

La machine climatique : bases physiques et principales caractéristiques du climat terrestre

Partie 1 : Effet de serre et physique du climat



J-Y Grandpeix (d'après J-L Dufresne)

CNRS / IPSL / LMD

jyg@lmd.jussieu.fr

<http://www.lmd.jussieu.fr/~jyg>

Textes de JLD : <http://www.lmd.jussieu.fr/~jldufres>

PLAN

Introduction : contexte et enjeux.

Effet de serre

Physique du climat

Modèles

Changement climatique

Ordres de grandeur

Données :

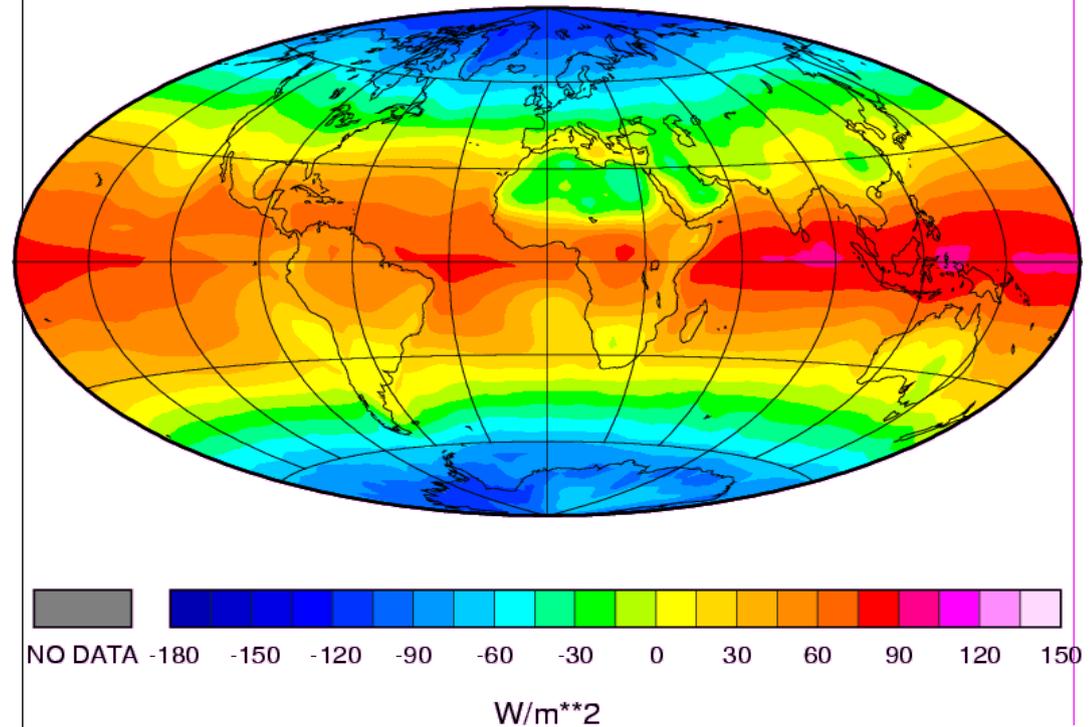
- Rayon terrestre : $R_t \simeq 6400 \text{ km}$
- Pression moyenne au sol : $p_{sol} \simeq 10^5 \text{ Pa}$
- Accélération de la pesanteur : $g \simeq 10 \text{ m s}^{-2}$

Conséquences :

1. Surface terrestre : $510 \cdot 10^6 \text{ km}^2$
2. Masse de l'atmosphère : $5.1 \cdot 10^{18} \text{ kg} = 5.1 \cdot 10^6 \text{ Gt}$ (Gigatonne) = $5.1 \cdot 10^6 \text{ Pg}$ (Petagramme).
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 : $5.1 \cdot 10^{18} \text{ kg} = 5.1 \cdot 10^6 \text{ Gt}$ (Gigatonne) = $5.1 \cdot 10^6 \text{ Pg}$ (Petagramme).
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.

Comme chacun sait, le CO_2 est un gaz à effet de serre : il y a un problème.

==> création du GIEC en 1988

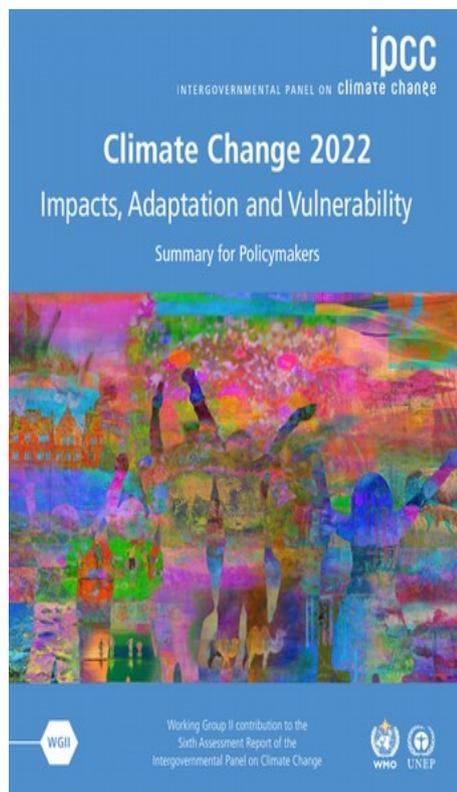
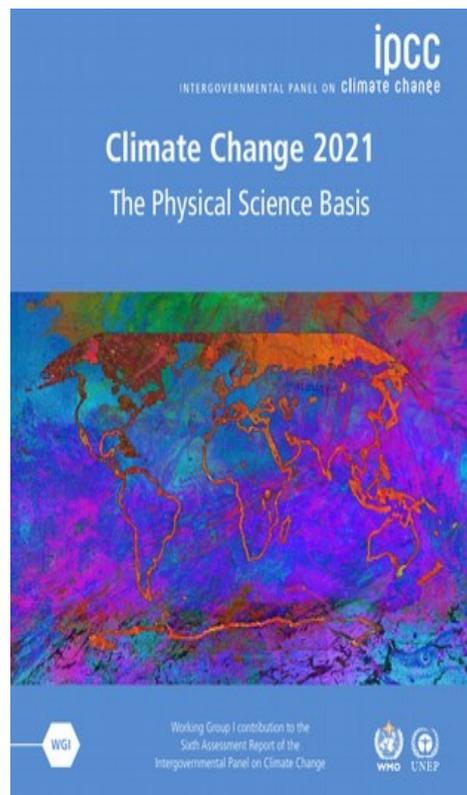


Qu'est-ce que le GIEC ?

- **GIEC** : Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat (en anglais IPCC)
- Créé en 1988 par **l'Organisation météorologique mondiale** (OMM) et le **Programme des Nations Unies pour l'environnement** (PNUE)
- A pour mission d'établir **l'état des connaissances scientifiques** sur les changements climatiques et leurs possibles incidences sur l'environnement et les activités socio-économiques
- Ne **fait pas** ni organise la **recherche**. C'est le rôle du Programme Mondial de Recherche sur le Climat, et des organismes de recherches nationaux.
- Interface entre sciences et politiques

Le GIEC comprend trois groupes de travail:

- I- Les **bases physiques** des changements climatiques
- II- **Impacts, adaptations et vulnérabilités** aux changements climatiques.
- III- **Atténuation** des changements climatique



Groupe 3
(21 mars-1er
avril)

Synthèse
(septembre
2021)

6^e rapport d'évaluation (2021-2022)



Que fait le GIEC ?

Rapports d'évaluation (tous les 6 ans environs)

Rapports méthodologiques sur l'**inventaires des gaz à effet de serre**

Rapports spéciaux, dont les 3 derniers sur, réchauffement global à 1,5°C, océan et cryosphère, terres

Ce que le GIEC ne fait pas

Il ne donne pas de recommandations

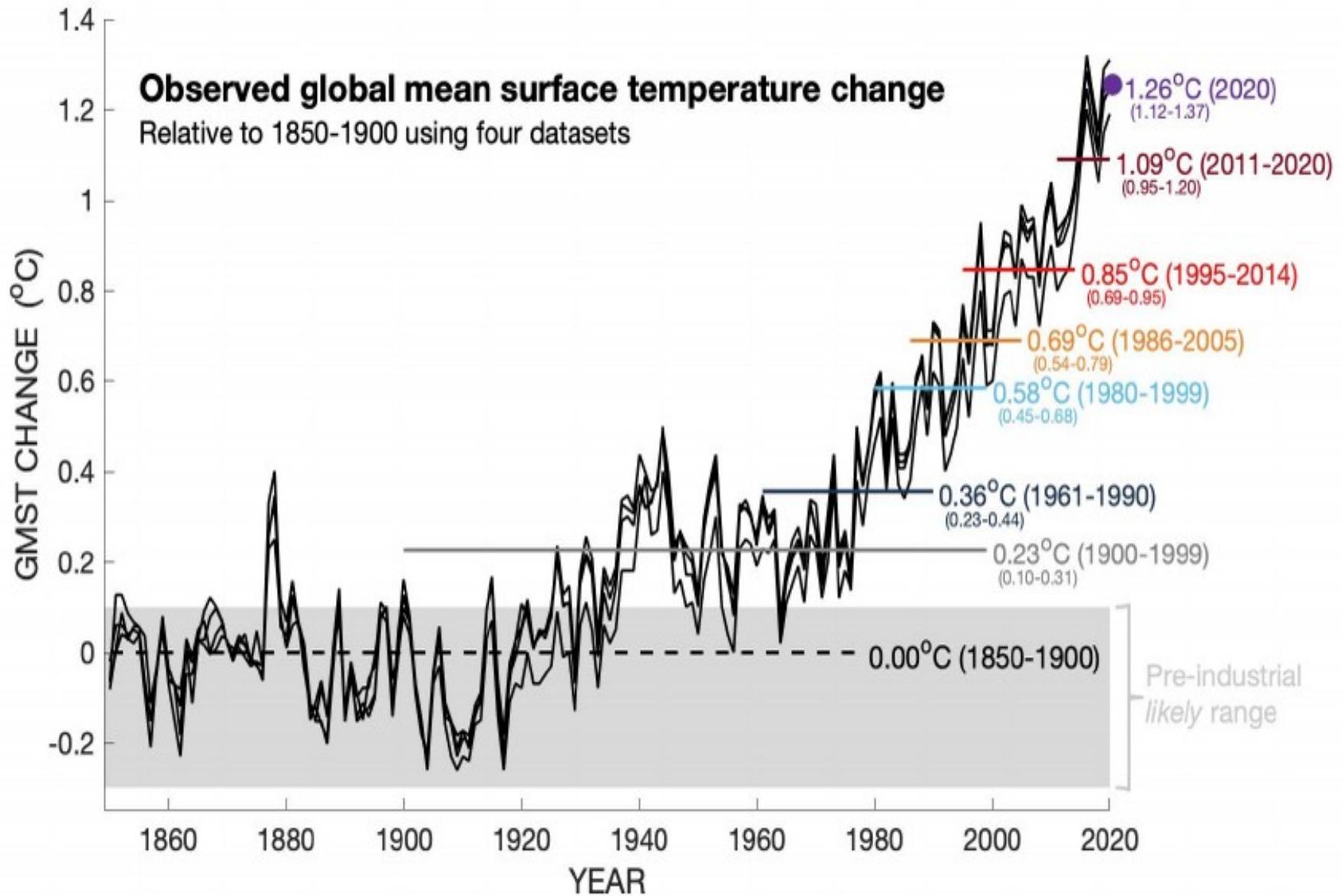
Il n'est pas le lieu de négociation sur les décisions à prendre => c'est le rôle des **COP** (conférence des parties) (Nations unies)

6^e rapport, groupe 1 : approuvé en août 2021

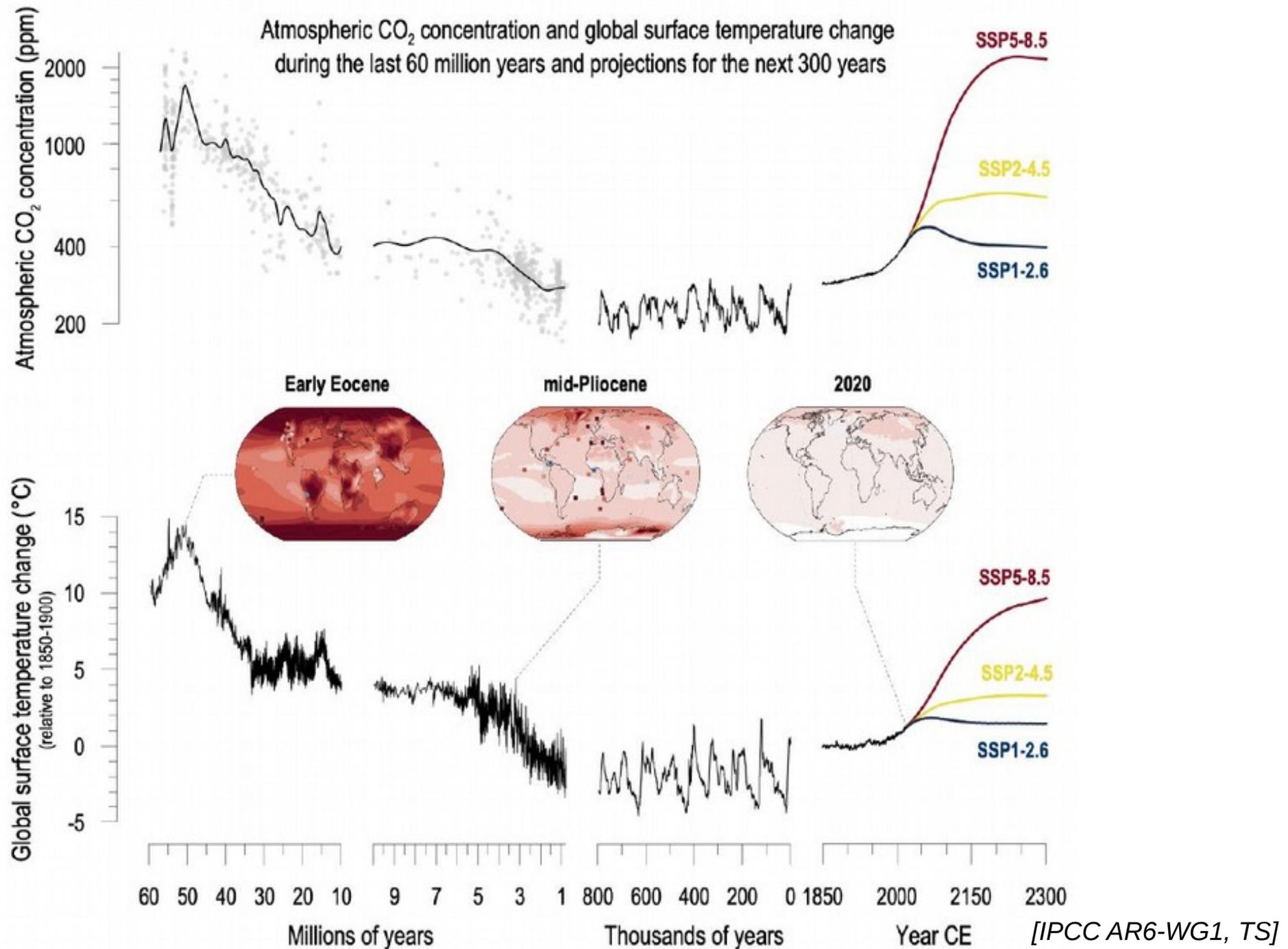
- commande par les gouvernements et plan du rapport : septembre 2017
- appel à candidature et sélection des auteurs
- rédaction par les scientifiques : Juin 2018 – mars 2021
 - 200 auteurs (12-15 par chapitre)
 - 3 brouillons expertisés + texte final
 - document principal (1000 p.)
 - résumé technique (80p.)
 - résumé pour décideurs (25p.)
- approbation par les gouvernements : août 2021



La température de la surface de la Terre augmente



Des changements importants au regard de ceux passés



PLAN

Introduction : contexte et enjeux.

Effet de serre

Physique du climat

Modèles

Changement climatique

Physique de l'effet de serre

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)

doublment 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)

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:

$$P = \varepsilon \sigma T^4$$

P: puissance (W.m^{-2})

T: température (K)

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

$\cdot \text{K}^{-4}$)

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

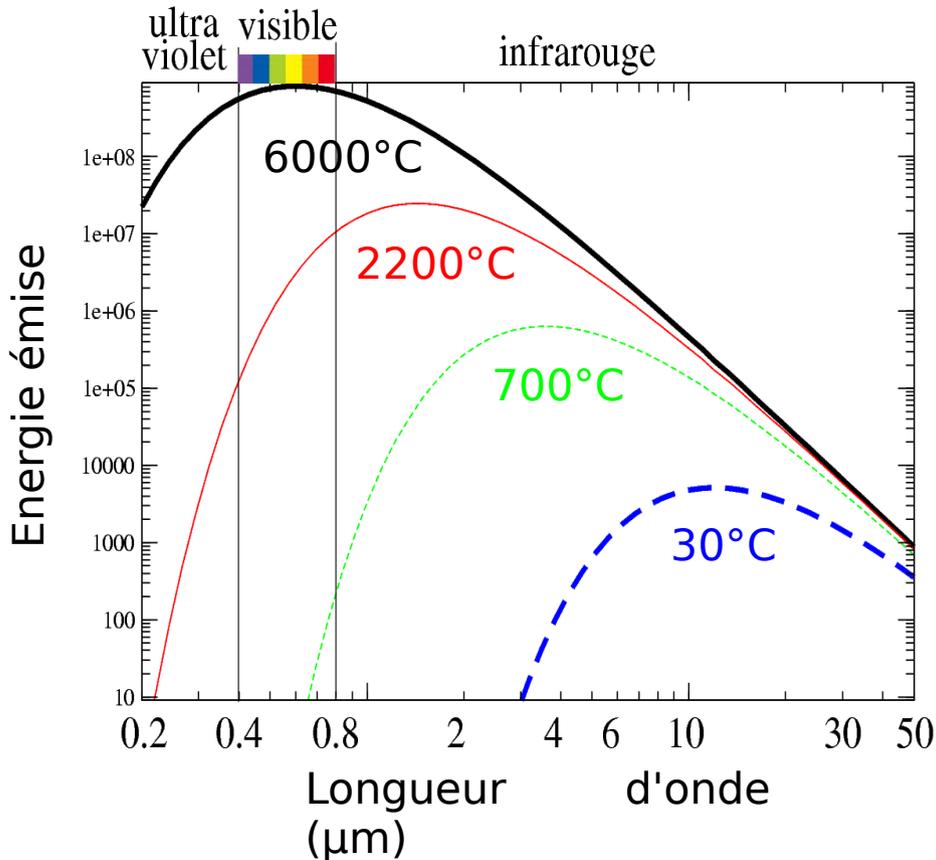
Absorption de rayonnement: transformation d'énergie radiative en énergie thermique (chimique, électrique...). Par ex: plaque noire au soleil

Spectre d'émission

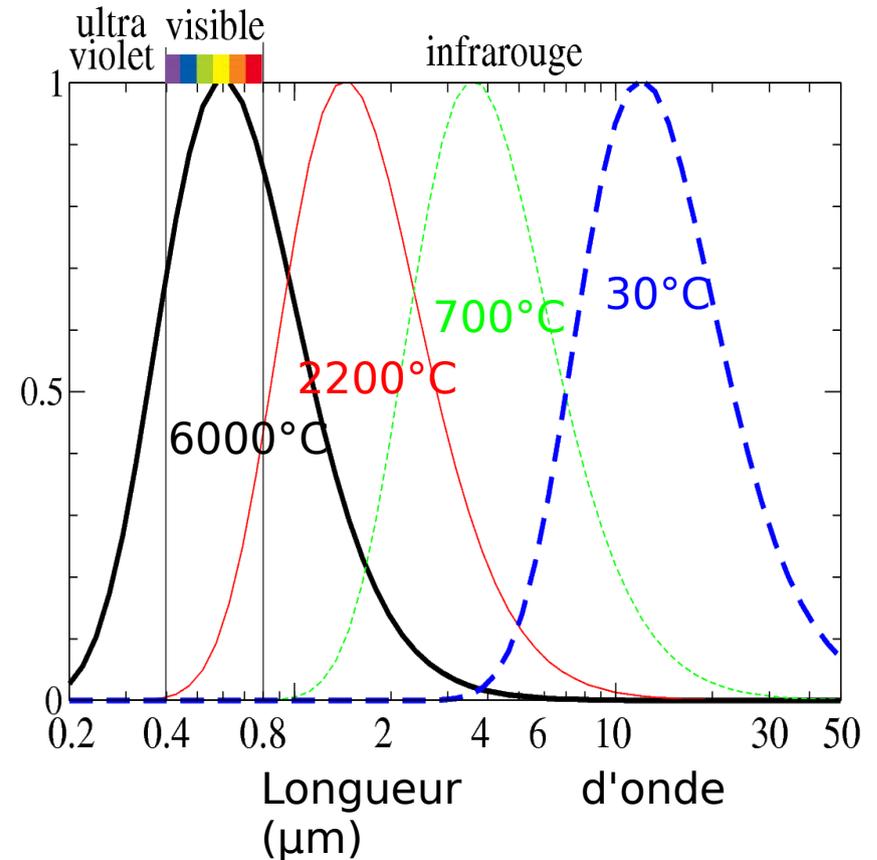
Énergie émise (fonction de Planck) en fonction de la longueur d'onde (ou spectre d'émission), pour différentes températures:

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

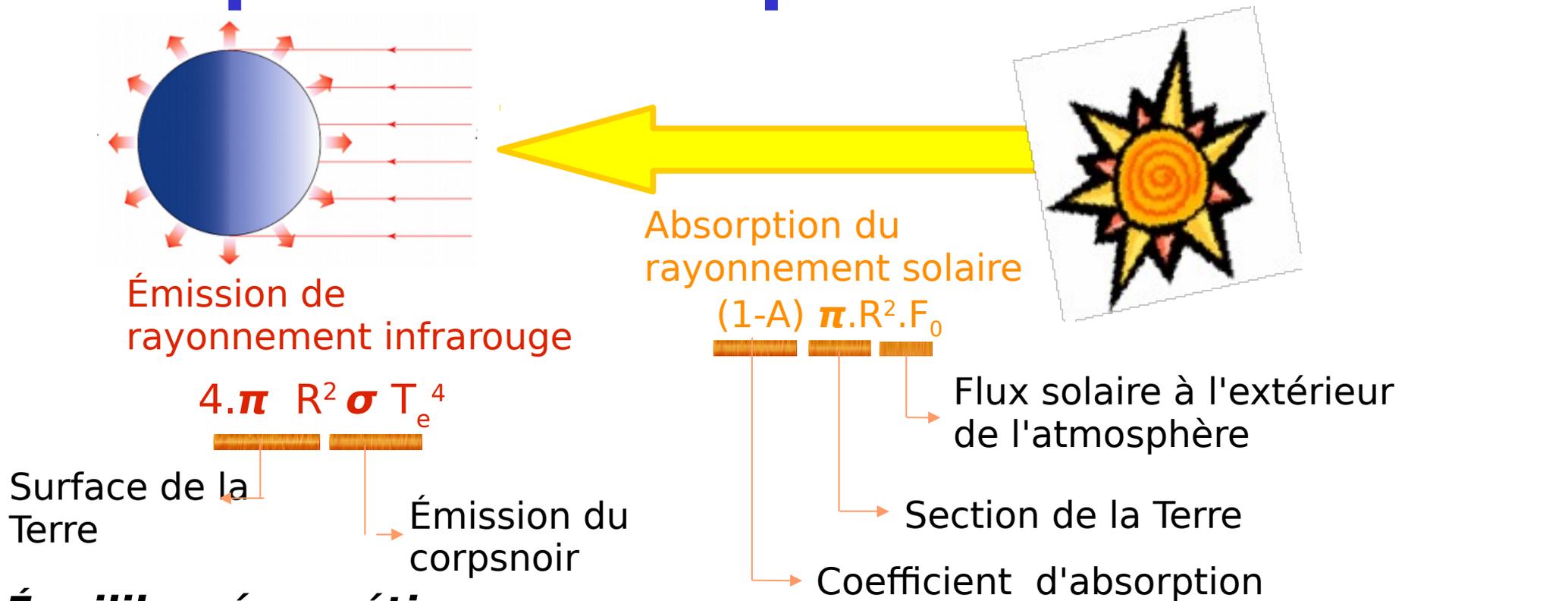
Spectres d'émission



Spectres d'émission normalisés par la valeur maximum



Température d'équilibre de la Terre



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

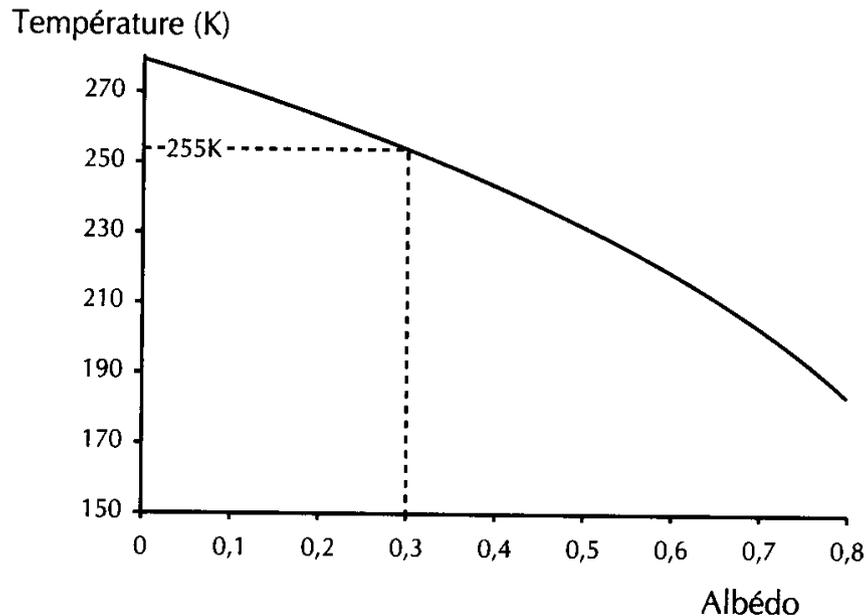
A : albédo planétaire (= 0.3)

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%

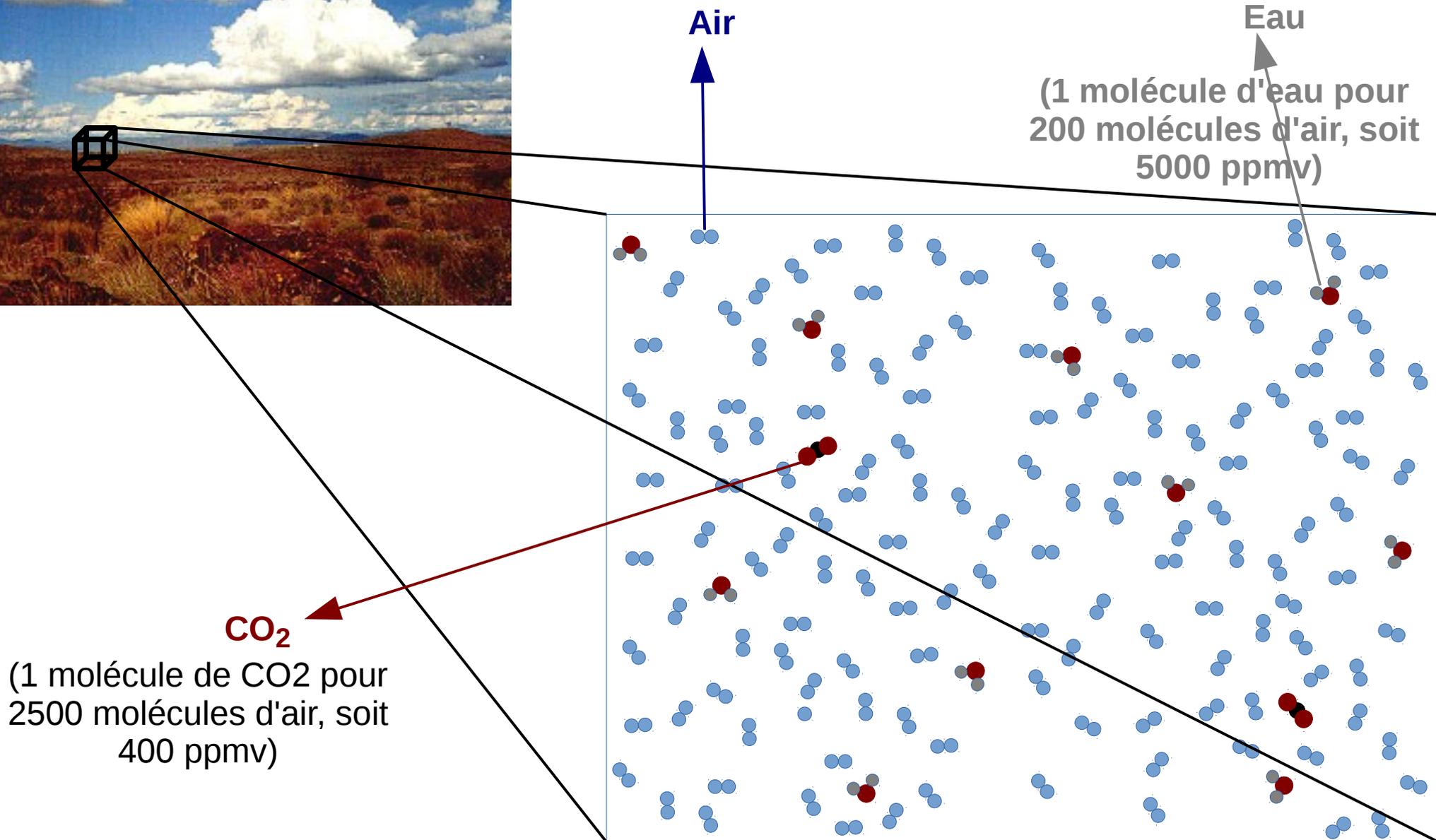
La valeur moyenne actuelle de l'albédo de la Terre est 30%, notamment du fait de la présence de nuages.

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

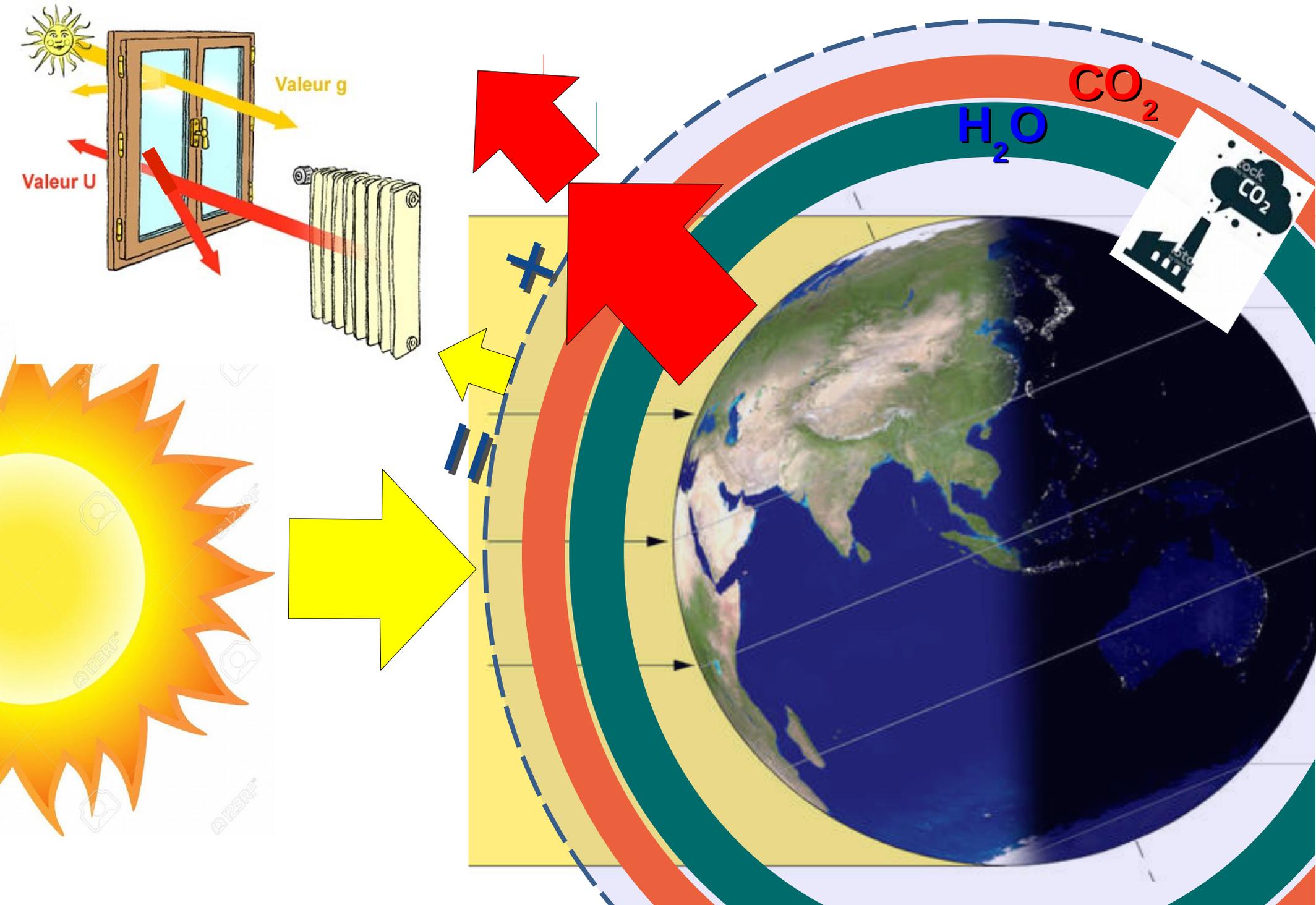
La température de surface plus élevée (environ 15°C) est due à l'effet de serre.



