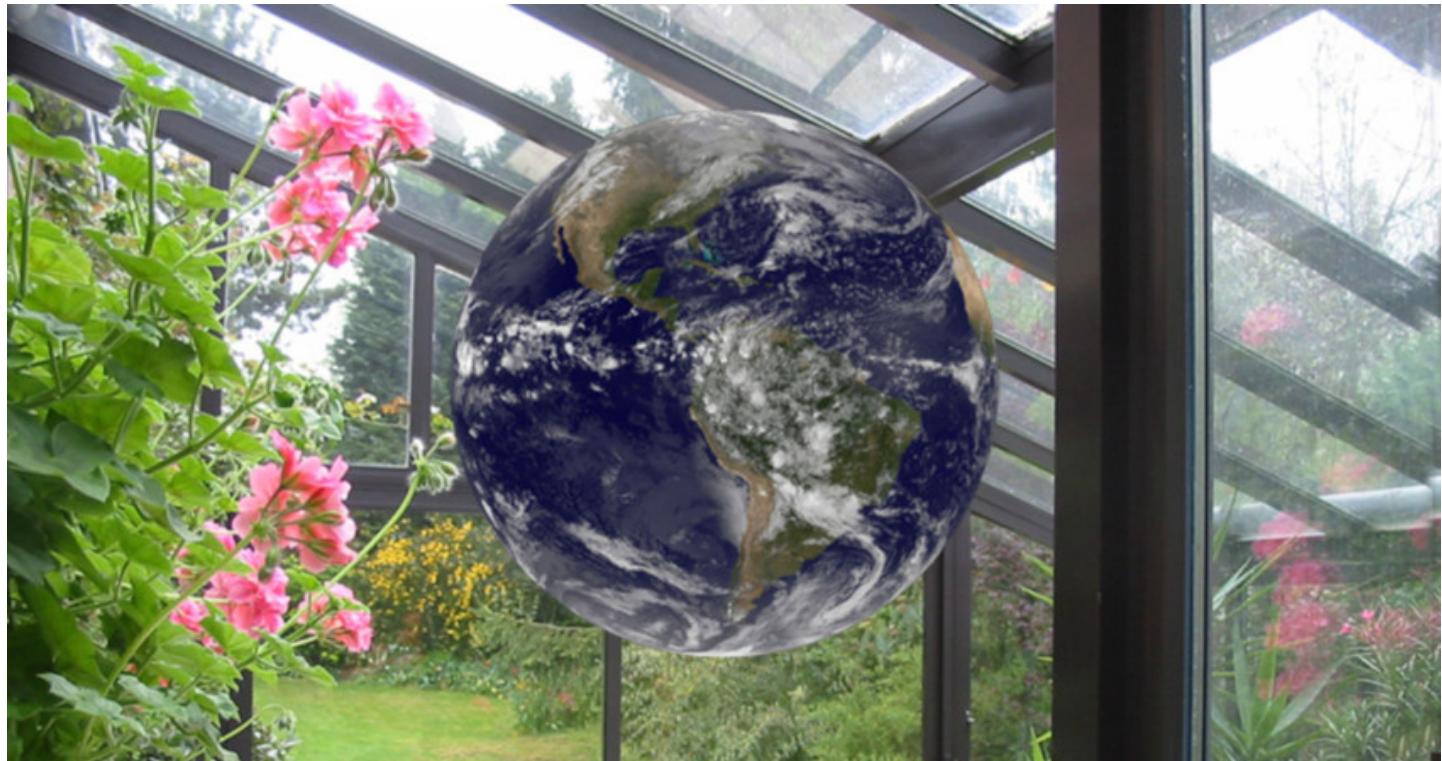


L'effet de serre

Auteur :

FOUQUART Yves, Anciennement Professeur à l'Université de Lille, Laboratoire d'Optique Atmosphérique.

20-08-2025



Expliquer l'effet de serre se résume trop souvent à évoquer la capacité de l'atmosphère d'absorber le rayonnement infrarouge émis par la surface. Cette présentation est trop simpliste et prête le flanc à des polémiques stériles. L'ambition de cet article est une explication aussi complète que possible tout en restant abordable par un large public. On verra aussi que l'effet de serre est très largement validé par les mesures de température de l'atmosphère qui sont effectuées tous les jours depuis les satellites météorologiques. On abordera également la question de l'importance relative des différents gaz à effet de serre et leur potentiel de réchauffement, enfin on précisera la notion de sensibilité climatique.

1. Bref historique



Figure 1 . L'effet de serre, les pionniers [Source : Fourier: Archives de l'Académie des Sciences Tyndall, Arrhenius et Foot : Wikipedia]

La publication dans les années 60-70 par Charles Keeling [1] des observations journalières de la concentration en gaz carbonique effectuées à l'Observatoire de Mauna Loa à Hawaï a fait l'objet d'une bombe parmi les spécialistes du climat. On savait en effet depuis la fin du 19^e siècle qu'une augmentation de la concentration en CO₂ entraînerait inéluctablement un réchauffement de la planète.

