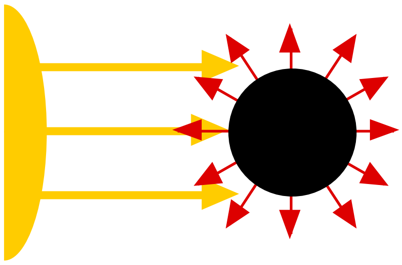
3- BILAN RADIATIF



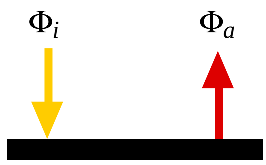
• *Bilan radiatif d'un corps noir*

Rappel : un corps noir sphérique situé à la distance *d* du soleil (orbite terrestre) reçoit un flux incident (au niveau de la haute atmosphère dans le cas de la terre) :

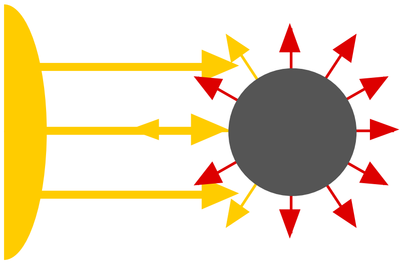
$\Phi_i = \dfrac{E_0}{4} \approx 342 \text{ W/m}^2$ (E_0 constante solaire)

D'après la loi de Stefan, il est porté à la température :

$$\Phi_i = \sigma T^4 \Rightarrow T = \sqrt[4]{\frac{\Phi_i}{\sigma}} - 273 = \sqrt[4]{\frac{342}{5{,}67.10^{-8}}} - 273 \approx 57\,°\text{C}$$



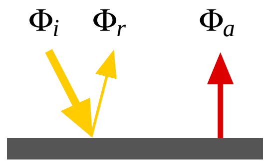
Ce flux incident est entièrement absorbé puis réfléchi sous forme de radiations infrarouge (loi de Wien) : $\Phi_i = \Phi_a$.



• *Bilan radiatif d'un corps gris*

Cas d'un objet qui n'absorbe qu'une partie du flux reçu :

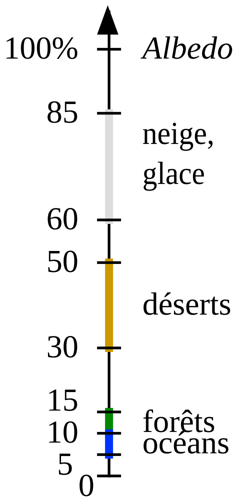
coefficient de réflexion ou *albedo :* $0 < \alpha = \dfrac{\Phi_{réfléchi}}{\Phi_{incident}} = \dfrac{\Phi_r}{\Phi_i} < 1$



Le flux incident $\Phi_i = \Phi_r + \Phi_a$ est :

- partiellement réfléchi : $\Phi_r = \alpha\Phi_i$
- partiellement absorbé : $\Phi_a = (1–\alpha).\Phi_i$

• *Bilan radiatif de la terre*

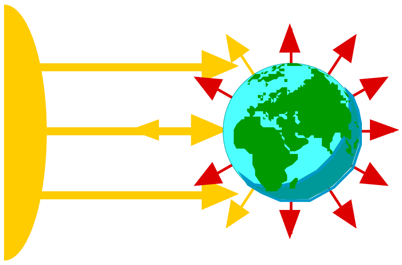


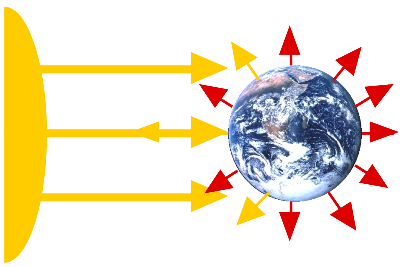
Albedo terrestre moyen ≈ 30% ($\Leftrightarrow k \approx 0{,}7$)
Le flux solaire moyen mesuré au niveau du sol vaut environ :

$\Phi_a \approx 0{,}7.\Phi_i \approx 240 \text{ W/m}^{-2}$

La température d'équilibre sans atmosphère serait :

$$T = \sqrt[4]{\frac{\Phi_a}{\sigma}} - 273 = -18\ \ °\text{C}$$





• *Effet de serre : forçage radiatif*

La température moyenne de surface observée au niveau du sol est d'environ 15°C.

