



Guy MAURIN avec la collaboration de Jacques Simonnet

Le climat de notre planète

1.	Introduction sur le climat.....	1
2.	Les sources de chaleur de notre planète.....	2
2.1	Le Soleil	2
2.2	La radioactivité de la Terre et son champ de température interne	3
2.3	Les marées	4
2.4	L'activité humaine.....	4
3	L'évaluation des températures de l'atmosphère des planètes.....	4
3.1	Les rayonnements reçus du Soleil.....	4
3.2	La réflexion du flux solaire.....	4
3.3	Le rayonnement émis par les planètes.....	5
3.4	L'évaluation de la température moyenne.....	7
4	L'influence de l'eau et de l'atmosphère.....	9
5	Gaz à « effet de serre » et forçage radiatif.....	11
6	Références.....	12

1. Introduction sur le climat

Le terme « **climat** » apparaît dans la langue française au XII^e siècle comme dérivé du latin « *climatis* » qui provient du grec « *κλίμα* » qui désigne l'inclinaison de la Terre par rapport au Soleil (Réf. 1). Les premiers découpages climatiques ont en effet été établis selon la latitude, donc l'inclinaison des rayons du Soleil par rapport à l'horizon.

Le **climat** désigne les caractéristiques statistiques (moyenne, maxima et minima, dispersion), calculées sur une longue période de temps (30 ans, par convention), des conditions de l'atmosphère telles que la température, la pluviométrie ou la vitesse du vent, en un lieu géographique et pour une période donnée.

La climatologie se distingue de la météorologie qui désigne l'étude du temps à court terme.

Le climat de notre planète est devenu un enjeu politique passionné. L'objet de cet article est de présenter la question de manière scientifique, sans idée a priori.

Il y a deux groupes qui défendent des points de vue opposés et s'affrontent sans ménagement :

- Les « **Climato-alarmistes** » qui croient au réchauffement de la planète, à l'effet prépondérant du CO₂ et annoncent des catastrophes dans 100 ans si l'on ne change pas de politique. Ils disent, entre autres, chaque année que c'est la plus chaude, que les événements climatiques violents augmentent et que les icebergs qui se détachent du Groenland sont de plus en plus nombreux. Ils considèrent que le réchauffement est avéré et qu'il n'est plus nécessaire de justifier scientifiquement leur position.

Ils se concentrent sur les politiques visant à réduire les émissions de gaz à effet de serre. Lors de conférences internationales régulières, le **GIEC** émet des rapports consacrés au réchauffement climatique et, surtout, aux politiques à mener pour le réduire. Le **GIEC** (Groupe Intergouvernemental d'Experts pour les changements Climatiques) est composé de politiques et de scientifiques qui donnent des avis aux gouvernements. Le GIEC n'effectue pas de recherches, ni de mesures sur le climat. Il examine des données scientifiques, techniques, sociales et économiques publiées dans le monde entier.

- Les « **climato-réalistes** » défendent les points de vue suivants: le réchauffement est faible (0,8°C en 150 ans) et n'est pas nécessairement durable car il a cessé depuis 20 ans, un réchauffement devrait réduire les événements climatiques extrêmes et il y a chaque année plus de chutes de neige sur le Groenland dont la masse de glace croît. Le CO₂ n'est pas un paramètre prépondérant car son effet radiatif est saturé et la température a baissé de 1940 à 1970 alors que le CO₂ augmentait. Les conséquences du réchauffement ne sont pas si dommageables puisque la situation de l'humanité n'a cessé de s'améliorer depuis 150 ans. Le réchauffement climatique est une nouvelle religion et les remèdes du GIEC vont accroître la pauvreté sur la planète. Le « Global Warming Petition Project » signé par 31500 scientifiques américains dont 9000 PhD et plusieurs Prix Nobel démontre que les climato réalistes sont nombreux et compétents.

Nous allons donc rester prudents et conserver une vision scientifique dans ce débat politisé. Le sujet étant très vaste, il sera traité en plusieurs articles : le climat actuel, les évolutions climatiques du passé et les prévisions du climat futur. Nous commencerons par le climat actuel.

Comme le débat porte sur l'évolution du climat moyen futur, les analyses resteront assez globales. Ce premier article présentera la thermique des planètes et l' « effet de serre ». Pour la Terre, les différentes contributions au climat actuel seront évaluées. Le climat sera présenté de manière synthétique et nécessairement simplifiée.

2. Les sources de chaleur de notre planète

2.1 Le Soleil

Le Soleil est la principale source de chaleur de notre planète ; il l'emporte largement sur les autres. La puissance reçue du Soleil, moyennée sur l'année et sur la surface totale de la planète est de 340 W/m² et donc de

$$P_{\text{Soleil-Terre}} = 174\ 000\ \text{TW au total}$$

La puissance reçue en un lieu donné varie beaucoup en fonction du jour et de la nuit ainsi que de la latitude. La puissance maximale atteint 4 fois la valeur moyenne.

Le Soleil est un grand réacteur de fusion nucléaire ; la gravité maintient confinés sous forte pression les éléments qui le composent, l'hydrogène (3/4) et l'hélium (1/4) pour 98% de sa masse, dont les noyaux nucléaires réagissent en fusionnant, créant ainsi des éléments plus lourds. Lors de ces fusions, une petite partie de la masse est transformée en énergie. C'est cette énergie de fusion qui fournit presque toute l'énergie disponible sur notre planète.

Le Soleil ne fabrique pas d'élément plus lourd que le carbone. Les atomes plus lourds ont été fabriqués dans des étoiles plus grosses.

À court terme, l'activité des taches du Soleil varie avec une période de 11 ans ; comme le Soleil est dans un état de quasi équilibre thermique, il émet par rayonnement toute la puissance produite par fusion. L'émission du Soleil est régie par la loi de Stefan (1879) : la puissance rayonnée P d'un corps noir est proportionnelle à la puissance quatrième de sa température absolue : $P = \sigma \epsilon T^4$. σ est la constante de Stefan-Boltzmann et ϵ est l'émissivité qui vaut 1 pour un corps noir. Le Soleil est convenablement modélisé par un corps noir de température 5800°K dont le spectre d'émission suit la loi de Planck avec un maximum dans le vert à la longueur d'onde de $\lambda = 0,504\ \mu\text{m} = 504\ \text{nm}$ et la répartition du

rayonnement est à peu près pour moitié dans la lumière visible (400 nm-800 nm), 40% dans l'infrarouge et 10% d'ultraviolets, la partie la plus variable dans le temps.