L'effet de serre est connu depuis Joseph Fourier (Figure 1) en 1827 et la première estimation de l'impact d'un doublement de la concentration en CO₂ date de 1896 par Svante Arrhenius (Figure 1). Entre temps l'américaine Eunice Foot (Figure 1) à qui il est temps de rendre justice a, en 1857, mis en évidence la capacité du CO₂ et de la vapeur d'eau d'absorber le rayonnement et John Tyndall (Figure 1) a réalisé les premières mesures de cette absorption. On trouvera une présentation plus complète de la découverte de l'effet de serre dans l'article « [De la découverte de l'effet de serre au GIEC](#) ».

Le terme « effet de serre » semble n'avoir été utilisé formellement qu'en 1901 par Nils Ekholm, un météorologue suédois très proche de Svante Arrhenius. Prise au pied de la lettre, l'expression est trompeuse. Les échanges de chaleur peuvent se faire de trois manières : par conduction, par convection ou par rayonnement électromagnétique. Dans l'article sur « [Les couleurs du ciel](#) », on trouvera une description des ondes électromagnétiques. La conduction se fait par contact et la convection par transport de matière.

La Terre étant isolée dans l'espace, elle ne peut pas échanger de matière avec le vide qui l'entoure et les seuls échanges possibles se font au moyen du rayonnement électromagnétique. Dans une serre, ces échanges radiatifs ont lieu de la même manière mais contrairement à la Terre, il peut y avoir des échanges convectifs si les portes en sont ouvertes laissant ainsi s'échanger l'air chaud de l'intérieur avec l'air froid de l'extérieur. Ces échanges convectifs sont largement prépondérants par rapport aux échanges radiatifs. L'effet pratique d'une serre est donc surtout de laisser entrer le rayonnement solaire et de bloquer la convection. Les pertes d'énergie par rayonnement y sont bel et bien réduites par le verre, mais l'analogie avec l'atmosphère n'est donc pas parfaite.

2. Les bases physiques

2.1. Rayonnement solaire et rayonnement tellurique

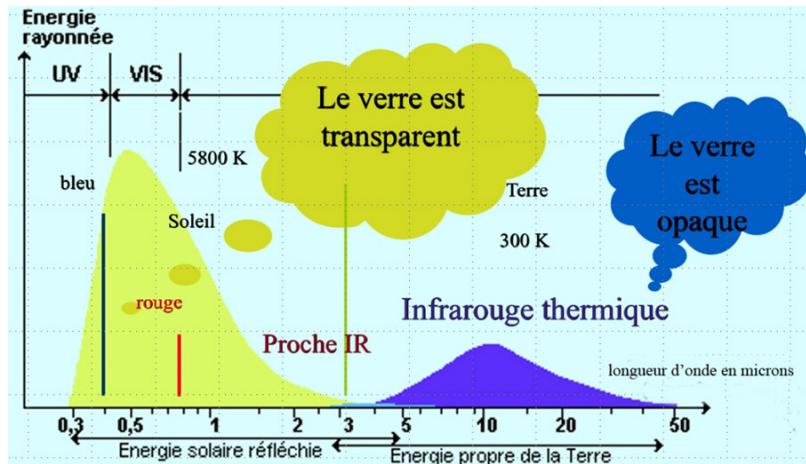


Figure 2. La quasi-totalité du rayonnement solaire se situe aux courtes longueurs d'ondes pour lesquelles le verre est transparent. Au contraire, le rayonnement de la Terre correspond aux plus grandes longueurs d'onde de l'infrarouge. Le verre sépare bien les deux domaines, c'est là l'origine de l'expression « effet de serre ». [Source : © Figure de l'auteur]

L'effet de serre est une conséquence des interactions entre le rayonnement électromagnétique et la matière [2]. Lors de ces interactions des photons [3] sont absorbés et émis. Absorption et émission sont indissociables, on peut les présenter comme les deux faces d'un même processus, celui du changement d'état d'énergie des molécules et des atomes (voir le focus [Interactions rayonnement matière](#)). Au niveau microscopique atomes et molécules sont en permanence agités. Cette agitation provoque des interactions entre leurs moments électriques qui elles-mêmes provoquent des transitions entre états d'énergie (lire [Rayonnement thermique du corps noir](#)). En conséquence tous les corps **absorbent** et **émettent** du rayonnement. Deux propriétés sont essentielles ici :

plus un corps est chaud plus il émet, c'est la loi de Stefan – Boltzmann:

$F = \sigma T^4$ où F est la puissance émise en W/m^2 , T la **température absolue** (Lire [Pression, température et chaleur](#)), exprimée en degrés Kelvin (K) et $\sigma = 5,67 \cdot 10^{-8} \text{ W m}^{-2} \text{ K}^{-4}$ est la constante de Boltzmann.

plus un corps est chaud, plus les photons émis sont énergétiques, c'est-à-dire plus leur fréquence est élevée ou de façon équivalente plus leur longueur d'onde est courte.

La température de la photosphère du Soleil, c'est-à-dire de la zone d'où nous provient sa lumière est voisine de 5800 K. Avec cette température d'émission, près de 98 % du rayonnement émis par le soleil correspond à des longueurs d'onde inférieures à 3 μm. Pour la Terre dont la température avoisine 300 K, c'est l'inverse : plus de 99 % correspond à des longueurs d'onde plus grandes que 3 μm. Le verre est transparent aux courtes longueurs d'onde qui correspondent au rayonnement solaire mais opaque au rayonnement infrarouge, c'est de là que provient l'expression d'effet de serre (Figure 2). L'atmosphère présente une certaine similarité avec le verre : elle est principalement transparente au rayonnement solaire et partiellement opaque au rayonnement infrarouge. Cette opacité est due à des composantes minoritaires comme le CO₂ et la vapeur d'eau, l'azote et oxygène étant presque totalement transparents.

