

VOIE GÉNÉRALE

2^{DE}

1^{RE}

T^{LE}

Enseignement scientifique

ENSEIGNEMENT

COMMUN

LE BILAN ÉNERGÉTIQUE TERRESTRE ALBÉDO, EFFET DE SERRE

Ce document permet de présenter de façon synthétique le bilan radiatif terrestre en considérant les rayonnements reçus et émis par la Terre.

Mots-clés

Corps noir, diffusion, absorption, loi de Planck, albédo, effet de serre, bilan radiatif

Références au programme

Thème 2 – Le soleil, notre source d'énergie

2.2- Le bilan radiatif terrestre

Savoirs

La proportion de la puissance totale, émise par le Soleil et atteignant la Terre, est déterminée par son rayon et sa distance au Soleil.

Une fraction de cette puissance, quantifiée par l'albédo terrestre moyen, est diffusée par la Terre vers l'espace, le reste est absorbé par l'atmosphère, les continents et les océans.

Le sol émet un rayonnement électromagnétique dans le domaine infra-rouge (longueur d'onde voisine de 10 μm) dont la puissance par unité de surface augmente avec la température.

Une partie de cette puissance est absorbée par l'atmosphère, qui elle-même émet un rayonnement infrarouge vers le sol et vers l'espace (effet de serre).

La puissance reçue par le sol en un lieu donné est égale à la somme de la puissance reçue du Soleil et de celle reçue de l'atmosphère. Ces deux dernières sont du même ordre de grandeur.

Savoir-faire

L'albédo terrestre étant donné, déterminer la puissance totale reçue par le sol de la part du Soleil.

Représenter sur un schéma les différents rayonnements reçus et émis par le sol.

Expliquer qualitativement l'influence des différents facteurs (albédo, effet de serre) sur la température terrestre moyenne.

Introduction

La ressource s'appuie sur un cours proposé sur le site planet-terre de l'ENS de Lyon :

1. [Le rayonnement thermique et la loi du corps noir](#) ;
2. [Interactions du rayonnement solaire avec l'atmosphère – Effet de serre](#) ;
3. [Le bilan radiatif de la Terre](#).

La première partie de cette ressource présente les caractéristiques du rayonnement thermique et le modèle du corps noir ; les lois de Planck, Stefan et Wien, n'étant pas au programme, elles sont citées sans démonstration.

La deuxième partie présente les différentes interactions entre le rayonnement solaire et l'atmosphère avec une définition de l'albédo et de l'effet de serre.

Enfin la dernière partie est consacrée au bilan radiatif sous forme d'un schéma récapitulatif avec les valeurs numériques mises en jeu et des applications.

Une présentation théorique du bilan radiatif est disponible dans la rubrique « pour aller plus loin ».

Contenus scientifiques

Le rayonnement thermique et la loi du corps noir

Tout corps matériel porté à une température absolue non nulle émet un rayonnement électromagnétique.

Les caractéristiques de ce rayonnement sont bien connues dans le cas du modèle des **corps noirs**, qui par définition absorbent intégralement tout rayonnement électromagnétique auquel ils sont exposés. Les caractéristiques du rayonnement d'un corps noir sont entièrement déterminées par sa température.

La loi de Planck donne la répartition de la puissance radiative émise par unité de surface et par unité de longueur d'onde par un corps noir à une température T en fonction de la longueur d'onde. Elle est représentée graphiquement sur la figure ci-dessous représentant la puissance surfacique émise dans un intervalle spectral de largeur unité en longueur d'onde, en fonction de la longueur d'onde. On obtient des profils spectraux différents selon la température du corps noir.