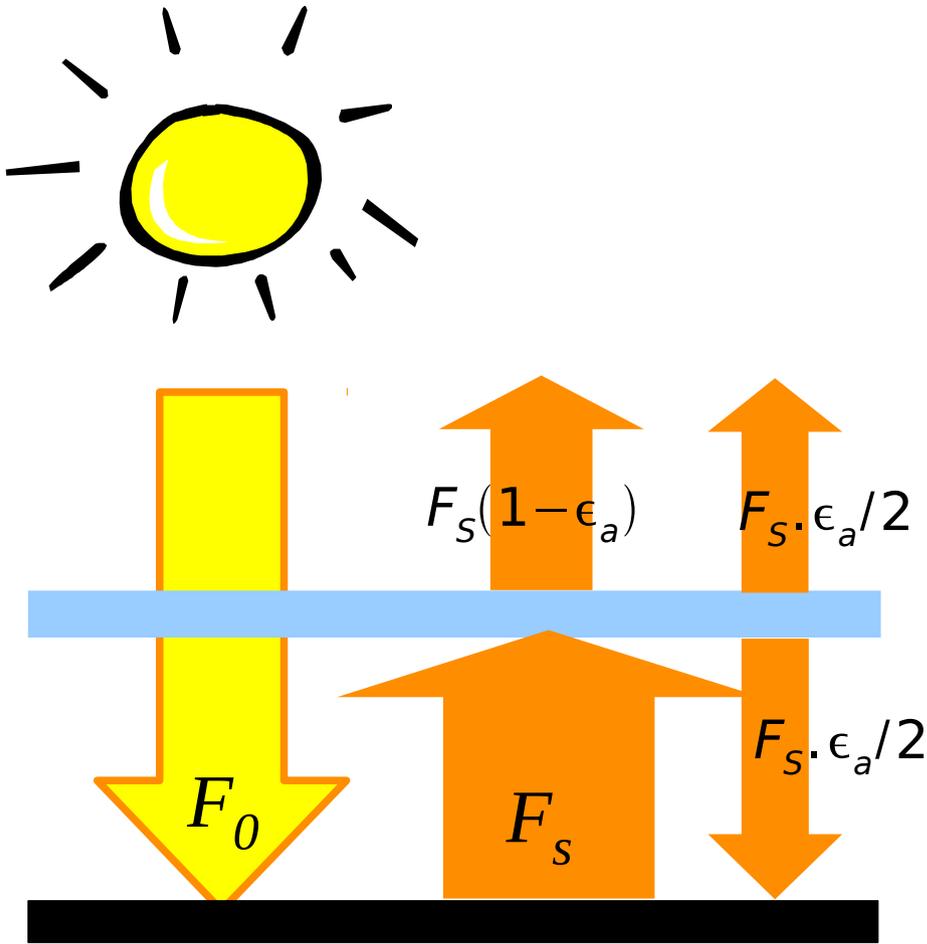
Partout il y a de l'air, composé de molécules variées, dont l'eau et le dioxyde de carbone (ou gaz carbonique ou CO_2)



Effet de serre : image d'un multivitrage



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

$$\sigma T_s^4 = F_s$$

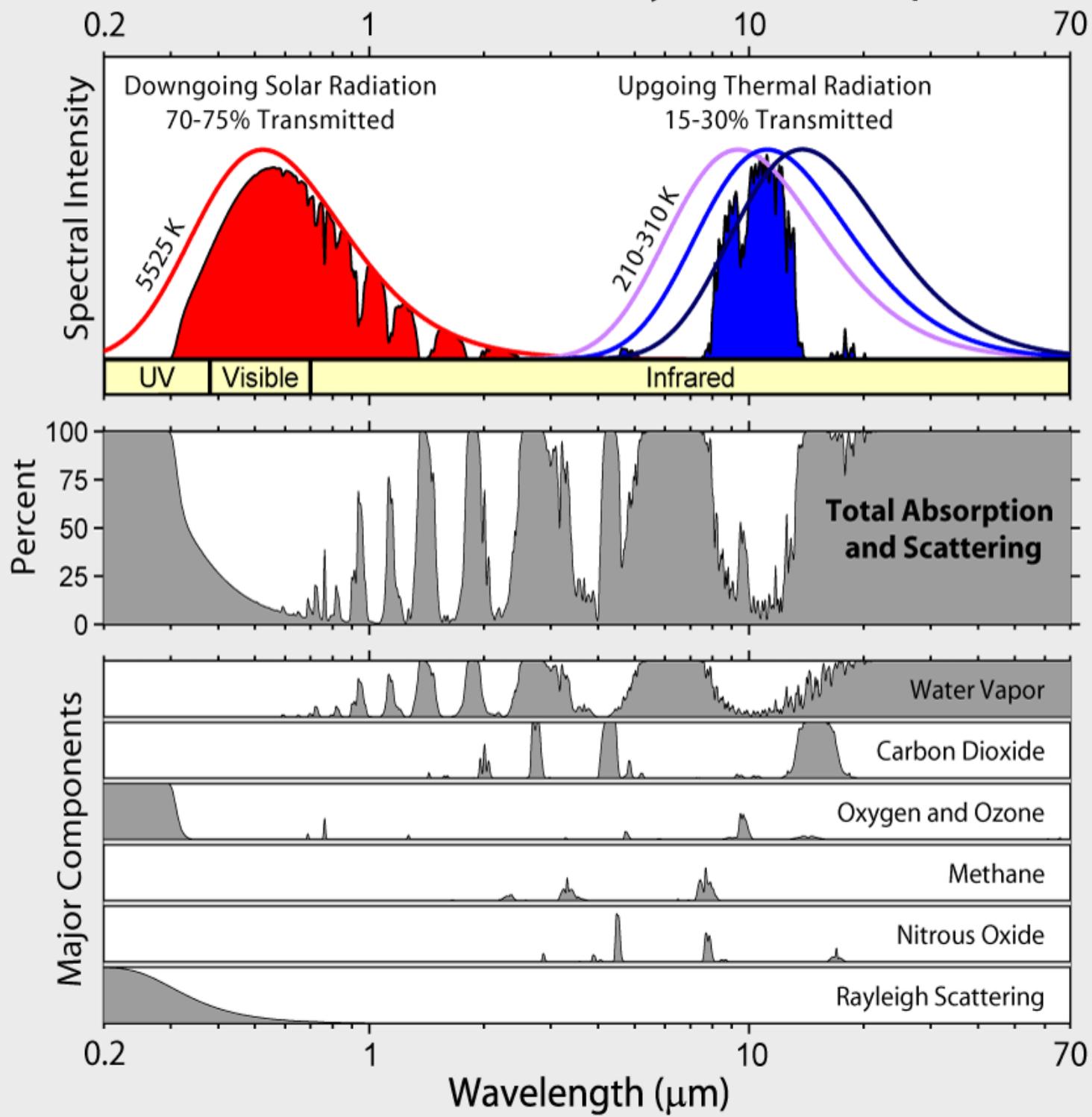
On a alors: $F_s = F_0 + F_s \cdot \epsilon_a / 2$

D'où:

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

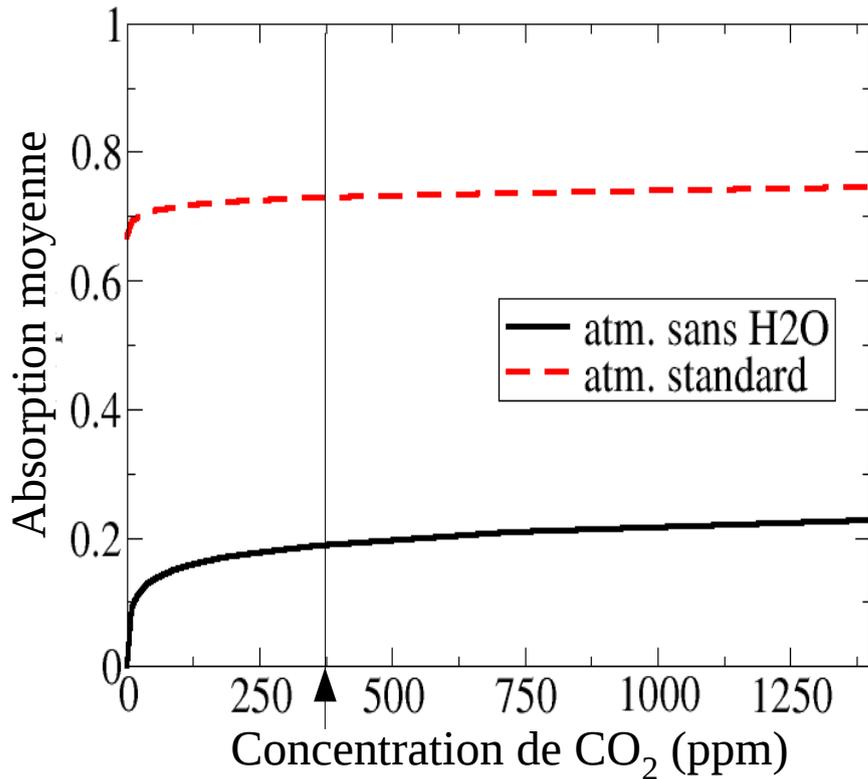
- Dans un modèle de serre à une couche isotherme (utilisé par S. Arrhenius), la température de surface dépend directement de l'émissivité de la couche.
- Nous allons montrer que ce modèle n'est pas adapté aux milieux très absorbants, lorsque l'absorption est « saturée »

Radiation Transmitted by the Atmosphere

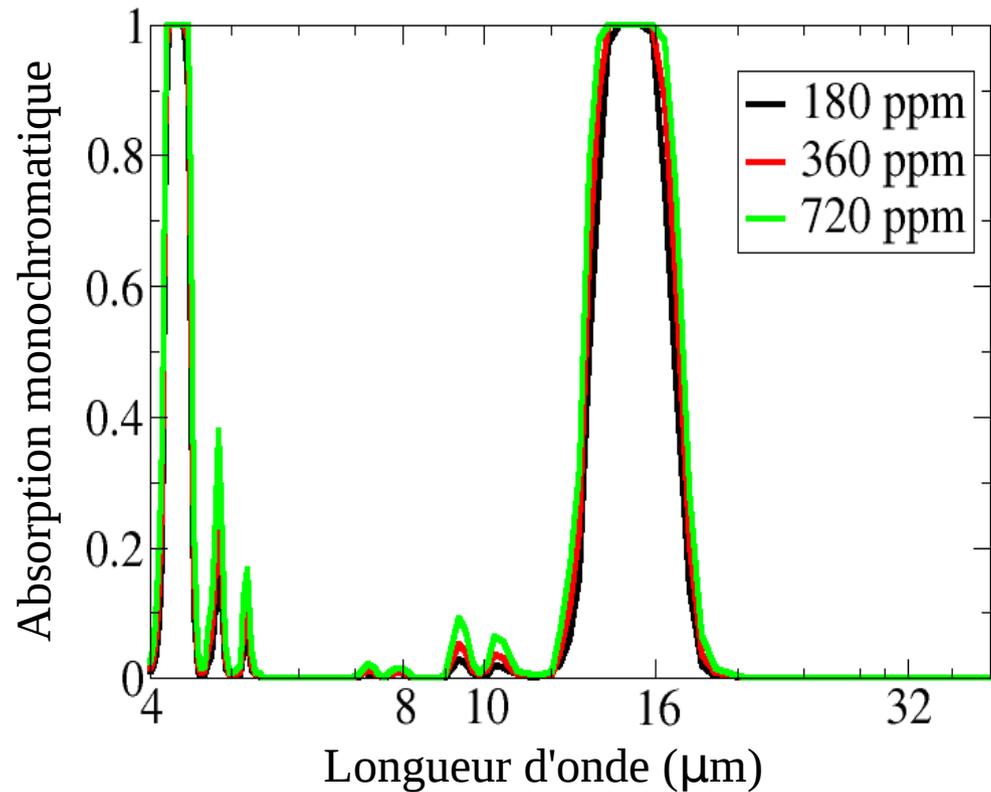


Effet de « saturation »

Absorption de l'atmosphère **moyennée** sur le domaine infra-rouge en fonction de $[\text{CO}_2]$, pour différentes valeurs de $[\text{H}_2\text{O}]$

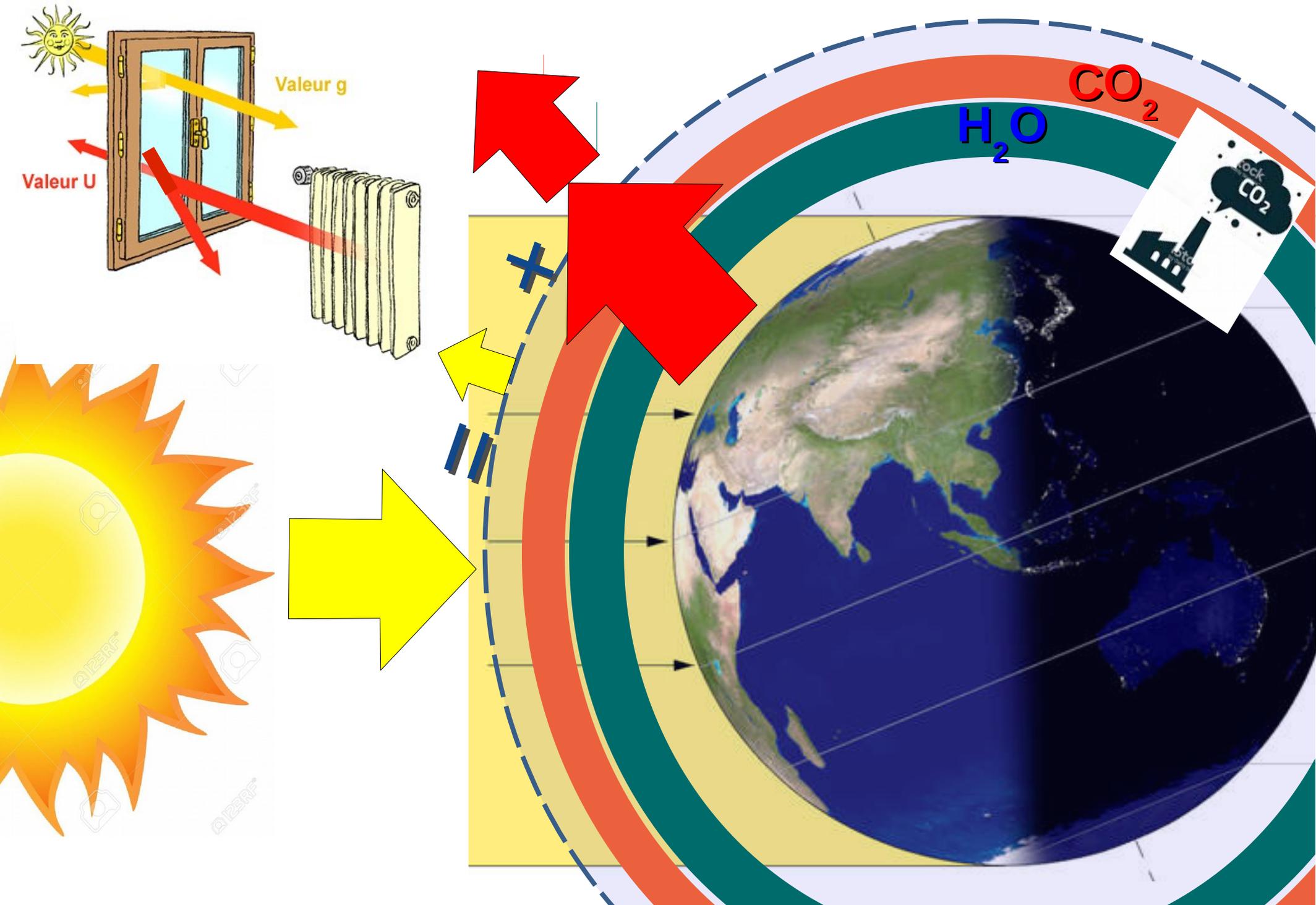


Absorption monochromatique de l'atmosphère due au seul CO₂, en fonction de la longueur d'onde, pour différentes concentrations de CO₂

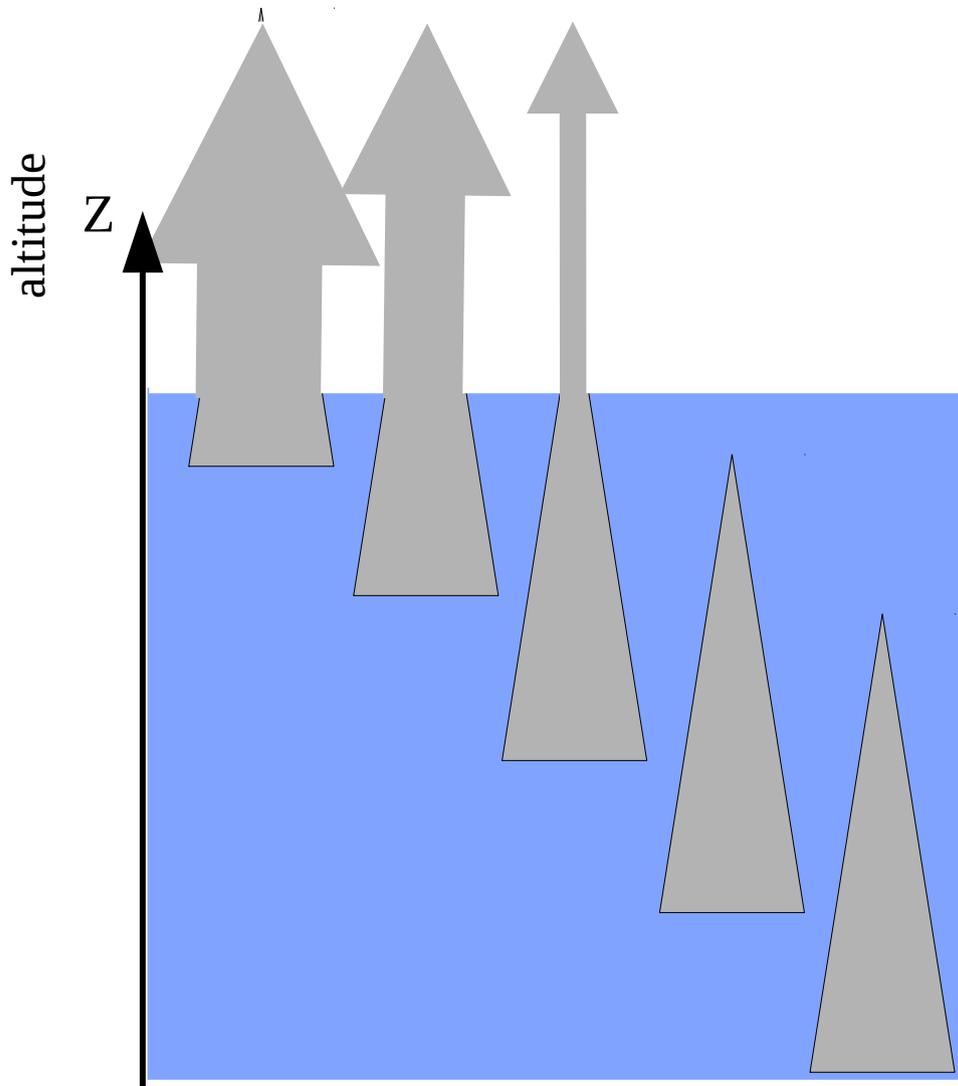


**==> Absorptivité moyenne peu sensible à $[\text{CO}_2]$
(variation de 0.004 pour un doublement de $[\text{CO}_2]$)**

Effet de serre : image d'un multivitrage



Altitude d'émission



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

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

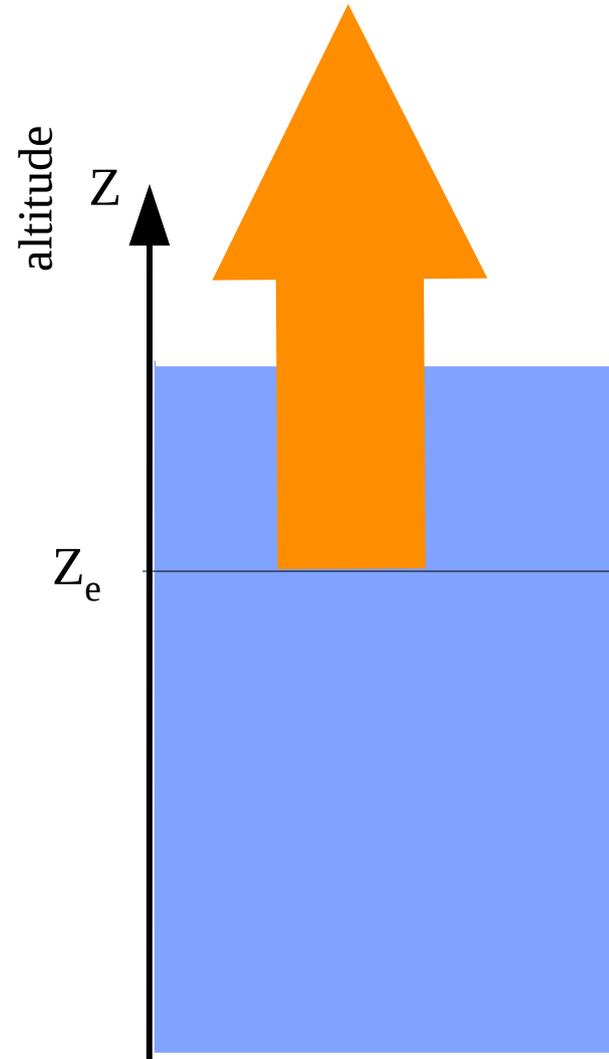
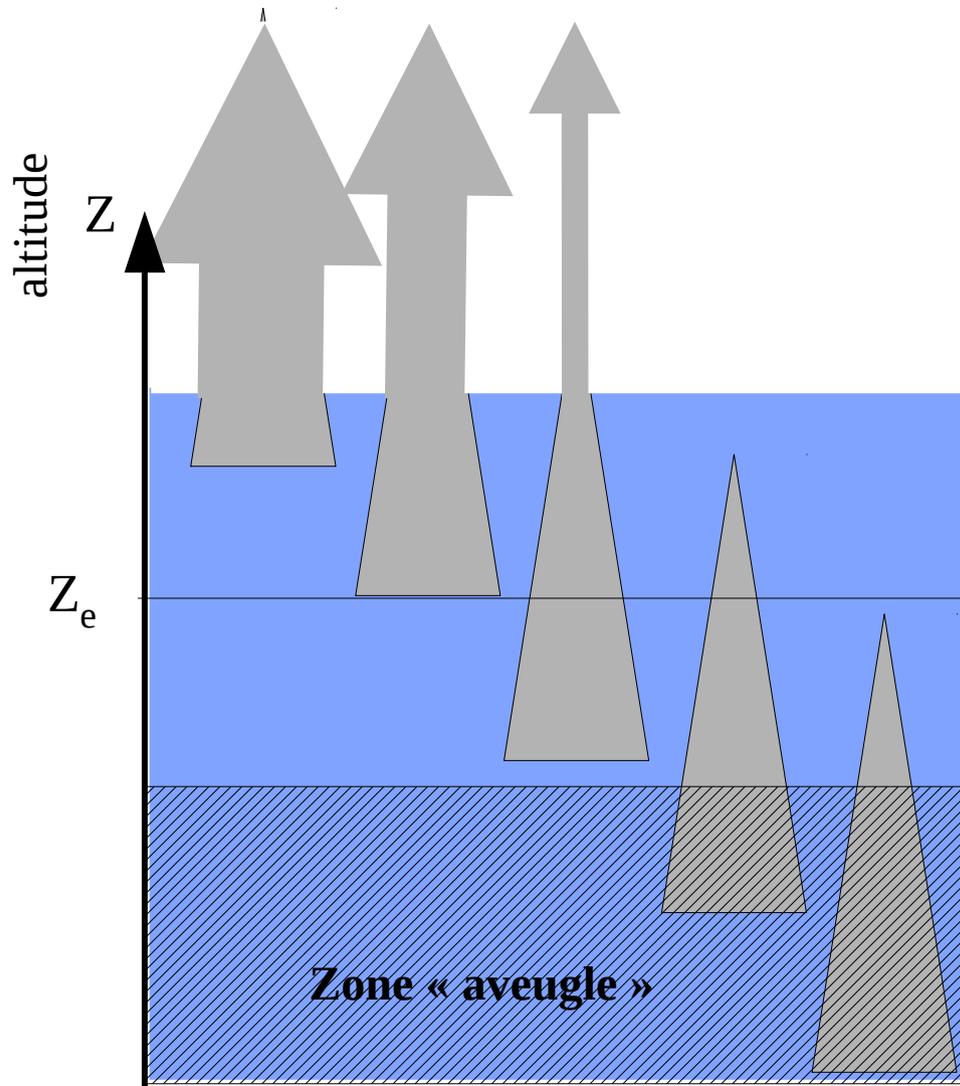
avec:

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

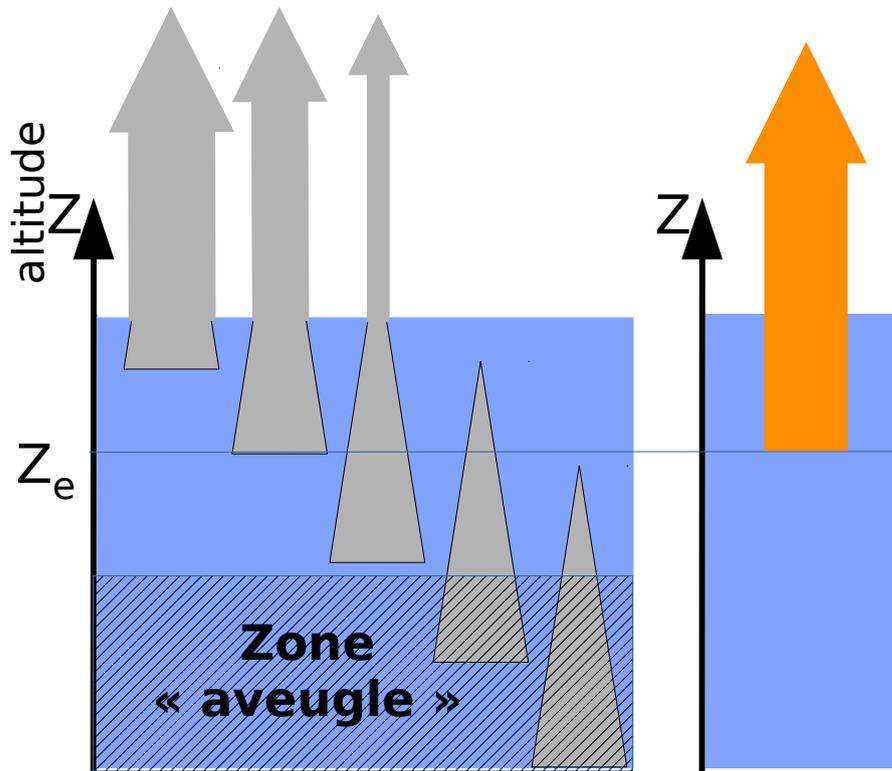
κ_v : coefficient d'absorption par unité de masse

$B_v(T)$: fonction de Planck

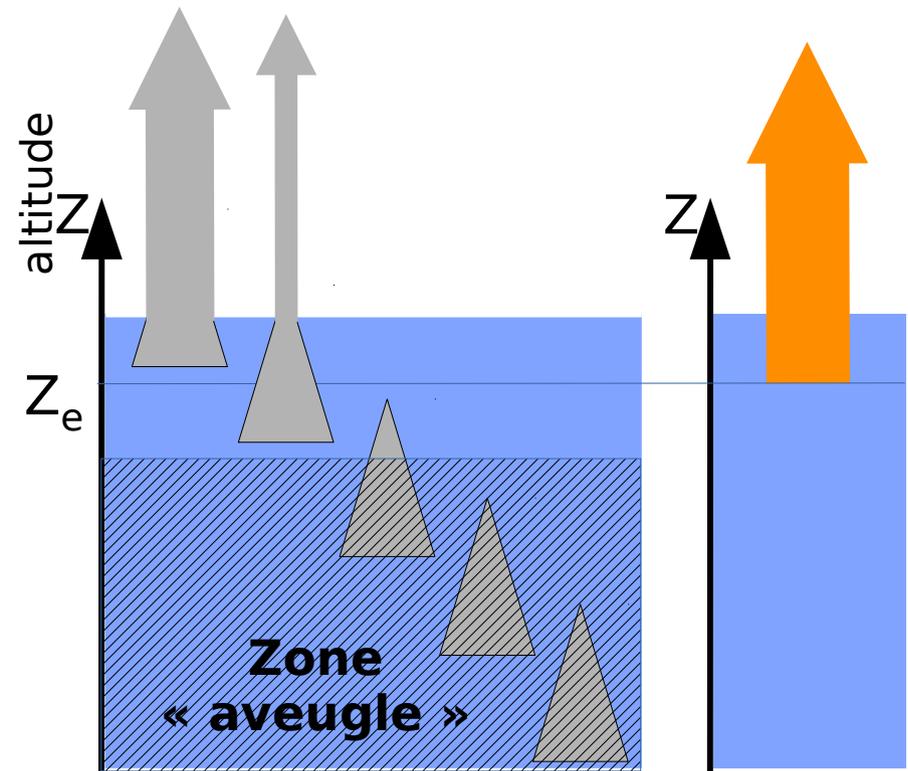
Altitude d'émission



Altitude d'émission



Configuration de référence



**Doublement de la
quantité d'absorbant**

Accroissement quantité d'absorbant ==>

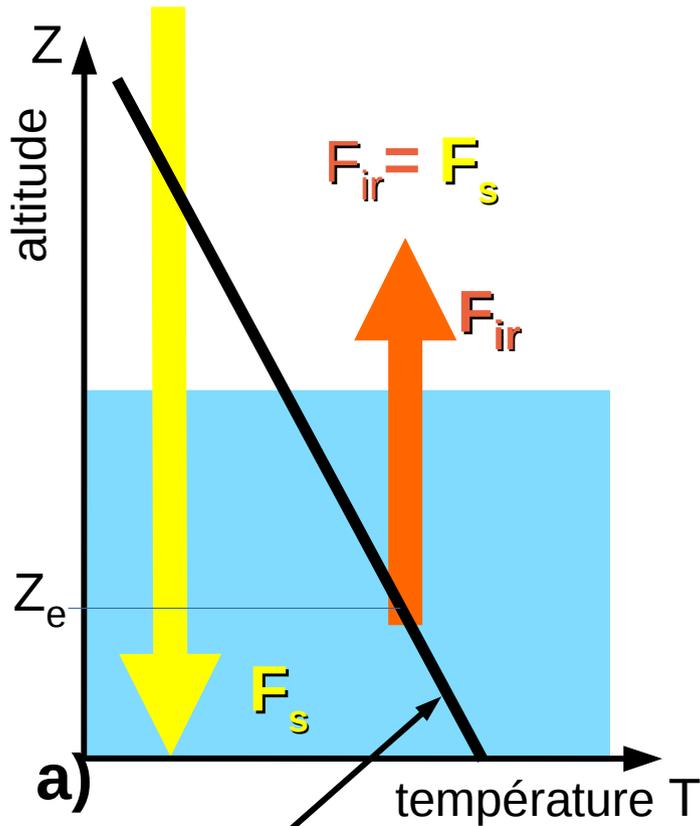
- absorption du rayonnement de la surface invariable (toujours environ 100%)
- l'altitude d'émission augmente

Effet de serre dans une atmosphère stratifiée.