2.2. Bilan radiatif, forçage radiatif

Comme vu plus haut, les seuls échanges de chaleur de la Terre avec l'espace se font par rayonnement. Elle absorbe le rayonnement solaire de courtes longueurs d'onde, et émet un rayonnement dit **tellurique** de grandes longueurs d'ondes en infrarouge. La Terre présente, face au Soleil, un disque de rayon $R = 6400 \text{ km}$, de surface πR^2 et reçoit donc une puissance totale $\pi R^2 S_0$, où $S_0 = 1360 \text{ W/m}^2$ est l'**irradiance solaire**, c'est-à-dire l'énergie reçue par seconde du Soleil hors atmosphère sur une surface de 1m² perpendiculaire à la direction du Soleil. La Terre réfléchit directement environ 30 % de ce rayonnement reçu. Cette proportion est appelée **albédo** et notée α . La Terre absorbe donc une puissance totale $\pi R^2 (1-\alpha) S_0$. En retour, elle émet son rayonnement infrarouge sur toute sa surface qui est celle d'une sphère de rayon R , soit $4\pi R^2$. En appelant F le flux infrarouge émis par la Terre vers l'espace, la puissance totale émise est alors $4\pi R^2 F$.

La différence entre la puissance absorbée et la puissance émise par unité de surface est donc $(1-\alpha)S_0 / 4 - F$, quantité qu'on appelle **bilan radiatif**. A l'équilibre ce bilan est nul, s'il est positif, la Terre gagne de l'énergie et se réchauffe, dans le cas contraire elle se refroidit. Ces deux termes valent chacun environ 240 W/m². Suivant la loi de Stefan Boltzmann, la température serait alors de 255 K (soit -18° C), en supposant une répartition uniforme sur la Terre.

On appelle **forçage radiatif** une perturbation de ce bilan, due par exemple à un supplément de gaz à effet de serre, comme

discuté plus loin, ou à une variation de l'irradiance solaire. C'est une contrainte à laquelle le climat s'adapte en redistribuant entre ses différents constituants le surplus ou le déficit d'énergie. Un forçage radiatif persistant conduit à un nouvel équilibre climatique, avec une nouvelle température moyenne.

3. Comment fonctionne l'effet de serre ?

3.1. Un modèle très simple : la Terre sous une couche de verre

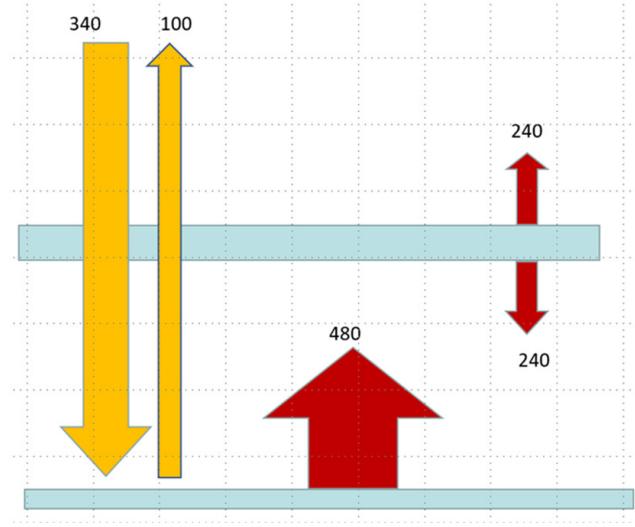


Figure 3. La Terre, sans atmosphère, est entourée par une couche de verre. La surface absorbe le rayonnement solaire qui est intégralement transmis par le verre et en réfléchit une partie (environ 100 W/m² en moyenne globale), le rayonnement qu'elle émet vers l'espace est absorbé par la couche de verre qui émet à son tour. [Source : © Figure de l'auteur]

Pour simuler l'effet de serre, on peut, dans un premier temps, schématiser l'atmosphère en la remplaçant par une mince couche de verre entourant toute la planète. Entre la surface et la couche de verre, c'est le vide et il n'y a donc pas d'échanges de chaleur par convection ni par conduction, il ne reste que les échanges radiatifs entre la surface et la couche de verre d'une part et entre la couche de verre et l'espace d'autre part. Le rayonnement solaire traverse le verre et chauffe la surface. L'énergie émise en infrarouge par la surface est entièrement absorbée par le verre qui émet à son tour dans toutes les directions mais la couche de verre est plus froide que la surface, elle émet donc moins (Figure 3).

Pour que le bilan radiatif soit équilibré, il faut que la couche de verre émette vers l'espace un flux infrarouge égal à l'énergie solaire absorbée, ici 240 W/m², sa température est donc voisine de 255 K mais elle émet aussi ce flux vers le bas. La surface absorbe donc cette fois 480 W/m², sa température est alors de 303 K. Avec deux couches de verre, la température monte à 338 K. Avec 3 couches de verre, la température de la surface monte à 363 K. L'effet de serre ne sature donc pas.