La Figure 1 ci-dessous présente, en jaune, le spectre de la lumière reçue du Soleil par l'atmosphère externe de la Terre. Elle présente aussi, en rouge, le spectre de la lumière reçue au niveau de la mer. Le flux lumineux solaire incident est réduit par la réflexion, l'absorption et la diffusion de la lumière par l'eau et l'atmosphère. On peut repérer notamment sur le spectre ci-dessous les bandes d'absorption de l'ozone (qui absorbe une partie importante des ultraviolets), de l'oxygène, de l'eau et du CO₂.

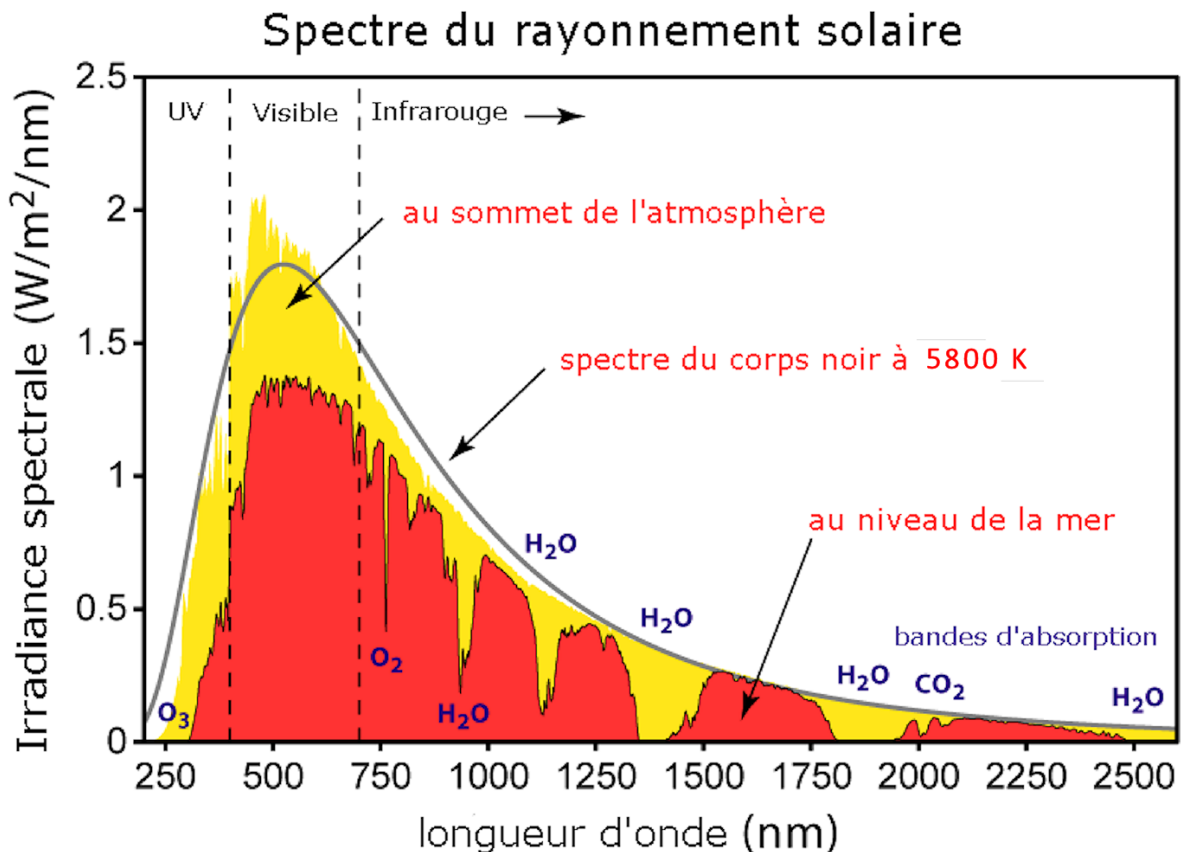


Figure 1 : Spectre solaire reçu par la Terre. R.Rohde NREL USDOE Wikipedia

2.2 La radioactivité de la Terre et son champ de température interne

La perte moyenne de chaleur par la croûte terrestre de la Terre est de 90 mW/m² pour une perte globale de **P=46 TW** (incertitude +/-20%), dont 44 TW par conduction et 2 TW par les volcans et les séismes (Réf. 4).

Une partie de cette puissance, **21 TW**, est produite par la désintégration de 4 isotopes à vie longue : U₂₃₅, U₂₃₈, Th₂₃₂ et K₄₀. Cette radioactivité est mesurée à partir des neutrinos émis.

Le reste est issu du refroidissement de notre planète qui contribue pour **23 TW** et à la chaleur latente de cristallisation de la graine centrale qui fournit **2 TW**.

Ces sources d'énergie sont la cause des températures élevées (jusqu'à 6000°C) régnant à l'intérieur de la Terre et de la tectonique des plaques. Elles déterminent la température moyenne de notre planète mais ont peu d'influence sur le climat qui ne s'intéresse qu'aux températures de l'atmosphère. Seule la tectonique des plaques a un impact à long terme sur le climat dans la mesure où les continents ont pu

se déplacer de l'équateur aux pôles dans le passé. La capacité calorifique de notre planète vaut 1 million de fois celle de l'atmosphère.

2.3 Les marées

La puissance dissipée par les marées est estimée à **3 TW** ; l'énergie des marées est prélevée sur l'énergie cinétique du couple constitué de la terre et de la lune. Elle réduit donc leurs vitesses de rotation. Cette puissance est négligeable devant la puissance reçue du Soleil.

2.4 L'activité humaine

Les énergies utilisées par l'homme ont très majoritairement comme source primaire la fusion nucléaire des éléments constituant le Soleil : l'énergie hydraulique, solaire, éolienne mais aussi les énergies fossiles. Le pétrole, le gaz et l'oxygène ont été produits par la photosynthèse sous rayonnement solaire. L'énergie marémotrice fait exception ; elle prélève l'énergie cinétique de la lune.

