
PEPs 1

Polluants : des sources aux traitements

Quelques notions sur l'atmosphère terrestre

Philippe Bousquet, LSCE-UVSQ

Philippe.bousquet@lsce.ipsl.fr

Plan indicatif

- Caractéristiques horizontales de l'atmosphère
- Caractéristiques verticales de l'atmosphère
- Un outil pour étudier l'atmosphère : l'émaigramme
- Exercices
- Un peu de transfert de rayonnement
- N'oublions pas l'effet de serre !
- ... et les conséquences du bilan énergétique
- ... et le transport d'énergie à grande échelle
- ... et la pollution

L'air « sec » ...

- Fluide dilué mélange d'un grand nombre de constituants :

Constituant	Formule chimique	Poids moléculaire (12C = 12)	Pourcentage en volume par rapport à l'air sec (10^{-2} v/v)	Masse Totale dans l'atmosphère (g)	Temps de résidence moyen dans l'atmosphère
Atmosphère totale				$5,136.10^{21}$	
Vapeur d'eau	H ₂ O	18,01534	Variable	$0,017.10^{21}$	6 à 15 jours
Air sec		28,9644	100,0	$5,119.10^{21}$	
Diazote	N ₂	28,0340	78,084	$3,866.10^{21}$	15.10^6 ans
Dioxygène	O ₂	31,9988	20,948	$1,185.10^{21}$	8.10^3 ans
Argon	Ar	39,9480	0,934	$6,59.10^{19}$	infini
Dioxyde de carbone	CO ₂	44,0099	0,042	$2,72.10^{18}$	15 ans
Néon	Ne	20,1830	$1,818.10^{-3}$	$6,48.10^{16}$	infini
Hélium	He	4,0026	$1,818.10^{-3}$	$3,71.10^{185}$	infini
Méthane	CH ₄	16,0430	$\approx 1,7.10^{-4}$	$\approx 4,3.10^{15}$	9 ans
Hydrogène	H ₂	2,0159	$\approx 5,0.10^{-5}$	$\approx 1,8.10^{14}$	10 ans
Protoxyde d'azote	N ₂ O	44,0128	$\approx 3,1.10^{-5}$	$\approx 2,3.10^{15}$	150 ans
Monoxyde de carbone	CO	28,0106	$\approx 1,2.10^{-5}$	$\approx 5,9.10^{14}$	2 mois
Ozone	O ₃	47,9982	$2-200.10^{-6}$	$\approx 3,3.10^{15}$	1 à 2 mois
Ammoniac	NH ₃	17,0306	$\approx 0,1 \text{ à } 1.10^{-6}$	$\approx 3,0.10^{13}$	20 jours
Dioxyde d'azote	NO ₂	46,0055	$\approx 1.10^{-7}$	$\approx 8.10^{12}$	1 jour
COV (composés organiques volatils)	C _x H _y O _z	variable	$\approx 0,1 \text{ à } 1.10^{-6}$	$\approx 10^{14}$	heures-jours
Dioxyde de soufre	SO ₂	64,063	$\approx 2.10^{-8}$	$\approx 2,3.10^{12}$	1 jour
Sulfure d'hydrogène	H ₂ S	34,080	$\approx 2.10^{-8}$	$\approx 1,2.10^{12}$	1 jour

L'air « sec » ...

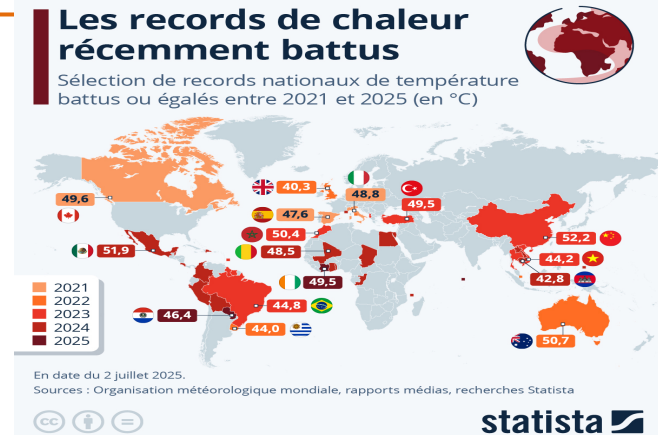
- Variables pertinentes : T , P , ρ , humidité
- Lois des gaz parfait applicable pour l'air sec : $P = \rho R_a T$
avec $R_a = 287 \text{ J/kg/K}$
- Comment varient ces grandeurs horizontalement ?

Figure 1 : Exemples de plages de variations des variables de l'atmosphère

- Température

Surface : -89.2°C (Antarctique) / 56.7 °C (USA)

Altitude : -100°C (mésopause) / >1000°C (Thermosphère
mais T° ressentie ~25°C car pression faible)

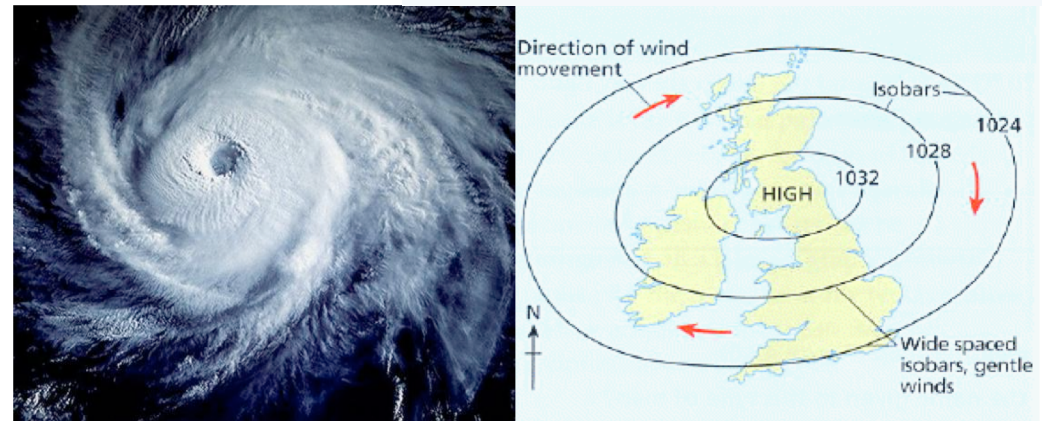


- Pression

Surface : 870 hPa (œil de cyclone)

- 1080 hPa (anticyclone)

Altitude : 10^{-10} hPa - 1080 hPa



- Vent

Surface: 0-408 km/h (Australie)

Altitude : 0-500 km/h (jets d'altitude)

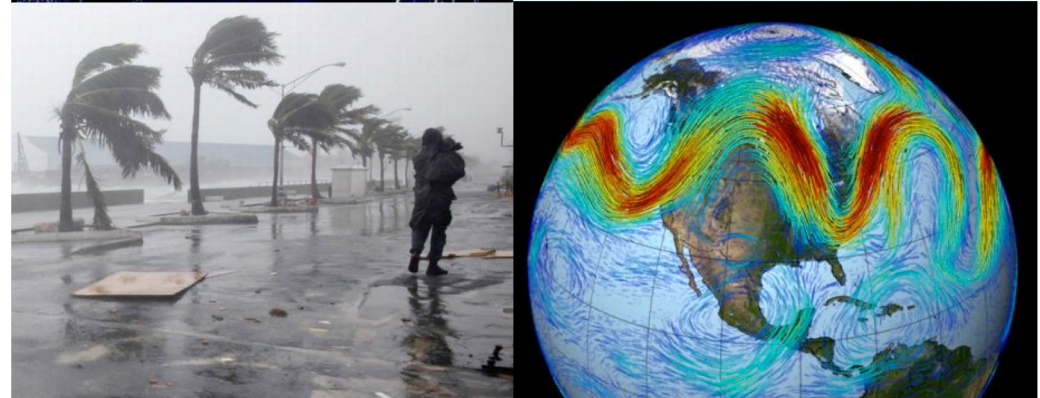


Figure 2 : L'eau atmosphérique

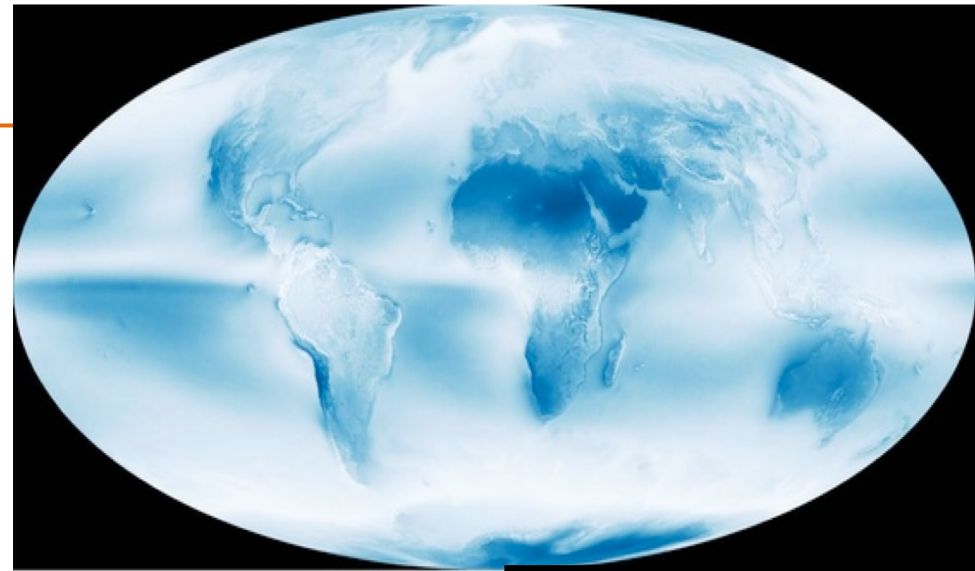
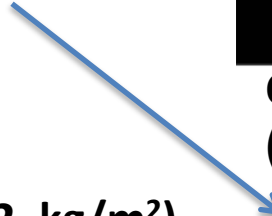
Nuages



Vapeur



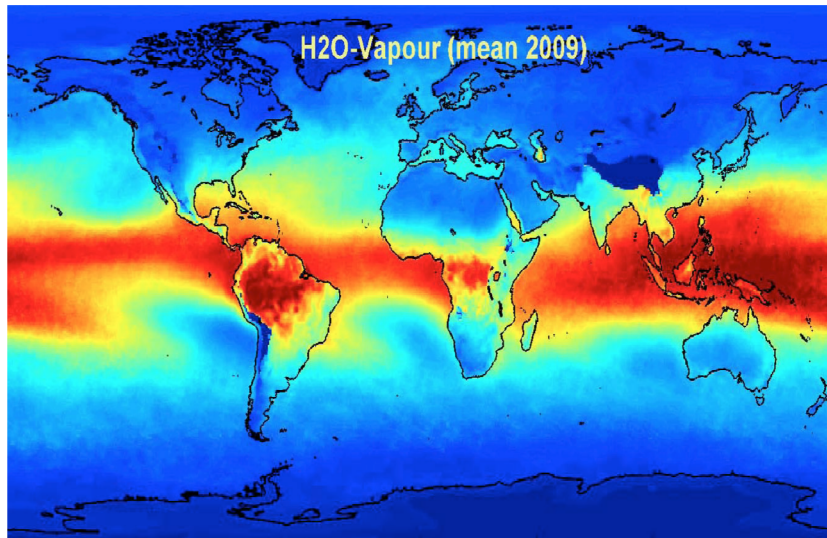
Pluies



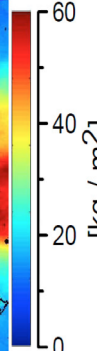
Couverture nuageuse
(Modis, 2002-2015)



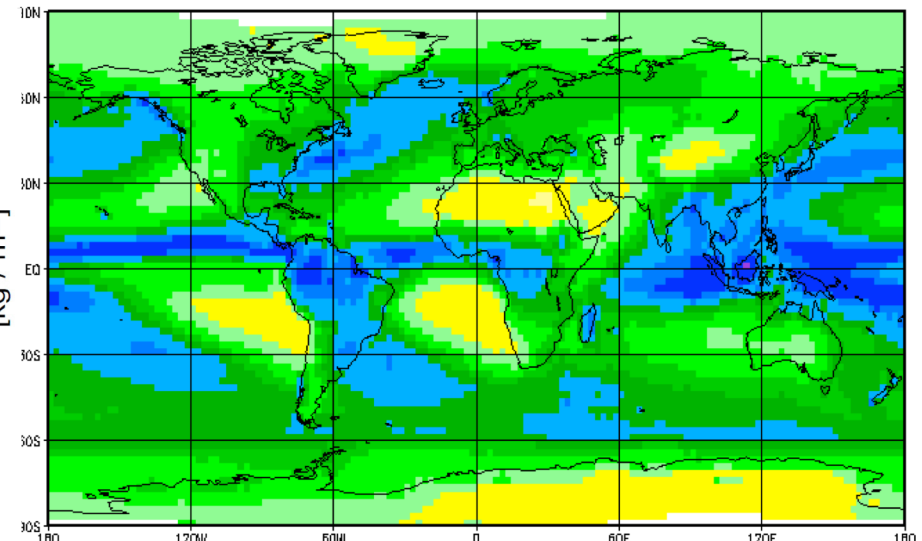
Vapeur d'eau (Colonnes GOME-2, kg/m^2)



H₂O-Vapour (mean 2009)



Précipitations (base de données GPCP, 1980-2004, mm/mois)



(c) GPCP 2005/8/2



**Figure 3 : Température
de l'air en surface (°C) en
Janvier et Juillet**

Facteurs déterminants :

Latitude

+

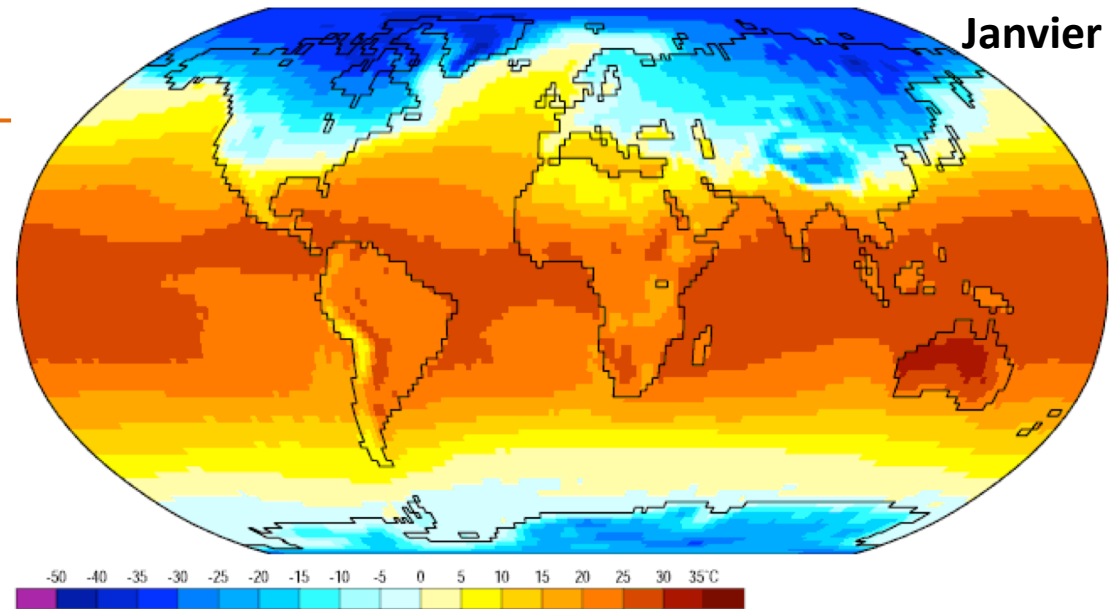
Couverture nuageuse

Albédo

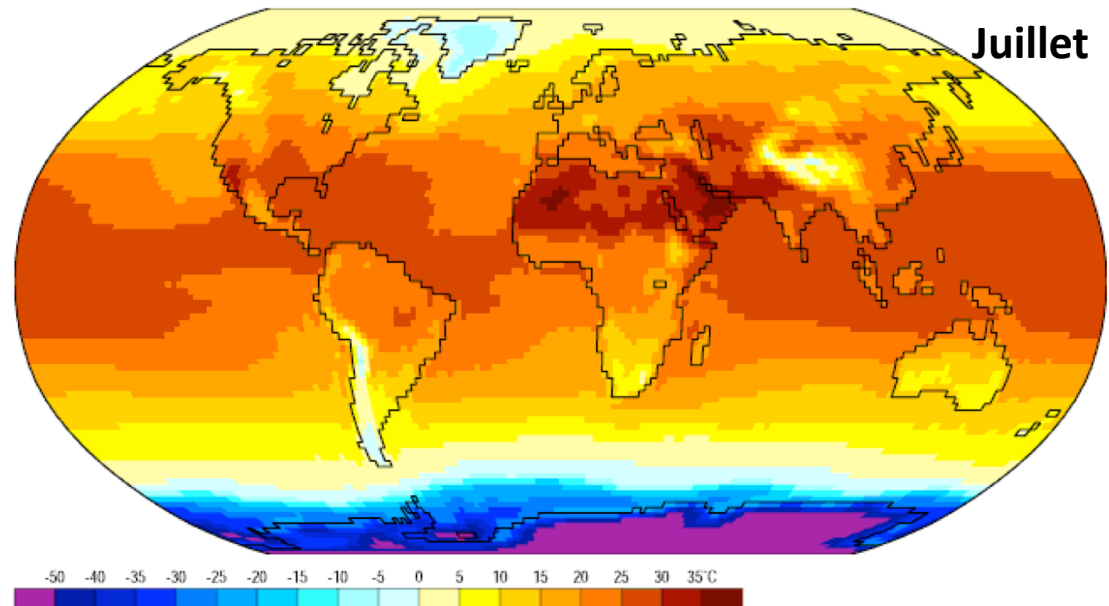
Capacité calorifique

Continentalité

Altitude



Data: NCEP/NCAR Reanalysis Project, 1959-1997 Climatologies



Data: NCEP/NCAR Reanalysis Project, 1959-1997 Climatologies

Figure 4 : Pression et circulation de l'air en surface en Janvier et Juillet

Précipitations sur les continents

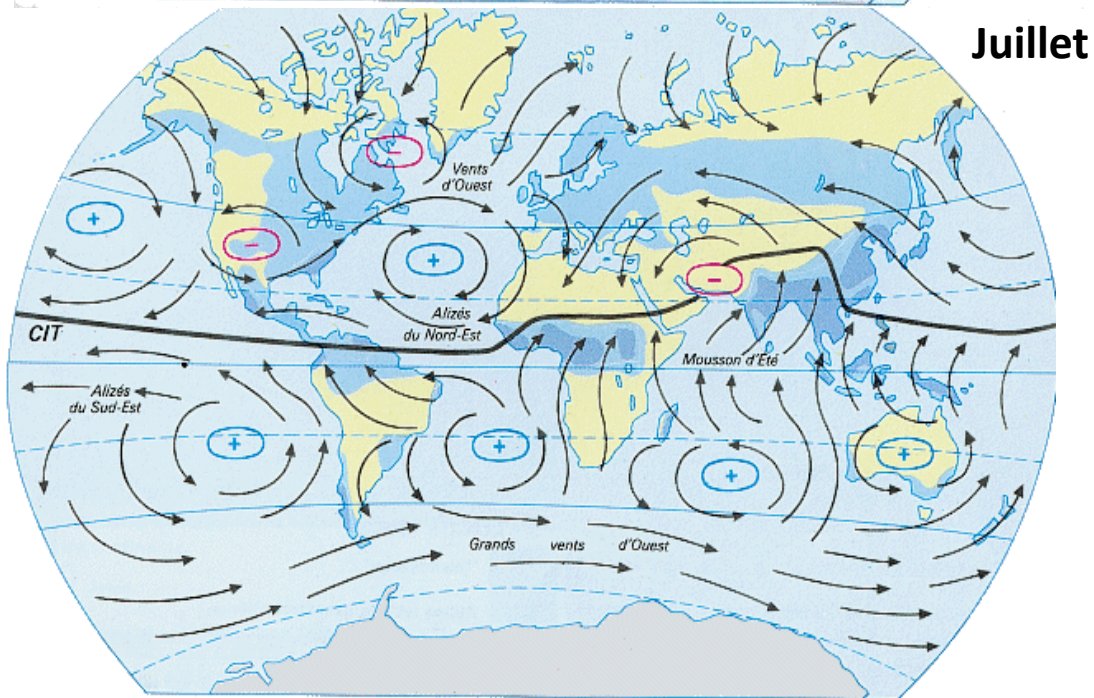
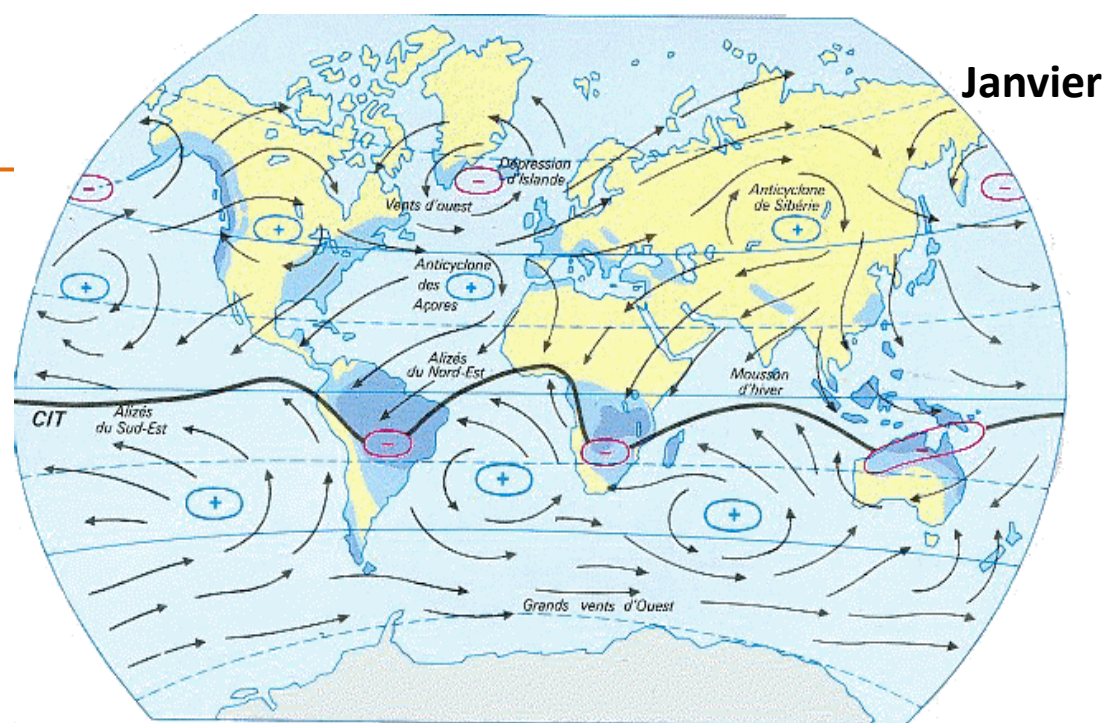


 Convergence intertropicale (CIT)

 Vents dominants

 Centre de basse pression (dépression)

 Centre de haute pression (anticyclone)



Plan indicatif

- Caractéristiques horizontales de l'atmosphère
- **Caractéristiques verticales de l'atmosphère**
- Un outil pour étudier l'atmosphère : l'émaigramme
- Exercices
- Un peu de transfert de rayonnement
- N'oublions pas l'effet de serre !
- ... et les conséquences du bilan énergétique
- ... et le transport d'énergie à grande échelle
- ... et la pollution



Figure 6 : Et verticalement ?

L'atmosphère peut être



Convective

- L'excès de chaleur et d'humidité en surface déclenche de forts mouvements verticaux
- Visualisable par les nuages convectifs et la pluie

Stratifiée



- Le piégeage d'une couche d'air froid en surface freine les mouvements verticaux
- Visualisable en zone urbaine par l'accumulation de polluants et le fameux SMOG



L'air « sec » ...

- Variables pertinentes : T , P , ρ , humidité
- Lois des gaz parfait applicable pour l'air sec : $P = \rho R_a T$
avec $R_a = 287 \text{ J/kg/K}$
- Comment varient ces grandeurs horizontalement ?
- Verticalement, en dehors des zones de convection et de turbulence, et à grande échelle, l'équilibre hydrostatique s'applique à l'air sec :

$$\frac{\partial P}{\partial z} = -\rho g$$

- On en tire : $\frac{\partial P}{dz} = -\frac{P}{R_a T} g$

- Et donc : $\frac{\partial P}{P} = -\frac{dz}{R_a T} g$

- Il faut donc avoir une idée du profil vertical de température en fonction de l'altitude pour avancer.

Comment varie la température sur la verticale ?

Pour une masse d'air sec unité :

- $dW = -P dV$ (travail)
- 1^e principe : $dE = dW + \delta Q$
- Pour un gaz parfait on a : $dE = c_v dT$ et $c_v = c_p - R_a$
- On en tire : $dT = \frac{R_a T}{P c_p} dP + \frac{\delta Q}{c_p}$
- Si on néglige les échanges de chaleur (hypothèse de mouvements assez rapides, adiabatique) : $dT = \frac{R_a T}{P c_p} dP$
- On en tire des invariants adiabatiques par intégration : $\frac{T_1}{T_0} = \left(\frac{P_1}{P_0} \right)^{R_a / c_p}$
- En supposant l'équilibre hydrostatique , on en tire : $dT = \frac{R_a T}{P c_p} (-\rho g dz) = \frac{R_a T}{P c_p} \left(-\frac{P}{R_a T} g dz \right)$
- Soit pour le gradient adiabatique de l'air sec : $\left(\frac{dT}{dz} \right)_s = -\frac{g}{c_p} = \Gamma_{a,s} = -10^\circ / km$

L'air « sec » ...

- On peut faire l'hypothèse d'une atmosphère standard adiabatique avec un profil linéaire de température :

$$T = T_s + \Gamma_{a,s} z \quad \text{avec} \quad \Gamma_{a,s} = -10^\circ / km$$

- On peut en déduire la variation de la pression :

 $\Gamma < 0$

$$\frac{\partial P}{P} = - \frac{dz}{T_s + \Gamma_{a,s} z} \frac{g}{R_a}$$

- Soit en intégrant : $\ln\left(\frac{P}{P_s}\right) = - \ln\left(\frac{T_s + \Gamma_{a,s} z}{T_s}\right) \frac{g}{\Gamma_{a,s} R_a}$

- Et donc :
$$P(z) = P_s \left(\frac{T_s + \Gamma_{a,s} z}{T_s} \right)^{\frac{g}{R_a |\Gamma_{a,s}|}}$$

- En supposant l'atmosphère isotherme à T_0 :
$$P(z) = P_s e^{-z/H}$$

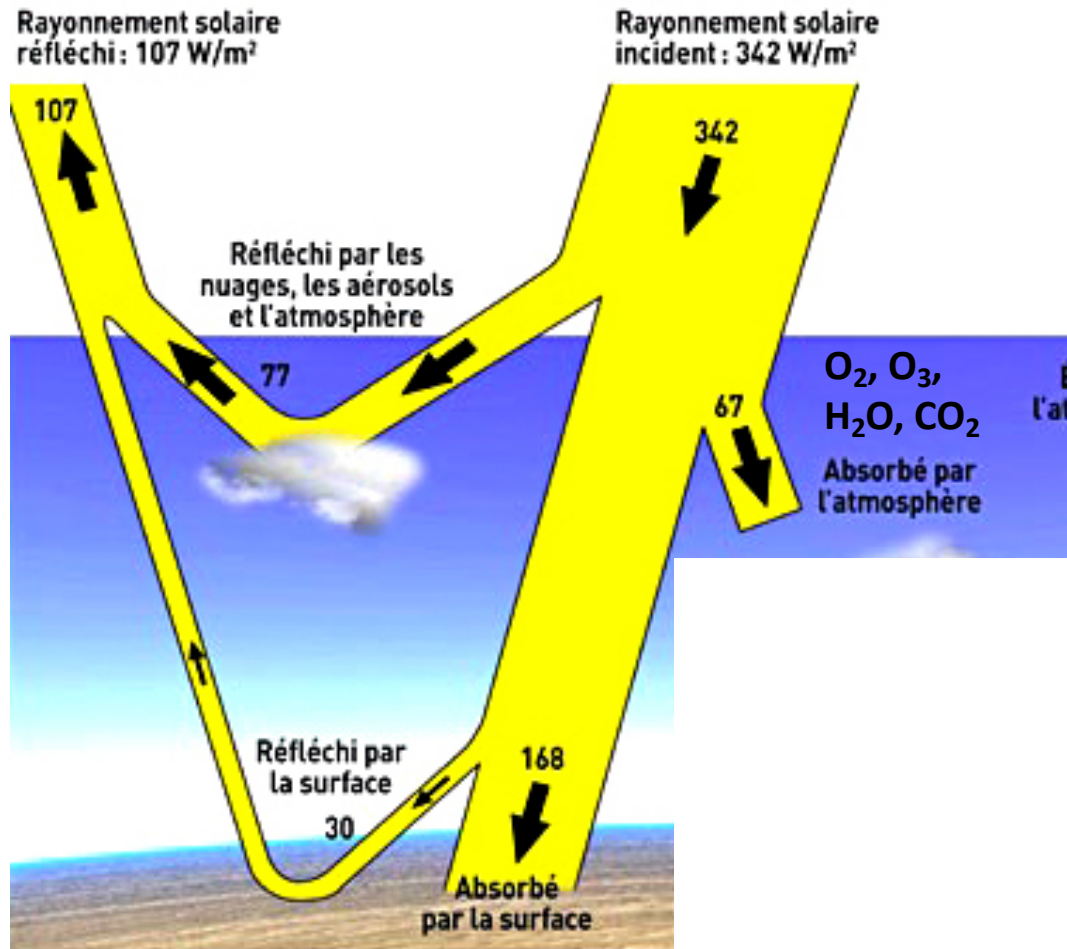
avec $H = R_a T_0 / g$ hauteur d'échelle de l'atmosphère (application : calculez H et les altitudes données pour $P_s/2$, $P_s/4$, $P_s/8$ selon les deux expressions, ainsi que les écarts.)

D'un point de vue plus physique ...

- Une parcelle d'air subissant une ascendance se détend (pression ambiante plus faible) ce qui provoque son refroidissement
- Une parcelle d'air subissant une subsidence se comprime (pression ambiante plus forte) ce qui provoque son réchauffement
- L'air étant un mauvais conducteur, on peut supposer (au regard de la vitesse des mouvements verticaux dans l'atmosphère) que ces phénomènes se font sans échange de chaleur entre la parcelle d'air et son environnement
- On fait alors l'hypothèse que les mouvements de l'air (non saturé) sur la verticale se font de façon adiabatique.
- Mais pourquoi l'air subirait-il des mouvements verticaux ?