3.2. Une atmosphère plus réaliste

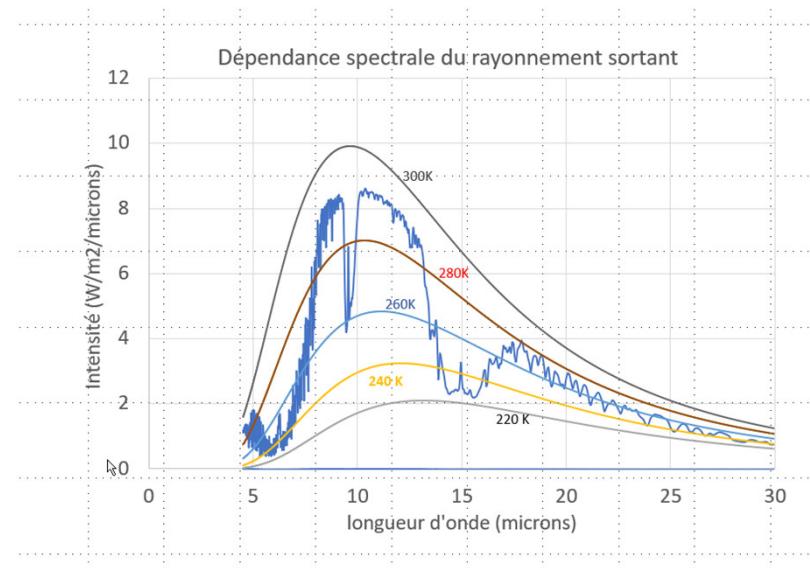


Figure 5. Dépendance spectrale du rayonnement infrarouge sortant à la verticale au sommet de l'atmosphère (en bleu) et dépendances spectrales de l'émission d'un corps noir à différentes températures. Atmosphère US standard sans nuage (modèle MODTRAN, voir ref [4]) [Source : © Figure de l'auteur]

L'atmosphère n'est pas un absorbant aussi efficace que ne l'est le verre. Ce sont les gaz dont les molécules comportent au moins trois atomes qui ont la propriété d'absorber le rayonnement infrarouge mais ils le font de façon sélective (voir focus Transitions et niveaux d'énergie des molécules). L'atmosphère n'est donc pas totalement opaque dans l'infrarouge.

Si l'atmosphère était complètement transparente à toutes les longueurs d'onde, un spectro-radiomètre embarqué sur un satellite observerait l'émission de la surface dont la dépendance spectrale serait celle d'un corps noir (Lire [Le rayonnement thermique du corps noir](#)). Comme on l'a vu plus haut, la température de ce corps noir serait proche de 260 K, on observerait donc la courbe régulière de couleur bleue marquée 260 K sur la Figure 5 [4]. Avec une atmosphère réellement équivalente à une couche de verre, on observerait la même courbe puisque la couche de verre serait à cette même température.

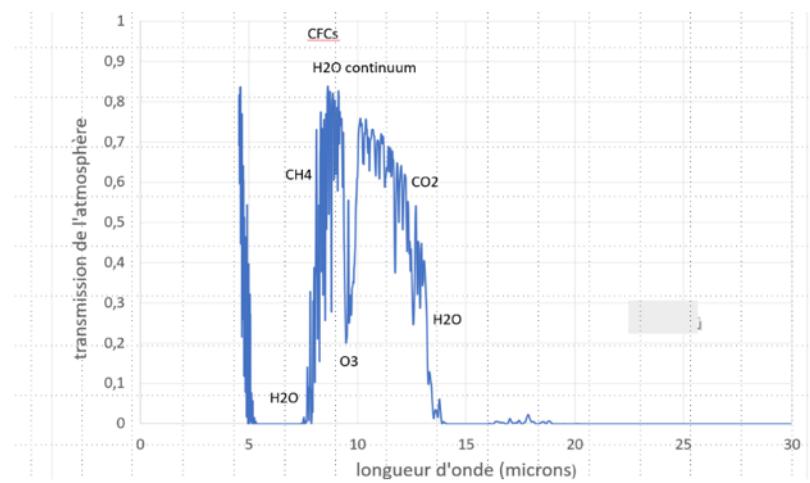


Figure 6. Transmission de l'atmosphère et bandes d'absorption des principaux gaz à effet de serre. Atmosphère US standard sans nuage (modèle MODTRAN, ref. [4]) [Source : © Figure de l'auteur]

En réalité, on obtient une courbe plus complexe, comme si la température de la couche de verre équivalente variait en fonction de la longueur d'onde. En fait, c'est bien cela qui se passe : entre 8 et 12 μm par exemple, l'atmosphère est très transparente (Figure 6) à l'exception de la bande d'absorption de l'ozone vers 9,7 μm. Les photons qui atteignent l'instrument proviennent essentiellement de la surface dont la température est ici voisine de 290 K. Vers 7 μm, l'absorption par la vapeur d'eau est très forte, l'atmosphère est opaque et les photons proviennent d'une altitude où la température est voisine de 260 K. Dans la bande d'absorption du CO₂, vers 15 μm, ils proviennent de niveaux plus froids encore et donc à plus haute altitude. Ce sont ces températures qu'on appelle les **températures de brillance**.

Vers 10 μm, la transmission de l'atmosphère est importante, voisine ici de 80 %. C'est la région de ce qu'on appelle la **fenêtre**

atmosphérique et c'est cette région qui permet de mesurer la température de la surface depuis un satellite. Vers $15\text{ }\mu\text{m}$, aucun photon ne peut traverser toute l'atmosphère sans être absorbé, ceux que l'on observe proviennent donc d'altitudes plus élevées, atteignant la stratosphère.

