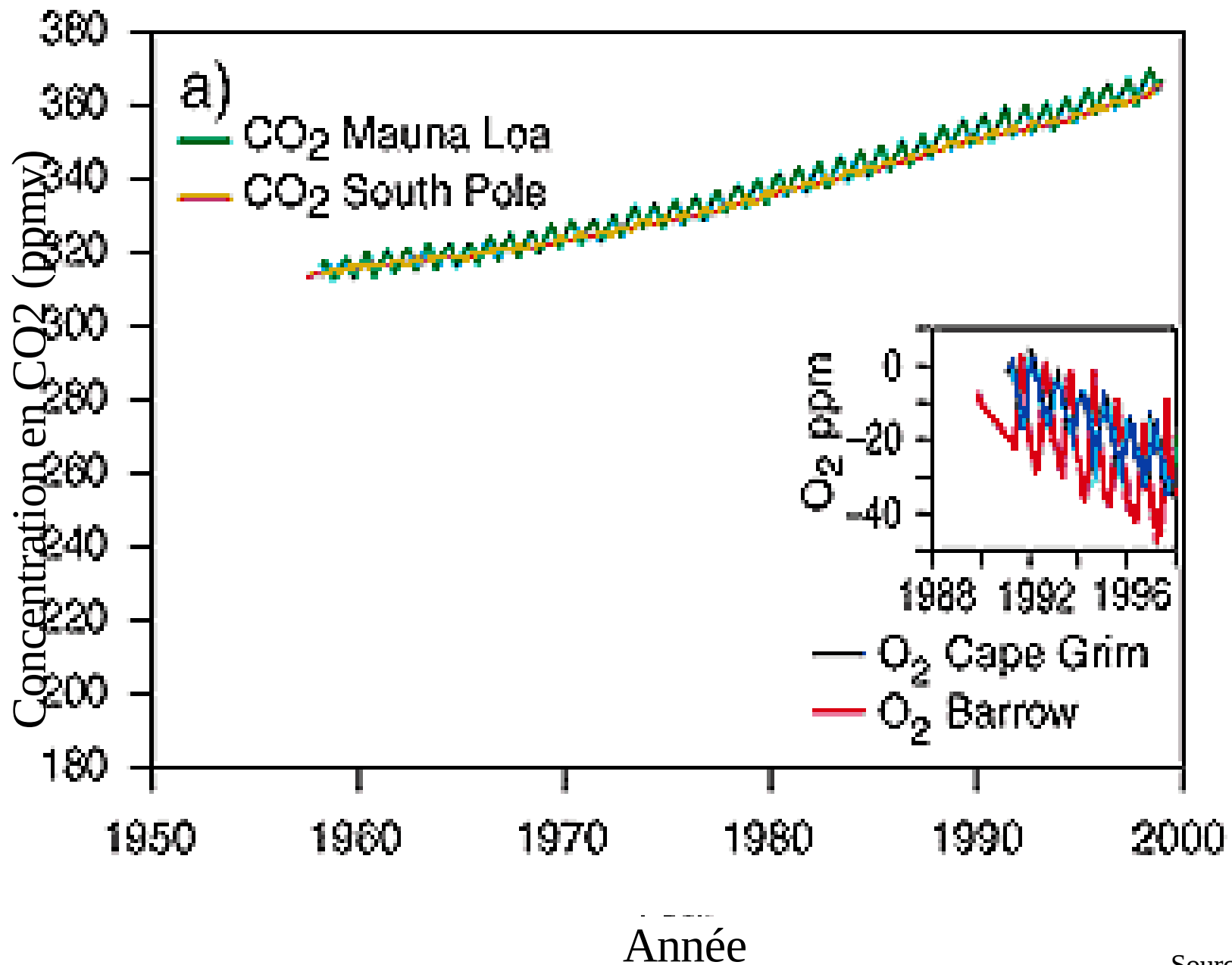
S. Arrhenius:

- Premier calcul de la température moyenne de la Terre
- Hypothèse de variations passées et éventuellement future de la concentration atmosphérique de CO₂
 - **Critique:** la Terre « régule » la concentration 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



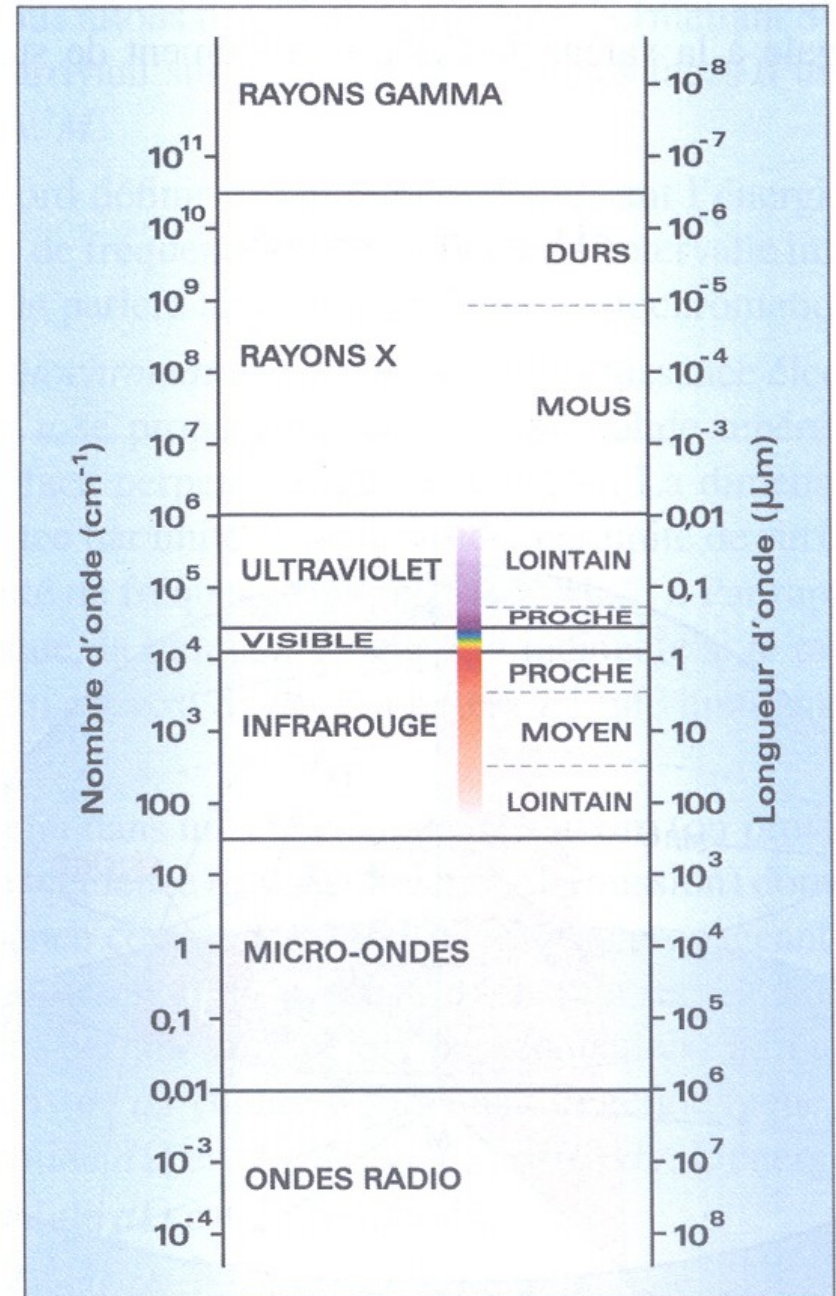
Plan

- 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:

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

T : température (K)

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

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

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

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

Émissivité = absorptivité, pour chaque longueur d'onde

$\epsilon = 1$ pour les matériaux parfaitement absorbant

$\epsilon = 0$ pour les matériaux parfaitement transparent

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

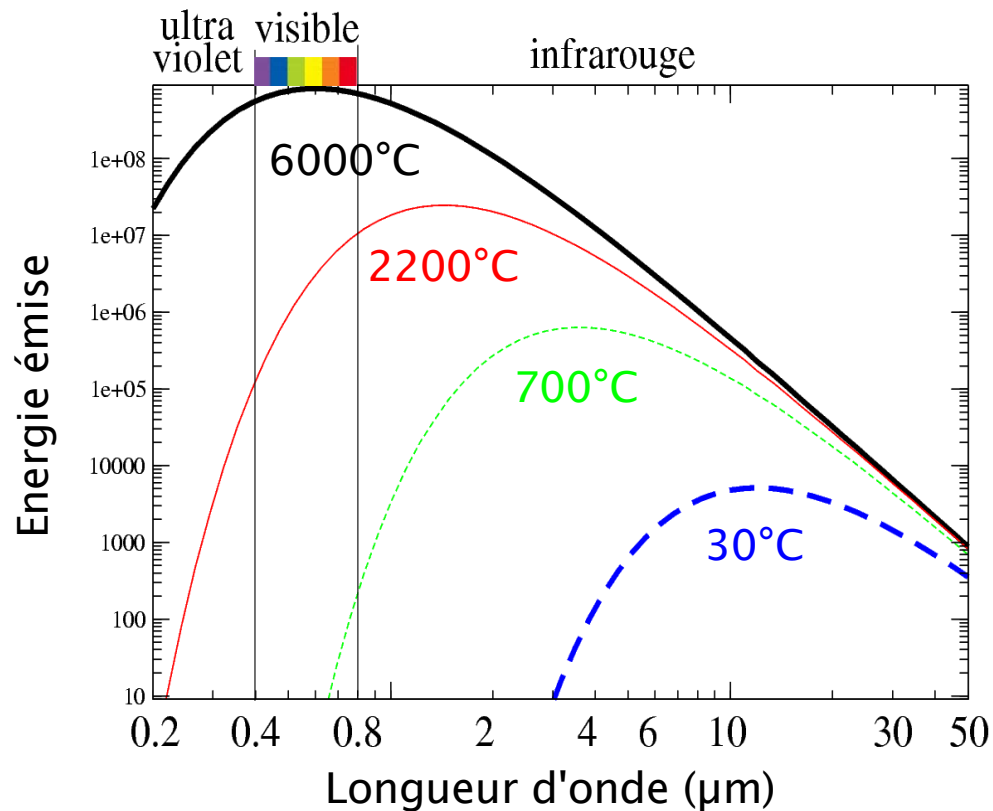
Absorption de rayonnement: transformation d'énergie radiative en énergie thermique (chimique, électrique...). Par ex: plaque noire au soleil.

Spectre d'émission

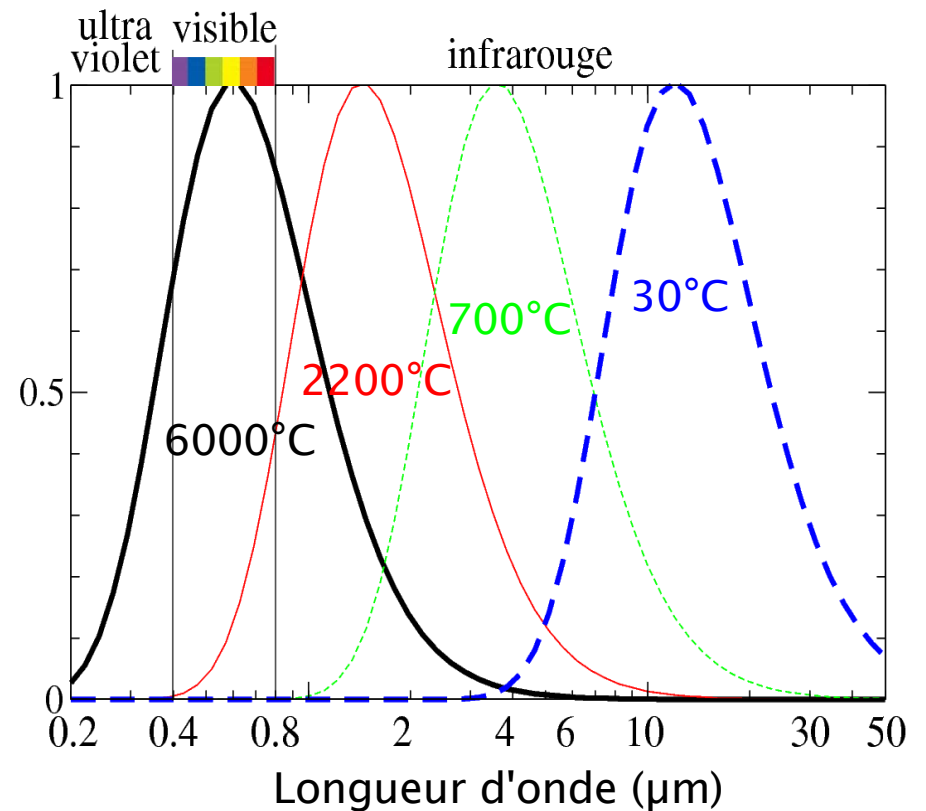
Énergie émise (fonction de Planck) en fonction de la longueur d'onde (ou spectre d'émission), pour différentes températures:

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

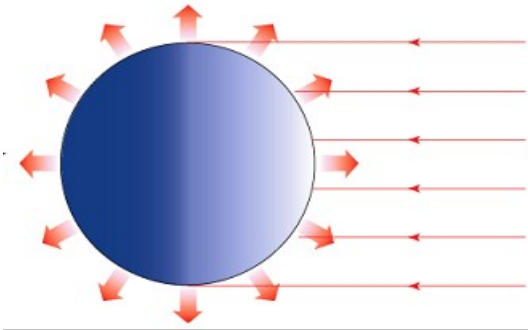
Spectres d'émission



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

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

$$\sigma T_e^4 = \frac{1}{4} (1-A) F_0$$

T_e : Température d'équilibre radiatif

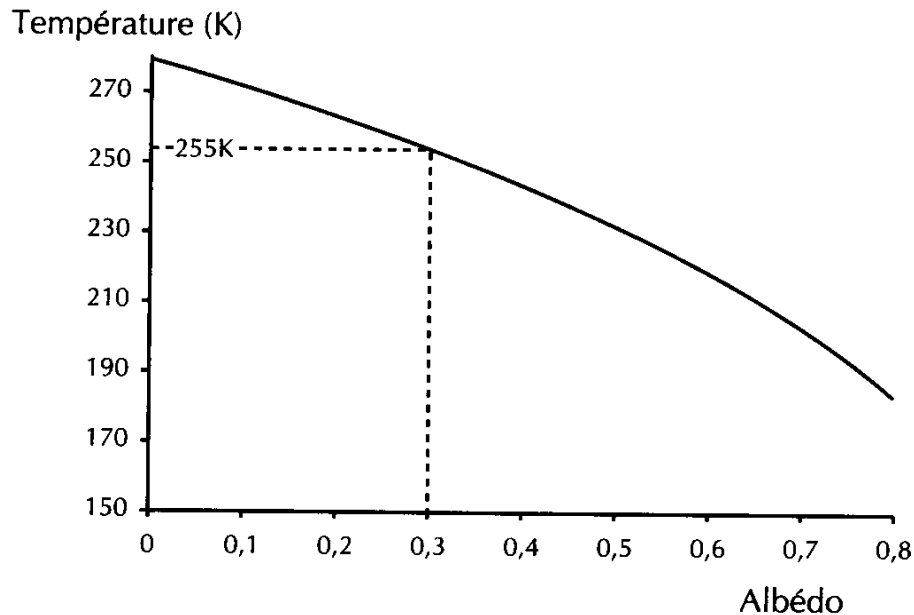
A : albédo planétaire

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

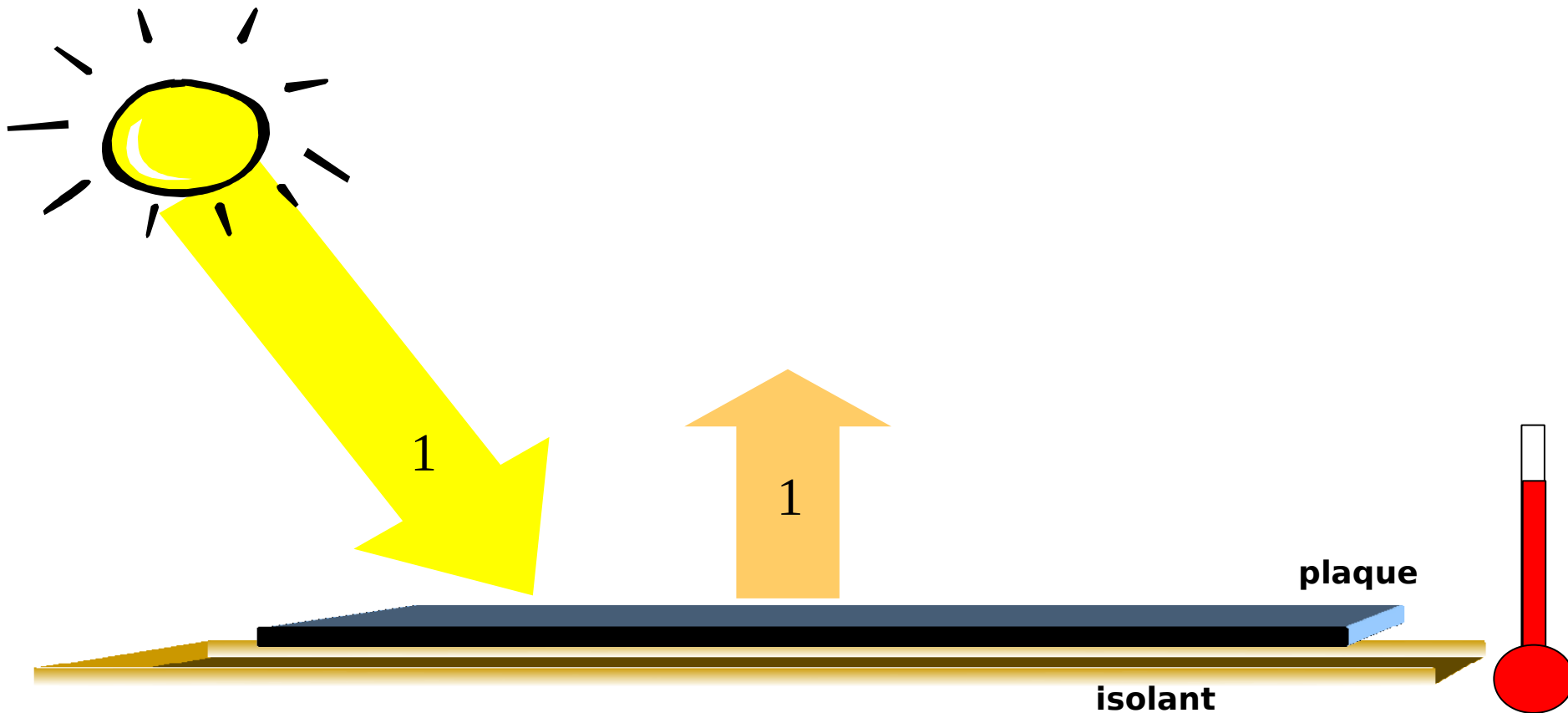
Neige fraîche	75 à 95%
Surface de la mer	2 à 7 %
Sol sombre	5 à 15%
Cultures	15 à 25%

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).

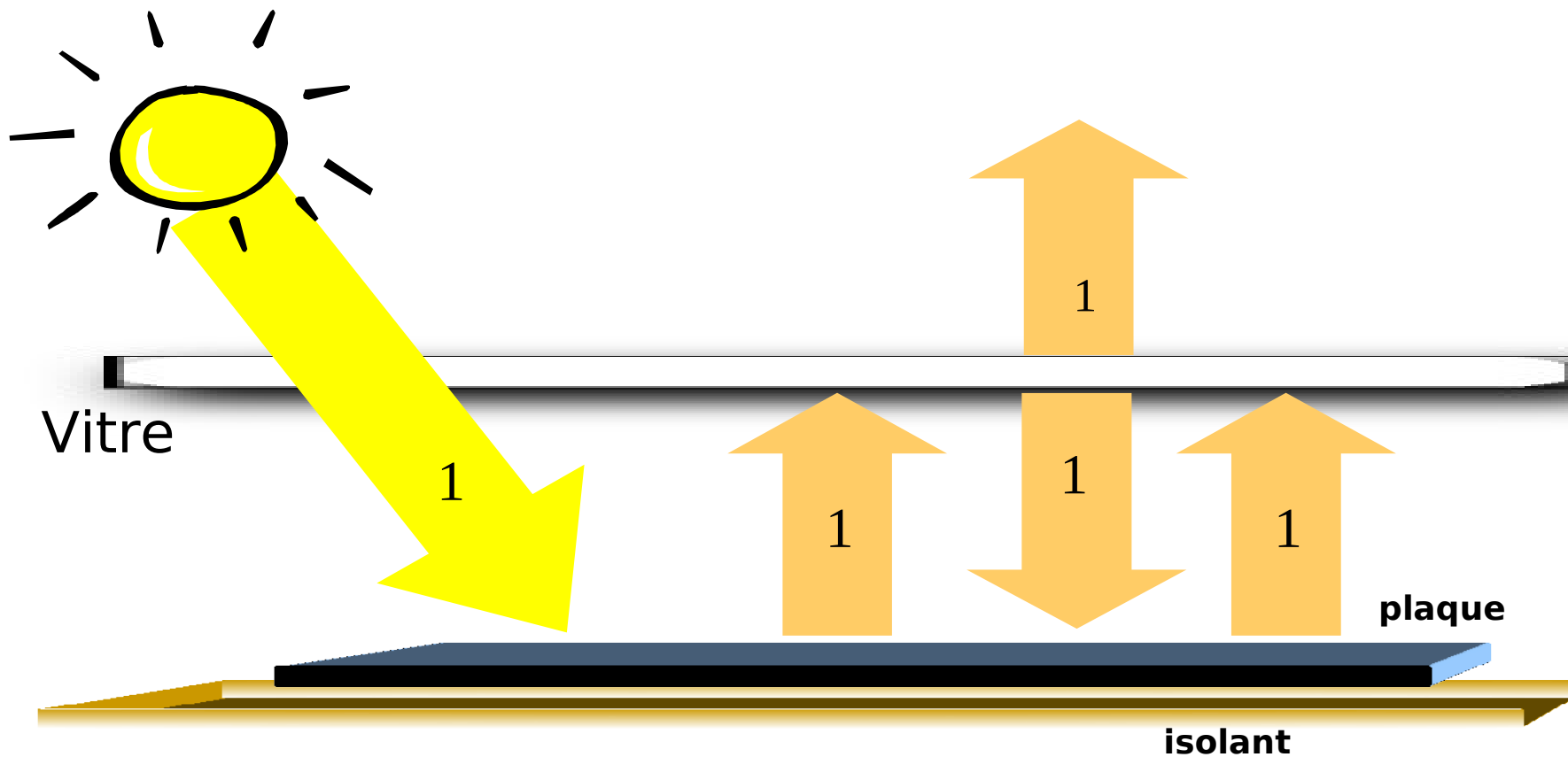
La température de surface plus élevée (environ 15°C) est due à l'effet de serre.

Effet de serre à une vitre idéalisée



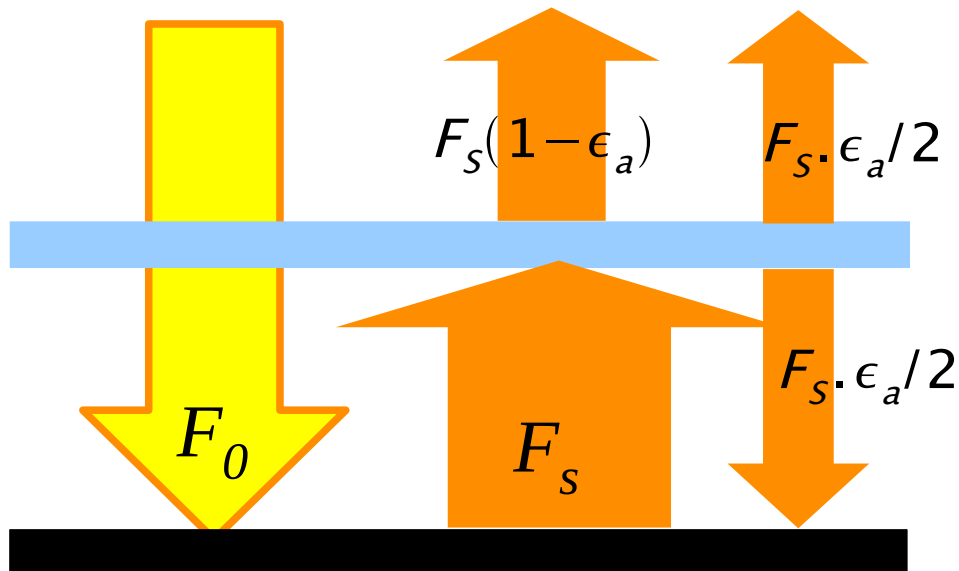
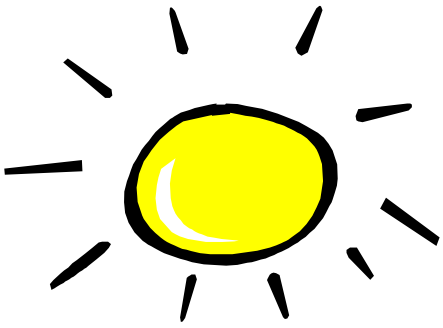
Température d'équilibre d'une plaque au soleil est atteinte lorsqu'elle perd autant d'énergie par émission de rayonnement infrarouge qu'elle en gagne par absorption de rayonnement solaire.