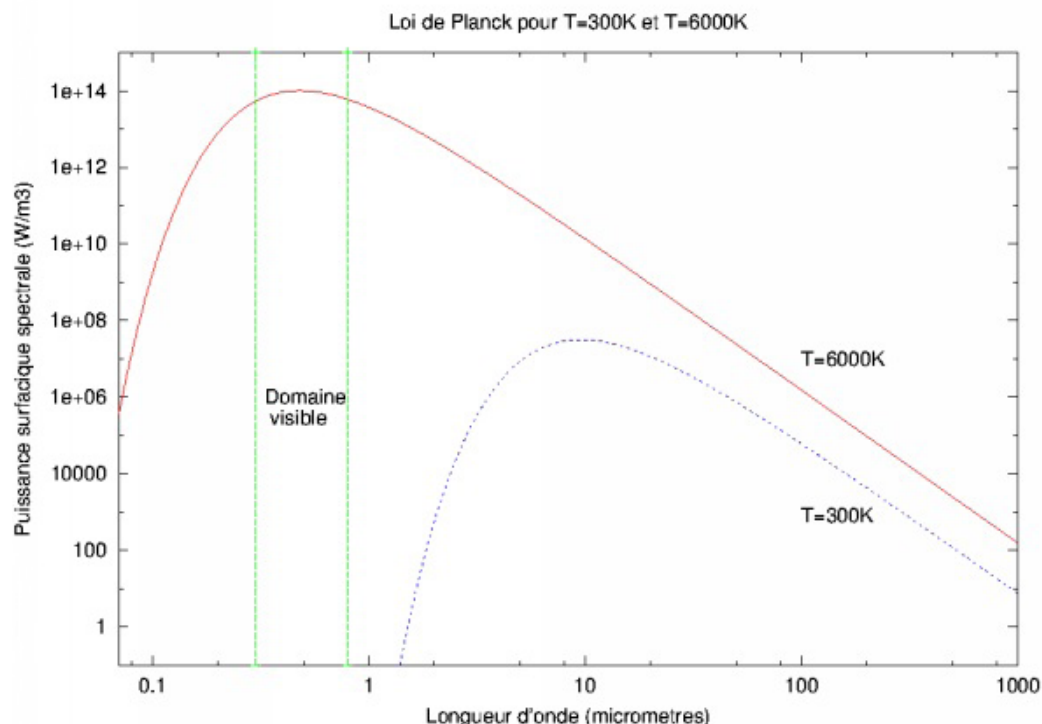


Figure 1 : courbe représentant la puissance surfacique spectrale émise par un corps noir en fonction de la longueur d'onde

Du point de vue du rayonnement émis, le Soleil peut être assimilé à un corps noir de température voisine de 6000 K et la surface terrestre à un corps noir de température voisine de 300 K.

De cette loi de Planck découle deux lois importantes :

La loi de Wien

$$\lambda_{\max} \times T = 2,90.10^{-3} \text{ m.K}$$

où T est la température absolue et $\lambda_{\max}$ est la longueur d'onde correspondant au maximum de puissance surfacique spectrale d'émission.

Elle montre que la puissance surfacique spectrale émise par un corps noir présente un maximum au voisinage d'une longueur d'onde inversement proportionnelle à la température du corps. C'est dans une bande spectrale voisine de $\lambda_{\max}$ que l'essentiel de l'énergie est rayonné.

Application

Graphiquement à l'aide de la figure 1 ou en calculant grâce à la loi de Wien, on peut trouver que pour T = 6 000 K, le maximum d'émission du Soleil est dans le domaine du visible, à 0,5 μm environ. Pour T = 300 K, le maximum d'émission de la Terre est dans le domaine de l'infrarouge, à 9 μm environ.

La loi de Stefan

Cette loi donne la puissance surfacique (ou flux) totale émise (en tenant compte de toutes les longueurs d'ondes) et s'exprime :

$$\text{Puissance surfacique émise} = \sigma \times T^4$$

avec $\sigma = 5,67 \times 10^{-8} \text{ W.m}^{-2}.\text{K}^{-4}$

Elle montre que le flux émis par un corps noir est proportionnel à sa température élevée à la puissance 4.

Attention : cette loi ne figure pas au programme de l'enseignement scientifique. La seule connaissance exigible des élèves est que la puissance surfacique émise est une fonction croissante de la température.

Interactions du rayonnement solaire avec l'atmosphère et la Terre - l'albédo

Le rayonnement solaire interagit avec la Terre et l'atmosphère (y compris les nuages) selon différents processus :

Absorption par l'atmosphère

L'énergie du rayonnement est alors fournie à l'atmosphère. Dans le domaine spectral du rayonnement solaire (essentiellement le domaine visible), cette absorption est modérée (environ 20 % de la puissance est absorbée).

Diffusion par l'atmosphère

Le rayonnement solaire excite les molécules et particules de l'atmosphère qui réémettent un rayonnement de même longueur d'onde dans toutes les directions. Cette diffusion se traduit par une diminution de la puissance transportée par le rayonnement solaire.