3.3. Une description plus complète de l'effet de serre

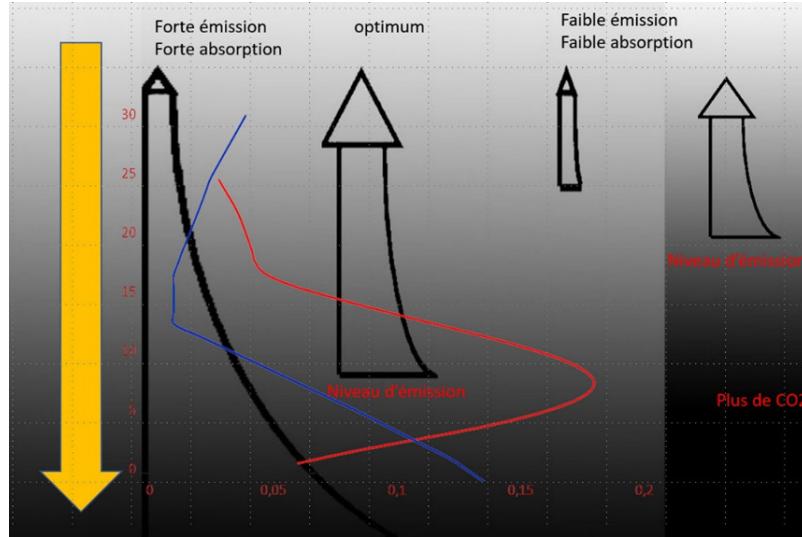


Figure 7. Représentation schématique de l'effet de serre : en jaune le rayonnement solaire qui traverse l'atmosphère en n'étant que peu absorbé (la partie réfléchie n'est pas représentée), en noir l'émission de rayonnement infrarouge à différentes altitudes, en bleu la variation de température avec l'altitude, en rouge la contribution relative des couches de l'atmosphère au flux infrarouge sortant au sommet de l'atmosphère, on l'appelle la fonction de poids [Source : © Figure de l'auteur]

La Figure 7 schématise les transferts de rayonnement dans l'atmosphère. En réalité, le rayonnement solaire y est faiblement absorbé, principalement par la vapeur d'eau et par l'ozone. Il y est aussi diffusé par les molécules des gaz et par les gouttes des nuages ainsi que par les aérosols. Finalement, c'est un peu plus de la moitié du rayonnement solaire qui atteint la surface et la chauffe.

Contrairement à la couche de verre, l'atmosphère est épaisse et elle n'est pas isotherme. La température y décroît avec l'altitude en moyenne de $6,5\text{ }^{\circ}\text{C}$ par km et la pression diminuant avec l'altitude, la concentration en molécules absorbantes diminue aussi (Lire [L'atmosphère et l'enveloppe gazeuse de la Terre](#)). En conséquence, pour un gaz bien mélangé comme le CO₂, l'émission diminue avec l'altitude. Elle est donc maximum pour la surface et les couches les plus basses mais le rayonnement émis à ces niveaux rencontre un maximum de molécules absorbantes avant de sortir vers l'espace. A l'inverse, les couches les plus élevées émettent peu mais ce rayonnement est peu absorbé. On conçoit qu'il existe un optimum qui correspond à une altitude pour laquelle l'émission est encore forte et l'absorption assez faible. La contribution de ce niveau de l'atmosphère au rayonnement sortant est maximum, on l'appelle le **niveau d'émission**, c'est ce qui est appelé la **photosphère** dans le cas d'une étoile. L'altitude de ce niveau d'émission dépend de l'absorption des couches de l'atmosphère qui dépend elle-même du produit de la quantité de molécules absorbantes par leur coefficient d'absorption.

Ce coefficient est propre à chaque transition énergétique, il varie donc fortement avec la longueur d'onde et il en est de même de l'altitude d'émission. Les instruments qui mesurent la température de l'atmosphère depuis un satellite exploitent cette propriété. Ces sondages et leur assimilation directe dans les modèles de prévision météorologique ont apporté une amélioration considérable de la prévision. La théorie physique étant identique à celle qui sous-tend l'effet de serre, ils en constituent une validation indirecte.

La Figure 1 de l'article « [La température moyenne de la Terre](#) », présente les différentes composantes du bilan énergétique moyen. La température moyenne à la surface est voisine de $16,5^{\circ}\text{C}$, elle émet donc environ 398 W/m^2 , le flux infrarouge sortant est de 239 W/m^2 . L'effet de serre, mesuré comme la réduction par l'atmosphère du flux infrarouge émis est de 159 W/m^2 , la température de brillance de la photosphère est voisine de 255 K . Son altitude, pour une atmosphère standard ([US standard atmosphere \[5\]](#)) est de l'ordre de $5,1\text{ km}$. Si la concentration du gaz absorbant augmente, l'optimum se produit à une altitude plus élevée et donc pour une température plus faible. En conséquence le rayonnement sortant diminue. Il faut bien noter que l'effet de serre n'est possible que parce que la température diminue avec l'altitude. Pour une atmosphère isotherme à la même température que la surface, il n'y aurait pas d'effet de serre. C'est ce qui se produit dans les régions spectrales du maximum d'absorption de la bande du CO₂ vers $15\text{ }\mu\text{m}$ pour lesquelles le niveau d'émission se situe dans la stratosphère où la température est sensiblement constante.