Rayonnement solaire net F_s

Rayonnement IR sortant

F_{ir}

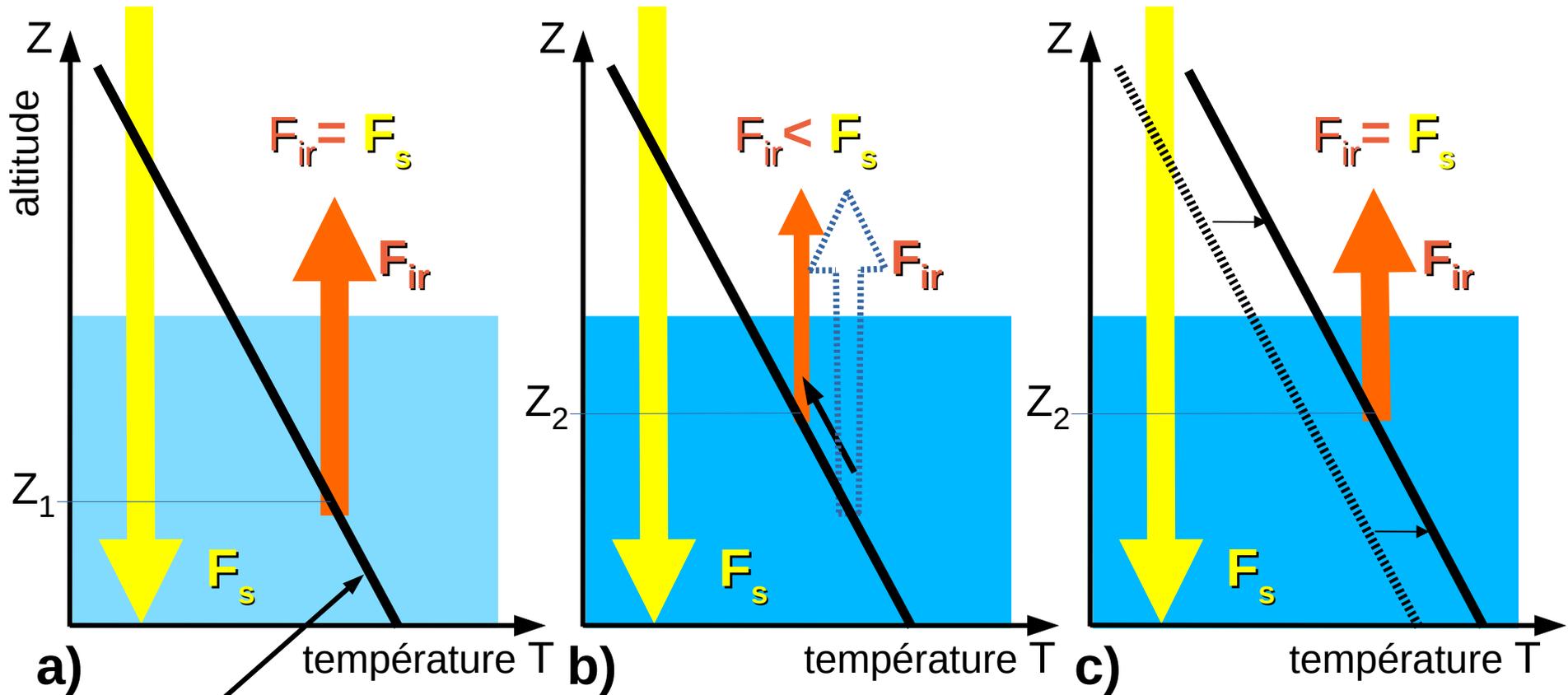


Z_e : altitude d'émission vers l'espace

dT/dz fixé
par convection

Effet de serre dans une atmosphère stratifiée.

F_s Rayonnement solaire net



dT/dz fixé par convection

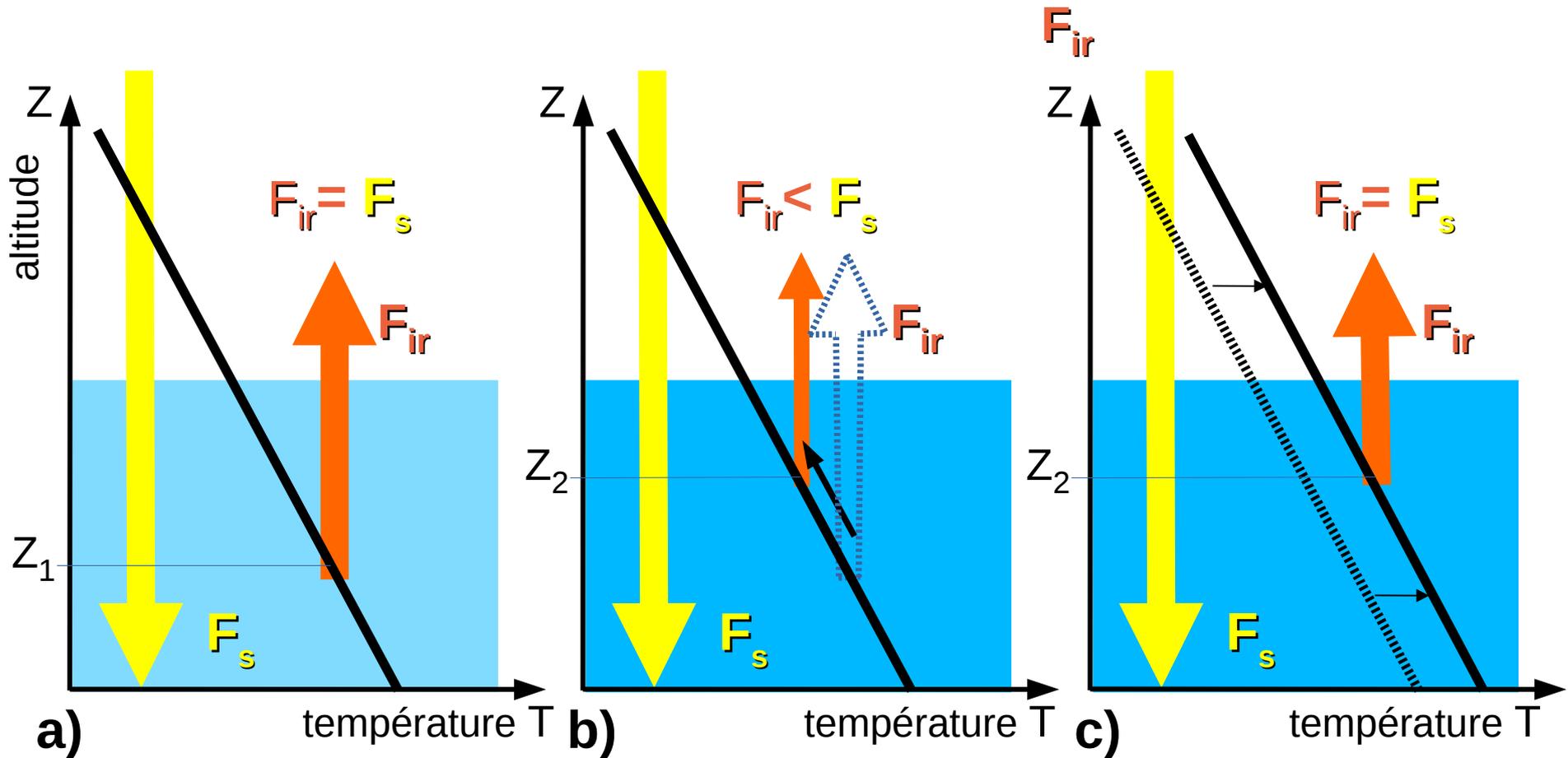
GES (CO₂) augmente, Z_e augmente, T_e diminue: Rayonnement sortant plus faible.

T(z) augmente: Retour à l'équilibre

Effet de serre dans une atmosphère stratifiée.

Rayonnement solaire net F_s

Rayonnement IR sortant



➔ 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 :

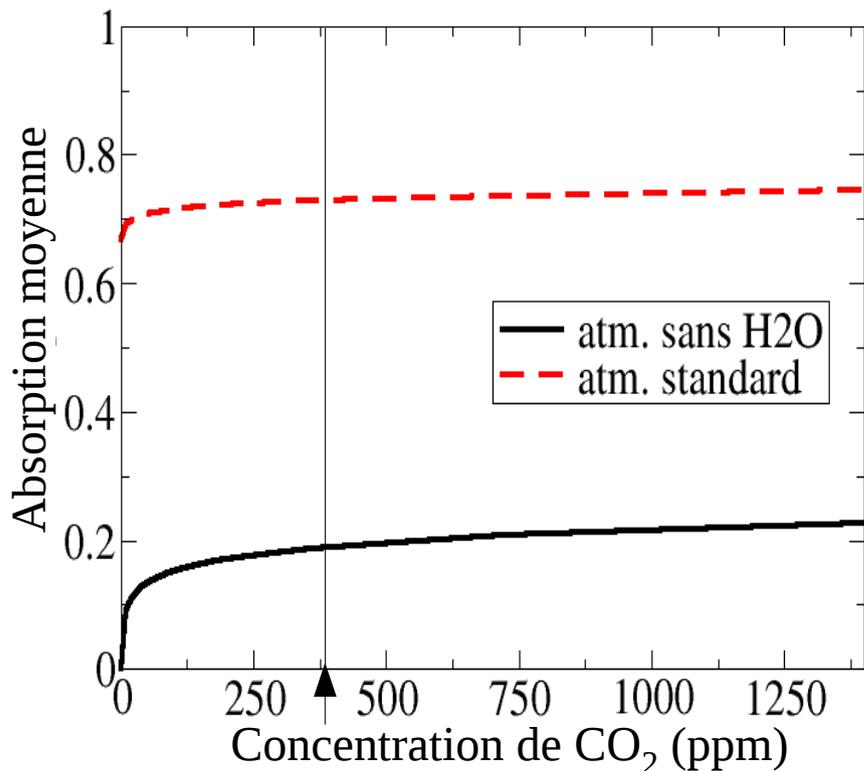
$$F = F_{ir}([\text{CO}_2]_{ref}) - F_{ir}([\text{CO}_2]) \quad \text{à } T(z) \text{ et } q(z) \text{ fixées}$$

L'équilibre radiatif pour la concentration de référence entraîne :

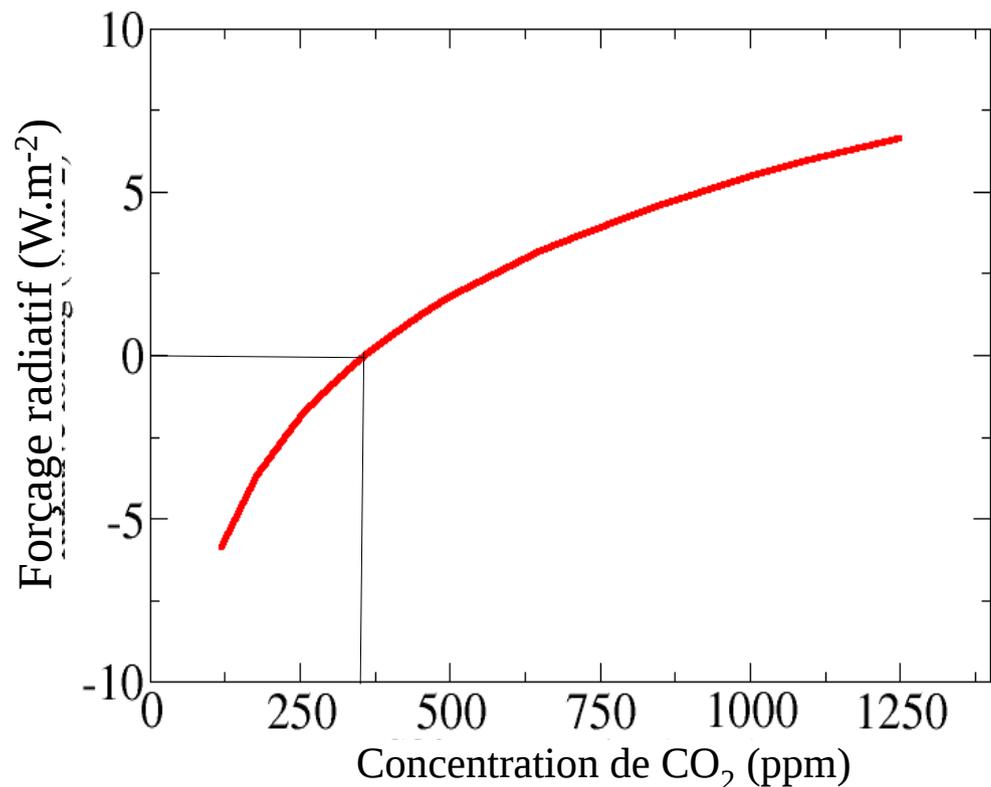
$$\frac{d(\text{En. tot.})}{dt} = F$$

L'absorption du rayonnement infrarouge par le CO₂

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

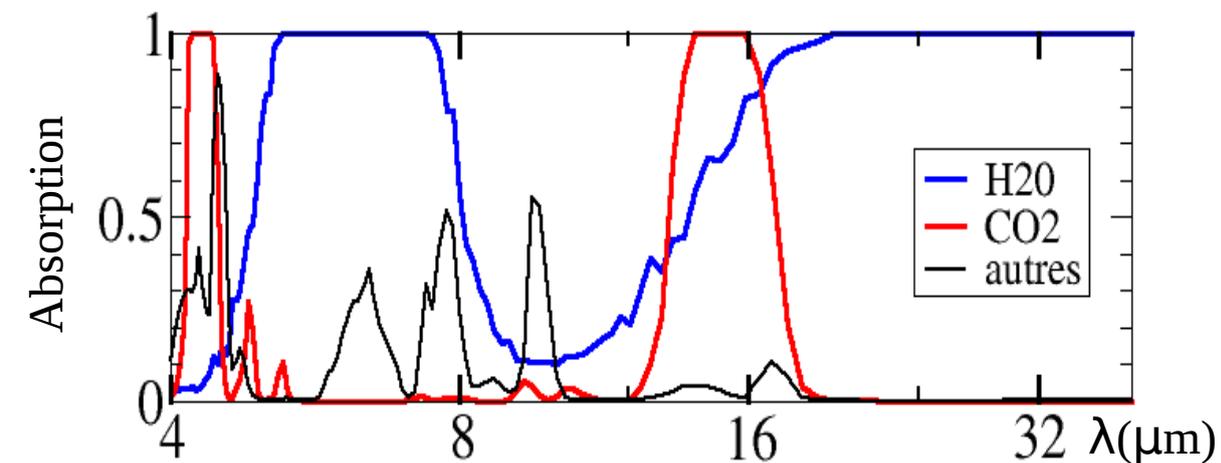
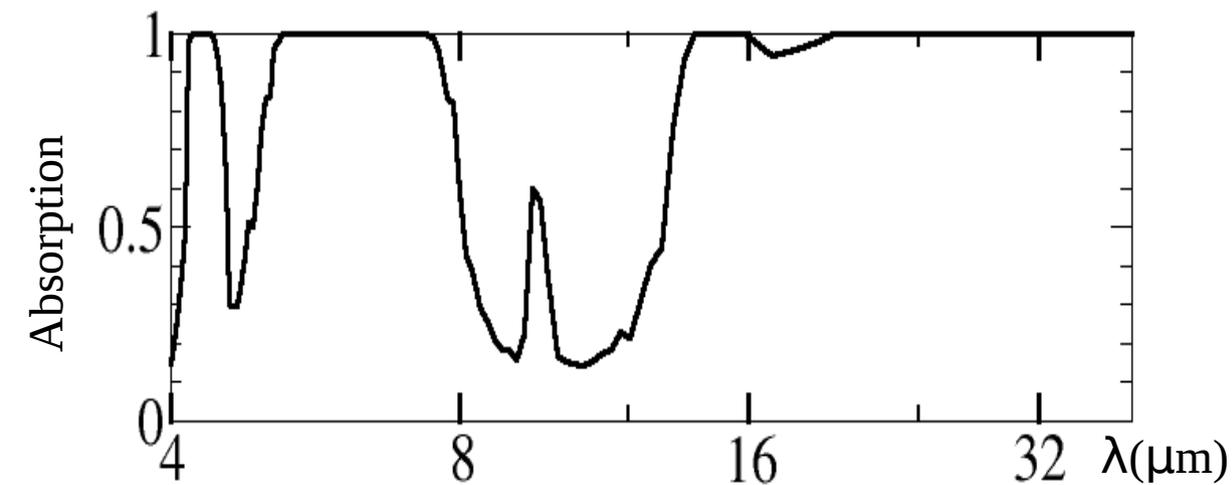
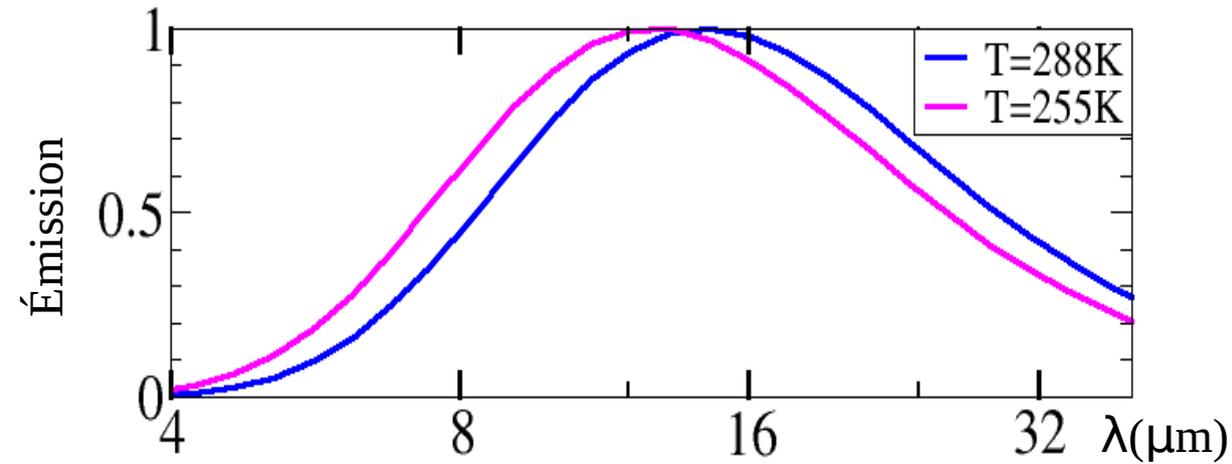


Variation de l'effet de serre pour une atmosphère "standard", en fonction de la concentration de CO₂

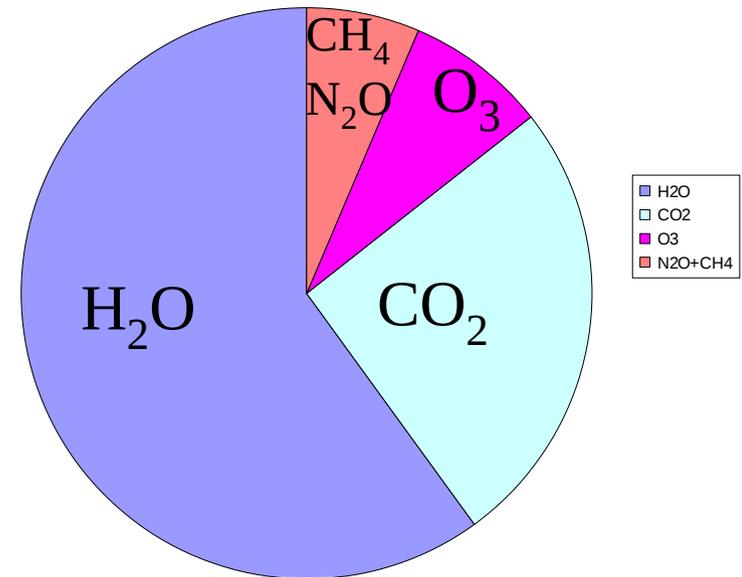


Même si l'absorption moyenne de l'atmosphère n'augmente pas lorsque le CO₂ augmente, l'effet de serre augmente car l'atmosphère est stratifiée en température

L'effet de serre sur Terre



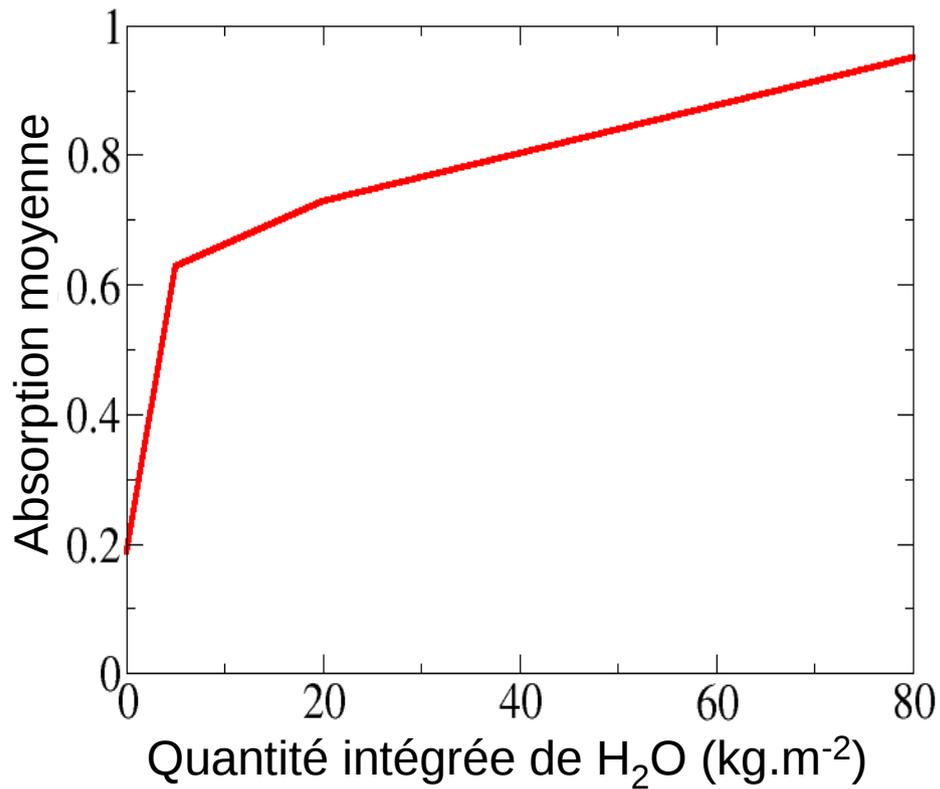
Contribution à l'effet de serre



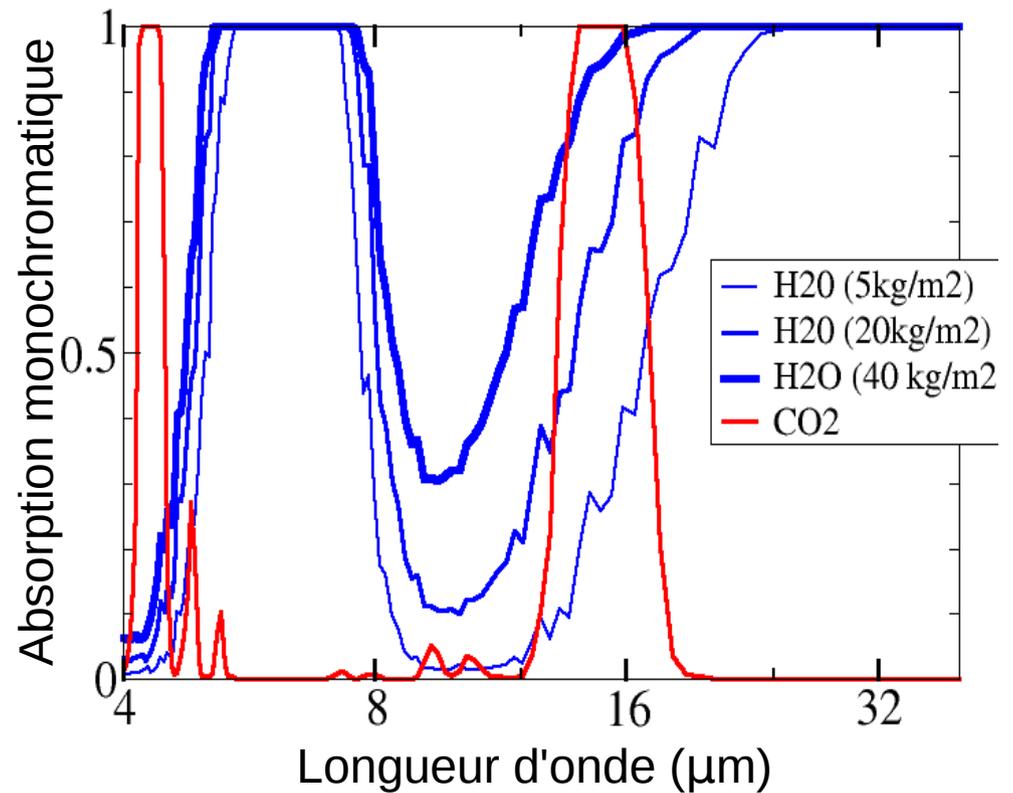
Effet de serre:	
Vapeur d'eau	60%
CO_2	26%
Ozone	8%
$\text{N}_2\text{O}+\text{CH}_4$	6%

L'absorption du rayonnement infrarouge par H₂O

Absorption de l'atmosphère **moyennée** sur le domaine infrarouge en fonction du contenu en H₂O



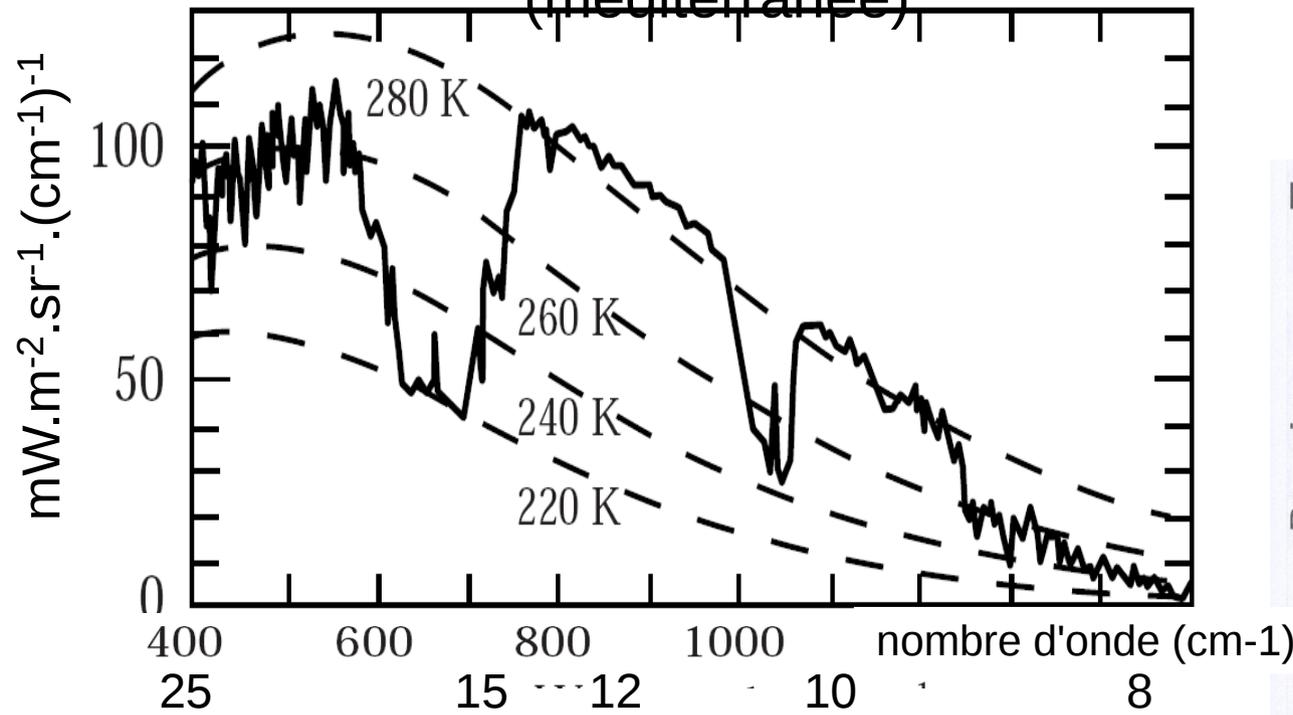
Absorption monochromatique de l'atmosphère pour différentes concentrations de H₂O, et pour CO₂



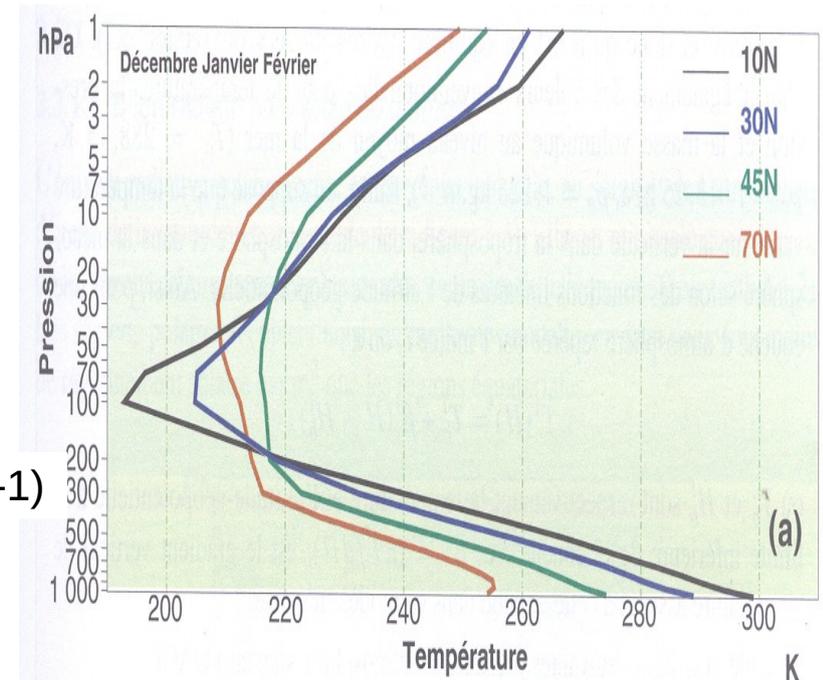
Rayonnement émis par la terre et l'atmosphère

Spectre infra-rouge observé par satellite

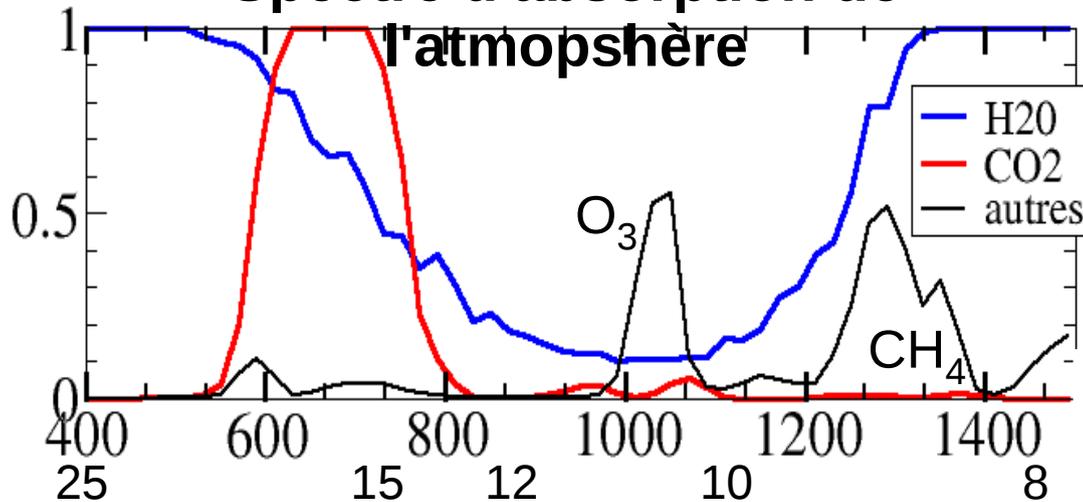
(méditerranée)