Absorption par la Terre

Toute la puissance solaire incidente sur la Terre (sols et océans) y est absorbée.

Réflexion par l'atmosphère

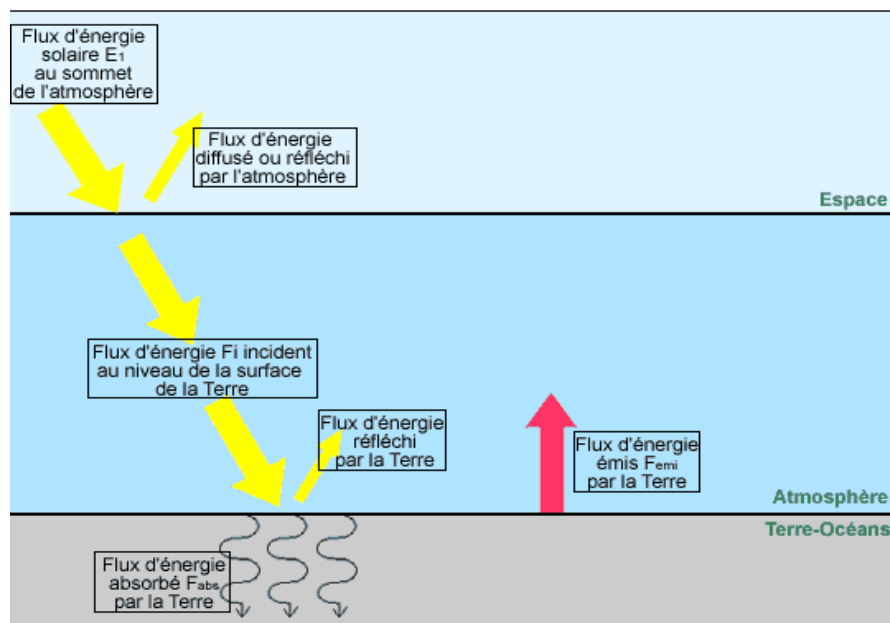
Une partie de la puissance solaire incidente est réfléchiée par l'interface entre l'espace et l'atmosphère ainsi que par les nuages.

Réflexion par la Terre

Une partie de la puissance solaire qui arrive sur la Terre est réfléchiée vers l'espace. Cette réflexion est particulièrement marquée sur les zones enneigées ou glacées (glaciers, banquises, calotte glaciaire...).

Albédo

On appelle albédo terrestre le rapport entre les puissances réfléchies ou diffusées par l'atmosphère et la surface terrestre et la puissance solaire incidente. L'albédo terrestre est voisin de 30 % (dont 4 % seulement sont imputables aux réflexions à la surface terrestre) : 70 % de la puissance solaire incidente est absorbée par l'atmosphère et la Terre, le reste repart vers l'espace.



Le rayonnement thermique de la Terre et de l'atmosphère

La Terre

La Terre émet un rayonnement thermique dont les caractéristiques spectrales sont assez bien décrites par le modèle de corps noir. La température de la surface étant voisine de 300 K, la longueur d'onde du maximum d'émission se trouve au voisinage de 10 μm .

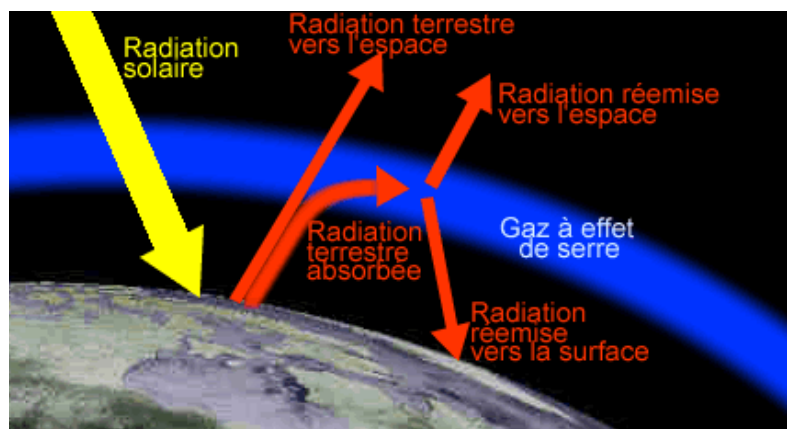
L'atmosphère – l'effet de serre

Dans le domaine infrarouge, l'atmosphère absorbe le rayonnement électromagnétique de façon très efficace. Cela est dû à la présence dans l'atmosphère de **gaz à effet de serre**, qui absorbent le rayonnement infra-rouge. Il s'agit principalement du dioxyde de carbone (CO_2), de la vapeur d'eau (H_2O), du méthane (CH_4), des chlorofluorocarbones (CFC) et de l'oxyde nitreux (N_2O).