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

On a alors:

$$\sigma T_s^4 = F_s$$

$$F_s = F_0 + F_s \cdot \epsilon_a / 2$$

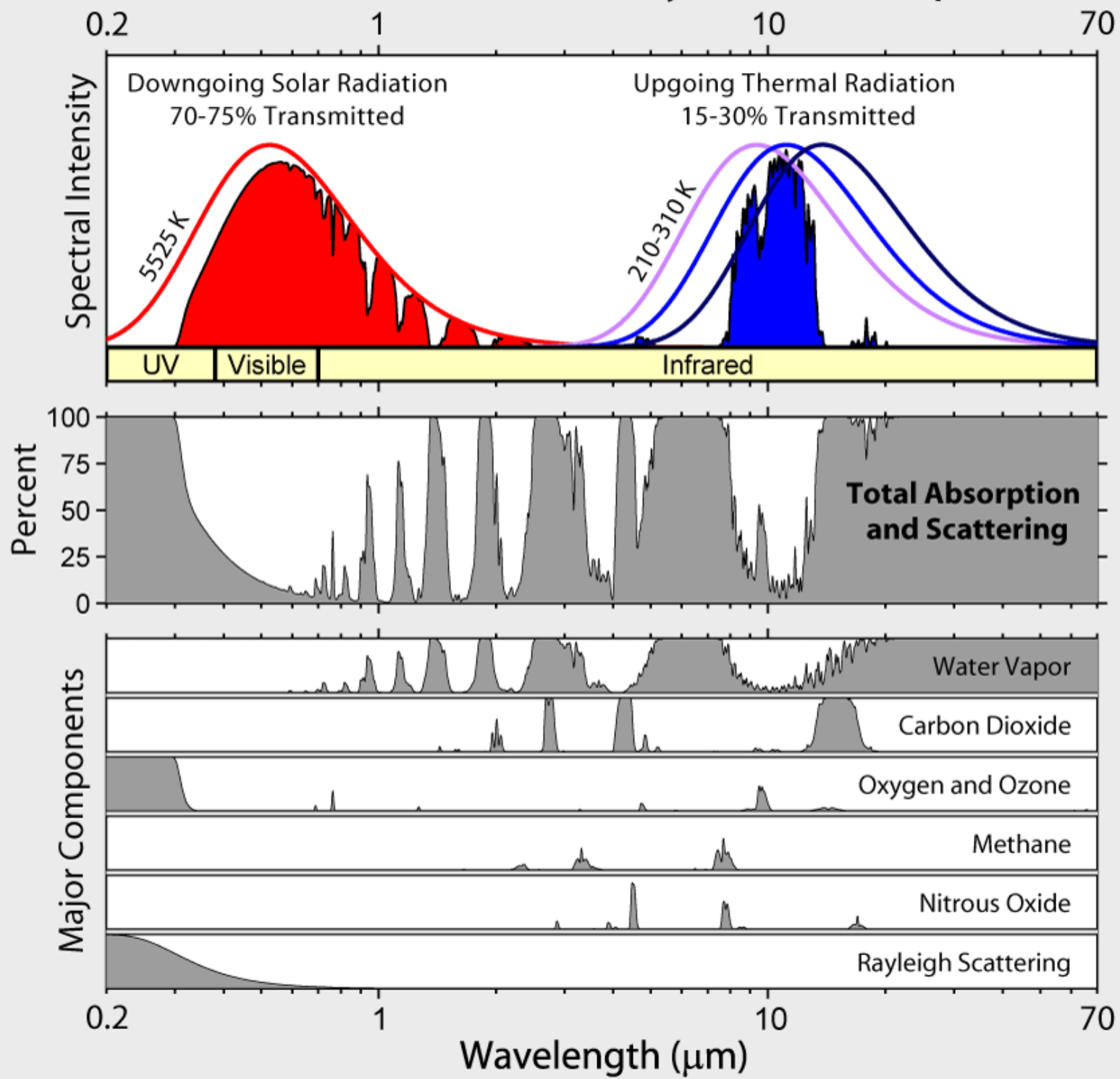
$$\sigma T_a^\xi = F_s \cdot \epsilon_a / 2$$

D'où:

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

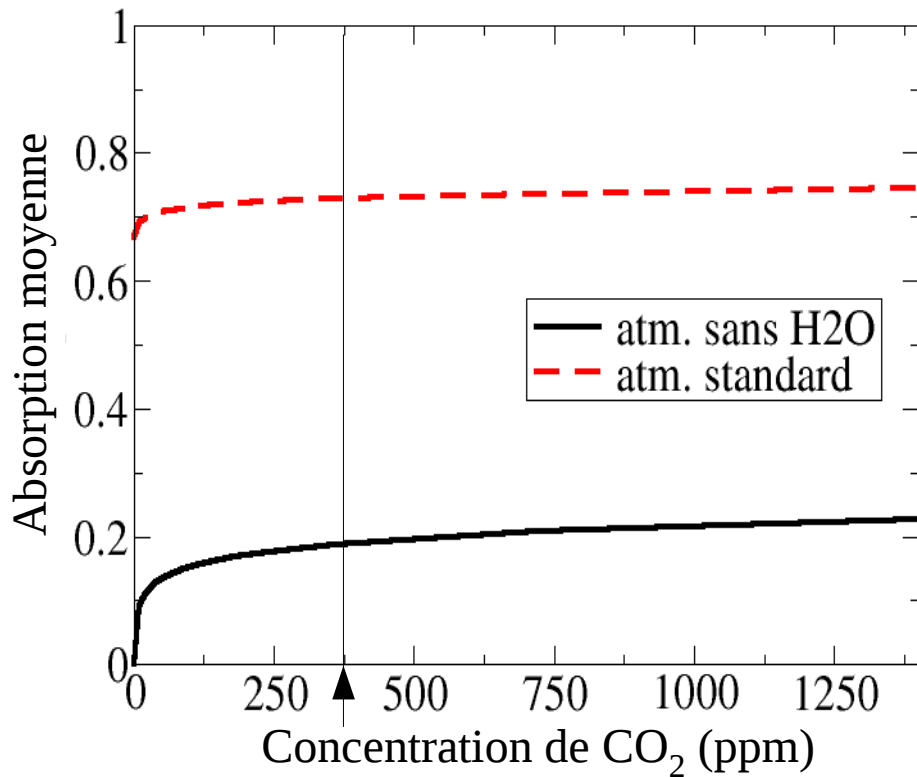
- Dans un modèle de serre à une couche, isotherme (utilisé par S. Arrhenius), la température de surface dépend directement de l'émissivité de la couche.
- Nous allons montrer que ce modèle n'est pas adapté aux milieux très absorbants, lorsque l'absorption est « saturée »

Radiation Transmitted by the Atmosphere

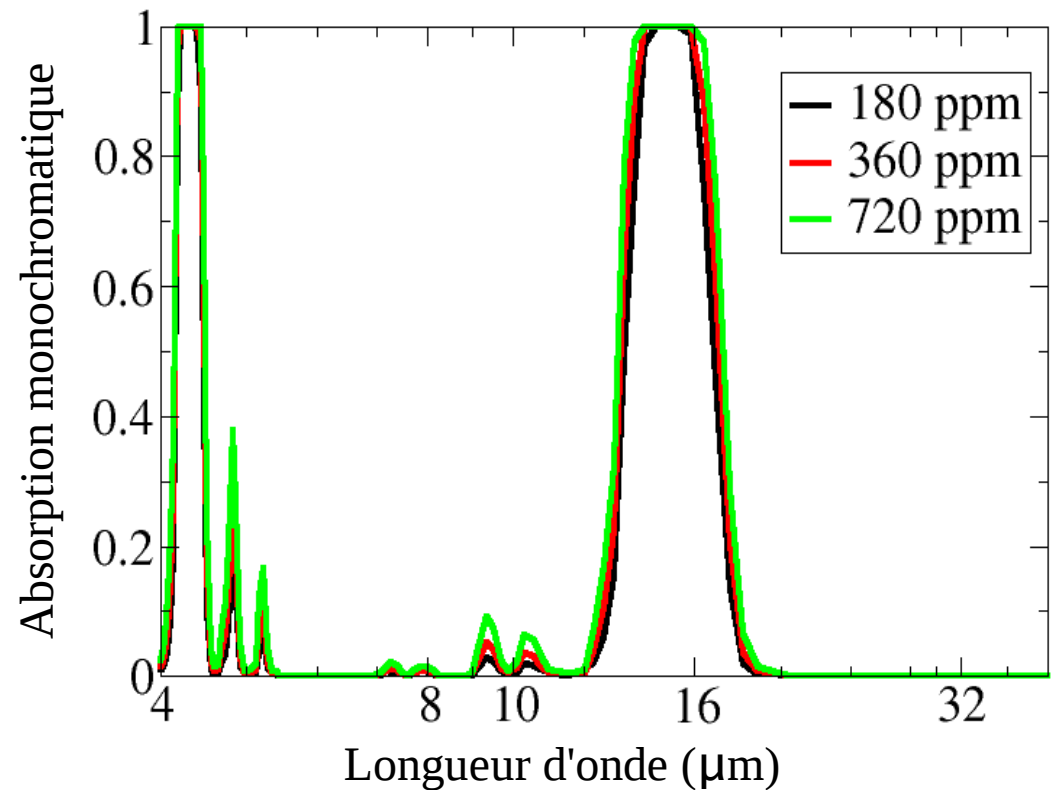


Effet de « saturation »

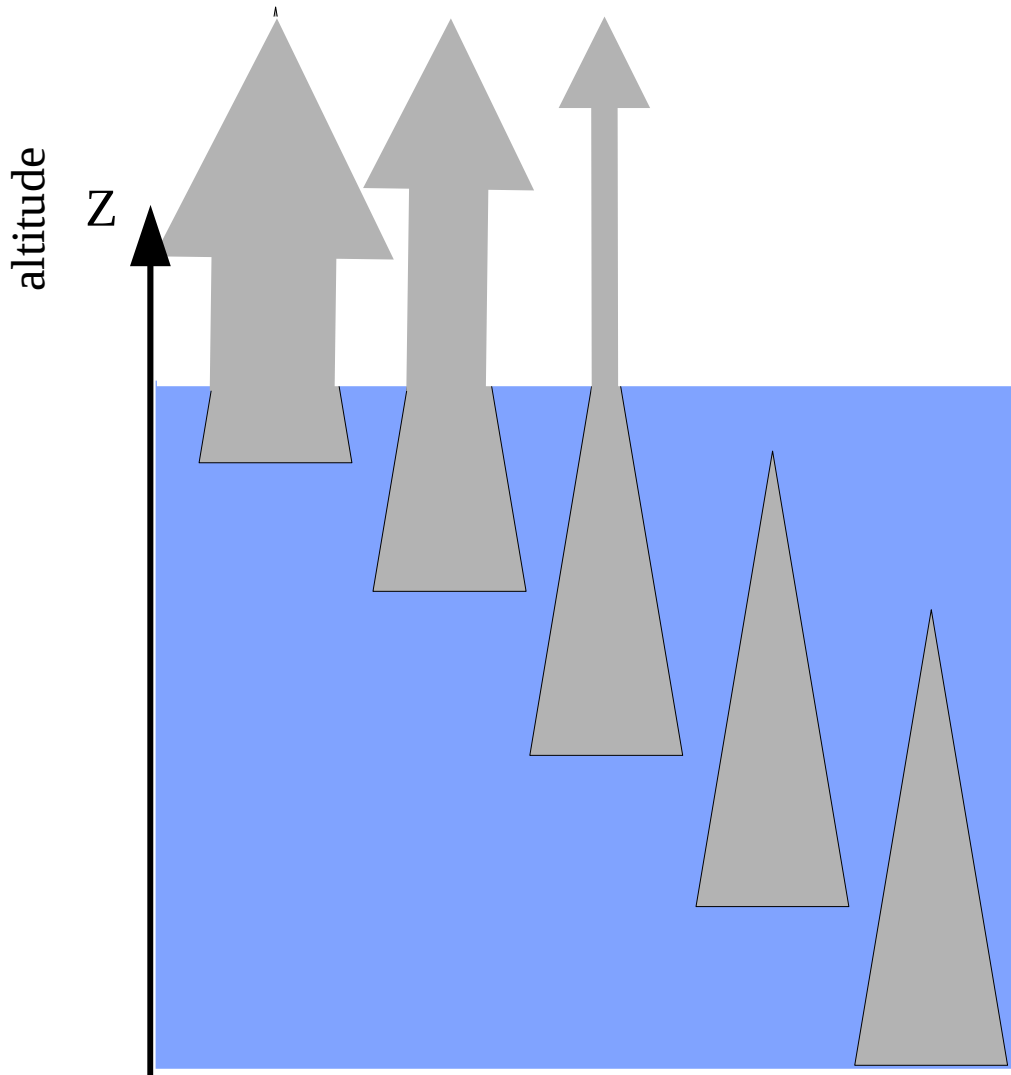
Absorption de l'atmosphère **moyennée** sur le domaine infra-rouge en fonction du CO_2 , pour différentes valeurs de H_2O



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



Altitude d'émission



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

$$\frac{\partial \Psi_{\nu}(z)}{\partial m} = \underbrace{\kappa_{\nu} B_{\nu}(T)}_{\text{flux émis}} \underbrace{\exp(-\kappa_{\nu} \cdot M(z))}_{\text{transmissivité}}$$

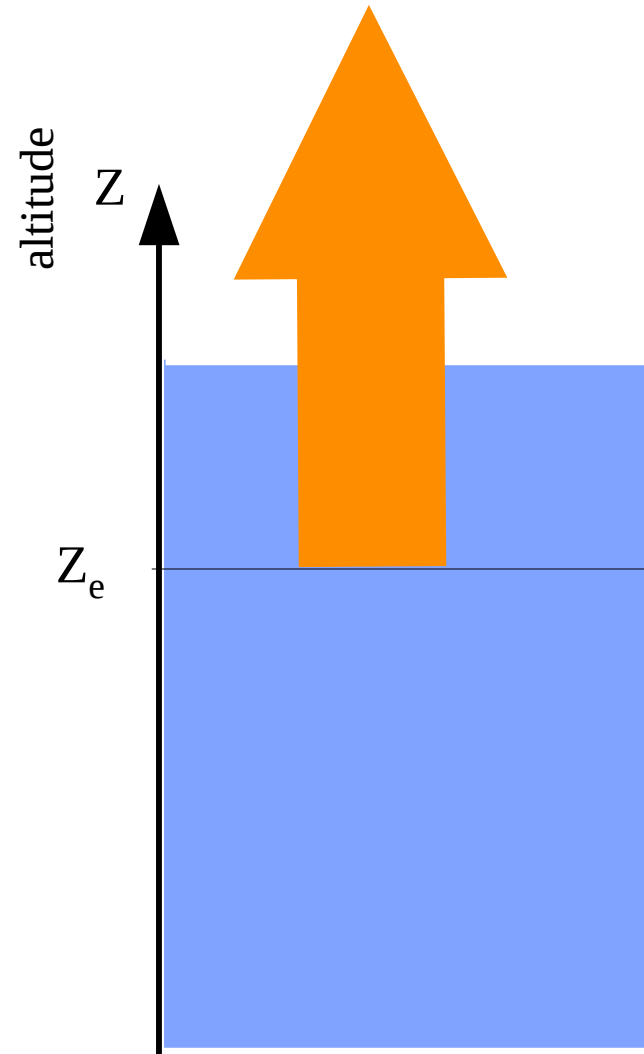
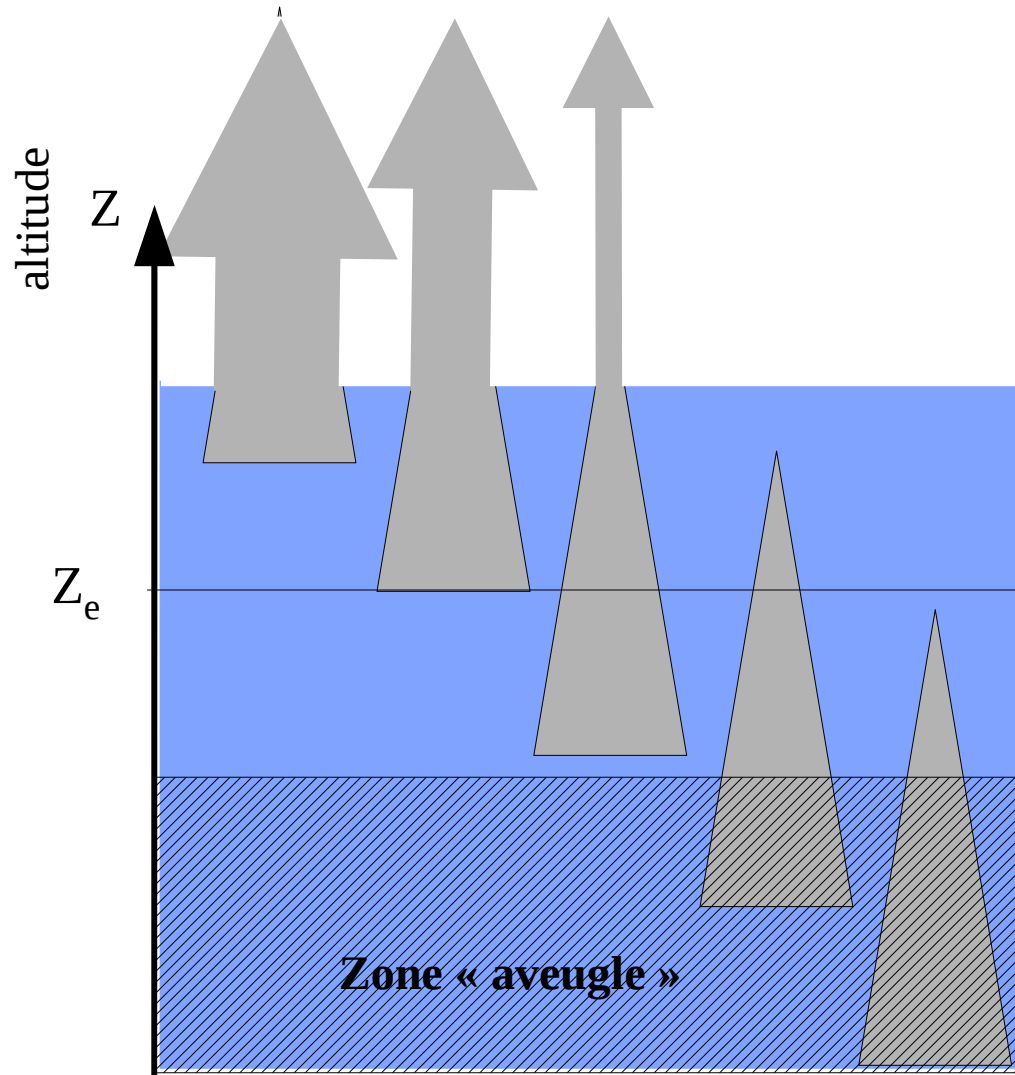
avec:

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

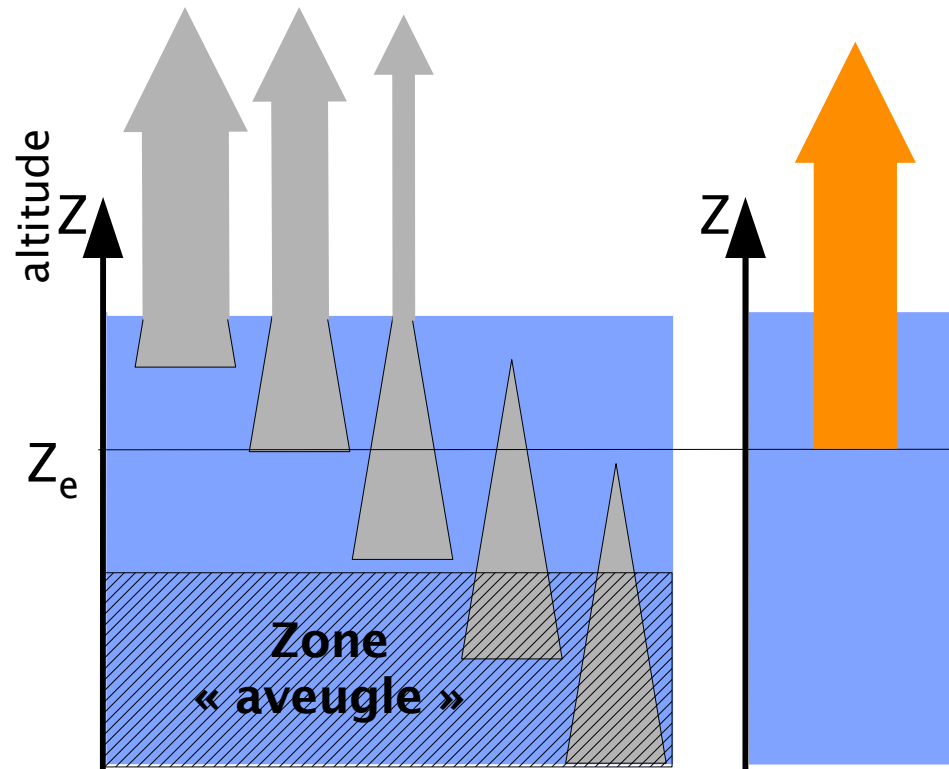
κ_{ν} : coefficient d'absorption par unité de masse

$B_{\nu}(T)$: fonction de Planck

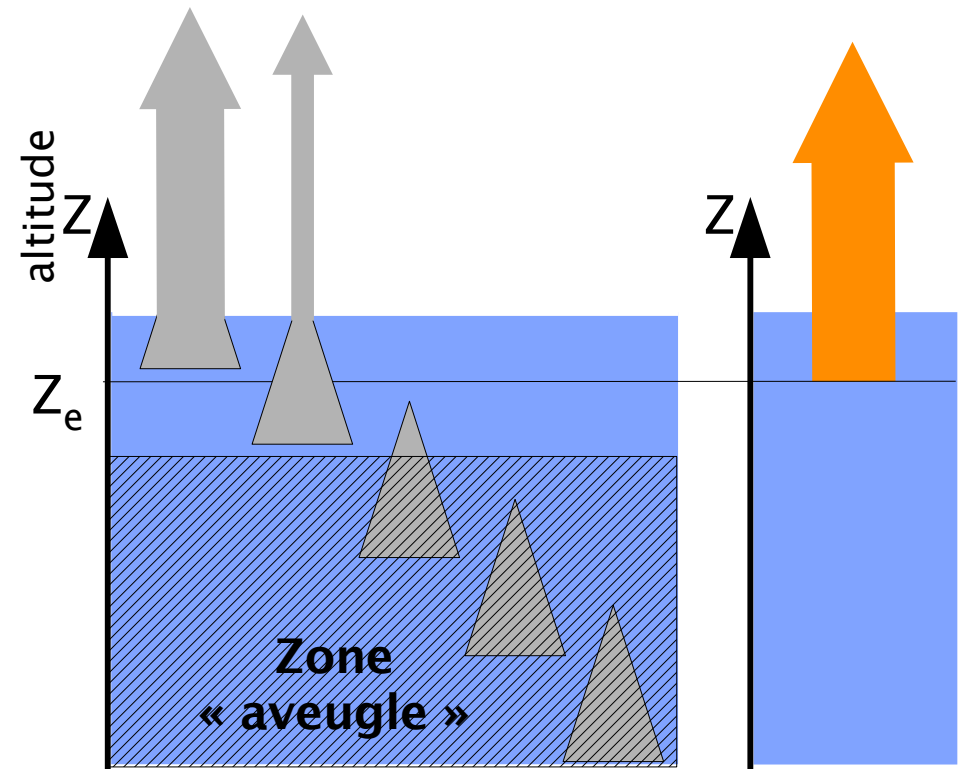
Altitude d'émission



Altitude d'émission



Configuration de référence

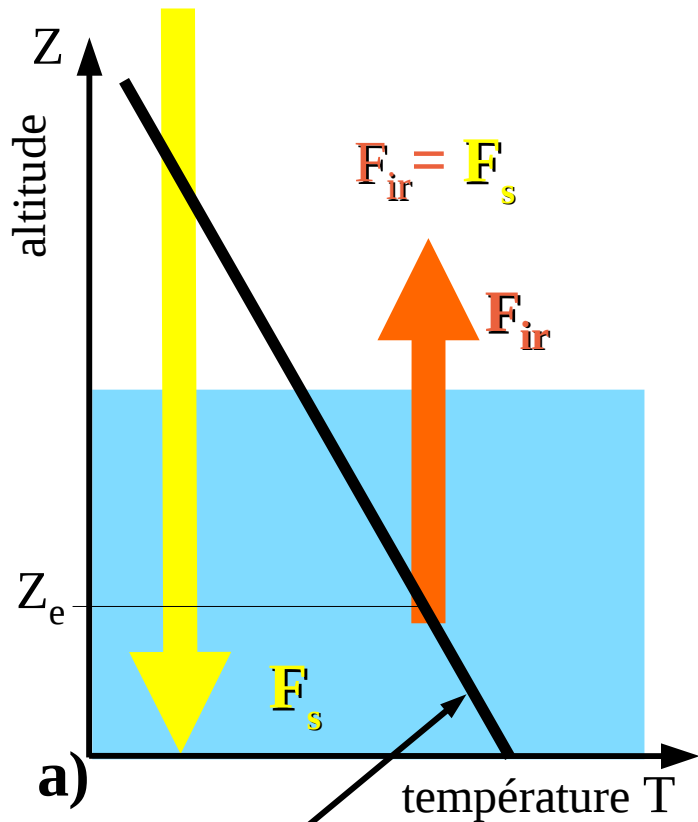


Doublement de la quantité d'absorbant

Effet de serre dans une atmosphère stratifiée.

Rayonnement solaire net F_s

Rayonnement IR sortant F_{ir}



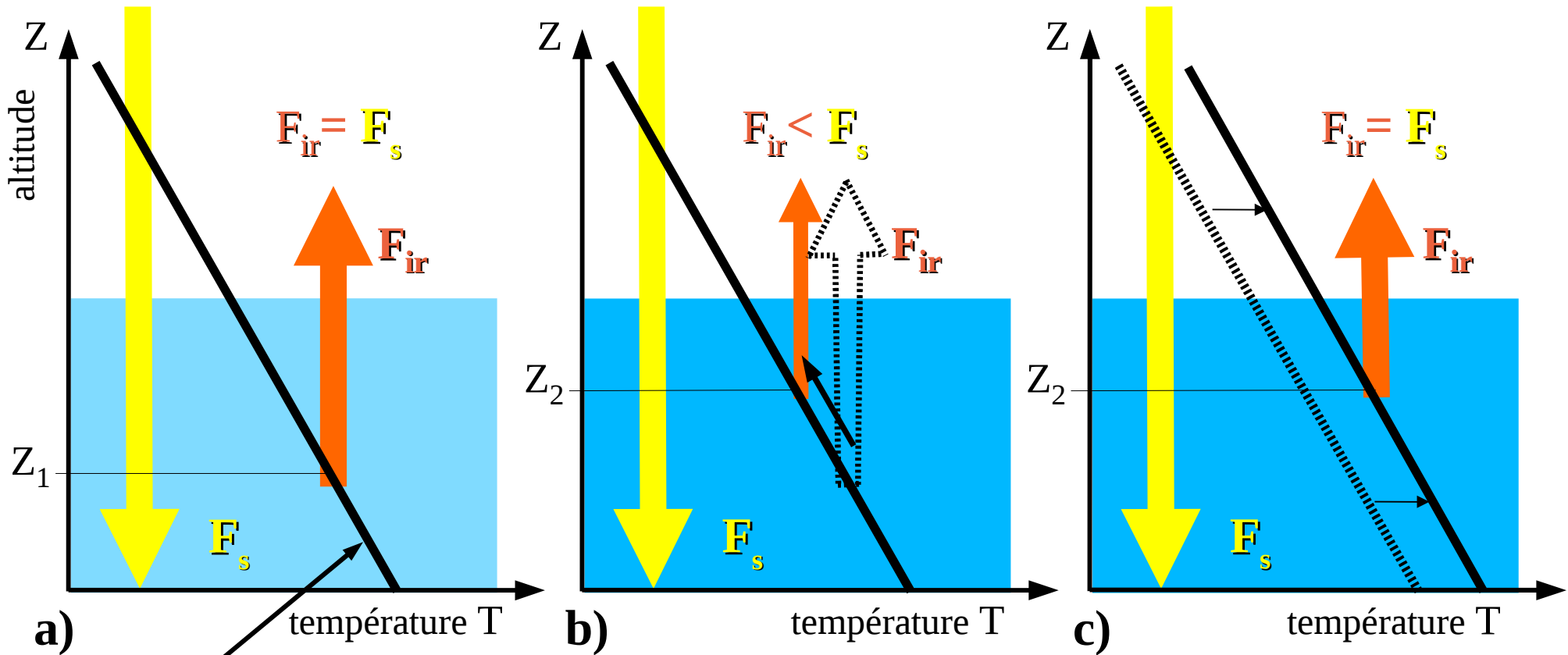
Z_e : altitude d'émission vers l'espace

dT/dz fixé
par convection

Effet de serre dans une atmosphère stratifiée.

F_s Rayonnement solaire net

F_{ir} Rayonnement IR sortant



dT/dz fixé
par convection

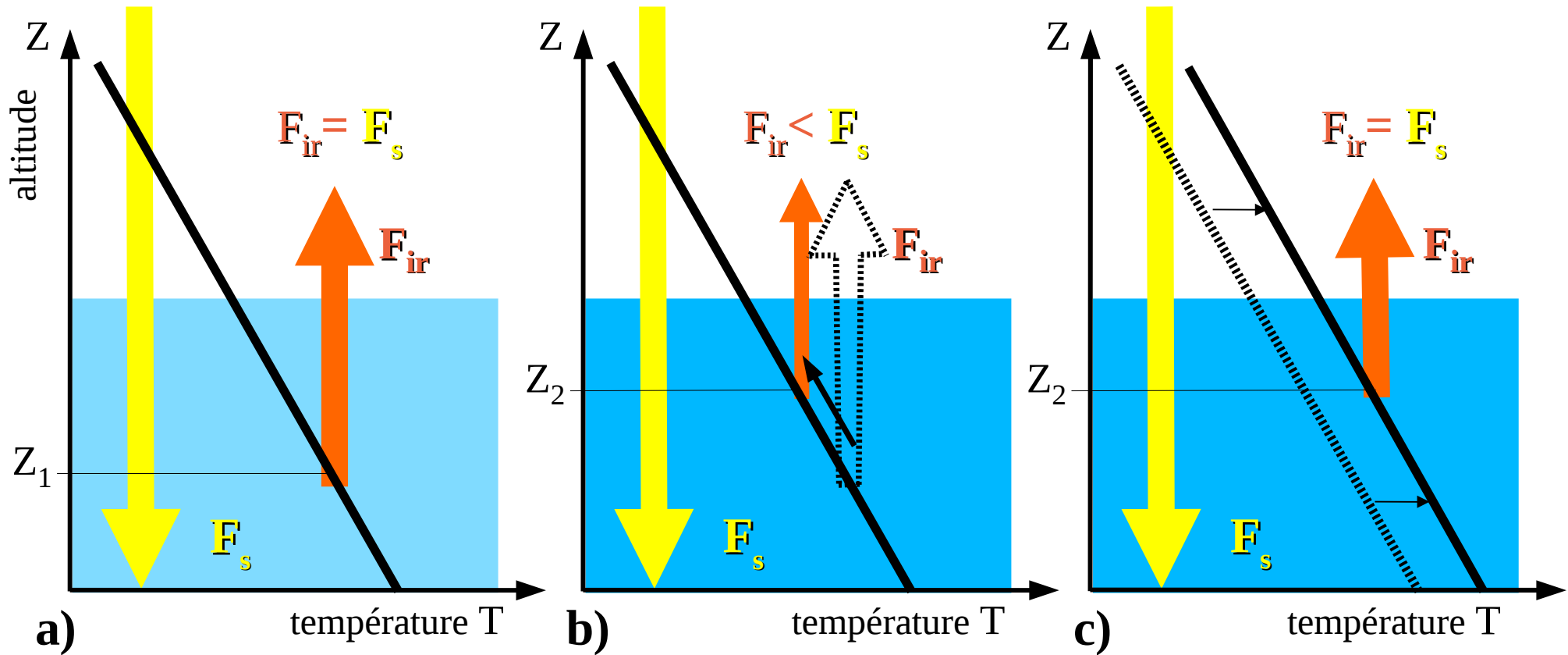
GES (CO_2) augmente, Z_e
augmente, T_e diminue:
Rayonnement sortant plus
faible.