Profil vertical de température



Spectre d'absorption de l'atmosphère

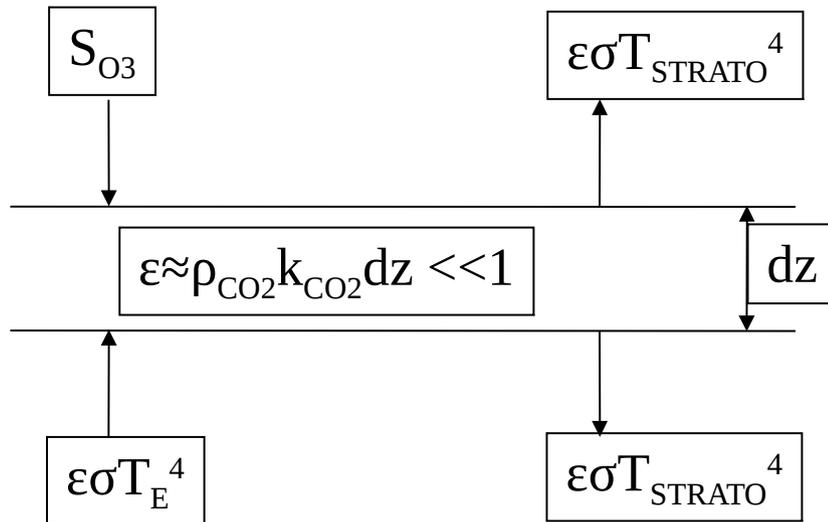


nombre d'onde (cm^{-1})

longueur d'onde (μm)

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:

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

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

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

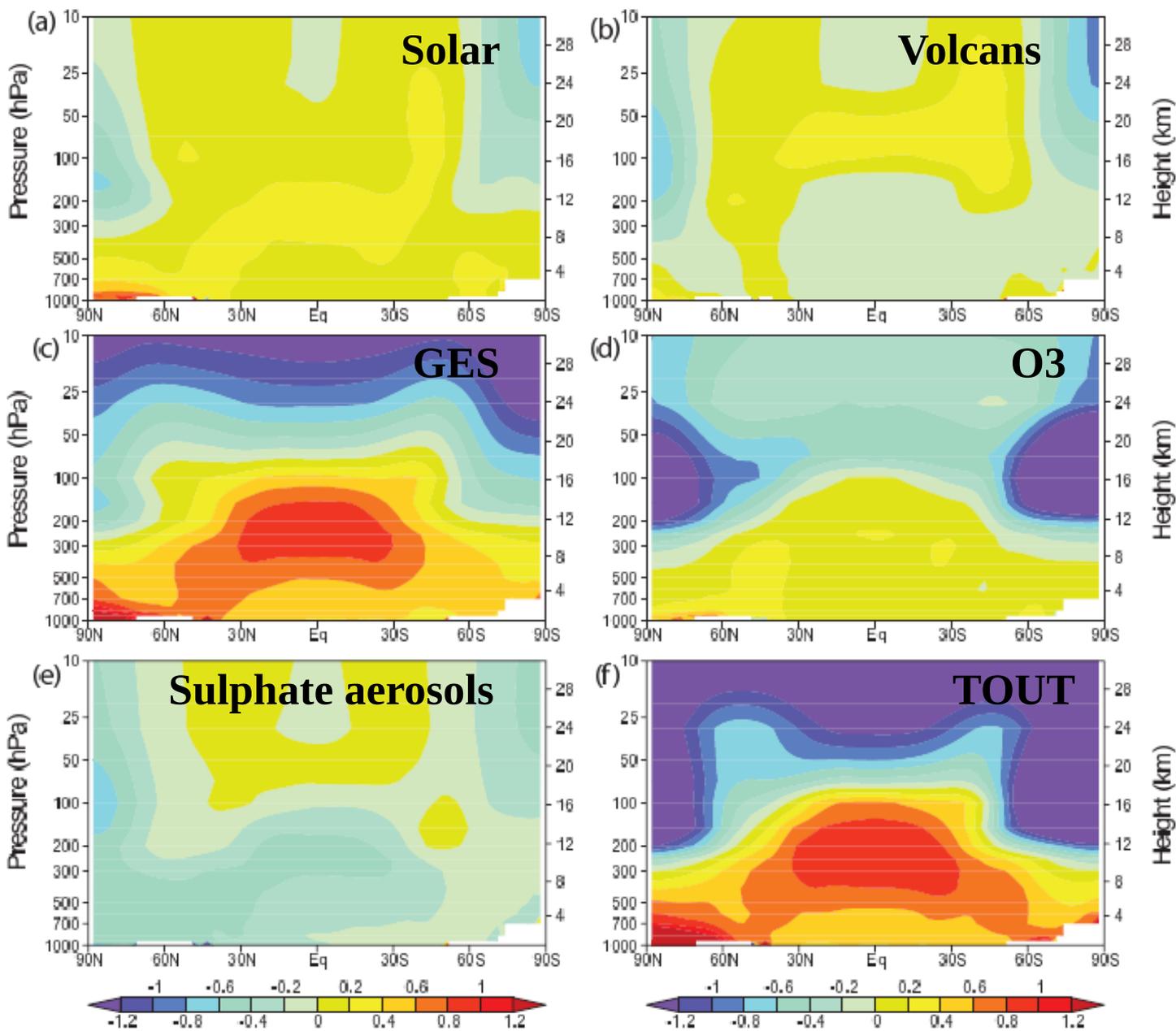
En supposant :

- 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

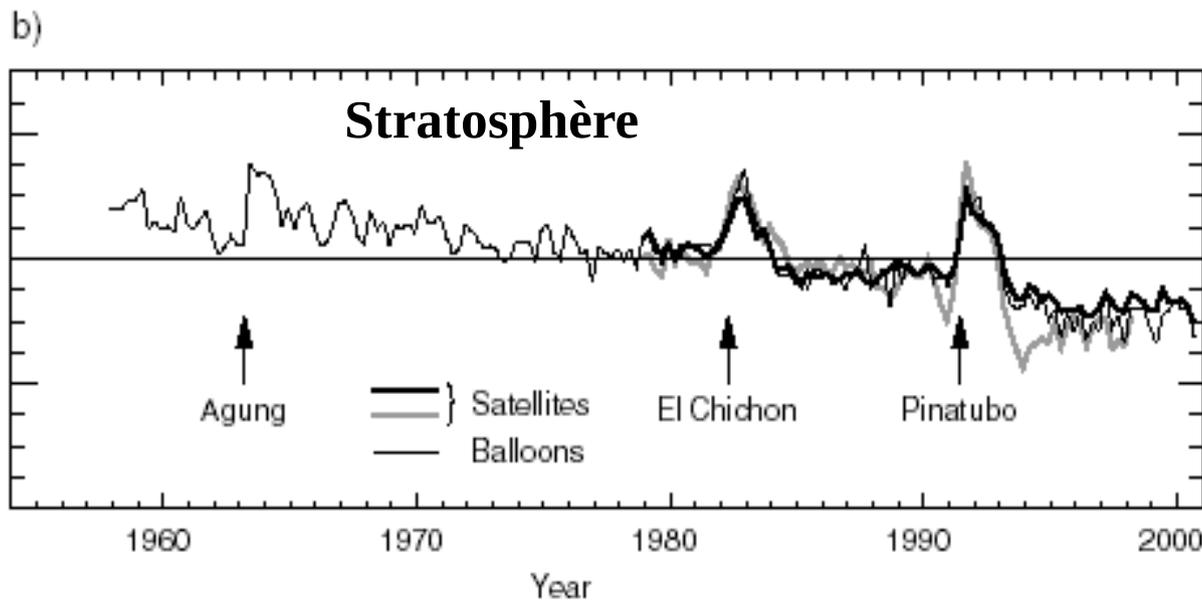
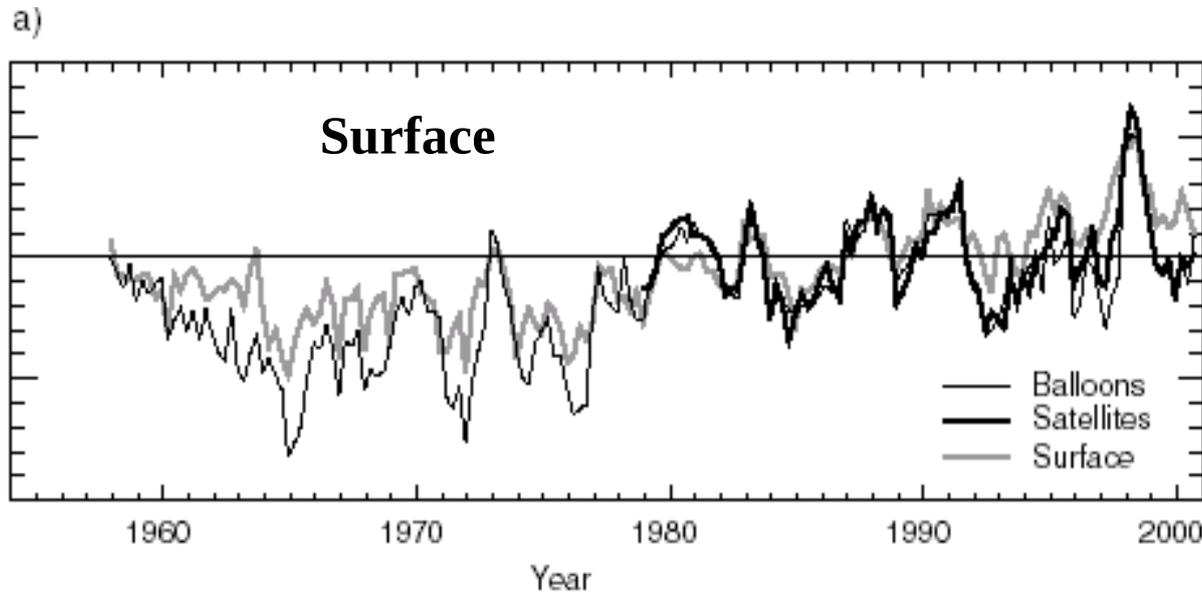
Les GES refroidissent la stratosphère globalement

Température en altitude

La surface se réchauffe

Mais

La stratosphère se refroidit

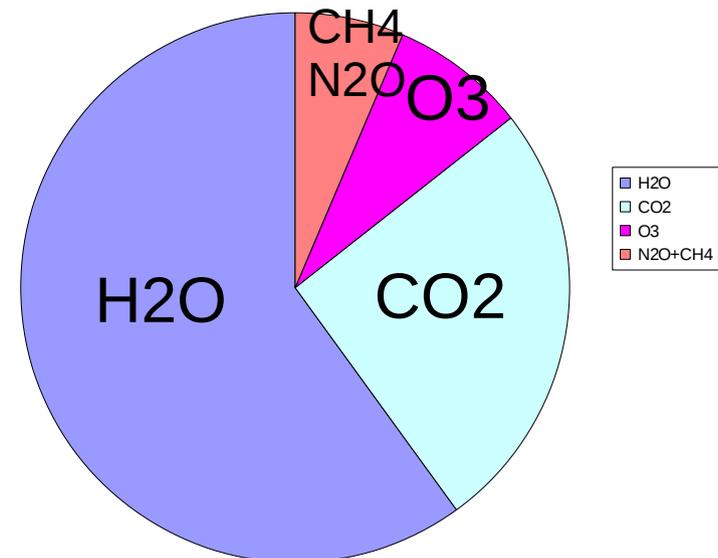


Les contributions à l'effet de serre

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%

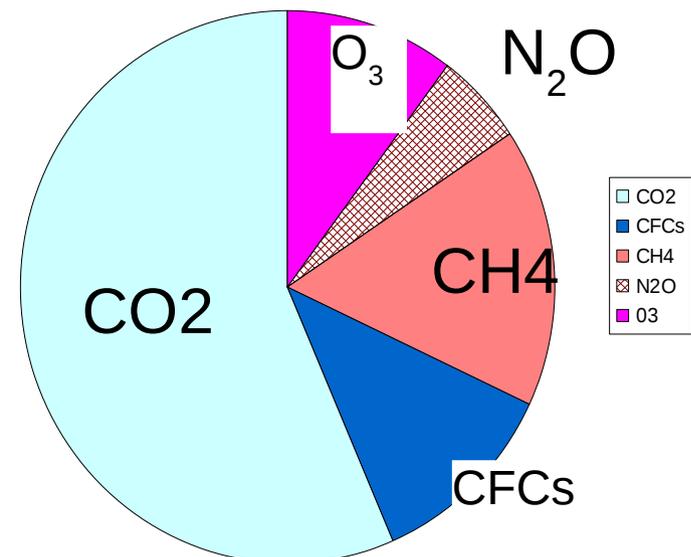
Contribution à l'effet de serre



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

- CO₂ 56%
- CFCs 12%
- méthane (CH₄) 16%
- ozone (O₃) 11%
- N₂O 5%

Effet de serre du aux activité humaine



L'effet de serre: un phénomène physique réel et bien compris

- 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

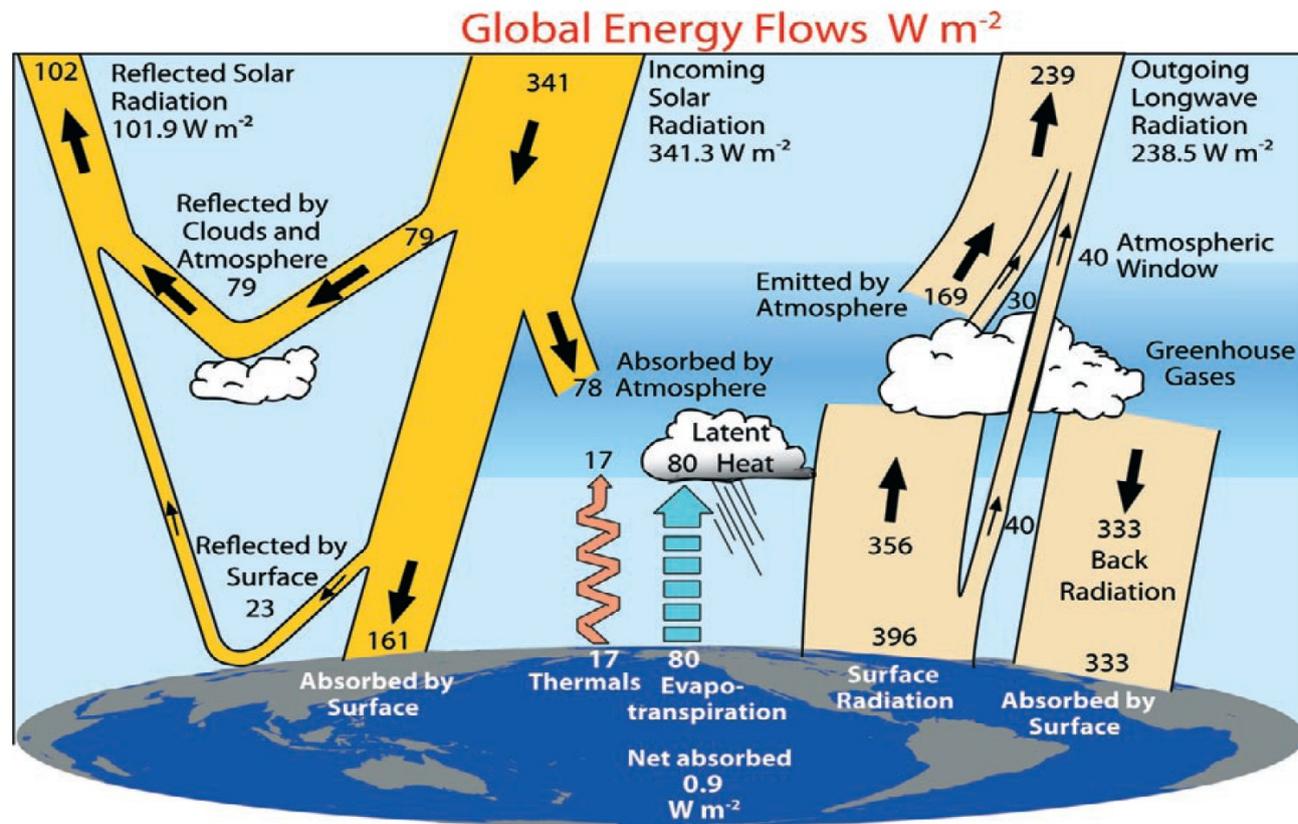


FIG. 1. The global annual mean Earth's energy budget for the Mar 2000 to May 2004 period ($W m^{-2}$). The broad arrows indicate the schematic flow of energy in proportion to their importance.

[Trenberth et al., BAMS, 2009]

PLAN

Introduction : contexte et enjeux.

Effet de serre

Physique du climat

Modèles

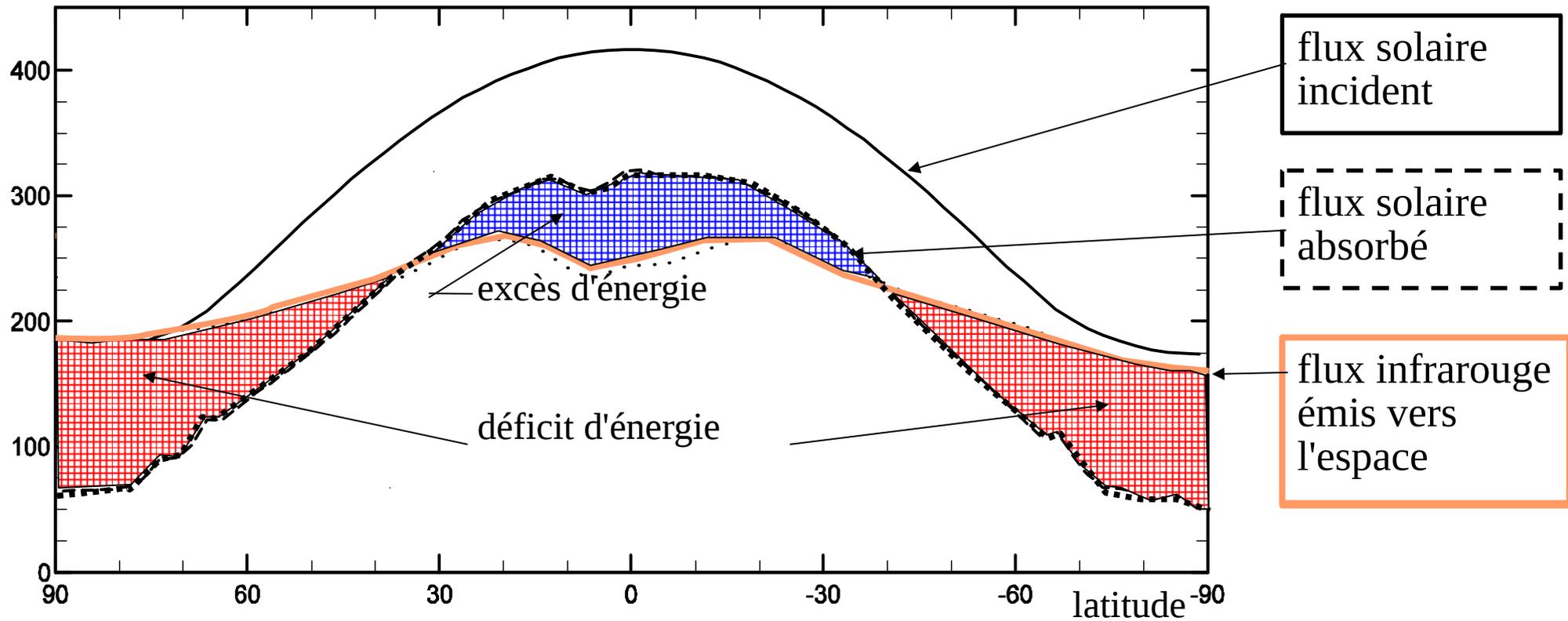
Changement climatique

Plan

- **Introduction : ordres de grandeur climatiques**
- **Échanges radiatifs et effet de serre**
- **Bilan radiatif et circulation générale atmosphérique**
 - transport d'énergie
 - circulation de Hadley-Walker
 - circulation des moyennes latitudes
- **Circulation atmosphérique et cycle de l'eau**
- **Variabilité climatique**

Les redistributions d'énergie en latitude

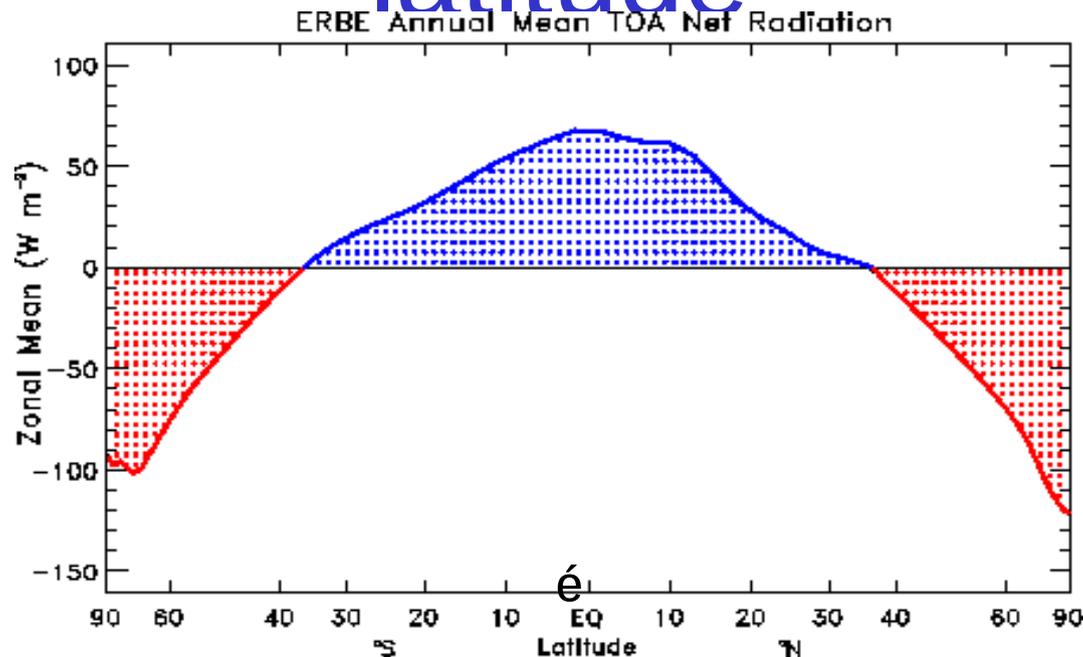
W/m²



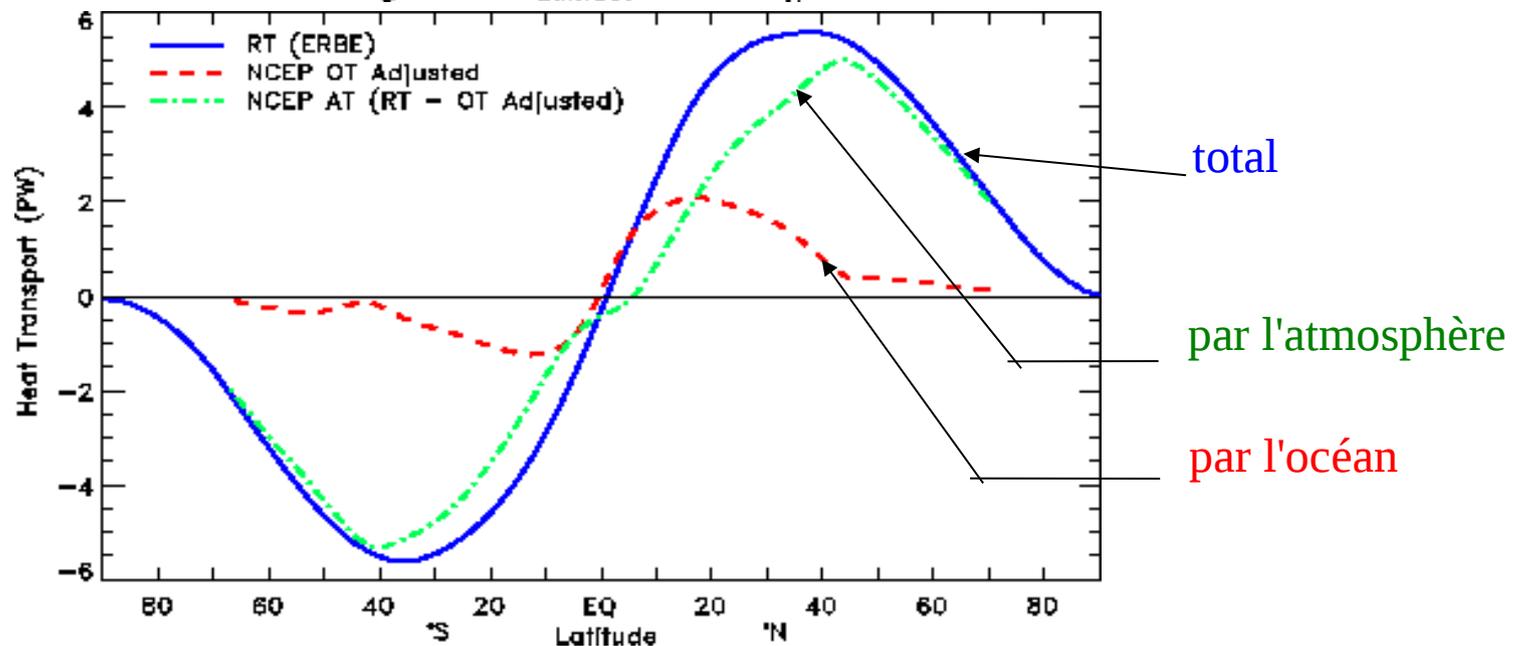
Moyenne annuelle et longitudinale du flux d'énergie radiative au sommet de l'atmosphère évalué par observations satellitaires.

Les redistributions d'énergie en latitude

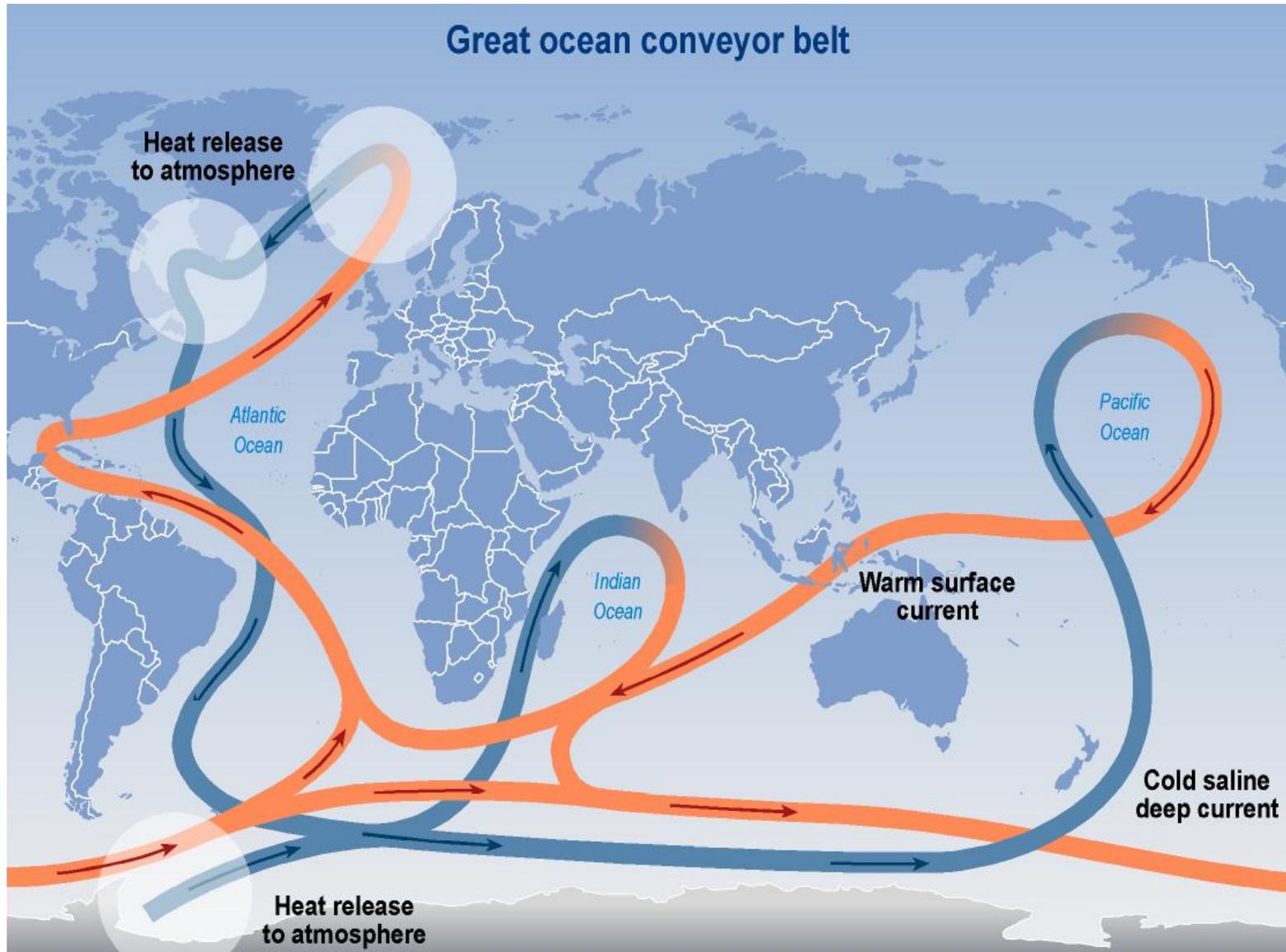
Bilan d'énergie au sommet de l'atmosphère (W/m²)



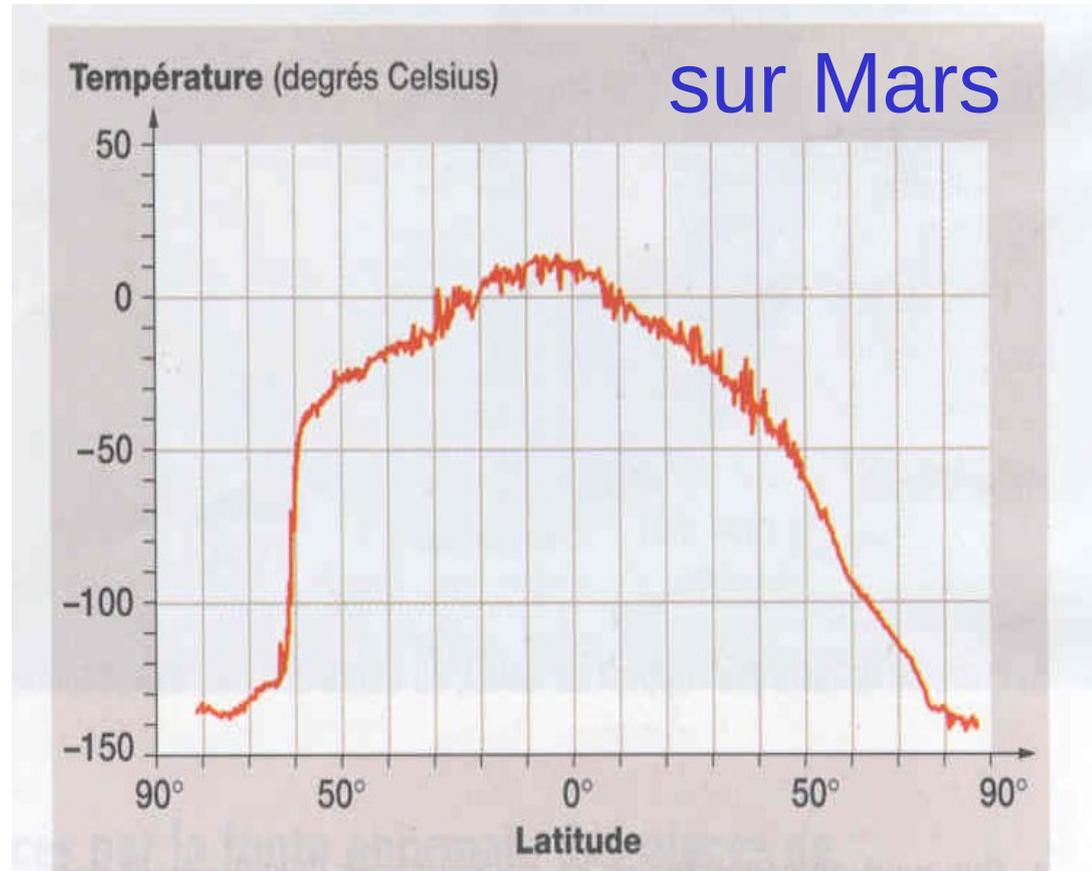
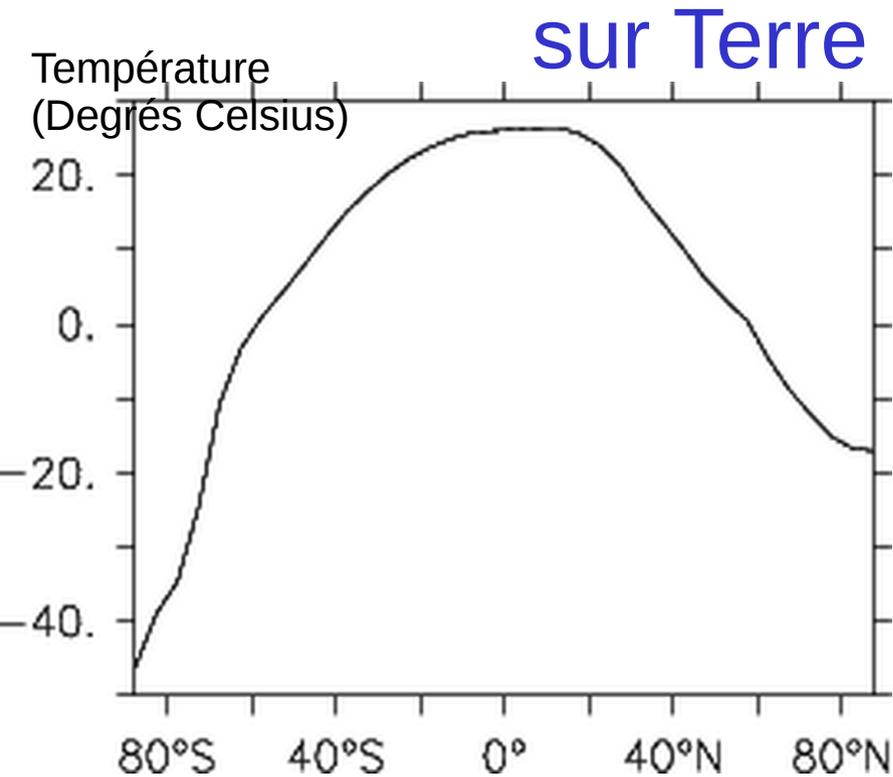
Transport méridien d'énergie (PW, 10¹⁵W)



Circulation océanique profonde



Variation latitudinale de la température...