L'effet de serre est donc de : $\Delta T = 15–(–18] = 33°\text{C}$

Le flux équivalent reçu au sol est donc :

$$\Phi_s = \sigma T^4 = 5{,}67.10^{-8}(273+15)^4 = 390 \text{ W/m}^2$$

Tout se passe comme s'il existait un surplus de rayonnement reçu appelé *forçage radiatif* de :

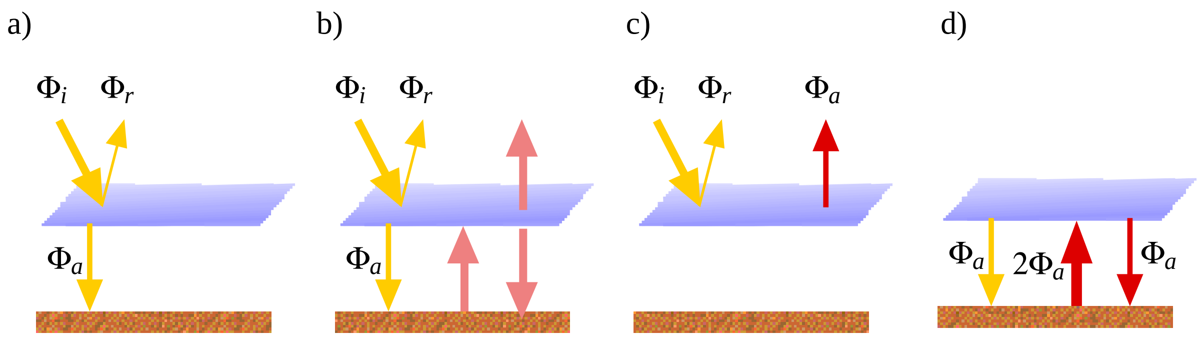
$$\Phi_m = \Phi_s - \Phi_a = 390 – 240 = + 150 \text{ W/m}^2$$

ISBN 2-9520781-0-6

• *Effet de serre : bilan radiatif ultra-simplifié*

Sont symbolisés l'atmosphère (en bleu) et le sol (en marron).

Rappel : condition d'équilibre des bilans radiatifs : $\sum\Phi_{\text{reçu}} = \sum\Phi_{\text{émis}}$ (sinon les températures augmenteraient indéfiniment...)



a) La part Φ_a du flux incident Φ_i (appartenant au domaine visible principalement) qui n'est pas directement réfléchie dans l'espace traverse l'atmosphère puis atteint le sol. On a : $\Phi_i = \Phi_r + \Phi_a$

b) En absorbant ce flux, celui-ci s'échauffe et émet un flux infrarouge en direction de l'atmosphère Celle-ci réémet un flux semblable dans toutes les directions (vers l'espace et vers le sol)

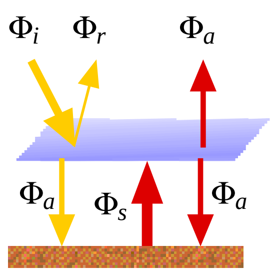
c) Condition d'équilibre du bilan radiatif espace-atmosphère : $\Phi_i = \Phi_r + \Phi_a$

d) Par raison de symétrie, on suppose que le flux émis par l'atmosphère vers le bas est le même que le flux Φ_a qu'elle émet vers le haut.

⇒ la condition d'équilibre du bilan radiatif atmosphère-sol s'écrit : $\Phi_a + \Phi_a = 2\Phi_a$.

⇒ conclusion : recevant un flux $2\Phi_a$ depuis le sol, l'atmosphère est principalement chauffée par le bas.

Remarque : dans ce dernier schéma, tout se passe comme si l'atmosphère absorbait complétement le rayonnement IR $\Phi_s = 2\Phi_a$ *venu du sol !*



ISBN 2-9520781-0-6

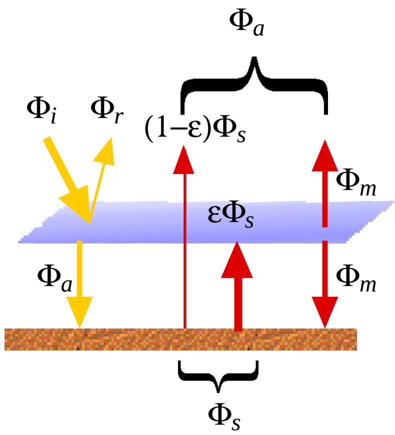
• *Effet de serre : un modèle simplifié*

En pratique, l'atmosphère n'absorbe qu'une partie du rayonnement IR venu du sol, dans une proportion ε appelée "absorptivité". Soit :