$T(z)$ 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)

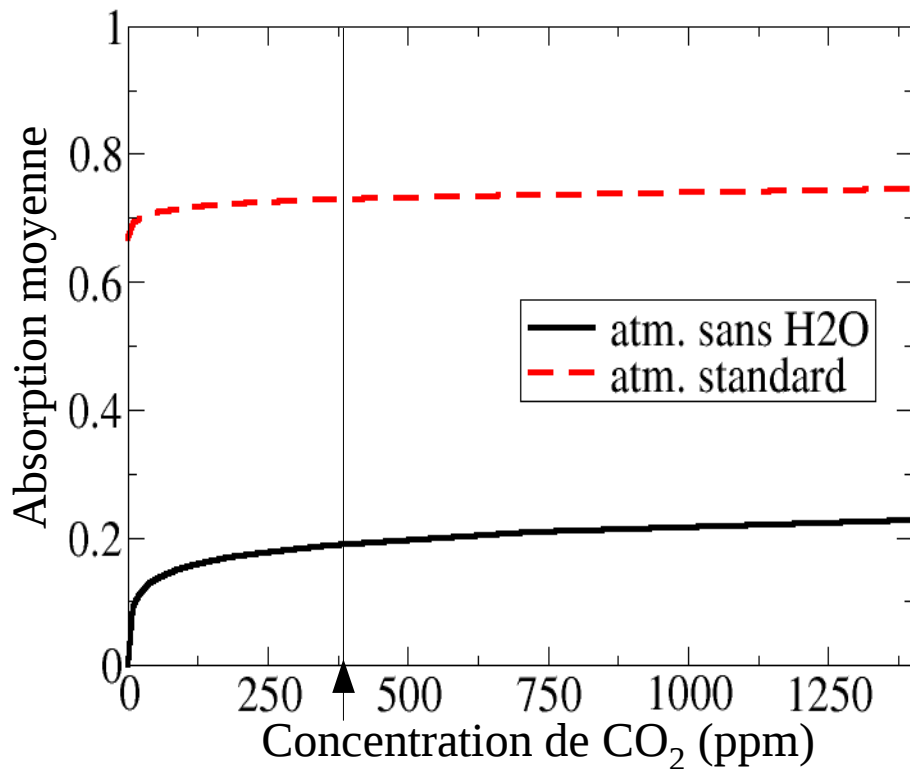
Définition du forçage radiatif dû à un gaz

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 :

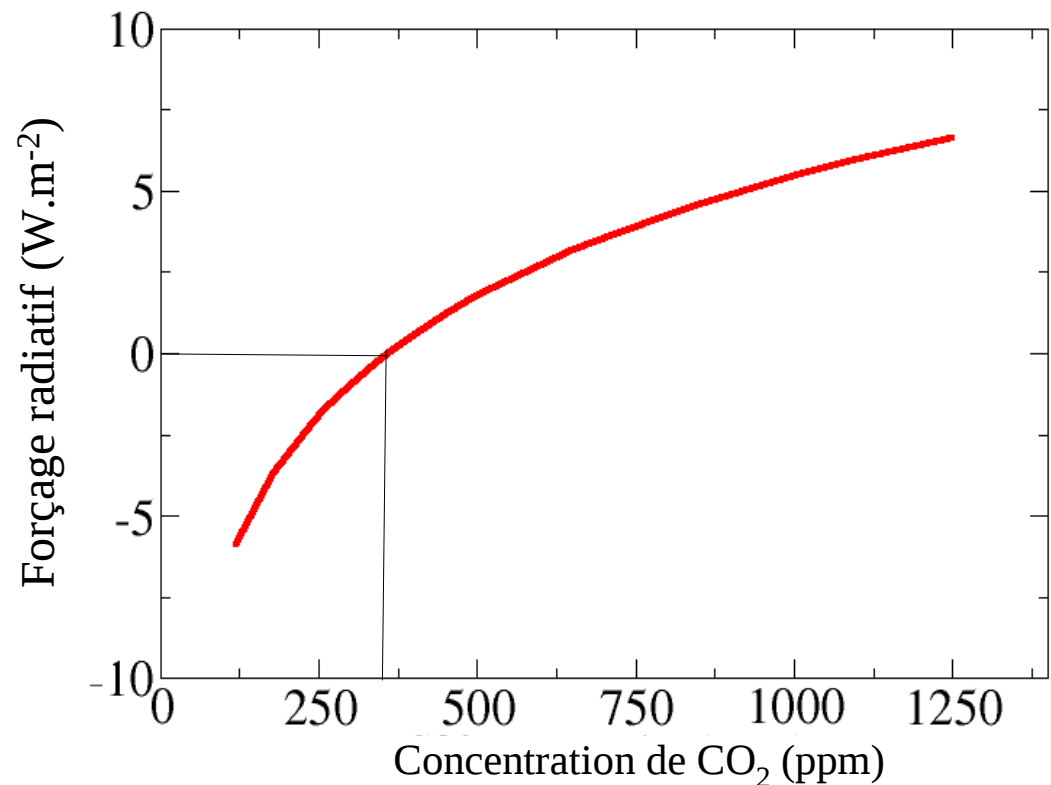
$$F = F_{ir}([\text{CO}_2]_{ref}) - F_{ir}([\text{CO}_2]) \quad \text{à } T(z) \text{ et } q(z) \text{ fixées}$$

L'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

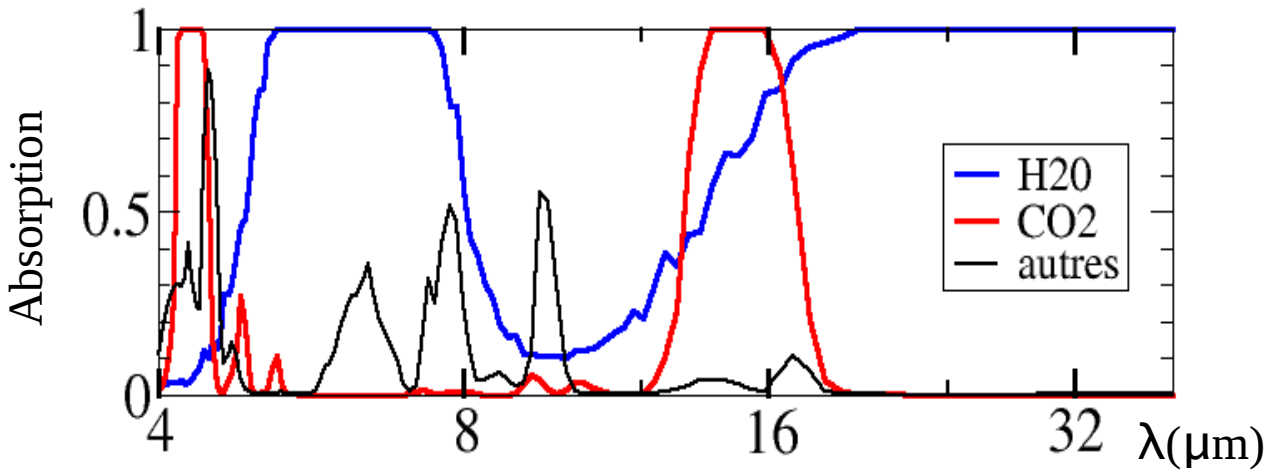
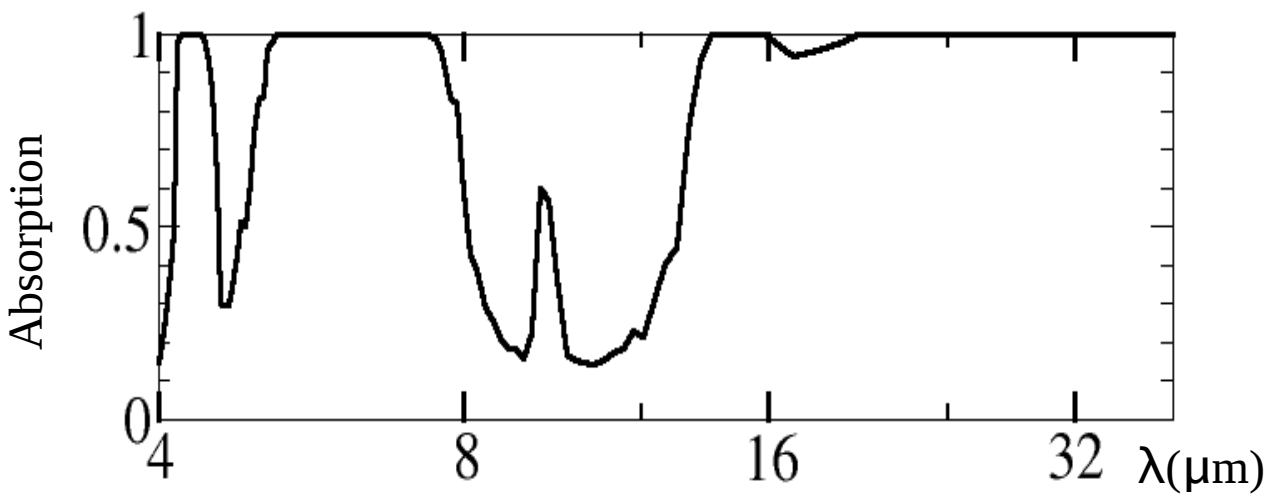
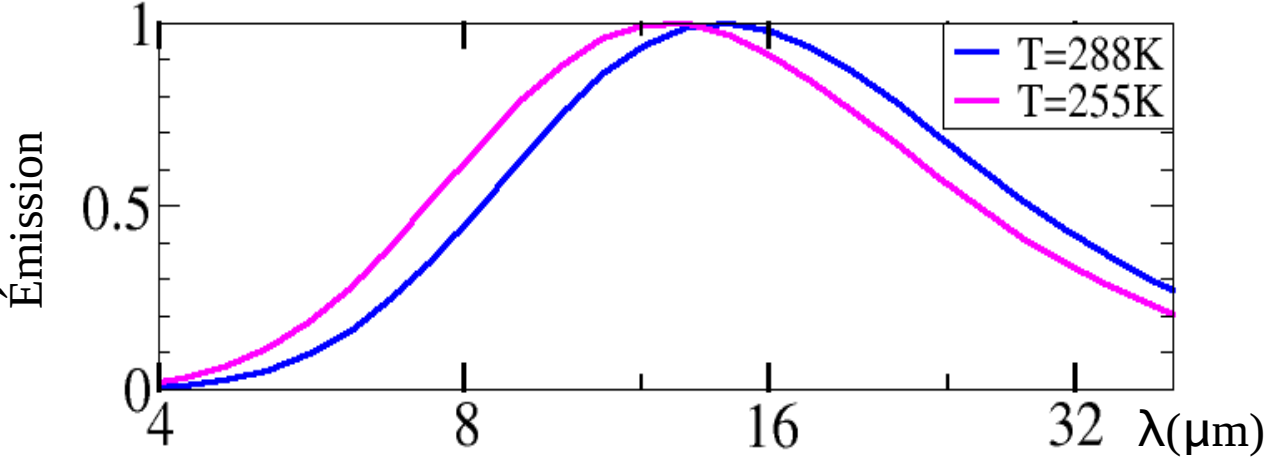


Variation de l'effet de serre pour une atmosphère "standard", en fonction de la concentration de CO₂

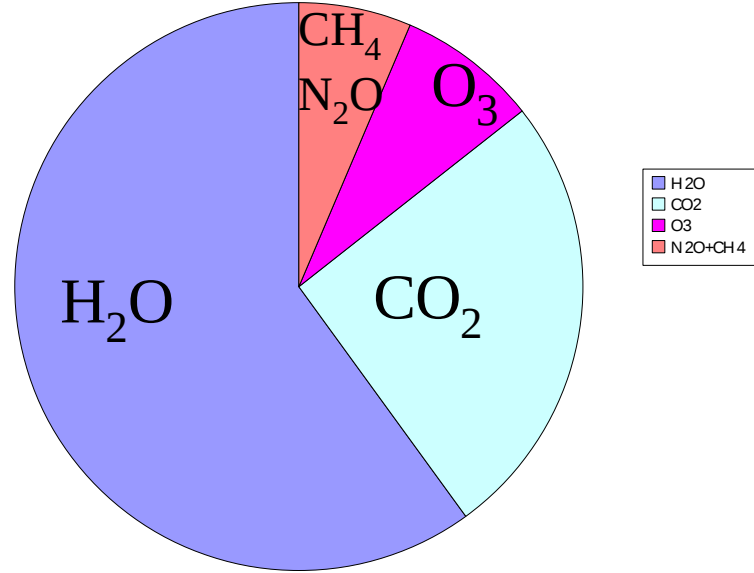


Même si l'absorption moyenne de l'atmosphère n'augmente pas lorsque le CO₂ augmente, l'effet de serre augmente car l'atmosphère est stratifiée en température

L'effet de serre sur Terre



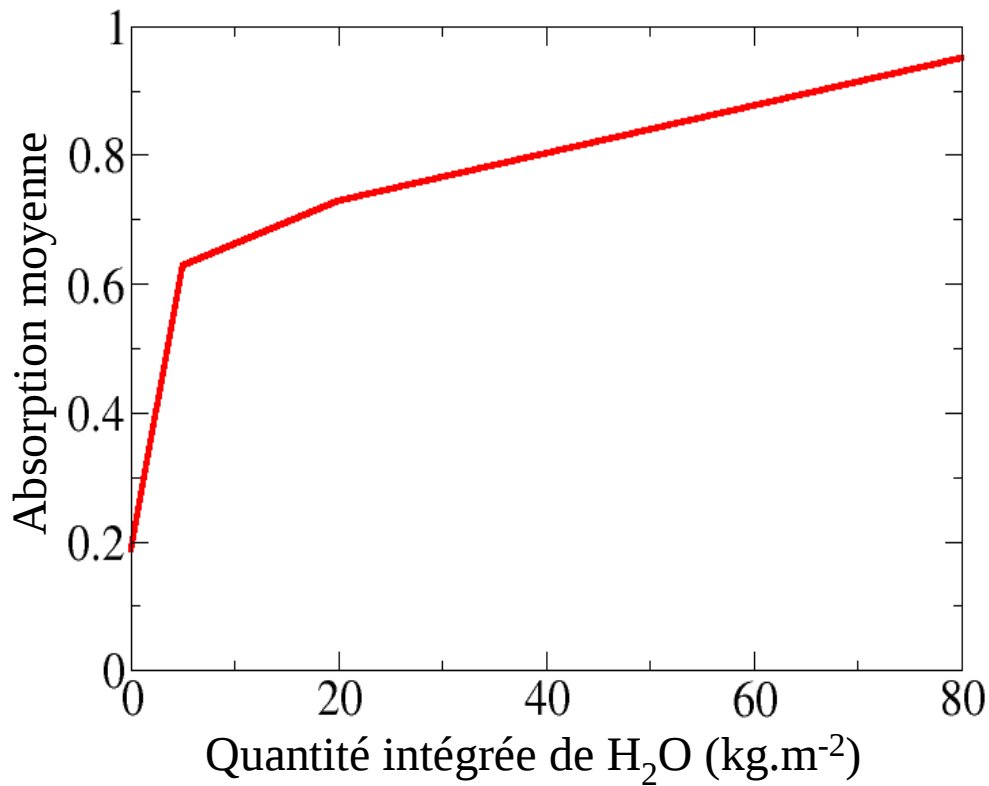
Contribution à l'effet de serre



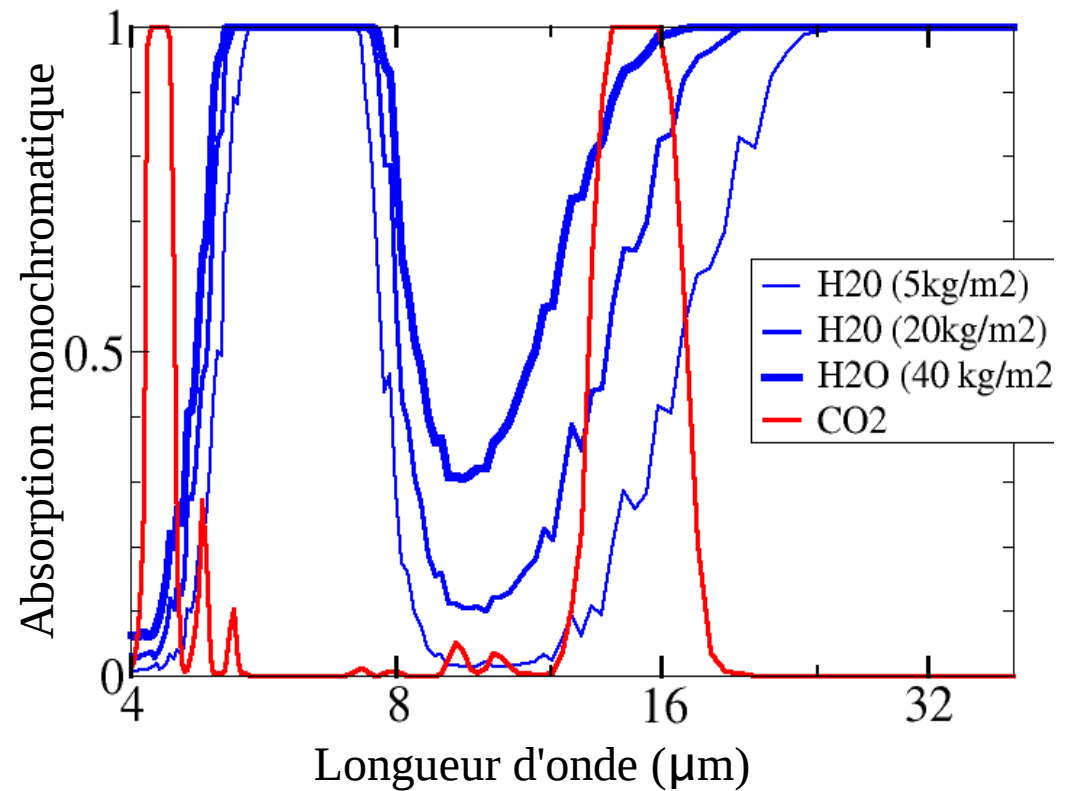
Effet de serre:	
Vapeur d'eau	60%
CO ₂	26%
Ozone	8%
N ₂ O+CH ₄	6%

L'absorption du rayonnement infrarouge par H₂O

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

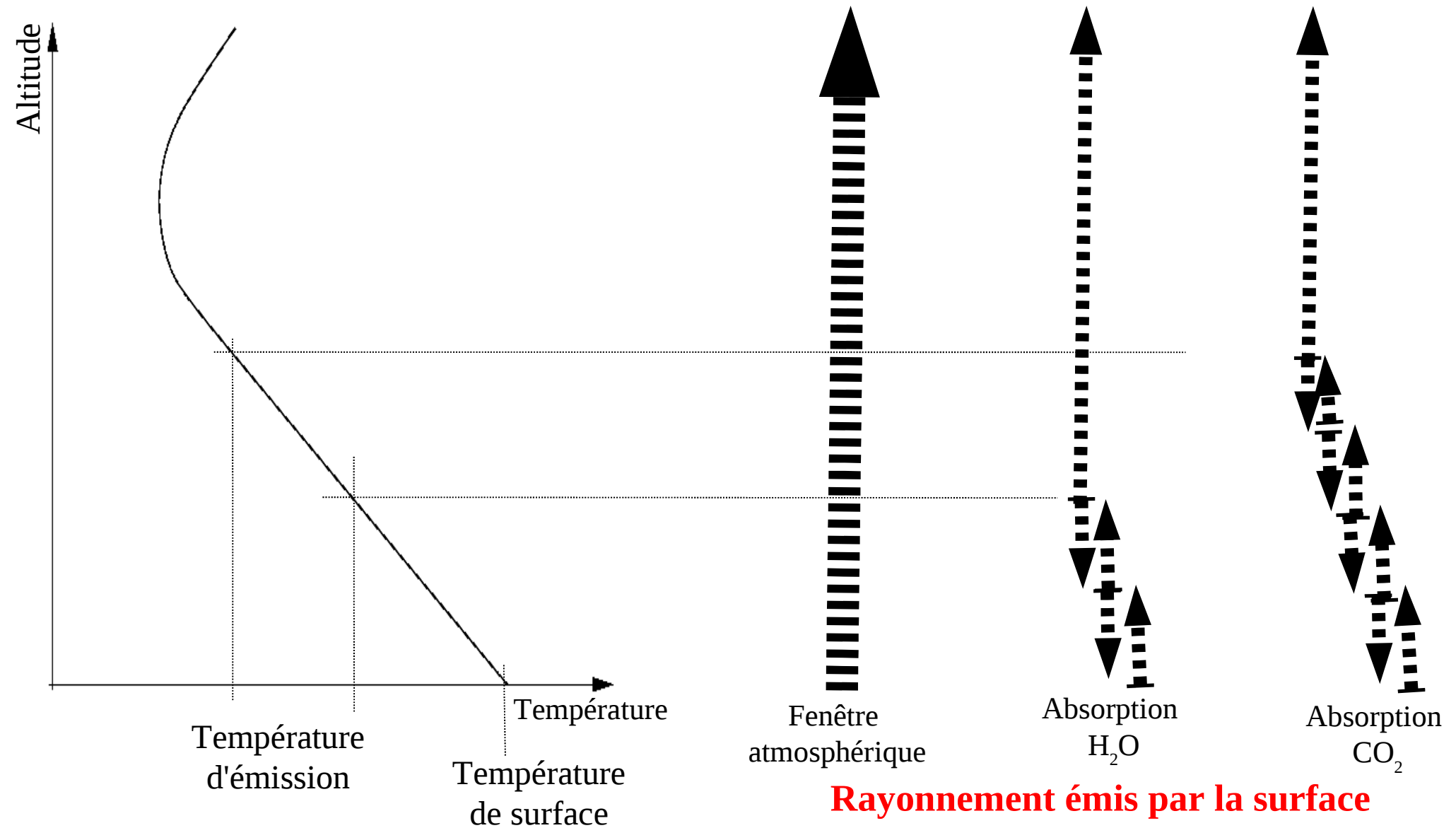


Absorption monochromatique de l'atmosphère pour différentes concentrations de H₂O, et pour CO₂



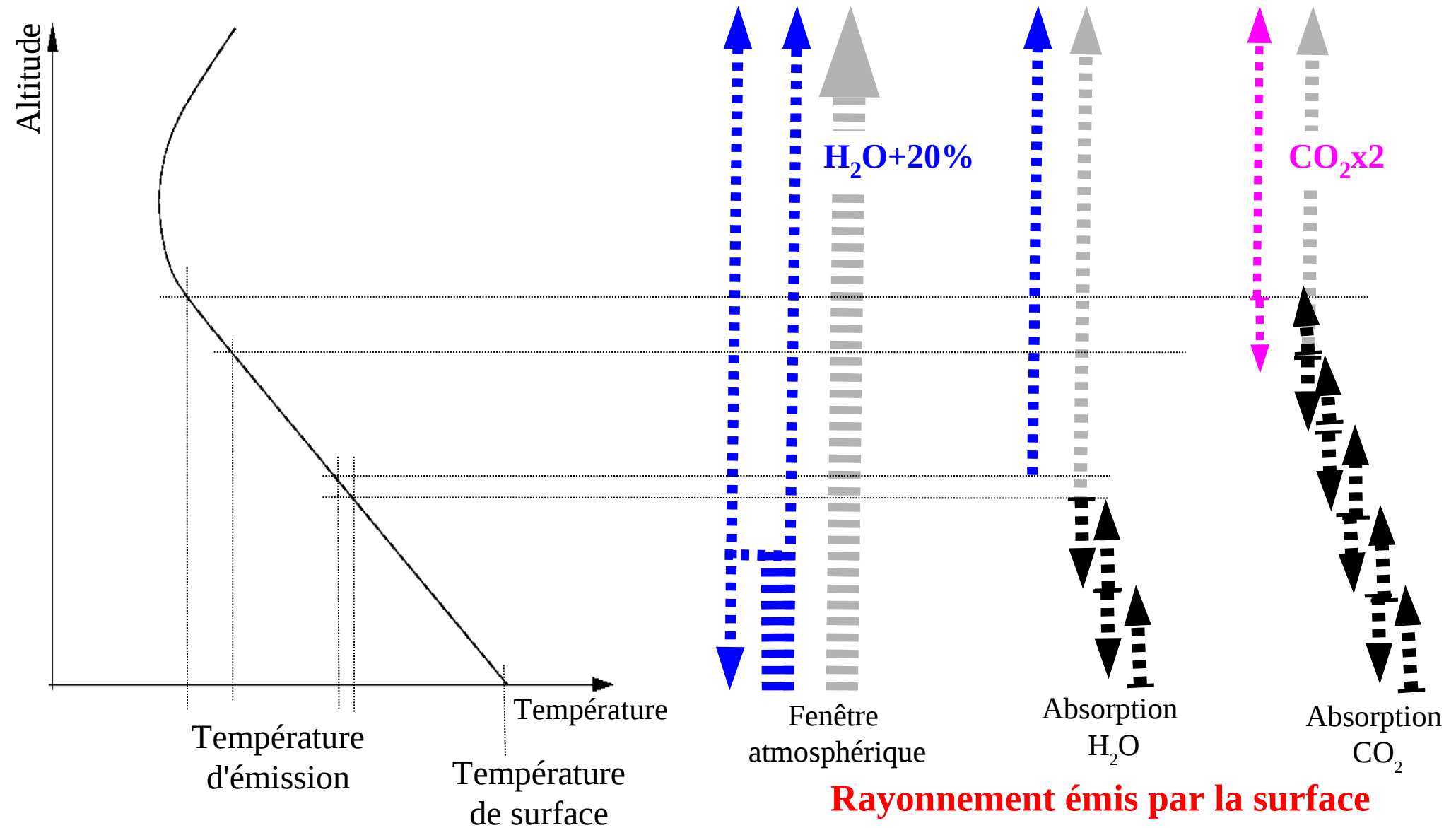
Analyse de l'effet de serre sur Terre

Rayonnement reçu par l'espace



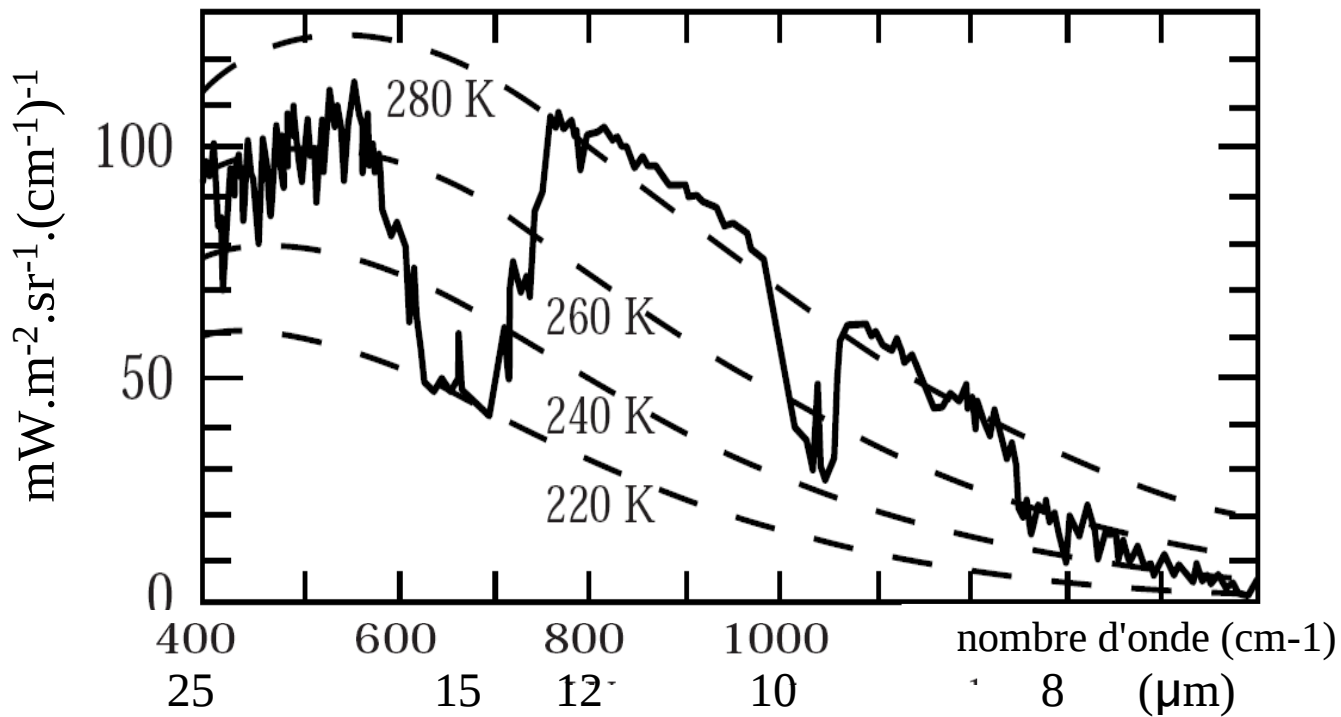
Analyse de l'effet de serre sur Terre

Rayonnement reçu par l'espace

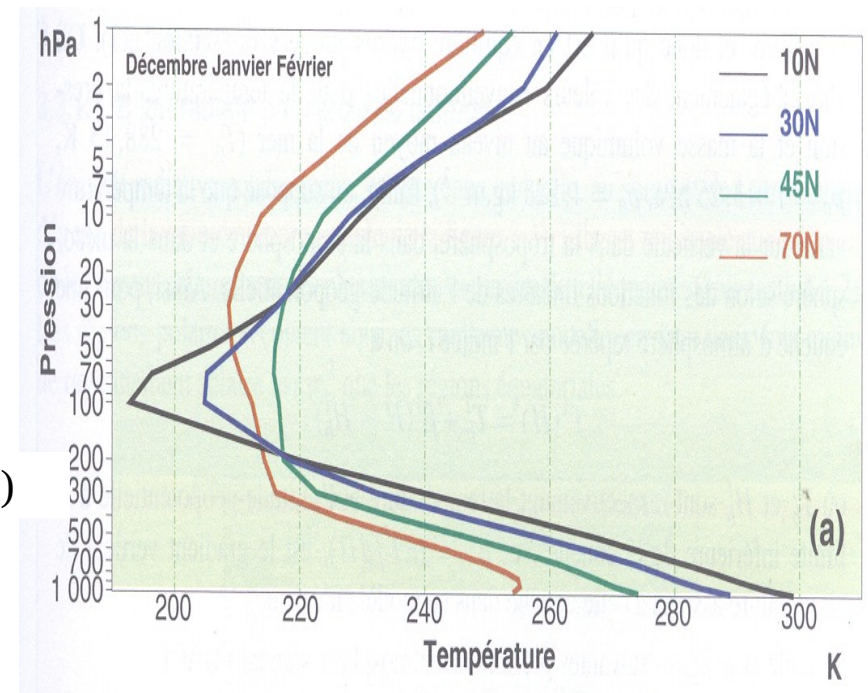


Rayonnement émis par la terre et l'atmosphère

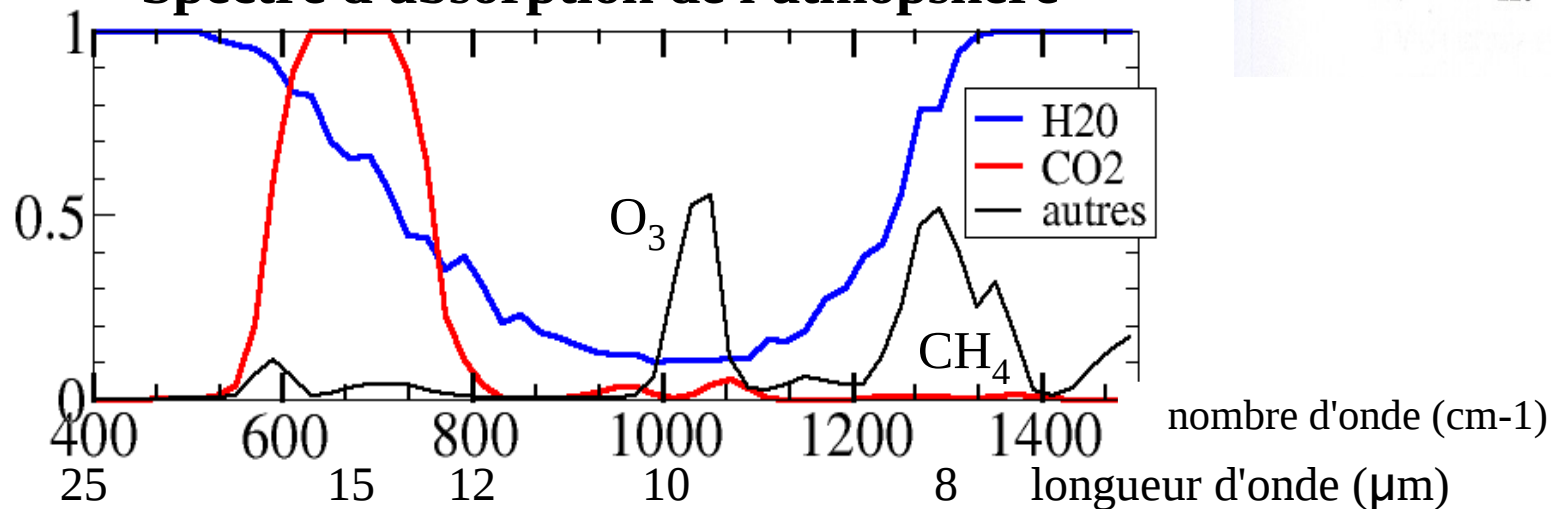
Spectre infra-rouge observé par satellite (méditerranée)