Une grande partie du rayonnement thermique émis par la Terre est donc absorbé par l'atmosphère, qui, elle-même, émet un rayonnement thermique. Ce rayonnement est émis dans toutes les directions : une partie s'échappe vers l'espace et le reste est envoyé vers la Terre. À la surface terrestre, ce flux descendant s'ajoute au flux solaire incident.

En situation d'équilibre dynamique où la puissance émise par le sol est égale à celle qu'il reçoit, la surface terrestre doit émettre une puissance radiative plus élevée pour compenser le surplus associé au rayonnement envoyé par l'atmosphère. En conséquence la température terrestre est plus élevée que si l'atmosphère était absente : c'est **l'effet de serre**.

La situation est schématisée sur l'illustration ci-dessous.



Le bilan énergétique de la Terre

Le bilan énergétique¹ prend en compte tous les transferts thermiques, radiatifs ou non, qui aboutissent à un équilibre dynamique dans lequel la température reste constante à la surface de la Terre à (15 °C, 288 K).

Le rayonnement solaire incident (342 W.m^{-2}) est partiellement réfléchi et diffusé par l'atmosphère (77 W.m^{-2}), et une partie est directement absorbée par l'atmosphère (67 W.m^{-2}). Le rayonnement qui parvient à la surface terrestre est soit réfléchi vers l'atmosphère (30 W.m^{-2}) soit absorbé au niveau du sol (168 W.m^{-2}).

L'atmosphère émet un rayonnement thermique (dans le domaine infrarouge) vers l'espace (195 W.m^{-2}) et vers le sol (324 W.m^{-2}). Ce dernier rayonnement est totalement absorbé par le sol.

Le sol émet un rayonnement thermique (390 W.m^{-2}) qui est partiellement absorbé par l'atmosphère (350 W.m^{-2}) ; le restant (40 W.m^{-2}) part dans l'espace.

Un transfert thermique non radiatif se produit entre le sol et l'atmosphère (102 W.m^{-2}). Deux processus majeurs participent à ce transfert : le transfert par conduction et l'évaporation des eaux de surface.

L'ensemble de ces transferts est résumé dans le schéma ci-dessous :