Système Terre : une machine thermique à la recherche de son équilibre

Bilan énergétique planétaire



Source : IPCC, 2007

L'atmosphère est relativement transparente au rayonnement solaire qui est peu absorbé

Par contre environ 1/3 (en moyenne) du rayonnement solaire incident est réfléchi par les surfaces et l'atmosphère

Cela provoque un chauffage des parcelle d'air essentiellement par les surfaces et les basses couches de l'atmosphère

L'atmosphère – lois de conservation

Température potentielle – Gradient adiabatique

Le transport adiabatique d'une parcelle d'air sans changement de phase de l'eau implique :

$$\frac{T}{P^{R/c_p}} = cte \quad (\text{invariant adiabatique, voir avant})$$

La température potentielle est la température que prendrait une particule atmosphérique si elle était ramenée adiabatiquement à 1000 hPa :

$$\theta = T \left(\frac{P_0}{P} \right)^{R/C_p}$$

Où $P_0 = 1000 \text{ hPa}$

Cette grandeur est conservée lors d'un déplacement adiabatique;

Elle permet de comparer deux masses d'air situées à deux altitudes différentes.

En différentiant (logarithmiquement) l'expression de la température potentielle, on montre :

$$\begin{aligned} \frac{1}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial z} &= \frac{1}{T} \frac{\partial T}{\partial z} - \frac{R}{C_p P} \frac{\partial P}{\partial z} = \frac{1}{T} \frac{\partial T}{\partial z} + \frac{R}{C_p P} \rho g = \frac{1}{T} \frac{\partial T}{\partial z} + \frac{R}{C_p P} \frac{P}{RT} g = \frac{1}{T} \frac{\partial T}{\partial z} + \frac{1}{T} \frac{g}{C_p} \\ \frac{1}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial z} &= \frac{1}{T} \left(\frac{\partial T}{\partial z} - \Gamma_{a,s} \right) \end{aligned}$$

$$\Gamma_{a,s} = -\frac{g}{C_p} = -10^\circ / km$$

Gradient adiabatique sec

Stabilité / instabilité

- On considère une masse d'air sec.
- On considère le déplacement adiabatique vertical d'une particule d'air de volume unité. Soit (T_p, ρ_p) et (T, ρ) l'état thermodynamique de la particule et de l'air, respectivement.

- La particule subit une force de flottabilité, résultante de son poids et de la poussée d'Archimède :

$$\vec{F} = (\rho_p - \rho)\vec{g} = \rho_p \vec{a}$$

- En écrivant l'équilibre des pressions à l'interface particule/air ($T_p \rho_p = T \rho$), on obtient :

$$\vec{a} = \left(1 - \frac{\rho}{\rho_p}\right)\vec{g} = \left(1 - \frac{T_p}{T}\right)\vec{g}$$

- Considérons à présent un déplacement infinitésimal $\delta z > 0$ d'une particule fluide à partir d'une position d'équilibre à l'altitude z_0 . La particule fluide subit un déplacement adiabatique avec un gradient de température adiabatique $\Gamma_{a,s}$ dans un air environnant caractérisé par un gradient dT/dz avec :

$$T_p(z_0 + \delta z) \approx T_p(z_0) + \Gamma_{a,s} \delta z \quad \text{et} \quad T(z_0 + \delta z) \approx T(z_0) + \frac{\partial T}{\partial z} \delta z$$

Source : UVED

Stabilité / instabilité

- On suppose alors qu'à l'altitude initiale la particule est « bien mélangée » et que sa température est celle de l'air ($T_p(z_0) = T(z_0)$).

- On obtient alors :
$$\vec{a} = \frac{\frac{\partial T}{\partial z} - \Gamma_{a,s}}{T} \delta z \vec{g} \quad \text{soit} \quad \vec{a} = \frac{\partial \theta}{\partial z} \frac{\delta z \vec{g}}{\theta}$$

- Ce qui donne :
$$\frac{\partial^2 \delta z}{\partial t^2} - N^2 \delta z = 0 \quad \text{équation aux dérivées partielles}$$

- Avec :
$$N^2 = \frac{g}{\theta} \frac{\partial \theta}{\partial z} \quad \text{Carré de la fréquence de Brunt-Vaisala } N$$

- L'étude de stabilité revient à étudier le signe du gradient de température potentielle (ou de la fréquence de Brunt-Vaisala)

Source : UVED

Stabilité / instabilité

$$\frac{\partial \theta}{\partial z} > 0$$

La particule est ramenée dans sa position d'origine. Une oscillation se met en place à la fréquence N ($N^2 > 0$). Des phénomènes ondulatoires peuvent se développer.

---> L'atmosphère est STABLE

$$\frac{\partial \theta}{\partial z} = 0$$

La stratification de l'atmosphère est adiabatique. La parcelle déplacée demeure à sa nouvelle position.

--> L'atmosphère est NEUTRE

$$\frac{\partial \theta}{\partial z} < 0$$

La particule est entraînée vers le haut. Une instabilité se développe et la parcelle poursuit son mouvement. L'oscillation se dissipe (racine imaginaire pure de $N^2 < 0$), comme c'est le cas dans un fluide dont la stratification n'est pas stable et où se produit de la convection et de la turbulence

--> L'atmosphère est INSTABLE

Evolution de la température potentielle

- Evolution de la température potentielle
- A 6h, couche limite très stable
- À 15h, couche limite instable (surface) à neutre (couche de mélange)
- À minuit, retour de la stabilité

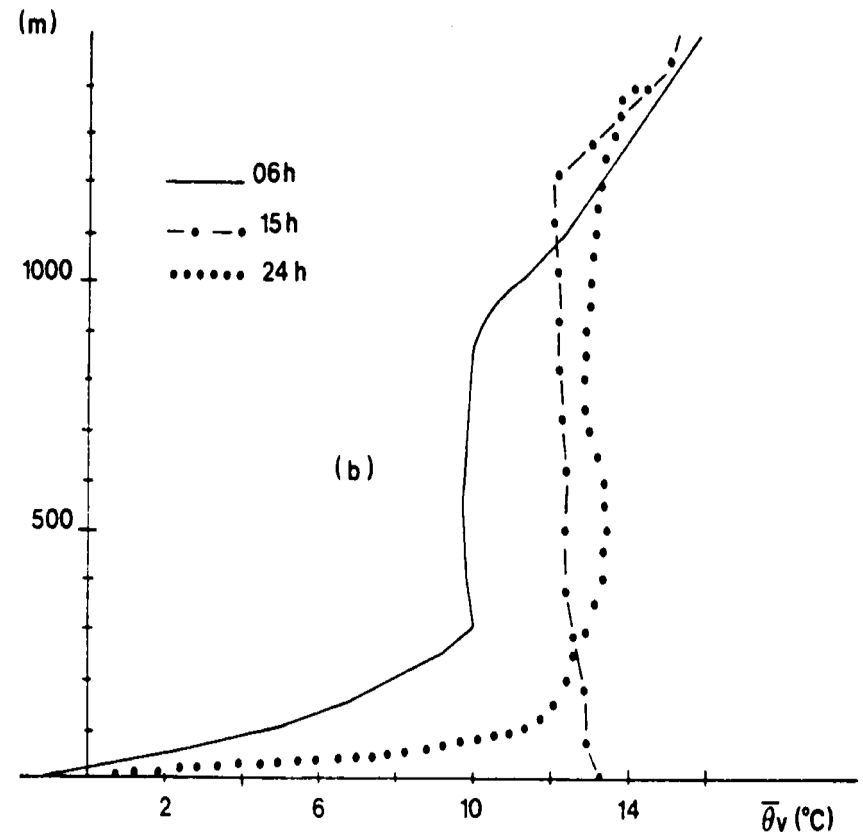
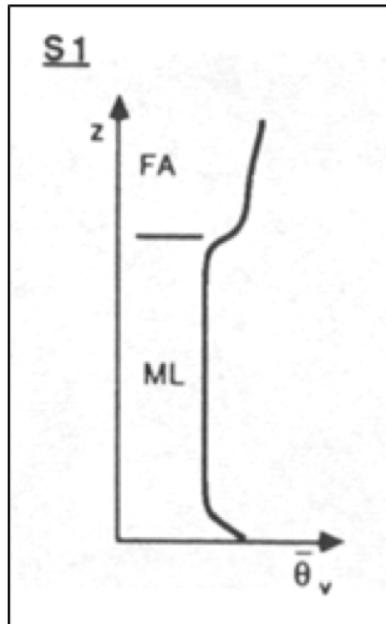


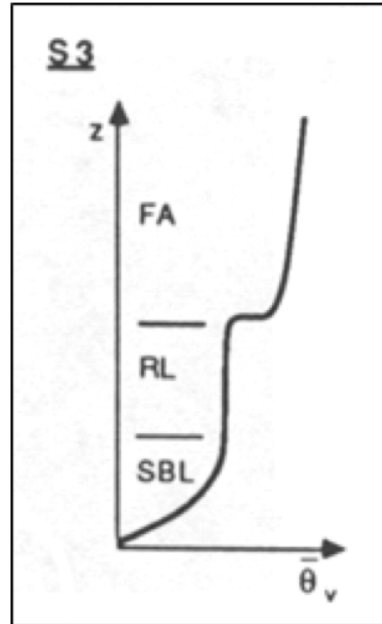
Figure 9.7. Variation diurne de la température potentielle dans la CLP : schématique (a), et mesurée (b : 16 Août 1967 à Hay, Australie, d'après Clarke et Al. 1971).

Profils types de température potentielle

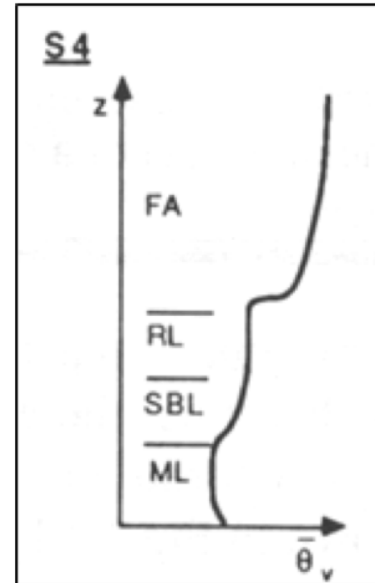
ML : Mixed layer
Atmos. mélangée



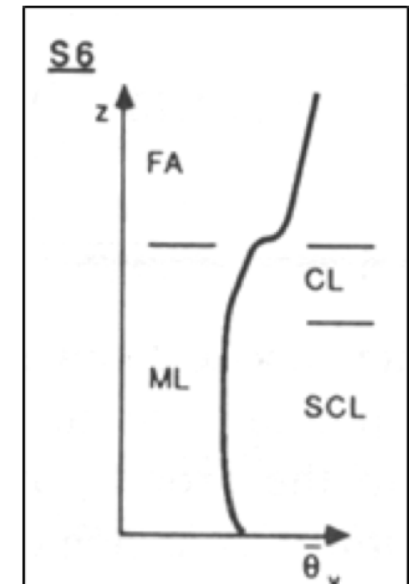
SBL : Stable layer
Couche stable



RL : Residual layer
Couche résiduelle



Surface convective
layer (SCL)
Convective layer
CL



Source : UJF

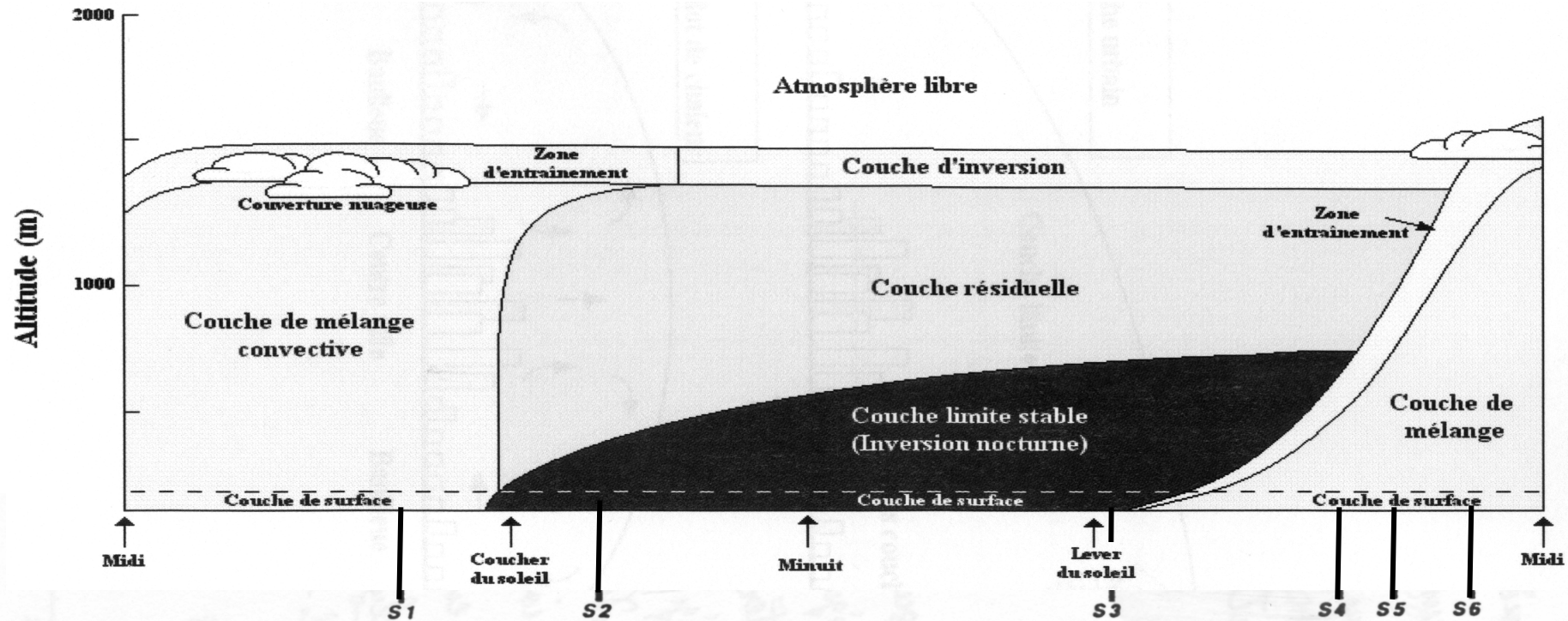
Couche limite convective

- En conditions statique instables ($d\theta/dz < 0$), la parcelles d'air chauffées et plus légères sont destabilisées et tendent à s'élever dans l'atmosphère sous l'effet du gain de flottabilité amené par le chauffage de la surface.
- Dans ces conditions, la turbulence se développe et mélange efficacement les grandeurs moyennes de la colonne d'air (température, humidité, vitesse) qui s'homogénéise dans une couche appelée couche de mélange ou couche convective
- La couche de mélange se termine par une couche stable sans turbulence, avec entre les deux une zone d'entraînement turbulent dans la quelle des parcelles peuvent dépasser leur altitude maximum théorique (overshoot lié à leur flottabilité).
- La hauteur de la couche limite est généralement prise en haut de la couche de mélange (nombre de Richardson en flux autour de 0.25).
- Dans une couche convective, les flux turbulents varient quasi linéairement avec l'altitude. Par ailleurs, la turbulence s'organise souvent en structures cohérentes spatialement qu'on peut visualiser grâce aux nuages.

Couche limite convective

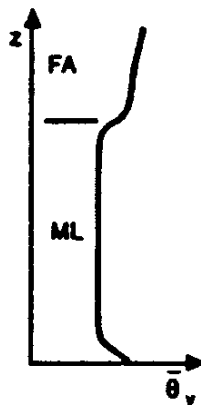


Cycle diurne de la couche limite atmosphérique

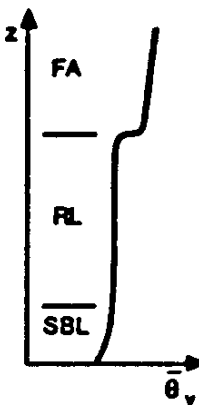


Profiles of mean virtual potential temperature, $\bar{\theta}_v$, showing the boundary evolution during a diurnal cycle starting at about 1600 local time. S1-S6 identify each sounding with an associated launch time

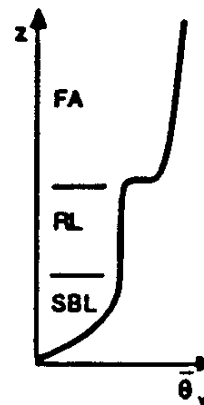
S1



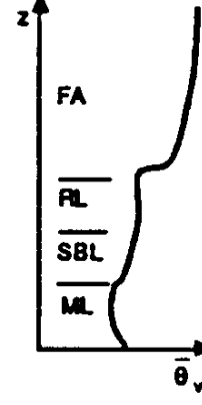
S2



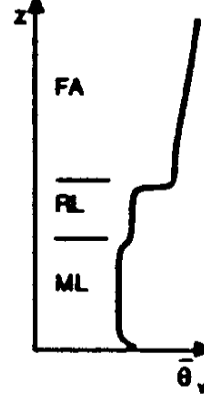
S3



S4



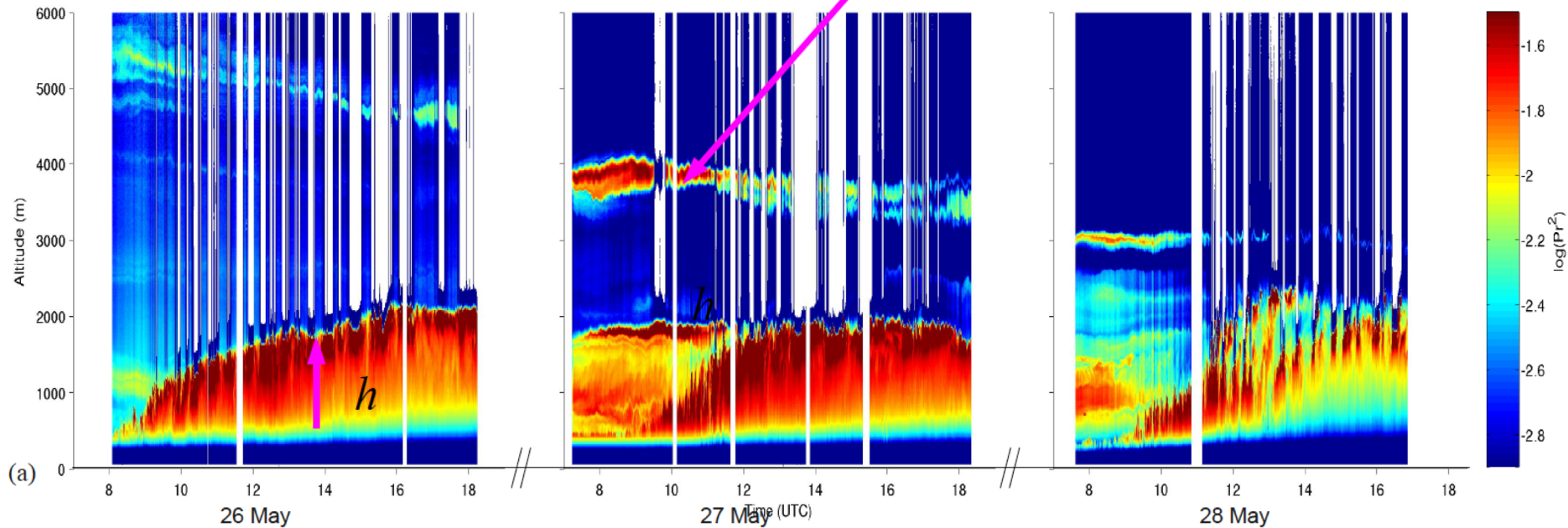
S5



Evolution de la couche limite atmosphérique

(SIRTA)

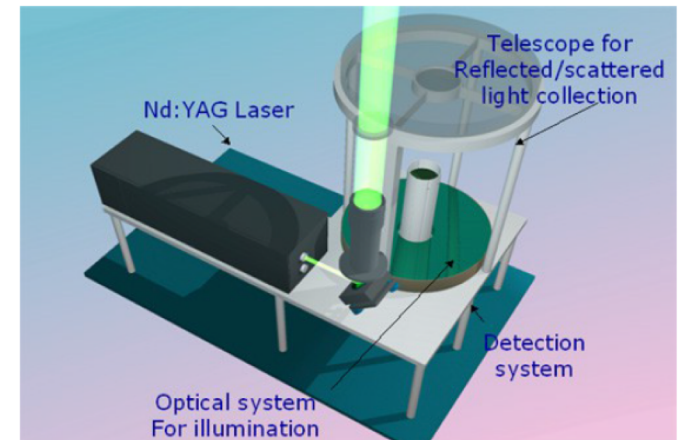
Aérosol volcanique



Cycle diurne

$$h \sim \sqrt{t}$$

Lidar



L'air « sec » ... n'existe pas

- L'air contient toujours une fraction de vapeur d'eau
- Le rapport de mélange r de la vapeur d'eau est définie comme : $r = \frac{m_v}{m_a} = \frac{\rho_v}{\rho_a}$
- r varie de quelques grammes de vapeur d'eau par kilogrammes d'air sec aux pôles jusqu'à 25-30 g/kg à l'équateur
- On peut montrer que r s'écrit en fonction de la pression partielle de vapeur d'eau (e) et la pression partielle de l'air sec (P_a) :

$$r = \frac{R_a}{R_v} \frac{e}{P_a} \approx 0,622 \frac{e}{P_a} = 0,622 \frac{e}{P - e}$$

- L'air (non saturé) est généralement considéré comme un mélange d'air sec et de vapeur d'eau pour lequel s'applique la loi des gaz parfaits.
- e ne peut pas dépasser une valeur maximale fonction uniquement de la température et appelée pression de vapeur saturante $e_s(T)$. On note $r_s(P,T)$ le rapport de mélange de la vapeur d'eau à saturation

- L'humidité relative U est définie par : $U(\%) = 100 \frac{e}{e_s(T)}$

L'air « sec » ... n'existe pas

Voici,
au niveau du sol,
à la pression atmosphérique
standard (1013,25 hPa),

quelques valeurs,
exprimées
en g de vapeur d'eau
par kg d'air sec,
du rapport de mélange
saturant,
en fonction de la
température.

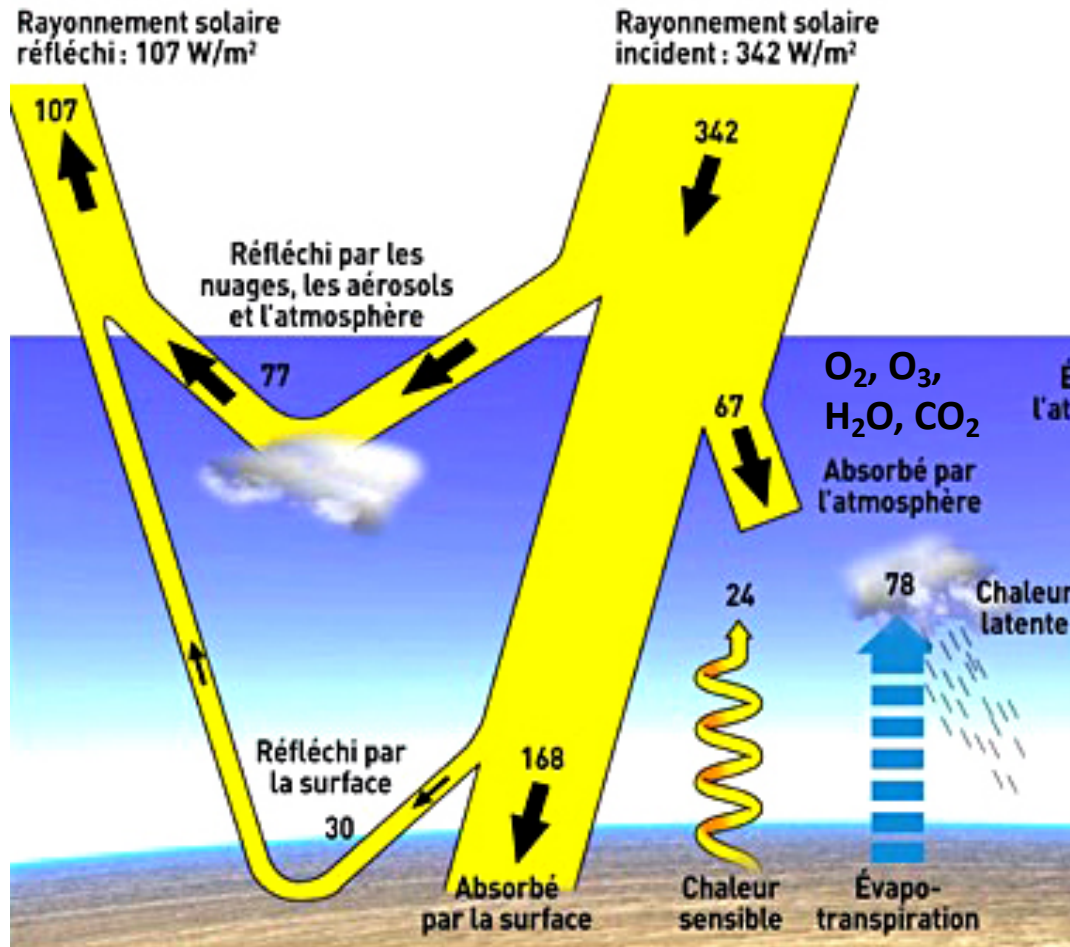
t°C	rs (1013,25, t)	t°C	rs (1013,25, t)
50	86,26	10	7,62
48	77,06	8	6,65
46	68,79	6	5,79
44	61,37	4	5,03
42	54,77	2	4,36
40	48,86	0	3,77
38	43,55	-2	3,25
36	38,73	-4	2,80
34	34,47	-6	2,41
32	30,59	-8	2,06
30	27,18	-10	1,76
28	24,10	-12	1,50
26	21,34	-14	1,28
24	18,87	-16	1,08
22	16,66	-18	0,91
20	14,68	-20	0,77
18	12,93	-22	0,65
16	11,36	-24	0,54
14	9,96	-26	0,45
12	8,73	-28	0,38
		-30	0,31

L'air « sec » ... n'existe pas

- Tant que l'eau reste à l'état de vapeur, l'air humide peut s'apparenter à un mélange de gaz parfaits
- L'eau peut condenser (nuage, brouillard, ...) sous forme liquide ou solide selon les conditions de pression et de température (e.g. Refroidissement isobare, détente adiabatique, ...)
- L'air saturé (avec au moins deux phases) n'est plus un gaz parfait et ses mouvements ne peuvent plus être considérés comme adiabatiques
- Néanmoins, on considère souvent que les échanges de chaleur au sein d'une parcelle d'air saturé (évaporation/condensation) restent internes à la parcelle contribuant à modifier sa température mais pas celle de l'environnement. On parle de pseudo-adiabatisation. Dans ces conditions, le gradient thermique d'une atmosphère standard "adiabatique" est moins prononcé (en valeur absolue) que pour l'air sec grâce à l'apport d'énergie de la condensation de l'eau : $\Gamma_a = -6.5^\circ / km$
- Les parcelles d'air saturé s'élevant dans l'atmosphère se refroidissent moins vite qu'une parcelle d'air non saturé dans les mêmes conditions.

Système Terre : une machine thermique à la recherche de son équilibre

Bilan énergétique planétaire



Source : IPCC, 2007

Les parcelles d'air chauffée par le bas ont tendance à s'élever

L'atmosphère subit des mouvements convectifs secs et humides selon des adiabatiques

Ces mouvements transfèrent de l'énergie des surfaces vers l'atmosphère contribuant à équilibrer le bilan énergétique

Ces mouvements déterminent le profil de température dans la basse atmosphère (troposphère, 0-11 km)

Importance de l'eau : chaleur latente

- L'atmosphère est animée de mouvements convectifs ascendants et descendants permanents qui déterminent (pour l'essentiel) un profil vertical de température à $-6.5^{\circ}/\text{km}$ en moyenne pour l'air humide ($-10^{\circ}/\text{km}$ pour l'air sec). La convection transmet l'excès de chaleur de la surface terrestre à l'atmosphère grâce aux flux de chaleur sensible et de chaleur latente :

- Flux de chaleur latente (F_L)

- lié à l'évaporation et l'évapotranspiration de l'eau à la surface des océans et des continents
- Chaleur latente de vaporisation : $L=2.5 \cdot 10^6 \text{ J/kg}$
- $\sim l=1\text{m}$ d'eau en moyenne par m^2 et par an ($\rho=1000\text{kg/m}^3$)
- Donne un flux $F_L=mL/\Delta t=l \cdot \rho \cdot L/\Delta t=1000 \cdot 2.5 \cdot 10^6 / (365 \cdot 24 \cdot 3600) \sim \mathbf{80 \text{ W/m}^2}$

- Flux de chaleur sensible (F_S)

- Lié au gradient de température surface-air (près de la surface)
- F_S estimé à $F_S \sim \mathbf{20 \text{ W/m}^2}$

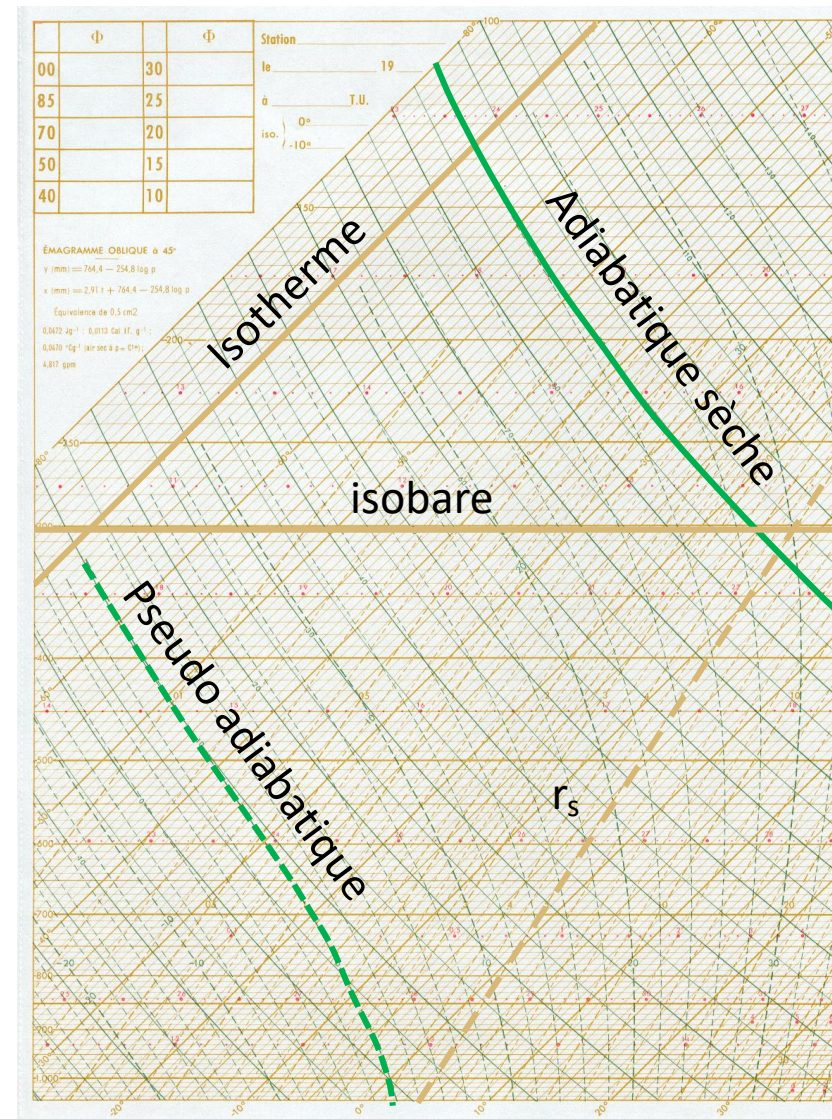
- Ces flux convectifs évacuent une partie de la chaleur excédentaire des surfaces vers l'atmosphère et contribuent à réguler la température des surfaces et à établir le gradient vertical de température. Sans eux, plus de chaleur devrait être évacuée par transfert radiatif et la température des surfaces serait plus grande (analogie transpiration humaine).