Profil verticaux de température

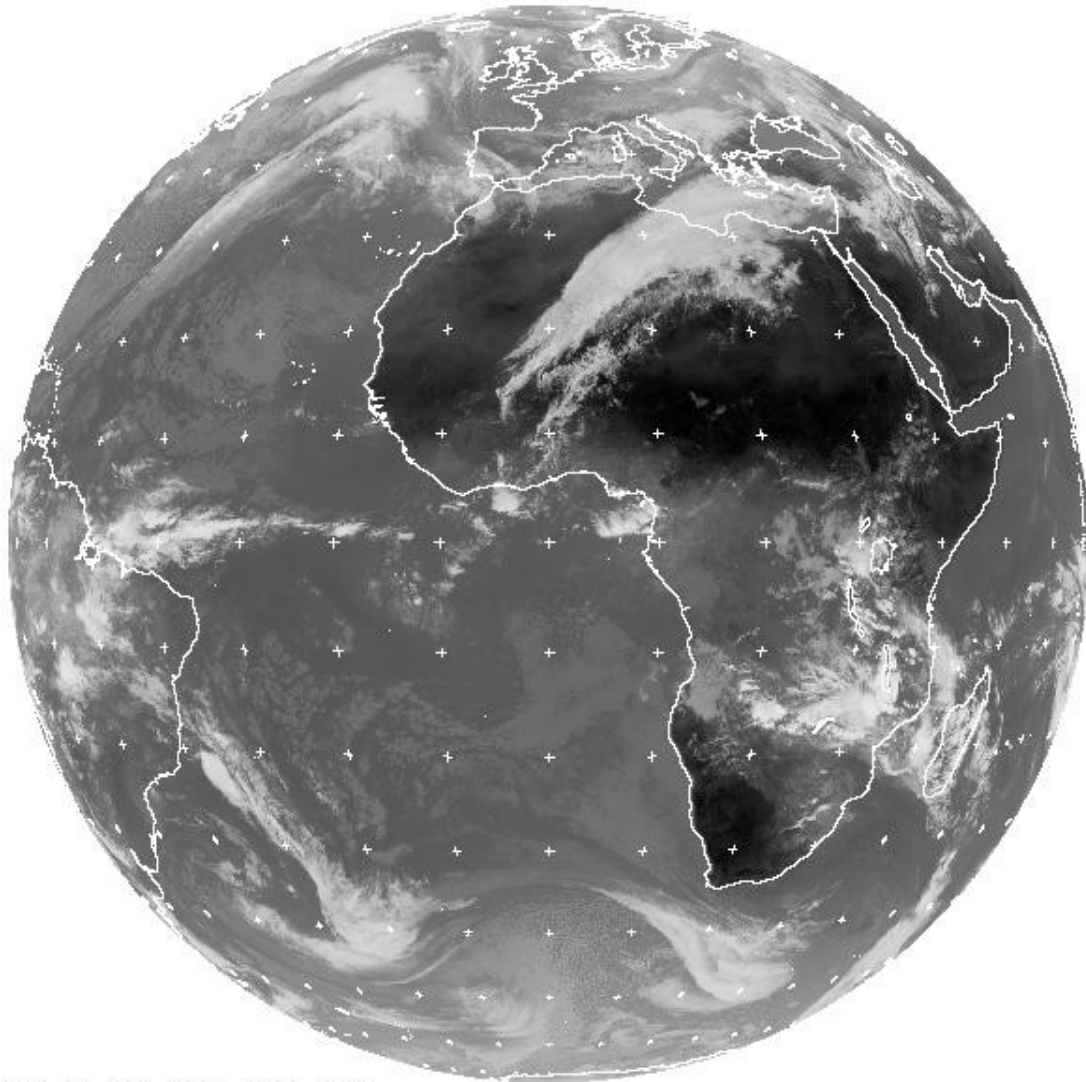


Spectre d'absorption de l'atmosphère

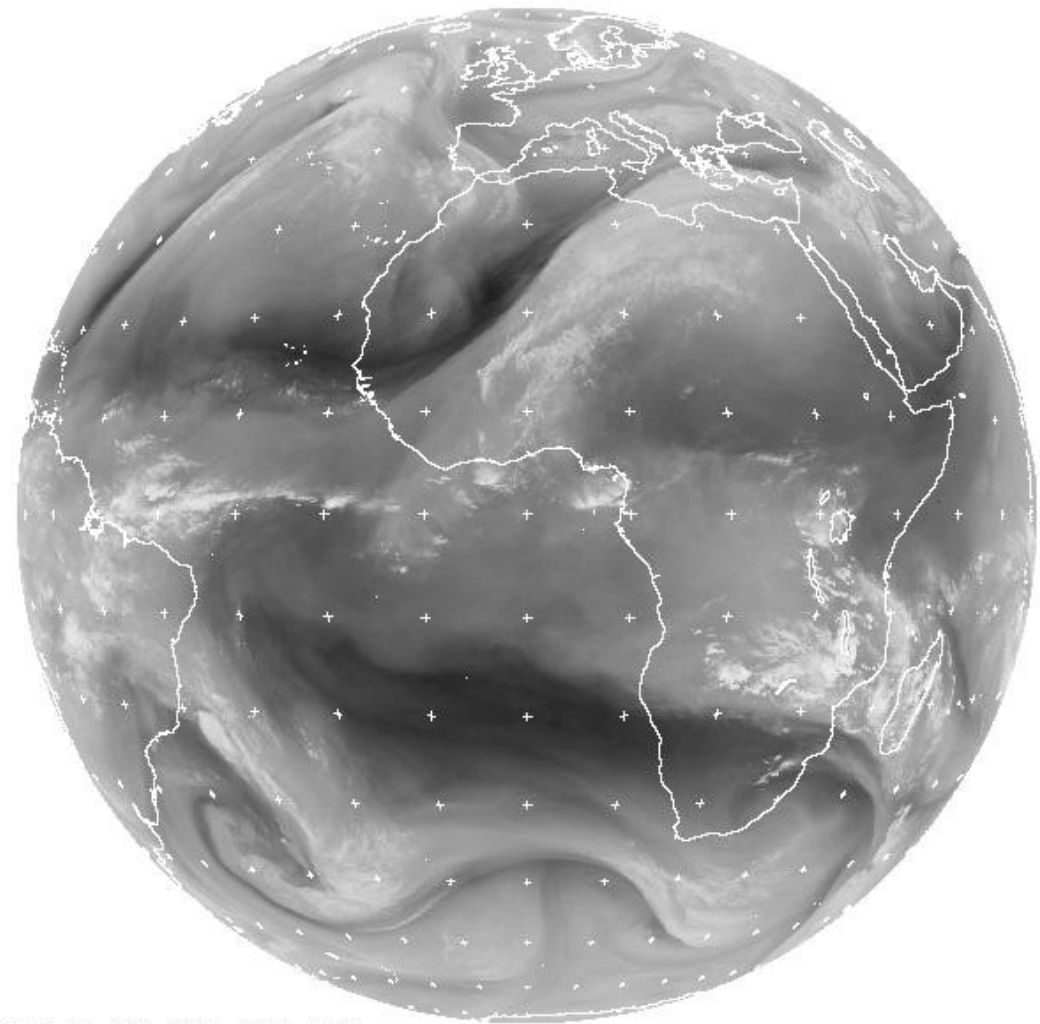


Flux sortant

Canal visible de Météosat



Canal vapeur d'eau de Météosat
(infrarouge)



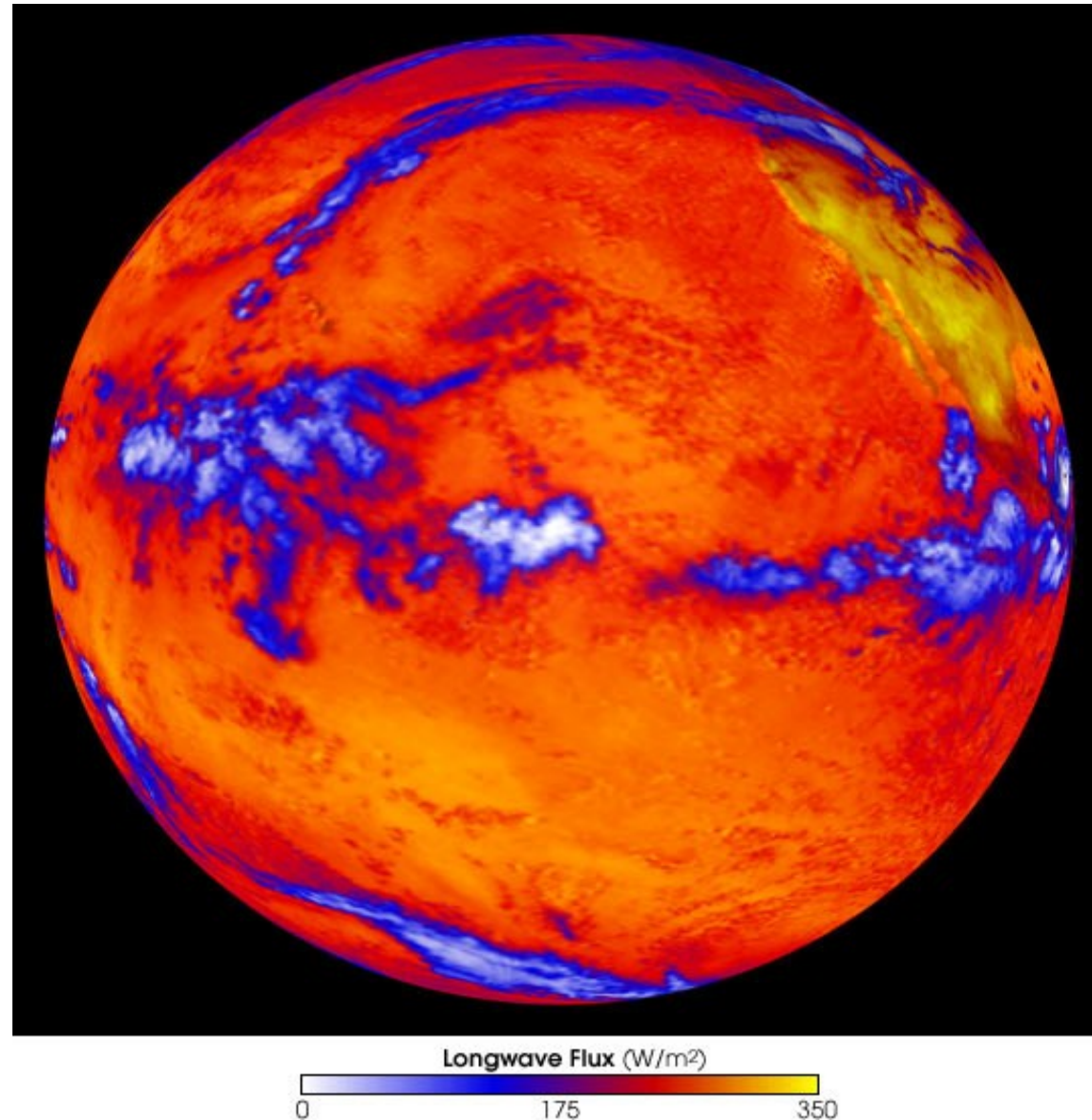
MET7 01 MAR 2004 1200 ETOT

MET7 01 MAR 2004 1200 DTOT

©EUMETSAT

Flux infra-rouge sortant Sommet de l'atmosphère

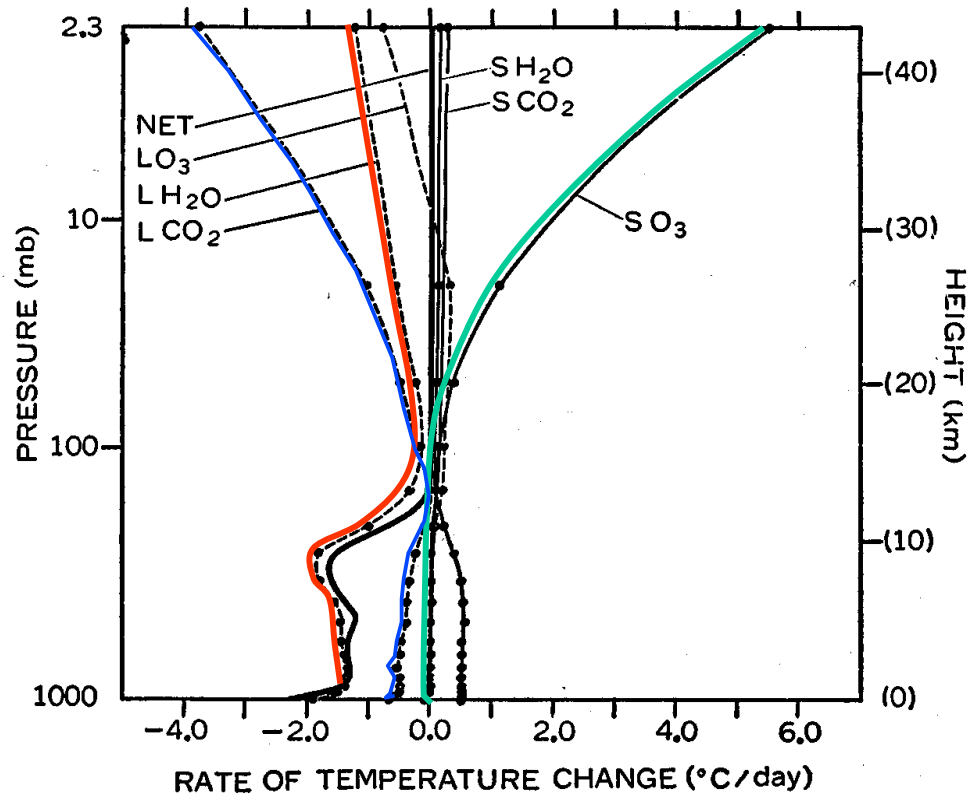
Flux = σT^4
T émission



Décomposition des contributions respectives des absorbants et des domaines spectraux

L: rayonnement IR

S: rayonnement solaire

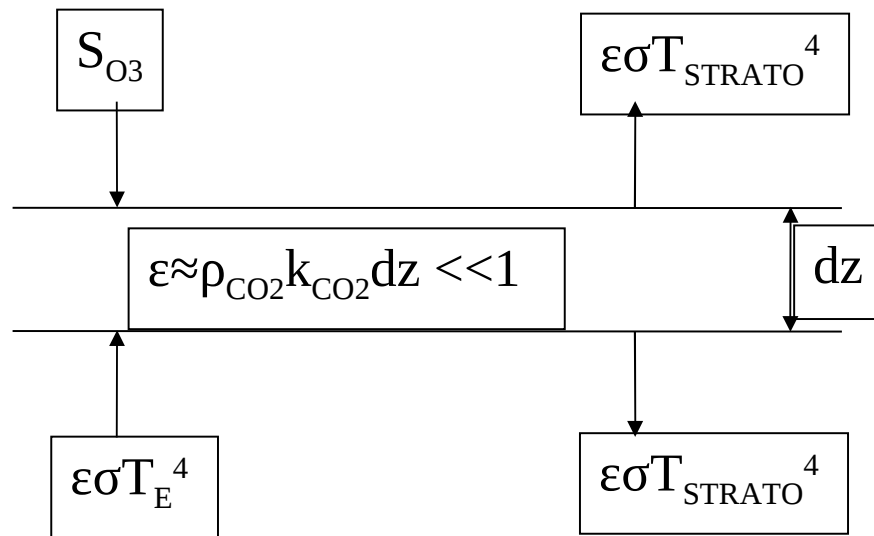


La stratosphère:

- chauffage radiatif absorption ray. Solaire par O_3 et O_2
- refroidissement radiatif emission IR par CO_2 et H_2O

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:

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

Donc

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

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

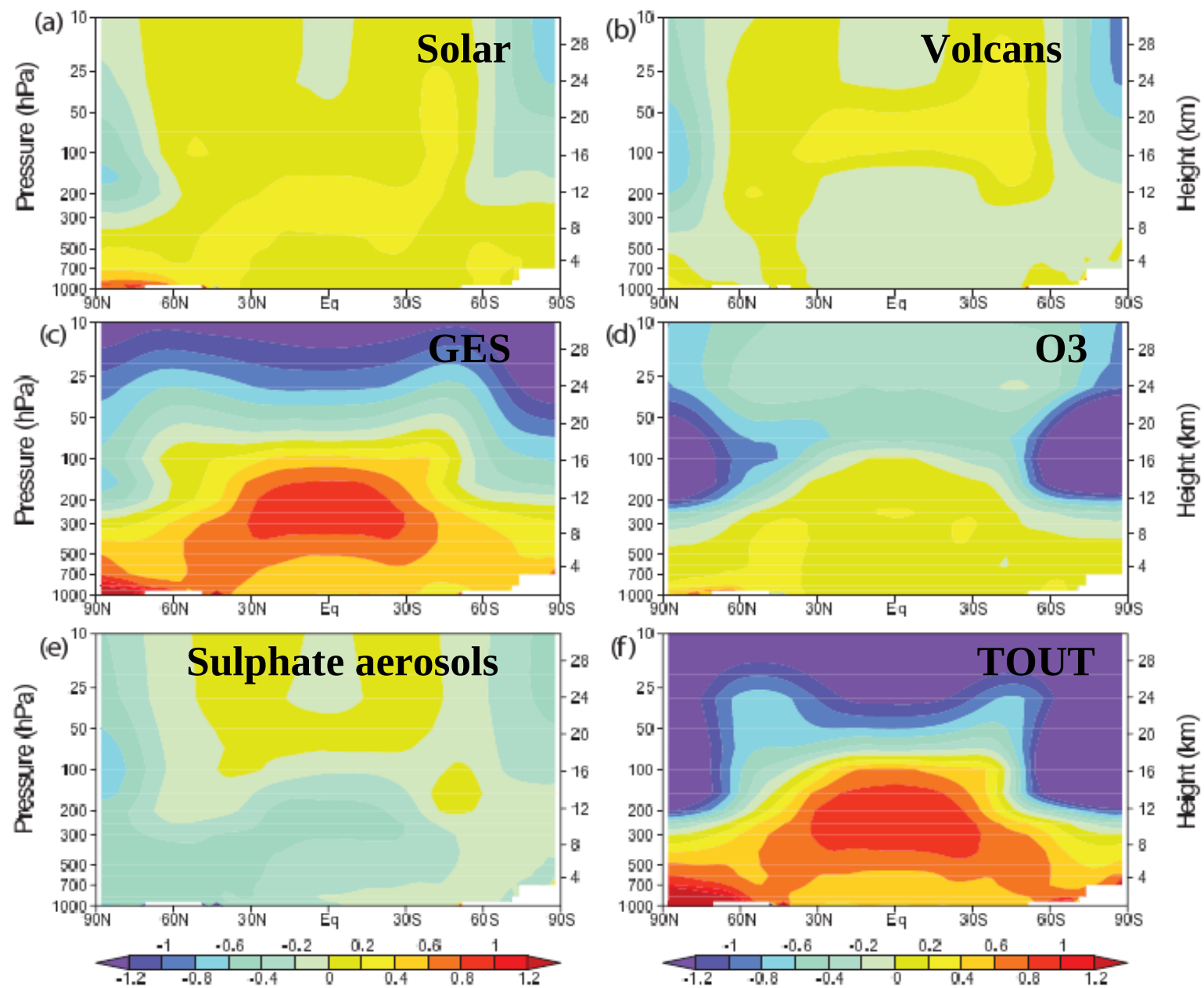
En supposant :

- 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



L'ozone refroidit la basse stratosphère aux hautes latitudes

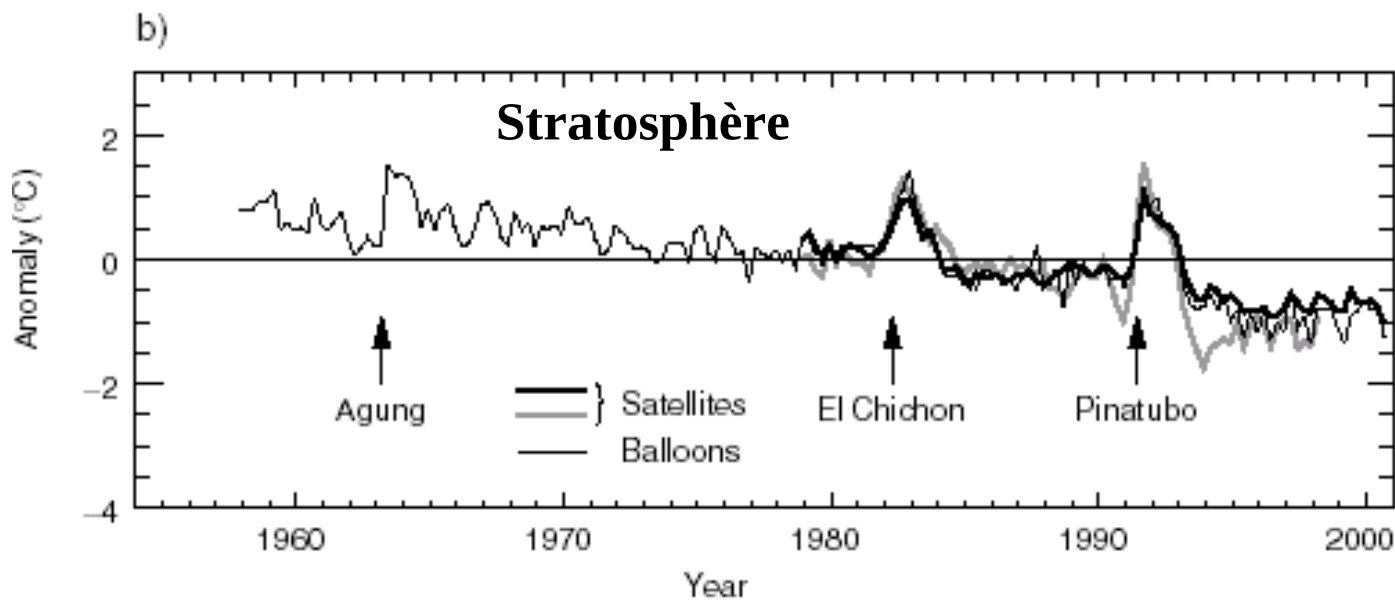
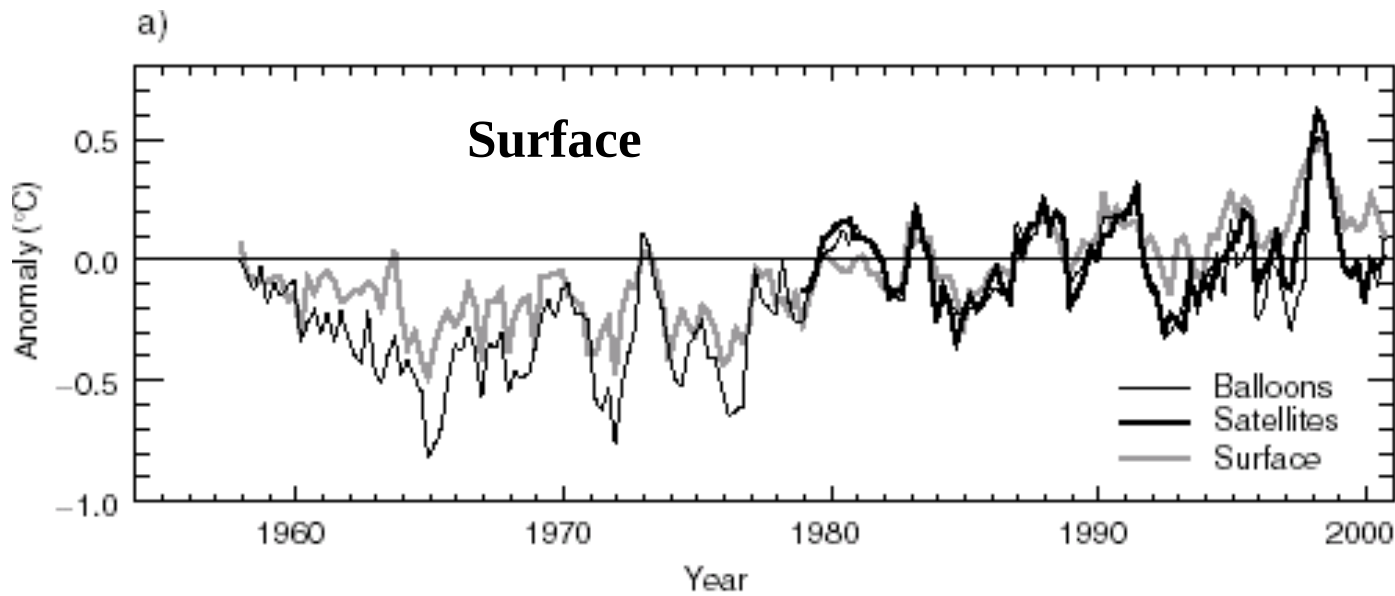
Les GES refroidissent la stratosphère globalement