La géothermie capte la chaleur des roches terrestres. Localement, la puissance prélevée est supérieure à la moyenne de celle issue de la radioactivité naturelle de la Terre. Par conséquent, il n'est pas possible de prélever l'énergie géothermique partout sous peine d'amplifier le refroidissement de notre planète et de voir la source se tarir. Il faut donc réserver la géothermie aux sites favorables, lieux de remontées de lave en profondeur et donc d'un flux de chaleur local.

La puissance totale produite et consommée par humanité est évaluée à **15 TW** soit $1/10000^{\text{ème}}$ de la puissance solaire, ce qui est négligeable.

3 L'évaluation des températures de l'atmosphère des planètes

3.1 Les rayonnements reçus du Soleil

Les réactions de fusion nucléaire du Soleil produisent une puissance considérable qui chauffe par rayonnement les planètes qui l'entourent. Chaque planète ne capte qu'une toute petite partie du rayonnement solaire ; à une distance D du Soleil, la puissance reçue est proportionnelle au rapport entre sa section S perpendiculaire au rayonnement solaire et la surface $4\pi D^2$ de la sphère de rayon D . Ceci implique que la puissance reçue par une planète décroît en $1/D^2$ avec sa distance D au Soleil.

Une partie du rayonnement solaire est réfléchi et retourne dans l'espace sans échauffer la Terre.

3.2 La réflexion du flux solaire

Une partie du flux solaire est réfléchi par l'atmosphère et ses nuages ou poussières et par la surface de la planète. La proportion **A** du rayonnement du Soleil qui est réfléchi s'appelle l'**albédo**. Seul le rayonnement non réfléchi $(1-A) \cdot P_{\text{Soleil}}$ - Planète chauffe la surface. La réflexion a majoritairement lieu dans l'atmosphère (Réf. 2).

L'albédo moyen des planètes telluriques (rocheuses) est de 0,07 (Réf. 3). Sur la Terre, l'albédo du sol est très variable en fonction du lieu et du temps. Il peut être mesuré par des satellites mais c'est une opération délicate qui comporte encore des incertitudes significatives comme le montre la Réf. 4 qui analyse les mesures de différents satellites effectuées entre 1981 et 2010. Les mesures analysées concernent le « ciel clair », sans nuages sur la bande de fréquence (0,3 μ m-5 μ m). La Figure 2 présente les évolutions des albédos moyens de la Terre en fonction des saisons, fournies par différents satellites.

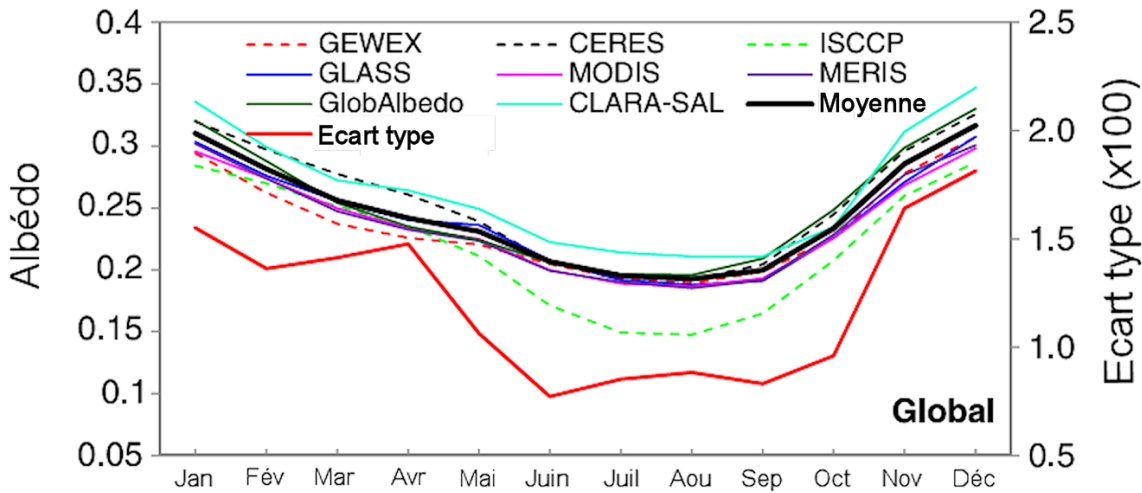


Figure 2 : Albédo de surface moyen mensuel mesuré par des satellites pour la Terre.

L'hiver, la neige produit des albédos élevés dans les régions polaires où les écarts entre les mesures satellitaires de l'albédo sont aussi plus élevés.

L'albédo moyen « ciel clair » peut être estimé à **0,22** et, avec les nuages, à **0,3**.

Les nuages réfléchissent et absorbent le rayonnement solaire ; ils ont donc une influence importante sur le climat. La vapeur d'eau est aussi le plus important gaz à « effet de serre » comme cela sera exposé plus loin.

3.3 Le rayonnement émis par les planètes

Donc la puissance reçue du Soleil par une planète est :

$$P_{\text{Soleil-Planète}} = (1-A) \cdot P_{\text{Soleil}} \cdot S_{\text{Planète}} / 4\pi D^2$$

Cette puissance est absorbée par le sol puis réémise. Les rayonnements émis par les planètes suivent aussi les lois de Stefan et Planck. Les planètes étant nettement moins chaudes que le Soleil, elles émettent des rayonnements de plus grande longueur d'onde. Le spectre d'émission de la Terre est dans l'infra-rouge, centré vers $12 \mu\text{m} = 12000 \text{ nm}$; il est pratiquement disjoint du spectre reçu du Soleil (Figure 3). Cette différence de spectre permet de distinguer par satellite le rayonnement solaire réfléchi de celui du rayonnement de la Terre et de les mesurer.