Plan indicatif

- Caractéristiques horizontales de l'atmosphère
- Caractéristiques verticales de l'atmosphère
- Un outil pour étudier l'atmosphère : l'émaigramme
- Exercices
- Un peu de transfert de rayonnement
- N'oublions pas l'effet de serre !
- ... et les conséquences du bilan énergétique
- ... et le transport d'énergie à grande échelle
- ... et la pollution

Un outil graphique pour étudier l'atmosphère : l'émagramme

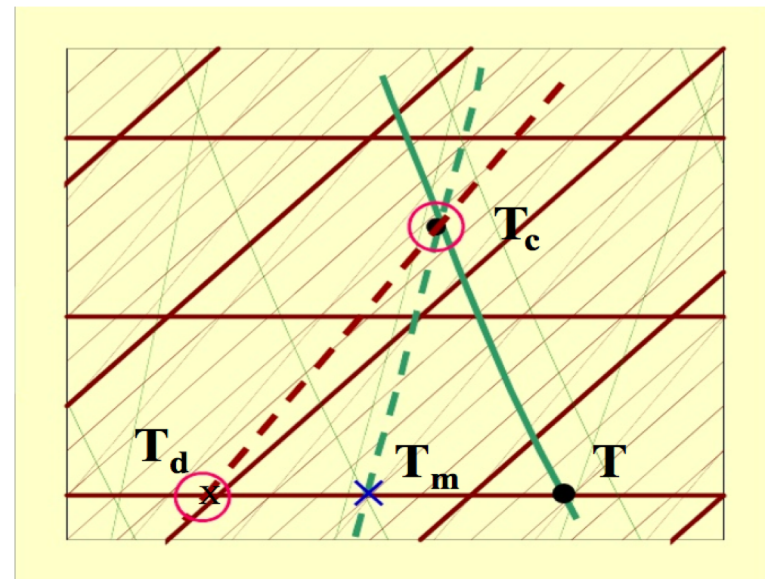
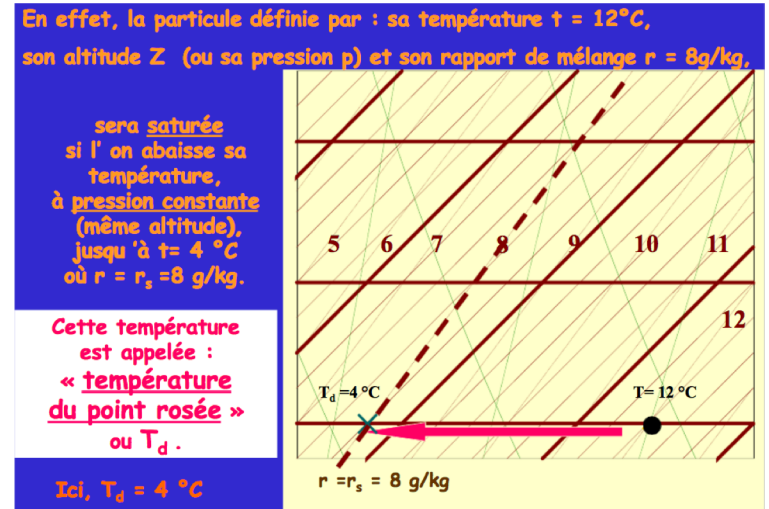
- Diagramme thermodynamique (P, T)
- Lignes isothermes inclinées à 45° pour « redresser » les profils de température
- Lignes isobares horizontales
- Lignes pleines vertes représentant les adiabatiques « sèches » inclinées et marquant les refroidissements associés aux détentes (ascendances) ou compression (subsidence) d'air non saturé
- Lignes tiretées vertes représentant les pseudo-adiabatiques saturées, marquant un refroidissement des parcelles d'air en détente (ascendances) mais moins marqué que pour les adiabatiques sèches
- Le rapport de mélange de la vapeur d'eau à saturation (r_s) est indiqué par des lignes tiretées bistres inclinées.
- Ce diagramme est utilisé pour représenter des situations atmosphériques réelles (e.g. ballons sonde)



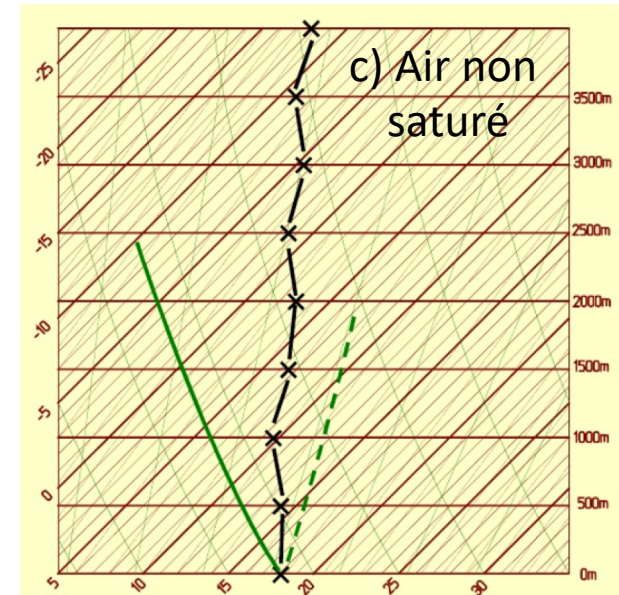
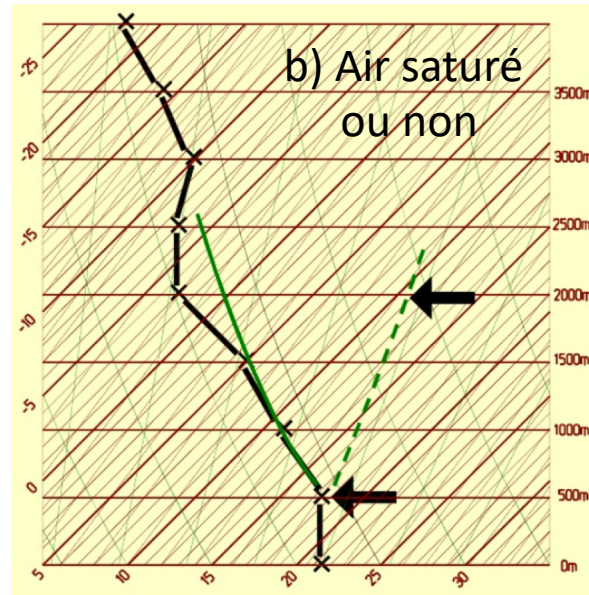
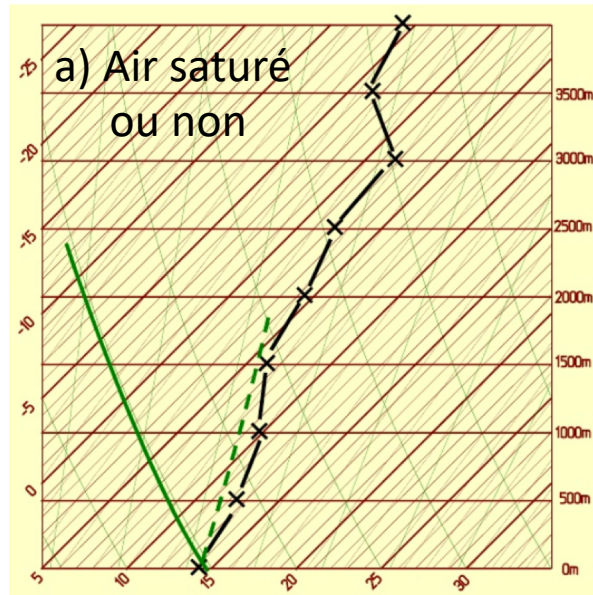
Un outil graphique pour étudier l'atmosphère : l'émagramme

On introduit deux températures remarquables :

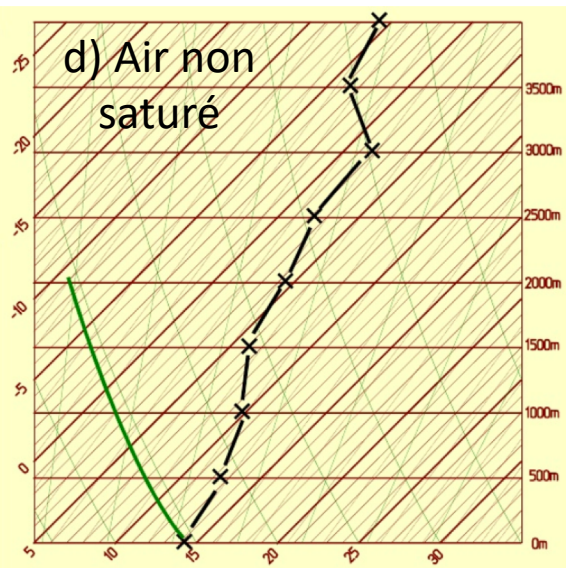
- Température de rosée : température qu'aurait une masse d'air refroidie de façon isobare jusqu'à la condensation
- Mesurée par un hygromètre ou un psychomètre
- Température du thermomètre mouillé (T_m) : Température atteinte par une parcelle d'air élevée adiabatiquement jusqu'à condensation (T_c) puis ramenée à 1000 hPa sur la pseudo adiabatique saturée.
- Mesurée par un psychomètre ou un thermomètre dont l'extrémité est maintenue mouillée et ventilée (évaporation = refroidissement)



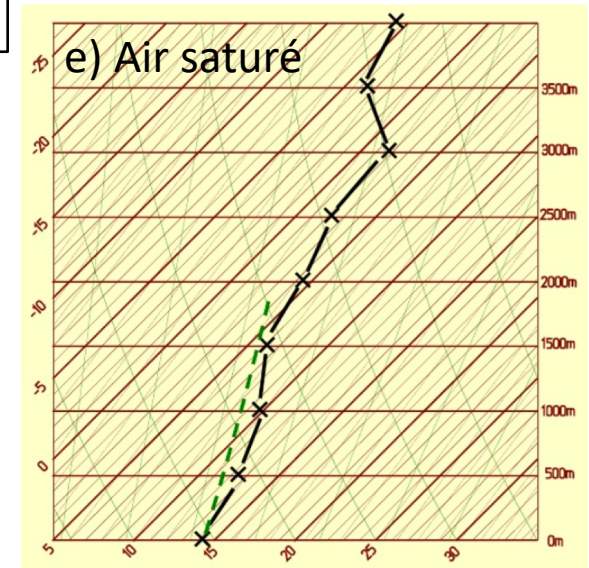
Un outil graphique pour étudier l'atmosphère : l'émagramme



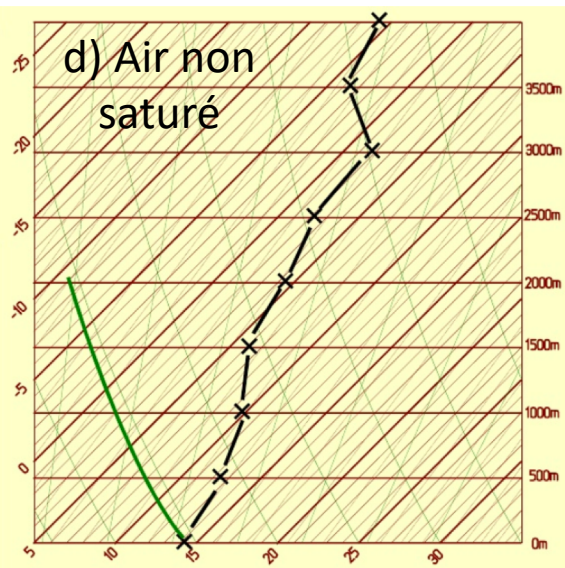
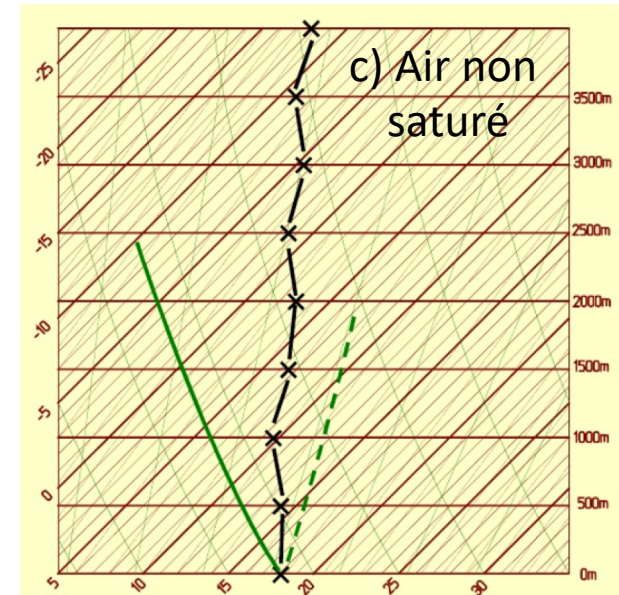
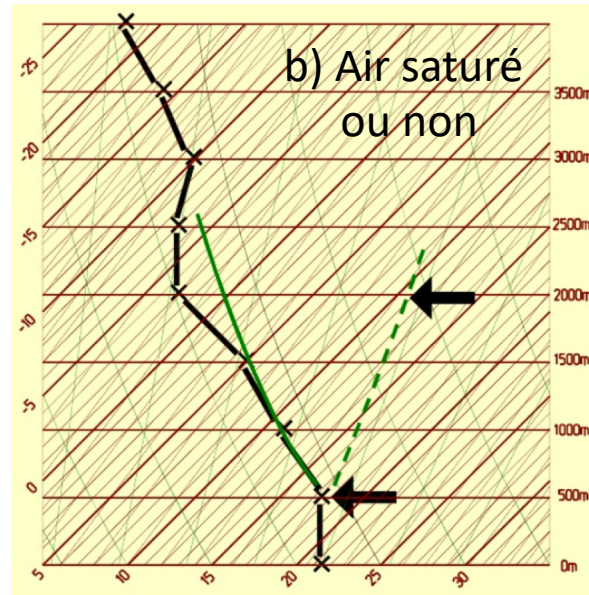
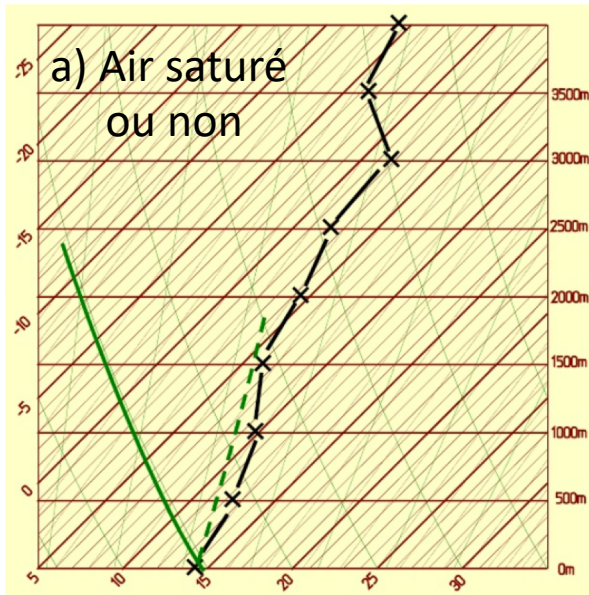
Stable ou instable ?



- a)
- b)
- c)
- d)
- e)

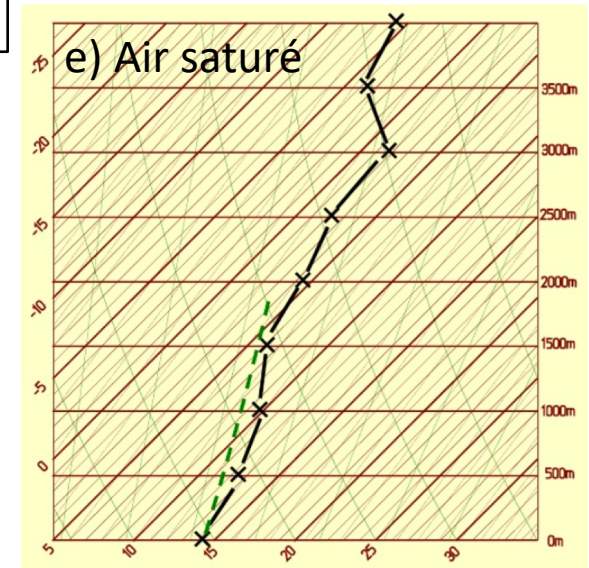


Un outil graphique pour étudier l'atmosphère : l'émagramme

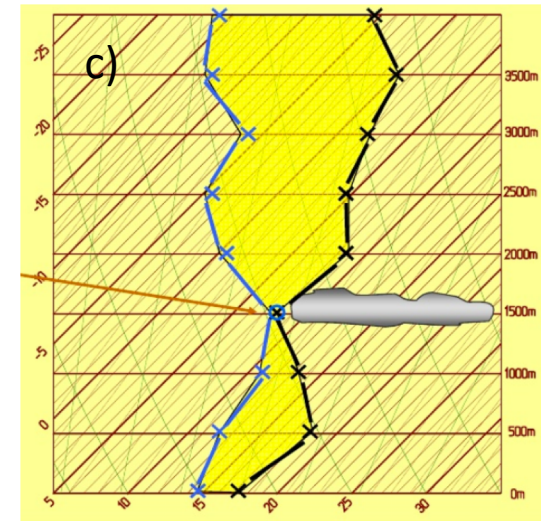
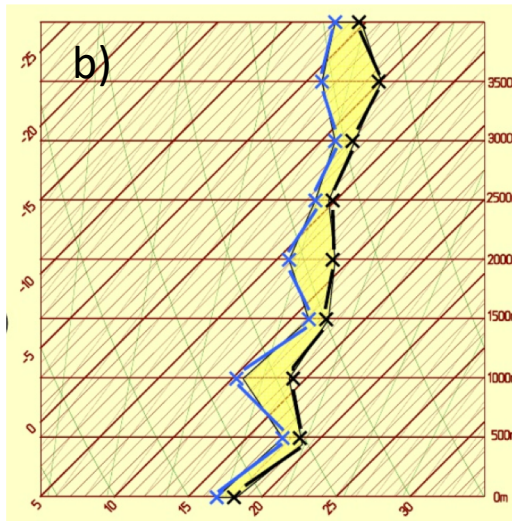
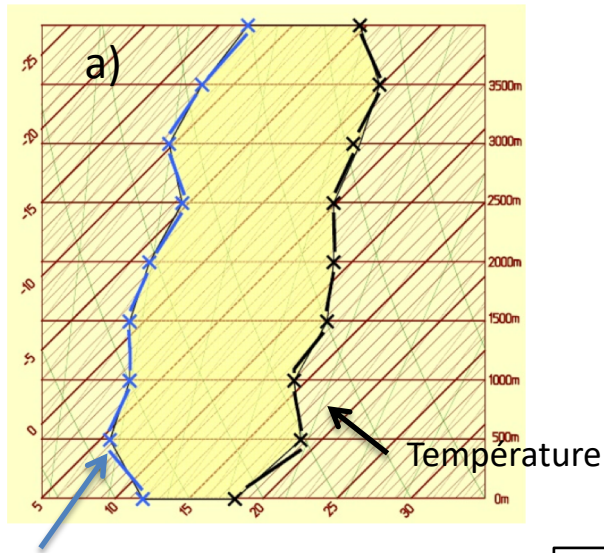


Stable ou instable ?

- a) Stable
- b) Instable
- c) Instabilité conditionnelle
- d) Stable
- e) Stable

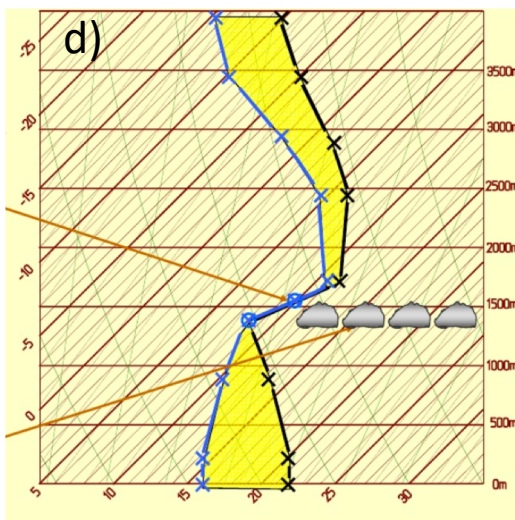


Un outil graphique pour étudier l'atmosphère : l'émagramme

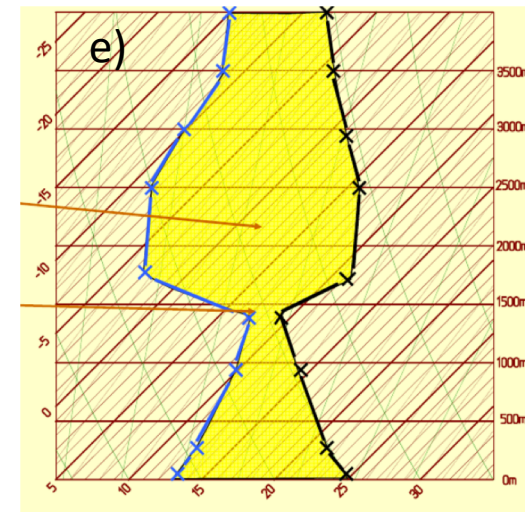


Température du
thermomètre mouillé *

Quel temps fait il ?

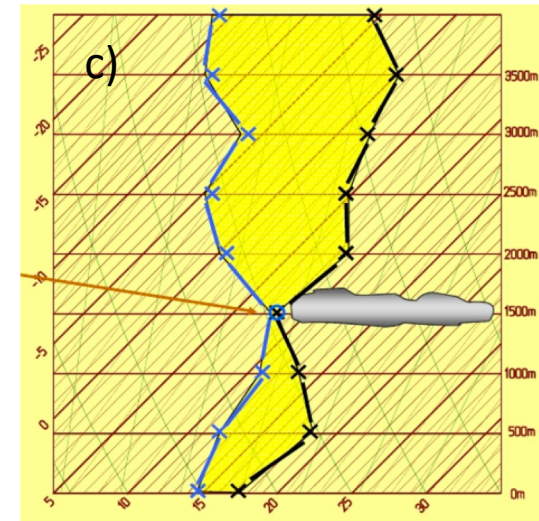
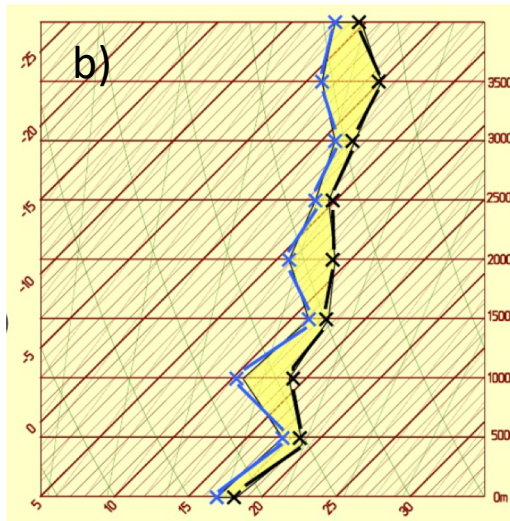
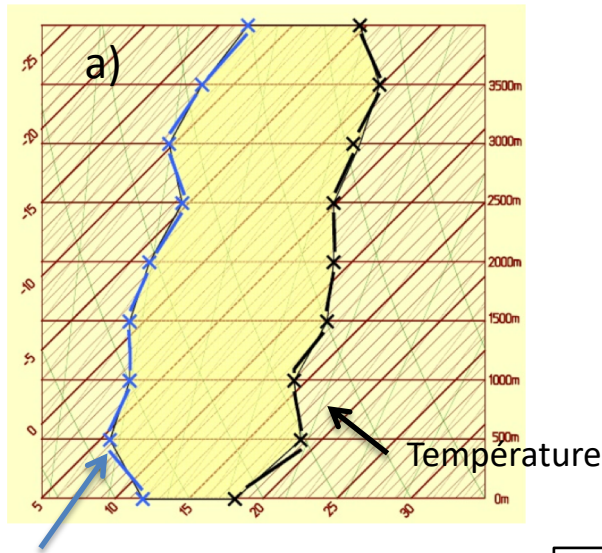


a)
b)
c)
d)
e)



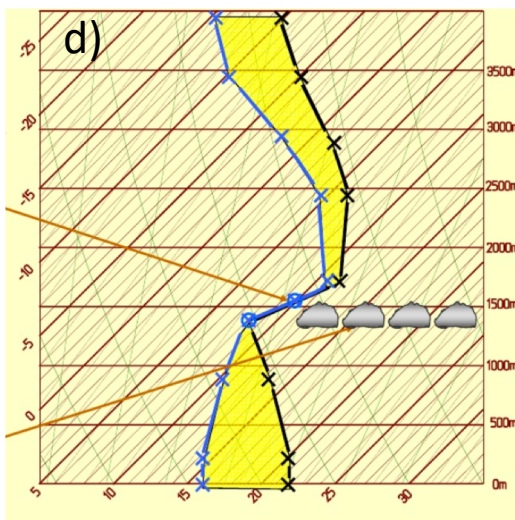
* mesure l'écart à la saturation

Un outil graphique pour étudier l'atmosphère : l'émagramme

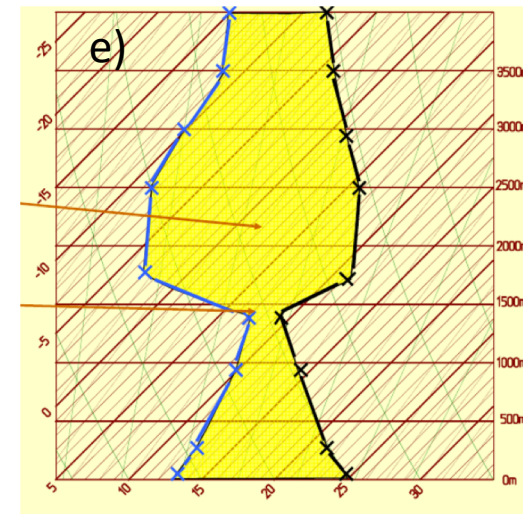


Température du
thermomètre mouillé *

Quel temps fait il ?



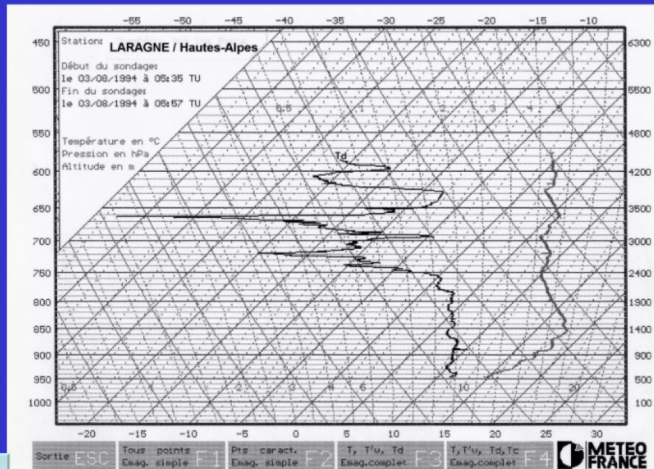
- a) Air sec, beau temps
- b) Air humide, ciel chargé
- c) Nuages étalés - atm humide sous inversion
- d) inversion marquée avec nuages
- e) Air chaud et sec en altitude



* mesure l'écart à la saturation

Un outil graphique pour étudier l'atmosphère : l'émagramme

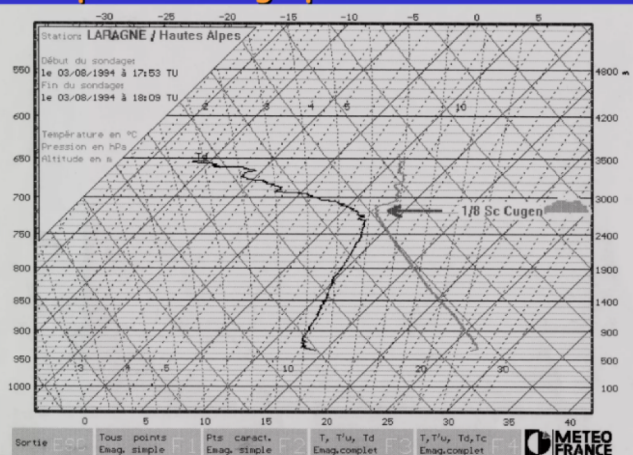
Sondage basse couche matinal



Quitter

Noter l'inversion nocturne au voisinage du sol
et, en altitude, les fluctuations rapides de l'humidité d'un niveau à un autre.

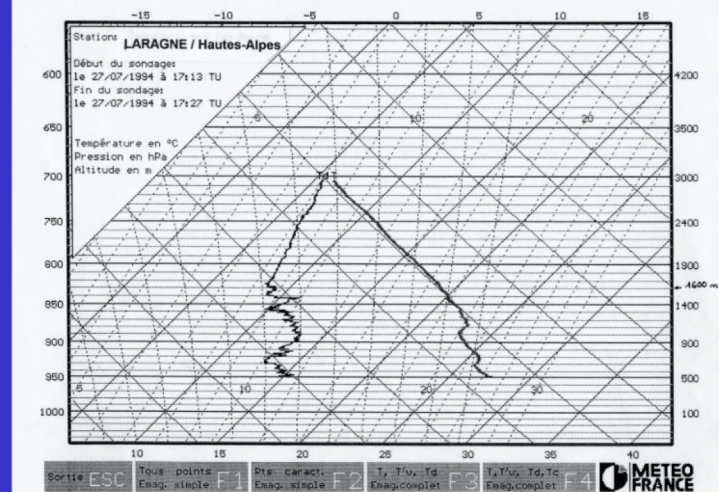
Sondage à la fin de la même journée, après brassage par la convection.