$\Phi_s = \varepsilon\Phi_s$ [flux absorbé]+ $(1-\varepsilon)\Phi_s$ [flux transmis]

$\Phi_a = (1-\varepsilon)\Phi_s + \Phi_m$ [flux réémis par l'atmosphère]

$\Phi_s = \Phi_a + \Phi_m$



De là on calcule, sachant que Φ_S = 390 W/m^2 ; Φ_a = 240 W/m^2 ; Φ_m= 150 W/m^2 :

$$\varepsilon = \frac{2\Phi_m}{\Phi_s} \approx 0,77$$

$$\Phi_s = \frac{\Phi_a}{1-\frac{\varepsilon}{2}} \Rightarrow d\Phi_s = \frac{d\Phi_a}{1-\frac{\varepsilon}{2}} .$$

Le forçage radiatif au sommet de l'atmosphère est estimé selon la formule suivante, où C est la concentration en CO_2 actuelle ou prévue et C_0 la concentration durant l'ère pré-industrielle :

$$d\Phi_a \approx 5.\ln\frac{C}{C_0}$$

Pour un doublement de C, on trouve : $d\Phi_a \approx$ 3,5 W/m^2 $\Rightarrow d\Phi_S \approx$ 5,5 W/m^2

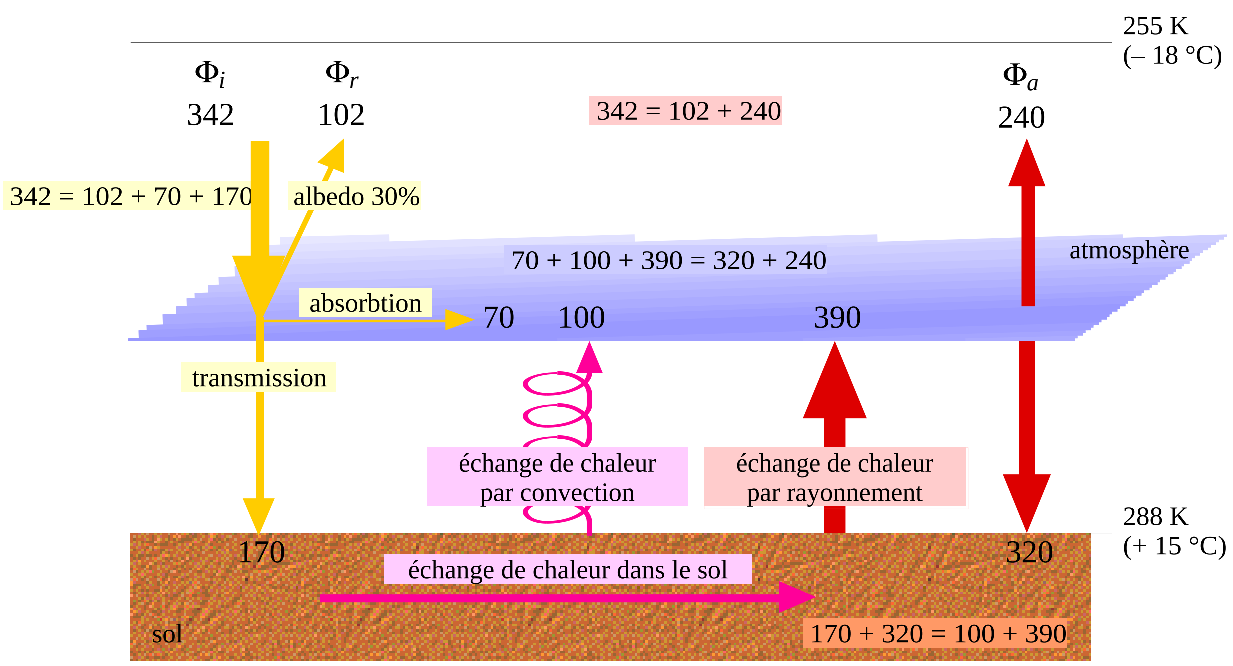
Sachant que T_S = 288 K et que $\Phi_s = \sigma T_s^4$ on trouve : $dT_s = \frac{T_s}{4}.\frac{d\Phi_s}{\Phi_s} \approx 0,18.d\Phi_s \approx 1\,K$

A un doublement de la concentration en CO_2 correspondrait une élévation moyenne des températures mesurées au sol d'environ 1 °C.

