



SCA7002

Physique de l'atmosphère

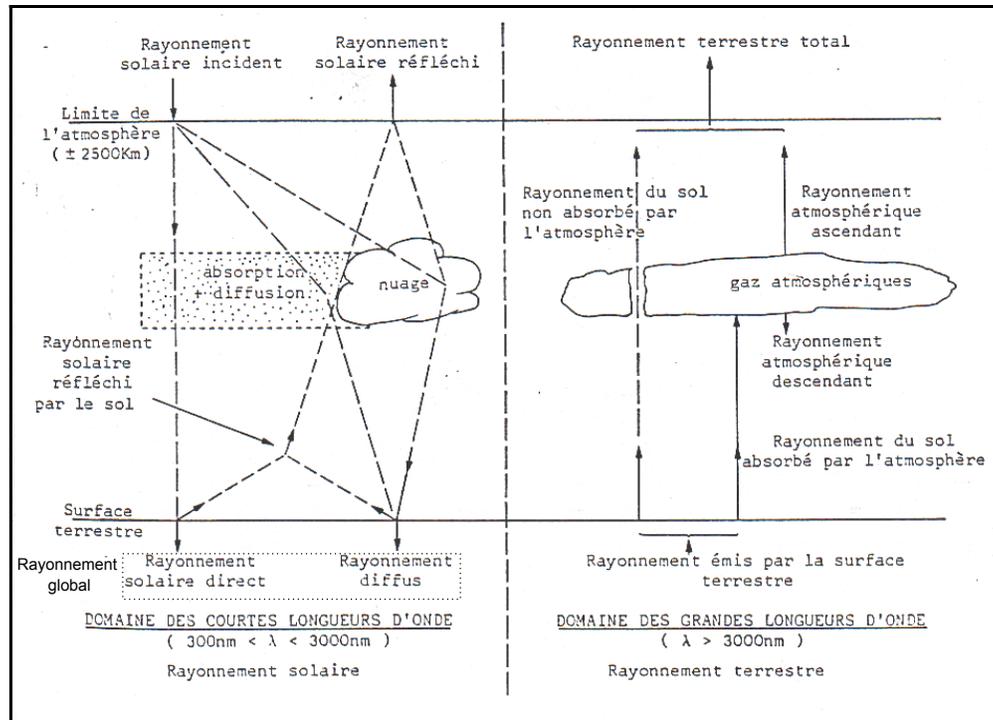
Table des matières

4. Les bilans d'énergie

- Le rayonnement solaire, atmosphérique, et terrestre
- Bilan d'énergie
 - Bilan global d'énergie
 - Bilan zonal du rayonnement
 - Cycles saisonnier de la température de surface
 - Bilan radiatif journalier près de la surface

LE RAYONNEMENT SOLAIRE, ATMOSPHERIQUE, ET TERRESTRE

L'énergie radiative du Soleil subit de profondes modifications en traversant l'atmosphère en raison de *l'absorption* et de *la diffusion*. À la surface de la Terre, on observe non seulement le *rayonnement solaire direct* mais aussi le *rayonnement diffus* qui provient de chaque point dans l'atmosphère. Ces deux rayonnements constituent le *rayonnement global* dont une partie est réfléchie par la surface et l'autre absorbée. Ce rayonnement absorbé réchauffe le sol et devient une source pour l'atmosphère. La somme de toutes les formes de rayonnement s'appelle *rayonnement net*, i.e. la différence entre le rayonnement global et le *rayonnement effectif* de la surface de la Terre. Ces flux radiatifs ont tous des composantes spectrales différentes. L'expérience montre que, pratiquement, toute l'énergie radiative solaire directe, diffuse et réfléchi se trouve dans la région $0,2 \mu\text{m} < \lambda < \sim 5 \mu\text{m}$. On appelle le rayonnement solaire *rayonnement court*. Par contre, le rayonnement thermique de la surface de la Terre et de l'atmosphère est appelé *rayonnement long* ou rayonnement terrestre. L'atmosphère est aussi réchauffée sous forme de flux turbulents par le bas (*chaleur latente et sensible*).



