

LE BILAN THERMIQUE DE LA PLANÈTE TERRE

MOTS-CLÉS

- ▶ Flux thermique, constante solaire.
- ▶ Albédo, température effective, effet de serre.
- ▶ Circulations atmosphériques et océaniques.

La formation, l'évolution et la dynamique des enveloppes fluides (atmosphère et hydrosphère) sont directement dépendantes du régime thermique de la planète Terre qu'il convient donc d'étudier en premier.

20.1 LA TERRE : UN SYSTÈME THERMIQUE GLOBALEMENT EN ÉQUILIBRE

L'énergie à la surface de la Terre a une double origine :

- **Une origine interne**, résultant de la chaleur initiale (phase d'accrétion planétaire), de la radioactivité, de la différenciation des assises (croissance du noyau externe aux dépens du noyau interne) et des mouvements différentiels de celles-ci par rapport à la rotation terrestre (dynamo terrestre). Son flux moyen est faible ($0,05 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$) mais cette source d'énergie est capitale pour le géodynamisme terrestre car elle contrôle les mouvements des plaques lithosphériques (tectonique des plaques). Le flux thermique est susceptible de variations géographiques importantes, il est en moyenne plus faible dans les boucliers continentaux que dans les régions volcaniques (points chauds) et dans la croûte océanique où il peut atteindre $0,6 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ au niveau des dorsales. On exprime souvent le flux thermique en HFU (unité de flux de chaleur, *Heat Flux Unit*) qui vaut $1 \mu\text{cal}\cdot\text{cm}^{-2}\cdot\text{s}^{-1}$ soit $4,18\cdot 10^{-2} \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$.
- **Une origine externe** : l'énergie solaire, beaucoup plus importante que la précédente (puissance totale : $7,1\cdot 10^{17} \text{ W}$ contre $4,2\cdot 10^{13} \text{ W}$). Le Soleil émet un rayonnement électromagnétique de courtes longueurs d'ondes ($\lambda \leq 4 \text{ mm}$) essentiellement dans le domaine visible (42,4 %) et proche infrarouge (48,4 %).



Voir chap. 8

Encart 20.1 – La constante solaire

La constante solaire peut se définir comme l'énergie incidente reçue, par unité de temps, par un disque placé perpendiculairement au rayonnement solaire, à la distance moyenne Terre-Soleil. Cette « constante », d'une valeur moyenne de $1\,368\text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$, fluctue entre $1\,365$ et $1\,372\text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ en fonction des variations de la rotation du Soleil, du développement des

taches solaires et du cycle d'activité solaire (11 ans, *fig. 20.1A*).

Compte tenu du rapport des surfaces entre un disque et une sphère, le flux moyen susceptible d'être disponible par unité de surface terrestre est égal à la constante solaire moyenne divisée par 4 soit $342\text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$.

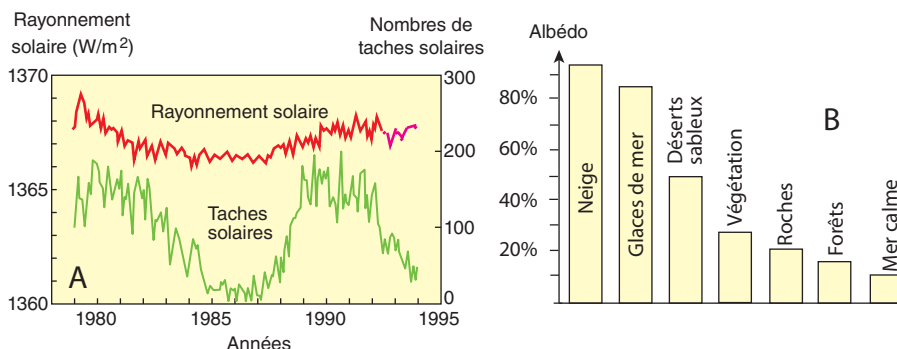


Figure 20.1 Le rayonnement solaire et l'albédo.

A. Fluctuations récentes du rayonnement solaire (mesuré par les sondes satellitaires au sommet de l'atmosphère). Relation avec le nombre de taches à la surface de l'étoile.

B. Valeur de l'albédo en fonction du substrat.

La totalité du flux solaire n'est pas absorbée car la surface terrestre et l'atmosphère possèdent un pouvoir réflecteur (**albédo**). L'albédo peut se définir comme le rapport entre l'énergie réfléchie et l'énergie reçue, c'est un processus qui joue un rôle majeur dans le système climatique :

- au niveau global, ainsi sur Vénus, malgré la proximité plus grande du soleil (flux incident de $655\text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$), le flux n'est que de $183\text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ au niveau du sol du fait d'un albédo de l'ordre de 72 % ;
- au niveau régional en créant des dissymétries en fonction du pouvoir réflecteur des différents substrats (*fig. 20.1B*).