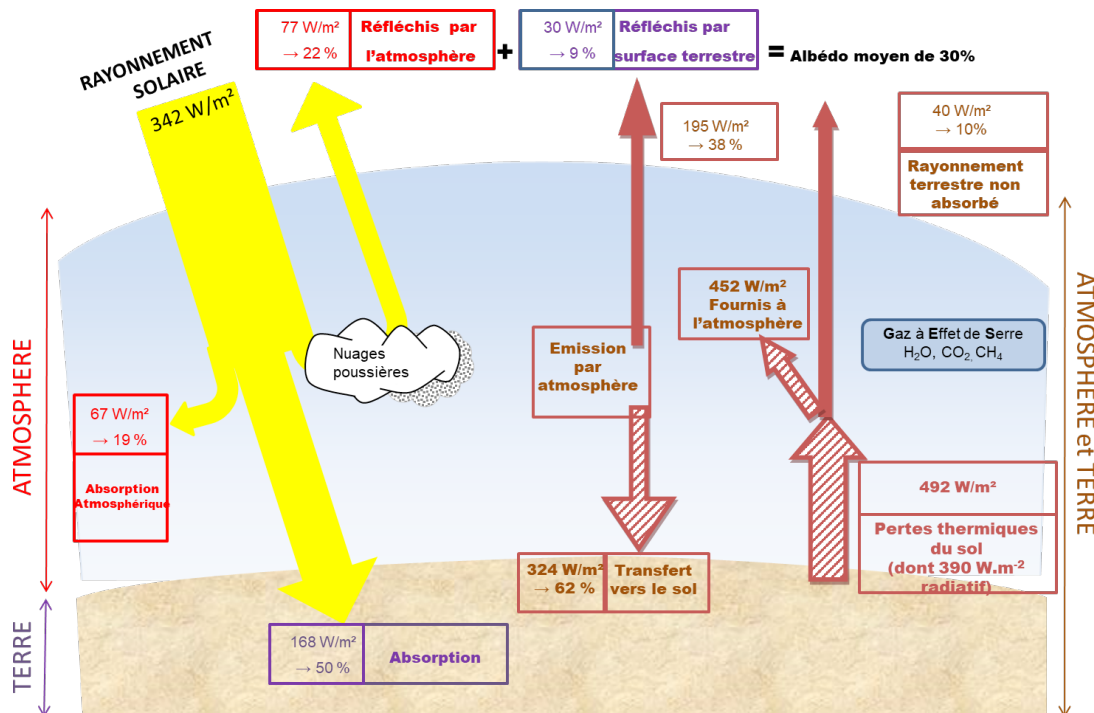


Figure 1 : Transferts énergétiques intervenant dans le bilan énergétique terrestre. Les flèches pleines correspondent à des transferts radiatifs. Les flèches hachurées correspondent à des transferts mixtes- radiatifs et non radiatifs.

4. Bilans quantitatifs

Le schéma de la figure 1 peut être utilisé pour effectuer des bilans quantitatifs des puissances thermiques associées à tous les transferts thermiques reçus et perdus par différents systèmes :

- la Terre seule, sans l'atmosphère ;
- l'atmosphère seule ;
- l'ensemble Terre et atmosphère.

Tous ces systèmes sont dans un équilibre énergétique dynamique donc chacun d'eux vérifie :

$$\text{Puissance reçue (absorbée)} = \text{Puissance émise}$$

En utilisant le schéma de la figure 1, on vérifie numériquement cette relation. Ce type d'activité peut être proposé aux élèves. Une version non légendée de ce schéma est disponible dans le document pour la classe : « Schémas des flux énergétiques – Terre, atmosphère, soleil ».

Pour le système « Terre » (sol et en dessous)

$$168 \text{ W/m}^2 + 324 \text{ W/m}^2 = 492 \text{ W/m}^2$$

$$\text{avec } 492 \text{ W/m}^2 = 452 \text{ W/m}^2 + 40 \text{ W/m}^2$$

Pour le système « atmosphère »

$$67 \text{ W/m}^2 + 452 \text{ W/m}^2 = 324 \text{ W/m}^2 + 195 \text{ W/m}^2$$

Pour le système « Terre + atmosphère »

$$342 \text{ W/m}^2 = (77 \text{ W/m}^2 + 30 \text{ W/m}^2) + (67 \text{ W/m}^2 + 168 \text{ W/m}^2) = 107 \text{ W/m}^2 + 235 \text{ W/m}^2$$

Remarque

En appliquant la loi de Stefan (qui n'est pas au programme de l'enseignement scientifique), on peut retrouver la température moyenne au sol.

La puissance surfacique émise par la surface de la Terre est de 390 W/m^2 .

La loi de Stefan (**Puissance surfacique émise** = $\sigma \times T^4$ avec $\sigma = 5,67 \times 10^{-8} \text{ W.m}^{-2}.\text{K}^{-4}$) est donc vérifiée avec une température de surface de la Terre $T = 288 \text{ K}$ (15°C).

Pour aller plus loin

- Cours théorique [Transfert radiatif – Bilan énergétique](#) de F. CODRON enseignant-chercheur à l'Université Pierre et Marie Curie et au laboratoire d'océanographie et du climat (LOCEAN) : bilan radiatif avec justification des lois appliquées.
- La conférence de David Pollack sur le [Bilan radiatif, circulation générale](#) 2017.
- La ressource [Énergie solaire, biosphère et bilan radiatif](#) du site Planet Terre : texte court sur le rôle de la biosphère dans le bilan radiatif.
- Images satellitaires d'émission IR et de réflexion (albédo) par la Terre :
 - https://neo.sci.gsfc.nasa.gov/view.php?datasetId=MCD43C3_M_BSA pour l'albédo ;
 - https://neo.sci.gsfc.nasa.gov/view.php?datasetId=CERES_LWFLUX_M pour l'émission IR.