Température sur Mars (en degré Celsius) en fonction de la latitude.

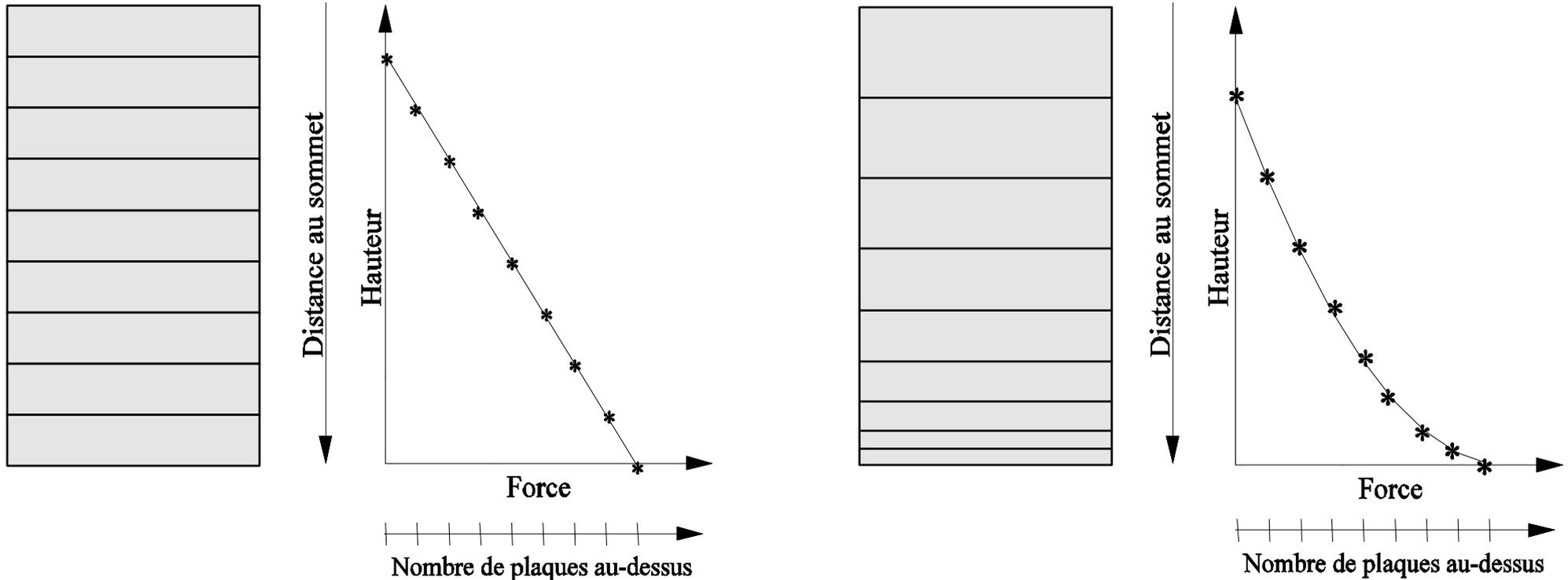
Par rapport à la Terre, il y a sur Mars:

- moins d'effet de serre
 - moins de transport d'énergie équateur-pôles (atmosphère plus fine)
- => différences de température équateur-pôle plus importante

- **Introduction : ordres de grandeur climatiques**
- **Échanges radiatifs et effet de serre**
- **Bilan radiatif et circulation générale atmosphérique**
 - transport d'énergie
 - circulation de Hadley-Walker
 - circulation des moyennes latitudes
- **Circulation atmosphérique et cycle de l'eau**
- **Modélisation du climat**
- **Estimation des changements climatiques dus aux activités humaines**

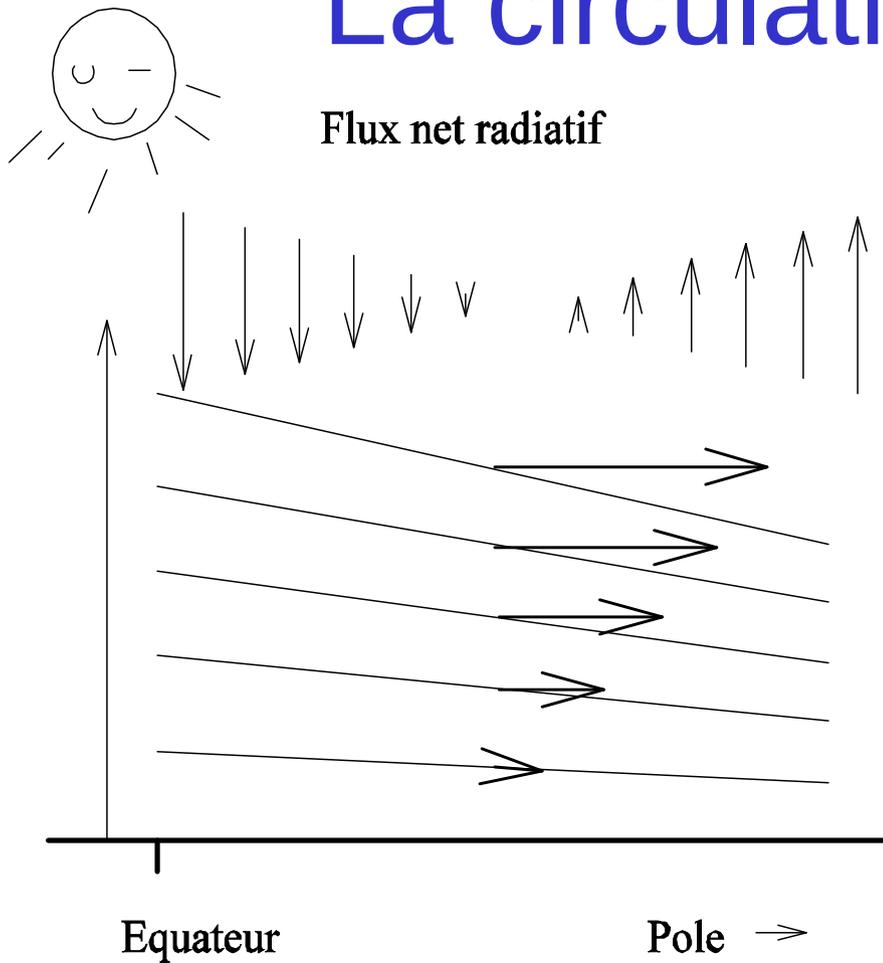
La pression

1) Pression hydrostatique : elle baisse avec l'altitude

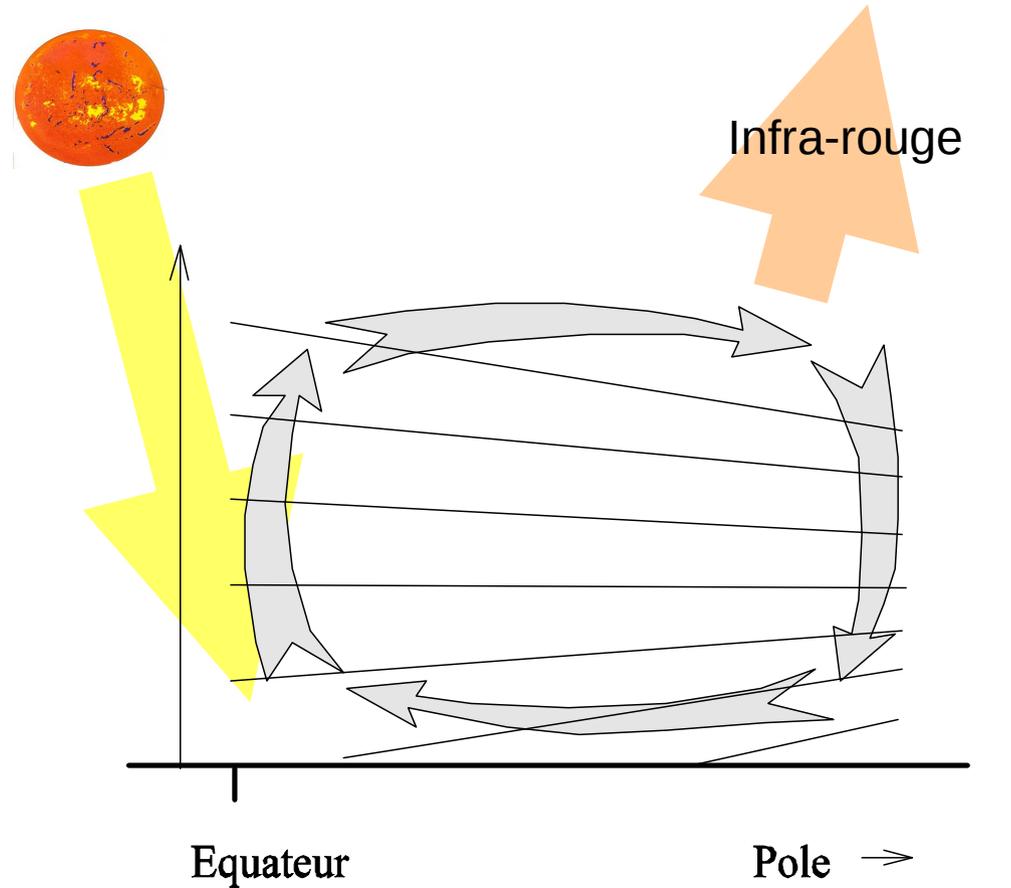


2) Pression dynamique : liée au mouvement des fluides. Ils se dirigent des hautes vers les basses pressions (en écart par rapport à l'équilibre hydrostatique). Ex: vases communicants

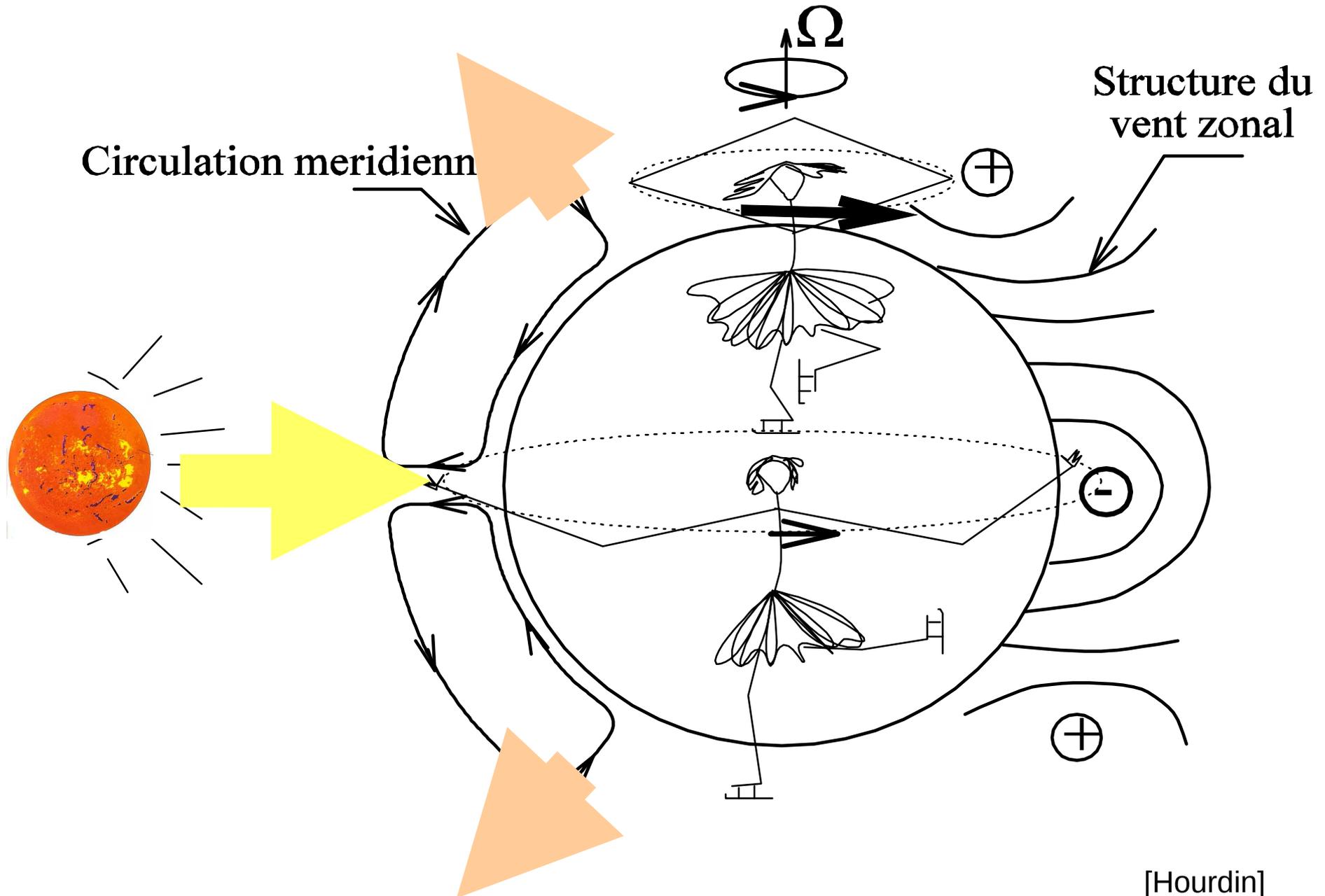
La circulation de Hadley



Variations latitudinales du flux radiatif net (en haut), courbes à pression constante ou isobares (les droites penchées), force de gradient de pression créée par l'inclinaison de ces isobares.



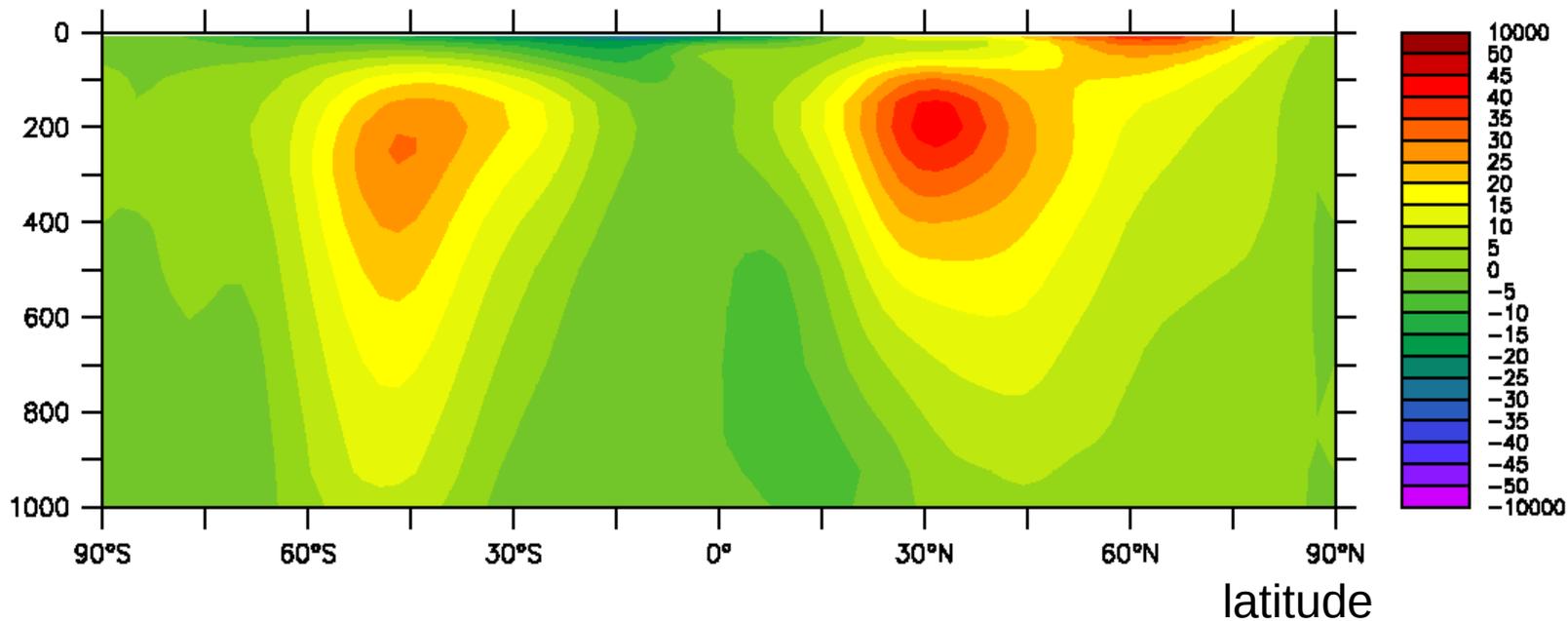
Extension vers le nord de la cellule de Hadley



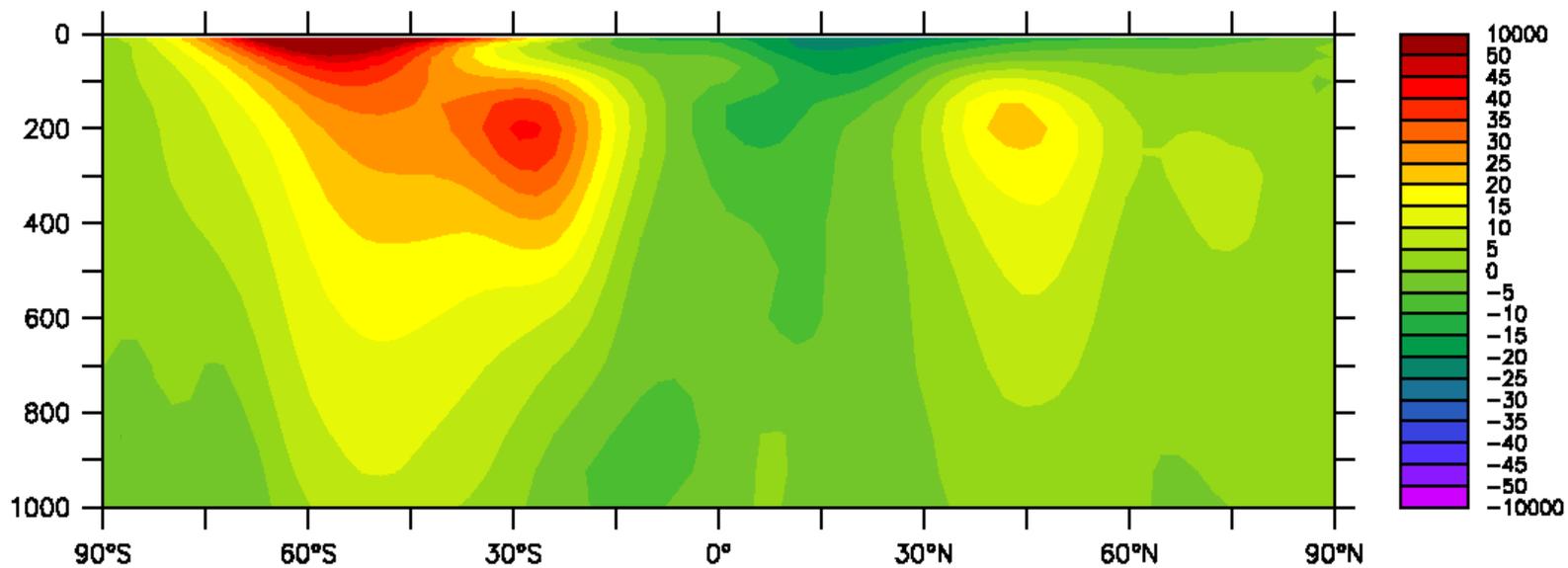
Vents Zonaux

altitude (hPa)

Janvier



Juillet



La circulation méridienne (Hadley)

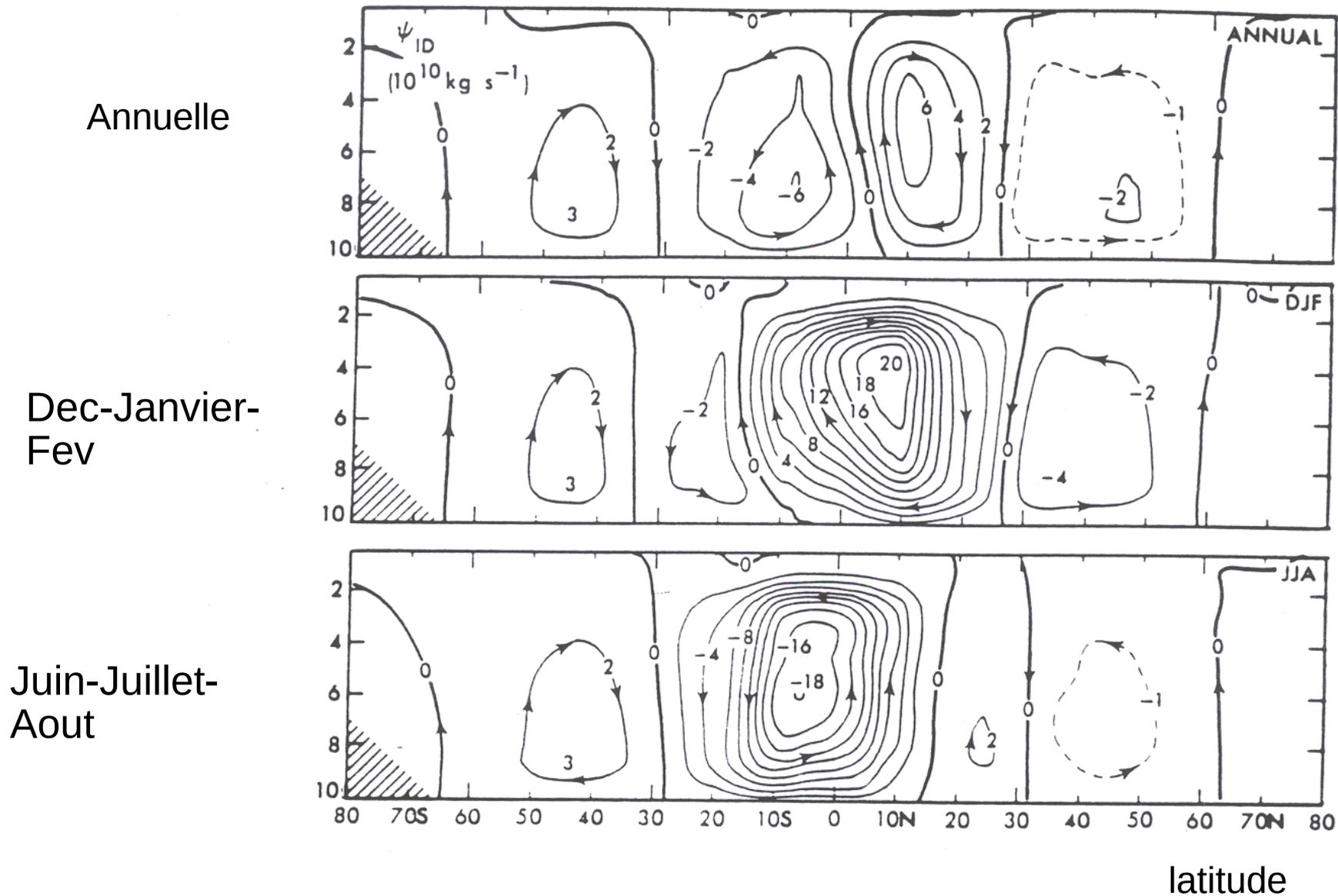
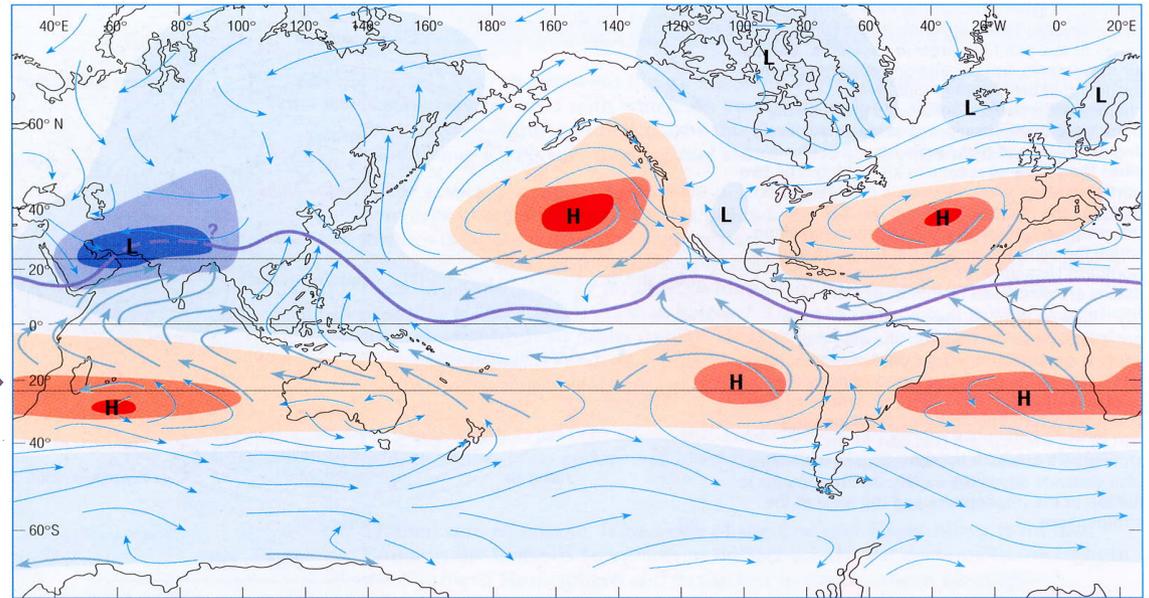
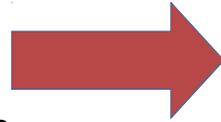


Figure I.9 *Mouvement méridien moyen, représenté par une fonction de courant dans le plan latitude, pression, d'après Peixoto et Oort [1992].*

Circulation générale et pression de surface

Juillet

Sub-tropiques
Haute pression
Subsidence

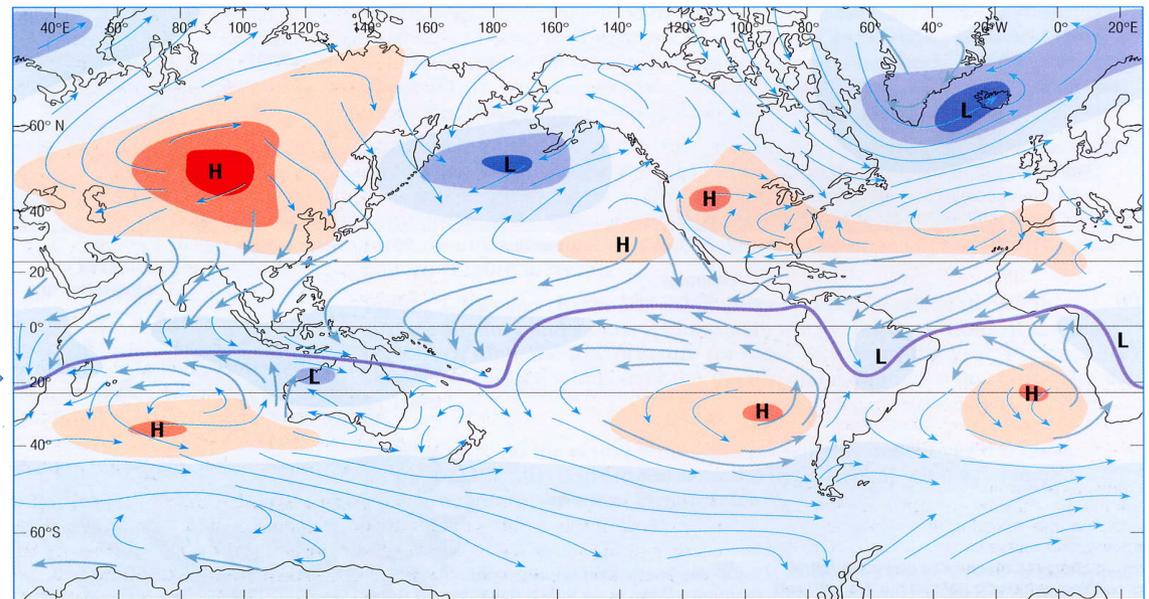


(a) JULY KEY — mean position of ITCZ ← most frequent wind direction ← prevailing wind direction (≥50% of observations)