Représentation schématique des diverses composantes des rayonnements solaires et terrestres
(rayonnement solaire $S=1,361 \text{ kWm}^{-2}$)

Taux d'échauffement d'une
parcelle d'air

Le **taux d'échauffement d'une parcelle d'air** est donné par la première loi de la thermodynamique :

$$\left. \begin{aligned} \delta q &= dh - \alpha dp \\ dh &= c_p dT \\ d\Phi &= g dz = -\alpha dp \end{aligned} \right\} \Rightarrow \frac{dq}{dt} = \frac{d}{dt} (c_p T + \Phi)$$

puisque l'atmosphère est presque en équilibre hydrostatique. Le terme $(c_p T + \Phi)$ est fréquemment appelé «**énergie statique**» de la parcelle d'air.

Il reflète les effets combinés de plusieurs processus physiques :

- Absorption de **rayonnement solaire** ;
- Absorption et émission de **rayonnement terrestre** ;
- Échanges de **chaleur latente** ;
- Échanges de **chaleur sensible** par mélange chaotique des molécules (conduction) ;
- Échanges de **chaleur sensible** par mélange turbulent.

En résumé :

$$\frac{dq}{dt} = R + LH + S_h$$

Où R est le taux d'échauffement par rayonnement net, LH le taux d'échange de chaleur latente et S_h le taux d'échange de chaleur sensible.

Le terme LH peut être relié à la variation de l'**humidité spécifique** q_v de la parcelle d'air :

$$\frac{dq_v}{dt} = \left(\frac{dq_v}{dt} \right)_p + \left(\frac{dq_v}{dt} \right)_e$$

où $\left(\frac{dq_v}{dt} \right)_p$ est le taux de variation de l'humidité spécifique due au changement de phase à l'intérieur de la parcelle et $\left(\frac{dq_v}{dt} \right)_e$ la variation due aux échanges avec l'environnement.

Par conséquent :

$$LH = -\ell_v \left(\frac{dq_v}{dt} \right)_p = -\ell_v \frac{dq_v}{dt} + \ell_v \left(\frac{dq_v}{dt} \right)_e$$

Par définition, $S_e \triangleq \ell_v \left(\frac{dq_v}{dt} \right)_e$ est le terme d'échange.

On obtient ainsi :

$$\frac{dq}{dt} = R - \ell_v \frac{dq_v}{dt} + S_h + S_e$$

Or,

$$\frac{dq}{dt} = \frac{d}{dt}(c_p T + \Phi)$$

$$\Rightarrow \frac{d}{dt}(c_p T + \Phi + \ell_v q_v) = R + S_h + S_e$$

Le terme $(c_p T + \Phi + \ell_v q_v)$ est appelé «*énergie statique humide*» de la parcelle d'air.

Bilan d'énergie dans l'atmosphère

Pour toute l'atmosphère globalement et sur des longues périodes de temps :

$$\frac{d}{dt} \left\{ \overline{c_p T + \Phi + \ell_v q_v} \right\} = 0$$

et par conséquent :

$$\left\{ \overline{R + S_h + S_e} \right\} = 0$$

où $\{ \dots \}$ indique l'intégral sur toute la masse atmosphérique et $\overline{\quad}$ la moyenne sur une longue période de temps

Bilan d'énergie à la surface de la Terre

À la surface de la Terre, la moyenne globale sur des longues périodes de temps du flux vertical de chaleur dans le sol est donnée par :

$$\left[\overline{F_G \uparrow} \right] = \left[\overline{F_n \uparrow} \right] + \left[\overline{F_h \uparrow} \right] + \left[\overline{F_e \uparrow} \right]$$

où F_n est l'irradiance nette, F_h et F_e les flux de chaleur sensible et latente et [...] est la moyenne sur toute la face de la Terre.