4. Les différents gaz à effet de serre

Pour les molécules de plus de deux atomes, il existe des possibilités de transitions (voir focus) entre des états d'énergie de rotation ou de rotation-vibration correspondants à des fréquences du spectre infrarouge. C'est en particulier le cas des gaz comme le dioxyde de carbone (CO_2), le méthane (CH_4), la vapeur d'eau (H_2O), le protoxyde d'azote (N_2O) et de nombreuses autres molécules présentes en traces dans l'atmosphère. Ces gaz ont donc un effet de serre qui dépend de leur spectre d'absorption et de leur répartition spatiale.

Le plus important d'entre eux est la vapeur d'eau dont le spectre couvre une très large portion du domaine infrarouge à l'exception de la zone semi-transparente de la « fenêtre atmosphérique » entre 8 et 12 μm . Le dioxyde de carbone a deux bandes d'absorption dans l'infrarouge vers 4,7 μm et vers 15 μm mais son effet de serre s'exerce surtout par l'intermédiaire de la bande 15 μm qui intercepte une part beaucoup plus importante de l'émission tellurique (voir Figures 5 & 6). La vapeur d'eau absorbe également vers 15 μm , les photons absorbés par l'un des gaz ne pouvant plus l'être par l'autre, c'est ainsi qu'on peut aboutir à des estimations très différentes de l'importance de l'un et de l'autre dans l'effet de serre naturel.

La vapeur d'eau est la cause d'environ 50 à 70 % de l'effet de serre naturel mais sa concentration dans l'atmosphère est gouvernée par la température. Les émissions anthropiques de vapeur d'eau ont une influence négligeable mais l'augmentation de la concentration atmosphérique en vapeur d'eau qui résulte de l'augmentation de température et l'augmentation de l'effet de serre qui en découle constituent une rétroaction [6] très puissante qui amplifie fortement le réchauffement initialement provoqué par les GES anthropiques (Voir le focus [Retour sur l'effet de serre de la vapeur d'eau et du \$\text{CO}_2\$](#)). Le forçage radiatif d'un GES est d'autant plus efficace qu'il absorbe là où les autres GES n'absorbent pas. De ce point de vue, les gaz les plus efficaces sont ceux qui absorbent dans la « fenêtre atmosphérique » de la vapeur d'eau, c'est le cas du méthane, de l'ozone et des CFCs et de leurs dérivés (voir Figure 6).

Le CO_2 est bien le principal responsable de l'augmentation de l'effet de serre mais il ne compte que pour moins de 60% (Tableau 1). Outre son influence directe sur l'effet de serre, le méthane a aussi une influence indirecte par l'intermédiaire de l'ozone dont il est la principale source dans la basse atmosphère. Le cas de l'ozone est complexe car l'ozone absorbe aussi le rayonnement solaire et sa distribution verticale n'est pas uniforme. Le tableau 1 est issu du sixième rapport du GIEC, le forçage radiatif de tous les gaz à effet de serre de 1750 à 2019 s'élève à 3,8 W/m^2 . Les autres forçages dont principalement celui des aérosols réduit le forçage anthropique total à 2,7 W/m^2 .

Tableau 1. Forçages radiatifs et importance relative de différents GES dans l'augmentation de l'effet de serre depuis 1750. D'après le 6^e rapport du GIEC, Groupe 1, chapitre 7 [7]. Forçage radiatif du CO_2 [8]

GES	Augmentation relative de la concentration (en %) depuis 1750	Forçage radiatif depuis 1750 (W/m ²)	Part dans l'augmentation de l'effet de serre (en %)
CO ₂	50	2,16	56
CH ₄	160	0,54	14
N ₂ O	22	0,21	6
CFCs et remplaçants		0,41	11
Ozone		0,47	12

5. Potentiel de réchauffement global

Le deuxième facteur qui influence l'impact du forçage radiatif d'un GES sur le climat est sa durée de vie (Tableau 2). A ce propos, il faut bien distinguer entre le temps de résidence d'une molécule dans un cycle biogéochimique dans lequel les éléments sont constamment renouvelés et le temps au bout duquel une molécule additionnelle est absorbée par un des puits de ce cycle. Pour le CO₂ par exemple, le temps de résidence est de l'ordre de quelques années mais ce n'est qu'au bout d'une centaine d'années que le CO₂ additionnel est réduit de moitié (Lire Un cycle du carbone perturbé par les activités humaines). Pour le méthane, cette durée est de l'ordre de 11 ans, elle est de plusieurs milliers d'années pour le Fréon 14 (CF₄).

Pour un kg de gaz injecté dans l'atmosphère, l'efficacité d'un GES, encore appelée **Potentiel de Réchauffement Global (PRG)**, se mesure par la totalité du forçage radiatif, c'est-à-dire de l'augmentation de l'effet de serre qu'il provoque pendant toute la durée de son séjour. On le rapporte à la même quantité pour le CO₂ mais on se fixe un horizon commun à tous les GES, le plus

souvent 100 ans. C'est donc : $PRG = \int_0^H a_x(t)RF_x(t)dt / \int_0^H a_{CO2}(t)RF_{CO2}(t)dt$. Ici $a_x(t)$ représente la décroissance de la quantité du GES x en fonction du temps, RF son forçage radiatif et H , l'horizon en temps.