Température en altitude

La surface se réchauffe

Mais

La stratosphère se refroidit

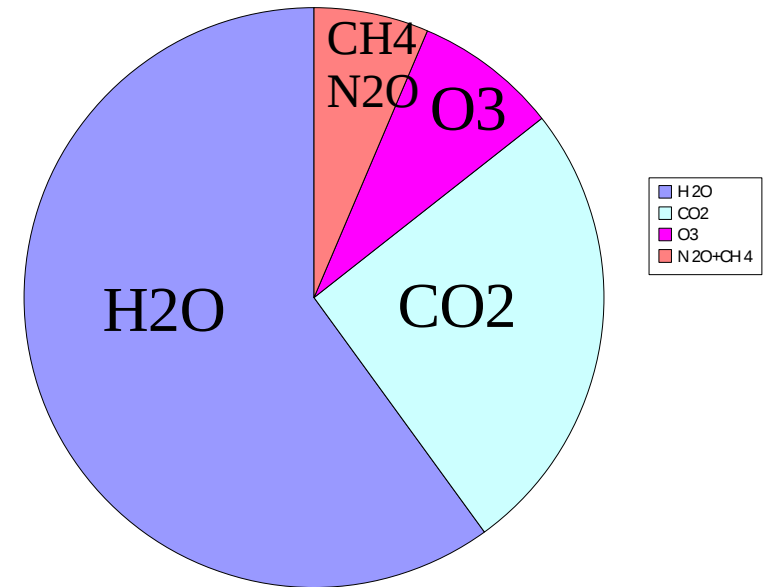


Les contributions à l'effet de serre

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%

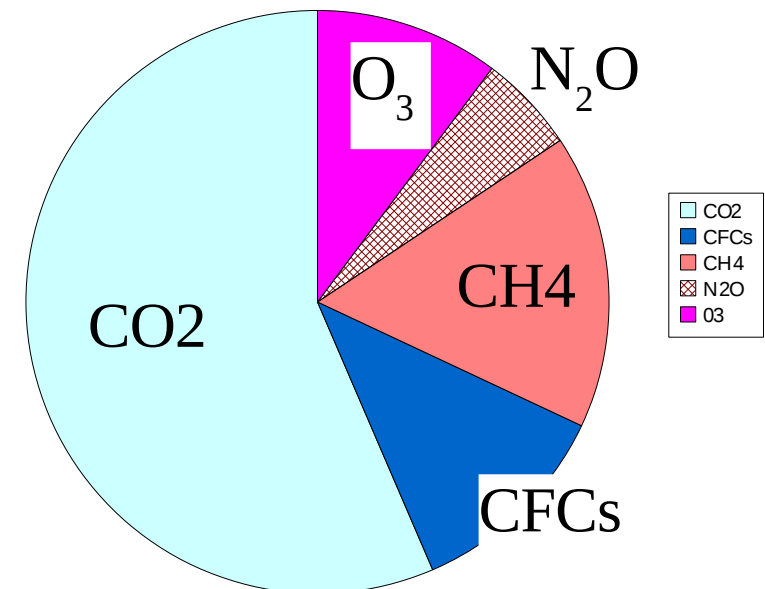
Contribution à l'effet de serre



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 du aux activité humaine



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

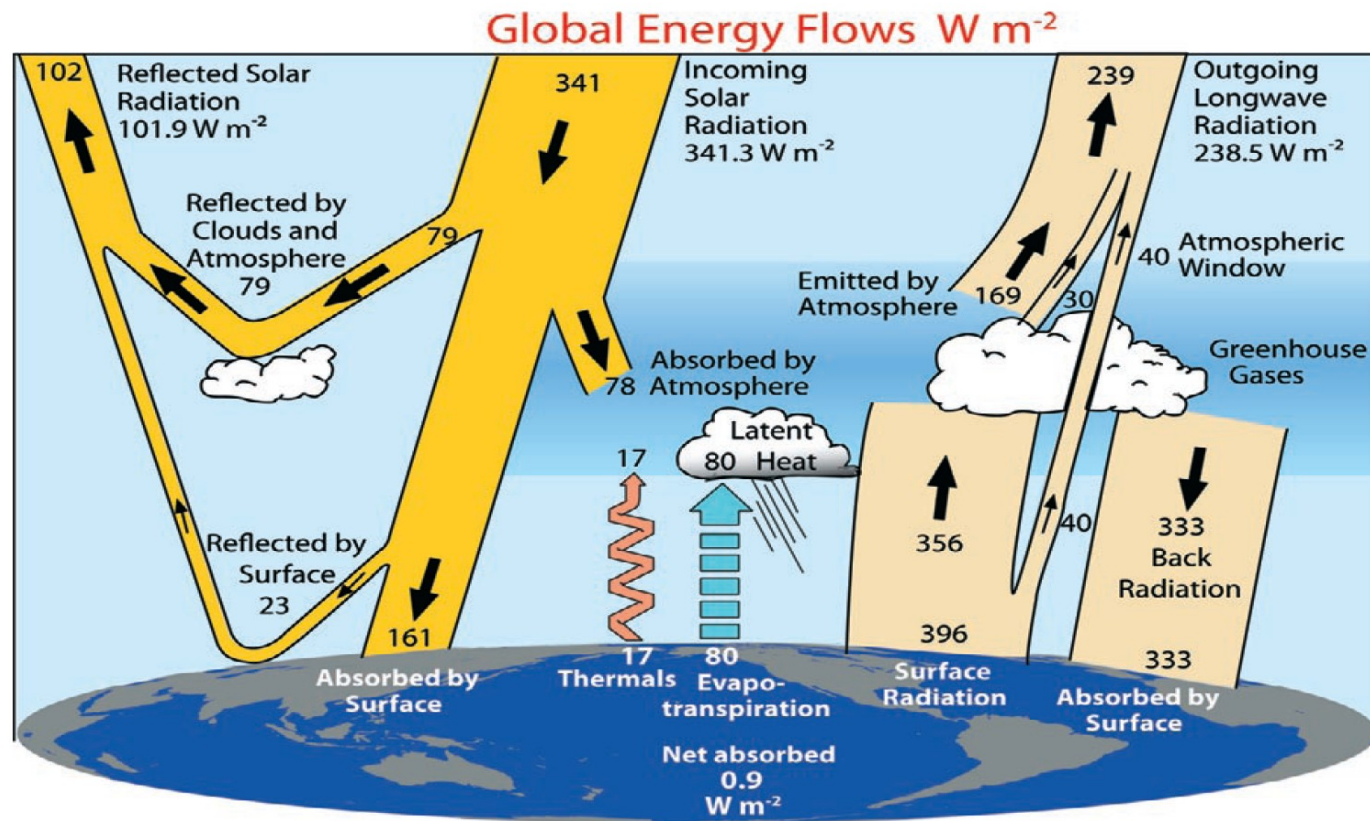


FIG. 1. The global annual mean Earth's energy budget for the Mar 2000 to May 2004 period ($W m^{-2}$). The broad arrows indicate the schematic flow of energy in proportion to their importance.

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 ?

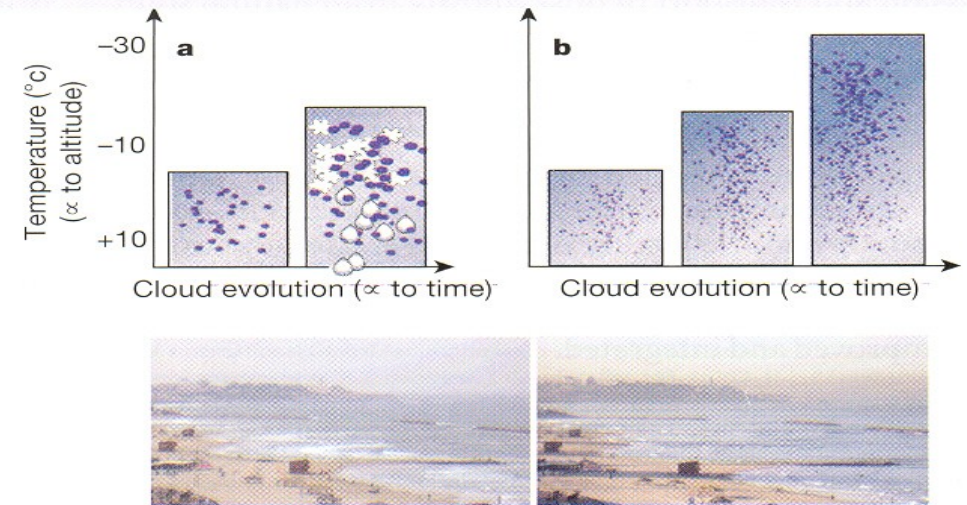
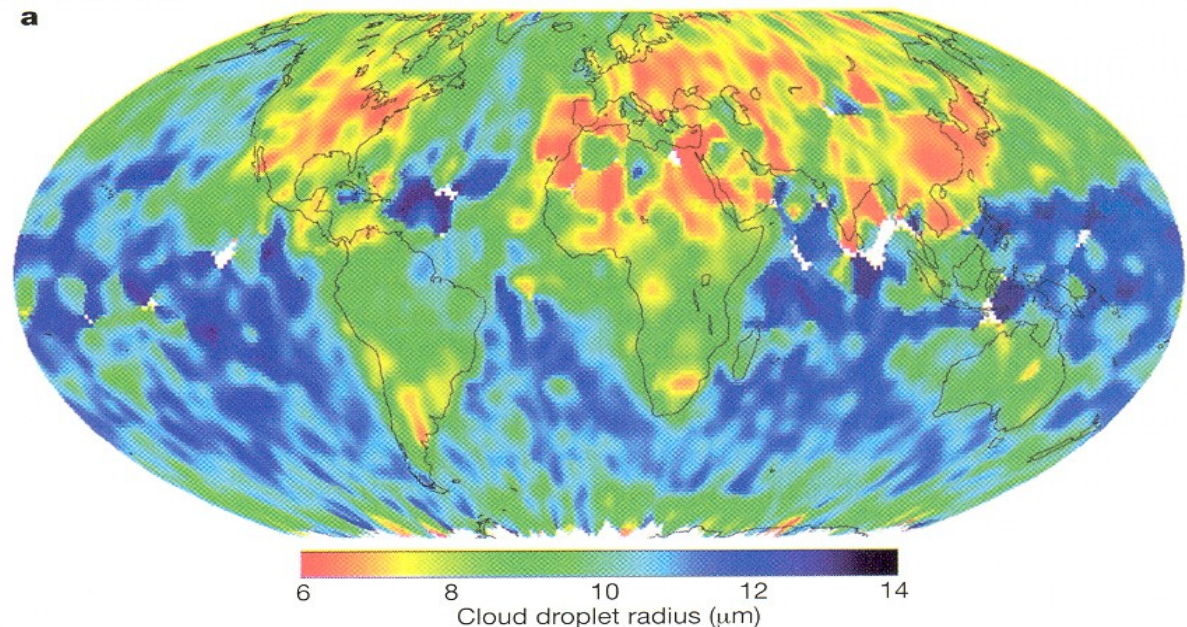


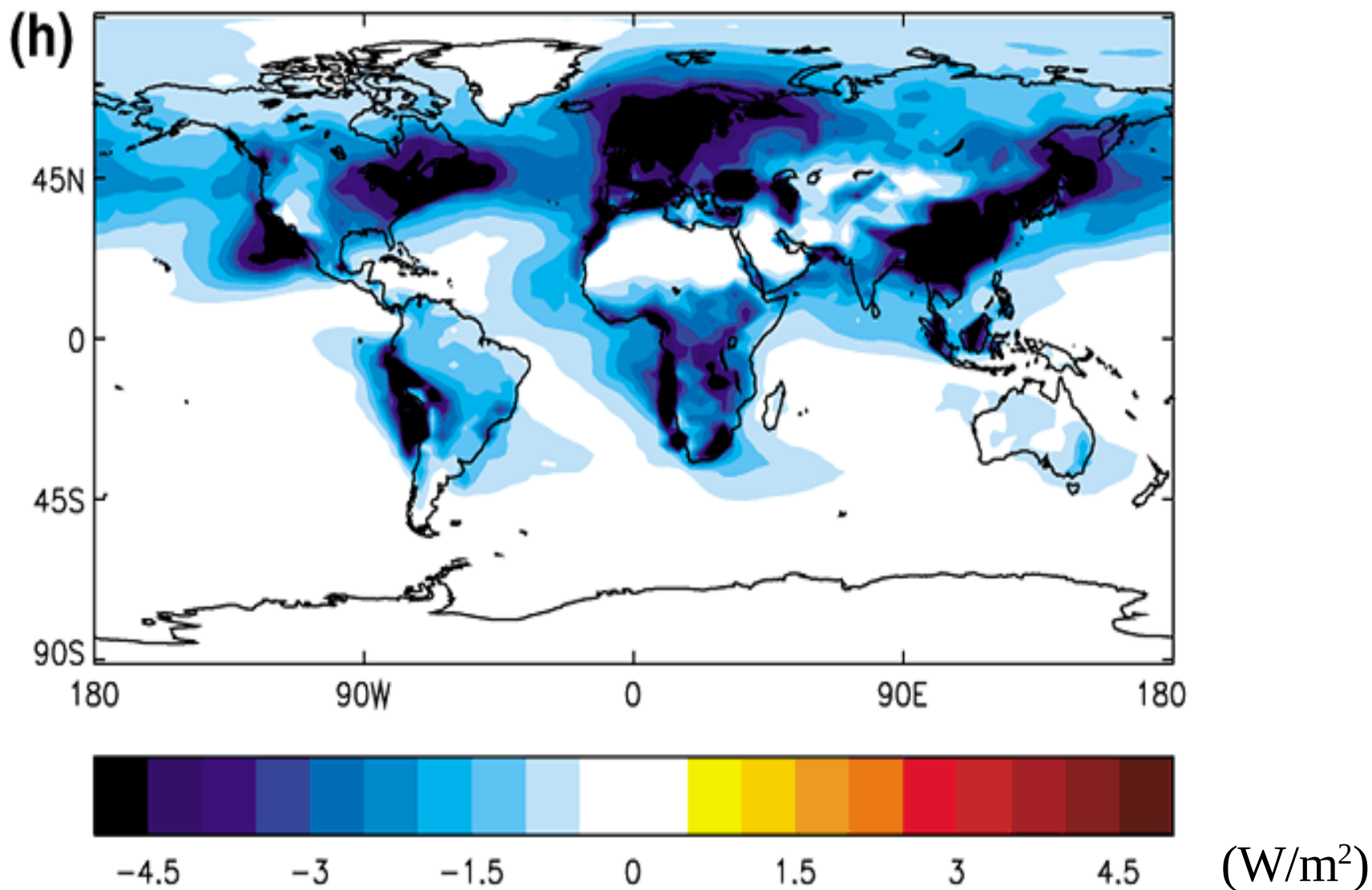
Figure 6 Schematic diagram of cloud formation in a clean and polluted atmosphere. **a**, In a clean atmosphere, the cloud droplet size increases with cloud development until liquid precipitation or glaciation and precipitation take place. **b**, In polluted clouds, the availability of cloud condensation nuclei decreases cloud droplet development. In clouds with strong updrafts the developed cloud can be supercooled with no glaciation down to $-37.5\text{ }^{\circ}\text{C}$. 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.



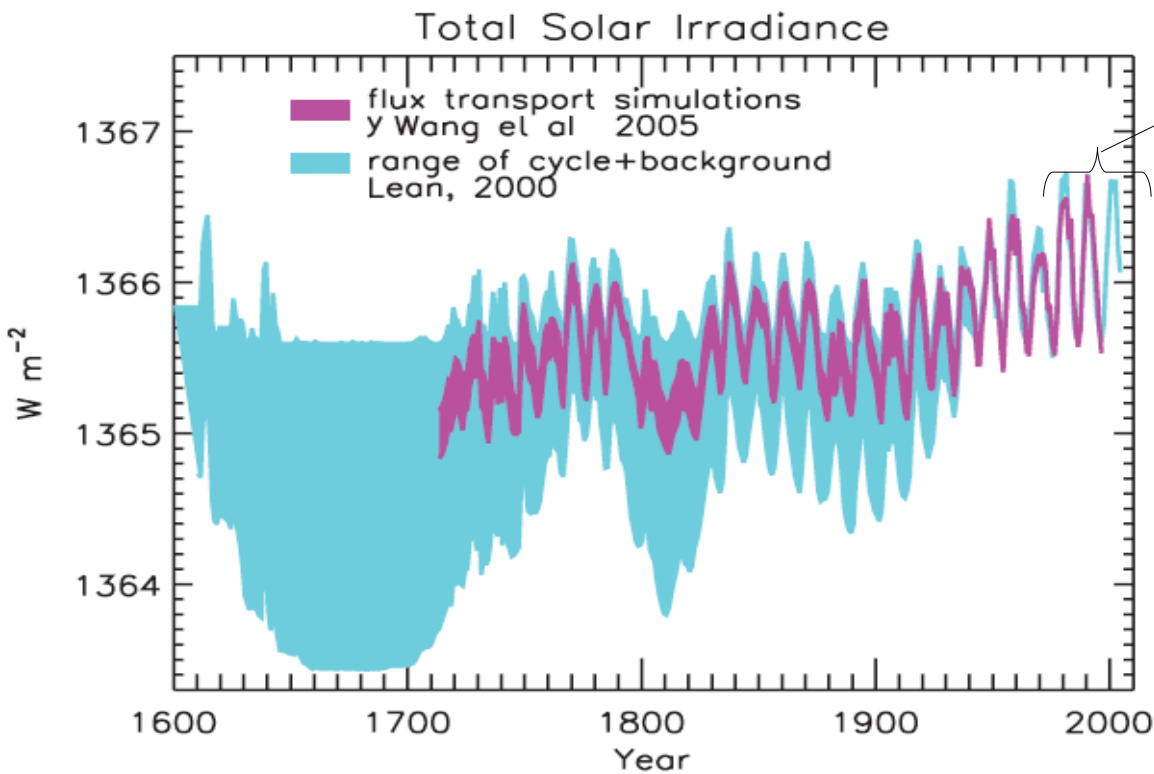
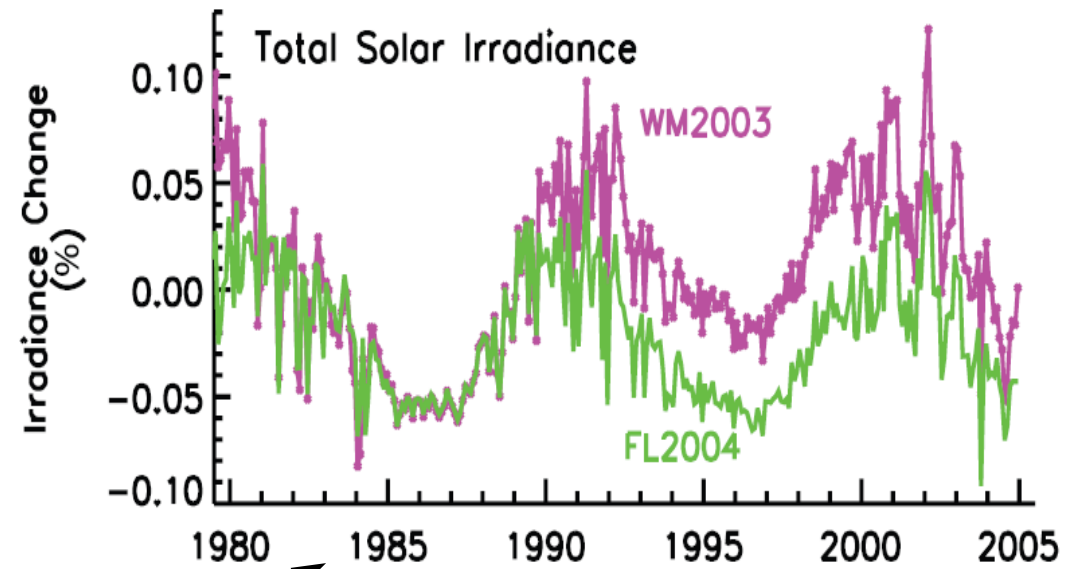
Aérosols anthropiques

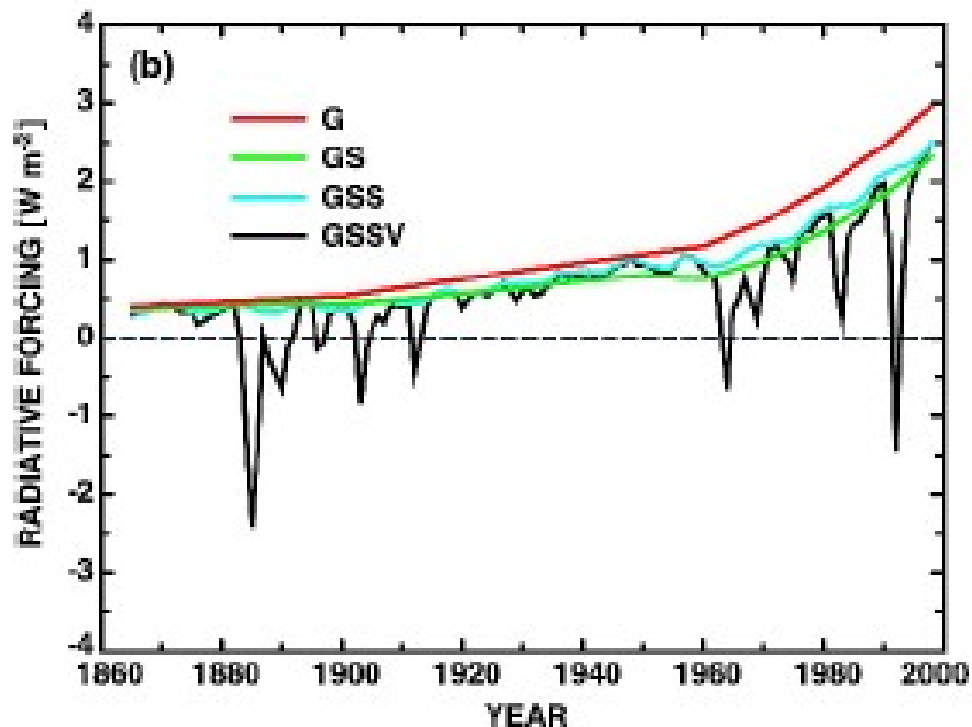
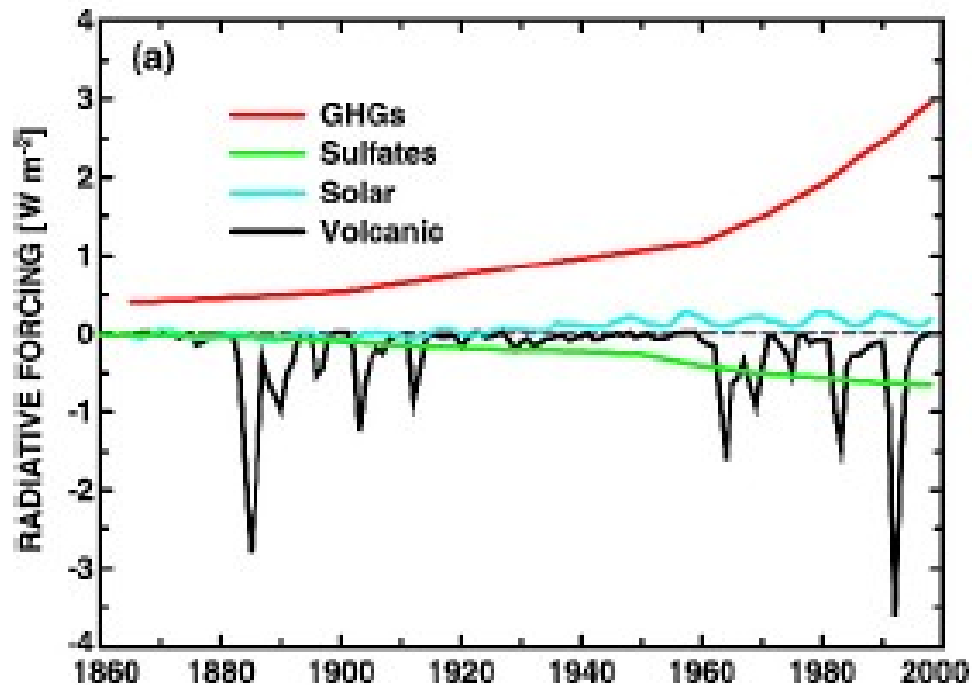
Effet radiatif des aérosols sulfatés (direct et indirect)



Mais aussi carbone suie, poussières minérales...

Irradiance solaire

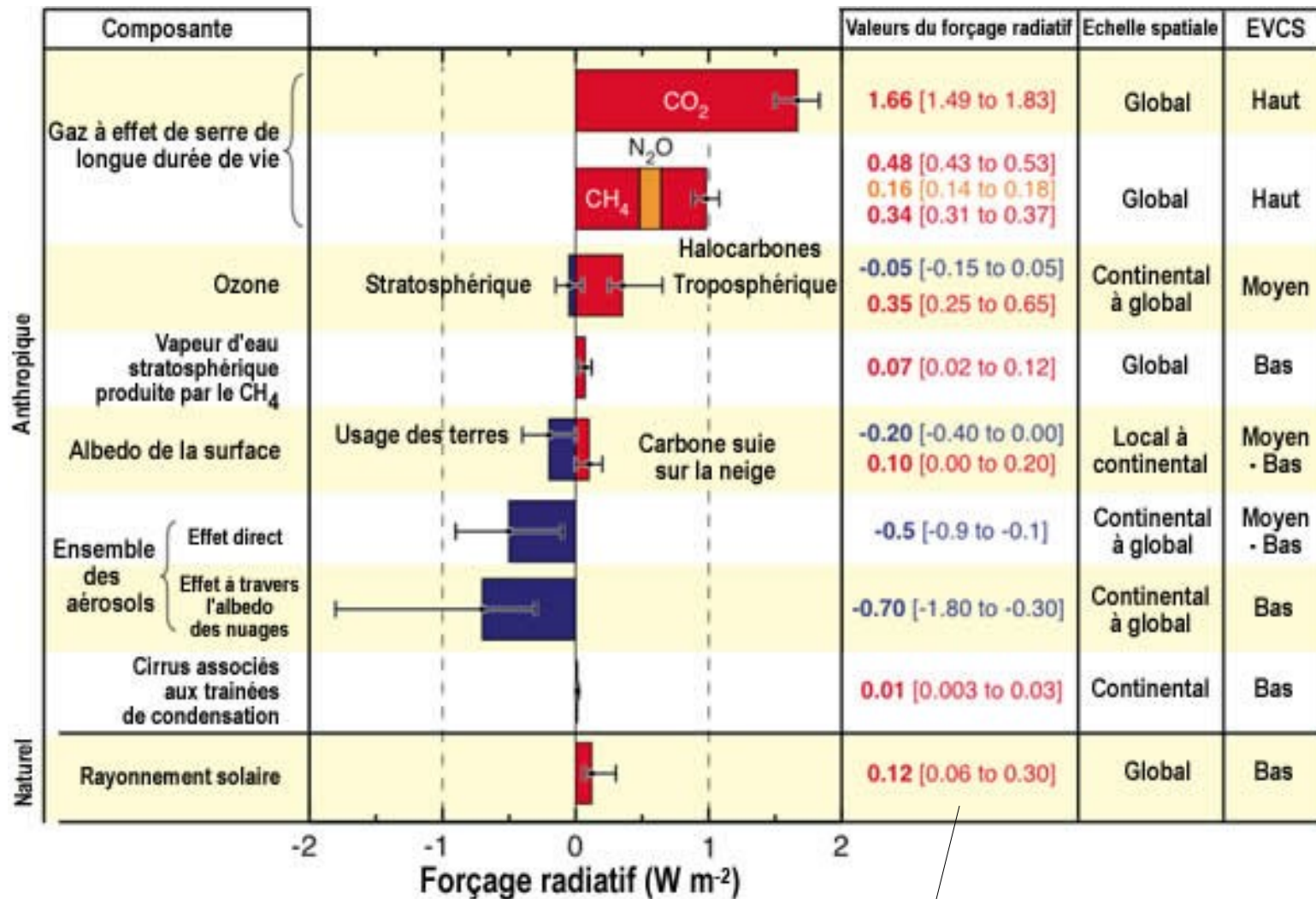




Les différents facteurs externes ayant affecté le climat au cours du 20ème siècle

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?

Toute quantification, analyse de données, extrapolation, projection... repose sur une abstraction, une modélisation et des simplifications.

La théorie de l'effet de serre est simple... si le climat ne change pas. Par exemple, accroissement de température dû à un doublement de CO₂:

- si l'humidité *absolue* de l'atmosphère reste constante: 1.2°C
- si l'humidité *relative* de l'atmosphère reste constante: $\simeq 2.5^\circ\text{C}$

En quoi les différentes perturbations diffèrent-elles ou pas? Quelles hypothèses sont cohérentes avec les observations?...

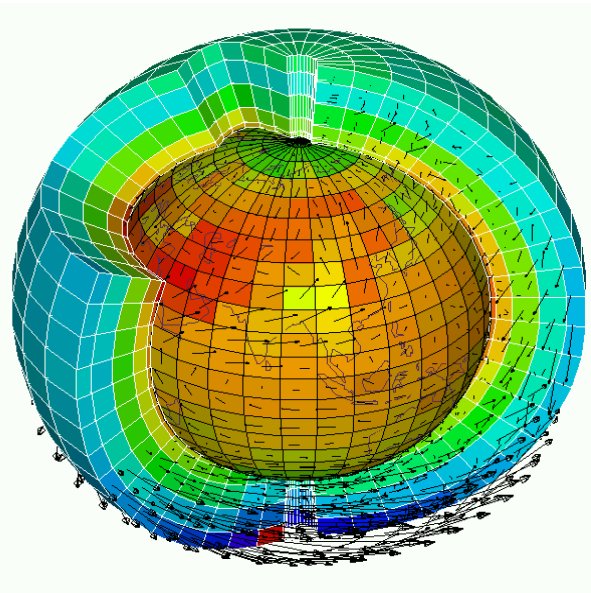
Pourquoi des modèles climatiques?