Si on décompose l'irradiance nette en rayonnement de grandes, F_L , et de courtes, F_S , longueurs d'onde, on obtient :

$$\left[\overline{F_n \uparrow} \right] = \left[\overline{F_L \uparrow} \right] - \left[\overline{F_L \downarrow} \right] - \left[\overline{F_S \downarrow} \right]$$

et à la surface de la Terre :

$$\left[\overline{F_G \uparrow} \right] = \left[\overline{F_L \uparrow} \right] - \left[\overline{F_L \downarrow} \right] - \left[\overline{F_S \downarrow} \right] + \left[\overline{F_h \uparrow} \right] + \left[\overline{F_e \uparrow} \right]$$

Bilan d'énergie du système Terre

Comme $\left[\overline{F_G \uparrow} \right]$ est petit et l'énergie stockée dans l'atmosphère ne change pas, la moyenne globale sur des longues périodes de temps du flux net d'énergie au sommet de l'atmosphère est très petite. Par conséquent, puisque les transferts radiatifs sont responsables de tout échange d'énergie entre la Terre et le reste de l'univers, **le système Terre est près de l'équilibre radiatif**. Pour cela, l'irradiance moyenne aux grandes longueurs d'ondes émise par le système Terre est égale à :

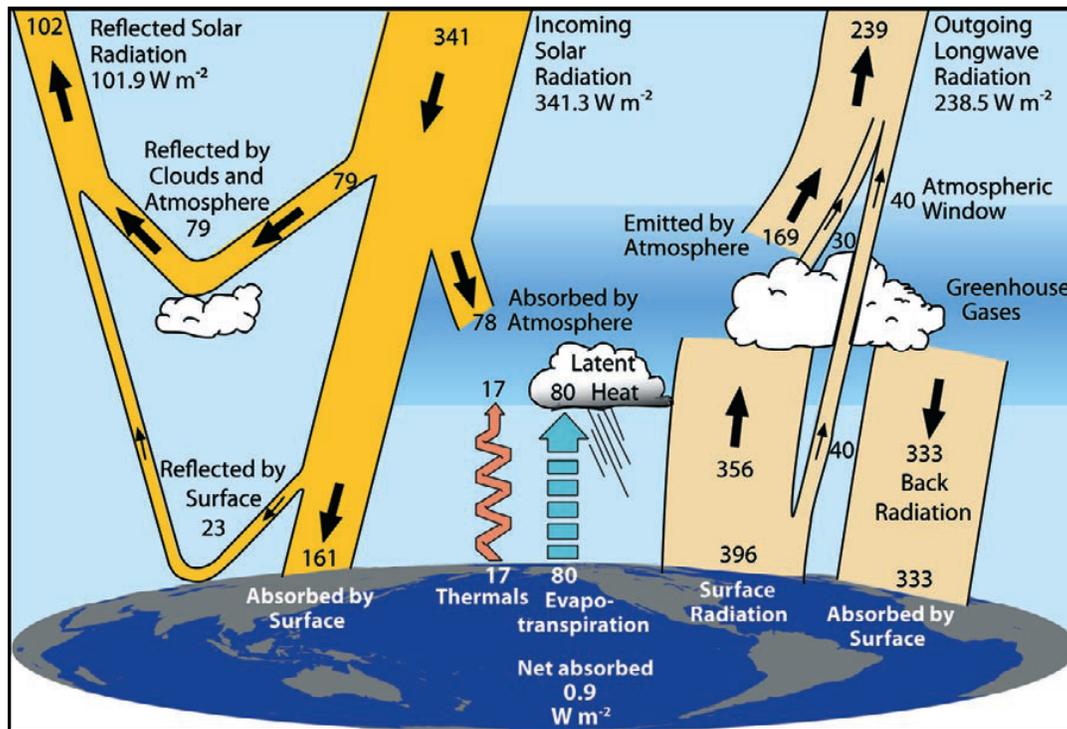
$$\overline{F_T \uparrow} = \overline{F_S \downarrow} = \frac{(1-\alpha)S_0}{4} \approx 239 \text{ W m}^{-2}$$

où α est l'albédo du système Terre et S_0 est l'irradiance solaire.

L'atmosphère absorbe intensément les radiations de très courtes longueurs d'onde (γ , RX et UV). Elle laisse passer assez librement le rayonnement visible. Ses molécules de vapeur d'eau et de gaz carbonique absorbent la plus grosse partie du rayonnement infrarouge. Elle est virtuellement transparente aux ondes radio.