Si l'on résume le bilan thermique de la planète (*fig. 20.2*) on constate, qu'à partir d'un flux solaire incident (*courtes longueurs d'ondes*) de $342\text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$, $77\text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ sont réfléchis par l'atmosphère et les nuages et $30\text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ par la surface terrestre. La réflexion globale du système Terre/atmosphère ($107\text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$) correspond donc à un albédo de l'ordre de 30 %. Le reste est absorbé par l'atmosphère et les nuages ($67\text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$) et par la surface terrestre ($168\text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$).

De plus, une partie de l'énergie solaire est stockée par les processus photosynthétiques. On estime que la quantité de chaleur ainsi mise en réserve est de l'ordre de $4\cdot 10^{20}\text{ cal}\cdot\text{an}^{-1}$, ce qui est loin d'être négligeable, comparée à la chaleur émise par le manteau.

Le système réémet à son tour (*fig. 20.2*) mais il s'agit de radiations de plus grandes longueurs d'onde (*infrarouge proche*). La surface terrestre rayonne $390\text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ dont 40 traversent l'atmosphère. Sur les $350\text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ absorbés par l'atmosphère, $324\text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ sont réémis vers la Terre (**effet de serre**).

L'atmosphère réémet aussi vers l'espace $165\text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ plus $30\text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ provenant des nuages. Au total le bilan radiatif du *système terrestre global (Terre + atmosphère)* est donc en équilibre puisque le flux réfléchi et réémis est de $342\text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ ($107\text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ par les courtes longueurs d'ondes et $235\text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ par les infrarouges).

D'après la loi de Planck, la température à la surface d'une telle planète devrait être de $-18\text{ }^\circ\text{C}$ ($255\text{ }^\circ\text{K}$, **température effective**) alors que la température superficielle moyenne réelle de la Terre est

de +15 °C (288 °K). Cette différence est due à l'**effet de serre**, comportement particulier de l'atmosphère qui fait que la surface terrestre reçoit, en plus du rayonnement solaire direct (domaine visible et proche infra-rouge) qui a franchi l'atmosphère et les nuages, un flux infrarouge réémis par les basses couches de l'atmosphère.

Encart 20.2 – L'effet de serre

Voir chap. 21,
fig. 21.3

Bien que relativement transparente au rayonnement solaire, l'atmosphère ne transmet pas le spectre de manière uniforme. Le rayonnement UV ($\lambda < 0,3 \text{ mm}$) est presque totalement absorbé dans les couches supérieures notamment par l'ozone stratosphérique. Dans le domaine infrarouge thermique ($\lambda > 4 \text{ mm}$), les données satellitaires montrent que des plages importantes du spectre sont absorbées par la vapeur d'eau, le CO_2 et l'ozone. Ce rayonnement infrarouge absorbé est, à son tour, réémis (fig. 20.2) soit vers l'espace ($40 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$) soit vers la surface terrestre ($324 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$). Cette rémission en direction de la surface terrestre constitue l'**effet de serre**.

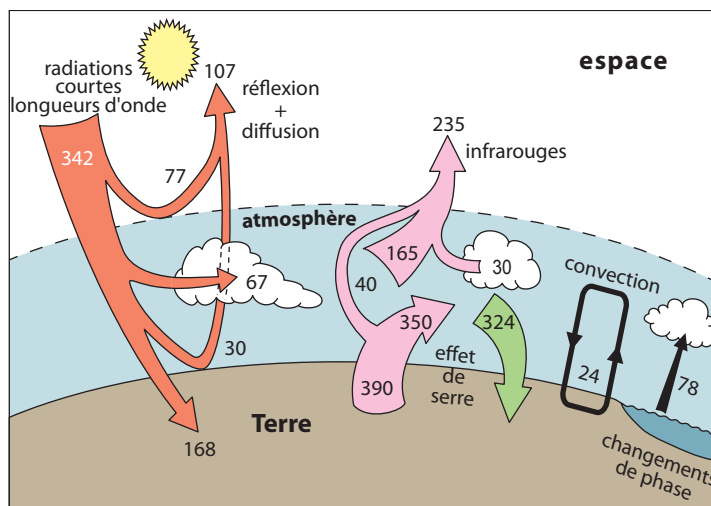


Figure 20.2 Le bilan thermique du système Terre-atmosphère (explication dans le texte).

Toutes les valeurs sont en $\text{W}\cdot\text{m}^{-2}$.