Équateur
Basse pression
Ascendance



Janvier



(b) JANUARY

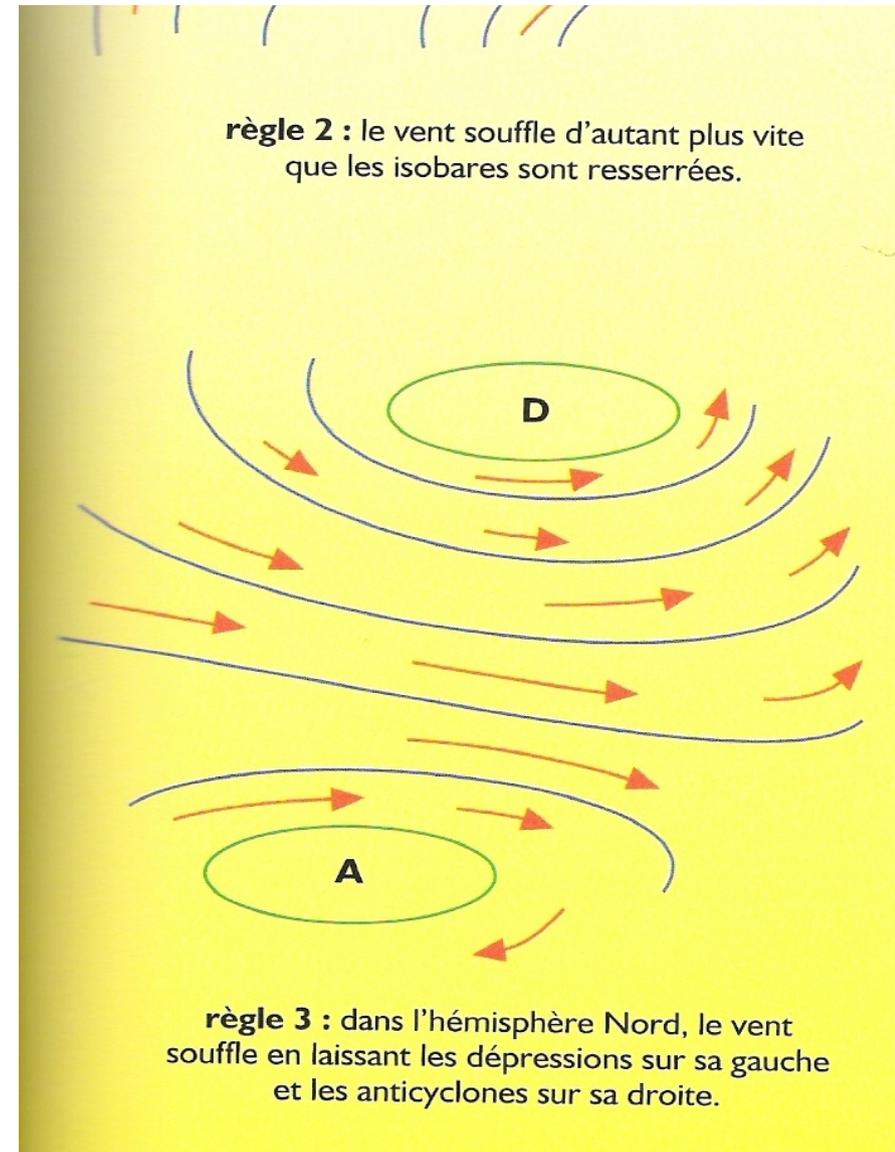
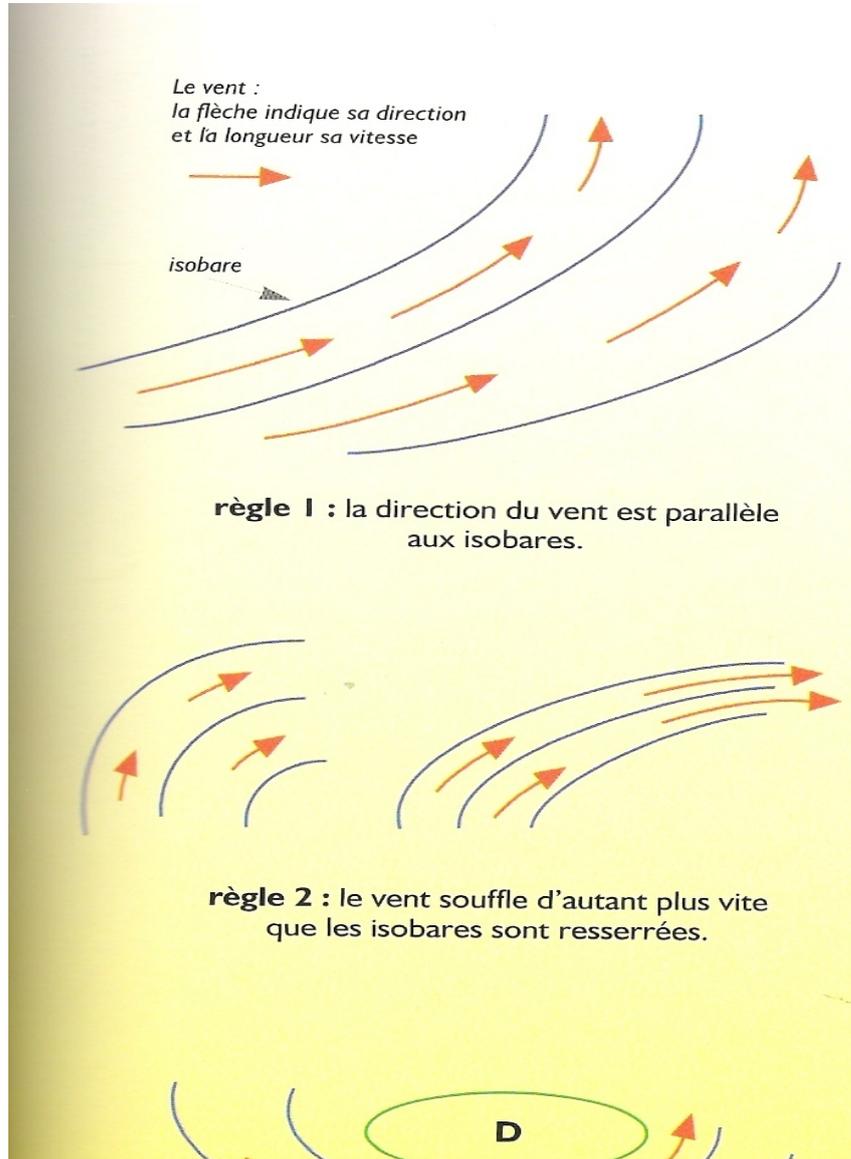
- **Introduction : ordres de grandeur climatiques**
- **Échanges radiatifs et effet de serre**
- **Bilan radiatif et circulation générale atmosphérique**
 - transport d'énergie
 - circulation de Hadley-Walker
 - **circulation des moyennes latitudes**
- **Circulation atmosphérique et cycle de l'eau**
- **Modélisation du climat**
- **Estimation des changements climatiques dus aux activités humaines**

La circulation aux moyennes latitudes. Vent

géostrophique

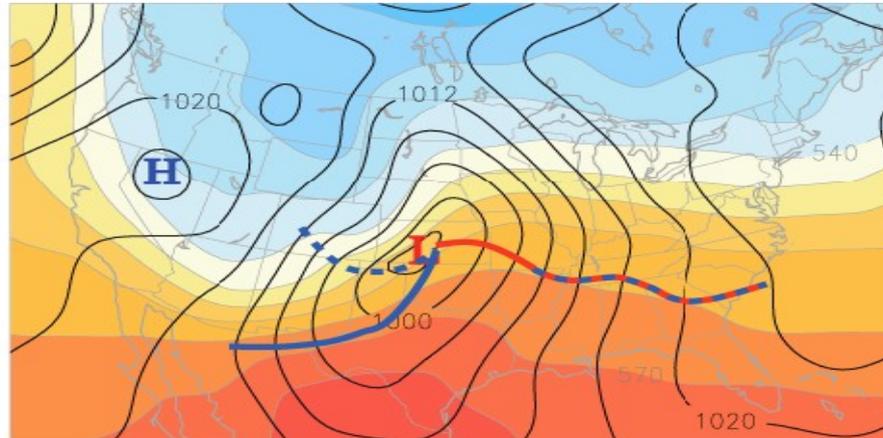
$$f \vec{k} \wedge \vec{v} = -\frac{1}{\rho} \text{grad} p$$

Force de Coriolis = force de pression horizontale

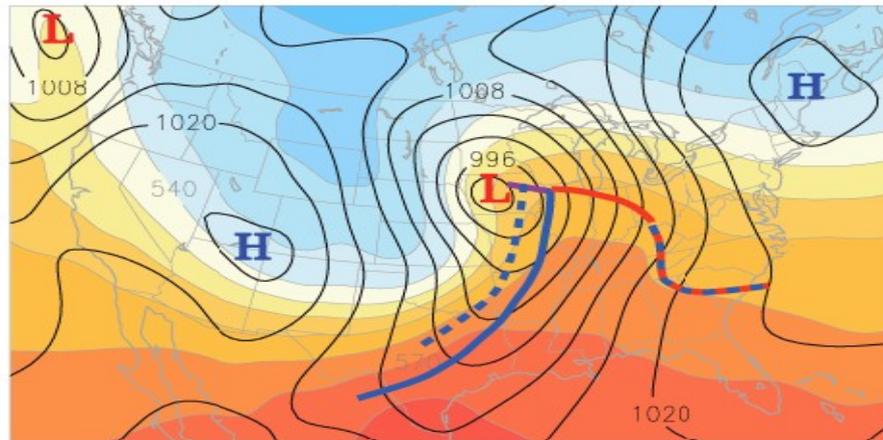


Exemple d'évolution d'une dépression

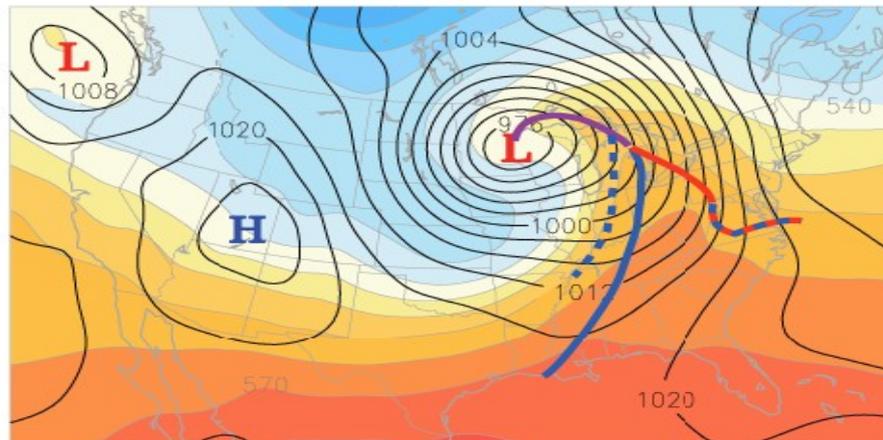
1.



2.



3.



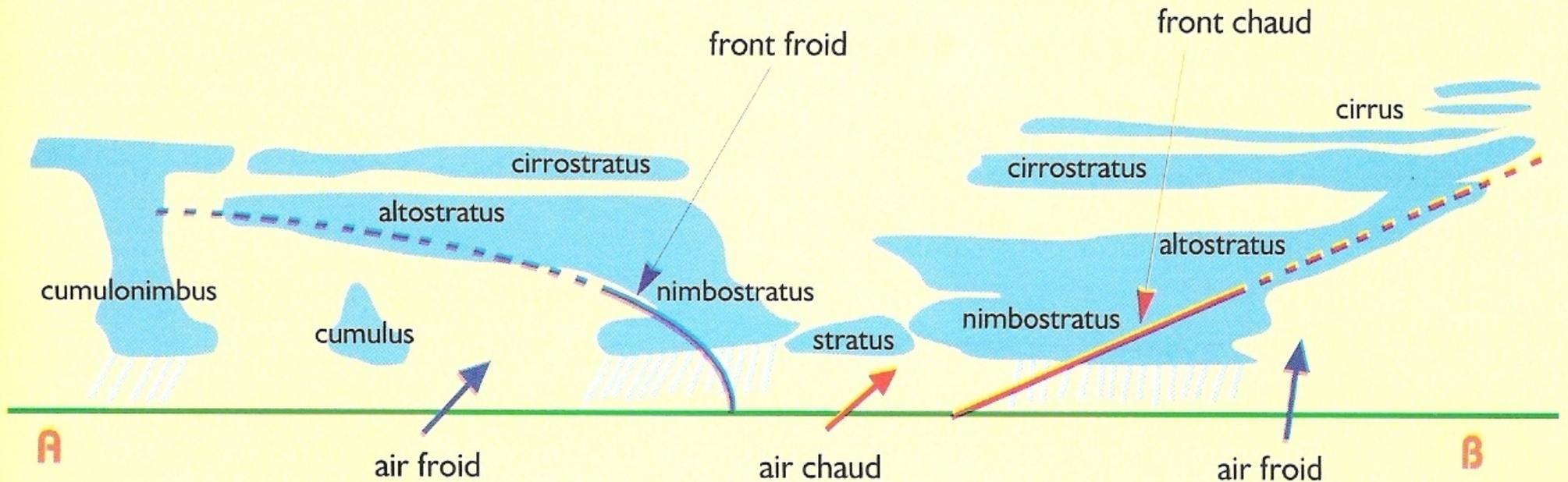
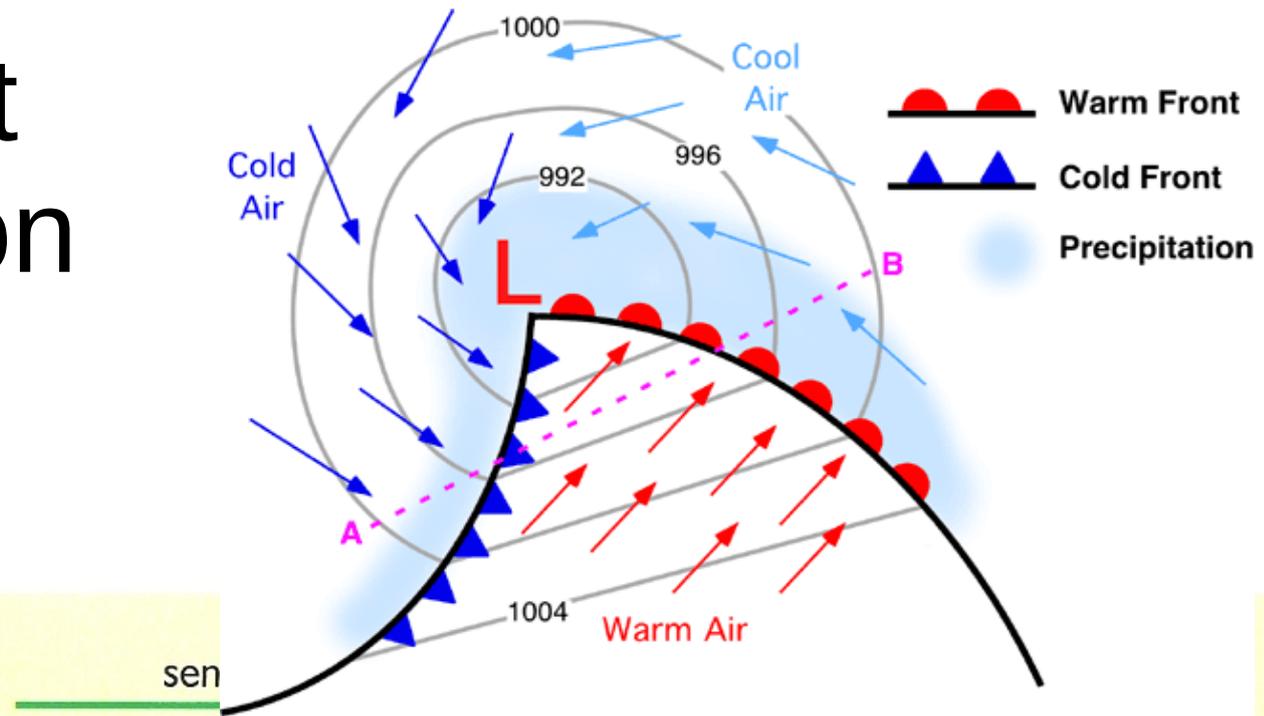
Iso-contours:
Pression à Z=0

Fond coloré :
Epaisseur 1000-500hPa
(=Température)

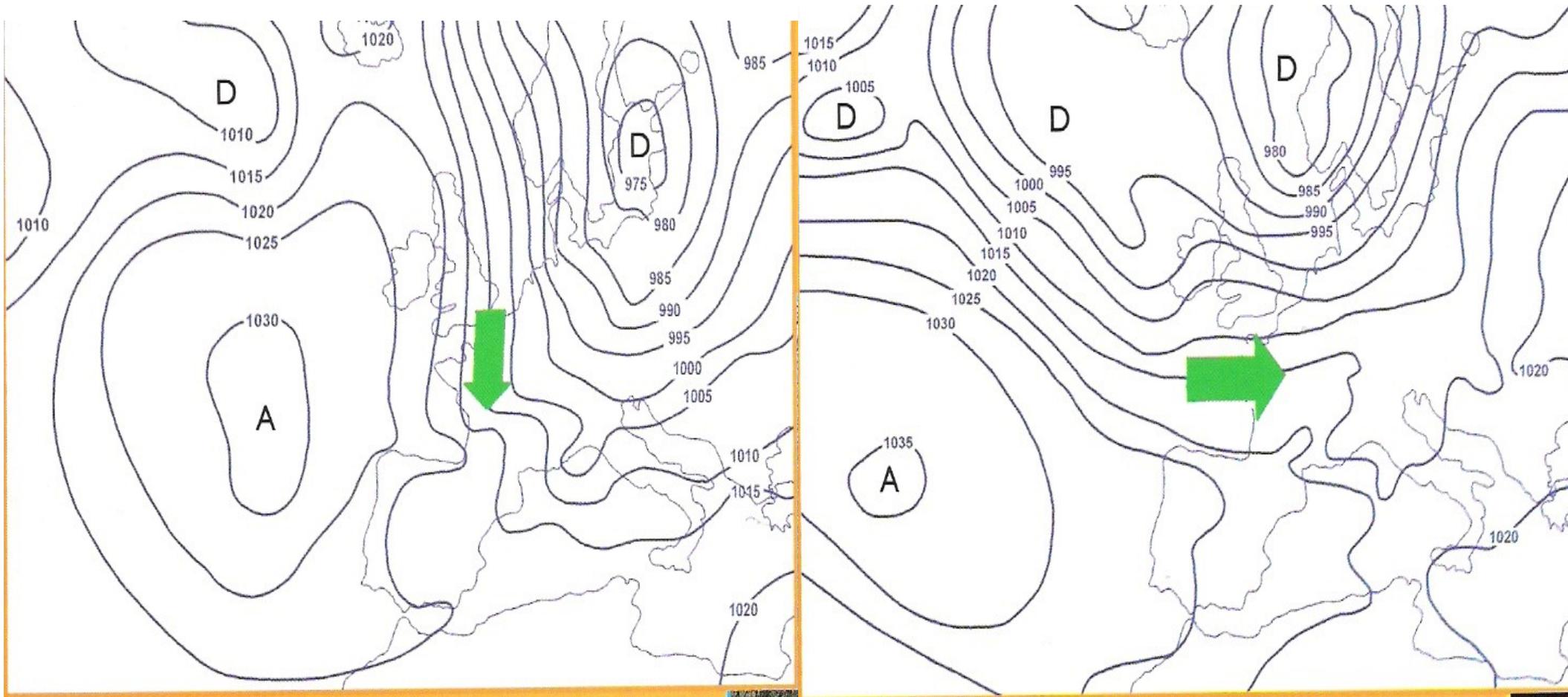
510 516 522 528 534 540 546 552 558 564 570 576

Fronts, nuages et précipitation

S



Pression, circulation



Ecoulement du nord:
baisse des températures

Ecoulement d'ouest:
doux et humides

Plan

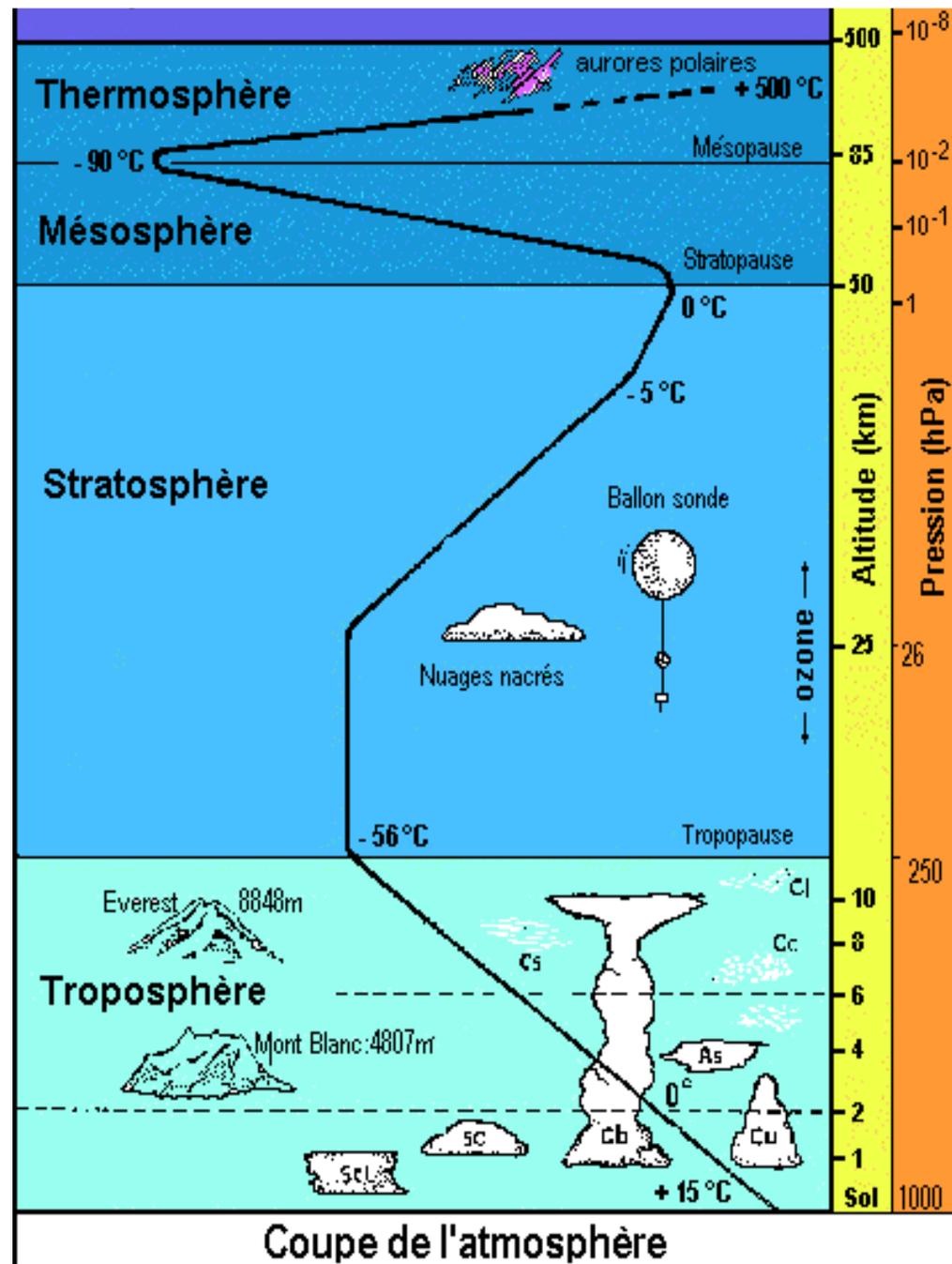
- **Introduction : ordres de grandeur climatiques**
- **Échanges radiatifs et effet de serre**
- **Bilan radiatif et circulation générale atmosphérique**
 - transport d'énergie
 - circulation de Hadley-Walker
 - circulation des moyennes latitudes
- **Circulation atmosphérique et cycle de l'eau**
- **Variabilité climatique**

Comment la chaleur et l'humidité sont-elles transférées de la surface à l'atmosphère ?

Comment la chaleur et l'humidité sont-elles transportées verticalement dans la troposphère ?

- Importance de la structure verticale de l'atmosphère.
- Role de la couche limite planétaire.
- Role de la convection.

Profil vertical de l'atmosphère



Profil vertical de l'atmosphère

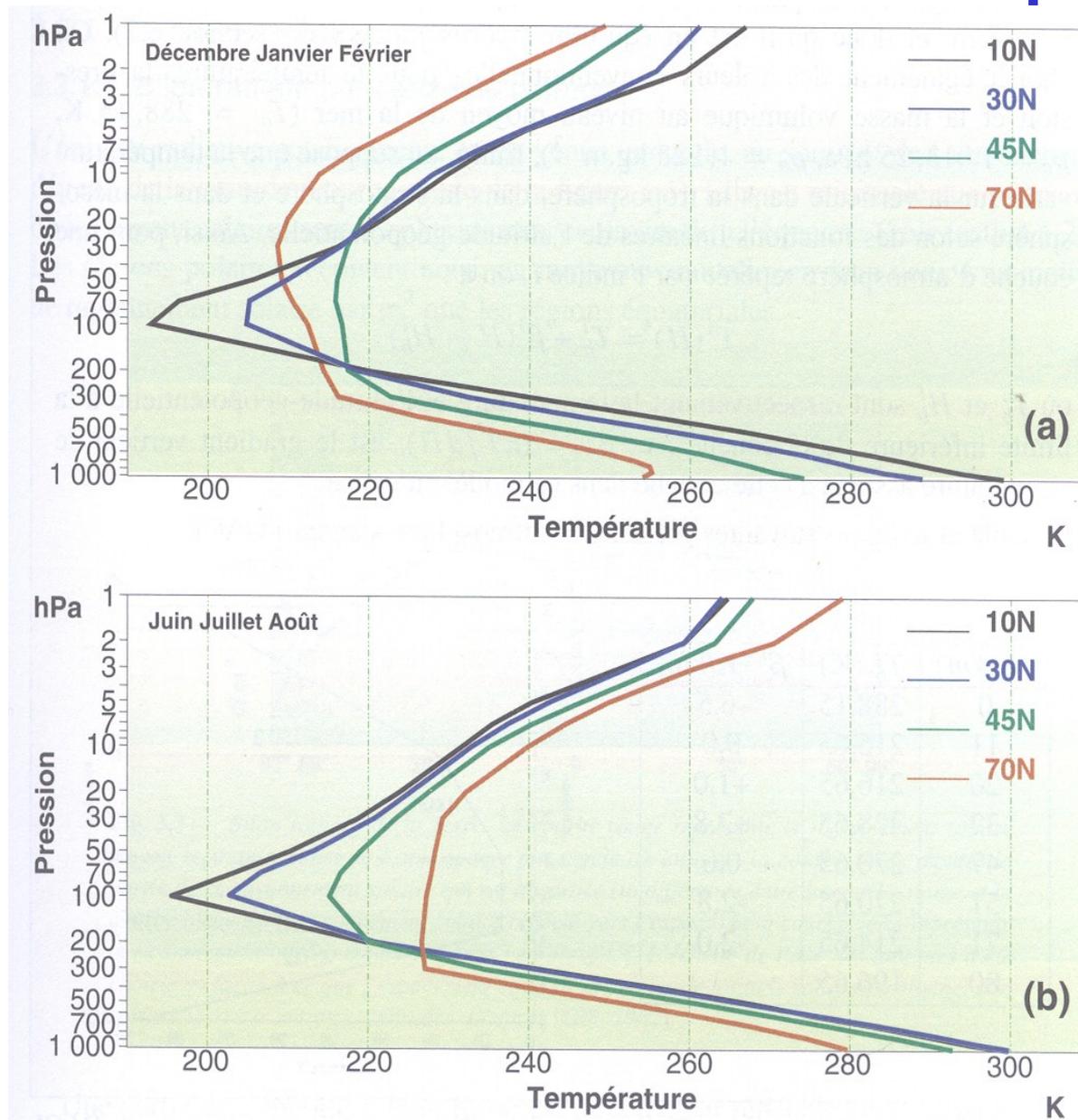


Fig. 3.2 — Profils verticaux de température moyenne entre 1 000 hPa et 1 hPa calculés à partir des réanalyses ERA40 aux 70N, 45N, 30N et 10N : (a) en hiver; (b) en été.

Profil vertical de l'atmosphère

Quatre concepts importants pour comprendre et interpréter le profil vertical de température dans la basse atmosphère (< 12 à 15km) :

- 1) La **troposphère** est siège de *courants verticaux* d'échelles variées (de la centaine de mètres au millier de kilomètres).
- 2) La *pression baisse* avec l'altitude.
- 3) Dans une **ascendance adiabatique**, la *température baisse* quand la pression baisse.
- 4) La **pression de vapeur saturante** de l'eau *diminue avec la température* (la quantité maximale de vapeur d'eau qui peut exister dans un volume donné diminue quand la température diminue).

Profil vertical de l'atmosphère

1) La pression hydrostatique baisse avec l'altitude

Equilibre hydrostatique: $-\rho g = \partial p / \partial z$

avec ρ : masse volumique de l'air (kg.m^{-3})
 p : Pression (Pa)
 z : altitude (m)
 g : acceleration due à la gravité (m.s^{-2})

Profil vertical de l'atmosphère

1: air sec

2) Dans une ascendance, la température baisse quand la pression baisse

- Conservation de l'énergie
- loi des gaz parfait
- mouvement adiabatique

$$\frac{dT}{T} = \frac{R_d}{C_p} \frac{dP}{P} \quad \kappa = \frac{R_d}{C_p}$$

$$\Rightarrow T/p^\kappa = \text{cte}$$

On définit la **température potentielle** $\Theta = T(p_0/p)^\kappa$, *invariante par ascendance adiabatique*. ($p_0 = 1000 \text{ hPa}$)

Equilibre hydrostatique $\Rightarrow dP = -\rho g dz \Rightarrow dT = -(g/C_p) dz$

La température baisse avec l'altitude: $\partial T / \partial z \cong -10 \text{ K/km}$

C'est le **gradient adiabatique sec** (dry adiabatic lapse rate).

Gradient observé en dessous de la base des nuages.