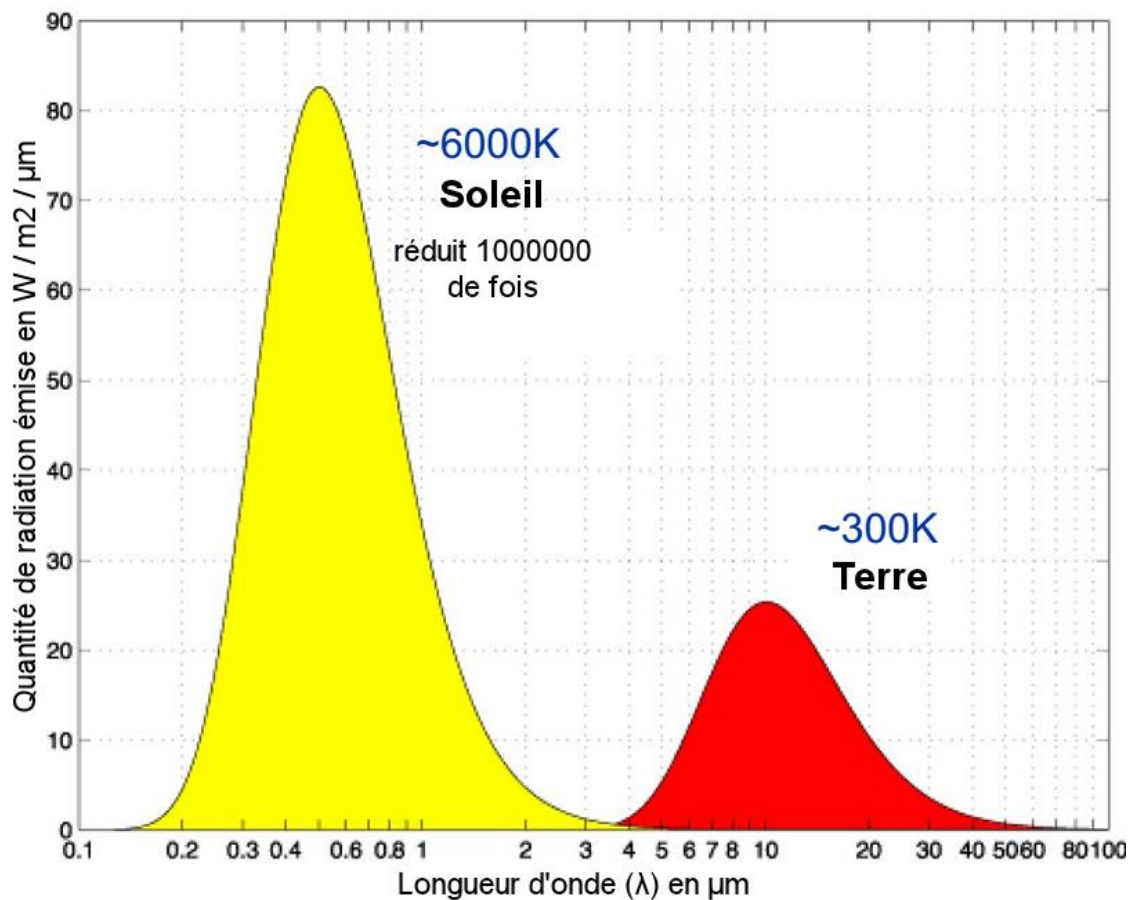


Figure 3 : Spectres d'émission du Soleil et de la Terre. Texas University

La Figure 4 montre, en jaune, le spectre d'émission de la surface terrestre et, en rouge, le spectre du rayonnement reçu de la Terre par un satellite situé au-dessus de notre atmosphère. Certaines longueurs d'onde sont absorbées par l'atmosphère, comme cela sera expliqué plus loin, au chapitre 5.

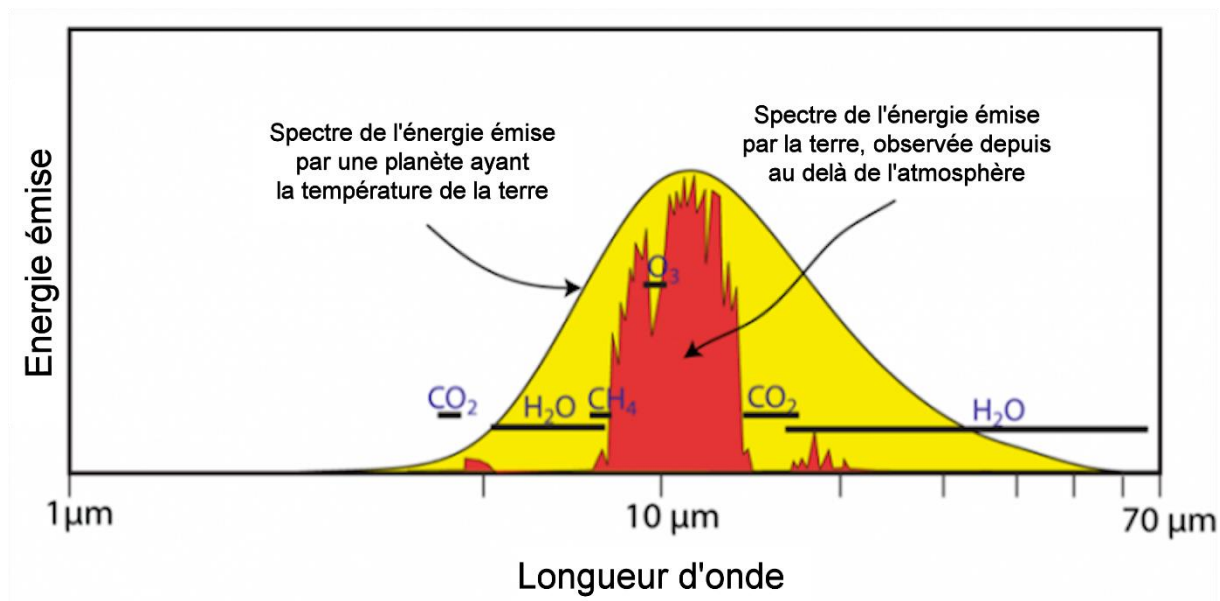


Figure 4 : Spectres d'émission de la Terre au sol et transmis au-dessus de l'atmosphère. D.Bice NASA

3.4 L'évaluation de la température moyenne

Les planètes du système solaire :

Les températures de chaque planète sont très variables en fonction du lieu, pour la Terre sur une plage de 100°C. De plus, les alternances des jours et des nuits et les variations de l'angle d'incidence des rayons du Soleil avec les saisons provoquent des variations de températures importantes en un lieu donné. La température moyenne est une notion assez théorique. Dans ce modèle simplifié, une planète atteint une température de quasi équilibre thermique lorsqu'elle réémet dans l'espace toute l'énergie reçue du Soleil.