Les transferts radiatifs au sein de l'atmosphère se traduisent par des échanges de flux entre celle-ci, l'espace et le sol, dans le domaine des courtes longueurs d'onde et des grandes longueurs d'onde dont les ordres de grandeur sont donnés à la figure suivante.

Bilan global d'énergie



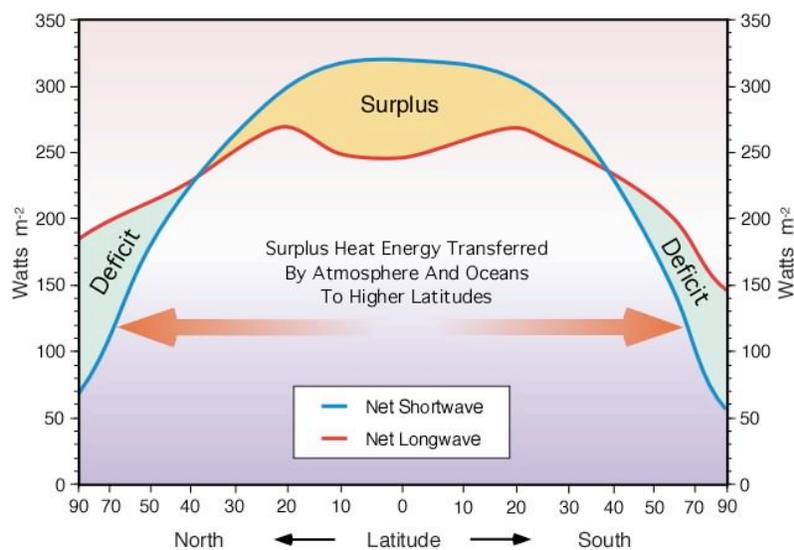
Le schéma du bilan radiatif au sommet de l'atmosphère, dans l'atmosphère et au niveau du sol doit correspondre, pour des conditions annuelles moyennes, à des bilans équilibrés dans chacune des régions :

- **Au sommet de l'atmosphère**, il faut admettre un état d'équilibre entre le gain procuré par l'apport d'énergie solaire, posée égale à 100% ($S/4 \approx 1366/4 \approx 341 \text{ W m}^{-2}$), et les pertes par rayonnements solaire réfléchi par l'air et les nuages (79 W m^{-2}) et le sol (23 W m^{-2}), environ 102 W m^{-2} , et par les rayonnements atmosphériques ascendant (air et nuages, 199 W m^{-2}) et terrestre (40 W m^{-2}). Dans ces conditions, le rayonnement solaire absorbé par l'atmosphère serait égal à 78 W m^{-2} du rayonnement incident ;
- **Dans l'atmosphère**, il faut considérer un état d'équilibre entre, d'une part, l'apport d'énergie constitué par le rayonnement solaire incident absorbé (78 W m^{-2}), par le rayonnement terrestre absorbé et les flux de chaleur provenant des divers échanges liés aux processus d'évaporation, de condensation, des précipitations, des échanges turbulents (chaleur sensible et chaleur latente) (97 W m^{-2}) et, d'autre part, les pertes dues à l'émission propre de l'atmosphère vers l'espace ;
- **Au niveau du sol**, enfin il doit exister un état d'équilibre entre le rayonnement solaire absorbé (161 W m^{-2}) et la quantité d'énergie perdue, d'une part, par émission radiative vers l'atmosphère ($356 - 333 = 23 \text{ W m}^{-2}$) et vers l'espace (40 W m^{-2}) et, d'autre part, par échanges énergétiques non radiatifs (97 W m^{-2}) et conduction dans le sol (1 W m^{-2}).

Il va de soi que cette représentation schématique de l'économie énergétique de la Terre et de son enveloppe gazeuse, qui n'est d'ailleurs valable que pour une échelle de temps suffisamment longue, ne doit être interprétée que sous l'angle d'ordre de grandeur des flux considérés.