Quelle complexité?

Les modèles numériques de climats:

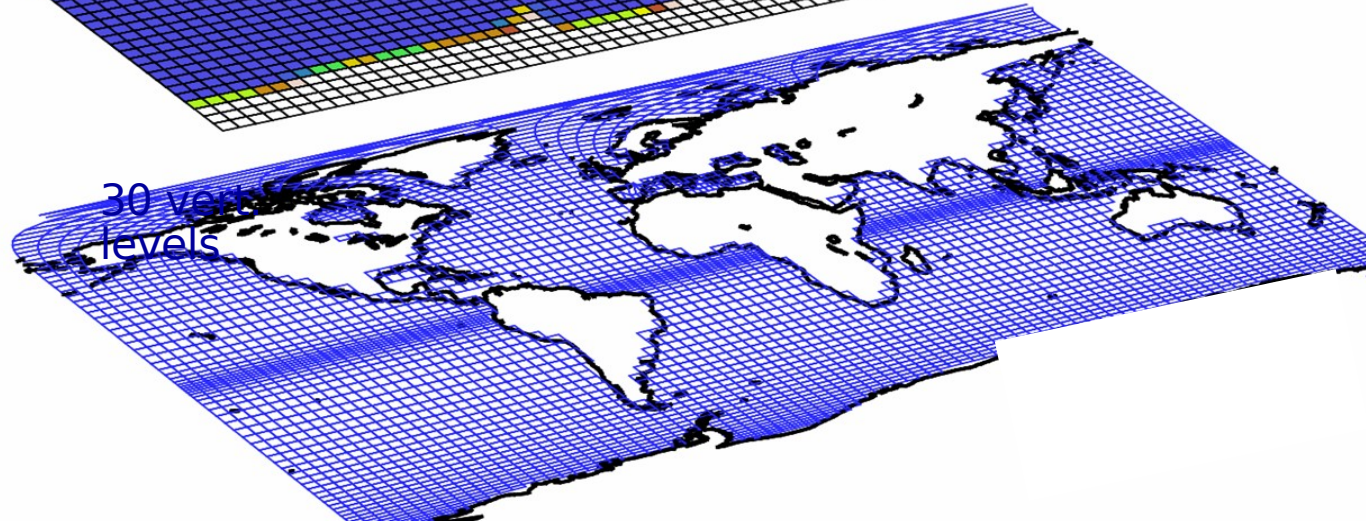
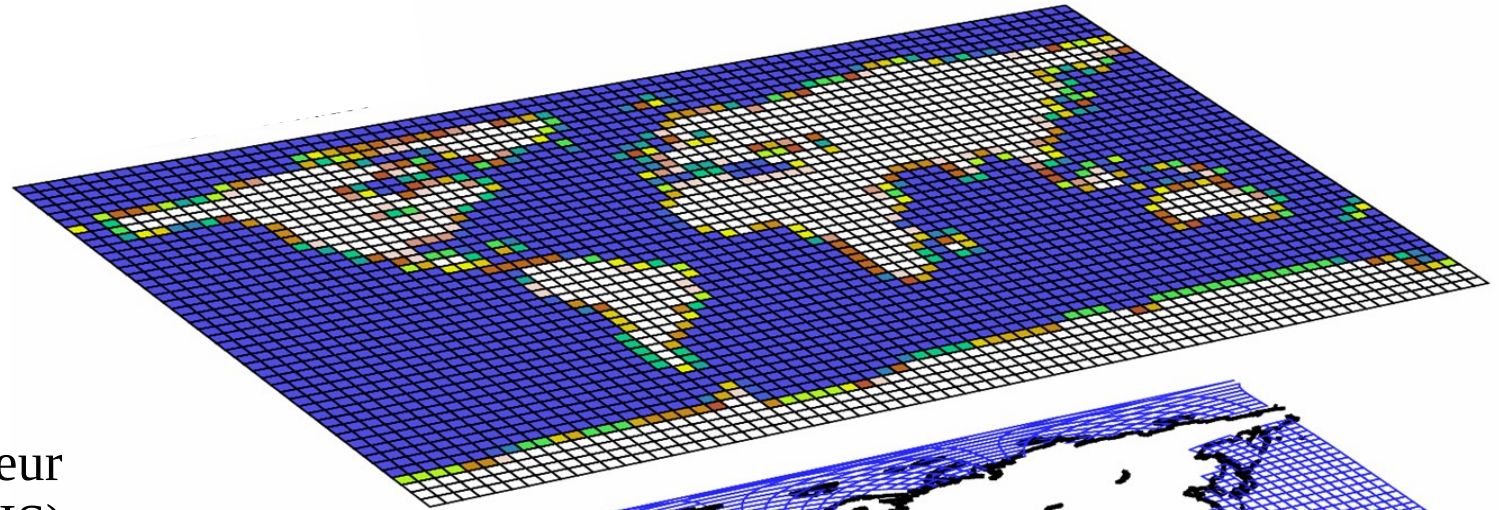
- sont basés sur des équations physiques, avec un certains nombres d'approximation
- ne sont pas des outils d'extrapolation d'observations existantes
- sont des outils permettant de réaliser des simulations numériques, avec différents états initiaux, différentes conditions aux limites, différentes hypothèses, différentes valeurs de paramètres...
- sont des outils permettant d'éprouver différentes hypothèses: les observations sont-elles compatibles avec les résultats des simulations, basés sur des hypothèses différentes?

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)

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

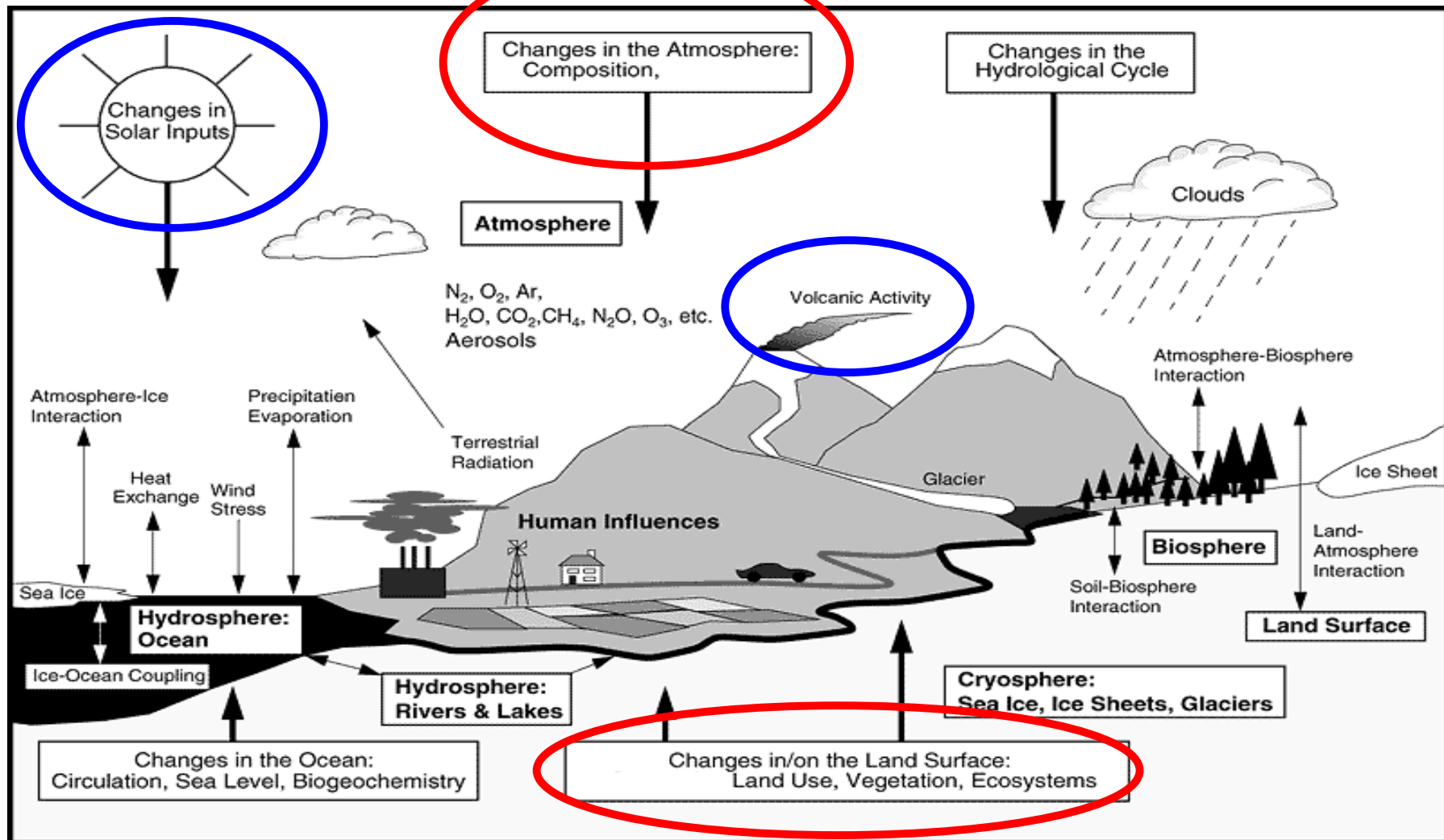
Méthode:

- **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.

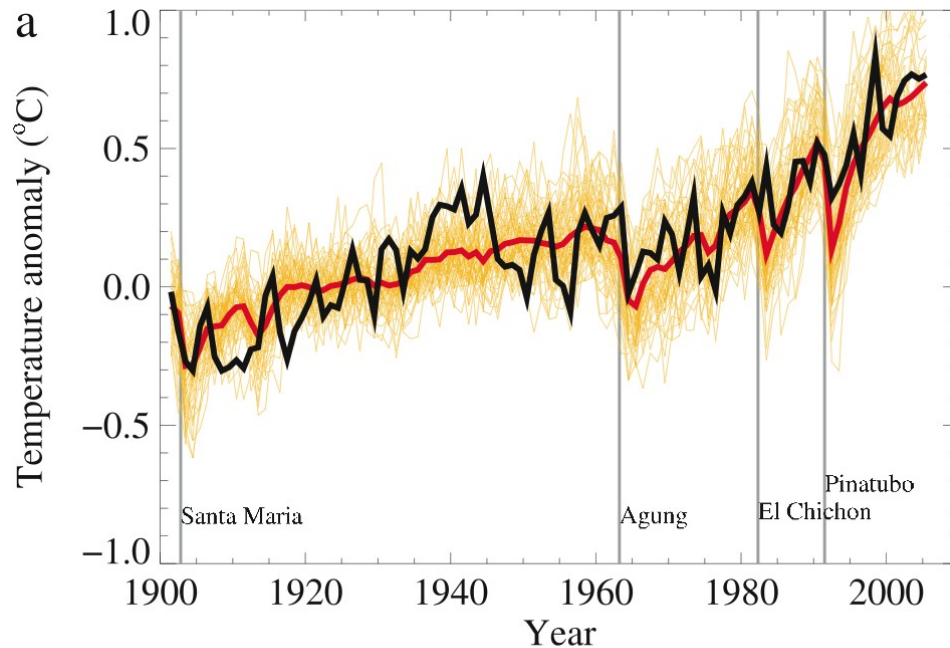
Les perturbations du climat

naturelles

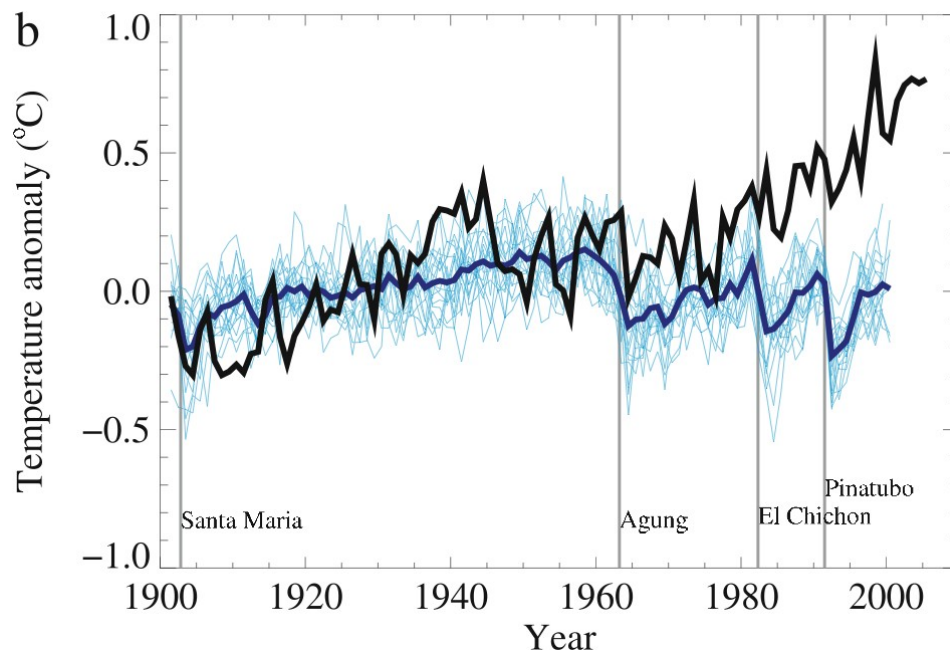
anthropiques



L'homme a-t-il déjà changé le climat ?



Anomalie de température de la surface de la Terre observée et calculée en prenant en compte les ***perturbations naturelles*** et les ***perturbations dues aux activités humaines*** (accroissement observé de la quantité de ***gaz à effet de serre et des aérosols***)



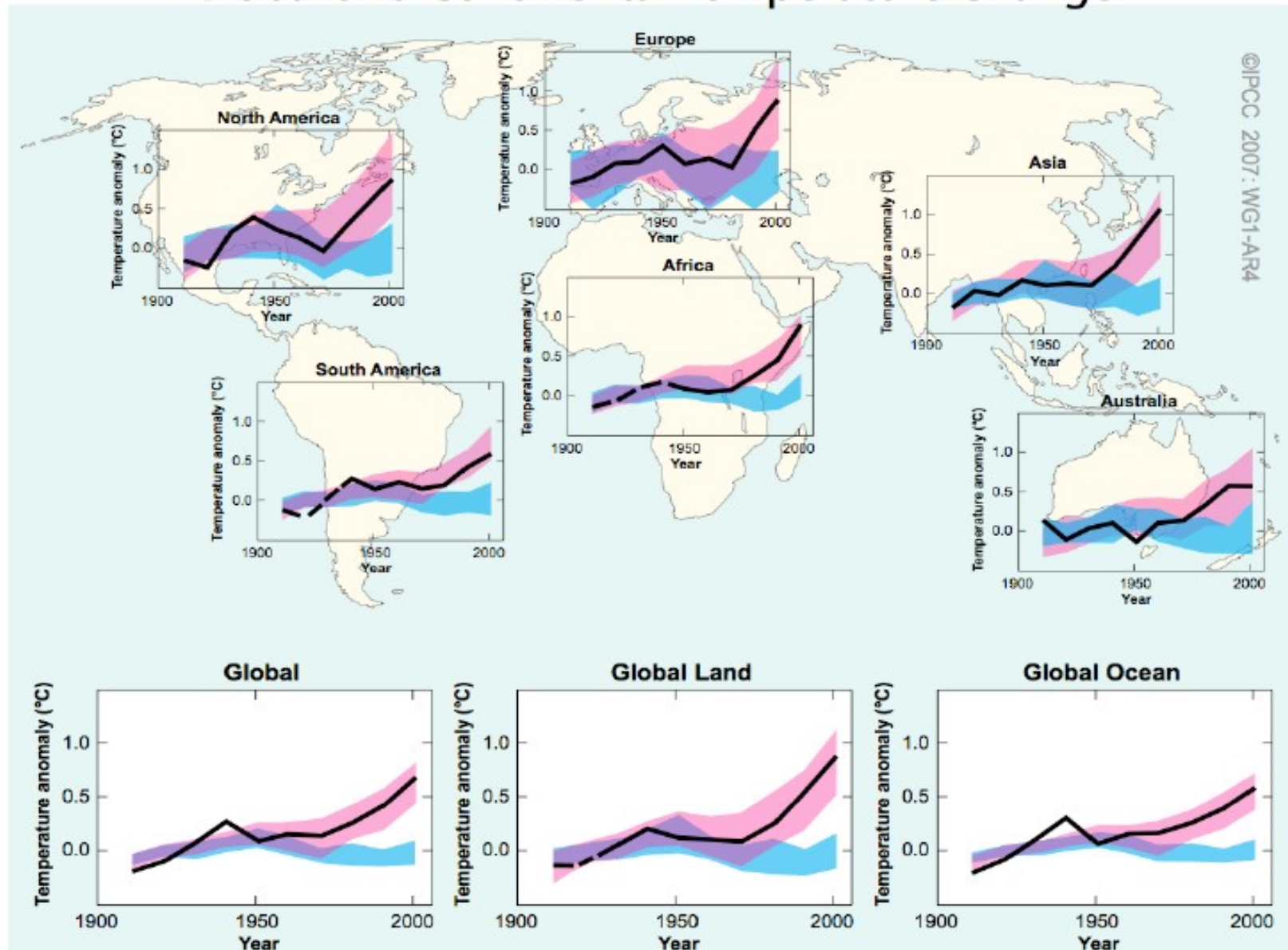
Anomalie de température de la surface de la Terre observée et calculée en prenant en compte ***uniquement les perturbations naturelles*** (éruptions volcaniques, activité solaire...)

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)

L'homme a-t-il déjà changé le climat ?

Global and Continental Temperature Change



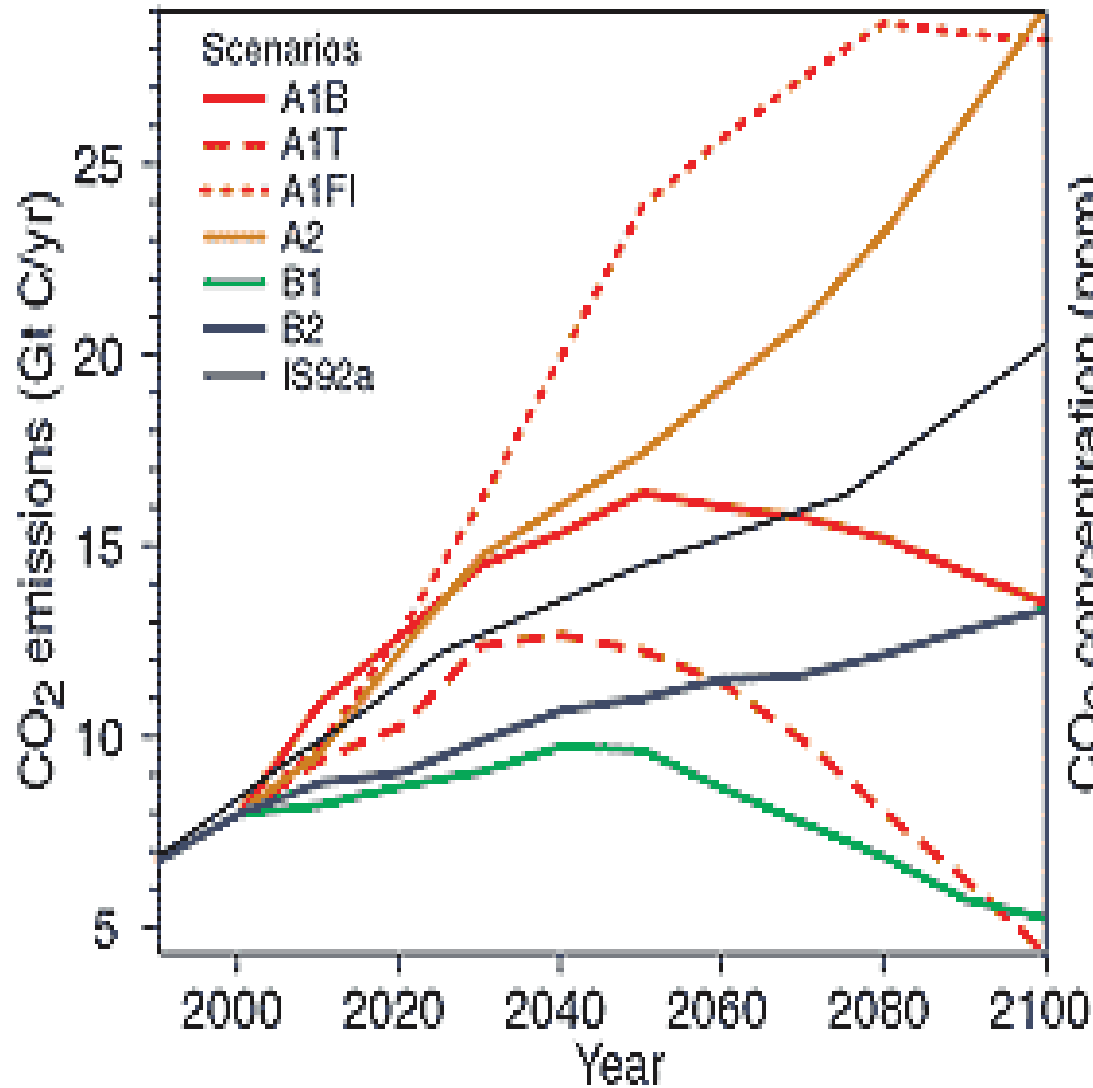
Noir: observations; bleu: forçages naturels; magenta: forçages anthropiques+naturels

Plan

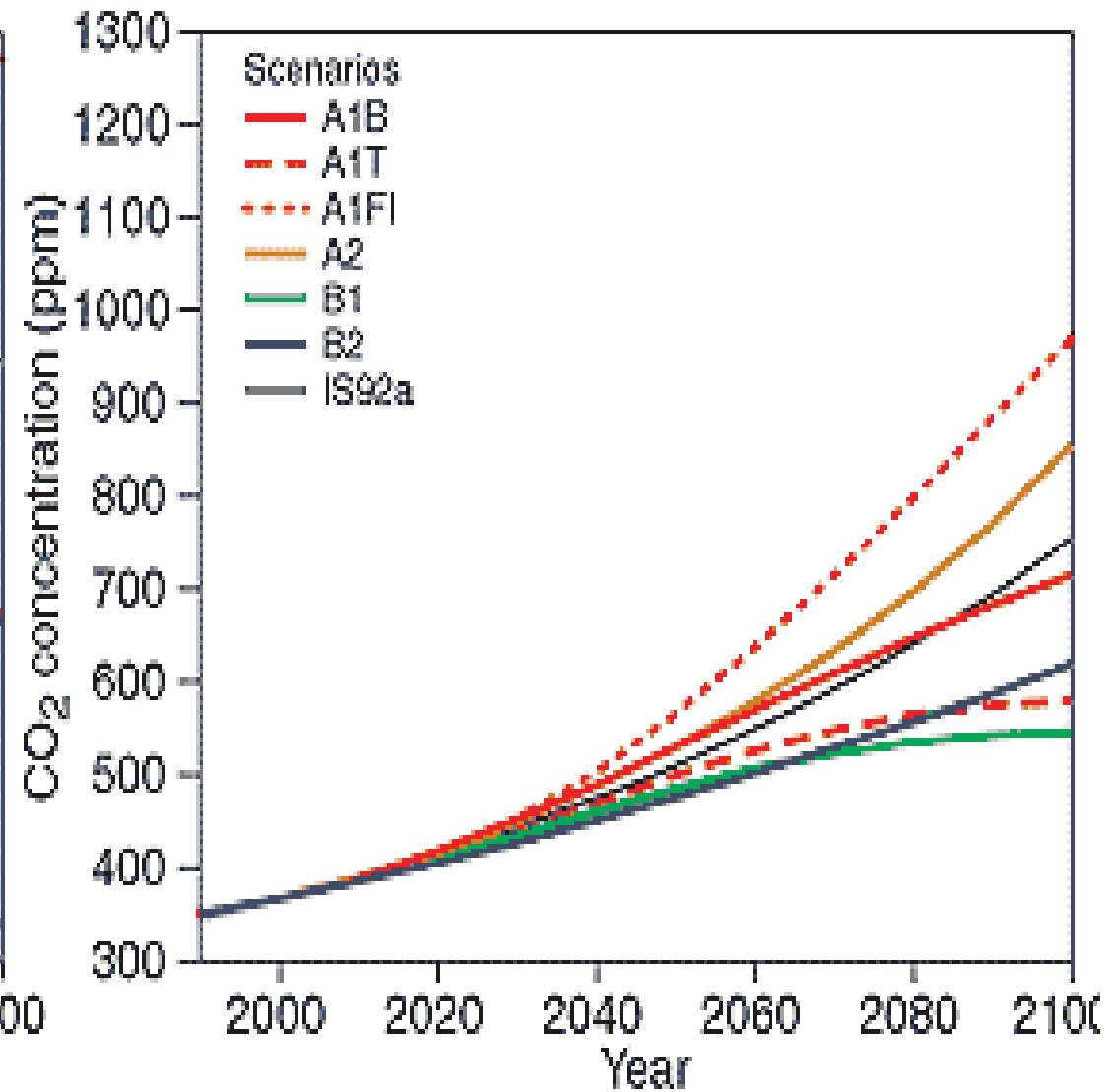
- Physique du climat : les pionniers
- Physique de l'effet de serre
- Les autres perturbations radiatives (ou forçages)
- Modélisation du climat et estimation des changements climatiques
- **Projections pour le futur**
- Conclusions

Emissions et concentrations de CO₂: utilisation de scénarios

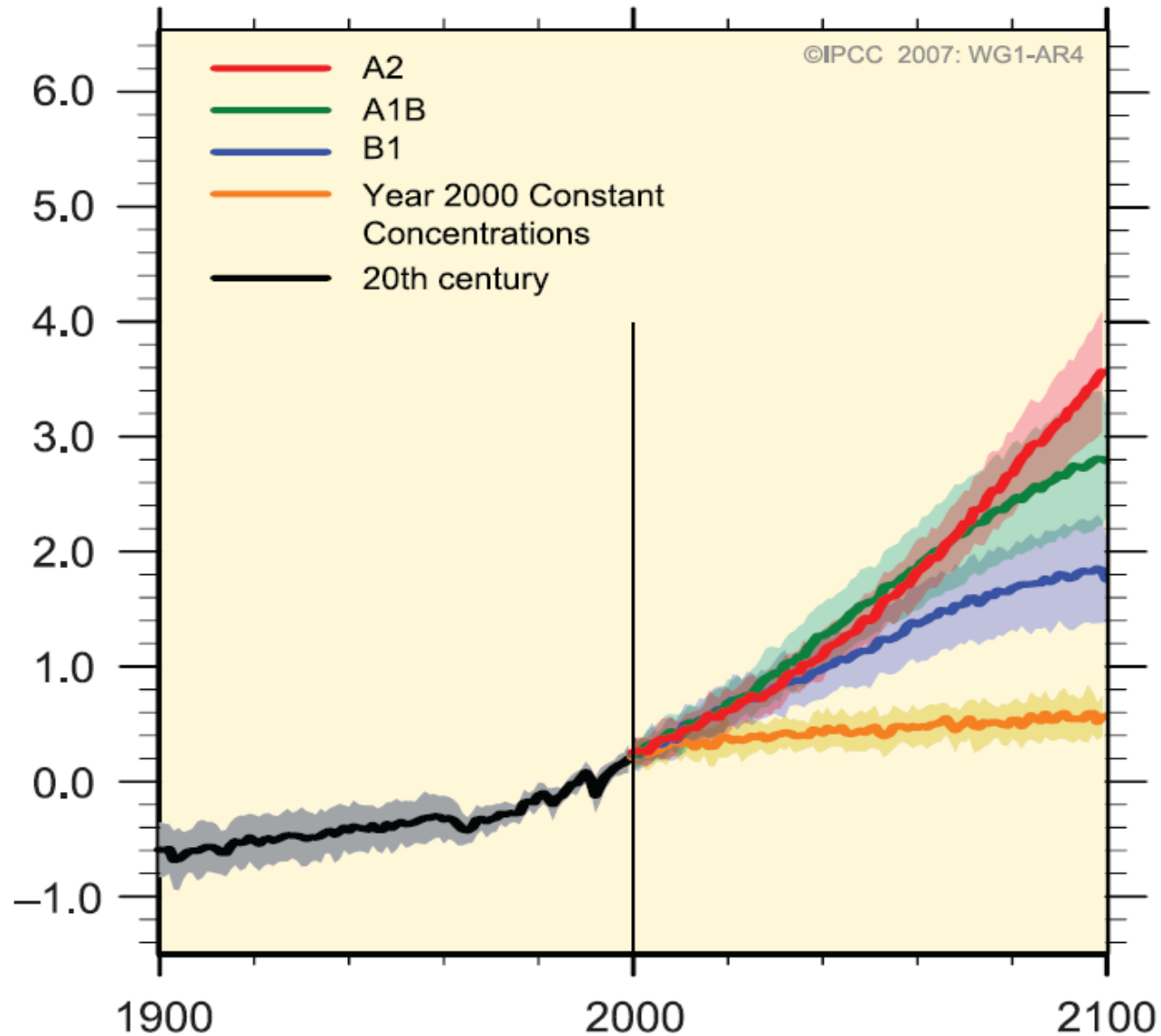
(a) CO₂ emissions



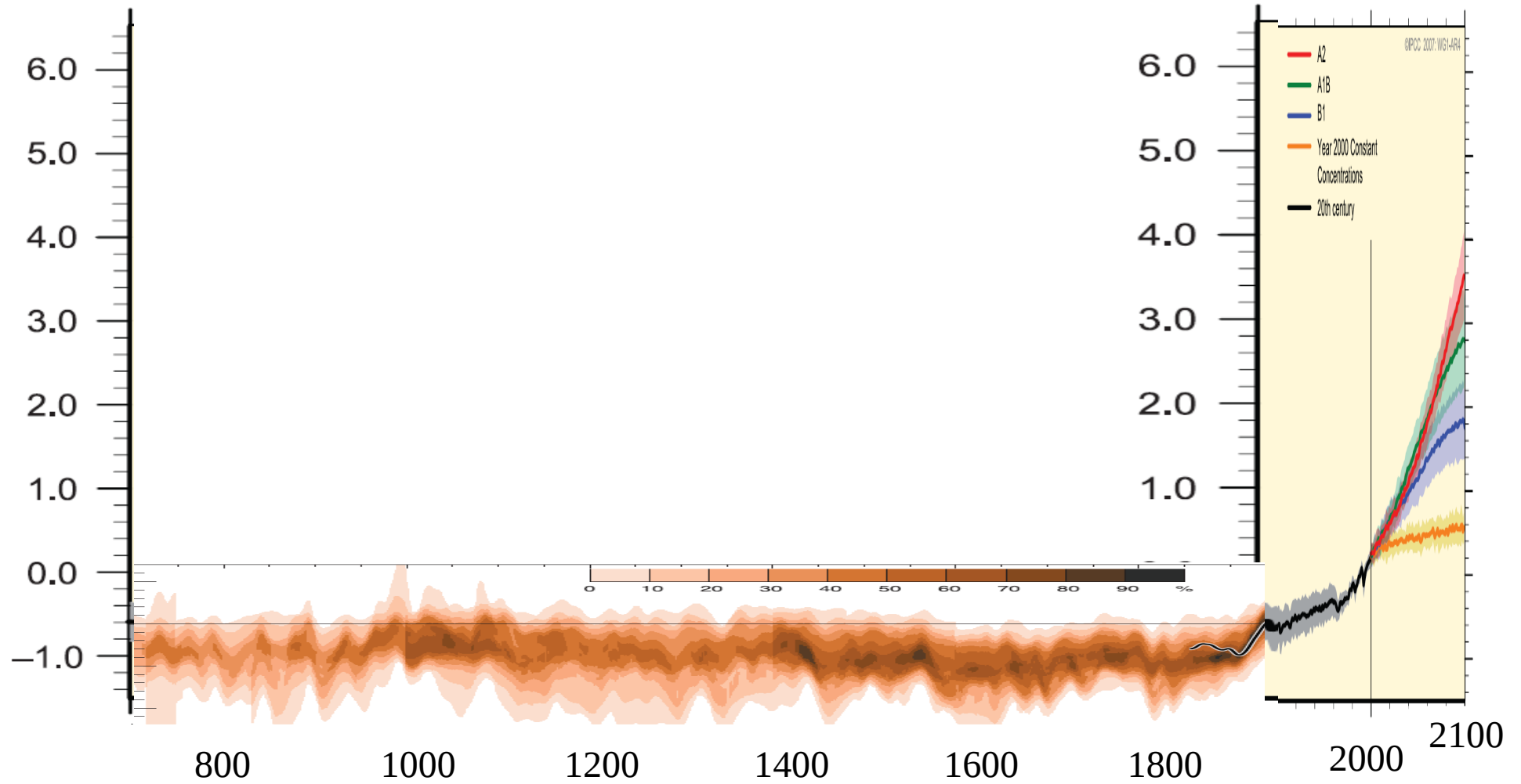
(b) CO₂ concentrations



Amplitude des variations de la température globale



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 ;