L'égalité de la puissance reçue du Soleil et de la puissance émise par chaque planète est le modèle le plus simple (Réf. 6) permettant d'évaluer sa température moyenne de surface :

$$P_{\text{Soleil-Planète}} = (1-A) \cdot P_{\text{Soleil}} \cdot S_{\text{Planète}} / 4\pi D^2 = \sigma \epsilon T^4$$

Pour les planètes du système solaire d'albédo A, à la distance D :

$$T \approx 1,08 \text{ E}+8 \cdot ((1-A)/D^2)^{1/4}$$

Ce modèle donne les résultats des Figures 5a et 5b (courbes noires) qui, avec l'albédo des planètes telluriques pris à 0,07, se comparent favorablement aux mesures (croix rouges) pour les planètes sans atmosphère. Les planètes entourées d'une atmosphère sont généralement plus chaudes et le réchauffement est attribué à « l'effet de serre atmosphérique ».

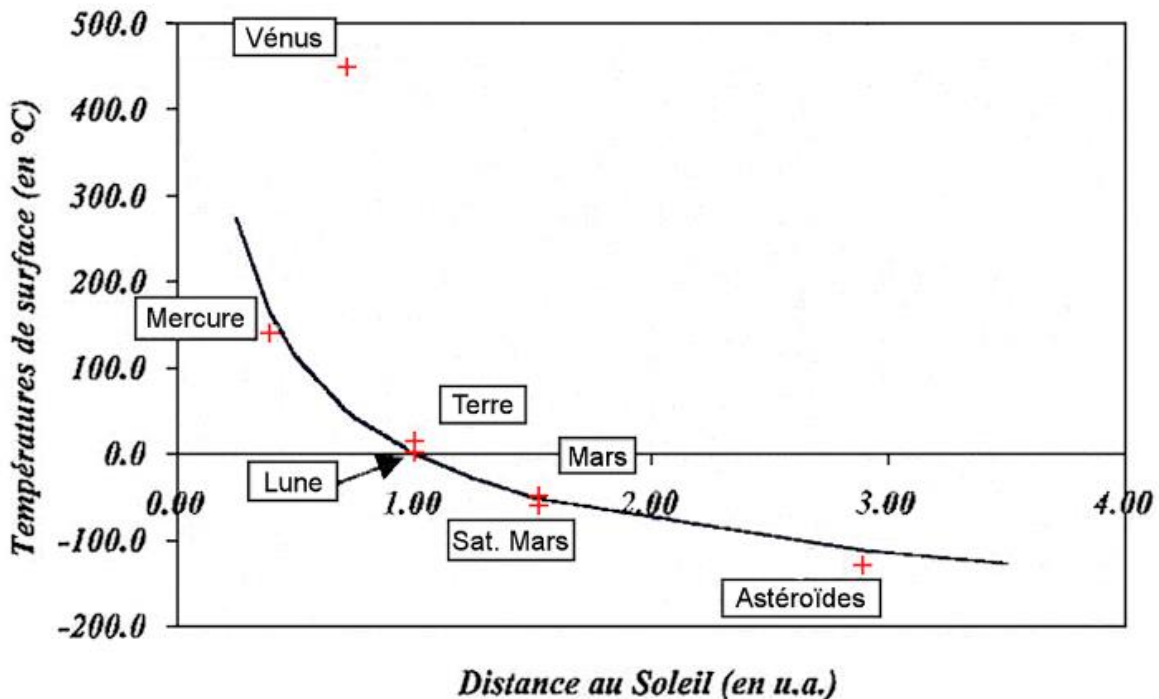


Figure 5a Planètes du système solaire interne

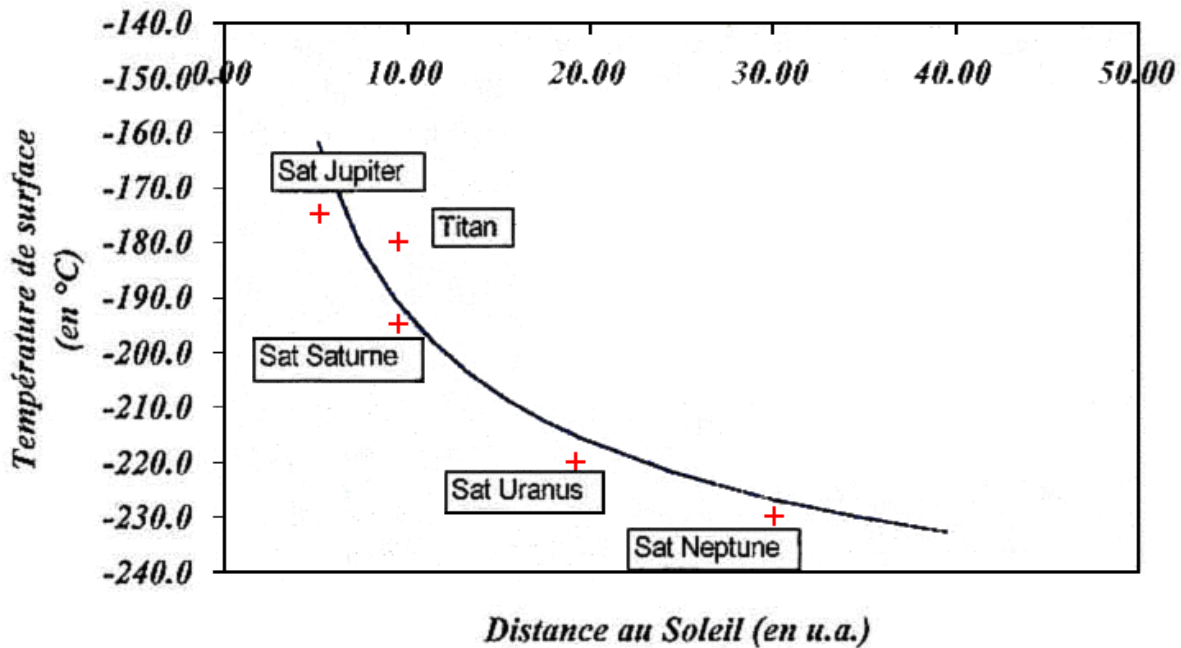


Figure 5b Satellites du système solaire externe

La Terre :

