

Les bases physiques de l'effet de serre dans l'atmosphère terrestre

Ce texte accompagne les diapositives d'une présentation éponyme. Son objet est d'expliquer les principes physiques de l'effet de serre dans l'atmosphère terrestre, de façon plus générale dans les atmosphères planétaires, et de présenter les limites du modèle à une couche. Ce dernier est très simple, souvent utilisé et a été présenté par ailleurs¹. On insistera ici sur le fait que l'effet de serre dépend non seulement de la faculté de l'atmosphère à absorber le rayonnement infrarouge, mais aussi de la façon dont la température de l'atmosphère varie avec l'altitude. On se focalisera sur les deux principaux gaz à effet de serre sur Terre : la vapeur d'eau (H₂O) et le dioxyde de carbone (CO₂). On montrera que si le modèle à une couche permet d'expliquer l'effet de serre dû à la vapeur d'eau, il ne permet pas d'expliquer celui dû au dioxyde de carbone et on présentera un modèle plus élaboré, qui tient compte du profil vertical de température de l'atmosphère.

1) Détermination de la température de surface d'une planète à l'aide du modèle à 1 couche

C'est Joseph Fourier qui a établi dans son « Mémoire sur les températures du globe terrestre et des espaces planétaire » publié en 1824 le cadre permettant d'étudier le climat d'une planète à partir des lois de la Physique. Il a établi que la température de surface d'une planète est déterminée par son bilan d'énergie. Après avoir montré que le flux de chaleur géothermique est négligeable sur Terre, il en a déduit que le bilan d'énergie ne dépendait plus que du rayonnement solaire absorbé et du rayonnement infrarouge émis par la Terre. Il a établi que l'absorption du rayonnement infrarouge (appelé « *chaleur obscure* » à l'époque) par l'atmosphère faisait augmenter la température de surface de la Terre: «*C'est ainsi que la température est augmentée par l'interposition de l'atmosphère, parce que la chaleur trouve moins d'obstacle pour pénétrer l'air, étant à l'état de lumière, qu'elle n'en trouve pour repasser dans l'air lorsqu'elle est convertie en chaleur obscure.*» Pour énoncer cette hypothèse il se basait sur les expériences du naturaliste genevois H.-B. de Saussure qui employait un montage ressemblant à une serre horticole, d'où le nom d'effet de serre.

Reprenons l'exemple de la plaque noire posée sur un isolant et laissée au soleil (diapo 4). A l'équilibre énergétique, la puissance par unité de surface F gagnée par absorption du rayonnement solaire est égale à celle σT_s^4 perdue par émission de rayonnement infrarouge (loi de Stefan-Boltzmann). On en déduit $T_s = (F/\sigma)^{1/4}$. Donc si le rayonnement absorbé est égal au rayonnement solaire incident F_0 au sommet de l'atmosphère, $F_0 = 1361 \text{ W.m}^{-2}$, on obtient $T_s \approx 394\text{K}$ (121°C).

Considérons maintenant une planète qui tourne autour du soleil (diapo 5). Pour une planète, la puissance moyenne par unité de surface du rayonnement solaire incident est égale à un quart de celle reçue par unité de surface de la plaque perpendiculaire au rayonnement solaire : $F_0/4 = 1361/4 = 340,25 \text{ W.m}^{-2}$. En effet, une sphère de rayon R intercepte le rayonnement traversant une section πR^2 mais ce rayonnement est absorbé sur la surface $4\pi R^2$ de la sphère. Si la sphère est noire et absorbe tout le rayonnement incident, sa température de surface vaut $T_s = (F_0/4/\sigma)^{1/4} \approx 278\text{K}$ (5°C). Bien que la puissance absorbée par unité de surface soit 4 fois plus faible pour la sphère que pour le plan, la température de surface ne diminue pas dans la même proportion, elle est seulement 1,4 fois plus faible. Ceci est dû à la non linéarité de la fonction de Stefan-Boltzmann.

Pour une sphère qui réfléchit 30 % du rayonnement solaire incident, et en absorbe donc seulement 70 % comme la Terre (diapo 6), la puissance par unité de surface du rayonnement solaire absorbé vaut $0,7 * F_0/4 = 240 \text{ W.m}^{-2}$. La sphère est à l'équilibre lorsqu'elle émet un flux radiatif $F_e = 240 \text{ W.m}^{-2}$, c'est à dire lorsque sa température de surface vaut $T_s = (0.7 * F_0/4/\sigma)^{1/4} \approx 255\text{K}$ (-18°C), supposant que son émissivité de surface vaut 1.