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

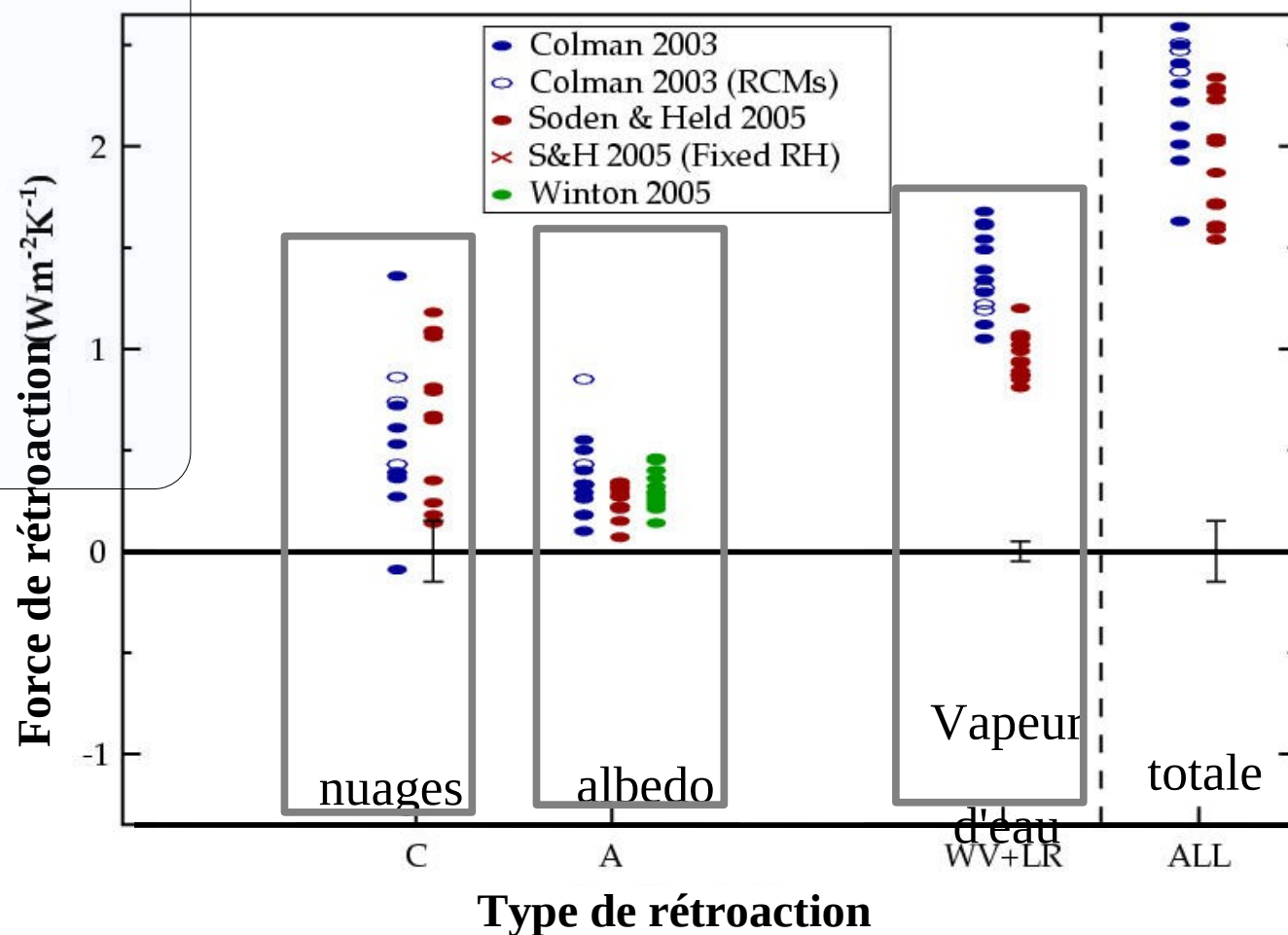
- Processus contribuant à la force de rétroaction λ ($W\ m^{-2}K^{-1}$) :
 - Planck (pour ΔT uniforme dans l'atmosphère). $\lambda_P = -3.2\ W\ m^{-2}K^{-1}$
 - vapeur d'eau : $\lambda_{WV} \simeq 1\ W\ m^{-2}K^{-1}$
 - albedo : $\lambda_A \simeq 0.2$ à $0.5\ W\ m^{-2}K^{-1}$
 - nuages : $\lambda_C \simeq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

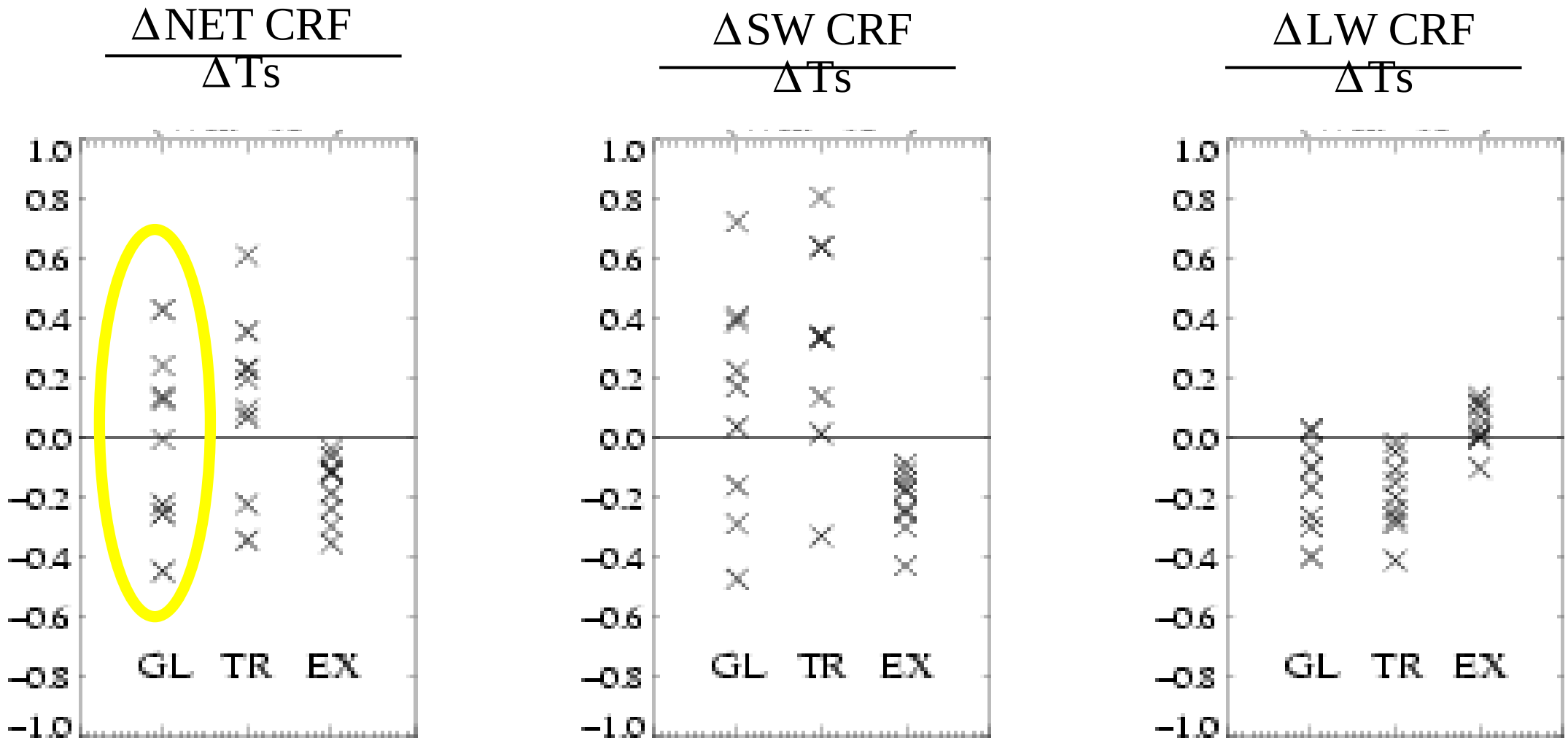
= principale cause d'incertitude.



Cloud Feedback Intercomparison Project (CFMIP)

2xCO₂ experiments; 8 GCMs; slab ocean

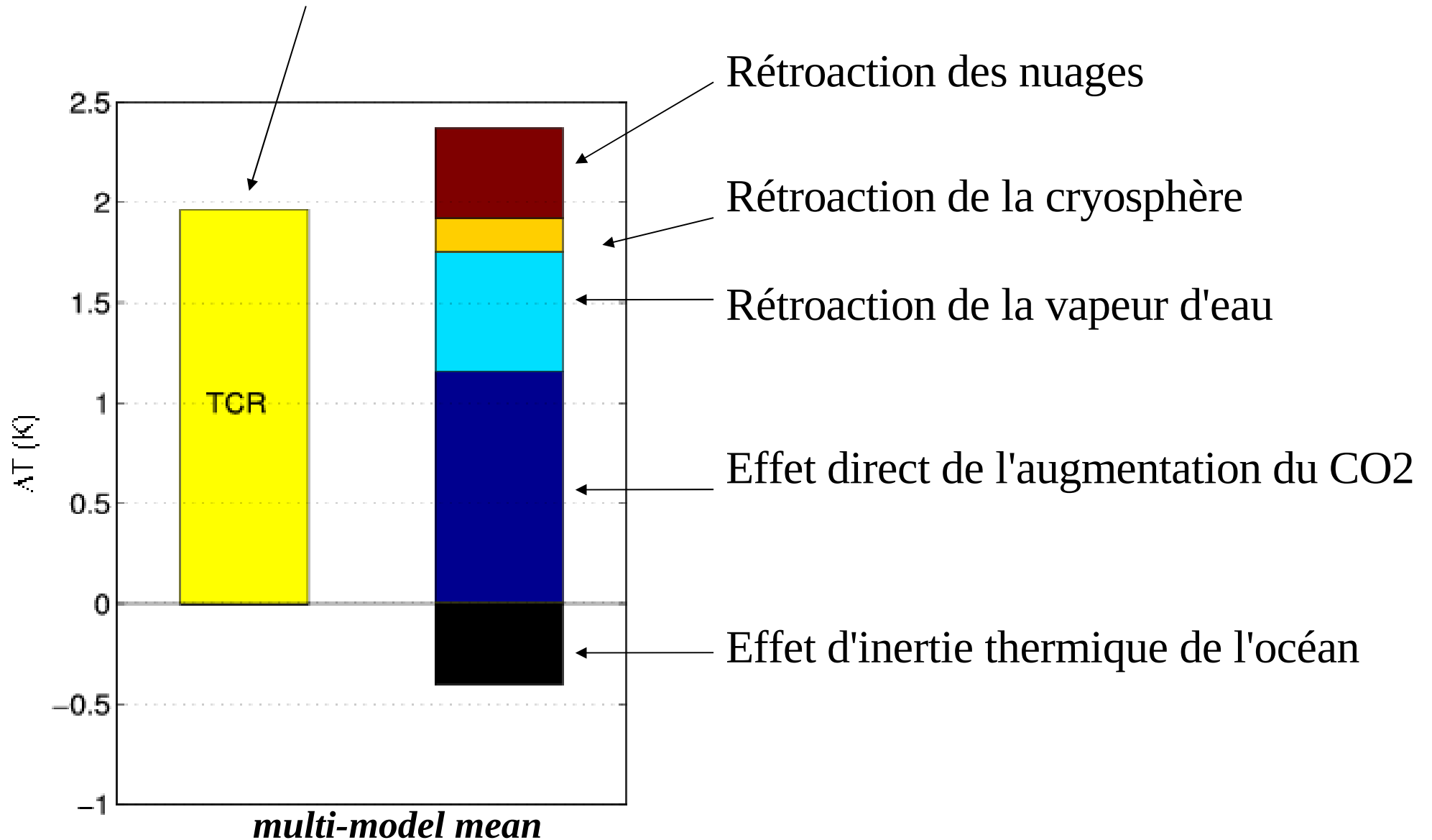
Taux de variation du forçage radiatif des nuages (W/m²/K)



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

Importances des rétroactions

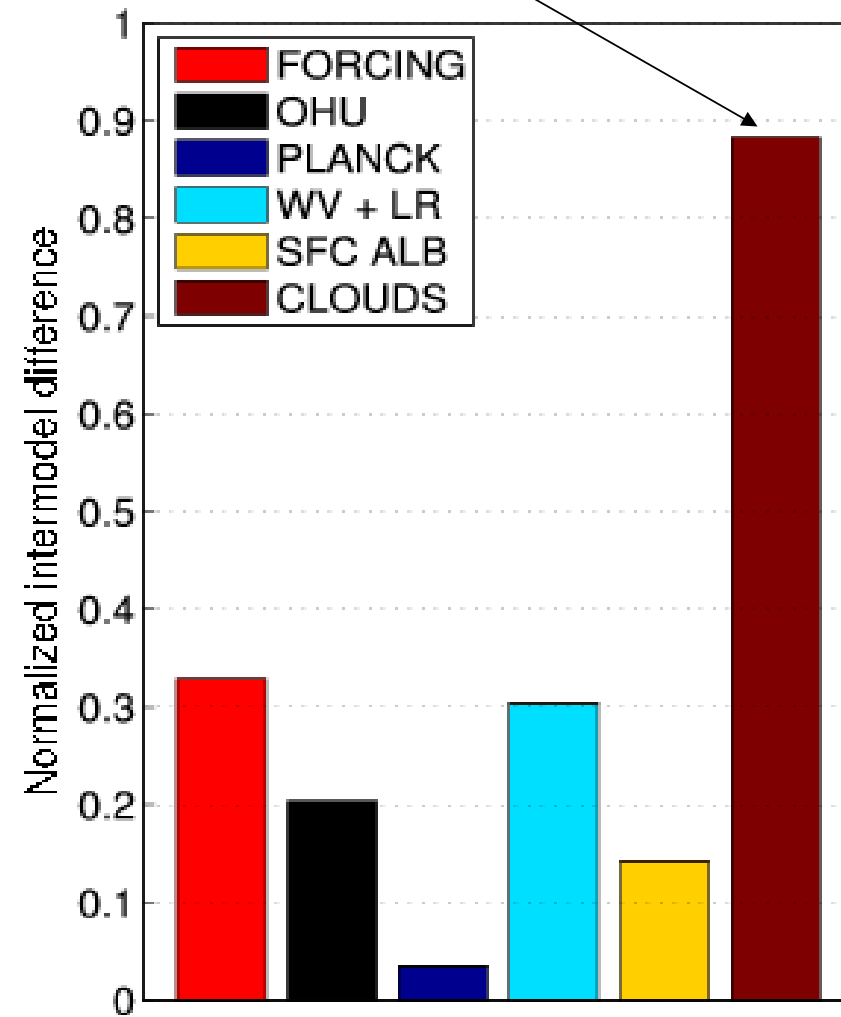
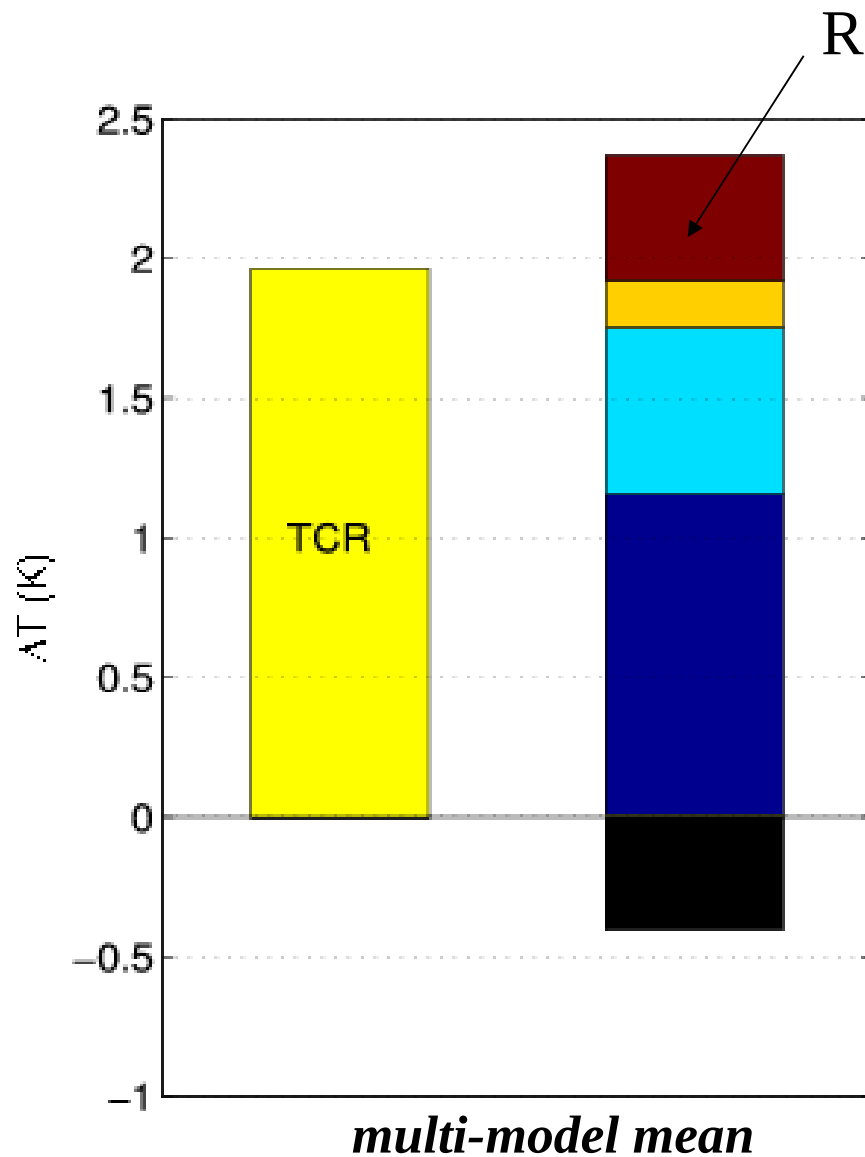
Réchauffement global pour un doublement de CO₂



Importances des rétroactions

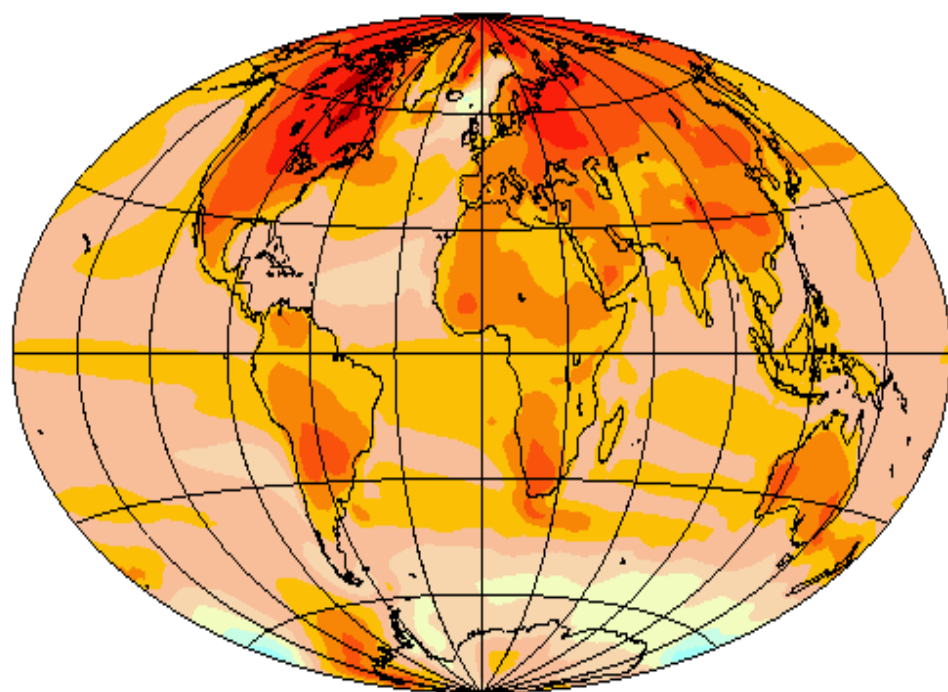
Moyenne des modèles

Dispersion entre les modèles

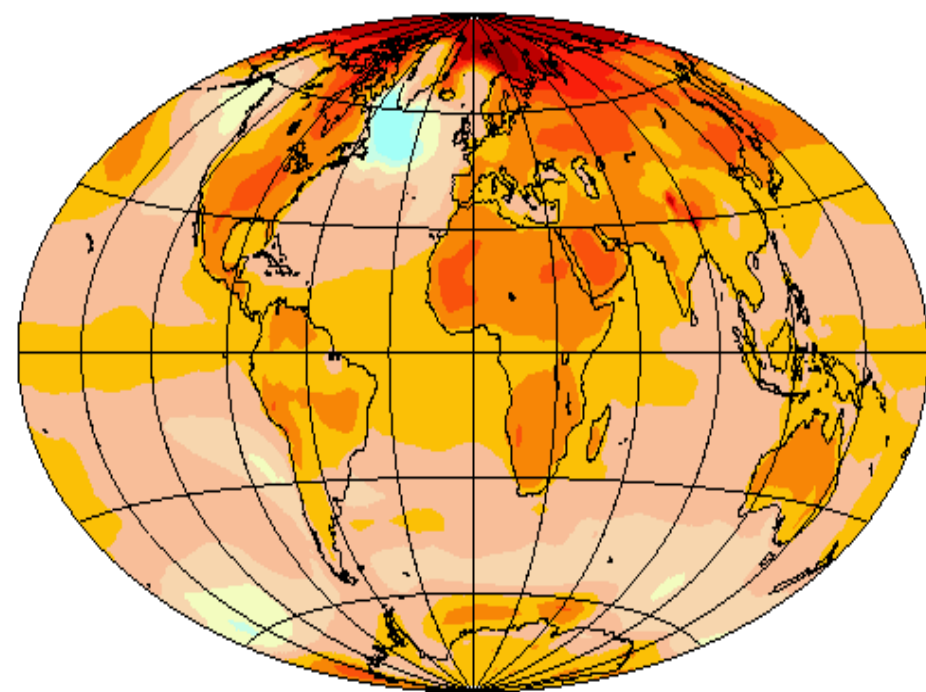


Projection pour l'an 2100

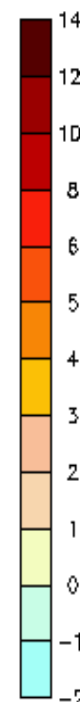
Changement des températures pour le scénario A2



IPCC / IPSL - SRESA2 scenario - Anomalies de la temperature (deg C)
(2090-2099) comparee a (2000-2009)

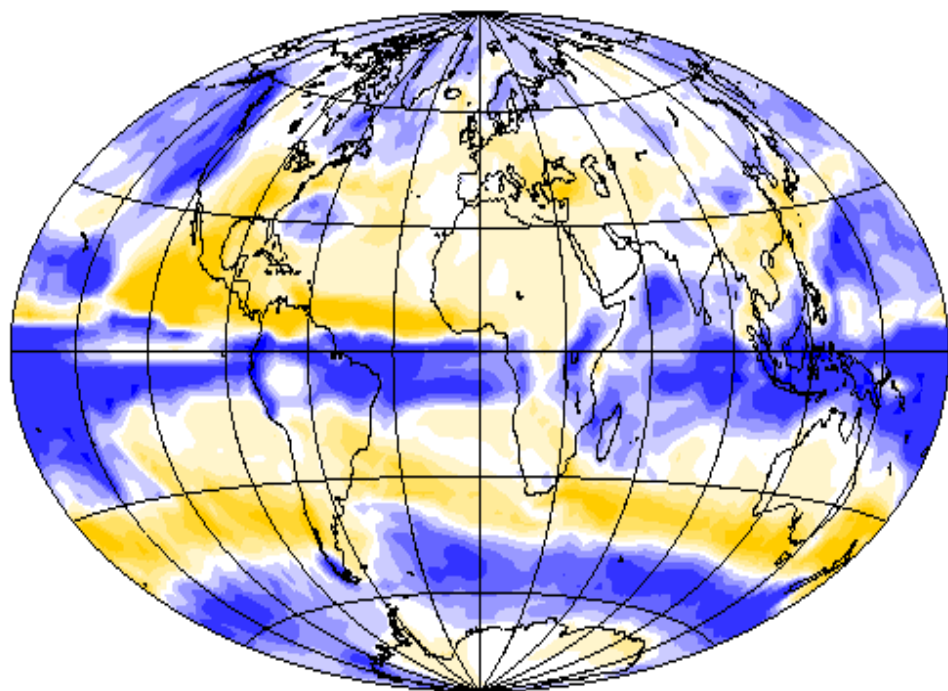


IPCC / CNRM - SRESA2 scenario - Anomalies de la temperature (deg C)
(2090-2099) comparee a (2000-2009)