Pour la Terre,
$$T = 279 \left(\frac{(1-A)P}{\varepsilon 340} \right)^{1/4}$$

Dans cette approche simplifiée: A=0,07 Albédo, P Puissance surfacique=340 W/m², ε=1 émissivité

La température moyenne d'une planète varie comme $P^{1/4}$, la racine quatrième de la puissance surfacique (W/m²) reçue, ce qui est lent et explique sa stabilité.

La température calculée par le modèle simplifié de planète sans atmosphère est : $T=274^{\circ}\text{K} = 1^{\circ}\text{C}$

La moyenne arithmétique des mesures météorologiques vaut : T (moyenne Terre) = $288^{\circ}\text{K} = 15^{\circ}\text{C}$. L'écart de 14°K , soit 5% de la température absolue calculée est l'«effet de serre » du à l'atmosphère et la présence d'eau sur Terre.

Les « réchauffeurs » évaluent l'«effet de serre » à 33°K en comparant la température mesurée de 288°K à la température de $255^{\circ}\text{K} -18^{\circ}\text{C}$ calculée pour l'albédo moyen de la Terre qui est de 0,3. Cet albédo plus élevé est principalement du aux nuages et à la neige, donc à la présence d'eau. Mais l'eau intervient aussi sur les flux d'évaporation -condensation, l'absorption des nuages et l'absorption du rayonnement terrestre (Fig 6a et 6b). Donc ces 33°K ne sont pas seulement dus aux perturbations des transferts radiatifs par les gaz à effet de serre de l'atmosphère.

4 L'influence de l'eau et de l'atmosphère

L'eau a un impact prépondérant sur le climat. Elle est présente sous forme liquide dans les océans (71% de la surface terrestre) et les nuages, sous forme solide de neige et de glace aux hautes latitudes ou altitudes et sous forme gazeuse, la vapeur d'eau dans l'atmosphère. La capacité calorifique des océans représente 1000 fois celle de l'atmosphère.

L'eau réduit la puissance reçue du soleil par les albédos des nuages mais aussi des océans et de la neige.

Les courants marins transportent beaucoup d'énergie et peuvent donner lieu à des oscillations de longues périodes, comme le phénomène « el niño » de période variable de 2 à 7 ans dans le Pacifique, qui modifie le climat lorsqu'il survient.

L'évaporation et la condensation de l'eau ont une influence thermique importante (voir Figure 6). Dans les régions chaudes, l'air chaud chargé d'humidité s'élève vers les couches supérieures de l'atmosphère. Comme la pression baisse avec l'altitude, l'air se refroidit, ce qui peut conduire à la condensation de nuages. Poussé par les vents, cet air se déplace vers des régions plus froides où il redescend en bouclant le cycle de convection.

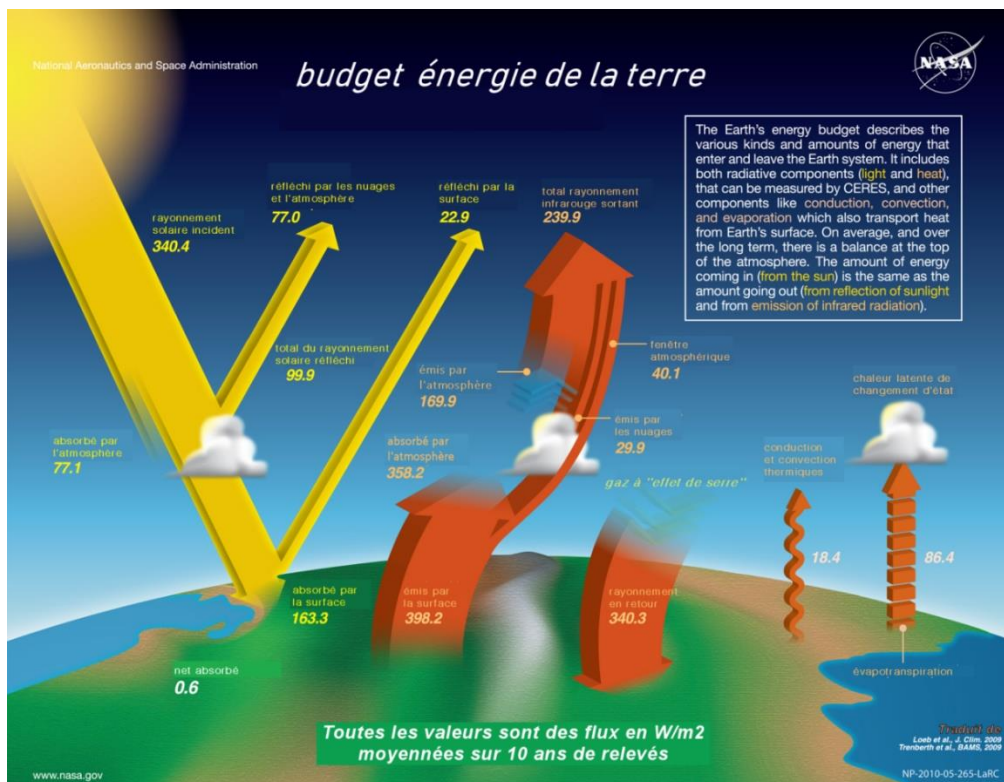
Les courants marins et les vents et précipitations transportent de la chaleur des régions chaudes vers les régions plus froides et contribuent à réduire les écarts de température sur la planète.

L'eau liquide des nuages réfléchit et absorbe les rayonnements du soleil et du sol et réémet certains rayonnements dans l'infrarouge comme on peut le voir sur les Figures 4 et 6.