Tableau 2. Durée de vie et Potentiels de Réchauffement Global (PRG) des principaux GES anthropiques. Notez que les puits de CO₂ sont multiples et ont des constantes de temps très différentes. Les CFCs et leurs remplaçants sont très nombreux, la liste est donc incomplète, les trois derniers gaz sont donnés à titre d'exemple. D'après le 5^e rapport du GIEC, Groupe 1, annexe 8 [9].

GES

Durée de vie (années)

PRG à 20 ans

PRG à 100 ans

CO ₂	100	1	1
CH ₄	12,4	84	28
N ₂ O	121	264	265
CFC-11	45	6900	4660
HFC-32	5,2	2430	677
Fréon 14	50 000	4880	7400

6. Sensibilité climatique

En 1896 Svante Arrhenius calculait que la Terre se réchaufferait de 5°C si la concentration en CO₂ continuait à augmenter jusqu'à doubler. Depuis lors, on a pris l'habitude d'évaluer ainsi la sensibilité climatique. Dans les années 1960, Syukuro Manabe (Lire [Sur les apports en physique du climat de Klaus Hasselmann et Syukuro Manabe, prix Nobel 2021](#)) et Robert Stickler puis Richard Wetherald ont repris ce calcul d'abord avec un modèle unidimensionnel vertical puis, en 1975 [10], avec un modèle tridimensionnel simplifié prenant en compte les mouvements de l'atmosphère. Leur résultat, un peu moins de 3°C, reste la valeur centrale des estimations réalisées depuis lors [11]. On peut calculer aisément la sensibilité climatique au moyen des modèles qui prennent en compte les processus physiques à l'œuvre dans le système climatique. La difficulté réside principalement dans la précision avec laquelle les différentes rétroactions (Lire [La machine climatique](#)) peuvent être estimées, en particulier la rétroaction des nuages. Par comparaison, l'incertitude concernant le calcul de l'effet de serre des GES est faible, on l'estime de l'ordre de 10%.

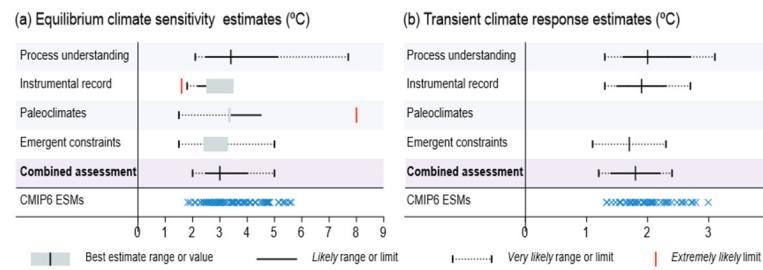


Figure 8. Sensibilités climatiques à l'équilibre (a) et sensibilité transitoire (b) estimées à partir des modèles climatiques, des données récentes et des données paléoclimatiques. Les contraintes émergentes consistent à sélectionner parmi les modèles ceux qui satisfont certaines observations spécifiques. [Source : 6^e rapport du GIEC, Groupe 1, chapitre 7, Figure 7.18]

On peut aussi utiliser des données d'observations. Dans ce cas, deux types d'approche sont possibles : l'une utilise les données récentes et s'appuie sur le réchauffement observé depuis un peu plus d'un siècle, l'autre utilise les données paléoclimatiques, en particulier celles qui concernent la dernière glaciation.

Pour les données récentes, la source principale d'incertitude est dans la capacité de distinguer le signal climatique de la variabilité naturelle. Une autre source d'incertitude importante réside dans l'estimation de l'effet des aérosols. En outre, les rétroactions longues comme la réponse des calottes glaciaires ne sont pas intégrées ou seulement partiellement, l'équilibre du bilan radiatif n'est donc pas atteint. La sensibilité que l'on peut estimer de cette manière est une **sensibilité transitoire**. Dans les modèles, on la simule en augmentant la concentration en CO₂ de 1% par an.

Dans le cas des données paléoclimatiques, la difficulté réside plutôt dans l'estimation des forçages. La figure 8 est reprise du dernier rapport du GIEC, elle résume les différentes estimations des sensibilités à l'équilibre (partie gauche) et transitoire (partie droite). Malgré les progrès des modèles et 50 ans d'observations la dispersion des estimations reste grande (entre 2,5 et 4°C plage de valeurs la plus probables pour la sensibilité à l'équilibre).

7. Messages à retenir

Les gaz dont les molécules comportent plus de deux atomes **absorbent** et **émettent** le rayonnement infrarouge.

Dans l'atmosphère terrestre ce sont principalement la vapeur d'eau (H₂O), le méthane (CH₄), le protoxyde d'azote (N₂O), l'ozone (O₃) et les chlorofluorocarbones (CFCs) et leurs remplaçants.

Ces "gaz à effet de serre" **absorbent** le rayonnement infrarouge émis par la surface et les couches d'atmosphère sous-jacentes et

émettent à leur tour.

La température décroissant avec l'altitude dans la partie basse de l'atmosphère, l'émission diminue avec l'altitude ce qui réduit le flux sortant. Ainsi une augmentation des gaz à effet de serre conduit à une augmentation de la température à la surface de la Terre jusqu'à ce qu'un nouvel équilibre soit trouvé par augmentation de son rayonnement infra-rouge.