Profil vertical de l'atmosphère

3) La pression de vapeur saturante de l'eau diminue avec la température

Equation de Clausius Clapeyron

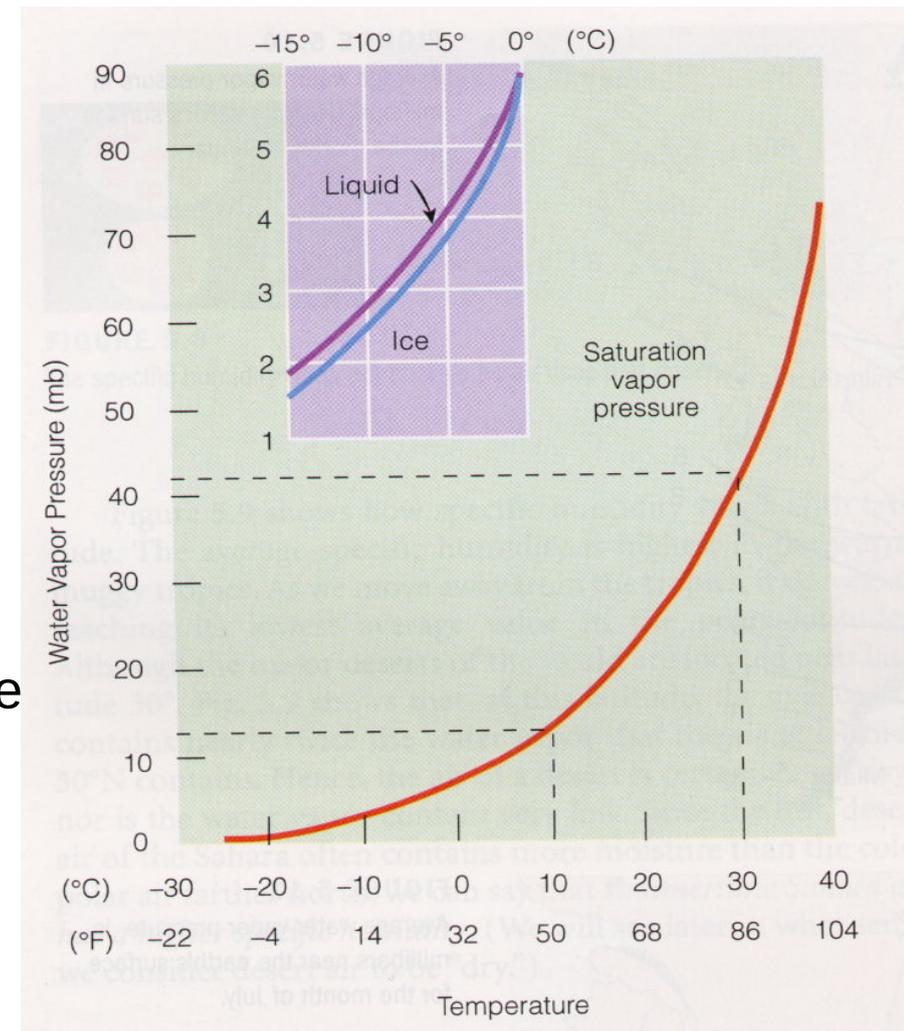
$$\frac{d \ln e_s}{dT} = \frac{L_{c,s}}{R_v T^2}$$

e_s : pression de vapeur saturante sur une surface plane

R_v : constante des gaz pour la vapeur d'eau
($461 \text{ JK}^{-1}\text{kg}^{-1}$)

$L_{c,s}$: chaleur latente d'évaporation/sublimation

T : température (K)



Profil vertical de l'atmosphère

2: air humide

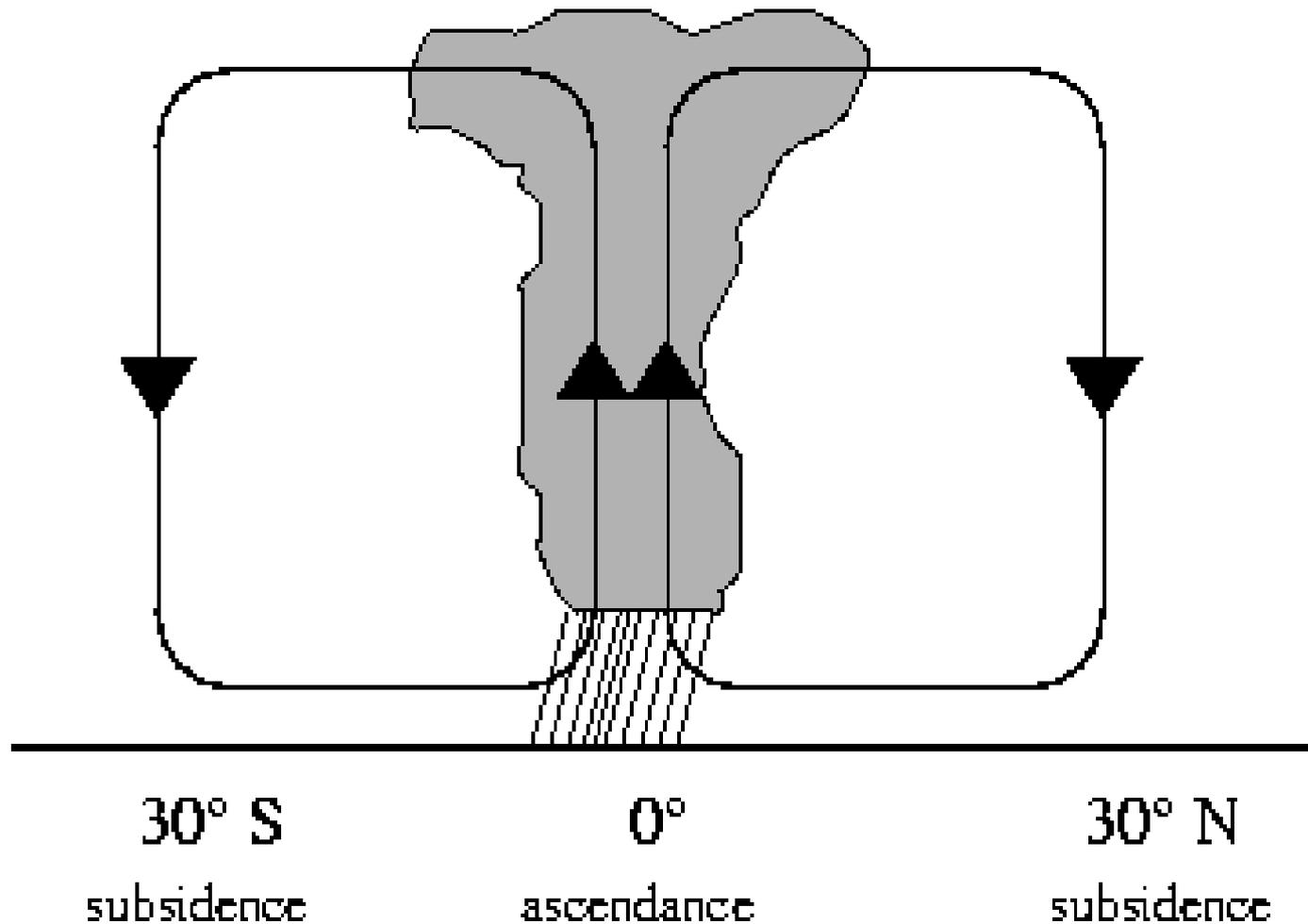
4) Dans une **ascendance adiabatique saturée**, la température baisse moins vite, quand la pression baisse, que dans une ascendance sèche :

$$\partial T / \partial z \cong -6 \text{ à } -8 \text{ K/km}$$

C'est le gradient vertical de température observé dans la troposphère libre.

Mont blanc : 4800m => -34K plus froid qu'en plaine : si 20°=> -15°C
Mont Everest: 8800m => -60K plus froid qu'en plaine : si 20°=> -40°C
Avion : 10000m => -70K plus froid qu'en plaine : si 20°=> -50°C

Retour à la circulation de Hadley



Comment fonctionne cette grande ascendance ?

Comment la chaleur et l'humidité sont-elles transférées de la surface à l'atmosphère ?

Comment la chaleur et l'humidité sont-elles transportées verticalement dans la troposphère ?



Encore au-dessus : la troposphère libre, où
Les seuls courants verticaux sont liés à la
Convection profonde : la température
Potentielle croît avec l'altitude.

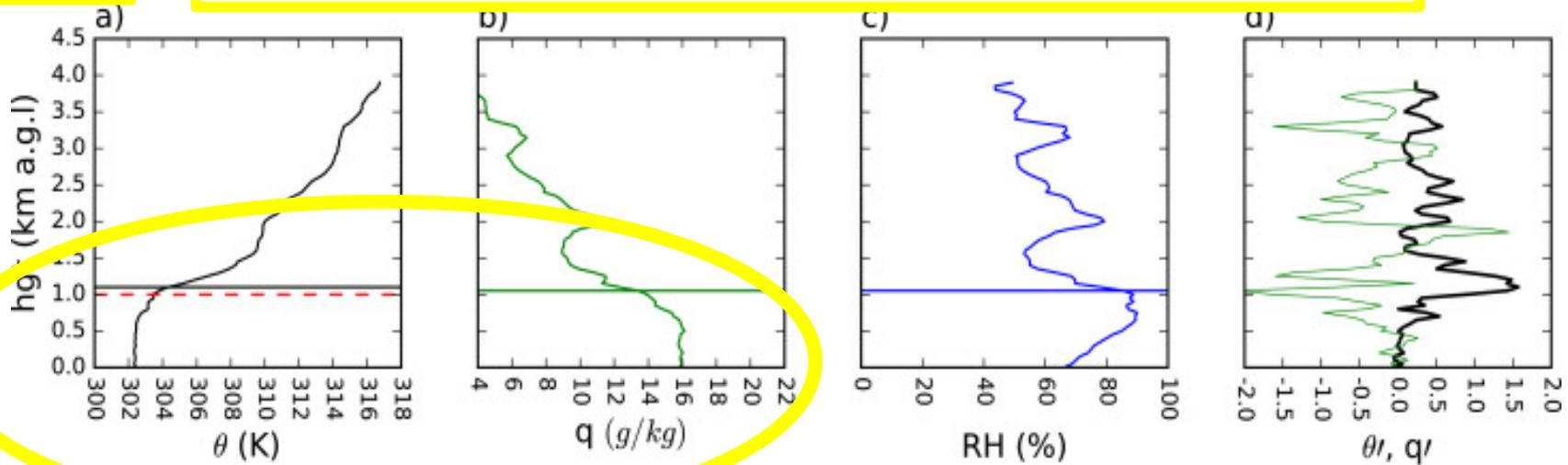
Au dessus : mélange par la turbulence et
par les thermiques (structures cohérentes
dont le sommet est visible lorsqu'il y a
condensation). Résultat : une couche bien
mélangée ; c'est la **Couche Limite
Planétaire** (PBL = Planetary Boundary
Layer).

A la surface : conduction puis turbulence.

Profils verticaux a travers la couche limite continentale a Niamey. Radio-sondage de 12hUTC, 23 Juillet 2006 (Campagne AMMA).

Theta et q sont bien mélangées dans la Couche limite

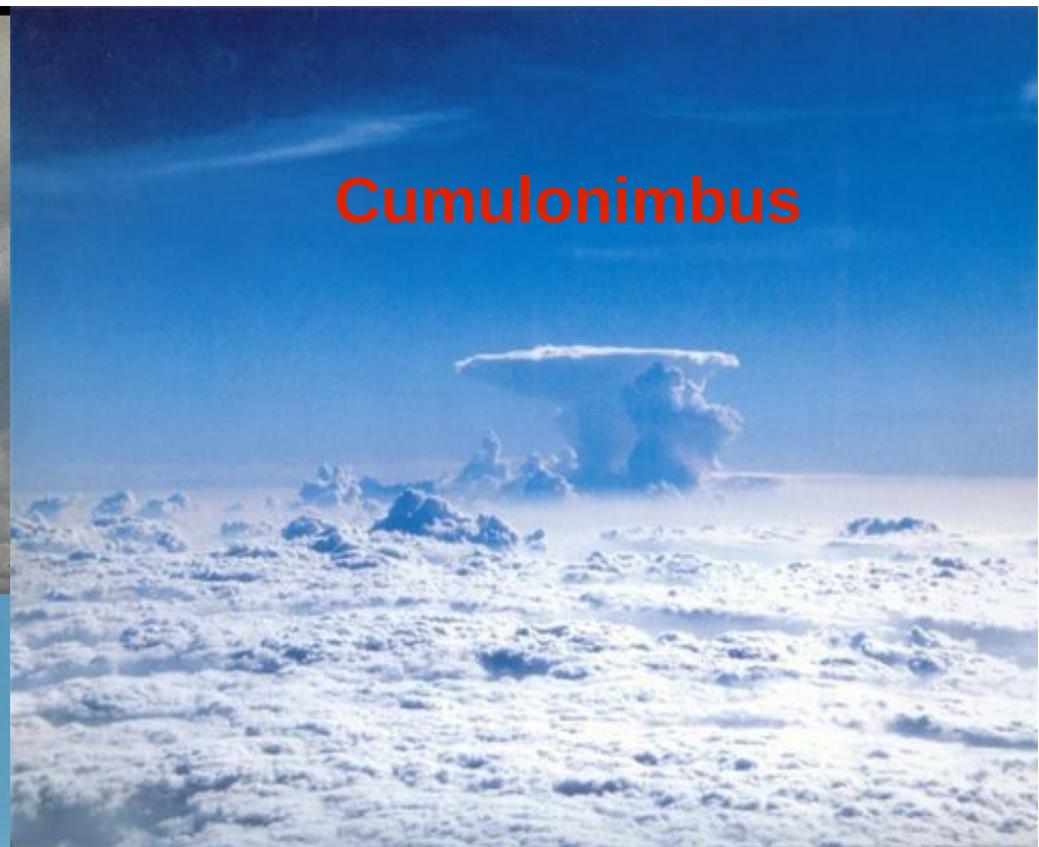
Au-dessus, l'humidité diminue et la température potentielle croît avec l'altitude.



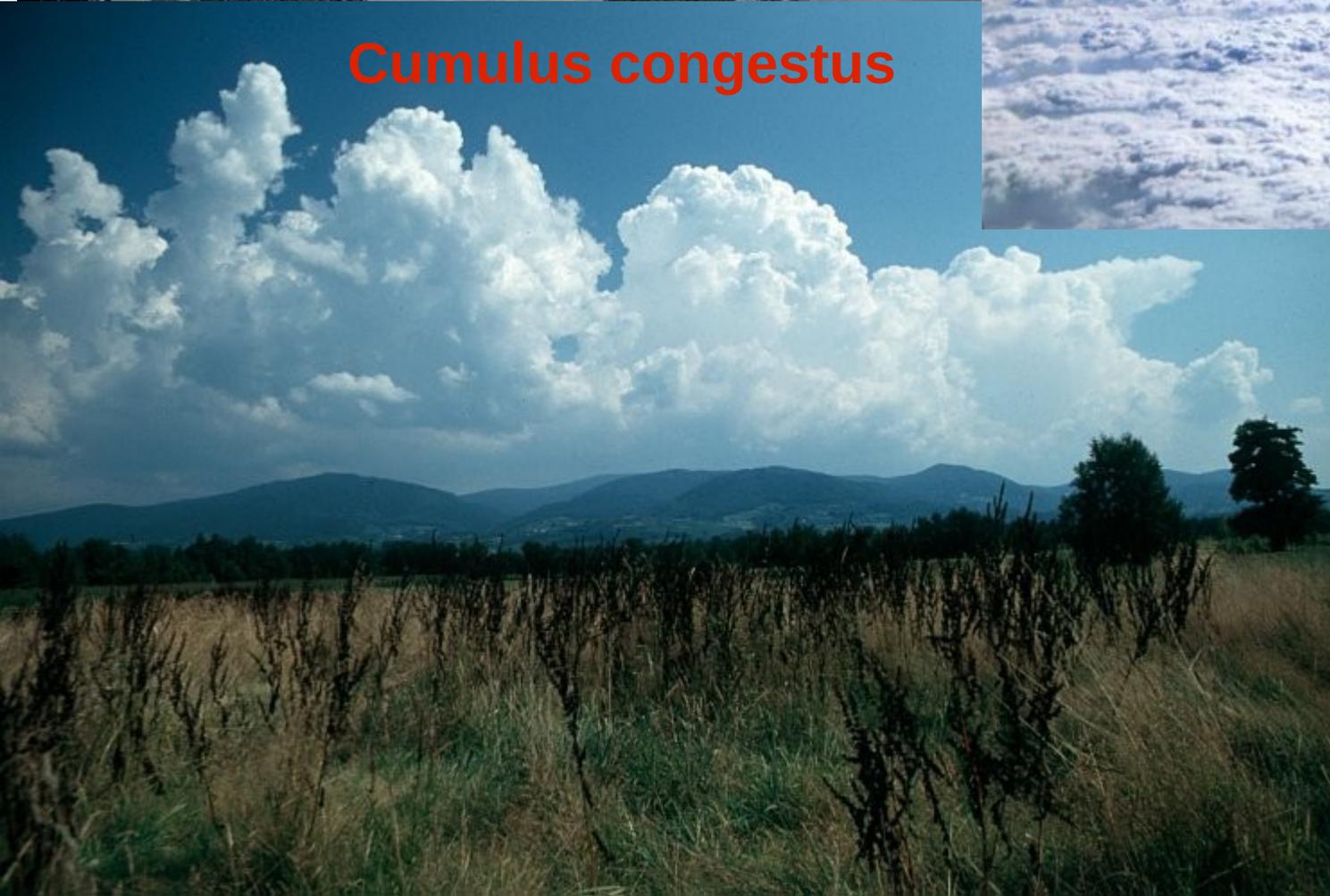
Cumulus humilis



Cumulonimbus



Cumulus congestus



Cumulus =
Convection peu profonde
(shallow convection)

Congestus et cumulonimbus
= convection profonde
(deep convection)
(phase glace dans partie
supérieure)

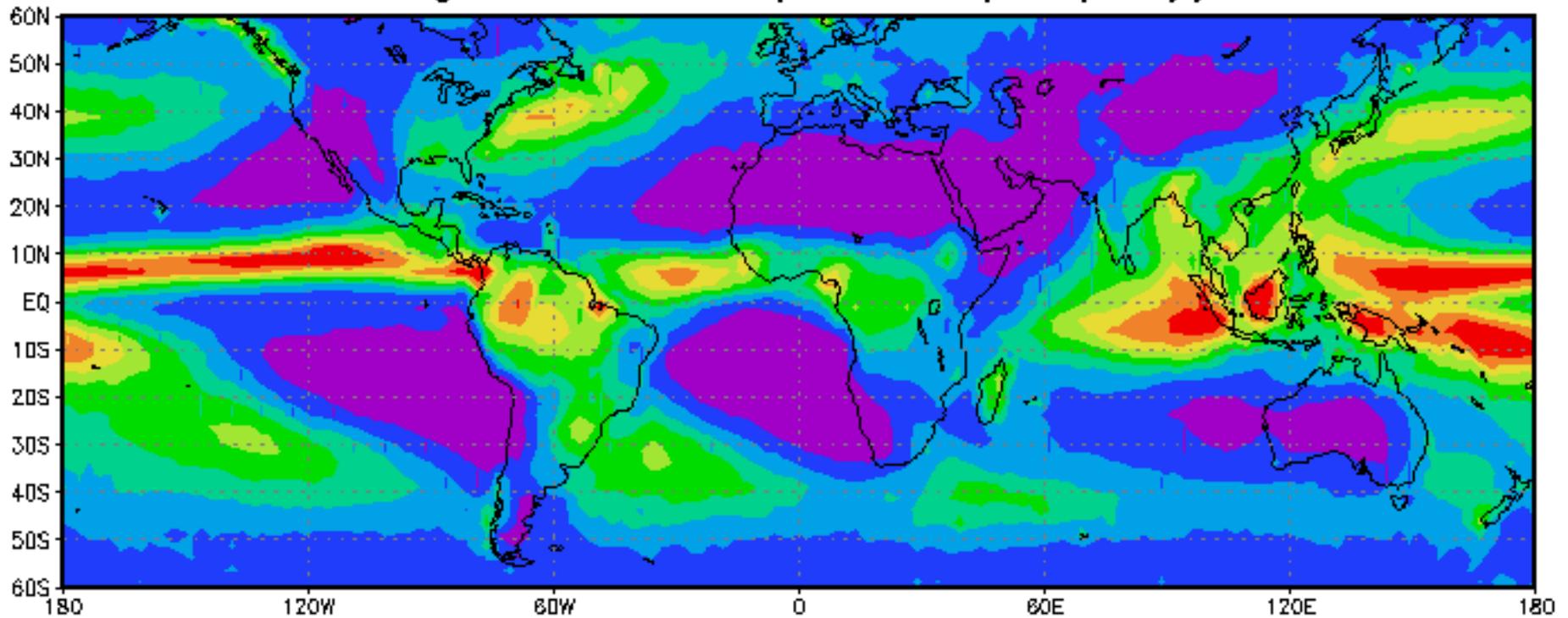
Précipitations

Les nuages mènent souvent à des précipitations.

Ainsi la chaleur latente dégagée par la condensation n'est pas reprise par l'évaporation du condensat.

C'est ainsi que les processus nuageux chauffent la troposphère.

Annual Average GPCP Precipitation (mm/day): 1987–99

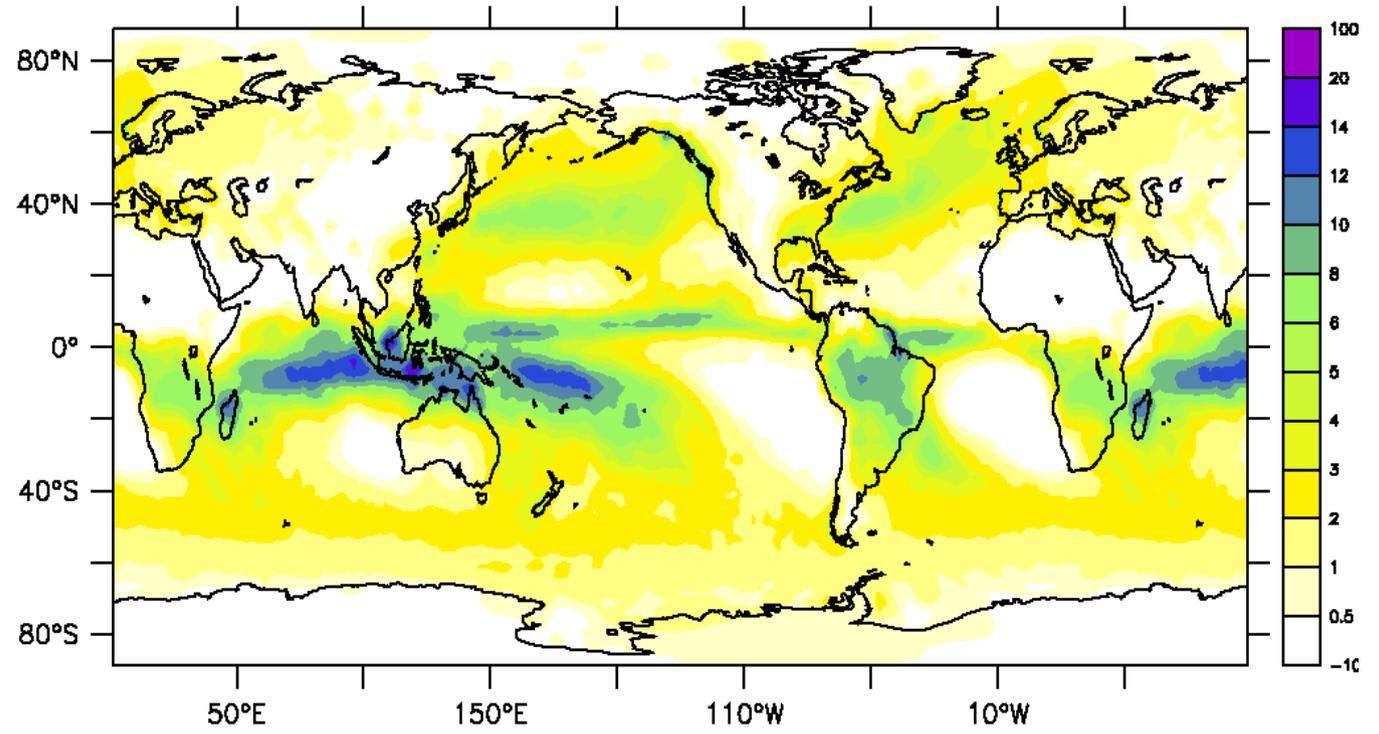


Les pluies se concentrent dans:

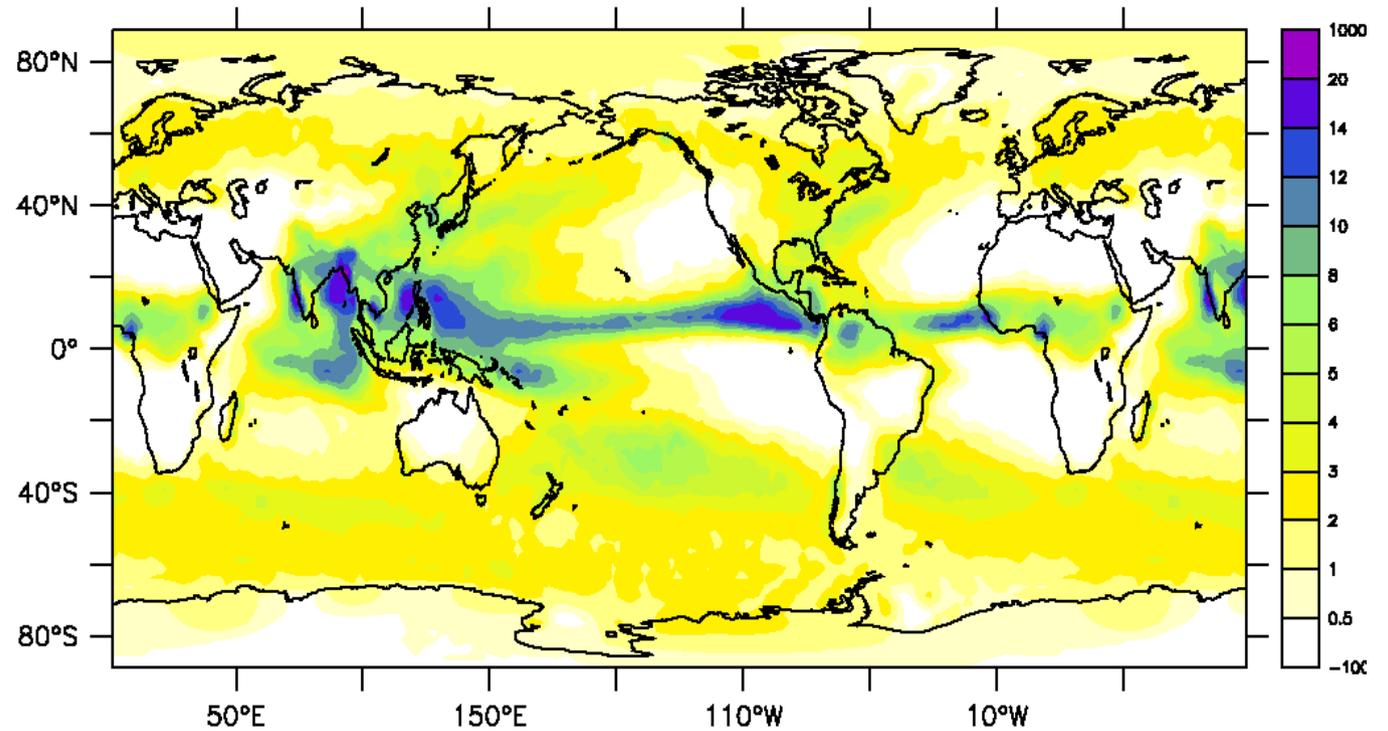
- la zone de convergence intertropicale (ZCIT)
- la zone de convergence du Pacifique Sud (ZCPS)
- Les régions de mousson

Précipitations (mm/j)

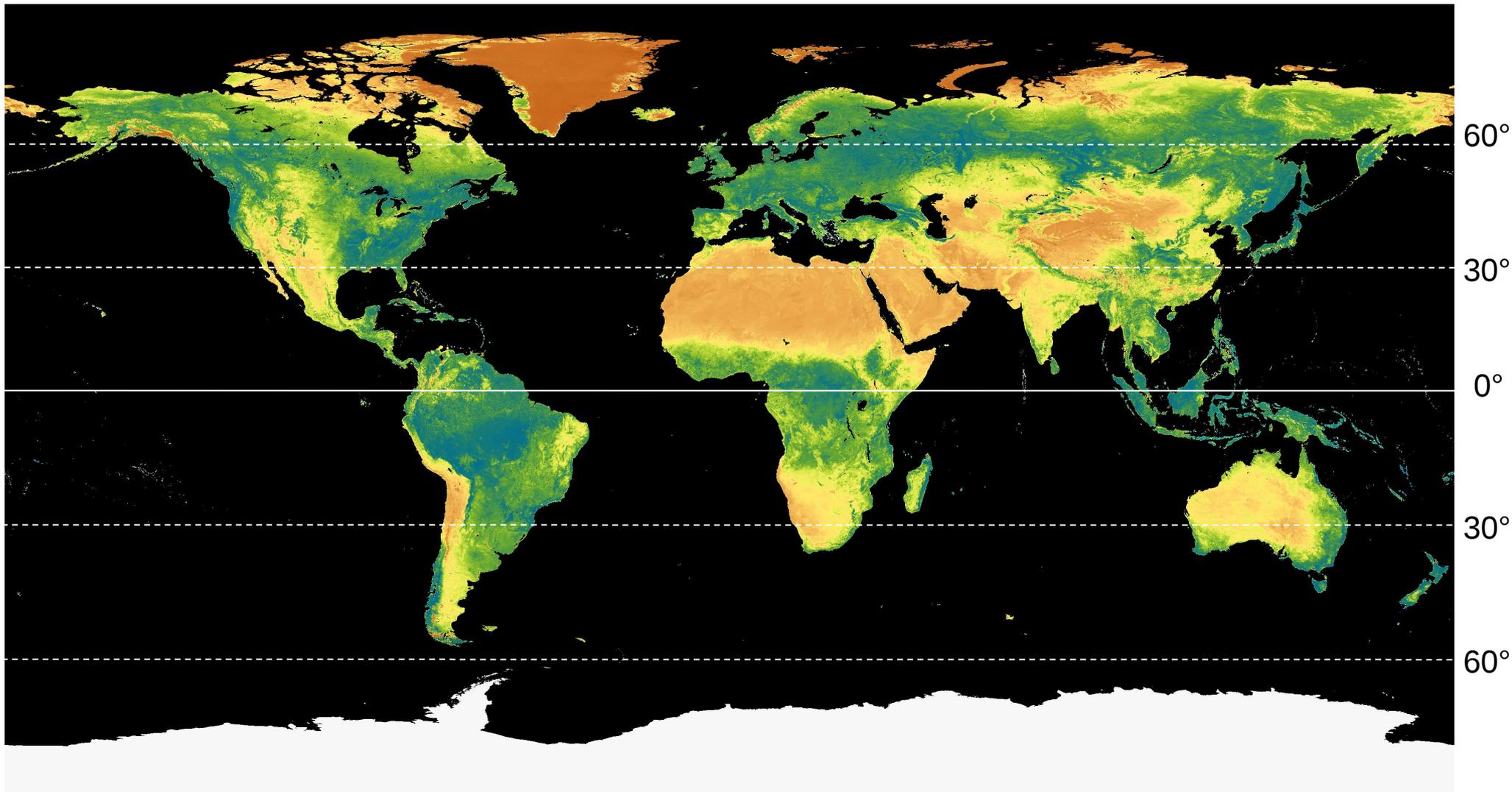
Janvier



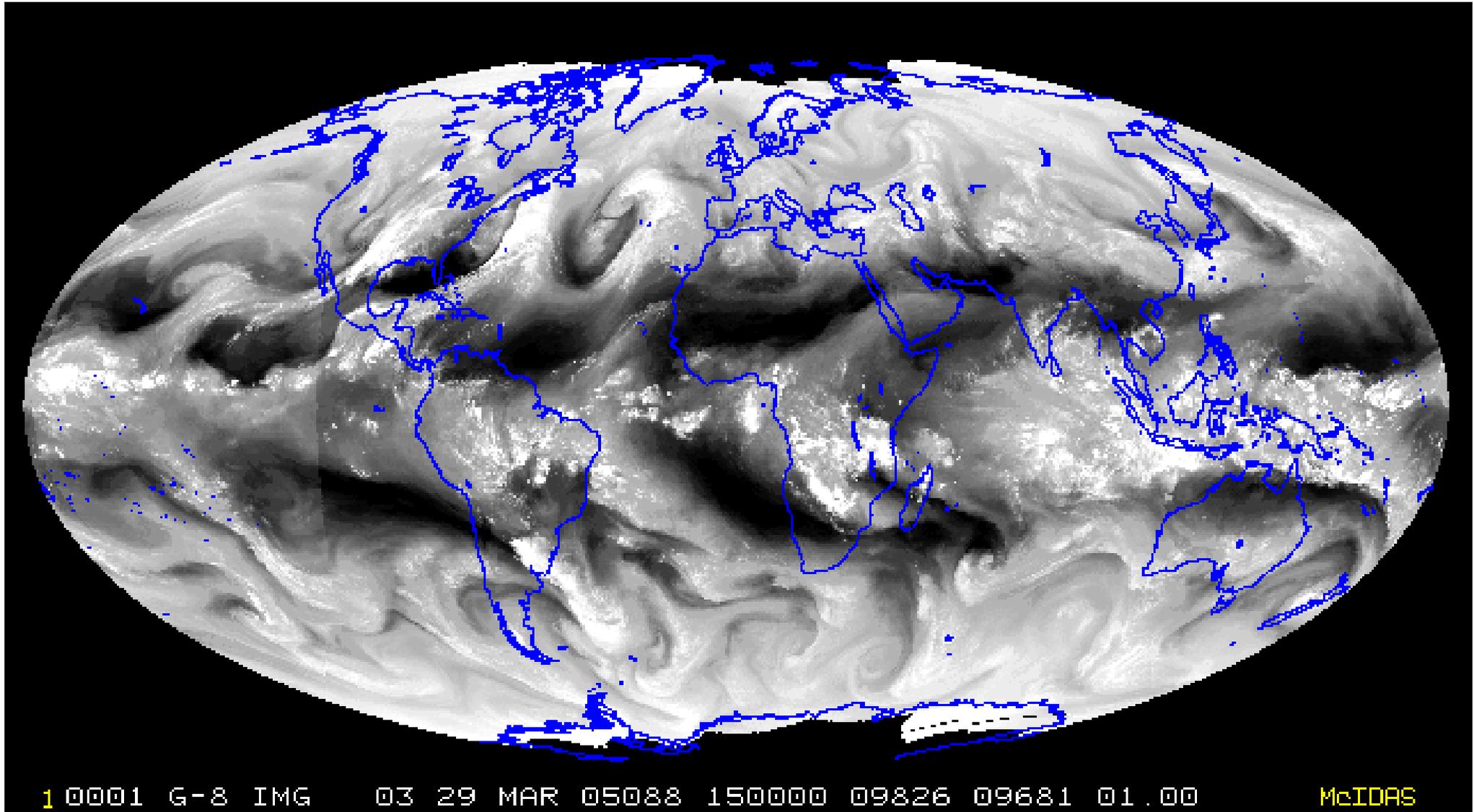
Juillet



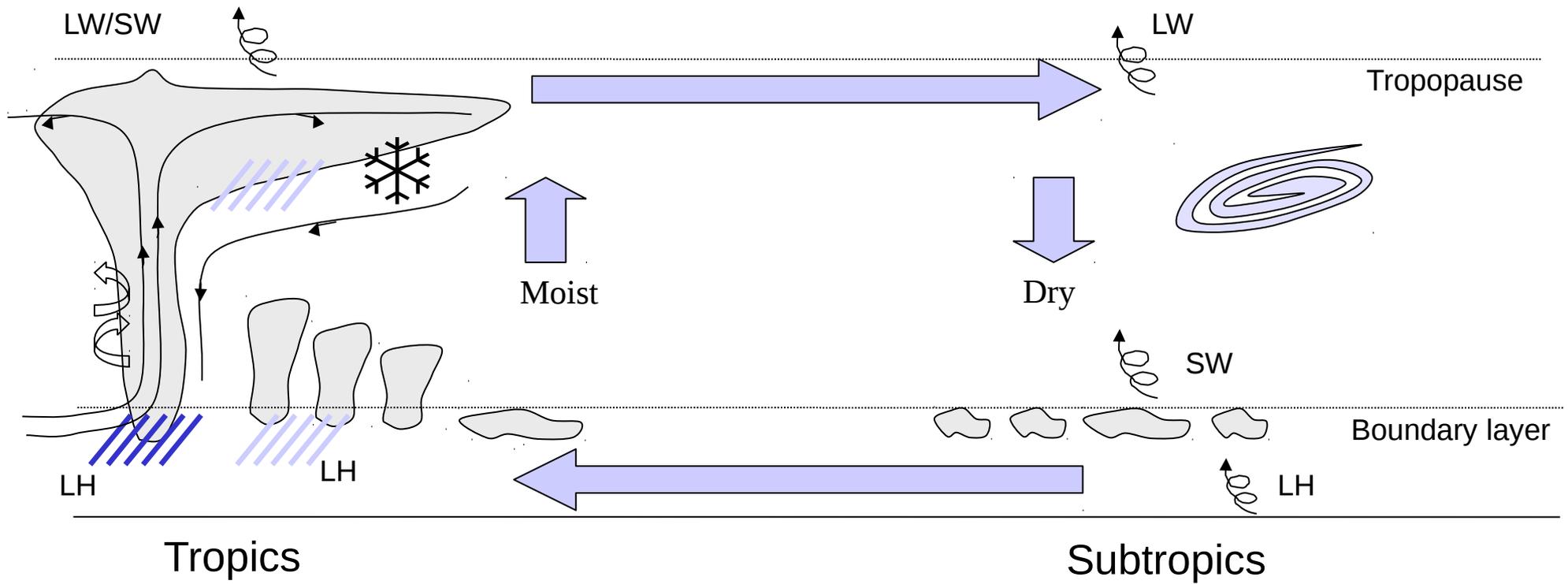
La circulation générale atmosphérique vue à travers la distribution spatiale de la végétation