Sur le plan de la répartition de l'énergie solaire, les régions équatoriales sont favorisées par rapport aux régions nordiques. Si on calcule le bilan énergétique de rayonnement, c'est-à-dire la différence entre l'énergie solaire et l'énergie infrarouge rayonnée par la Terre et son atmosphère, on trouve que ces dernières sont nettement déficitaires. Malgré cela, les régions polaires ne se refroidissent pas indéfiniment ; les surplus d'énergie des régions équatoriales est exporté vers les pôles et réchauffent les hautes latitudes, ce qui permet aux basses latitudes de se refroidir.

Bilan zonal du rayonnement

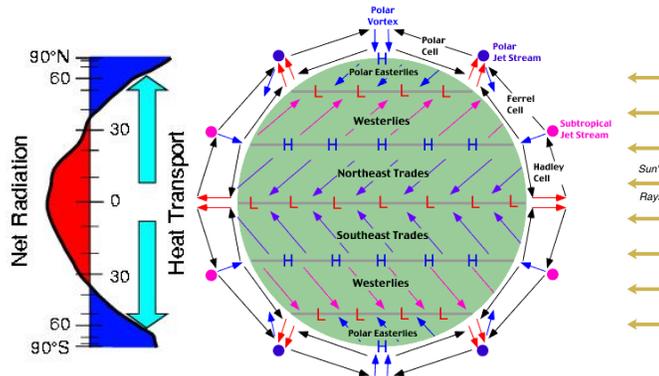


$$\text{Rayonnement court net} : F_{s,N} \downarrow \triangleq F_s \downarrow - F_s \uparrow$$

$$\text{Rayonnement long net} : F_{L,N} \uparrow \triangleq F_L \uparrow - F_L \downarrow$$

Échange d'énergie entre les basses et hautes latitudes

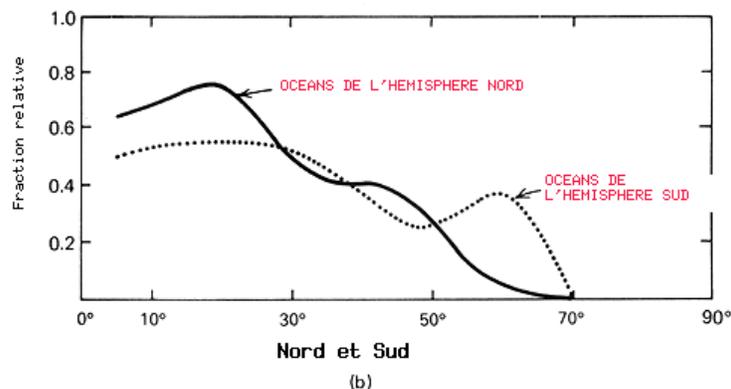
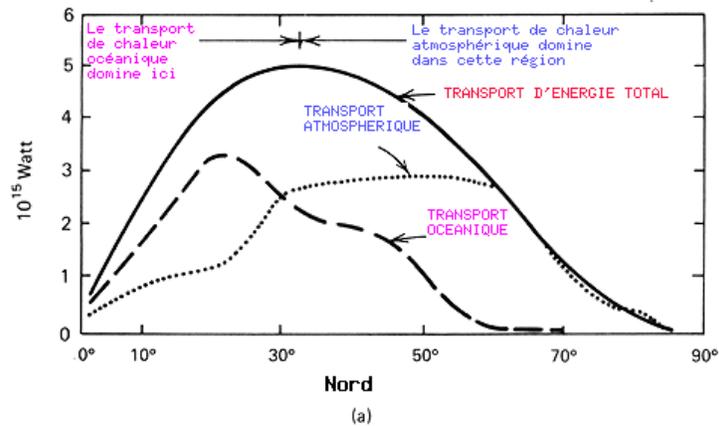
Rad-4.15