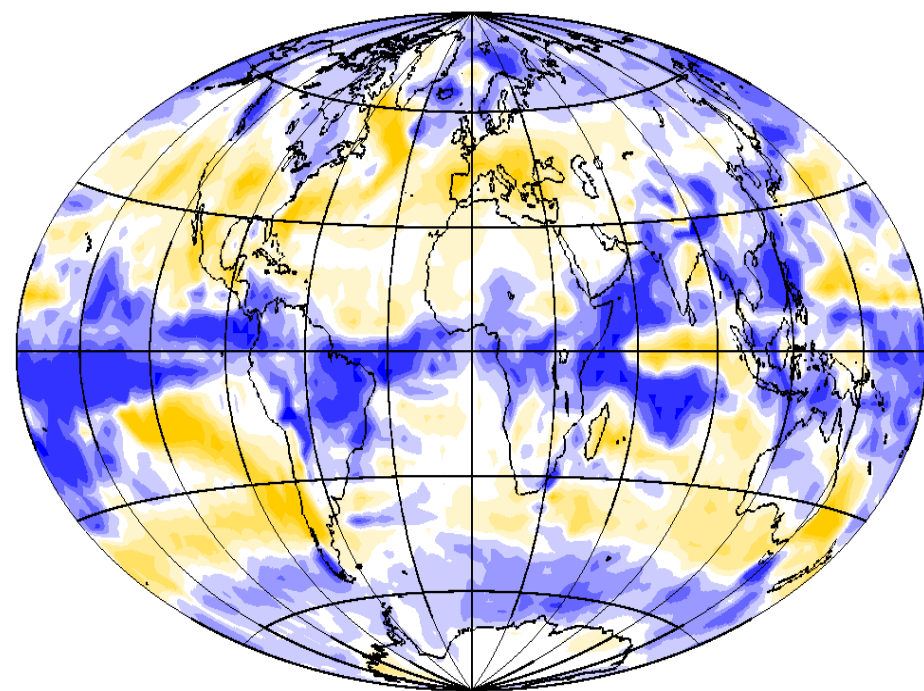


Projection pour l'an 2100

Changement de précipitations pour le scénario A2

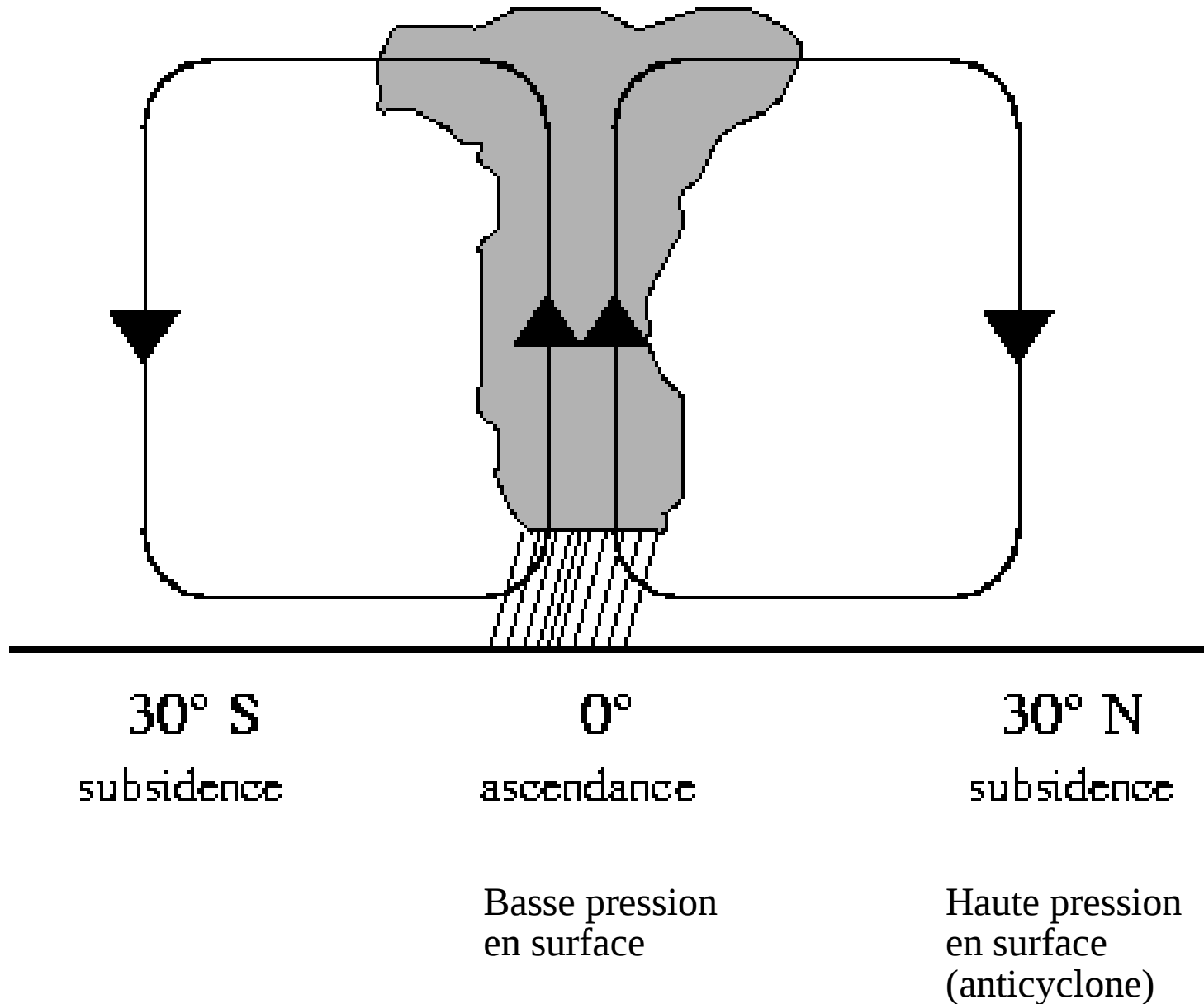


IPCC / IPSL – SRESA2 scénario – Anomalies de la precipitation (mm/jour)
(2090–2099) comparee a (2000–2009)



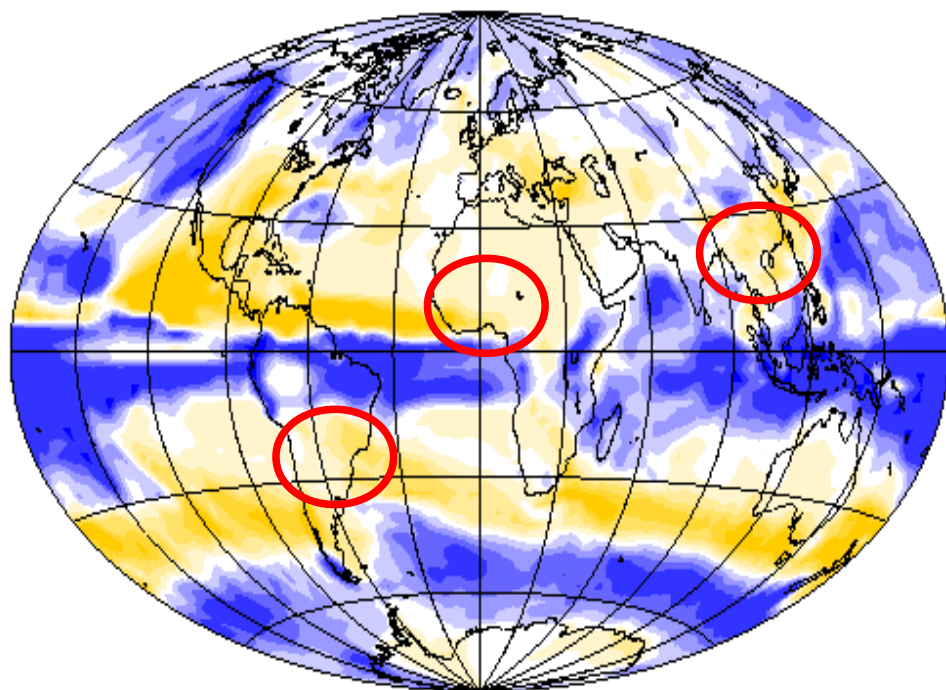
IPCC / CNRM – SRESA2 scénario – Anomalies de la precipitation (mm/jour)
(2090–2099) comparee a (2000–2009)

La circulation de Hadley

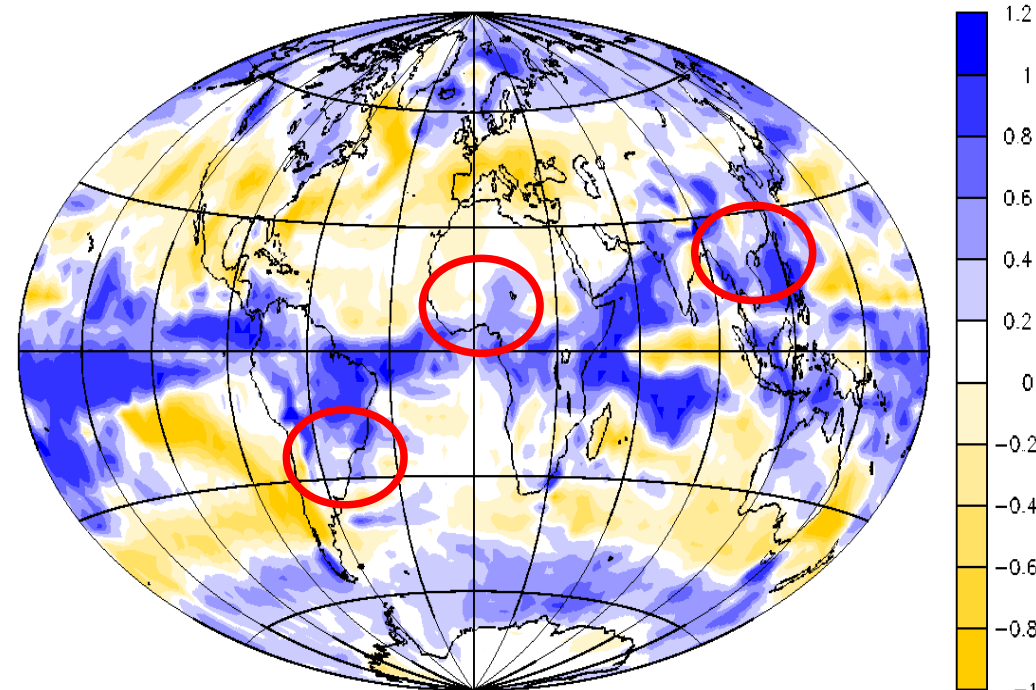


Projection pour l'an 2100

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)

Projected Patterns of Precipitation Changes

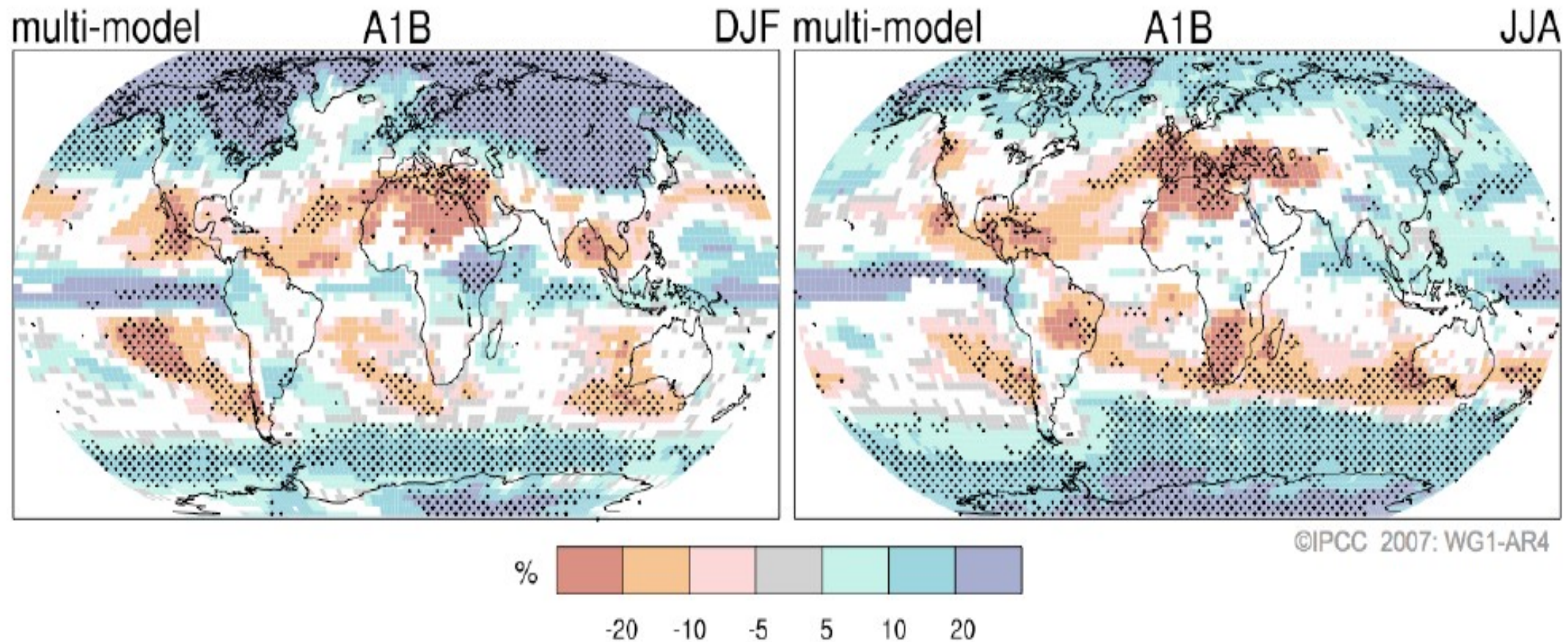


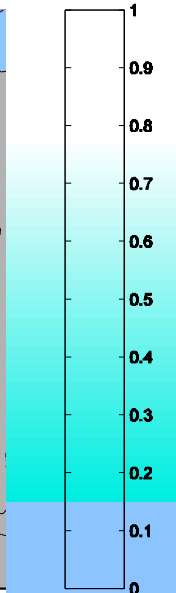
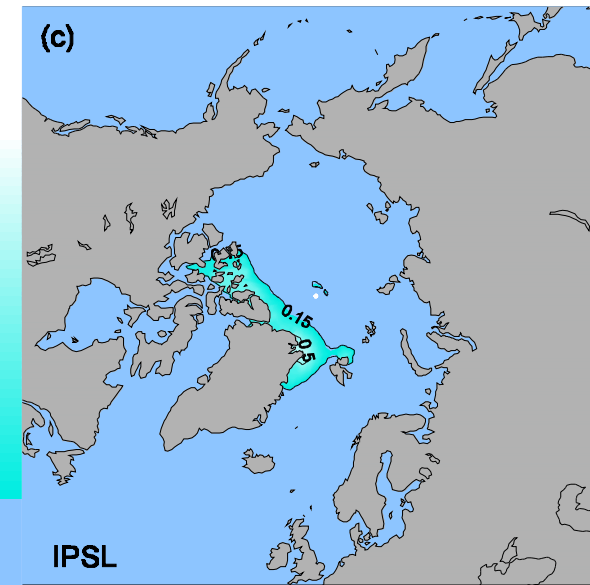
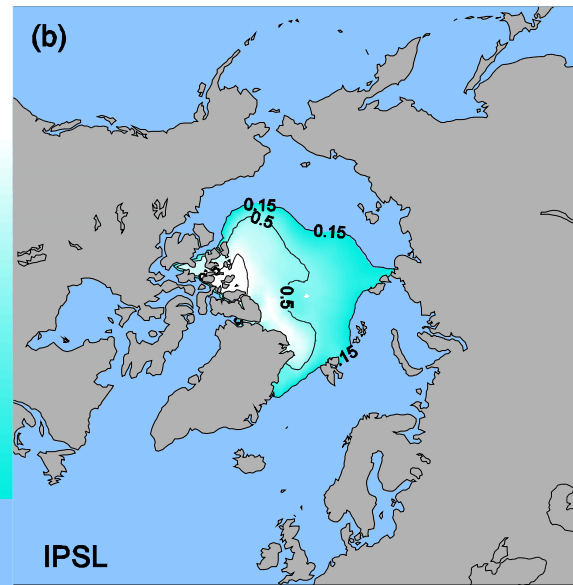
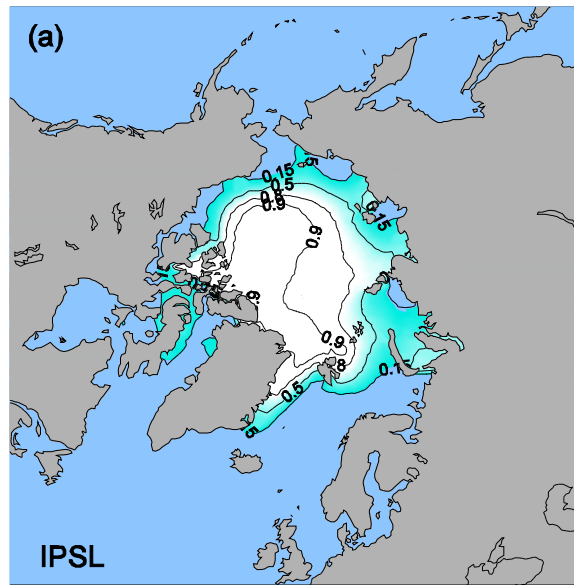
FIGURE SPM-6. Relative changes in precipitation (in percent) for the period 2090–2099, relative to 1980–1999. Values are multi-model averages based on the SRES A1B scenario for December to February (left) and June to August (right). White areas are where less than 66% of the models agree in the sign of the change and stippled areas are where more than 90% of the models agree in the sign of the change.

{Figure 10.9}

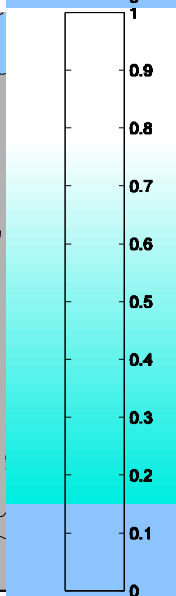
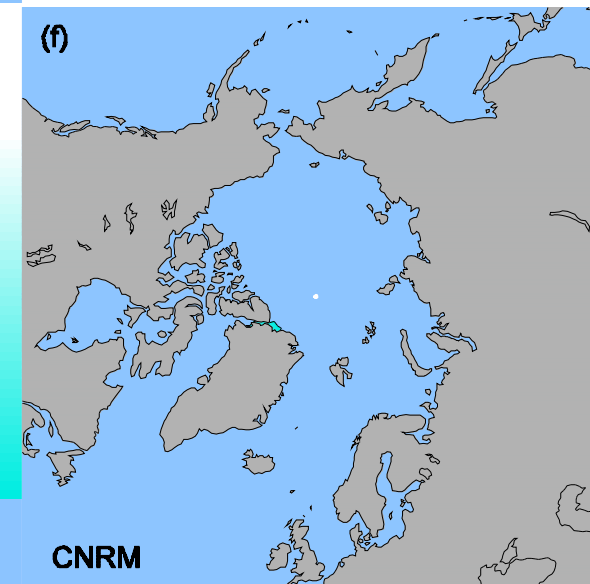
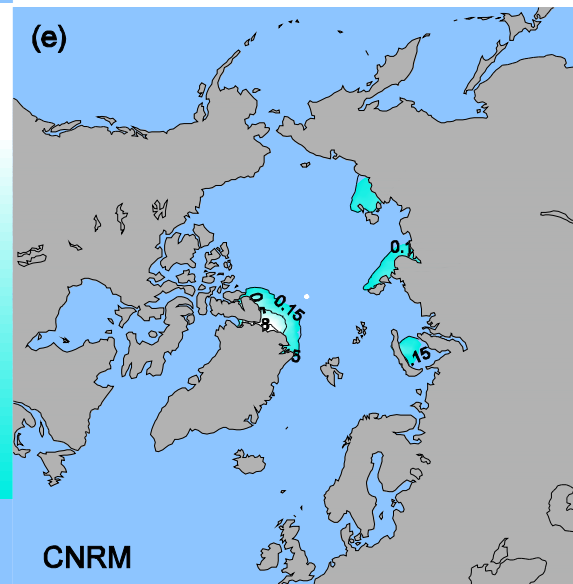
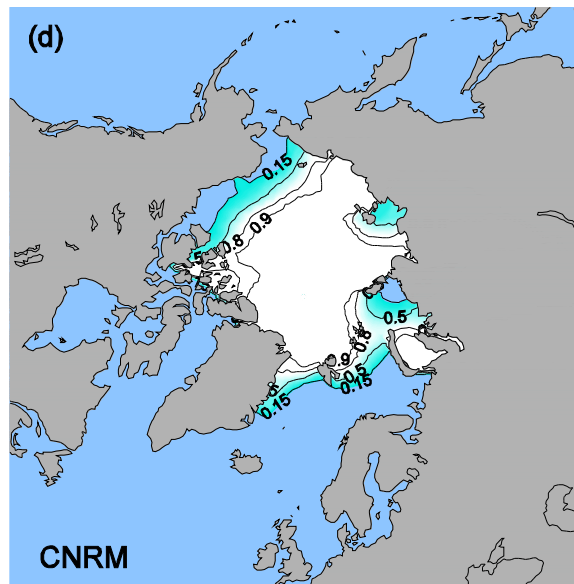
Extension minimale de la glace de mer (été)

Climat 21^e

IPSL



CNRM



1960-1989

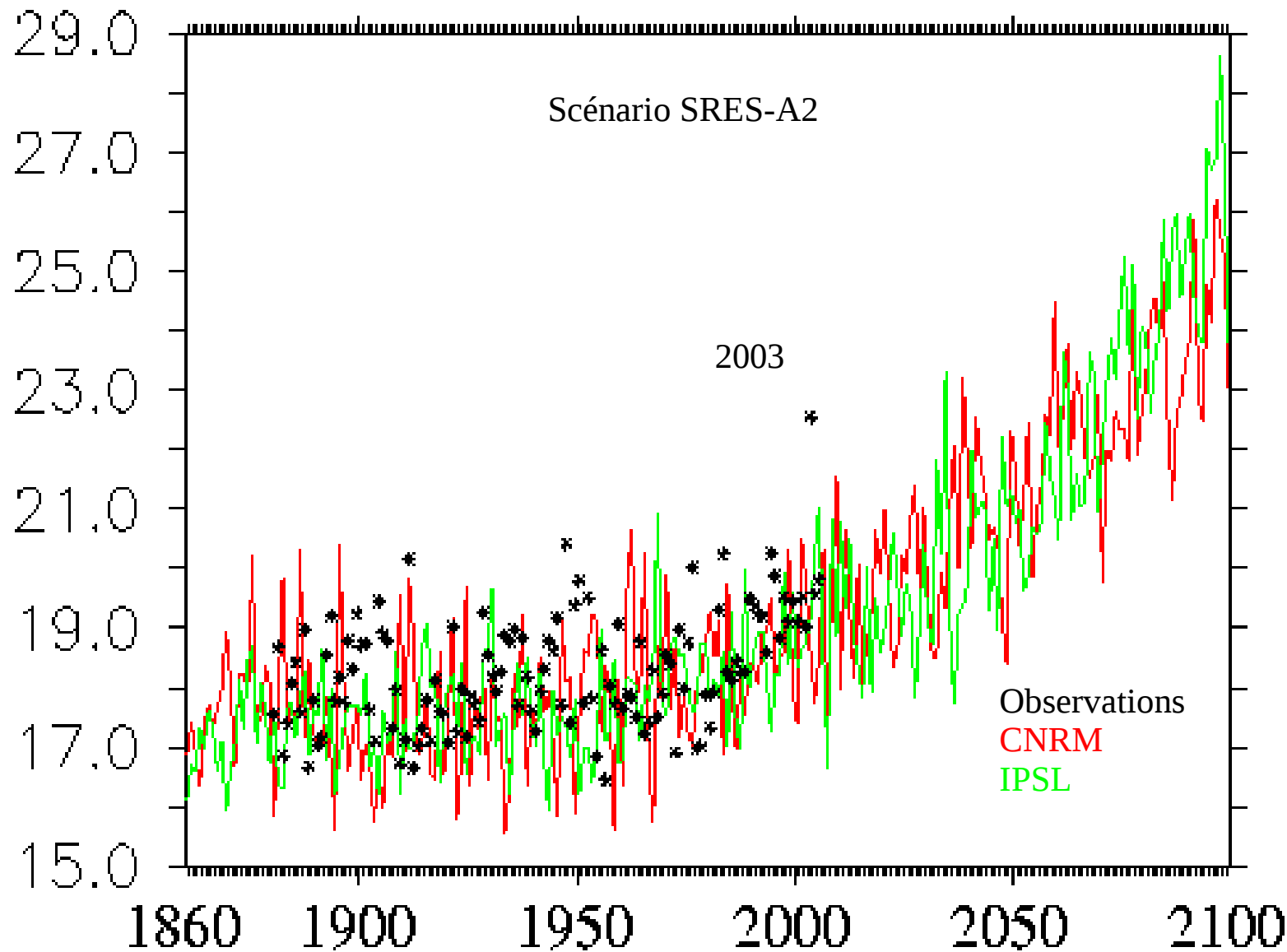
2070-2099; B1

2070-2099; A2

[Dufresne et al., 2006]

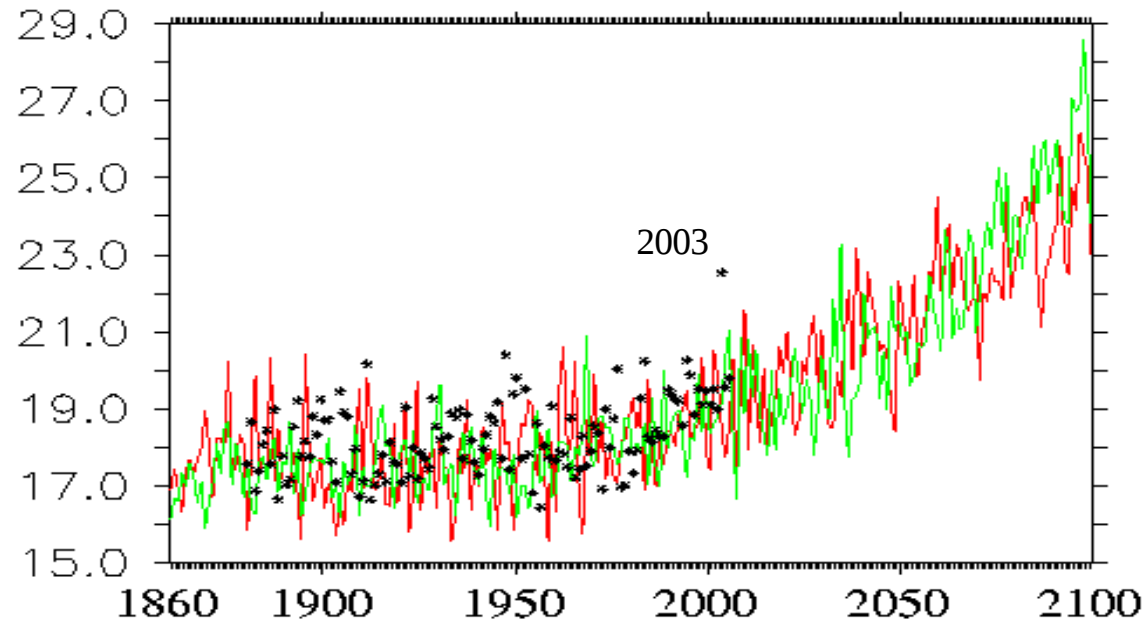
Que représentent des changements de température de quelques degrés?

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



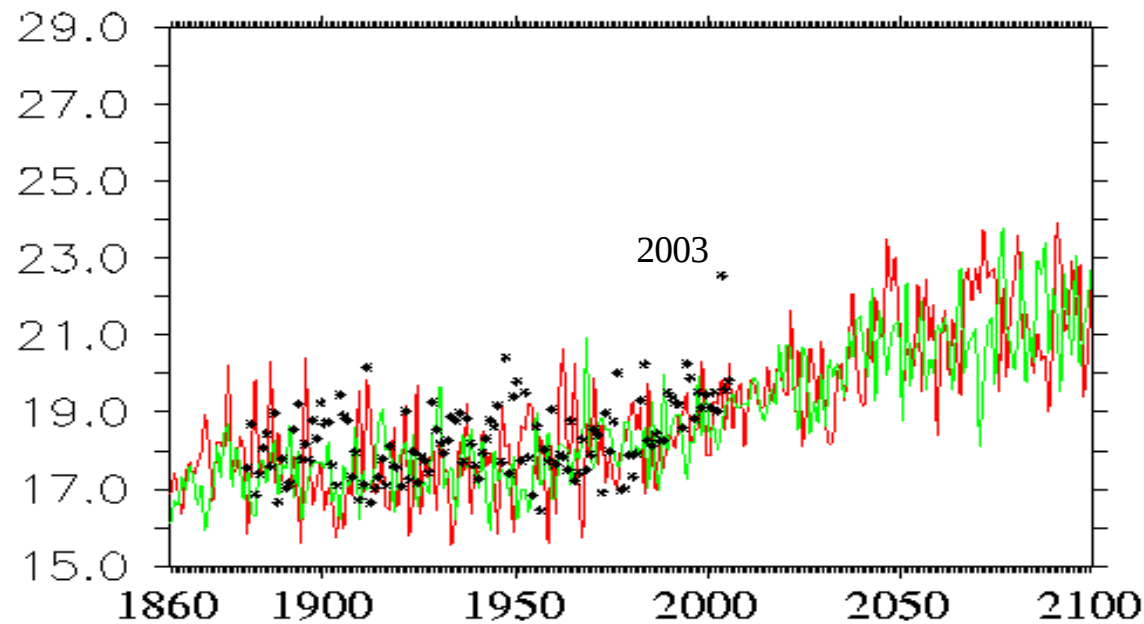
Température estivale, moyennée sur la France, pour deux scénarios

SRES-A2



Observations
CNRM
IPSL

SRES-B1



Observations
CNRM
IPSL

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 la physique solide, est bien compris, 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