20.2 DES SOUS-SYSTÈMES CLIMATIQUES (SURFACE TERRESTRE VS ATMOSPHÈRE) EN DÉSÉQUILIBRE RADIATIF

Si le système global est en équilibre, les sous-systèmes climatiques sont en déséquilibre sur le plan radiatif (fig. 20.2) : la surface terrestre présente un bilan radiatif excédentaire ($+ 100 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ environ) tandis que celui de l'atmosphère est, au contraire, déficitaire ($- 100 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ environ) :

- La **surface terrestre** reçoit un flux de $492 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ ($168 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ du flux solaire d'ondes courtes ayant traversé l'atmosphère plus $324 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ du flux infrarouge réémis vers le bas par l'atmosphère par **effet de serre**) et n'émet qu'un flux de $390 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ (principalement en infrarouge).
- L'**atmosphère** émet un flux de $519 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ ($195 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ ($165 + 30$) du flux infrarouge vers l'espace, plus $324 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ vers la surface terrestre). Elle n'absorbe que $417 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ ($350 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ émis par la surface terrestre plus $67 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$ du rayonnement solaire absorbé dans la stratosphère et dans la troposphère).

L'équilibre énergétique est cependant rétabli entre les deux sous-systèmes car il existe des flux de chaleur non radiatifs (fig 20.2). Le premier correspond à la convection thermique qui induit des cellules d'air chaud ascendantes et d'air froid descendantes (flux de chaleur sensible de l'ordre de

$24 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$). Ces cellules joueront un rôle important dans la zonation climatique terrestre. Le second correspond au flux de chaleur latente ($78 \text{ W}\cdot\text{m}^{-2}$) mis en jeu dans les changements de phases du cycle évaporation (au niveau des océans et du sol) et condensation (dans l'atmosphère).

Voir chap. 21, fig. 21.10

20.3 DES DÉSÉQUILIBRES ÉNERGÉTIQUES RÉGIONAUX

Il existe aussi des déséquilibres énergétiques régionaux ; le bilan radiatif, en un point précis, au cours de l'année, est généralement différent de zéro (fig. 20.3).

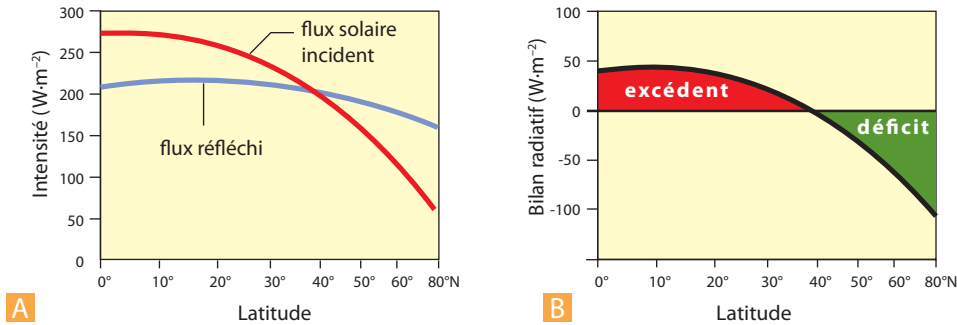


Figure 20.3 Le bilan thermique régional.

A. Variation latitudinale du flux solaire incident et du flux réfléchi.

B. Bilan thermique résultant : les basses latitudes (< à 40°N) présentent un excédent thermique tandis que les basses latitudes sont déficitaires.

L'intensité de l'insolation dépend principalement de l'angle suivant lequel les rayons solaires atteignent la surface terrestre (fig. 20.4). Du fait de l'inclinaison de l'axe de rotation de la Terre par rapport à l'écliptique, la distribution des températures à la surface du globe varie en fonction de la latitude et des saisons.

Voir chap. 22, fig. 22.1

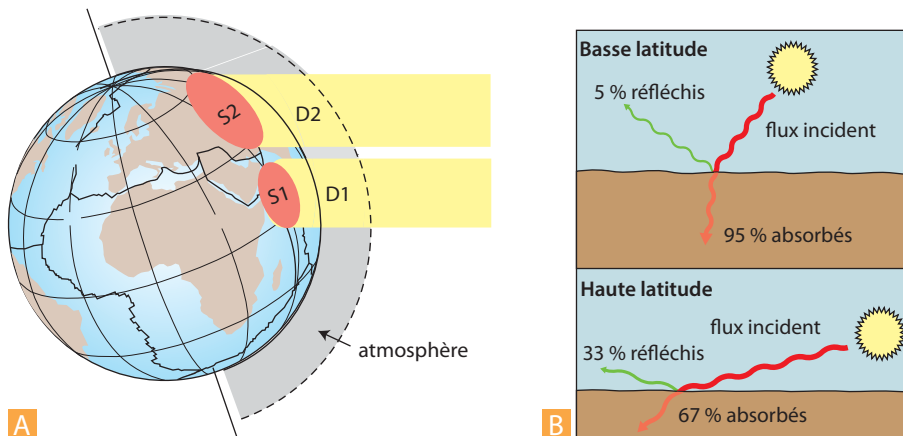


Figure 20.4 Variation latitudinale de l'énergie solaire disponible.