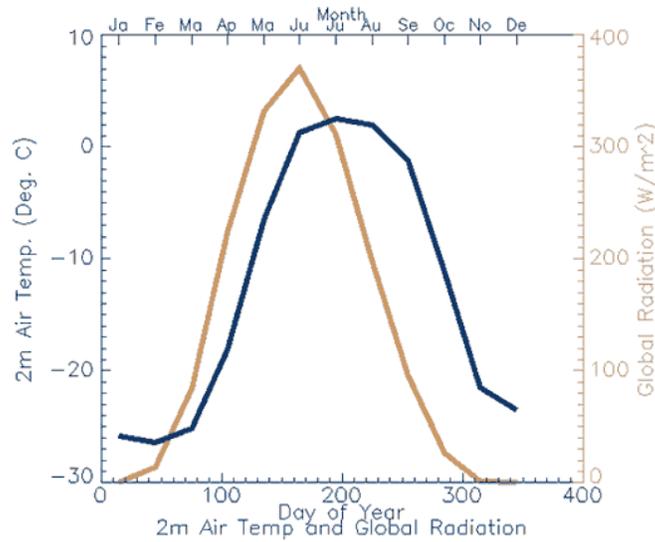
- Rayonnement net : $R_N \downarrow \triangleq F_{S,N} \downarrow - F_{L,N} \uparrow = F_S \downarrow - F_S \uparrow - (F_L \uparrow - F_L \downarrow)$
- **La circulation atmosphérique** : les perturbations atmosphériques (hautes et basses pressions) entraînent l'air chaud vers les pôles et l'air froid vers l'équateur.
- **Les courants marins** qui contribuent à amoindrir les écarts de température sur la planète.

TRANSPORT DE CHALEUR OCEANIQUE ET ATMOSPHERIQUE

Rad-4.16

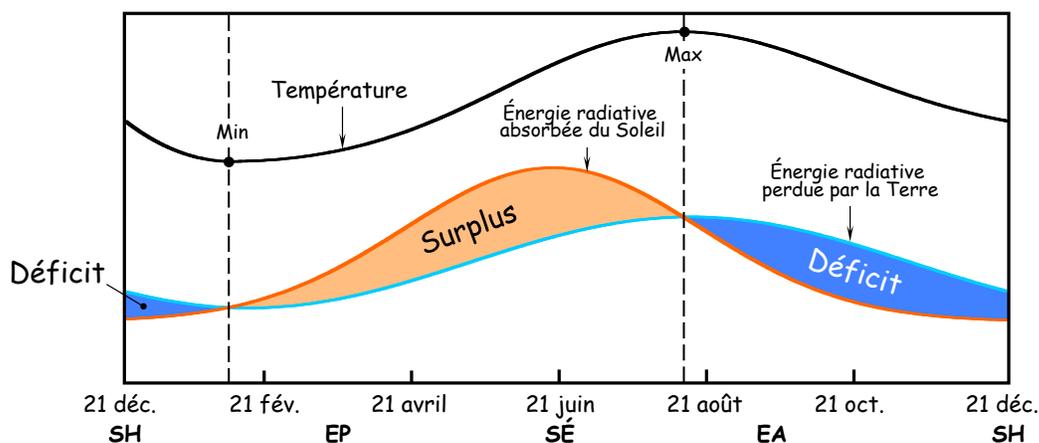
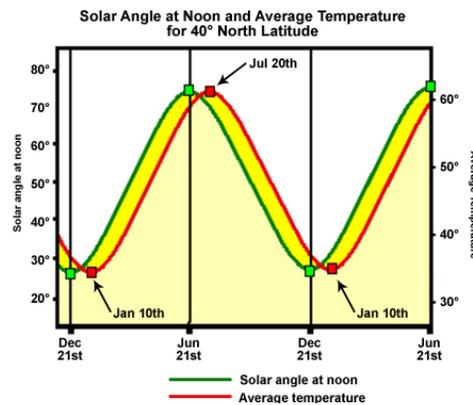


Cycle saisonnier de la température de surface



The annual cycle of global radiation (brown line) and surface air temperature (blue line) at a grid cell location in the central Beaufort Sea. Values were drawn from the Atlas gridded fields for global radiation and two-meter air temperature.