Remarquer le profil quasi-adiabatique de la température et l'homogénéité du
rapport de mélange dans la couche brassée par la convection
(de 600 m jusau'à la base des nuages).

Quitter

Sondage, en fin d'après midi, dans une ascendance



Quitter

Dans l'ascendance (de 1600 à 3000 m),
les profils de T et T_d sont lissés par brassage convectif.

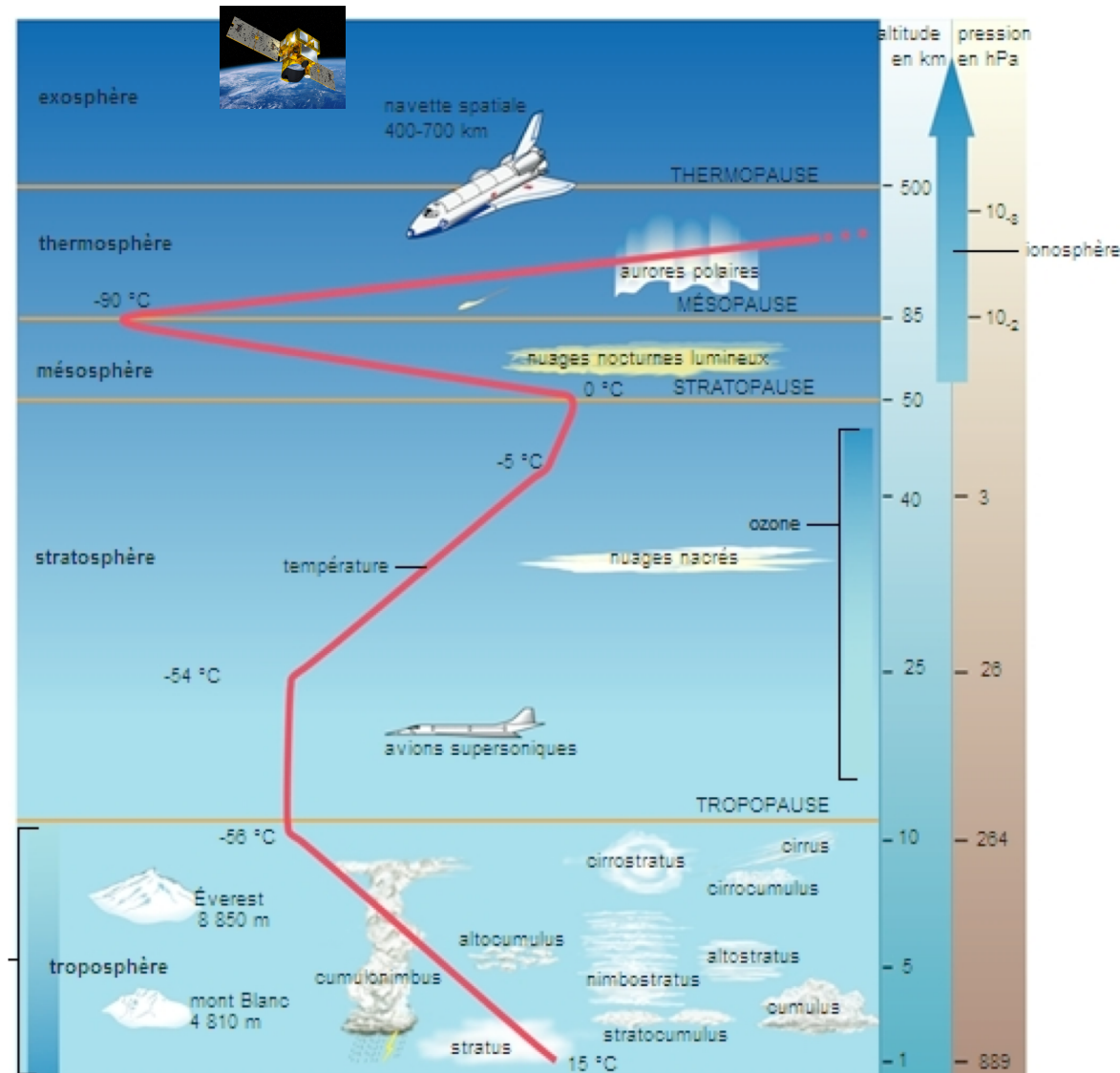
Sur chaque exemple :

Profil à gauche : température de rosée

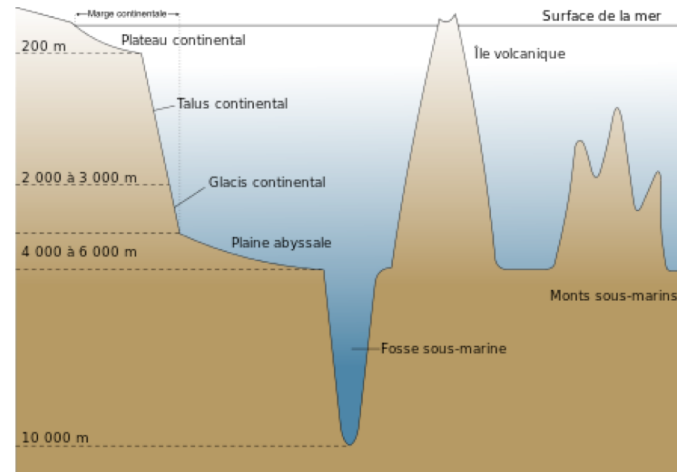
Profil à droite : température

En résumé : l'atmosphère

- Fluide dilué stratifié mélange d'air sec et d'eau (trois phases)
- Variables : P , T , ρ , humidité
- Lois des gaz parfait applicable
- Instabilité intrinsèque (chauffage par le bas)
- Mouvements dus au déséquilibre du bilan radiatif régional
- Importance de l'effet de serre et de la pollution atmosphérique
- 80% de la masse dans la troposphère

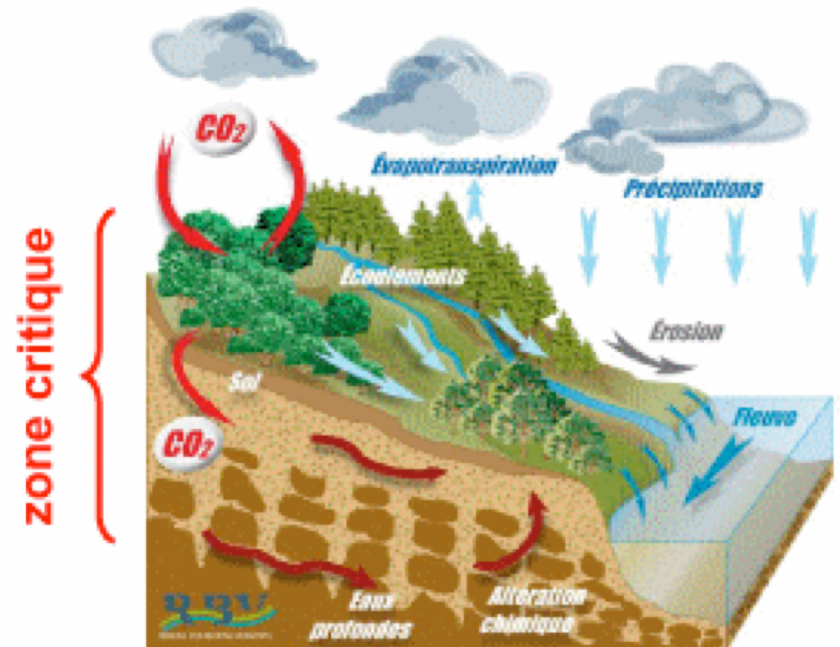


-
- The graph illustrates the vertical temperature structure of the ocean. The x-axis represents Temperature in degrees Celsius (°C), ranging from 0 to 20. The y-axis represents Depth in meters (m), ranging from 0 to 3000. A solid blue line shows a typical temperature profile, which is divided into three main regions: the Mixed layer (top, red), the Seasonal Thermocline (middle, light blue), and the Permanent Thermocline (bottom, dark blue). A dashed red line indicates a shallower thermocline, which is characteristic of a different oceanic environment.



Les enveloppes superficielles : la zone critique

- Zone allant de la base du sol (roche mère) au sommet de la végétation (canopée).
- Carrefour d'échanges complexe entre sol, eau, air et organismes vivants.
- Nécessite une approche pluridisciplinaire entre hydrologie, hydrogéologie, pédologie, écologie, agronomie, et physico-chimie des milieux
- Importance des transferts d'eau et de matière dans des milieux complexes
- Importance de l'utilisation des sols dans un contexte de pression anthropique et climatique
- Importance de la biodiversité



Plan indicatif

- Caractéristiques horizontales de l'atmosphère
- Caractéristiques verticales de l'atmosphère
- Un outil pour étudier l'atmosphère : l'émaigramme
- Exercices
- **Un peu de transfert de rayonnement**
- N'oublions pas l'effet de serre !
- ... et les conséquences du bilan énergétique
- ... et le transport d'énergie à grande échelle
- ... et la pollution

Soleil et Terre – ordres de grandeurs

Le **soleil** est la source d'énergie pour la surface de la Terre aujourd'hui

Cette énergie varie en fonction de **l'activité solaire**
(dépend des cycles solaires, du diamètre, de la rotation)

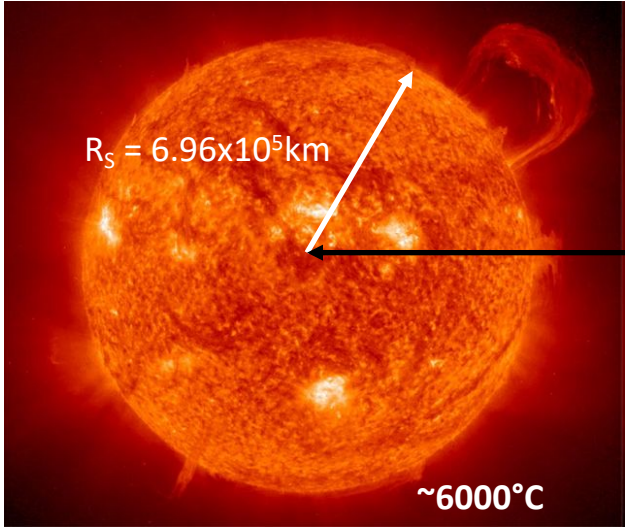
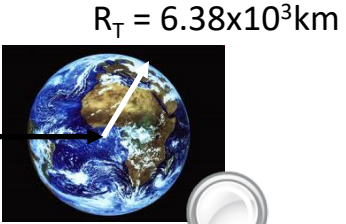


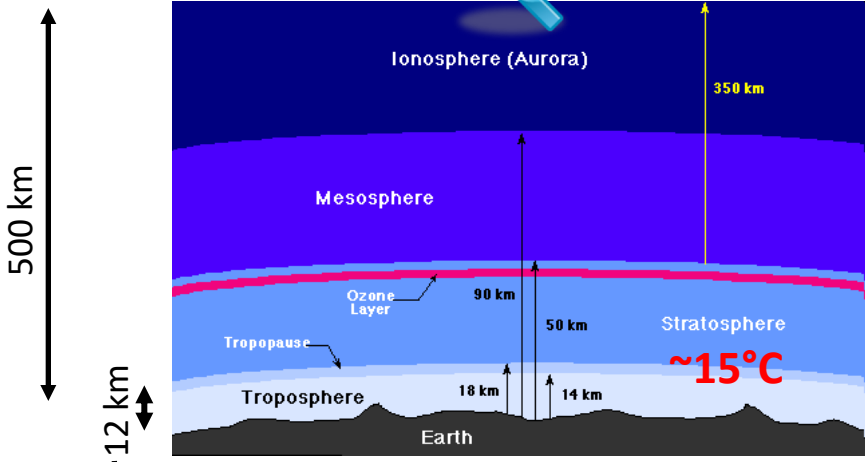
Image NASA

$d = 1.5 \times 10^8 \text{ km}$



Rayonnement électromagnétique reçu du Soleil (principalement visible et IR)	$1,7 \cdot 10^{17} \text{ W}$
Géothermie (radioactivités à période longue : ^{238}U , ^{235}U , ^{232}Th , ^{40}K)	$\sim 4,4 \cdot 10^{13} \text{ W}$
Civilisation en 2010 ($\sim 10^9$ humains consommant 10 t de pétrole/an)	$1,6 \cdot 10^{13} \text{ W}$
Énergie rotative dissipée par les marées	$2,8 \cdot 10^{12} \text{ W}$
Vent solaire (pour « cible magnétosphérique » de $25 R_{\text{Terre}} \sim 10^{14} \text{ W}$)	$\sim 2 \cdot 10^{11} \text{ W}$
Rayonnement du fond cosmologique (corps noir* à 2,7 K)	$1,6 \cdot 10^9 \text{ W}$
Rayonnement électromagnétique reçu des étoiles (visible, IR)	$\sim 1,3 \cdot 10^9 \text{ W}$
Rayonnement cosmique (protons, alphas...)	$9 \cdot 10^8 \text{ W}$
Météorites ($\sim 30\,000$ tonnes par an, supposant $v_{\text{impact}} \approx 20 \text{ km/s}$)	$\sim 2 \cdot 10^8 \text{ W}$

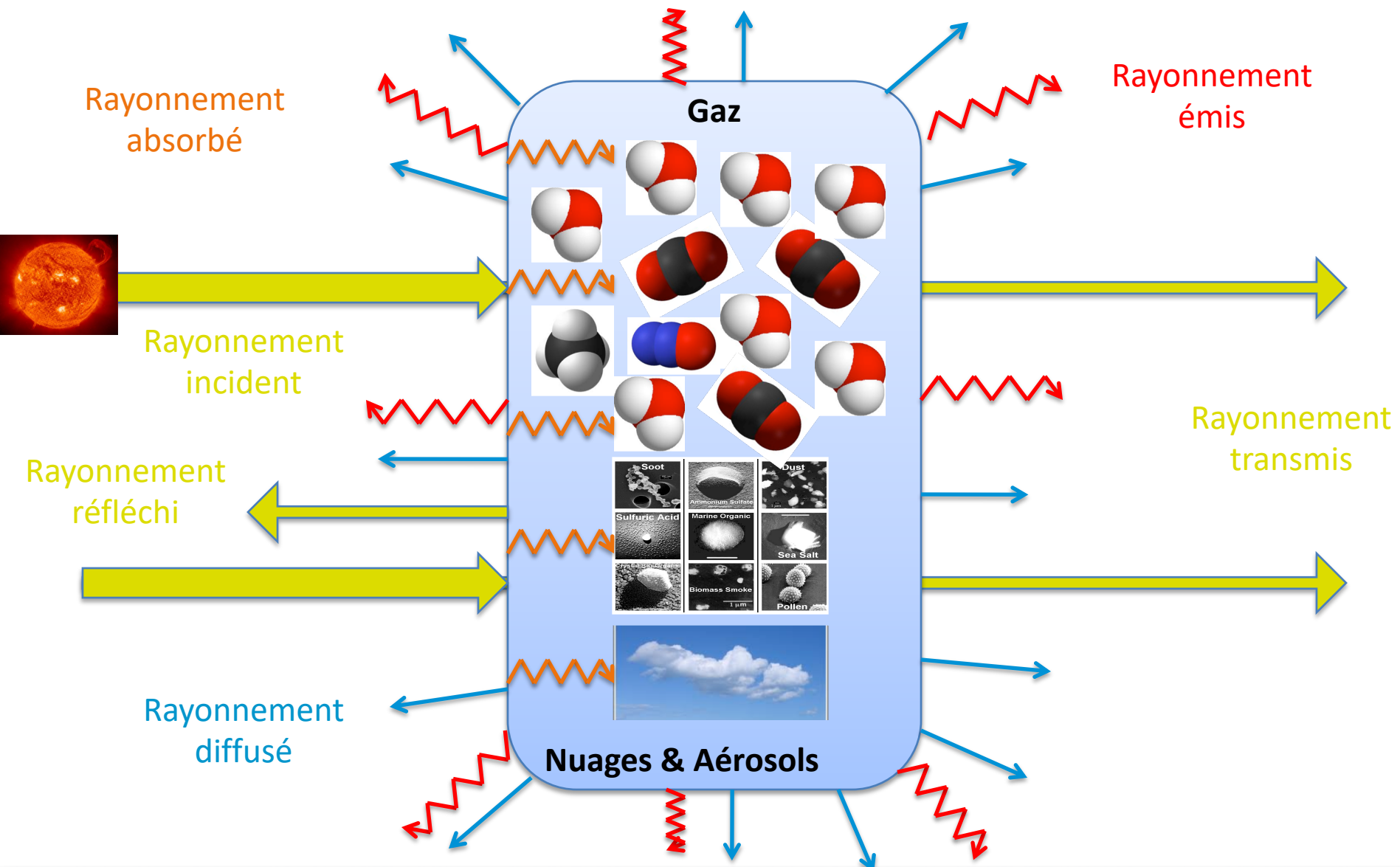
Le climat de la Terre, CNRS ed.



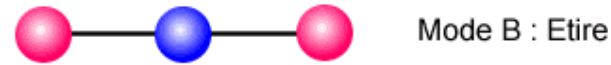
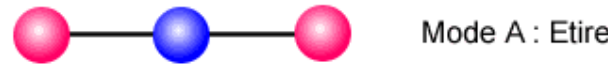
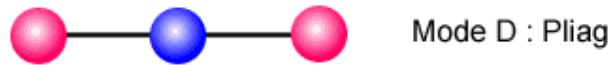
90% de la masse de l'atmosphère!

Bilan radiatif et effet de serre

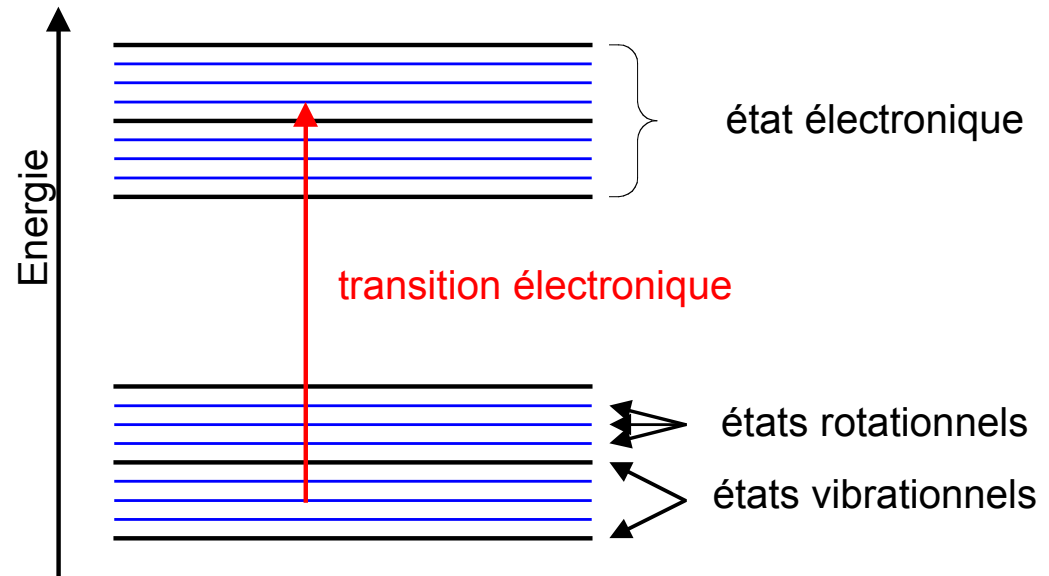
Soleil et Terre – Interactions entre rayonnement et basse atmosphère



Modes de vibration



Exemples pour la molécule de CO₂



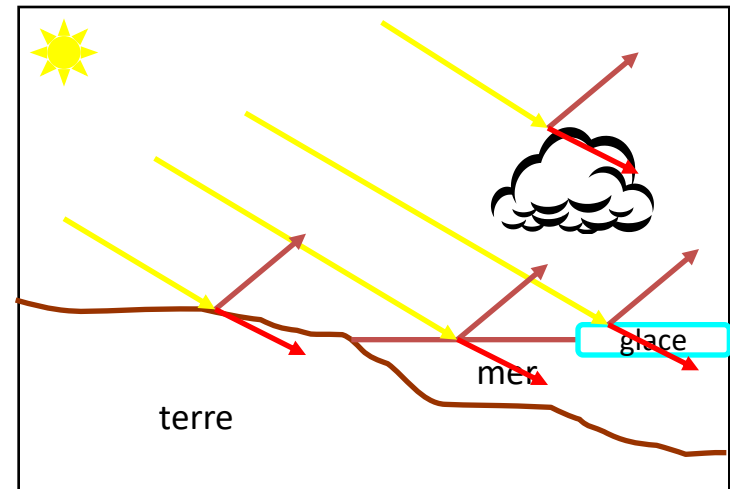
Ces modes d'énergie peuvent être calculés. On peut en déduire a priori les longueurs d'onde d'émission/absorption, au moins pour les molécules simples

Soleil et Terre – effet d'albédo (réflexion)

$$\text{albédo} = \frac{\text{Rayonnement réfléchi par la Terre}}{\text{Rayonnement solaire reçu par la Terre}}$$

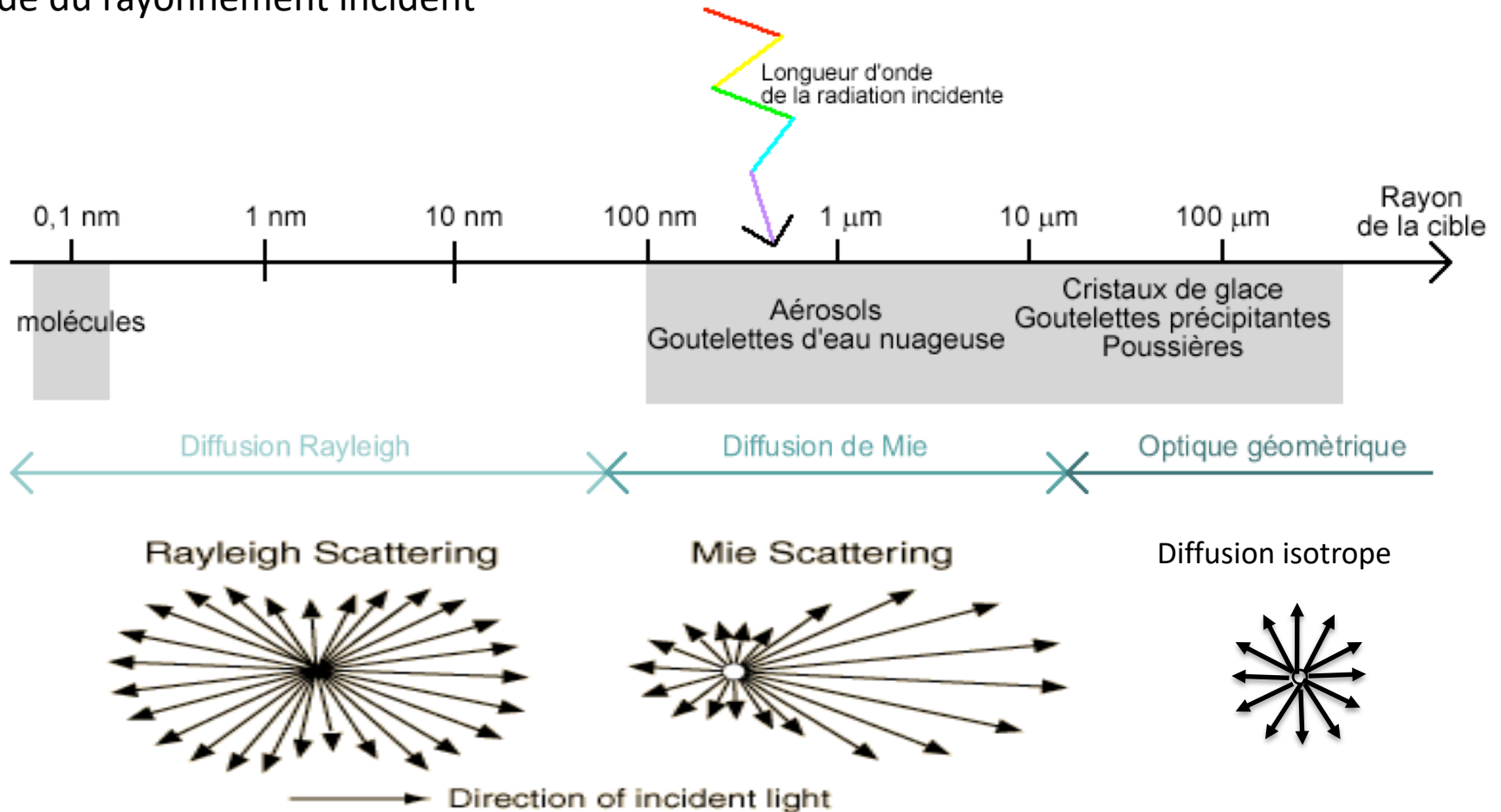
L'albédo moyen du système terres-océans-atmosphère vaut environ 30% :

- Les nuages pour 20%
- Le gaz atmosphérique pour 6%
- Les surfaces pour 4% :
 - Glace : 60 à 90%
 - Océans 5%
 - Végétation 10 à 20%



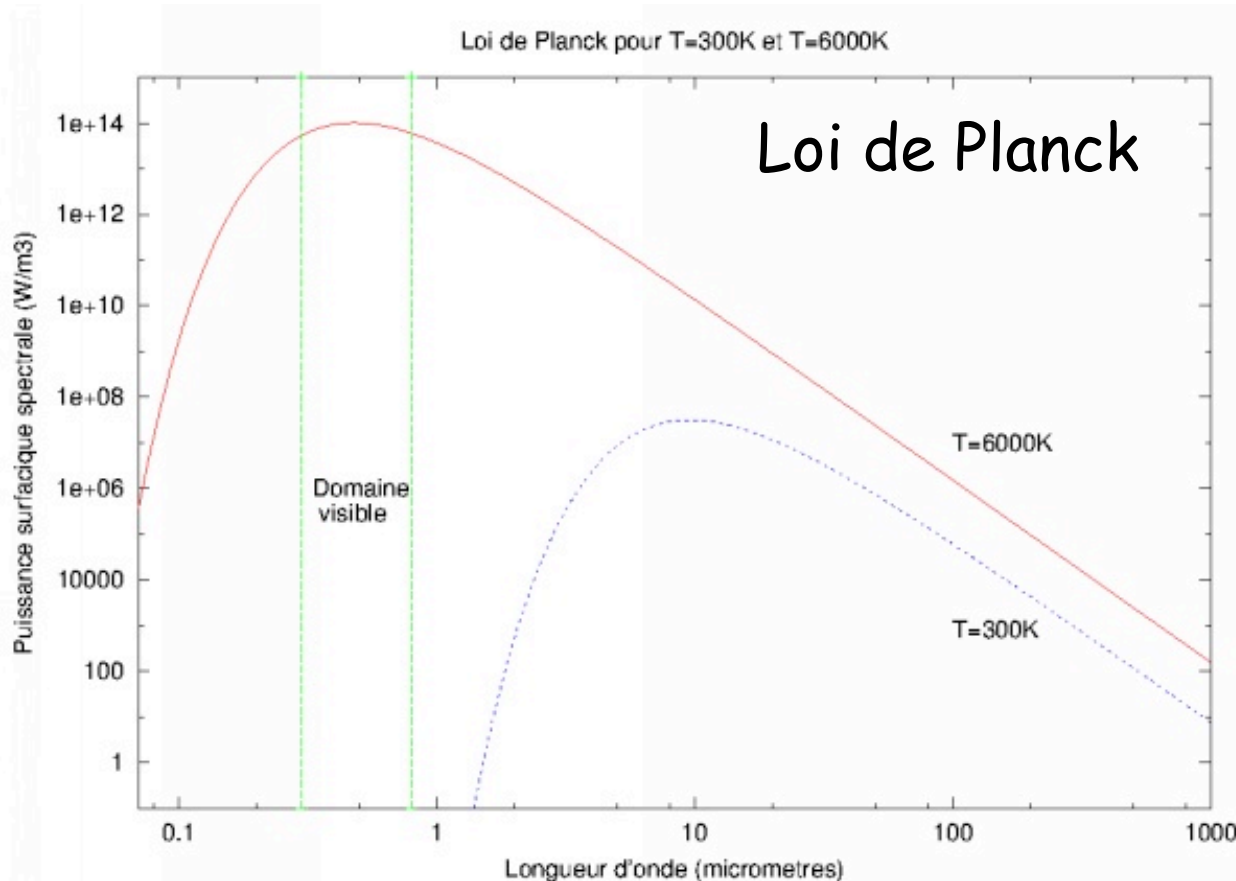
Soleil et Terre – Différentes diffusions

- Différentes diffusions selon la taille des particules diffusantes par rapport à la longueur d'onde du rayonnement incident



Source : Planète Terre, ENS Lyon

Les différents processus radiatifs



$$\lambda_{\max} = K/T$$

$$K = 2.898 \times 10^{-3} \text{ m.K}$$

Loi du déplacement de Wien

$$M(T) = \int_0^{+\infty} \int_{2\pi} B(\lambda, T) \cos \theta d\omega d\lambda = \pi B(T) = \sigma T^4$$

B : loi de Planck

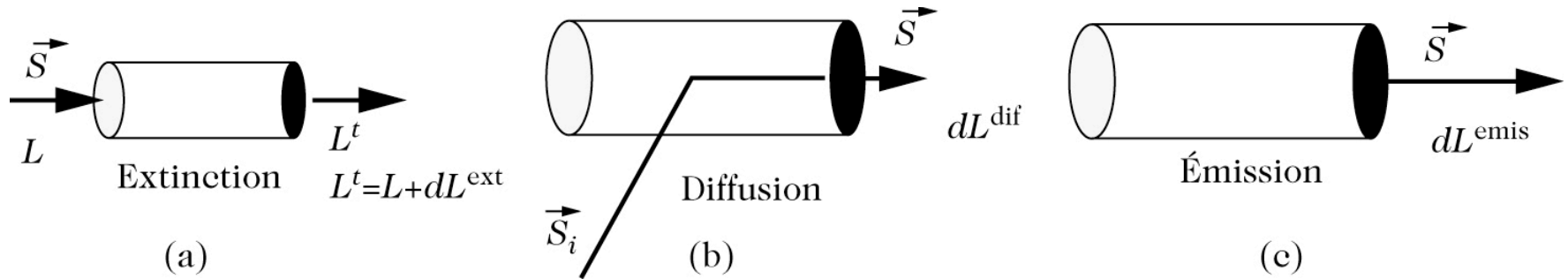
Pour $T=6000\text{K}$, on a $M=73.000.000 \text{ W/m}^2$