La vapeur d'eau absorbe les rayonnements du soleil et en réfléchit une partie. La vapeur d'eau absorbe aussi les infra-rouges terrestres et réémet dans l'infra-rouge vers le sol et l'espace (Figure 6).

Les principaux échanges sont représentés sur les deux Figures 6 ci-dessous. Le premier schéma a été élaboré par la NASA en 2013 et repris par le GIEC, le second par V. Daniel (Réf 7) ; l'atmosphère elle-même et ses nuages forment un milieu intermédiaire entre le sol et l'espace, composé de plusieurs couches, par lequel transite la majorité des flux thermiques vers l'espace.

La plus grande partie du rayonnement terrestre est réémis vers le sol par les gaz à effet de serre (Fig 6a). Mais seulement 9% du flux solaire (Fig 6b $9\%=15\%-6\%$) est réémis par radiation vers l'atmosphère et ses nuages. Le flux thermique venant du sol par convection et par l'évaporation de l'eau est 3 fois plus important (30% du flux solaire). Seul le flux de rayonnement terrestre dont la longueur d'onde n'interagit pas avec les gaz à effet de serre s'échappe directement vers l'espace (fenêtre atmosphérique) et représente entre 40 W/m² (NASA-GIEC) et 20 W/m² (6%) (V. Daniel).



Traduction de l'encadré :

Le schéma "budget énergie de la terre" présente les différentes formes et quantités d'énergie qui entrent et sortent du système terrestre. Elles comprennent des éléments radiatifs (lumière et chaleur) qui peuvent être mesurés dans le cadre de l'expérience CERES (Clouds and the Earth's Radiant Energy System) et d'autres éléments tels que la conduction, la convection et l'évaporation qui véhiculent également de l'énergie depuis la surface terrestre. En moyenne sur le long terme, un équilibre s'établit au-dessus de l'atmosphère : la quantité d'énergie entrante (provenant du soleil) est égale à la quantité sortante (provenant de la réflexion du rayonnement solaire et de l'émission du rayonnement infrarouge).

Figure 6a : Bilan énergétique de l'atmosphère

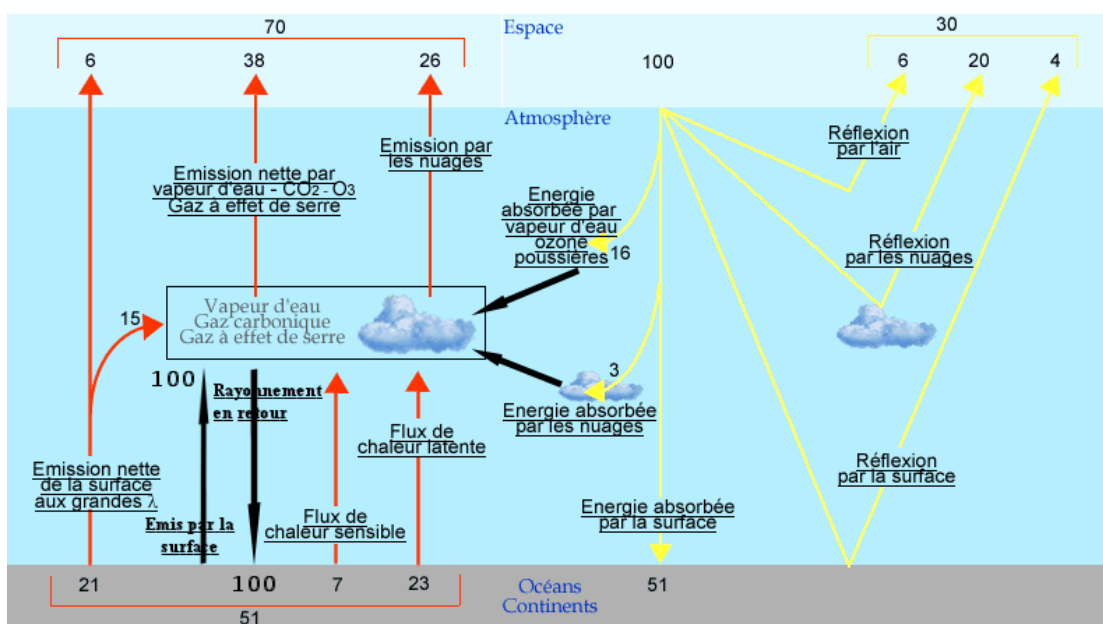


Figure 6b : Bilan énergétique net de l'atmosphère

5 Gaz à « effet de serre » et forçage radiatif

La surface d'une planète entourée d'une atmosphère est plus chaude que celle d'une planète nue. La raison en est que l'atmosphère laisse plus aisément passer le rayonnement solaire qu'il ne laisse ressortir le rayonnement terrestre.

Ce réchauffement est couramment appelé « **effet de serre** » (Réf 8), ce qui n'est pas heureux car une serre fonctionne différemment. En effet, en 1909, RW.Wood démontra expérimentalement que c'est le blocage de la convection qui explique le réchauffement d'une serre. Il mesura le même échauffement dans une serre en verre et en sel gemme, un matériau transparent aux infrarouges.

Il existe donc un réchauffement dû à l'interaction de l'atmosphère avec le rayonnement terrestre : le « **forçage radiatif** ». Ce **forçage radiatif** s'explique par la présence de gaz à « effet de serre » qui sont transparents au rayonnement solaire et absorbent puis réémettent dans toutes les directions certains rayonnements infrarouges terrestres. Dans les bandes de fréquence d'absorption des gaz à effet de serre, une partie des photons infrarouges émis par la Terre est réfléchi vers le sol. De ce fait, l'émission terrestre doit être supérieure aux 163W/m² incidents, ce qui nécessite une température du sol plus élevée et explique son réchauffement.

Seuls les rayonnements dont les longueurs d'onde ne sont pas absorbées par les gaz à effet de serre (fenêtre atmosphérique) peuvent s'échapper directement vers l'espace.

La composition de l'atmosphère terrestre est la suivante: N₂ 78%, O₂ 21%, H₂O 0%-5%, Ar 0,9%, CO₂ 0,04%.