Météosat canal vapeur d'eau 29 Mars



Circulation générale et nuages



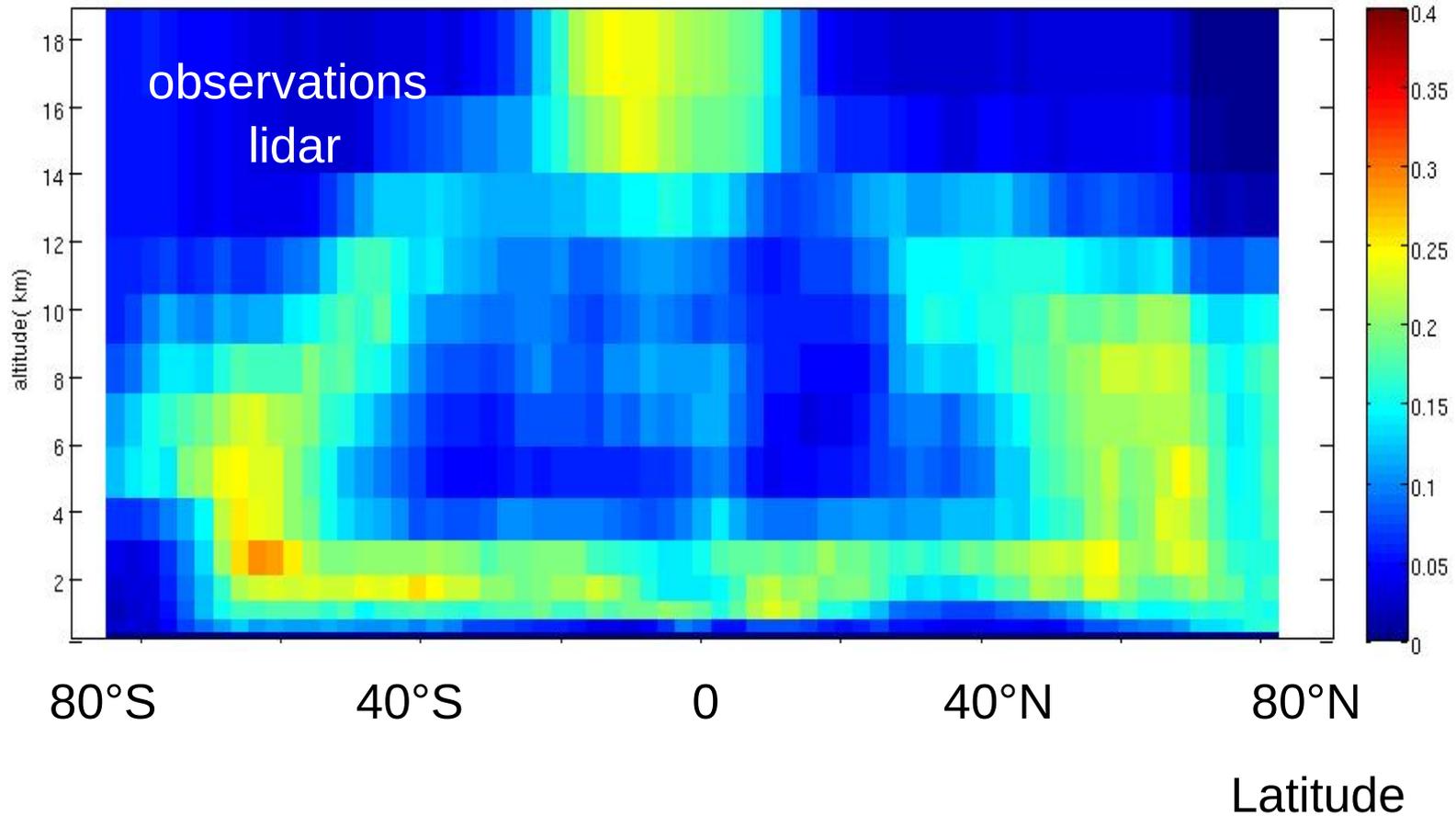
Idéalisation bi-dimensionnelle de la circulation tropicale

Fraction nuageuse (observations CALIPSO)

jan-fév-mars

Moyenne zonale
couverture nuageuse

Altitude
(km)



Plan

- **Introduction : ordres de grandeur climatiques**
- **Échanges radiatifs et effet de serre**
- **Bilan radiatif et circulation générale atmosphérique**
 - transport d'énergie
 - circulation de Hadley-Walker
 - circulation des moyennes latitudes
- **Circulation atmosphérique et cycle de l'eau**
- **Variabilité climatique**

La variabilité saisonnière des pluies

La mousson indienne.

Le mot mousson vient de du terme arabe “mausim” et signifie saison des pluies.

Les zones de mousson connaissent une saison des pluies et une saison sèche.

- Une brise de terre - brise de mer géante (Halley 1686)

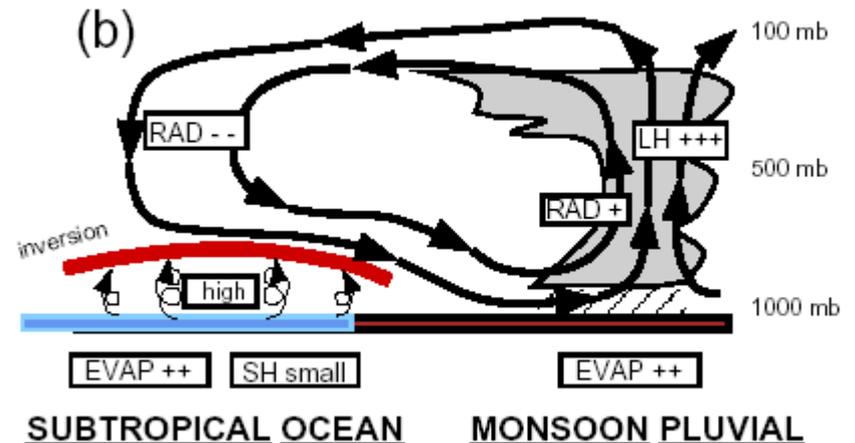
En été, le continent se réchauffe plus rapidement que l'océan.

Ce chauffage différentiel crée un gradient de pression qui engendre l'écoulement de mousson depuis l'océan vers le continent.

En hiver la circulation s'inverse car le continent se refroidit plus vite que l'océan.

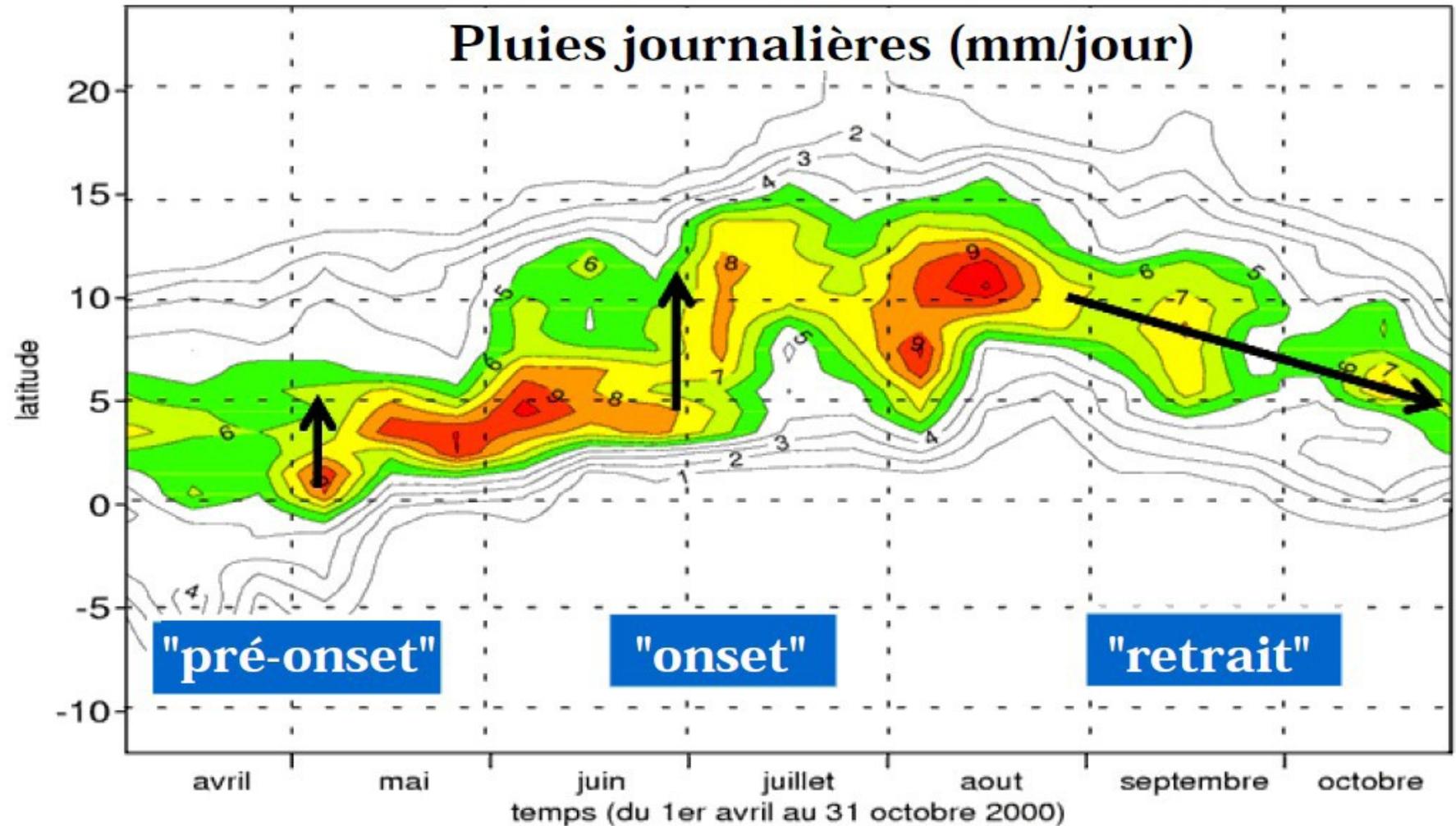
Les alizés de sud-est dans l'hémisphère Sud deviennent des alizés de sud-ouest en passant l'équateur (Coriolis change de sens).

Ces vents se chargent en humidité au-dessus de l'océan. L'air est soulevé au-dessus du continent et forme des précipitations.



La variabilité saisonnière des pluies

La Mousson africaine : Avancée en latitude des pluies sur l'Afrique de l'Ouest

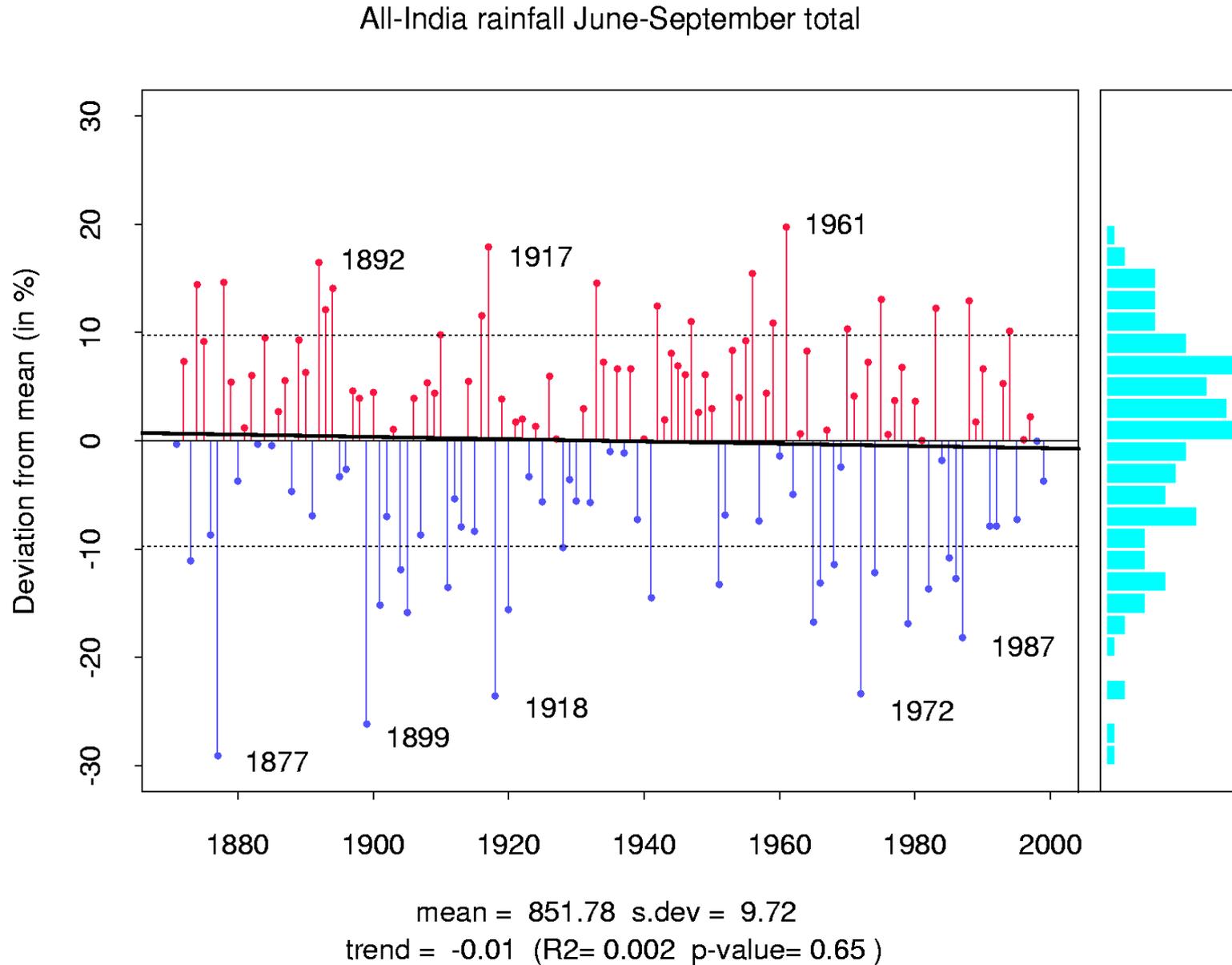


Sultan et Janicot, JC, 2003

- Migration des pluies de 2N à 5N en mai: pré-onset ou régime guinéen.
- Passage de 5N à 10N en juin: onset (24 juin +/- 8 jours) ou régime sahélien.
- Retrait de la pluie vers le Sud à partir de septembre.

La variabilité saisonnière des pluies

Evolution de la pluie de mousson sur l'Inde

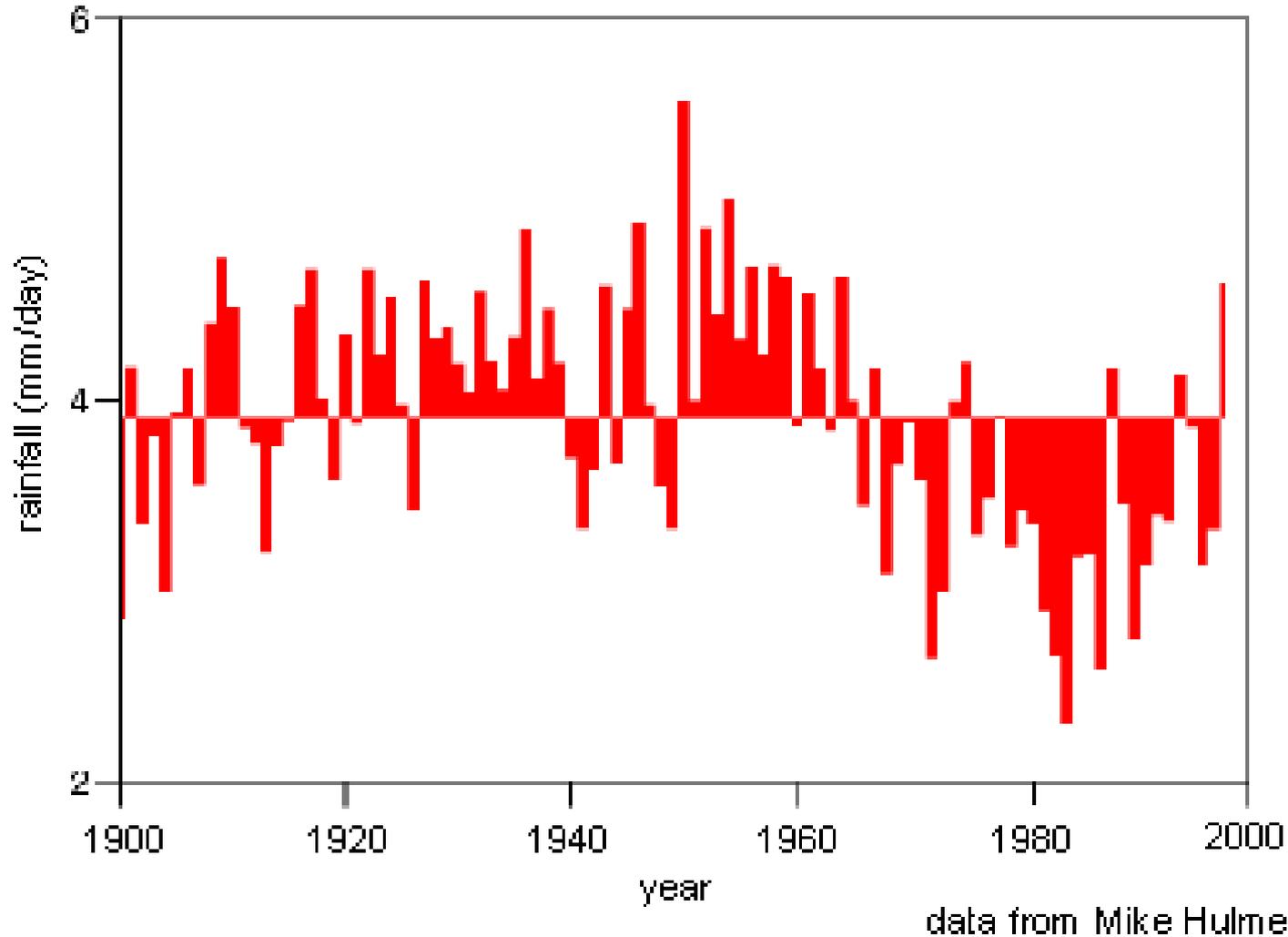


- Pas de tendances sur le 20ème siècle
- Peu de persistance d'années de sécheresse ou d'années excédentaires

La variabilité saisonnière des pluies

Evolution de la pluie de mousson sur l'Afrique de l'ouest

Wet Season Rainfall in the Sahel
relative to the mean value 1900-1998 (3.5 mm/day)



data from Mike Hulme

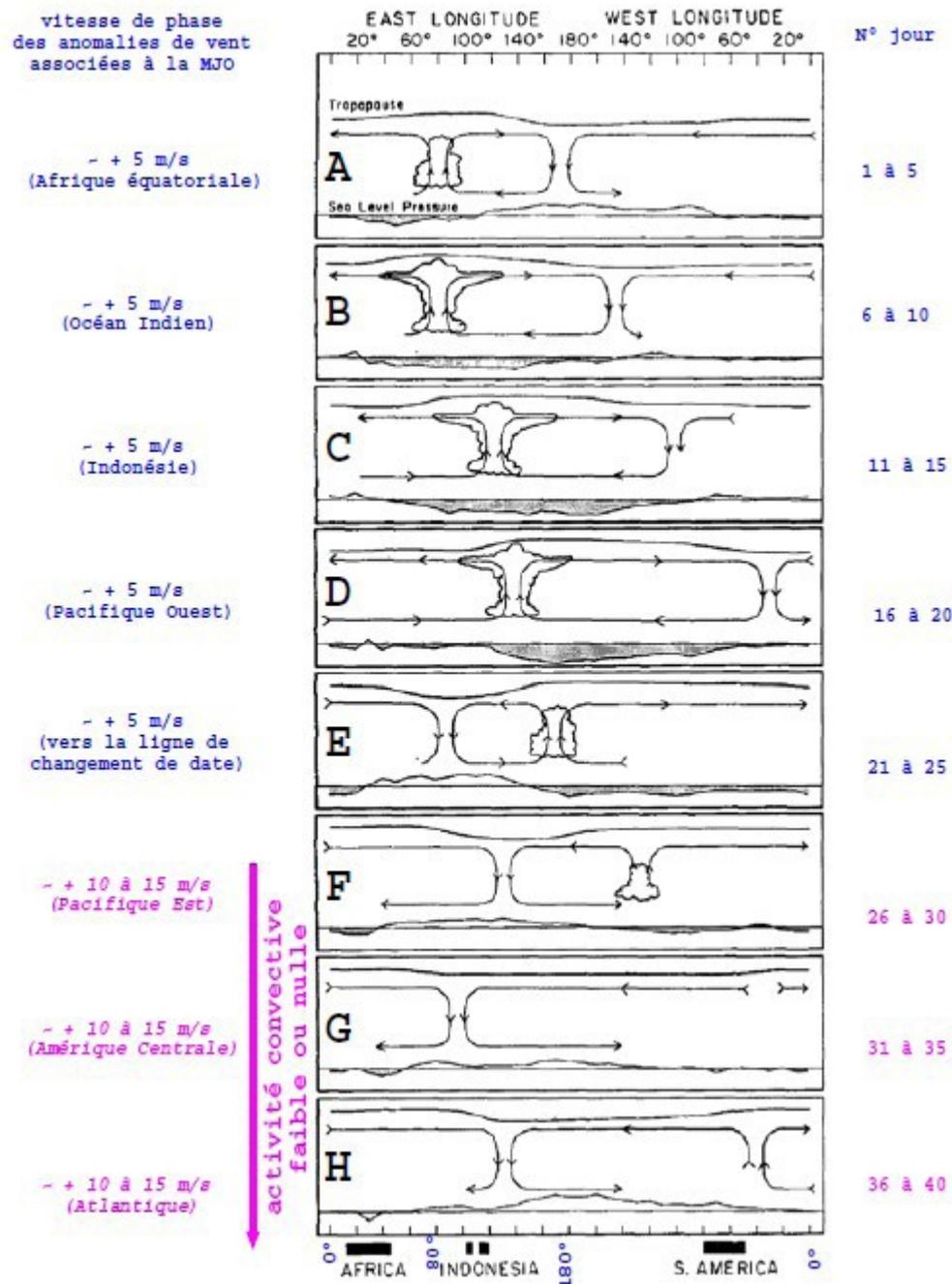
- Variabilité très marquée à l'échelle décennale: sécheresse pendant 30 ans.
- Importance des événements précipitants individuels

La variabilité intra-saisonnière des pluies

L'oscillation de Madden-Julian

- Fluctuation de vent zonal de l'ordre de 2 à 3 m/s
- Variation de la pression de surface de 0.7hPa
- onde de périodicité de 30 à 60 jours
- propagation moyenne vers l'est le long de l'équateur avec une vitesse de phase comprise entre 5 et 10m/s.

La MJO est une oscillation planétaire d'échelle intra-saisonnière.



Madden et Julian, 1972
Adapté par F. Beucher

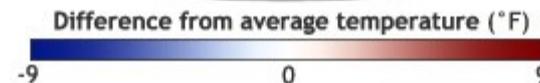
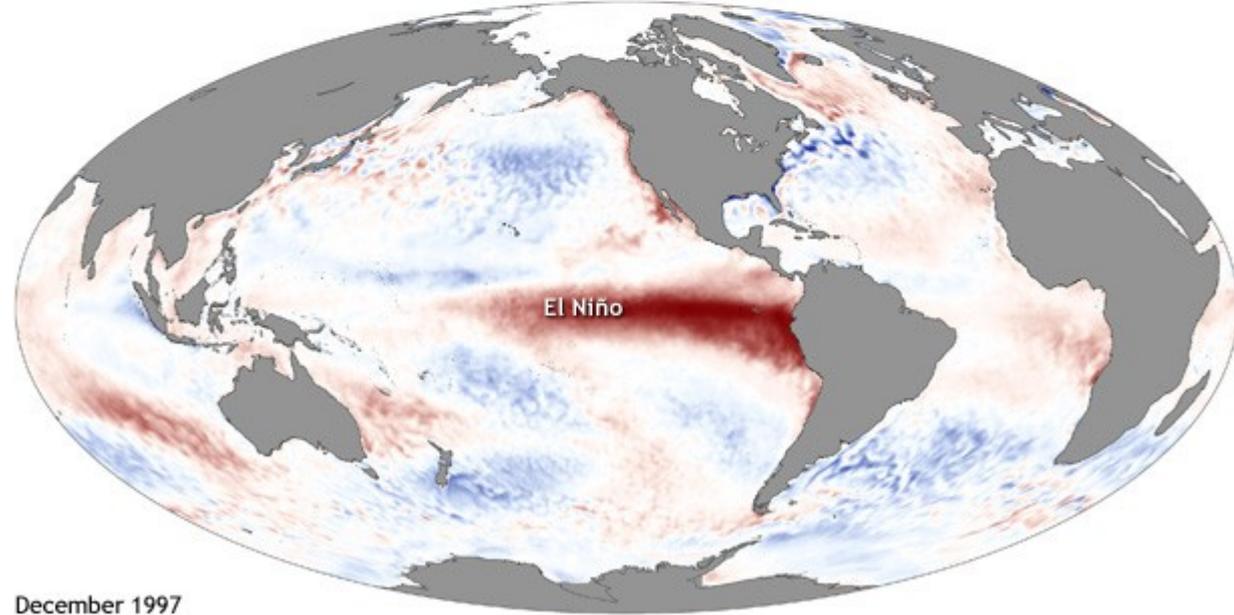
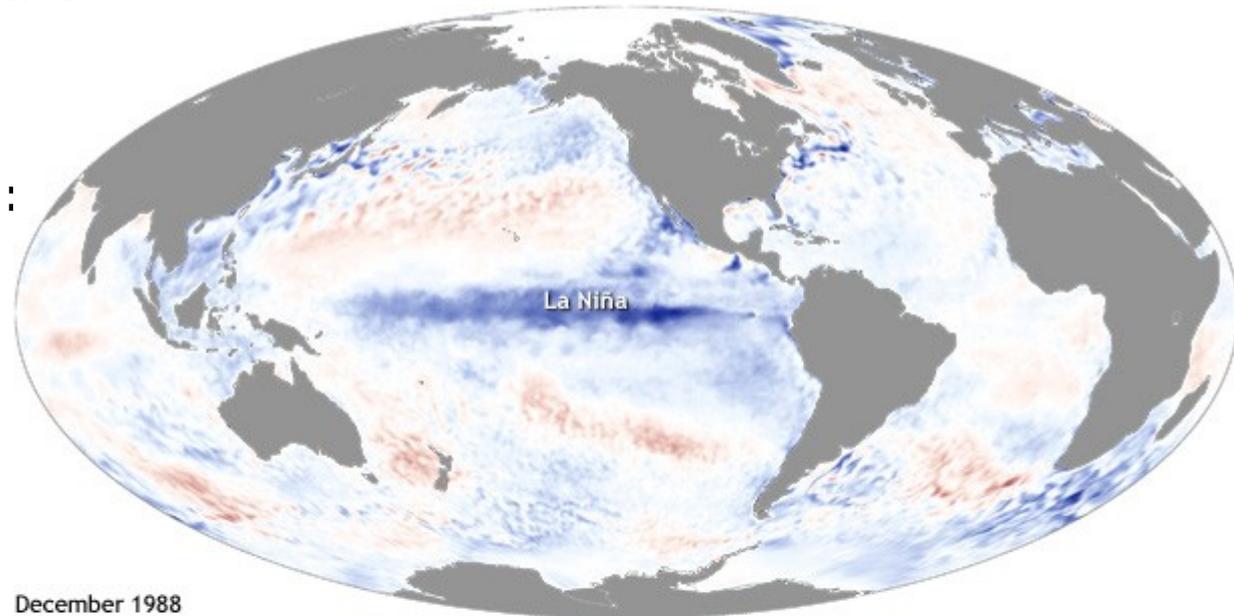
Variabilites interannuelles

Oscillation Multidécennale Atlantique : oscillation de la température de surface de l'Atlantique Nord de période environ 60 ans.

El Nino Southern Oscillation (ENSO) : oscillations de période 3 a 5 ans de la température de surface du Pacifique tropical Central et Est.

La Nina : phase froide de l'oscillation accompagné d'un accroissement des pluies sur l'Indonesie.

El Nino : phase chaude de l'oscillation accompagnée d'une diminution des pluies sur l'Indonesie.



An aerial photograph of a vast, snow-covered mountain range. The terrain is rugged, with numerous peaks and valleys covered in a thick layer of white snow. The lighting is soft, creating a serene and somewhat monochromatic scene. The word "FIN" is superimposed in the center of the image in a white, serif font.

FIN

Prise de vue depuis la navette spatiale