Pour $T=300\text{K}$, on a $M=459 \text{ W/m}^2$

Loi de Stephan ,

$$\sigma = 5.67e^{-8} \text{ W/m}^2/\text{K}^4$$

Regardons du côté des interactions lumière-atmosphère



Equation du transfert radiatif (ETR) :

$$dL(l, \mathbf{s}) = -\sigma^{ext} L(l, \mathbf{s}) dl + J(l, \mathbf{s}) dl$$

J : fonction source

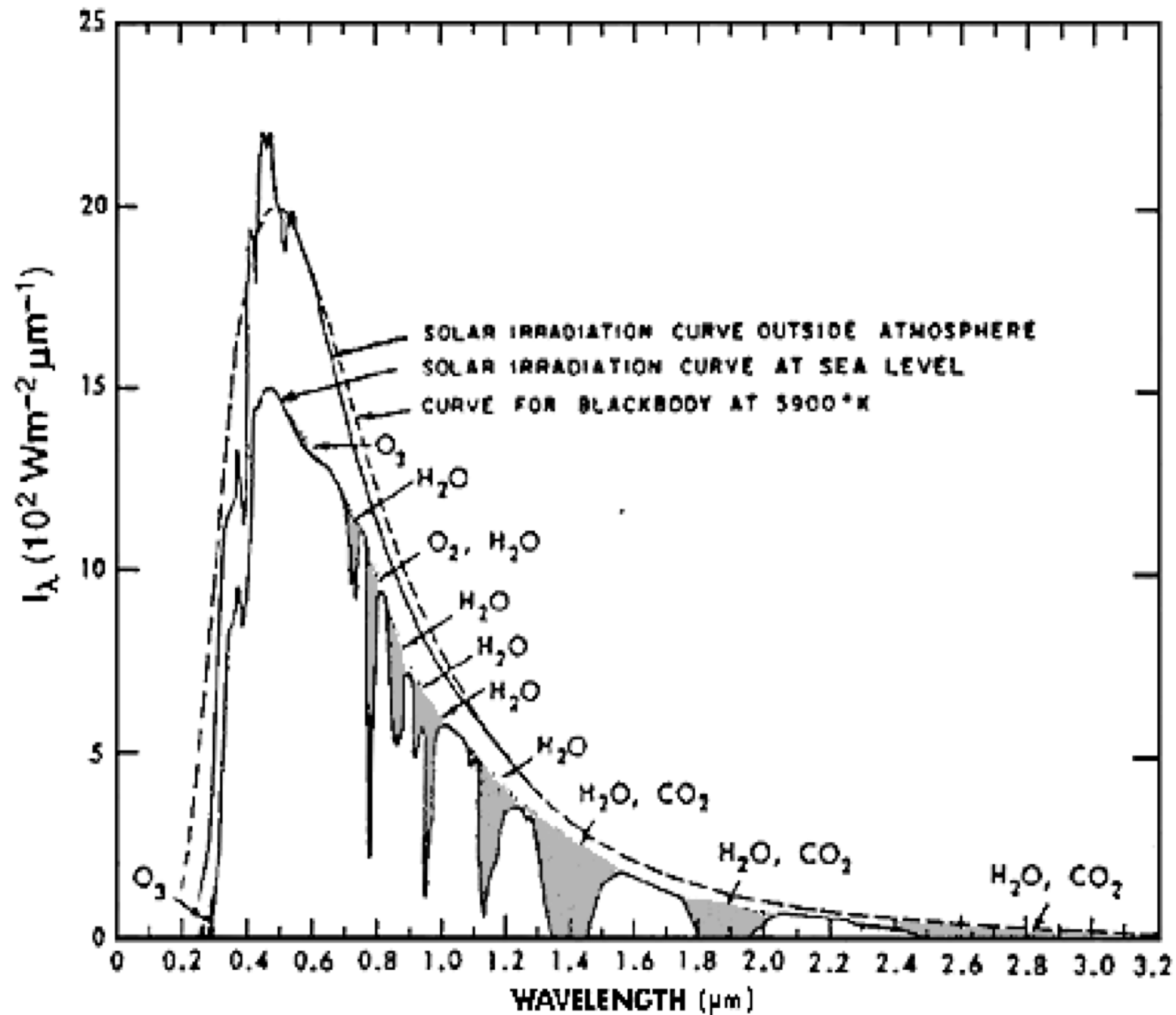
$\mathbf{p}$: fonction de phase

$$J(l, \mathbf{s}) = \sigma^{abs} B(T) + \frac{\sigma^{diff}}{4\pi} \left\{ \iint_{4\pi} \mathbf{p}(\mathbf{s}, \mathbf{s}_i) L(l, \mathbf{s}_i) d\omega_i \right\}$$

Spectre solaire : J dominé par la diffusion

Spectre IR : J dominé par l'absorption

Spectre d'absorption de l'atmosphère dans le domaine solaire

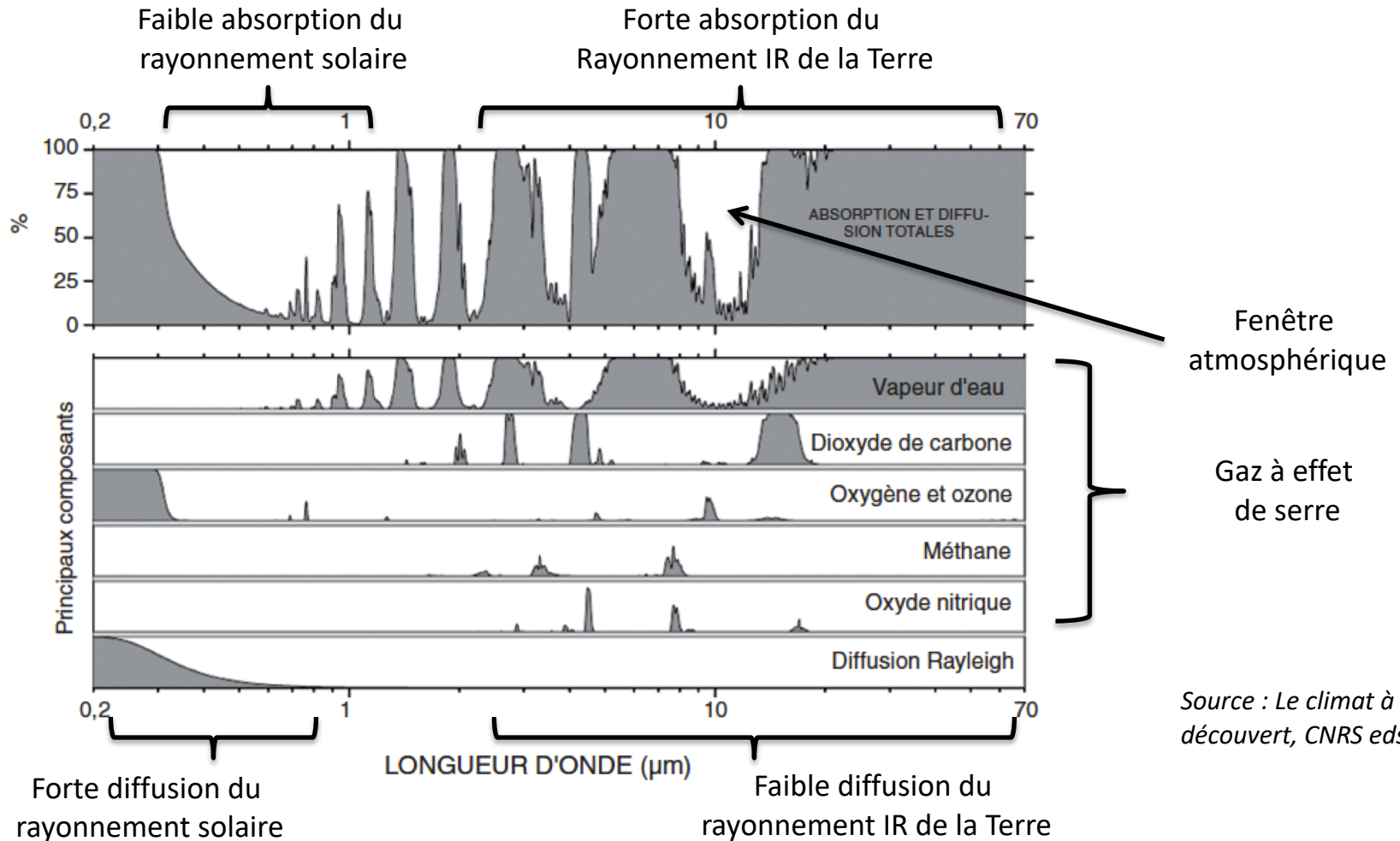


Plan indicatif

- Caractéristiques horizontales de l'atmosphère
- Caractéristiques verticales de l'atmosphère
- Un outil pour étudier l'atmosphère : l'émaigramme
- Exercices
- Un peu de transfert de rayonnement
- **N'oublions pas l'effet de serre !**
- ... et les conséquences du bilan énergétique
- ... et le transport d'énergie à grande échelle
- ... et la pollution

Spectre d'absorption simplifié dans l'IR des différents composants atmosphériques et spectre total d'absorption résultant

Absorption des principaux constituants de l'atmosphère

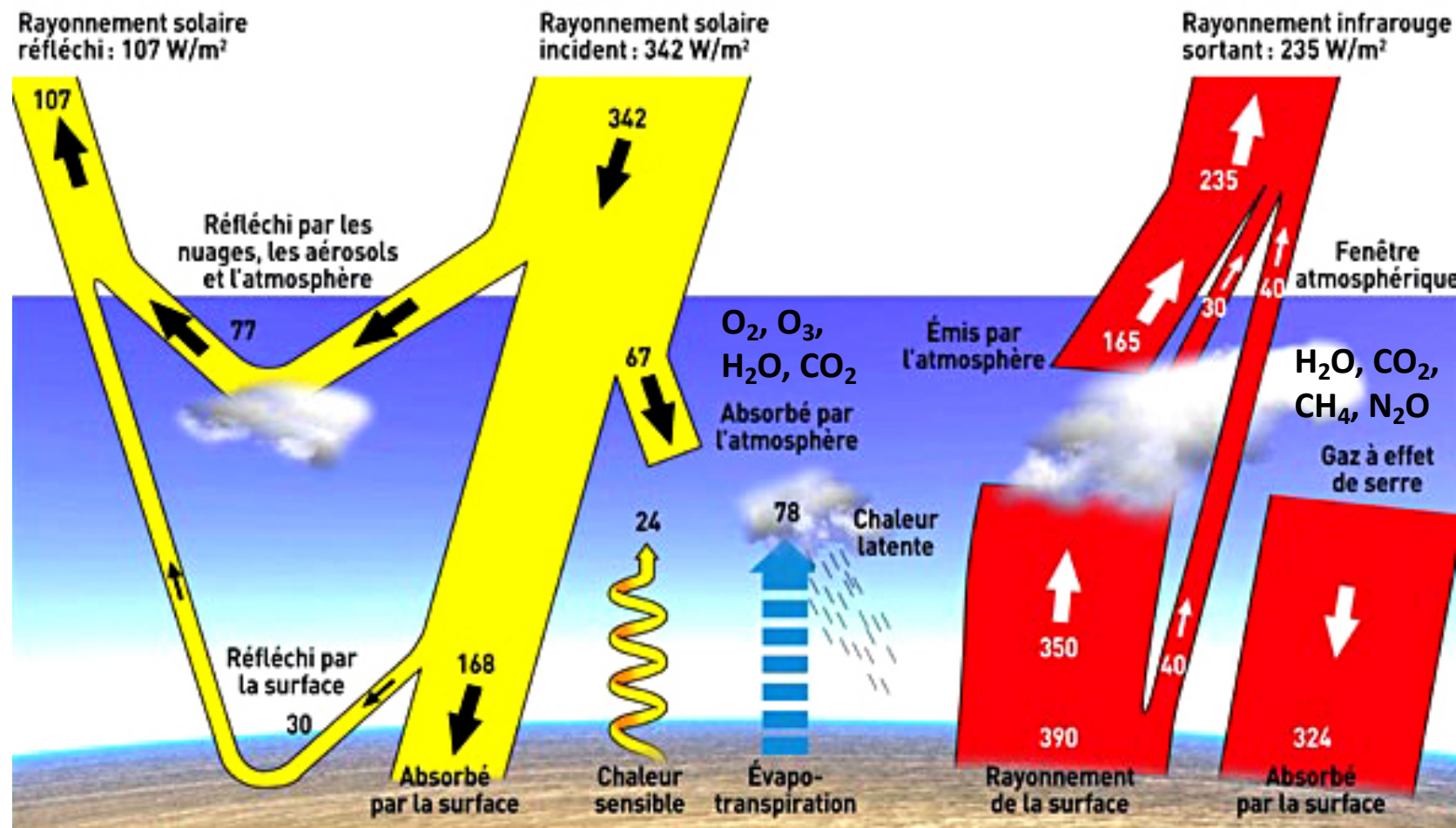


Système Terre : une machine thermique à la recherche de son équilibre

Bilan énergétique planétaire



N'oublions pas l'effet de serre !

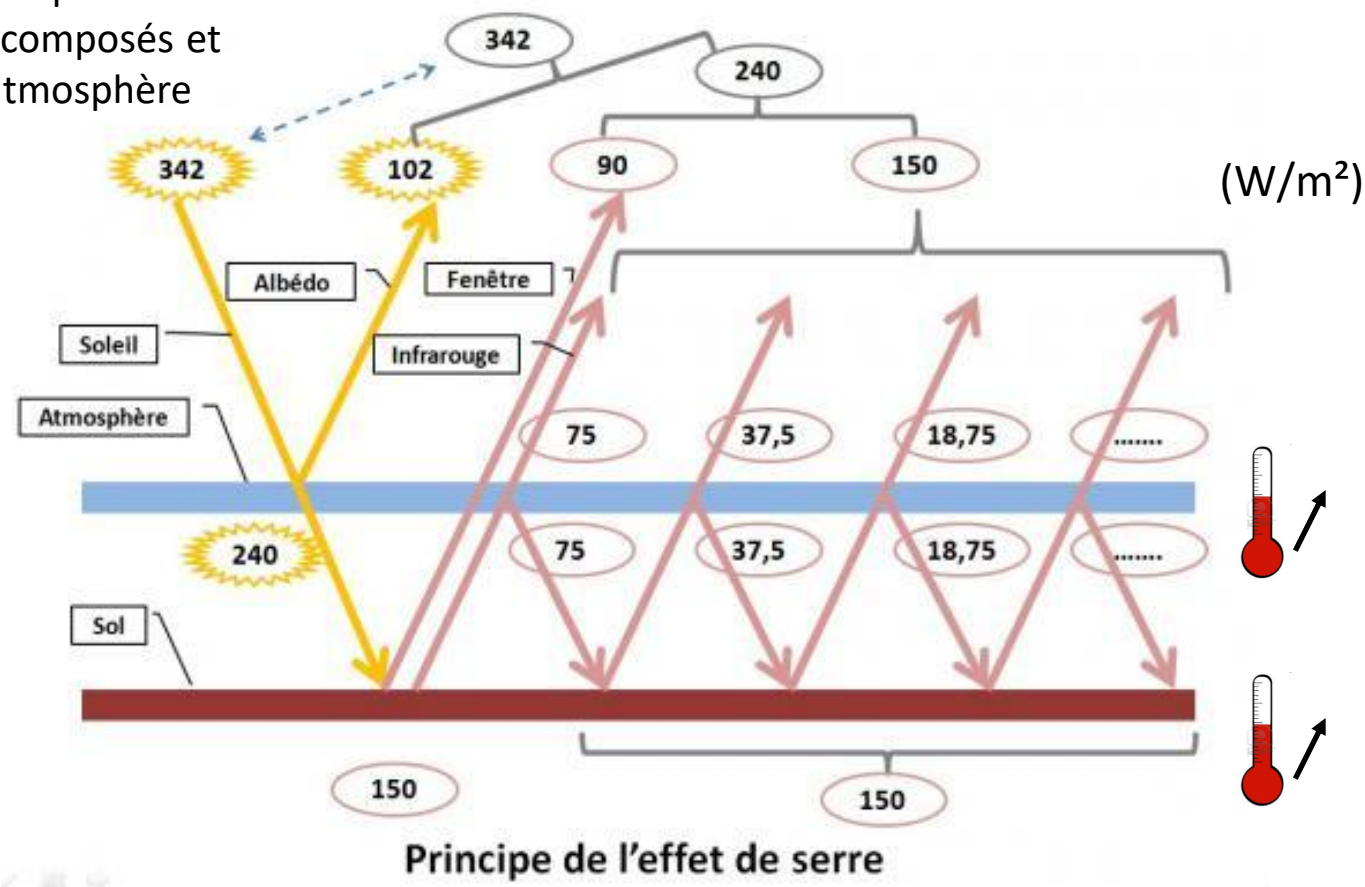


Source : IPCC, 2007

La présence de l'atmosphère engendre une **température d'équilibre** plus importante grâce à l'absorption de rayonnement par certains composés et à la nature convective de l'atmosphère

Effet de serre - principe

En réalité, absorption/émission multi-couches



➔ L'effet de serre est un piégeage d'énergie dans les basses couches de l'atmosphère

Effet de serre – gaz naturels et anthropogéniques

Effet de serre naturel ciel clair :

~150 W/m²

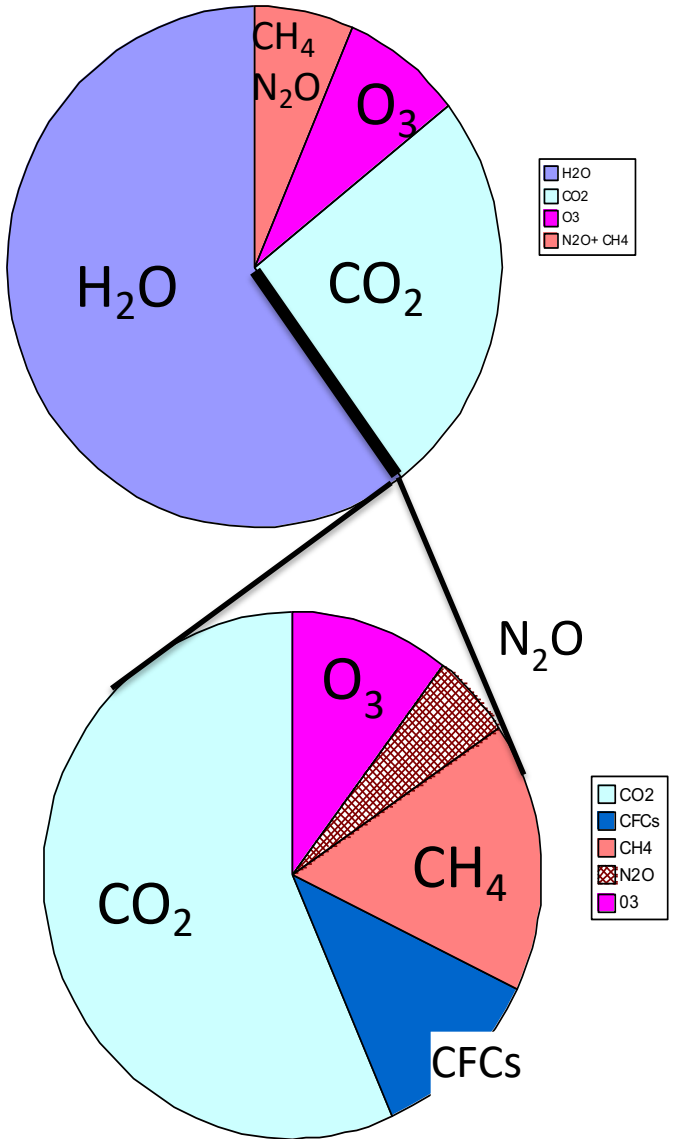
Vapeur d'eau	60%
CO ₂	26%
Ozone O ₃	8%
N ₂ O+CH ₄	6%

+ l'eau condensée = les nuages

Contributions de l'activité humaine à l'augmentation de l'effet de serre :

~1.7 W/m²

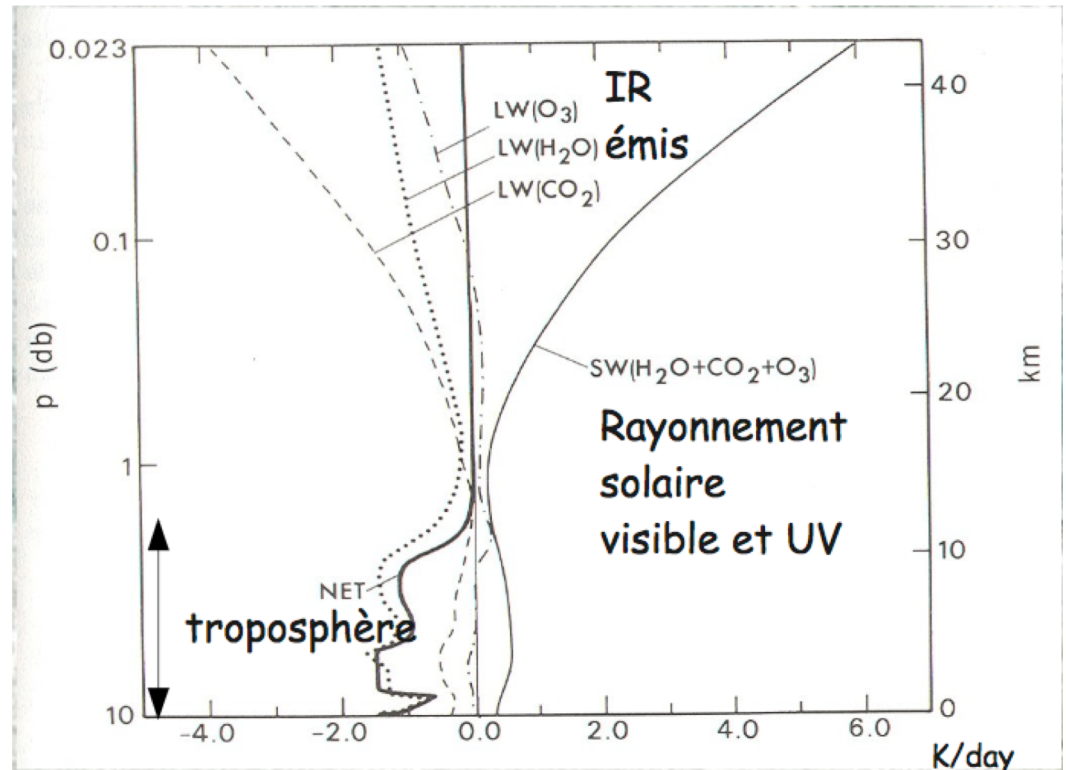
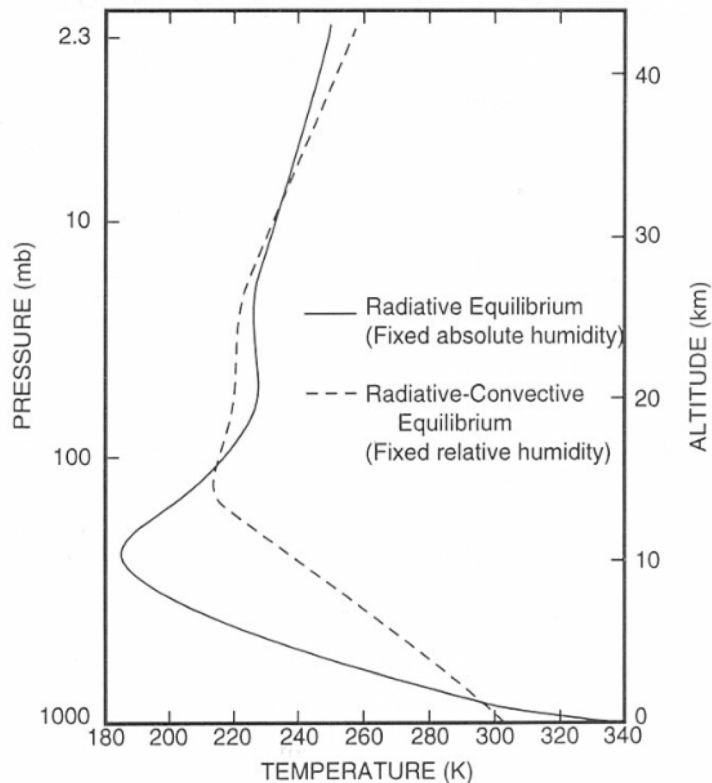
CO ₂	56%
CFCs	12%
Méthane (CH ₄)	16%
Ozone (O ₃)	11%
N ₂ O	5%



Source: GIEC 2007

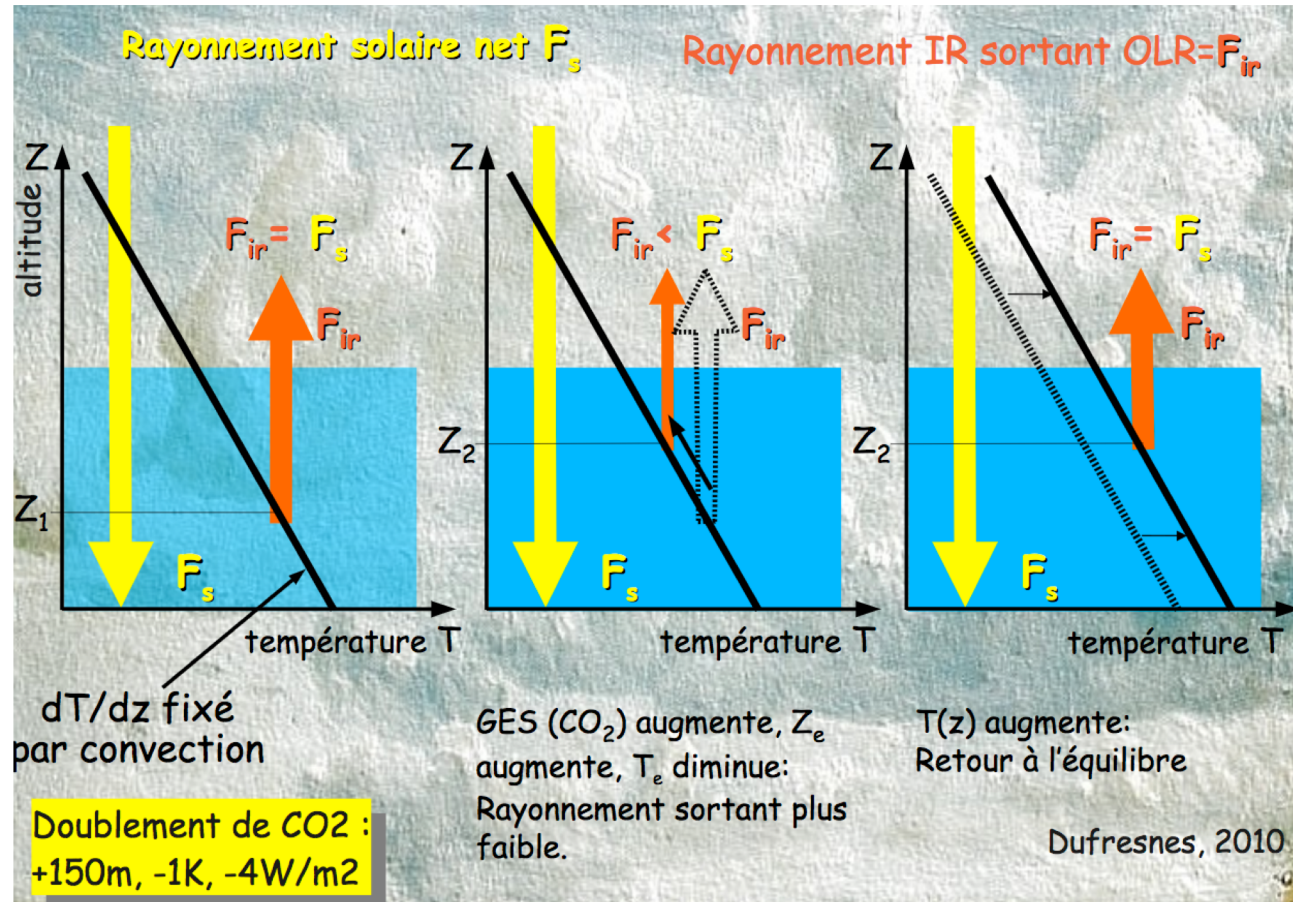
Pour résumer le bilan d'énergie autrement ...