L'effet de serre ne sature pas: il augmente sans limite par augmentation de la concentration des gaz à effet de serre.

Le CO₂ est le principal responsable de l'**augmentation** de l'effet de serre depuis 1750 mais il représente moins de 60% de l'augmentation totale. La vapeur d'eau n'est pas prise en compte directement parmi ces facteurs d'augmentation, bien qu'elle domine l'effet de serre. Sa concentration est en effet gouvernée par la météorologie, augmentant fortement avec la température, ce qui amplifie l'effet des autres gaz.

La sensibilité climatique se mesure par l'augmentation de la température globale pour un doublement de la concentration en CO₂. Elle est estimée entre 2,5 et 4°C (valeurs les plus probables).

Notes et références

Image de couverture. © Photo de l'auteur.

[1] Keeling. C, Bacastow.R, Bainbridge.A, Ekdahl.C, Guenther.P, Waterman.L, Chin.S (1976). Atmospheric carbon dioxide variations at Mauna Loa Observatory, Hawaii. *Tellus* **28,6** 538-55.

[2] Le rayonnement électromagnétique, c'est la lumière au sens large du terme. Cela comprend la lumière visible mais aussi les infrarouges et les microondes, les ultraviolets, les rayons X et les rayonnements alpha, beta et gamma de la radioactivité. La matière, dans le cas présent, ce sont les gaz, liquides et solides présents dans l'atmosphère et à la surface.

[3] Un photon est une particule élémentaire (ou corpuscule) qui porte l'énergie lumineuse élémentaire ou encore le quantum d'énergie lumineuse de l'onde électromagnétique.

[4] MODTRAN Infrared Light in the Atmosphere, University of Chicago,
<http://climatedmodels.uchicago.edu/modtran/modtran.doc.html>

[5] http://modtran.spectral.com/static/modtran6/html/help_atmosphere_model.html?v=3

[6] Une rétroaction est la variation du bilan radiatif qui résulte de la variation d'un paramètre climatique, elle-même due à la variation de température provoquée par le forçage initial. L'exemple type est celui de la rétroaction albédo : le forçage des GES provoque le réchauffement mais dans un climat plus chaud l'étendue de neige et de glace diminue, ce qui diminue l'albédo, augmente l'énergie solaire absorbée et contribue à encore augmenter la température, cette rétroaction qui amplifie le forçage initial est dite positive, la rétroaction de la vapeur d'eau est également positive parce que la capacité de l'atmosphère à contenir de la vapeur d'eau augmente avec la température d'environ 7% par degré ce qui augmente à son tour l'effet de serre de la vapeur d'eau.

[7] Forster, P., T. Storelvmo, K. Armour, W. Collins, J.-L. Dufresne, D. Frame, D.J. Lunt, T. Mauritsen, M.D. Palmer, M. Watanabe, M. Wild, and H. Zhang, 2021: The Earth's Energy Budget, Climate Feedbacks, and Climate Sensitivity. In Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Masson-Delmotte, V., P. Zhai, A. Pirani, S.L. Connors, C. Péan, S. Berger, N. Caud, Y. Chen, L. Goldfarb, M.I. Gomis, M. Huang, K. Leitzell, E. Lonnoy, J.B.R. Matthews, T.K. Maycock, T. Waterfield, O. Yelekçi, R. Yu, and B. Zhou (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, pp. 923–1054, doi:10.1017/9781009157896.009.

[8] Le forçage radiatif du CO₂ augmente approximativement comme le logarithme de la concentration, $RF_{CO_2}=5,36 \ln(c/c_0)$ où c et c_0 sont les concentrations en ppm. Ainsi un doublement du CO₂, soit $\ln(c/c_0) = \ln(2) = 0,693$, conduit à un forçage radiatif de 3,7 W/m²

[9] Myhre, G., D. Shindell, F.-M. Bréon, W. Collins, J. Fuglestvedt, J. Huang, D. Koch, J.-F. Lamarque, D. Lee, B. Mendoza, T. Nakajima, A. Robock, G. Stephens, T. Takemura and H. Zhang, 2013: Anthropogenic and Natural Radiative Forcing. In:

[10] Manabe, S, Wetherald, RT. 1975. The Effects of Doubling the CO₂ Concentration on the climate of a General Circulation Model. *J. Atmos. Sci.* 32, 3–15.

[11] De façon plus générale, la sensibilité climatique représente la variation de la température globale en réponse à une perturbation du bilan radiatif, c'est-à-dire à un forçage radiatif. Le forçage radiatif provoqué par un doublement de la concentration en CO₂ étant d'environ 3,7 Wm⁻², une sensibilité de 3°C pour un doublement du CO₂ correspond à environ 0,8 °C/Wm⁻².

L'Encyclopédie de l'environnement est publiée par l'Université Grenoble Alpes - www.univ-grenoble-alpes.fr

Pour citer cet article: **Auteur** : FOUQUART Yves (2025), L'effet de serre, Encyclopédie de l'Environnement, [en ligne ISSN 2555-0950] url : <http://www.encyclopedie-environnement.org/?p=19942>

Les articles de l'Encyclopédie de l'environnement sont mis à disposition selon les termes de la licence Creative Commons Attribution - Pas d'Utilisation Commerciale - Pas de Modification 4.0 International.