Cycle saisonnier de la température de surface



Le bilan radiatif journalier près de la surface

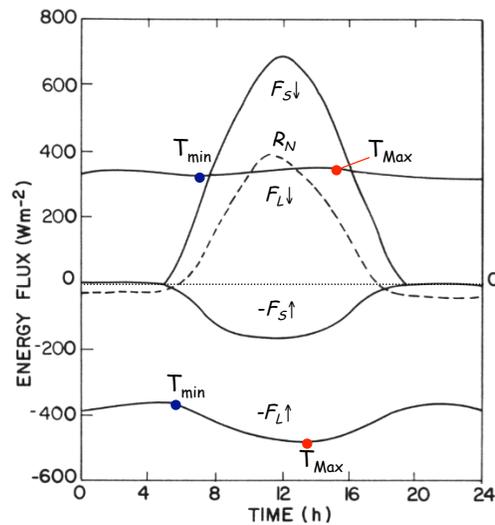
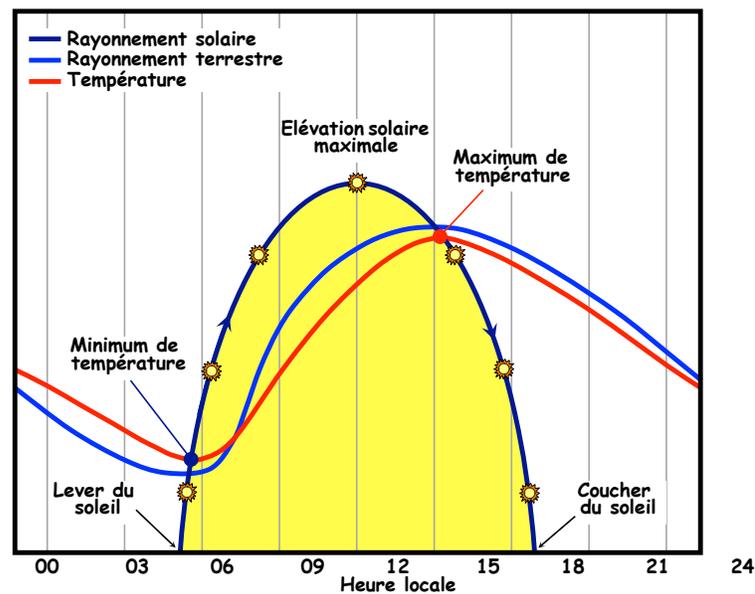


Fig. 3.4 Observed radiation budget over a 0.2-m-tall stand of native grass at Matador, Saskatchewan, on July 30, 1971. [From Oke (1987); after Ripley and Redmann (1976).]

$$R_{N\downarrow} = F_{S\downarrow} - F_{S\uparrow} - (F_{L\uparrow} - F_{L\downarrow})$$

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

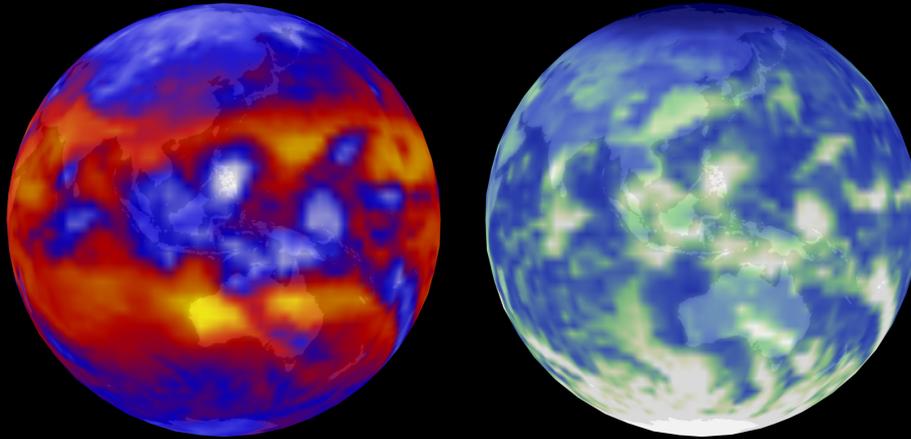
Minimum et maximum journalier des températures



Adapté de Michael Baker/The COMET Program



Terra/CERES Outgoing Longwave and Reflected Solar radiation-Daily data



Nov 30 2000