- La stratosphère est en équilibre radiatif : réchauffement par l'ozone et refroidissement par le CO_2 (figure de droite)
- La troposphère n'est pas à l'équilibre radiatif : le bilan négatif en surface est compensé par la convection qui détermine le profil vertical de température moyen à $-10^\circ/\text{km}$ (air sec, figure de gauche)



Effet de l'augmentation du CO₂ atmosphérique

- Réchauffement de la troposphère par piégeage d'énergie et re-équilibrage du profil de température :



- Refroidissement stratosphérique par rayonnement infra-rouge vers l'espace

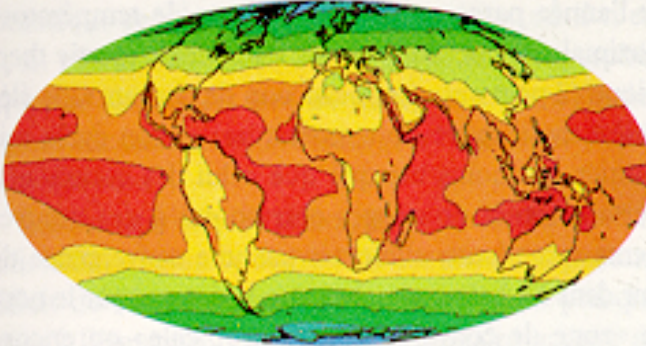
Plan indicatif

- Caractéristiques horizontales de l'atmosphère
- Caractéristiques verticales de l'atmosphère
- Un outil pour étudier l'atmosphère : l'émaigramme
- Exercices
- Un peu de transfert de rayonnement
- N'oublions pas l'effet de serre !
- ... et les conséquences du bilan énergétique
- ... et le transport d'énergie à grande échelle
- ... et la pollution

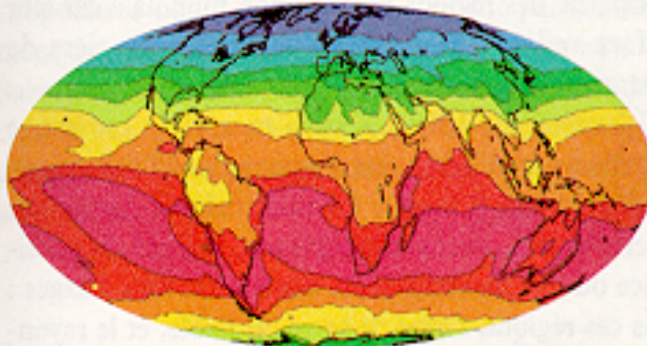
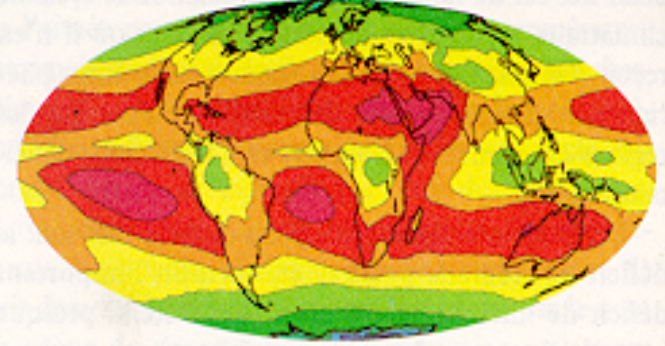
Bilan radiatif régional de la Terre 1

Puissance solaire absorbée (W/m^2)

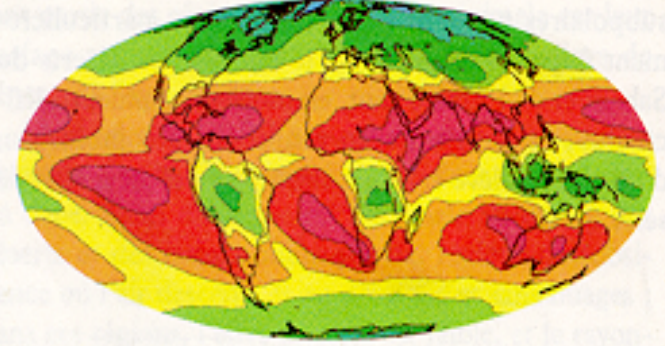
Puissance infra-rouge rayonnée (W/m^2)



annuelle

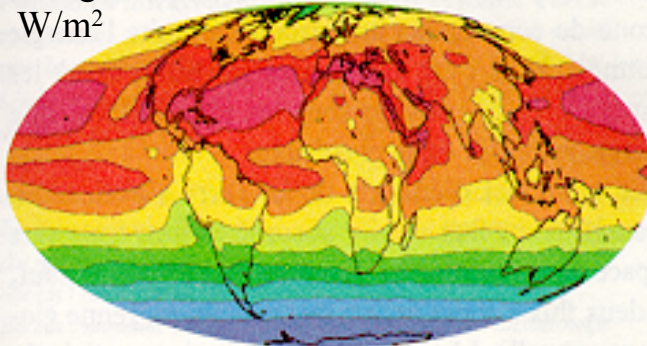


DJF

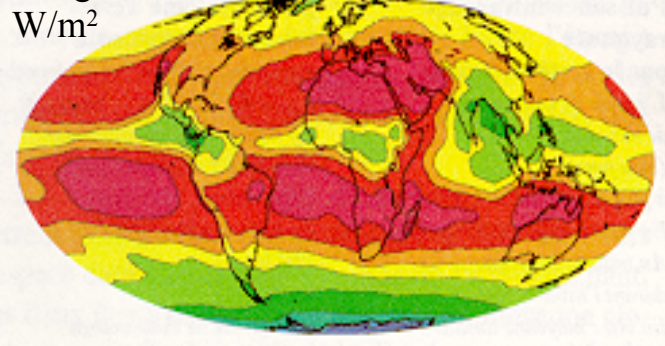


Rouge vif : 360 W/m^2 - Bleu foncé : 40 W/m^2

Rouge vif : 280 W/m^2 - Bleu foncé : -140 W/m^2



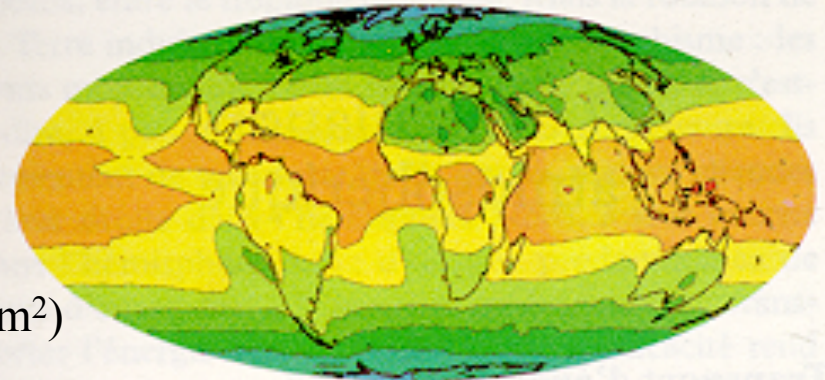
JJA



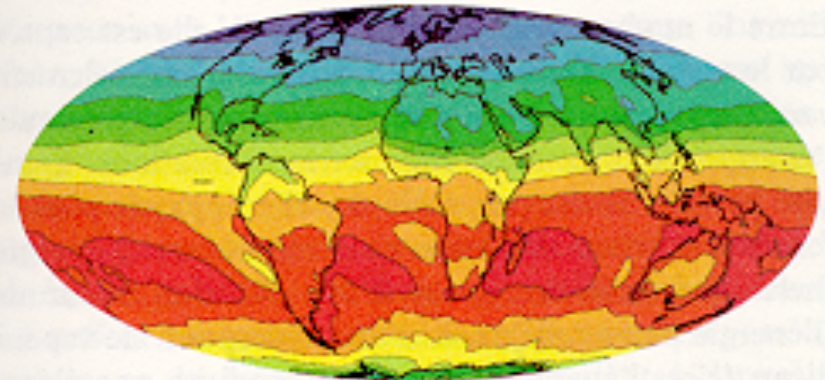
Bilan radiatif régional de la Terre 2

annuelle

Puissance radiative nette absorbée (W/m^2)

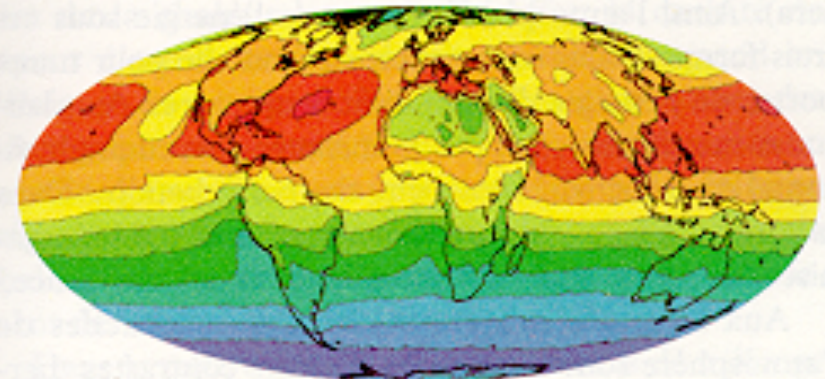


DJF



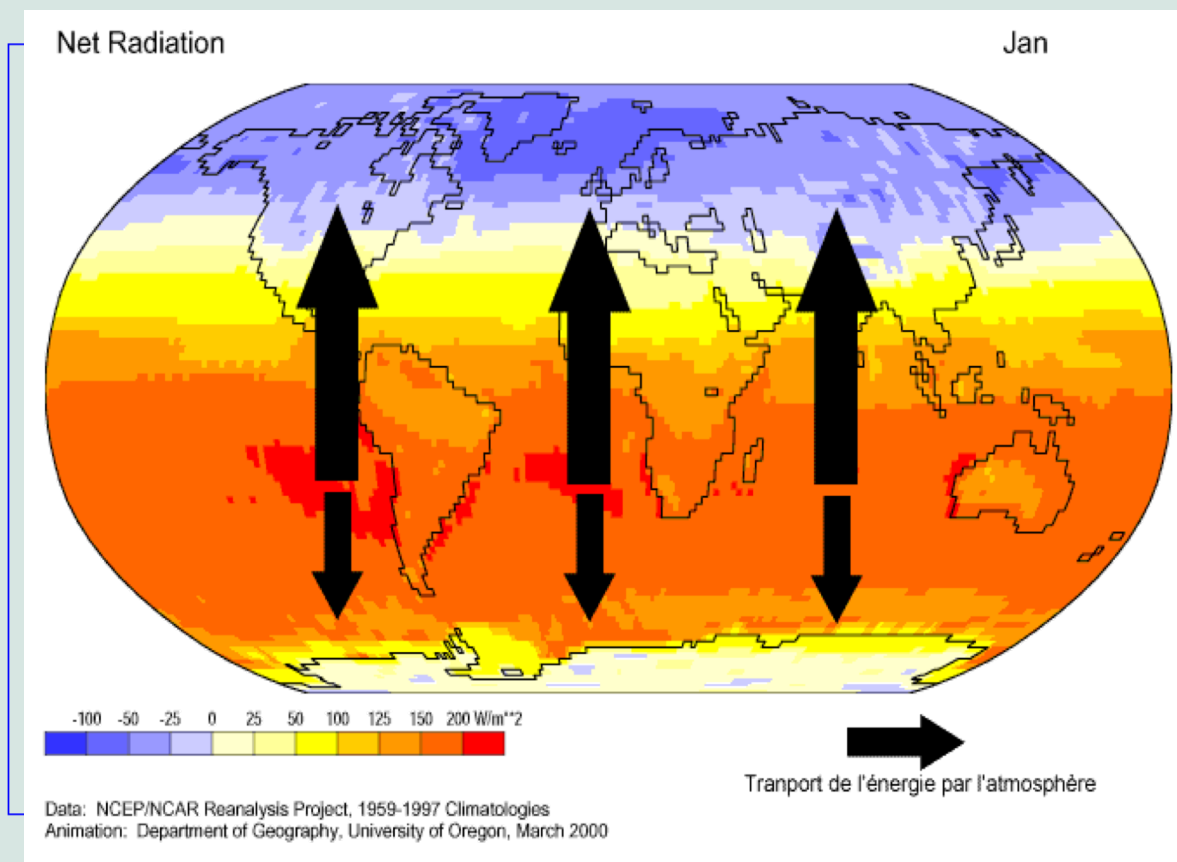
Rouge vif : 150 W/m^2
Bleu foncé : -150 W/m^2

JJA



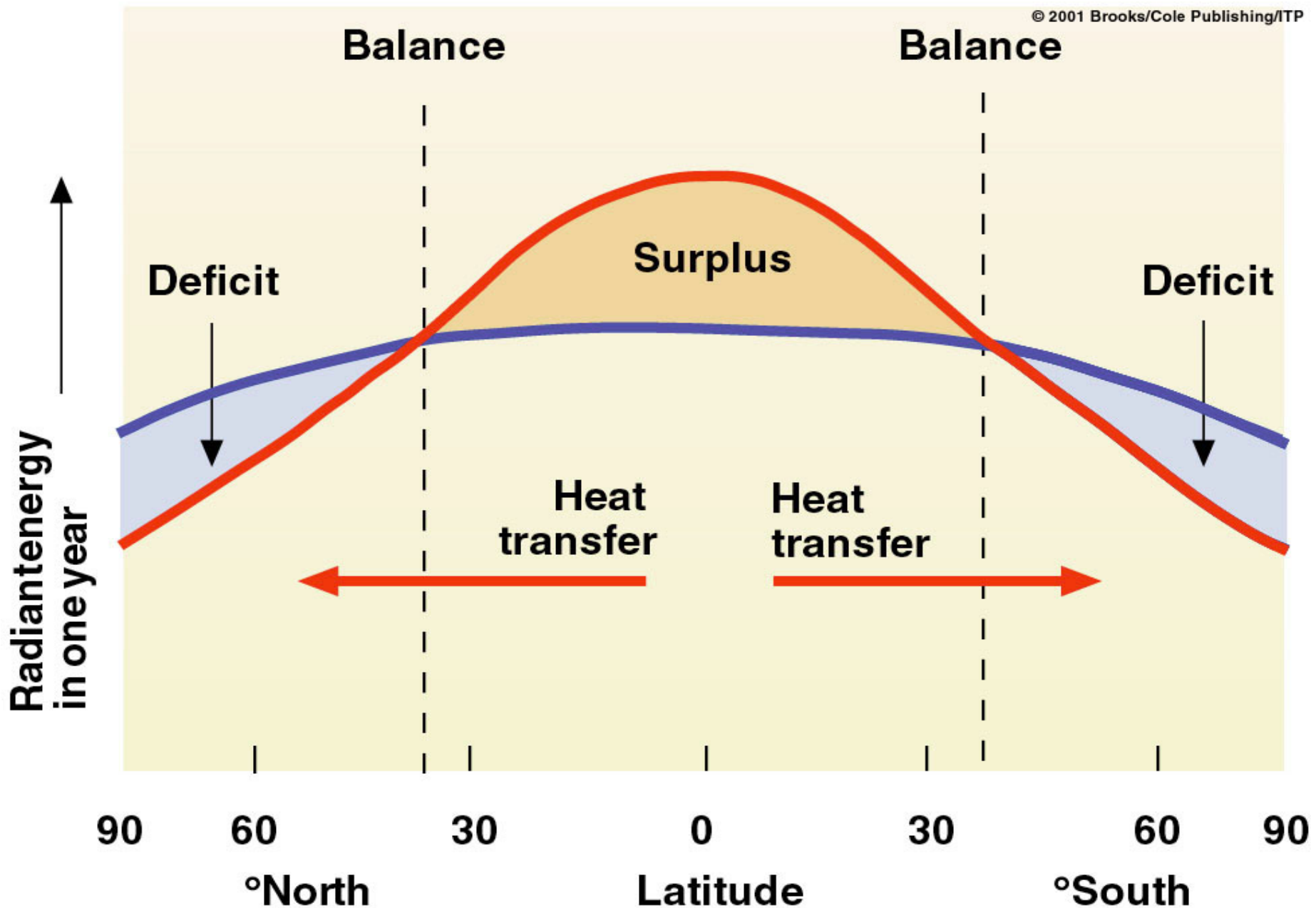
Transport depuis les zones déficitaires vers les zones excédentaires

- La circulation atmosphérique s'organise pour réduire le contraste entre régions excédentaires (basses latitudes) et déficitaires (basses latitudes) en énergie.



Animation montrant la variation mensuelle de l'intensité du transport de l'énergie par les enveloppes fluides.

Bilan radiatif zonal



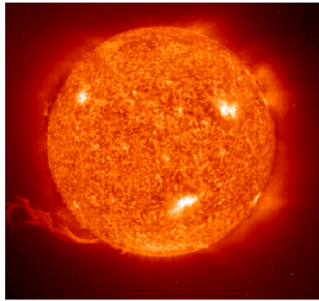
Conclusions

- Le rayonnement solaire, centré sur la partie visible du spectre électromagnétique est peu absorbé par l'atmosphère et permet d'apporter de la chaleur en surface.
- Le système Terres-Atmosphère-Océans rayonne de l'énergie dans l'infrarouge. Cette énergie est largement absorbée dans l'atmosphère par les composés à effet de serre (H_2O , CO_2 , CH_4 , O_3).
- L'effet de serre naturel et les flux de chaleur latente et sensible permettent à la Terre actuelle d'avoir une température moyenne de 15°C au lieu de -18°C .
- Le bilan énergétique mondial est équilibré mais pas le bilan radiatif de la troposphère qui est négatif. Le déficit est comblé par les mouvements convectifs de l'atmosphère qui déterminent largement le gradient thermique vertical. La stratosphère est en équilibre radiatif
- L'augmentation du CO_2 provoque une augmentation de la température de la troposphère (par absorption) et une diminution de celle de la stratosphère (par rayonnement)
- Le bilan énergétique régional est déséquilibré faisant apparaître des zones excédentaires en énergie et des zones déficitaires.
- Le rôle des circulations atmosphériques et océaniques est de transporter l'énergie des zones excédentaires vers les zones déficitaires.

Plan indicatif

- Caractéristiques horizontales de l'atmosphère
- Caractéristiques verticales de l'atmosphère
- Un outil pour étudier l'atmosphère : l'émaigramme
- Exercices
- Un peu de transfert de rayonnement
- N'oublions pas l'effet de serre !
- ... et les conséquences du bilan énergétique
- ... et le transport d'énergie à grande échelle
- ... et la pollution

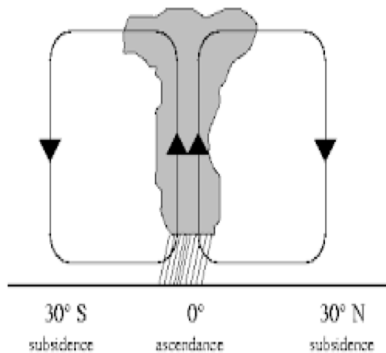
Différents processus de transfert et transport



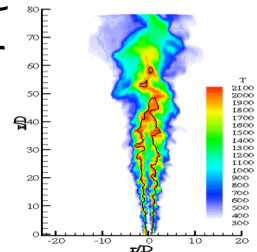
- **Rayonnement** : transfert d'énergie par l'émission/absorption de lumière (photons)
- **Advection** : transport d'une quantité scalaire (ex : T, Conc., chaleur) ou vectorielle (ex : qté de mvt) par un champ vectoriel (ex : vitesse).



- **Convection** : transport de chaleur et de masse résultant d'une instabilité gravitaire à l'intérieur d'un système déformable (convection libre, force = poussée d'Archimède) ou de l'action de forçages externes (convection forcée : ventilateurs, écoulement externe, ...)



- **Diffusion** : tendance naturelle d'un système à homogénéiser des gradients (température, conc., vitesse)
 - Diffusion de matière : mélange par agitation thermique
 - Diffusion thermique (conduction) : transfert de chaleur par vibration de la matière de proche en proche, sans transport appréciable de matière



Quel est l'effet de la rotation de la Terre ?

R: référentiel absolu (ou inertiel) : repéré par une étoile fixe

R': référentiel terrestre, géocentré tournant à la vitesse angulaire Ω ,
de repère (C, X, Y, Z)

R'': référentiel local repéré par (O, x, y, z)

Une **parcelle fluide** est repéré par le **point M**

Dans **R**, sa vitesse est la **vitesse absolue** :

$$\vec{v}_a = \left. \frac{D\vec{CM}}{Dt} \right|_R$$

Dans **R'**, sa **vitesse relative** est : $\vec{v} = \left. \frac{D\vec{CM}}{Dt} \right|_{R'}$

Et la loi de composition des vitesses donne :

$$\vec{v}_a = \vec{v} + \vec{\Omega} \wedge \vec{CM} = \vec{v} + \vec{v}_e$$

$\vec{v}$: Vitesse relative

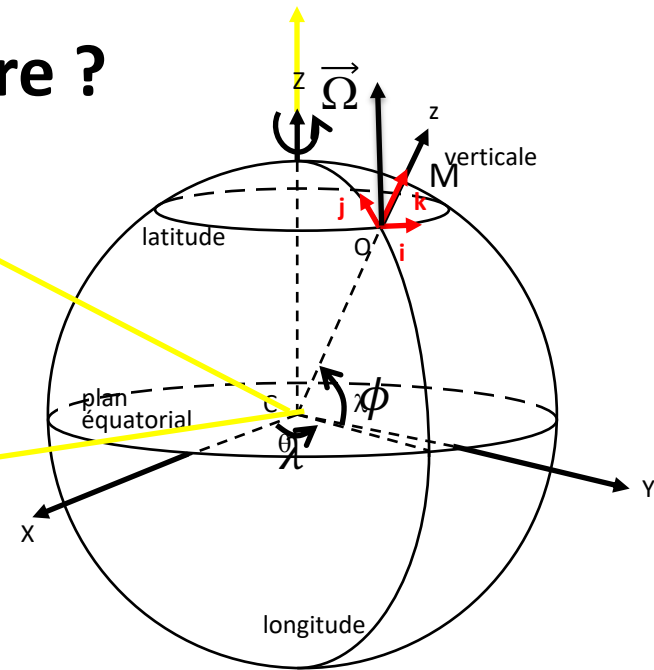
$\vec{v}_e$: Vitesse d'entraînement

On montre que :

$$\left. \frac{D\vec{v}_a}{Dt} \right|_R = \left. \frac{D\vec{v}}{Dt} \right|_{R'} + \underbrace{2\vec{\Omega} \wedge \vec{v}}_{\text{Accélération de Coriolis}} + \underbrace{\vec{\Omega} \wedge \vec{v}_e}_{\text{Accélération d'entraînement}}$$

Accélération absolue

Accélération relative



$\vec{\Omega}$ Vecteur tourbillon
(rotation de la Terre)

Norme = 1 tour en 24h
= $2\pi/3600/24$
= $7,27 \times 10^{-5} \text{ s}^{-1}$

Vecteur $\vec{\Omega} = \begin{pmatrix} 0 \\ \Omega \cos \phi \\ \Omega \sin \phi \end{pmatrix}$

Cas des fluides : système en rotation

- Dans le référentiel tournant géocentré : $\rho \frac{d\vec{v}_a}{dt} = \rho \left(\frac{d\vec{v}}{dt} + 2\vec{\Omega} \wedge \vec{v} + \vec{\Omega} \wedge \vec{v}_e \right)$
- Soit pour le PFD : $\rho \left(\frac{d\vec{v}}{dt} + 2\vec{\Omega} \wedge \vec{v} + \vec{\Omega} \wedge \vec{v}_e \right) = \rho \vec{g}^* - \vec{\nabla} P + \mu \Delta \vec{v}$

$$\rho \frac{d\vec{v}}{dt} = \underbrace{-2\rho \vec{\Omega} \wedge \vec{v}}_{\text{Force d'inertie de Coriolis}} + \underbrace{(\rho \vec{g}^* - \vec{\Omega} \wedge \vec{v}_e)}_{\text{Force d'inertie centrifuge, intégrée à la pesanteur (déformation de la Terre à sa formation)}} - \vec{\nabla} P + \mu \Delta \vec{v}$$

Force d'inertie de Coriolis, perpendiculaire à la vitesse, à sa droite dans l'HN, à sa gauche dans l'HS

- Avec $\vec{g} = \vec{g}^* - \vec{\Omega} \wedge \vec{v}_e$ on obtient l'équation générale du mouvement :

$$\rho \frac{d\vec{v}}{dt} = -2\rho \vec{\Omega} \wedge \vec{v} + \rho \vec{g} - \vec{\nabla} P + \mu \Delta \vec{v}$$

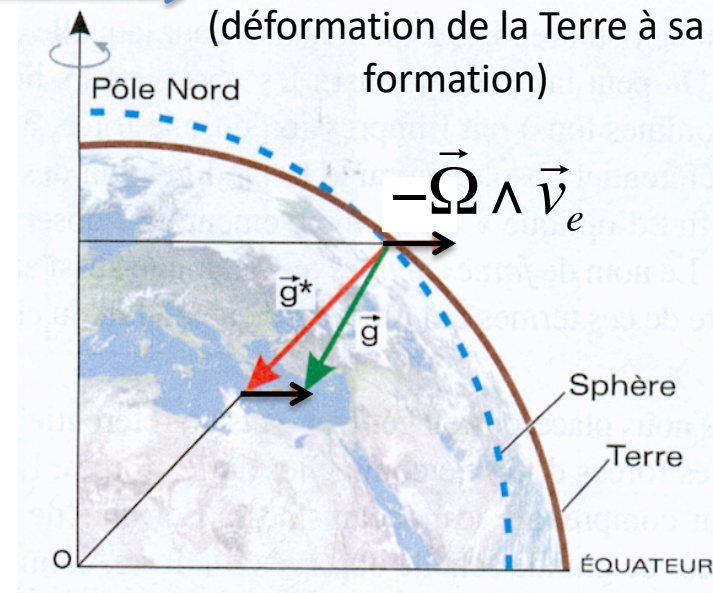
Accélération

Force de
Coriolis

Poids

Force de
Pression

Force de
Viscosité



Equations primitives

- On utilise un système de coordonnées sphériques (r, ϕ, λ) dans lequel la vitesse (u, v, w) s'exprime par :

$$u = r \cos \phi \frac{d\lambda}{dt} \quad v = r \frac{d\phi}{dt} \quad w = \frac{dr}{dt}$$

Longitude
Latitude

- On projette l'équation générale sur la (quasi-)sphère terrestre en négligeant la viscosité :

$$\begin{cases} \frac{du}{dt} + \frac{uw}{r} - \frac{uv}{r} \tan \phi = +2\Omega v \sin \phi - 2\Omega w \cos \phi - \frac{1}{\rho r \cos \phi} \frac{\partial P}{\partial \lambda} \\ \frac{dv}{dt} + \frac{vw}{r} + \frac{u^2}{r} \tan \phi = +2\Omega u \sin \phi - \frac{1}{\rho r} \frac{\partial P}{\partial \phi} \\ \frac{dw}{dt} - \frac{u^2 + v^2}{r} = +2\Omega u \cos \phi - \frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial r} - g \end{cases}$$

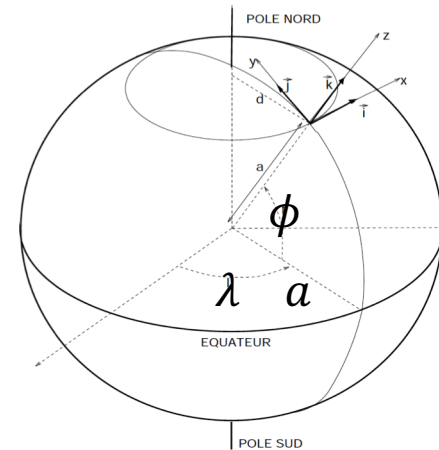
Accélération
particulaire

Accélération
liée à la sphéricité

Coriolis

Pression

Gravité



λ longitude
 ϕ latitude
 a rayon Terre
 z altitude
 $r = a + z$

- On ne sait pas résoudre explicitement cette équation : il faut faire des hypothèses !

Equations primitives

Hypothèses traditionnelles :

- L'échelle verticale H des mouvements dans l'océan ou l'atmosphère est toujours petite par rapport au rayon de la Terre a
 → on remplace r par a supposé constant (on néglige z par rapport à a)
- D'autre part, pour des mouvements à grande échelle le rapport d'aspect du mouvement est $H/L \ll 1$, et par continuité on a aussi $W/U \ll 1$
 → On néglige les termes en w dans l'équation et le terme de Coriolis sur la verticale
- On obtient alors le **système d'équations primitives en météorologie et océanographie** en posant $f = 2\Omega \sin\phi$ (facteur de Coriolis) :

$$\begin{cases} \frac{du}{dt} - \frac{uv}{a} \tan\phi = +fv & - \frac{1}{\rho a \cos\phi} \frac{\partial P}{\partial \lambda} \\ \frac{dv}{dt} + \frac{u^2}{a} \tan\phi = -fu & - \frac{1}{\rho a} \frac{\partial P}{\partial \phi} \\ 0 & = - \frac{1}{\rho} \frac{\partial P}{\partial z} - g \end{cases}$$

Accélération
particulaire

Accélération
liée à la sphéricité

Coriolis

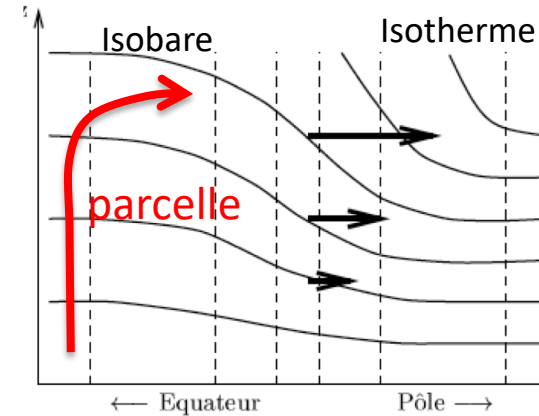
Pression

Gravité

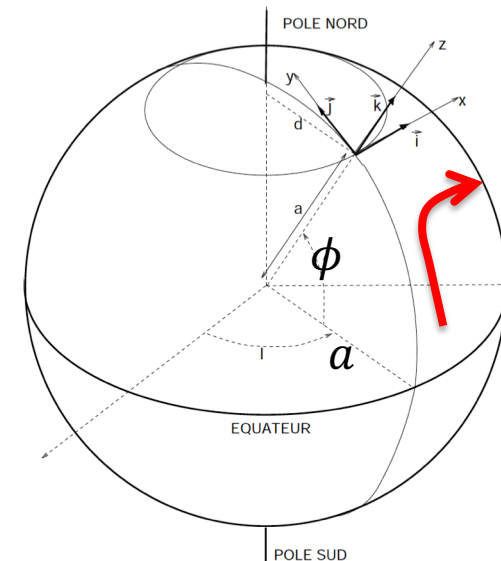
← Equilibre
hydrostatique

Devenir d'une parcelle d'air : équateur → tropiques

- Imaginons une parcelle d'air à l'équateur. Elle est surchauffée (surtout au très humide. Sa flottabilité $(\rho_{parcelle} - \rho_{environnement})\vec{g}$ est très bonne vertical convectif
- A contrario une parcelle froide et sèche des pôles aura tendance à se « tasser » près de la surface
- En conséquence, en altitude, un gradient de pression équateur-pôles se crée avec de plus fortes pressions à l'équateur qu'aux pôles (Schéma ci contre avec inclinaison des isobares)
- La parcelle entame alors un mouvement vers le pôle (par exemple Nord) en altitude (10-15 km), et près de l'équateur on peut négliger les variation de pression en longitude ($dP/d\lambda$)
- On a alors : $\frac{du}{dt} = \frac{uv}{a} \tan\phi + 2\Omega v \sin\phi$
- Or : le 2e terme de droite domine car $\Omega a \sim 460 \text{ m/s} \gg u$ et $v \sin\phi > 0$ dans les deux hémisphères
- Donc : $\frac{du}{dt} \approx 2\Omega v \sin\phi > 0$
- u augmente dans les deux hémisphère en s'éloignant de l'équateur
→ Vents d'ouest (jets) se forment vers 20°-30° de latitude



Source : F. Hourdin, LMD



Devenir d'une parcelle d'air : équateur → tropiques

- La création de jets (vents forts) d'ouest détermine une extension maximum en latitude de cellules (dites de Hadley) car les parcelles d'air tournant plus vite que la planète sont entraînées vers l'équateur par la force centrifuge. C'est la même force qui a aplati un peu la Terre au moment de son accrétion.
- Sur une méridienne l'accélération peut s'écrire (gradients de pression négligés) proche de l'équateur :

$$\frac{dv}{dt} = - \frac{u^2}{a} \tan \phi - f u \approx -f u \quad \begin{array}{l} < 0 \text{ au Nord} \\ > 0 \text{ au Sud} \end{array}$$
- Hémisphère nord : $\frac{dv}{dt} = \gamma_H < 0$: la parcelle d'air est rappelée à l'équateur
- Hémisphère sud : $\frac{dv}{dt} = \gamma_H > 0$: la parcelle d'air est aussi rappelée à l'équateur
- On boucle ainsi une **cellule de HADLEY**. A cause de la vitesse de rotation de la Terre, l'extension de cette cellule s'arrête vers 25-30°N, déterminant la bande tropicale de la Terre.