A. Variation de l'énergie solaire disponible par unité de surface terrestre. Du fait de l'inclinaison de l'axe de rotation de la Terre par rapport aux rayons solaires, une même quantité de rayonnement se répartit sur une plus grande surface (S_2) aux hautes latitudes qu'à l'équateur (S_1). De même, la distance qu'auront à parcourir les rayons dans l'atmosphère (et donc l'absorption) sera différente ($D_1 < D_2$). Il en résulte un bilan radiatif excédentaire des zones équatoriales par rapport aux zones polaires (fig. 20.3).

B. Variation du pourcentage d'absorption et de réflexion en fonction de l'angle d'incidence du rayonnement solaire (donc de la latitude, comparer avec la fig. 20.5 A).

Ces dissymétries régionales seront modulées par les saisons car du fait de la répartition hétérogène des continents, les deux hémisphères auront des albédos différents en fonction des saisons. L'hémisphère sud, majoritairement océanique mais avec un continent en position polaire toujours enneigé, aura un albédo relativement constant au cours de l'année. L'hémisphère nord, majoritairement continental, aura un albédo très fort en hiver car les continents sont alors fortement enneigés et plus faible en été du fait de la disparition de la majorité des neiges et des glaces. Milankovitch valorisera ce phénomène dans sa théorie climatique en considérant que le pilote du système climatique terrestre est l'insolation d'été à 60 °N (nécessaire à la fonte des neiges et des glaces).

Voir fig. 22.2

Voir chap. 22

20.4 LES CIRCULATIONS ATMOSPHÉRIQUES ET OCÉANIQUES : UNE REDISTRIBUTION DE L'ÉNERGIE À LA SURFACE DE LA TERRE

Globalement, il existe donc une opposition entre les zones équatoriales où le bilan radiatif est positif et les zones polaires où le bilan est négatif (fig. 20.3 et 20.5 A). Ce déséquilibre est à l'origine des circulations atmosphériques et océaniques qui vont permettre une redistribution de l'énergie, en transférant l'excédent des régions tropicales vers les hautes latitudes. On constate (fig. 20.5 B) que les circulations océaniques sont plus efficaces aux basses latitudes et les circulations atmosphériques aux hautes latitudes.

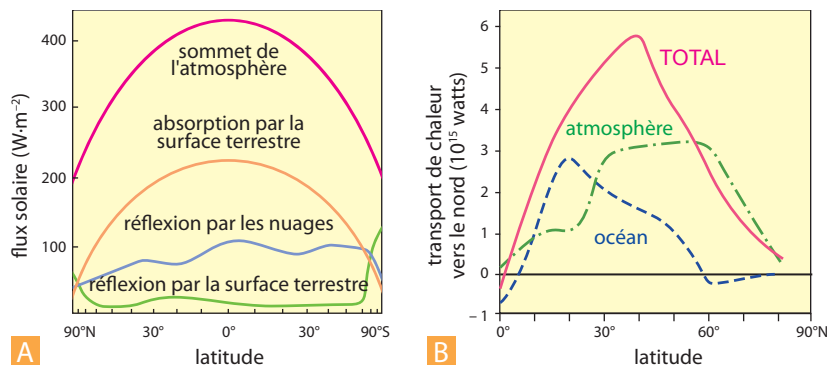


Figure 20.5 Variation latitudinale de l'énergie solaire disponible.

A. La dissymétrie climatique terrestre : le flux solaire reçu au sommet de l'atmosphère est plus important à l'équateur qu'aux pôles. La plus forte réflexion des régions polaires (du fait du fort albédo de la glace et de la neige et de l'incidence des rayons solaires, fig. 20.4 B) renforce le déséquilibre thermique avec les régions équatoriales.

B. Efficacité respective des circulations atmosphériques et océaniques dans le transfert d'énergie.

À retenir

- La Terre représente un système thermique globalement en équilibre (la planète reçoit autant d'énergie qu'elle en émet). Les sous-systèmes climatiques, atmosphère et surface terrestre, sont cependant en déséquilibre.
- La surface terrestre reçoit plus d'énergie qu'elle en émet du fait de l'**effet de serre** (réémission vers la surface terrestre de l'énergie absorbée par la vapeur d'eau, le CO₂ et l'ozone dans les basses couches de l'atmosphère). La température superficielle moyenne de la Terre est de ce fait de +15 °C alors qu'elle devrait être de -18 °C (**température effective**).

- ▶ L'inclinaison de l'axe de rotation de la Terre (rôle sur l'angle d'incidence des rayons solaires) et les variations de l'albédo provoquent un déséquilibre énergétique entre les régions équatoriales et polaires qui induit des circulations atmosphériques et océaniques permettant une redistribution de l'énergie à la surface du globe.