Le principal gaz « à effet de serre » est la vapeur d'eau, H₂O, qui est condensable, représente 1% de l'atmosphère en mer et 0,4% en moyenne, dont la concentration est variable entre 0% et 5%.

Ensuite le CO₂ représente 0,04% ou 400ppm, soit 10 fois moins que l'eau mais 200 fois plus que le méthane. Les autres gaz « à effet de serre », méthane (1,8 ppmv), N₂O (0,3 ppmv), ozone (0,04 ppmv) ou les CFC (0,003 ppmv) sont nettement moins abondants.

Il existe de nombreux modes d'interaction entre la lumière et les molécules de gaz. Les interactions des photons dont la longueur d'onde fait partie des spectres du Soleil et de la Terre (0,2 μm – 70 μm) ont un effet sur le climat.

Suivant les principes de la mécanique quantique, ce sont les photons infrarouges dont l'énergie correspond à l'énergie de l'un des modes de déformation d'une molécule qui vont être absorbés et placer la molécule dans un état excité.

La molécule va ensuite se désexciter en émettant un photon de même énergie. Toutefois, le photon est réémis de manière isotrope dans n'importe quelle direction.

Les molécules diatomiques et symétriques (O₂, N₂, H₂...) sont très peu absorbantes dans le rayonnement solaire comme dans l'infrarouge lointain (4 à 70 μm, domaine du spectre infrarouge terrestre).

Les molécules triatomiques ou non symétriques (H₂O, CO₂, CH₄, N₂O, Chloro-Fluoro-Carbone, SF₆, O₃...) sont beaucoup plus absorbantes car elles possèdent des modes de déformation dipolaires de plus faible énergie (voir Réf. 2). Pour qu'une molécule absorbe un photon, il faut qu'elle ait un dipôle électrique à l'état initial ou à l'état déformé.

Donc, lorsqu'un photon émis par la Terre interagit avec une molécule, une fois sur deux, il est renvoyé vers la Terre. Les photons terrestres dont la longueur d'onde correspond aux raies d'absorption d'une molécule à effet de serre abondante vont interagir successivement avec de nombreuses molécules et être majoritairement réfléchis vers la Terre. Dans la basse atmosphère, le libre parcours moyen d'un photon de 15 μm correspondant à l'absorption du CO₂, est de 25 m.

On observe sur la Figure 4 que l'eau et le CO₂ bloquent complètement l'évasion vers l'espace de certaines longueurs d'onde terrestres. Mais, comme les concentrations baissent avec l'altitude, il existe

une couche de l'atmosphère, dans la stratosphère, dont le rayonnement peut fuir vers l'espace sans rencontrer de molécule de gaz à effet de serre. Ce rayonnement provient de gaz à basses températures, il est donc décalé vers les grandes longueurs d'onde de l'infrarouge.

Aux faibles concentrations, les molécules absorbantes laissent passer une partie des photons et l'absorption croît rapidement avec la concentration. L'effet se sature lorsque l'absorption de la longueur d'onde considérée est totale, ce qui est le cas de l'eau et du CO₂. Une augmentation de concentration des gaz abondants (H₂O, CO₂) ne conduit donc pas à une augmentation proportionnelle de l'absorption.

Ceci explique que des constituants moins abondants comme le méthane CH₄, le N₂O ou les CFC puissent *in fine* jouer un rôle relatif important dans l'effet de serre additionnel dans la mesure où leurs bandes d'absorption sont situées à des longueurs d'onde différentes de celles de H₂O et CO₂.

Donc, le forçage radiatif s'explique par une résistance au passage des rayonnements terrestres.

Mais la réalité est plus complexe car l'atmosphère est composée de nombreuses couches et les échanges thermiques par convection et évaporation-condensation de l'eau sont prépondérants comme le montre la Figure 6. Le flux de refroidissement dû à la convection est 3 fois plus important que le flux radiatif direct. Même si la Terre n'échange vers l'espace que par rayonnement en renvoyant toute la puissance reçue du soleil, les échanges dans l'atmosphère par convection et par le cycle de l'eau jouent le premier rôle. Donc le réchauffement de la surface de la Terre n'est pas seulement dû au « forçage radiatif ».

Finalement on peut appeler « **effet de serre** » le réchauffement dû à l'effet complexe de l'eau et de l'atmosphère, en sachant qu'il ne s'agit pas vraiment d'une serre et que le phénomène n'est pas seulement radiatif.

Les futurs articles consacrés à l'histoire du climat et au climat futur permettront d'en savoir plus sur ces sujets.

6 Références

- 1 Wikipedia « Climat »
- 2 Interactions du rayonnement solaire avec l'atmosphère - Effet de serre V. Daniel ENS Lyon 2003 <http://planet-terre.ens-lyon.fr/article/bilan-radiatif-terre2.xml>
- 3 « Température de surface des planètes et effet de serre. » Pierre Thomas ENS Lyon 2003 <http://planet-terre.ens-lyon.fr/article/temperature-de-surface.xml>
- 4 « La chaleur de la terre et la géothermie » Pierre Thomas 11-03-2014 ENS Lyon4 <http://planet-terre.ens-lyon.fr/article/chaleur-Terre-geothermie.xml>
- 5 Journal of Geophysical Research : Atmospheres Analysis of global land surface albedo climatology and spatial-temporal variation during 1981 – 2010 from multiple satellite products. Tao He¹, Shunlin Liang^{1,2}, and Dan-Xia Song¹ <https://agupubs.onlinelibrary.wiley.com/doi/pdf/10.1002/2014JD021667>
- 6 Le rayonnement thermique et la loi du corps noir V. Daniel ENS Lyon 2003 <http://planet-terre.ens-lyon.fr/article/bilan-radiatif-terre1.xml>
- 7 Le bilan radiatif de la Terre V. Daniel ENS Lyon 2003 <http://planet-terre.ens-lyon.fr/article/bilan-radiatif-terre3.xml>
- 8 Wikipedia « Effet de serre »
- 9 Quelles sont les propriétés communes aux gaz à effet de serre ? B.Legras-Dufresne-Mégie CNRS Paris 2000 <http://planet-terre.ens-lyon.fr/article/gaz-effet-serre.xml>