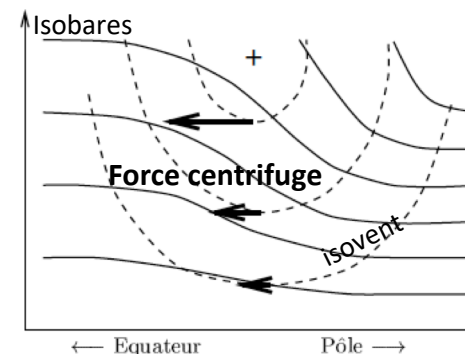
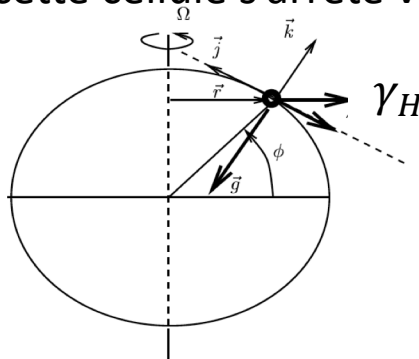


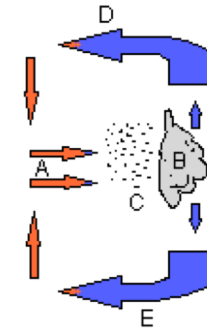
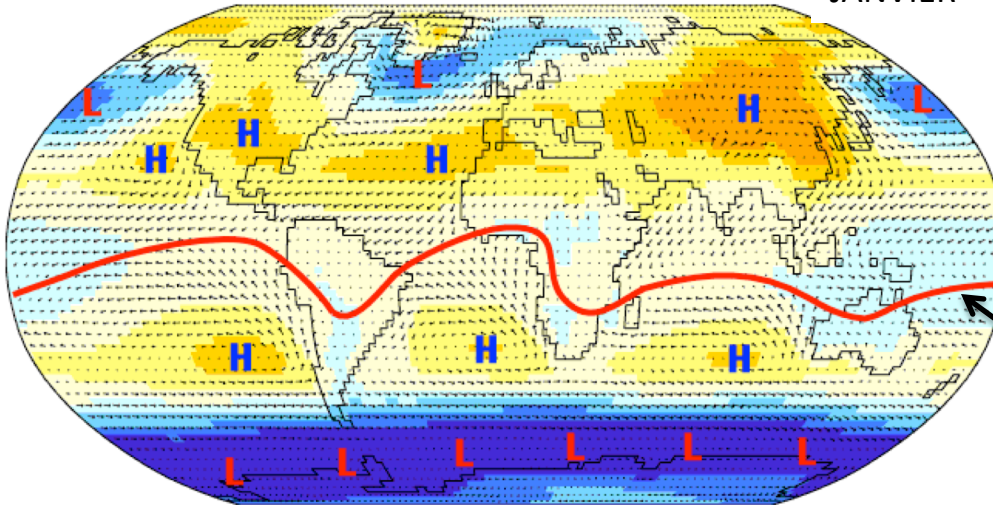
FIG. 3.6 – Equilibre d'une particule tournant le long d'un parallèle

Les composantes du système climatique

Circulation tropicale - Cellules de Hadley

Sea-Level Pressure and Surface Winds

JANVIER

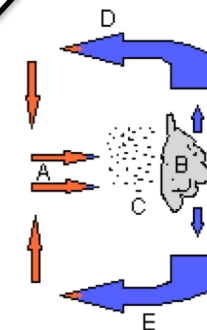
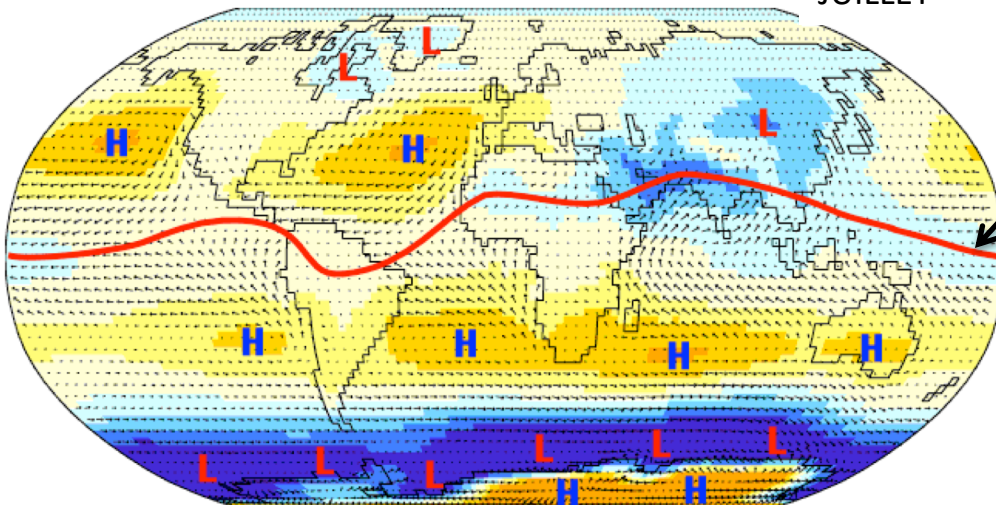


Cellule nord descend
au sud et est plus intense

Zone de convergence intertropicale
(ITCZ)

Sea-Level Pressure and Surface Winds

JUILLET

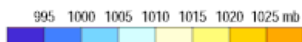


Cellule sud remonte
au nord et est plus intense

Flèches = vent de surface

Couleurs = pression de surface (H=hautes P, L=basses P)

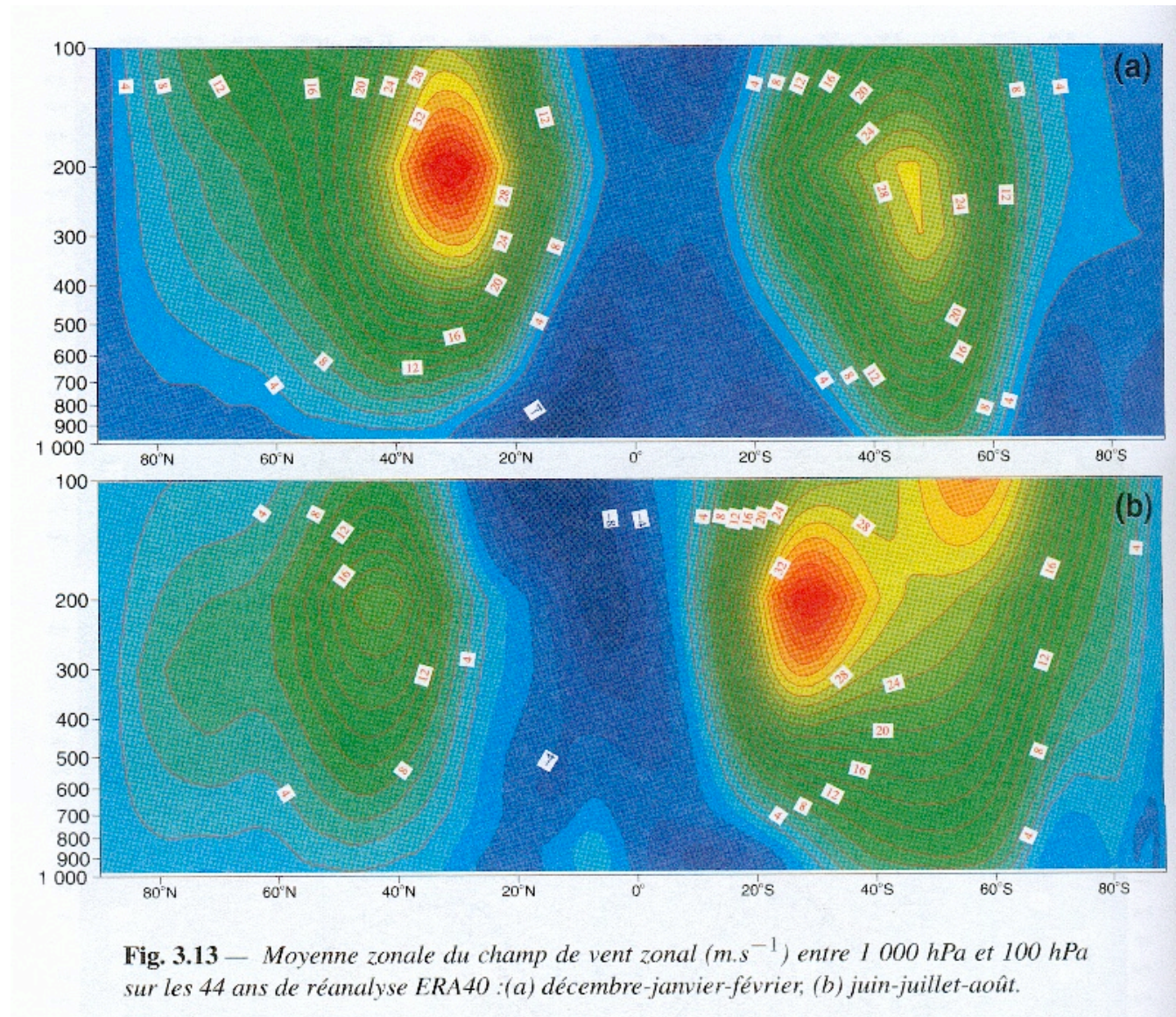
Source : <http://www.physicalgeography.net/fundamentals/7p.html>



Data: NCEP/NCAR Reanalysis Project, 1959-1997 Climatologies

Vent zonal

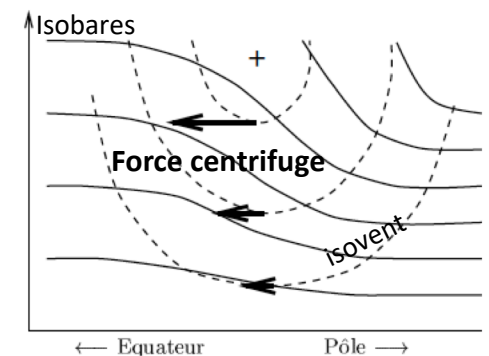
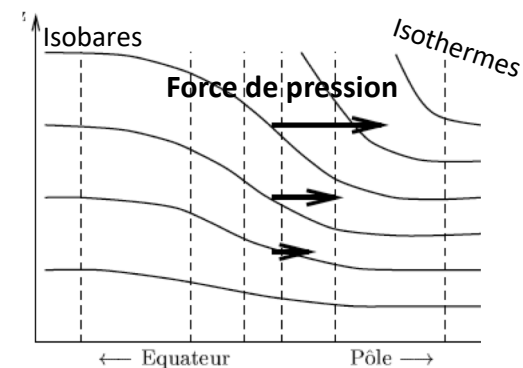
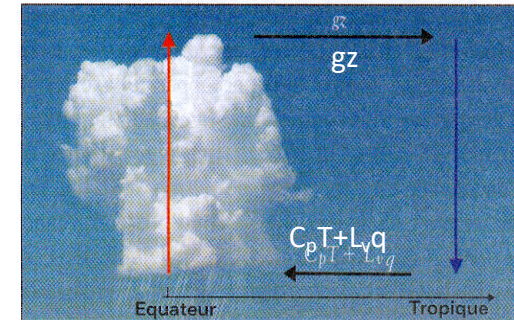
Jets d'altitude



Les composantes du système climatique

Circulation tropicale - Cellules de Hadley

Phénomène	Cause physique
Ascendance d'air chaud et humide autour l'équateur	Instabilité due à l'excès de chaleur et d'humidité
Mouvement de l'air vers les pôles	Gradient de pression Equateur-pôle
Déviation de l'air vers l'est	Force de Coriolis
Accélération (vent d'ouest)	Conservation du moment cinétique
Rappel vers l'équateur	Force centrifuge due à la rotation
Subsidence d'air vers 30° N et S	Gradient de pression en latitude - vitesse de rotation de la Terre
Retour vers l'équateur en ralentissant (vent d'est Alizés)	Conservation du moment cinétique
Transfert net d'énergie vers les tropiques (rendement ~10%)	Exportation d'énergie potentielle (gz), importation d'énergie latente ($L_v q$) et enthalpie ($C_p T$)

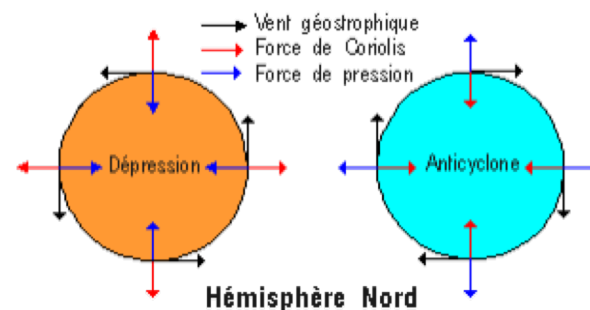
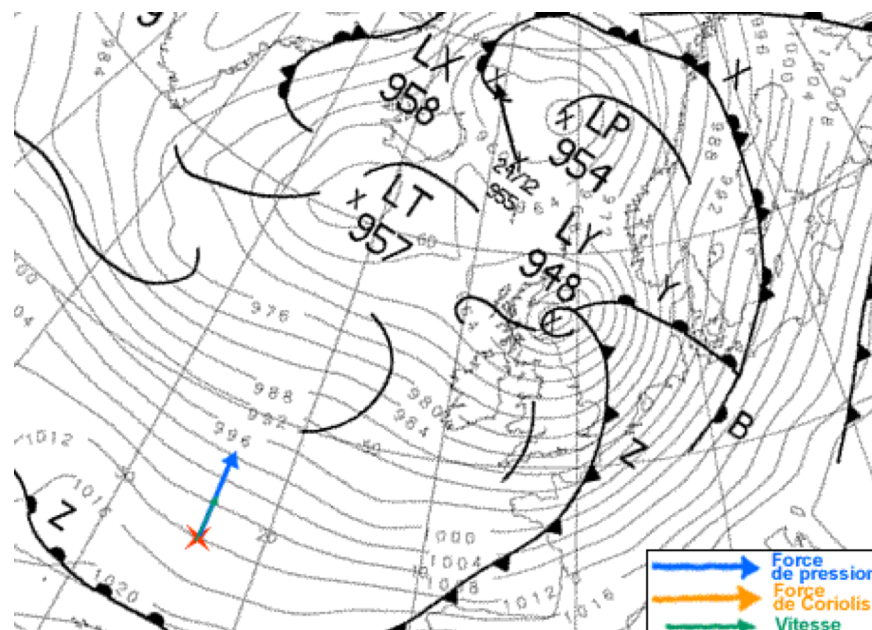
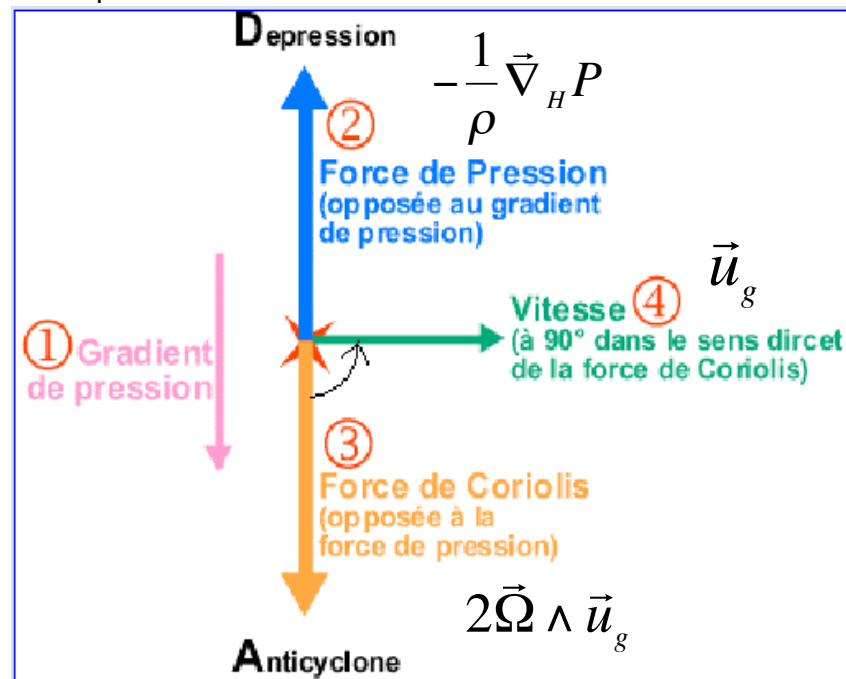


Circulation extra-tropicale – Equilibre géostrophique

Horizontalement, si on peut négliger les termes d'accélération, il y a équilibre entre force de pression et force de Coriolis :

$$2\vec{\Omega} \wedge \vec{u}_g = -\frac{1}{\rho} \vec{\nabla}_H P$$

Hémisphère nord

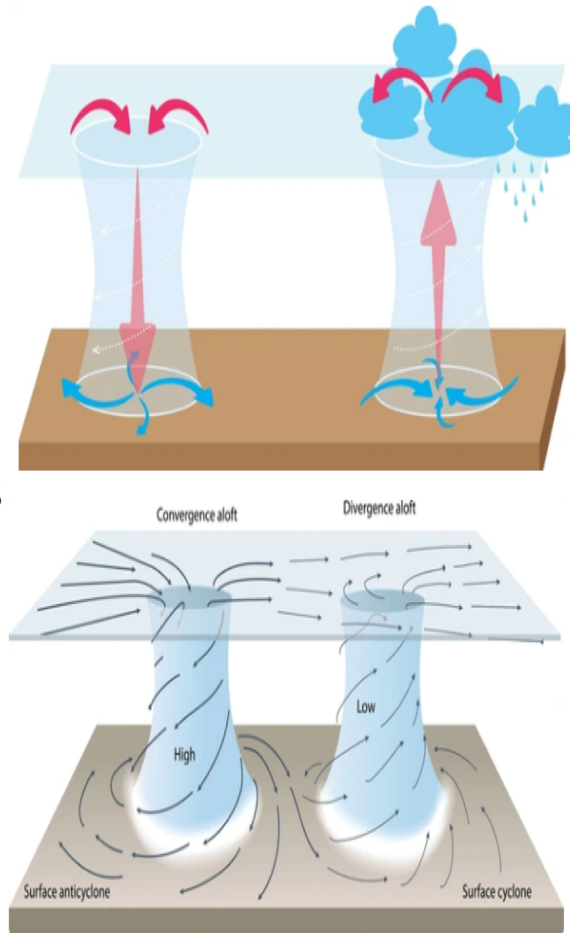


L'équilibre géostrophique dirige le sens de rotation des masses d'air autour des **dépressions** et **anticyclones**

Circulation extra-tropicale – Equilibre géostrophique

En réalité les forces de frictions de l'air en surface perturbent l'équilibre géostrophique :

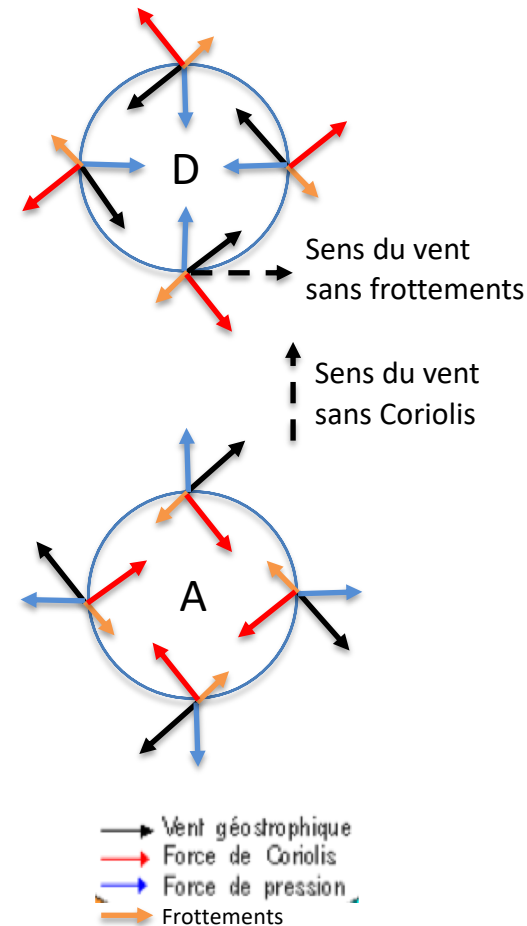
Déviaton de l'air
vers l'extérieur des
anticyclones :
→ implique une
subsidence de l'air



Anticyclone
Hautes pressions

Dépressions
Basses pressions

Déviaton de l'air
vers l'intérieur des
dépressions :
→ implique une
ascendance de l'air



Hémisphère nord

L'atmosphère – lois de conservation

Phénomènes ondulatoires : solutions possibles des lois de conservation

Ondes de gravité internes

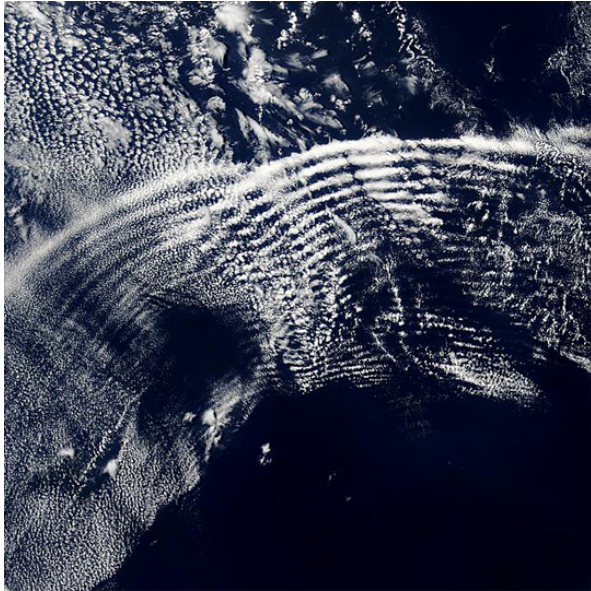
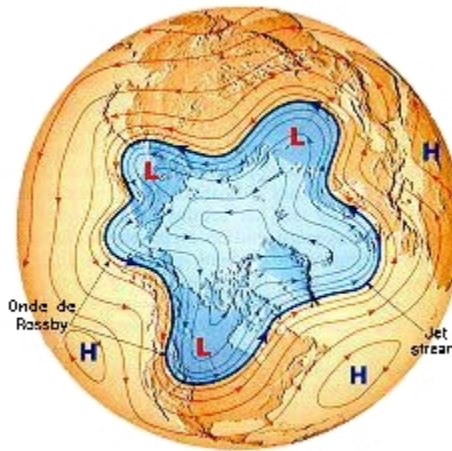


Image NASA

Variations de P concentriques créées par la chute d'une masse d'air et qui subit la poussée d'Archimède : peuvent créer des **bandes nuageuses parallèles**

Ondes de Rossby



Source NOAA-CDC

Mouvements ondulatoires de la circulation atmosphérique de grande λ , due à la **variation de la force de Coriolis selon la latitude (conservation de la vorticité potentielle)**

Ondes orographiques

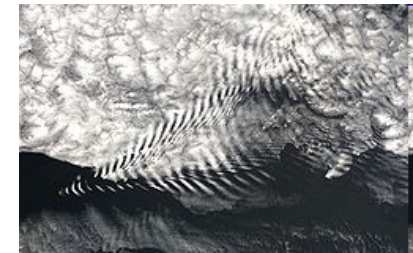
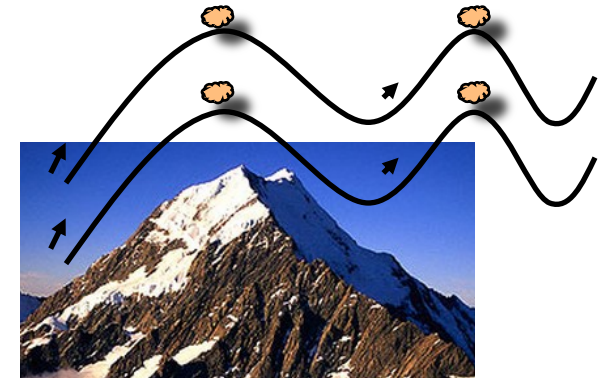


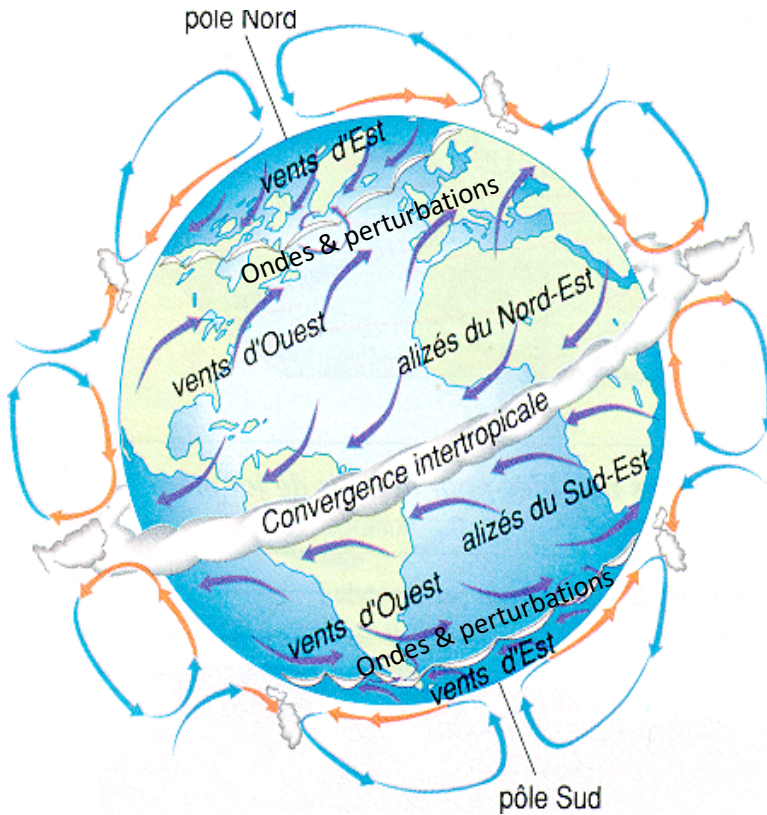
Image METEOSAT

Stable : air redescend et entre en oscillation autour d'une hauteur $\sim$ au sommet.

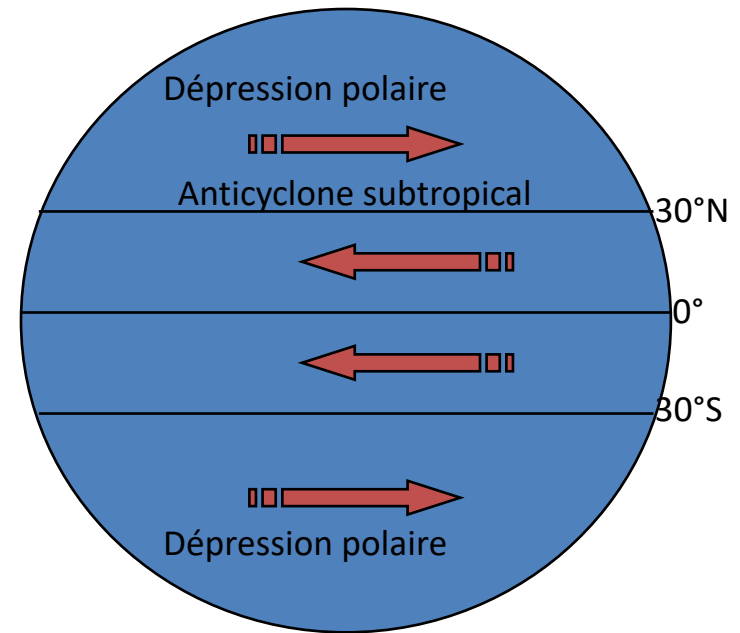
Instable : air continue de s'élever, avec ou sans oscillation

Les composantes du système climatique

L'atmosphère – Bilan de la circulation générale



Circulation troposphérique



Au-dessus des cellules de Hadley :
circulation générale stratosphérique

Source : <http://www.meted.ucar.edu>, IPSL

Océans versus atmosphère

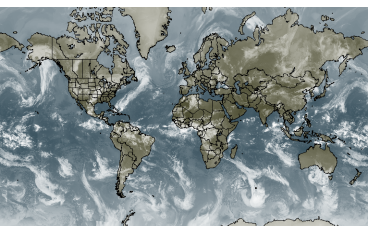


Fluides minces sur une sphère en rotation
Source d'énergie principale identique (soleil)
Importance de la couche de surface
Nécessité de paramétriser les processus sous maille

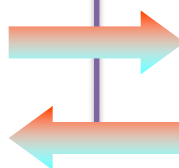


- Milieu « continu »
- Variables T, P, h (humidité)
- h importante pour échange de chaleur
- Densité baisse si h augmente
- Equation d'état simple (gaz parfaits)
- Chauffé par le bas, intrinsèquement instable (basses couches)
- Mouvements rapides (jours-semaines)
- Faible inertie
- Transparent à opaque au rayonnement

- Milieu « discontinu » (bassins)
- Variables T, P, S (salinité)
- Pas de rôle de S dans les échanges de chaleur
- Densité augmente si S augmente
- Equation d'état non linéaire
- Chauffé par le haut, stratifié = domination des processus horizontaux (vents) + thermohalins
- mouvements lents (saison, siècles)
- Forte inertie
- Opaque au rayonnement