¹ Principes de base de l'effet de serre, JL Dufresne

Si l'atmosphère de la Terre était parfaitement transparente au rayonnement infrarouge, on pourrait faire l'analogie directe entre la sphère et la Terre, dont la température de surface serait alors de -18°C . En effet, que son émissivité de surface est très proche de 1. Or la température moyenne de surface de la Terre est beaucoup plus élevée, elle vaut 15°C (288K). Cette différence est due à l'effet de serre dont on quantifie la valeur G de la façon suivante : le flux par unité de surface du rayonnement émis par une surface de température $T_s=288\text{K}$ (la température moyenne terrestre) vaut $F_s = \sigma T_s^4 = 390\text{W.m}^{-2}$. Le flux par unité de surface du rayonnement émis par la Terre (en y incluant son atmosphère) vers l'espace vaut $F_e = 240\text{W.m}^{-2}$ puisqu'à l'équilibre il compense le rayonnement solaire absorbé. La valeur G de l'effet de serre est défini comme la différence entre ces deux flux ; $G = F_s - F_e$. Sur Terre on a $G = 150\text{W.m}^{-2}$. La Terre émet vers l'espace un flux F_e plus faible que celui F_s émis par sa surface, et cette différence est due à l'absorption et à l'émission du rayonnement infrarouge par l'atmosphère.

Des satellites qui tournent autour de la Terre mesurent le flux solaire incident et le flux infrarouge émis par la Terre (diapo 9), et certains mesurent le profil spectral de ces rayonnements (diapo 10). Ici, le profil spectral (en rouge) du rayonnement infra-rouge au sommet de l'atmosphère provient de l'instrument IASI, développé par le CNES. Cet instrument fait des mesures dans une plage de longueur d'onde allant de $3,6$ à $15,5\mu\text{m}$. Sur cette figure sont également représentés les profils spectraux du corps noir à différentes températures (lignes oranges), dont la température moyenne de la surface de la Terre (ligne bleue). On peut voir que le profil spectral du rayonnement émis par la Terre (avec son atmosphère) est très différent de celui émis par un corps noir. Dans certaines plages spectrales (par ex. entre 8 et $9\mu\text{m}$, et entre 10 et $13\mu\text{m}$), l'intensité du rayonnement est très proche de celle d'un corps noir de température $23,2^{\circ}\text{C}$. C'est la température de la surface au dessus de laquelle ce profil spectral a été mesuré. Dans ces plages spectrales, l'atmosphère absorbe très peu le rayonnement, donc celui mesuré par le satellite est peu différent de celui émis par la surface. C'est très différent dans la plage spectrale autour de $15\mu\text{m}$ où l'intensité du rayonnement mesuré est très proche de celle d'un corps noir de température -53°C . Dans cette plage spectrale, l'atmosphère absorbe très fortement le rayonnement. Tout le rayonnement émis par la surface a été absorbé et celui observé par le satellite a été émis par l'atmosphère à quelques kilomètres d'altitude, où la température est beaucoup plus faible qu'à la surface. Nous y reviendrons.

Le profil spectral peut également être calculé à l'aide de modèles radiatifs. Pour y parvenir il faut donner le profil vertical (c-à-d la variation en fonction de l'altitude) de la température et de la concentration des différents gaz à effet de serre. Dans notre exemple, ces profils verticaux proviennent d'un radiosondage réalisé à la verticale du satellite. A partir de ceux-ci et du spectre d'absorption des différents gaz, ces modèles calculent le profil spectral du rayonnement au sommet de l'atmosphère. On peut remarquer que le profil spectral calculé est très proche de celui mesuré, il est d'ailleurs tellement proche que la courbe du profil calculé (en noir) est presque parfaitement cachée par celle du profil mesuré (en rouge) dans la région spectrale observée.

On utilise aussi ces modèles radiatifs pour calculer la modification de l'effet de serre obtenue par le changement de concentration d'un ou de plusieurs gaz. On peut ainsi analyser la contribution des différents gaz à l'effet de serre actuel (diapo 11) ou estimer le changement d'effet de serre dû à un changement de la composition de l'atmosphère. On obtient par exemple qu'un accroissement de la concentration de vapeur d'eau de 20% augmente l'effet de serre de $3,8\text{W.m}^{-2}$, et qu'un accroissement de CO_2 de 100% augmente l'effet de serre de $2,8\text{W.m}^{-2}$ (diapo 12). Ce dernier atteint la valeur de $3,7\text{W.m}^{-2}$ si on prend en compte l'ajustement stratosphérique (nous y reviendrons plus tard).