ISBN 2-9520781-0-6

• ***Schéma détaillé des flux*** (en W/m^2, ainsi que les bilans radiatifs (solaire, atmosphérique, terrestre).
Source : Kiehl, J., and K. Trenberth, 1997: Earth's annual global mean energy budget. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, **78**, 197–206. *Cité dans :* IPCC Fourth Assessment Report (AR4), *Climate Change 2007 :* The Physical Science Basis, Chapter 1: Historical Overview of Climate Change Science, page 96.

Dans ce dernier schéma, on tient compte également des échanges de chaleur par évapo-transpiration et par convection.



• ***Conclusion***
Il faut ensuite tenir compte des rétroactions présentes au niveau des océans (par ex : étendue et épaisseur des banquises), dans la biosphère (par ex. : croissance des végétaux selon la quantité de CO_2 présente dans l'atmosphère), des sols (par ex. : conséquences de l'échauffement du pergélisol artique), dans l'atmosphère elle-même (par ex. : formation et rôle des nuages, pluviométrie), etc. Les modèles de calcul qui tiennent compte de ces rétrocations convergent vers la conclusion suivante : ces rétroactions sont, dans l'ensemble, positives, ce qui rend le climat instable et augmente ainsi l'élévation de température prédite, dans une fourchette comprise entre 2 et 6°C...

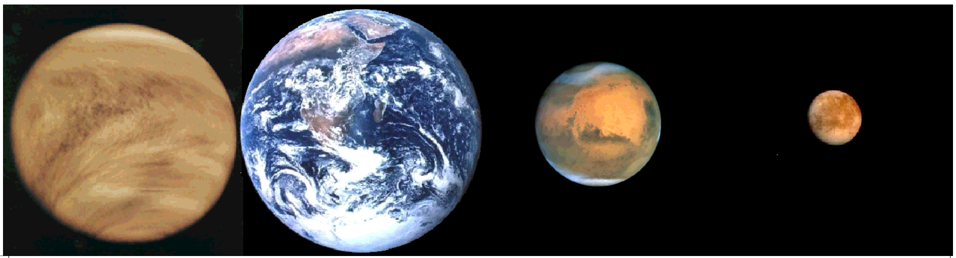
ISBN 2-9520781-0-6

* * * * * * * * * * * * * * * * * * COMPLEMENTS *

• *Autres planètes : exemples de calculs*

$$\Phi_a = (1-\alpha)\Phi_i \quad avec \quad \Phi_i = \frac{E_0}{4} \; ; \; E_0 = \frac{\Phi}{4\pi d^2} \; ; \; \Phi = 3{,}87.10^{26} \text{ W}$$

$$T = \sqrt[4]{\frac{\Phi_a}{\sigma}} - 273$$



	Venus	Terre	Mars	Europa (satellite de Jupiter)
Distance [unité astronomique]	0,723	1	1,524	5,203
Albedo	0,76	0,3	0,16	0,64
Flux absorbé [W/m2]	157	240	124	4,6
Température d'équilibre [°C]	-44	-18	-57	-178
Température observée [°C]	425	15	-50	-145
Effet de serre [K ou °C]	469	33	7	33
Composition de l'atmosphère	96% CO_2	N_2 ; O_2 ; traces H_2O, CO_2	95% CO_2	*effet gravitationnel*
Pression atmosphérique au sol	95	1	0,02	-

• *Influence de la distance Terre-Soleil*

De janvier à juillet, la distance Terre-Soleil varie d'environ 3,6% à cause de l'excentricité de l'orbite terrestre. Or :

$$\left.\begin{aligned} \Phi_a &= (1-\alpha)\frac{\Phi}{4.4.\pi.d^2} \\ T_{[K]} &= \sqrt[4]{\frac{\Phi_a}{\sigma}} \end{aligned}\right\} \Rightarrow T_{[K]} = \frac{1}{2\sqrt{d}}\sqrt[4]{\frac{(1-\alpha)\Phi}{\sigma\pi}} \Rightarrow \log T_{[K]} = -\frac{1}{2}\log d + c^{te} \Rightarrow \frac{\Delta T}{T} = \frac{1}{2}\frac{\Delta d}{d}$$

Cette variation de distance correspond donc à une variation de la température d'équilibre de 1,8%, soit, pour T = 255 K, environ 5 degrés d'écart entre l'hiver et l'été.

• *Générateur photovoltaïque*

Un générateur photovoltaïque de rendement η et de surface S, placé au niveau du sol, orienté perpendiculairement à la direction du soleil, fournit pendant une durée t une énergie :

$$W = \eta.k.E_0.S.t \quad \text{soit environ } \eta \times 1 \text{ kWh/m}^2$$

ISBN 2-9520781-0-6