Vent
Chaleur
Eau

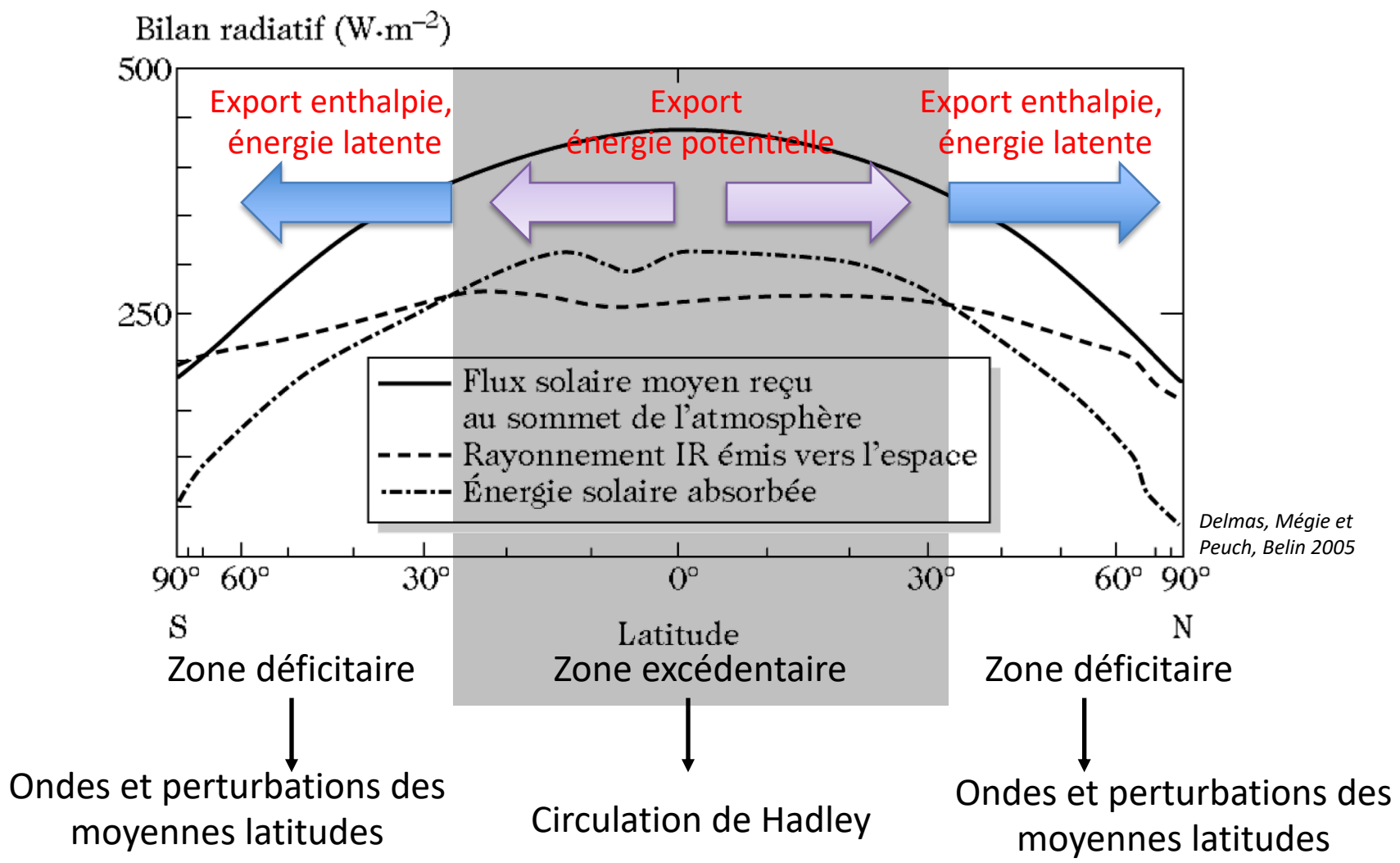


Chaleur
Eau

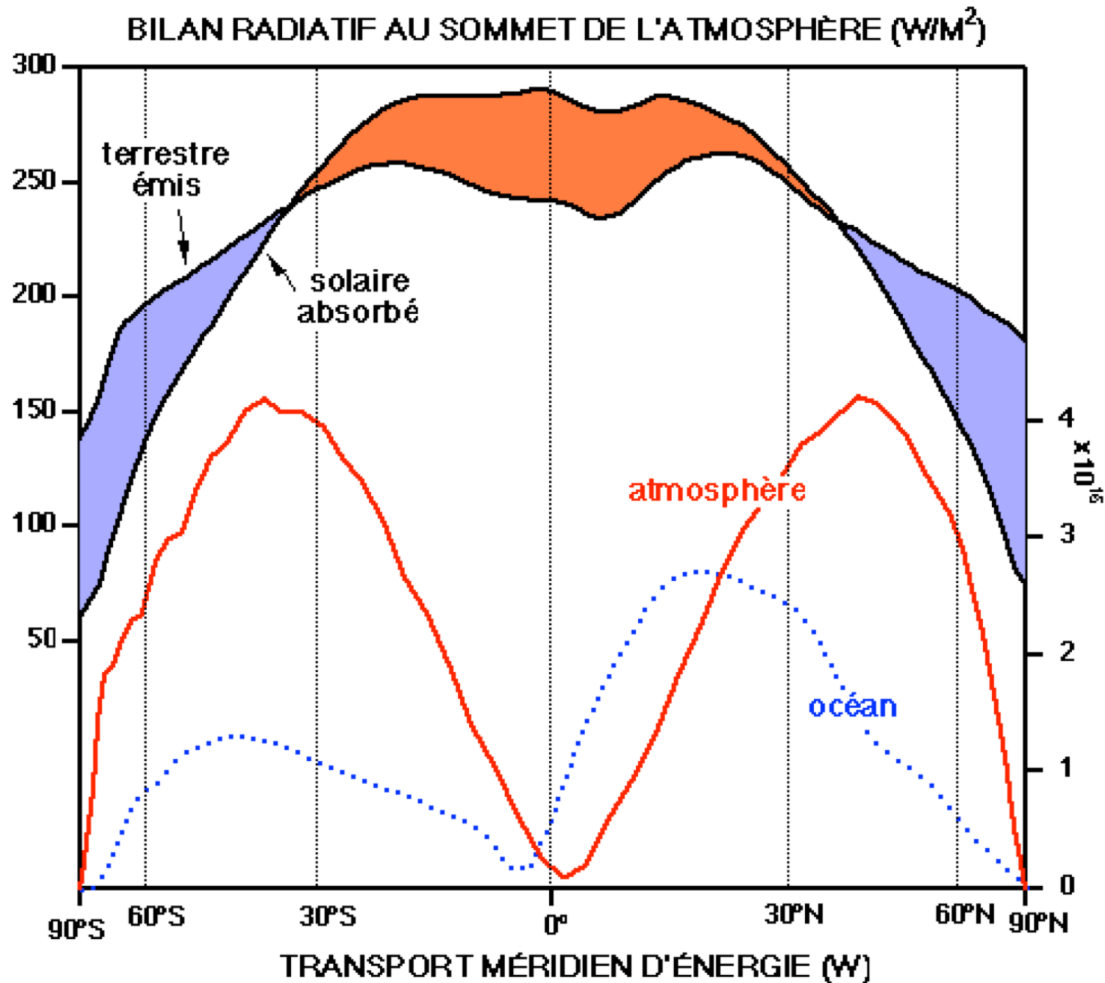


Océans et atmosphère : Bilan des transferts d'énergie

Bilan des transferts d'énergie



Océans et atmosphère : Bilan des transferts d'énergie



Source : <http://planet-terre.ens-lyon.fr/planetterre/XML/db/planetterre/metadata/LOM-repartition-energie.xml>

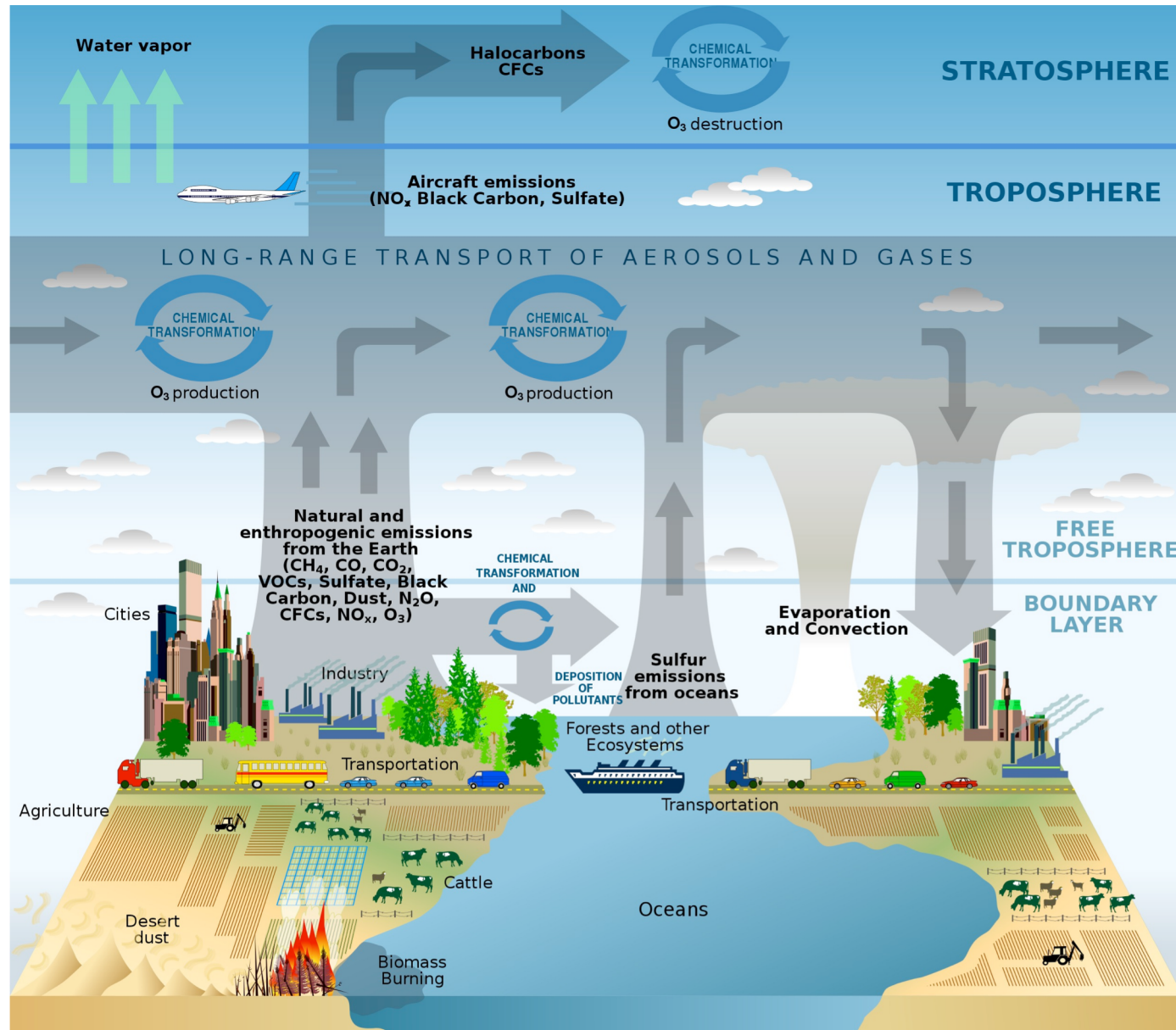
Conclusions

- La circulation atmosphérique contribue à équilibrer le bilan radiatif régional de la Terre grâce au transport d'énergie potentielle, enthalpie, et latente
- La circulation tropicale s'organise en cellules de Hadley-Walker à forte symétrie zonale dans chaque hémisphère. Ces cellules convertissent l'excès d'enthalpie et d'humidité équatoriaux en énergie potentielle exportée vers 30° de latitude. La cellule de l'hémisphère d'hiver est plus intense que celle de l'hémisphère d'été. Le rendement des cellules de Hadley est de l'ordre de 10%.
- L'extension des cellules de Hadley-Walker est limitée à moins de 30° de latitude par la vitesse de rotation de la Terre.
- L'état moyen des moyennes latitude forme la zone barocline de grande échelle (fort gradient thermique pôles-tropiques, courant jet d'ouest en altitude et gradient de pression en quasi-équilibre géostrophique avec le vent).
- La circulation des moyennes latitudes est caractérisée par des perturbations transitoires et des ondes stationnaires qui se développent dans la zone barocline et qui transportent de l'énergie sous forme enthalpie et latente vers les pôles.

Plan indicatif

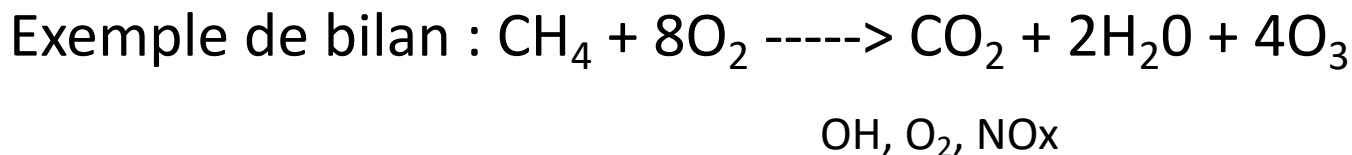
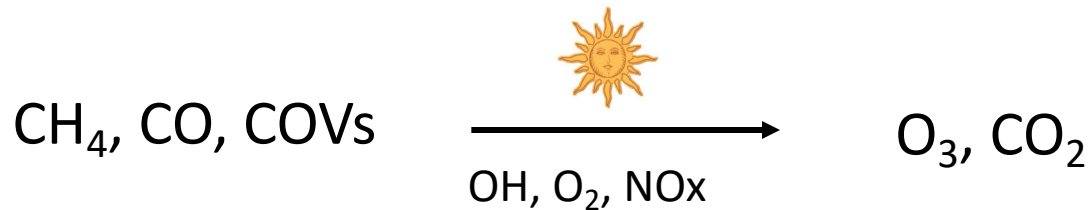
- Caractéristiques horizontales de l'atmosphère
- Caractéristiques verticales de l'atmosphère
- Un outil pour étudier l'atmosphère : l'émaigramme
- Exercices
- Un peu de transfert de rayonnement
- N'oublions pas l'effet de serre !
- ... et les conséquences du bilan énergétique
- ... et le transport d'énergie à grande échelle
- ... et la pollution

Devenir des émissions de polluants

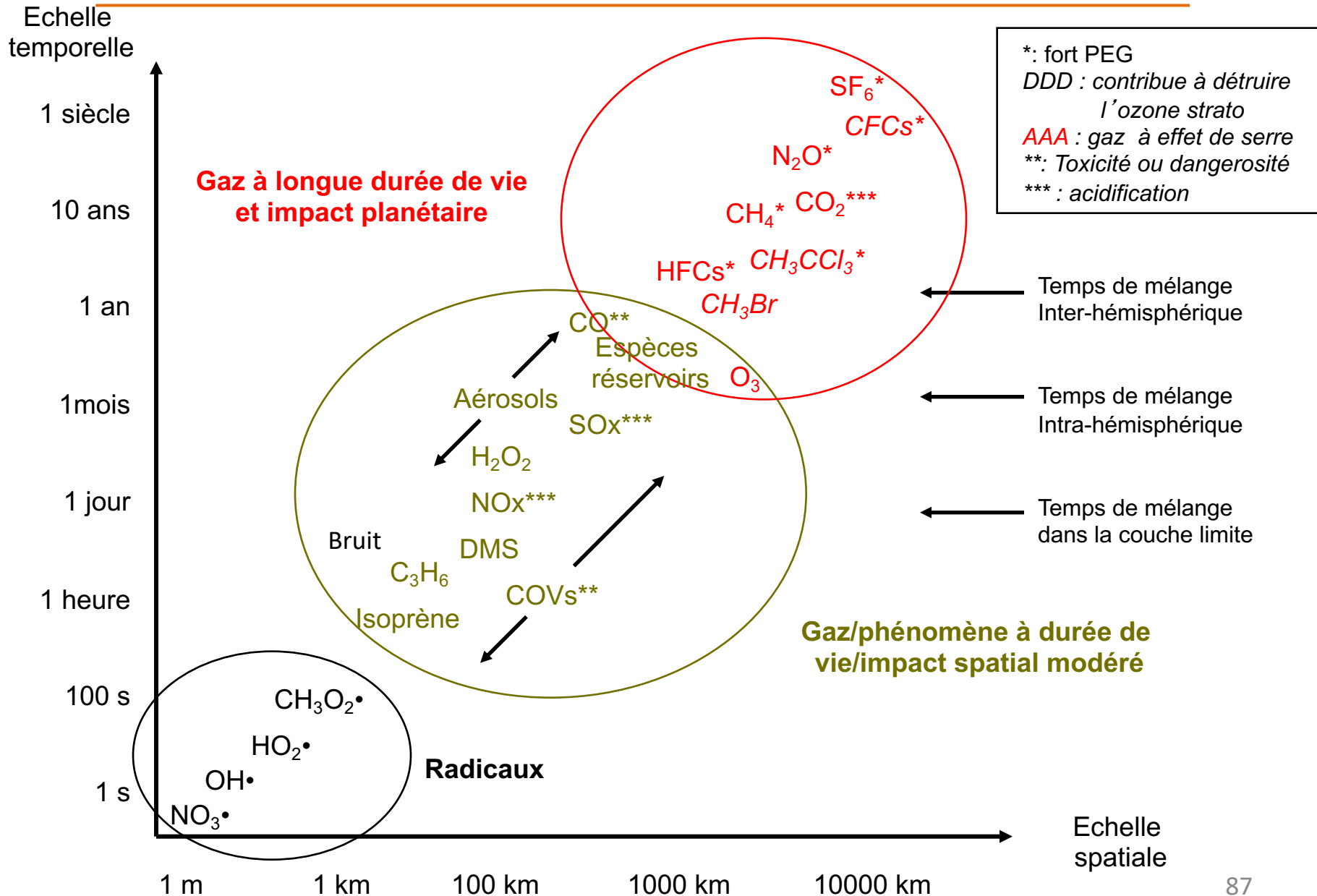


Un polluant secondaire : l'ozone troposphérique

- Certains polluants ne sont pas émis directement mais produits dans le milieu
- Exemple de l'Ozone (O_3) dans la troposphère : Il se forme par réactions de photo-oxydation des composés carbonés (CO , CH_4 , COVs) en présence d'oxyde d'azote (NO_x) et de lumière :

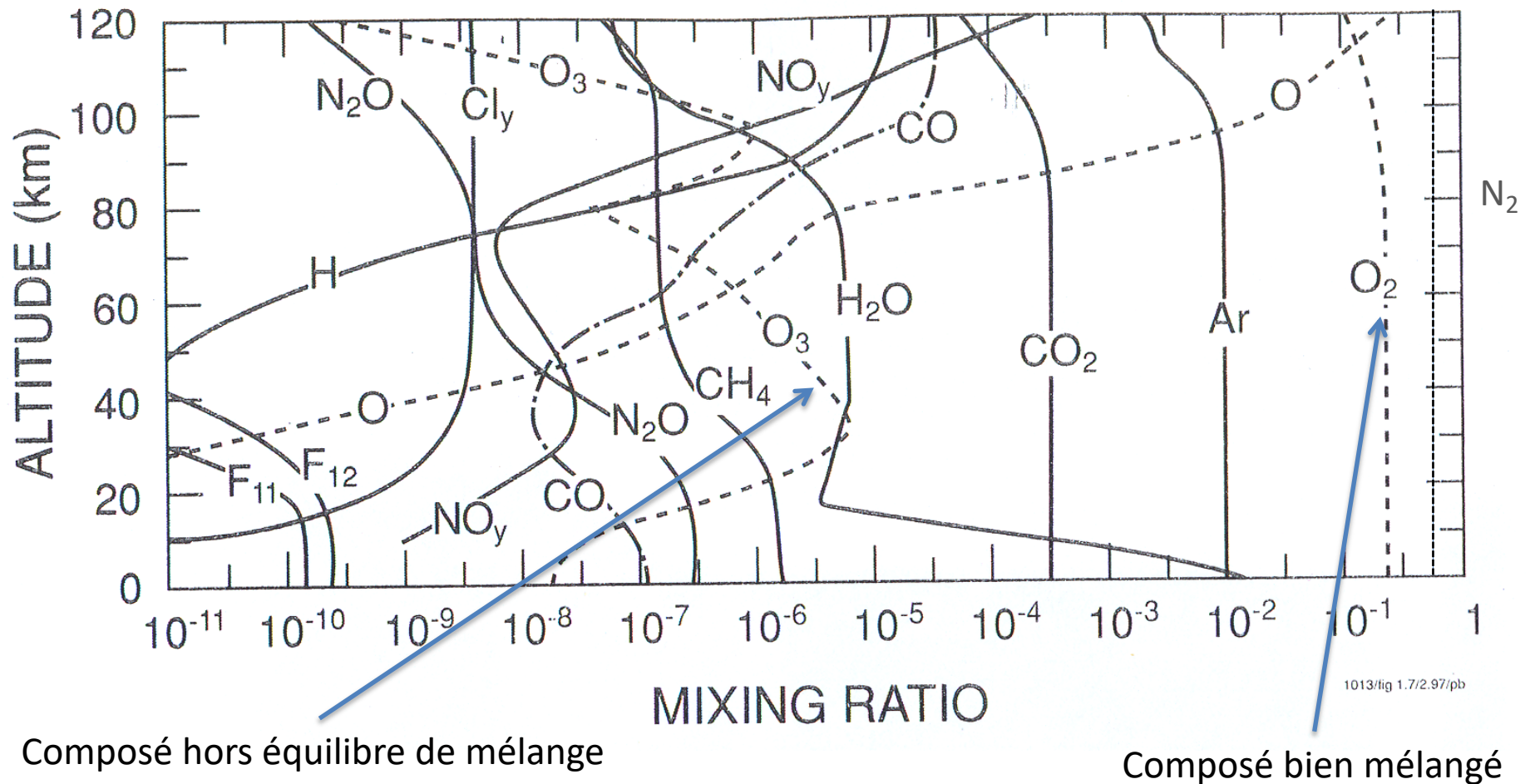


Classification espace/temps des composés atmosphériques

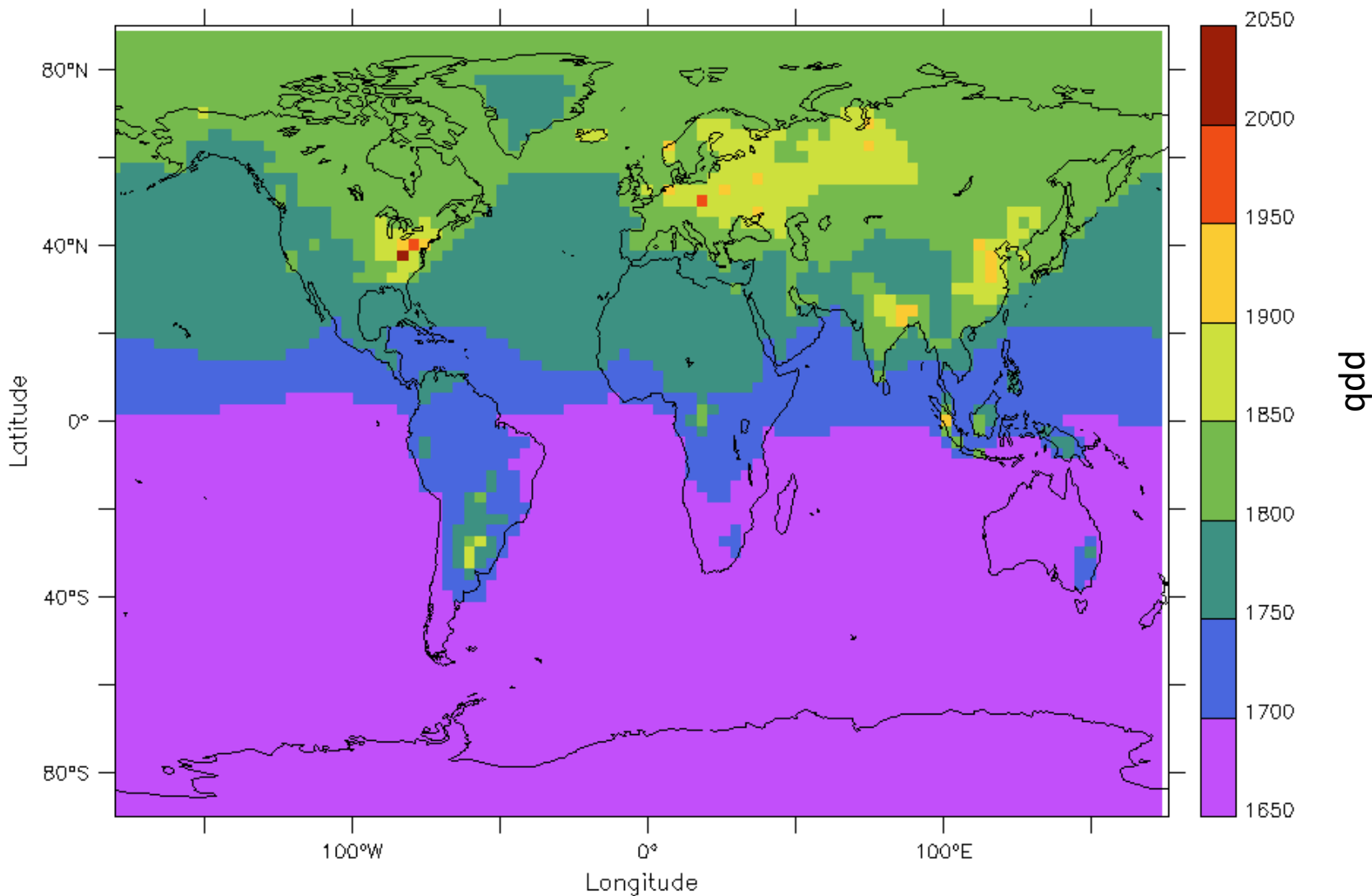


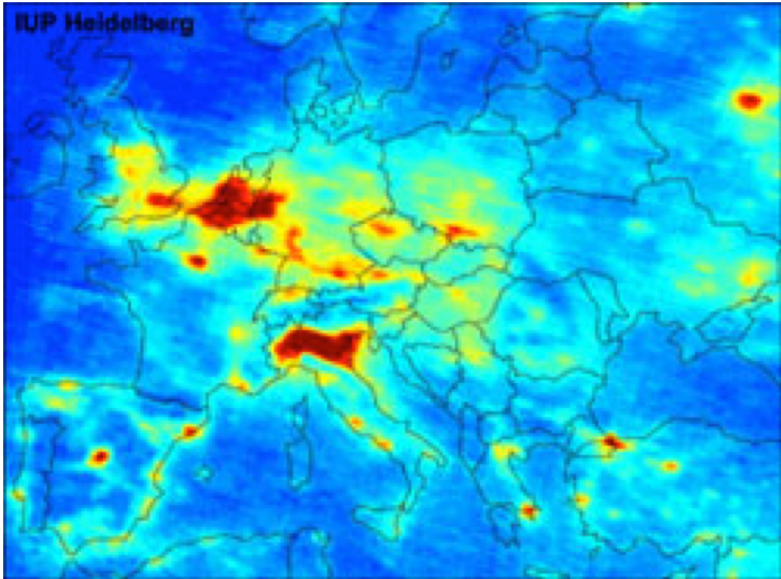
Les enveloppes superficielles : l'atmosphère

Distribution verticale des principaux constituants atmosphériques.



Espèce à longue durée de vie (10 ans) : CH₄



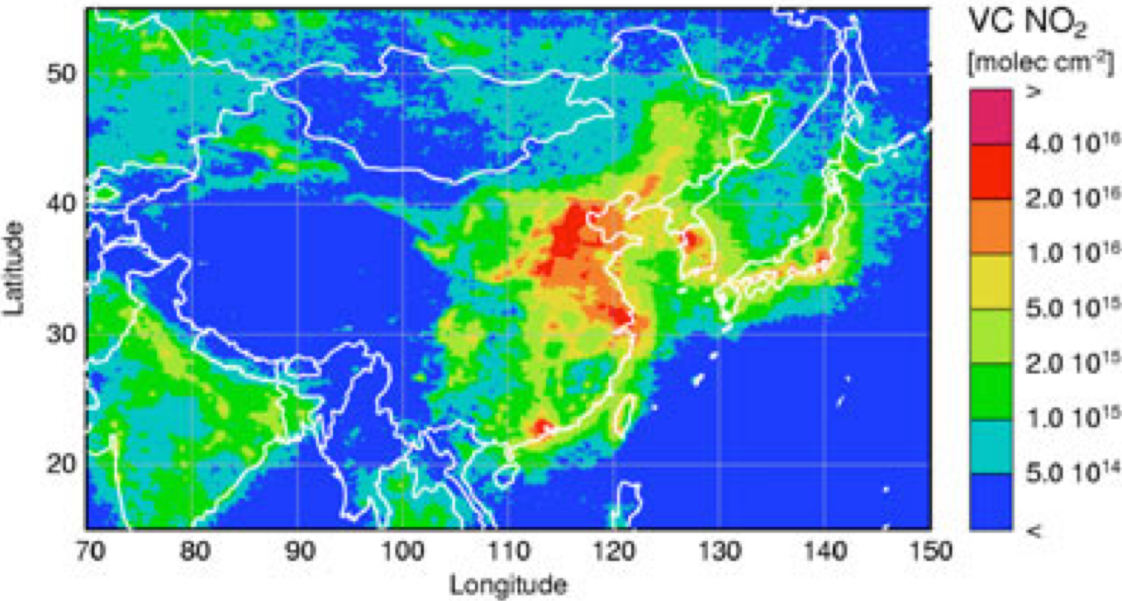


<http://www.aecc.be/content/images/europe.jpg>

En Europe

Espèce à courtes durée de vie (qq jours) : NO₂ depuis l'espace

En Asie



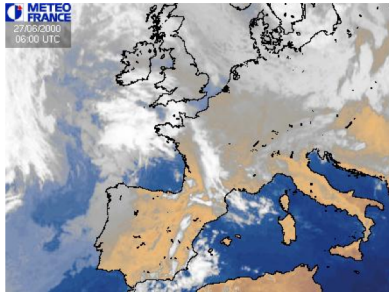
http://www.esa.int/esaCP/SEMCZD7X9DE_Switzerland_fr_0.html

3 échelles de pollution/perturbation dans l'air



Perturbation à l'échelle planétaire

- Composés à longue durée de vie comme les gaz à effet de serre : CO_2 , CH_4 , N_2O , SF_6 , O_3 stratosphérique, ...
- Echelle temporelle = 1 an - 100 ans



Pollution régionale à continentale

- Polluants secondaires produits à partir des polluants primaires : NO_2 , O_3 troposphérique, CO, acidité, ...
- Echelle temporelle : 1jour - 1 mois



Pollution de proximité urbaine ou industrielle

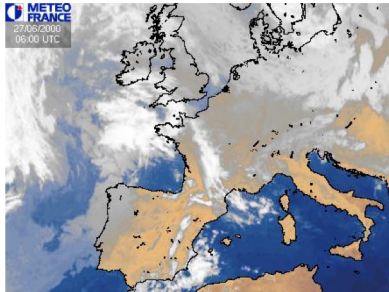
- Polluants primaires : NO_x , COVs, HAP, dioxines, ...
- Echelle temporelle = 1h - 1 semaine

3 échelles de pollution/perturbation dans l'air



Perturbation à l'échelle planétaire

---> Transport grande échelle



Pollution régionale à continentale

---> Transport dans la couche limite atmosphérique

---> Impact des conditions de transport grande échelle



Pollution de proximité urbaine ou industrielle

---> Transport dans la couche limite atmosphérique

---> Effets locaux

Conclusions

- La concentration d'un polluant dans l'atmosphère est la résultante :
 - D'une source (émission ou production)
 - D'un transport par les processus atmosphériques (advection, diffusion turbulente, convection) dans la couche limite puis dans l'atmosphère libre
 - D'une possible transformation chimique, nucléaire ou par rayonnement, ou d'un dépôt, l'ensemble formant les puits de l'espèce étudiée
- Les facteurs physiques (rayonnement, météo, couche limite, dépôt) influencent fortement les concentrations de polluants et son le plus souvent critiques pour déterminer les épisodes de pollution atmosphérique.
- Le temps de vie des polluants dans l'atmosphère détermine leur impact spatial (de local/couche limite à planétaire) et les gradients observés. Le transport atmosphérique peut moduler cela.