2) Limites du modèle d'effet de serre à une couche : le paradoxe de la non saturation de l'effet de serre malgré la saturation de l'absorptivité.

Dans le modèle d'effet de serre à une couche mentionné précédemment, la vitre absorbe totalement le rayonnement infrarouge. Ce modèle peut être facilement modifié pour prendre en compte une vitre qui absorbe une fraction ϵ_a du rayonnement infrarouge, appelée absorptivité (diapo 13).

Comme on s'y attend, plus l'absorptivité ϵ_a augmente, plus l'effet de serre augmente. L'effet de serre est maximum quand $\epsilon_a=1$, c-à-d quand la vitre est totalement opaque au rayonnement infrarouge.

Les modèles radiatifs permettent de calculer les flux radiatifs, l'effet de serre, ainsi que d'autres grandeurs telle que l'absorptivité de toute la colonne atmosphérique (de la surface de la planète au sommet de son atmosphère) (diapo 14). Pour une atmosphère terrestre qui ne contiendrait que le CO_2 comme gaz absorbant le rayonnement infrarouge (gaz à effet de serre), on obtient que l'absorptivité augmente lorsque la concentration de CO_2 augmente, d'abord fortement pour des faibles concentrations, puis beaucoup plus faiblement (diapo 14, à gauche, courbe avec des tirets). Si on y ajoute de la vapeur d'eau avec une concentration moyenne, l'absorptivité est, logiquement, beaucoup plus élevée, mais elle n'augmente quasiment plus lorsque la concentration de CO_2 augmente (diapo 14, à gauche, trait continu). L'absorption par le CO_2 est dite saturée. Si on s'intéresse en parallèle à l'effet de serre calculé par ces mêmes modèles radiatifs, on constate qu'il augmente toujours avec la concentration de CO_2 , quelque soit la quantité de vapeur d'eau (diapo 14, à droite). Ce résultat est contradictoire avec ce que l'on peut déduire du modèle d'effet de serre à une couche, modèle pour lequel la variation de l'effet de serre est directement lié à la variation de l'absorptivité (diapo 13). On peut donc se poser la question suivante : Comment l'effet de serre peut-il augmenter avec la concentration de CO_2 alors que l'absorptivité de l'atmosphère n'augmente pas ?

Avant de regarder ce qui se passe dans l'atmosphère terrestre, reprenons notre exemple de plaque noire au soleil. Si on place au dessus une vitre qui absorbe totalement le rayonnement infrarouge, on a vu que la surface se réchauffe. Que se passe-t-il si on double l'épaisseur de la vitre (diapo 15)? La vitre absorbait déjà totalement le rayonnement infrarouge, donc même si on double son épaisseur ni son absorptivité, ni la température de surface ne change. Que se passe-t-il maintenant si on met une deuxième vitre **B** au-dessus de la première **A** ? En reprenant la même démarche que dans le cas d'une vitre, on obtient que les températures de la vitre **A** et de la surface augmentent, donc que l'effet de serre augmente. Qu'est ce qui explique cette différence de comportement ? Dans les montages, l'absorptivité qui valait 1 n'augmente pas. Par contre, dans le montage avec deux vitres, leur température peut être différente tandis que pour la vitre deux fois plus épaisse, qui se comporte comme deux vitres parfaitement accolées, il n'y a qu'une seule température. On voit donc qu'en plus des propriétés d'absorption du rayonnement infrarouge, il faut considérer la température et son éventuelle variation dans le milieu. Pour l'atmosphère, la variation se fera avec l'altitude.

Examinons de plus près l'évolution de l'absorptivité de l'atmosphère en fonction de la concentration de CO_2 et de vapeur d'eau (diapo 16, à gauche). On suppose pour simplifier que ce sont les deux seuls gaz à effet de serre.

La vapeur d'eau absorbe le rayonnement infra-rouge dans un domaine spectral étendu (diapo 16, figure de droite). Avec des quantités classiques de l'atmosphère terrestre, l'absorption est totale pour les longueurs d'onde supérieures à $5\mu\text{m}$, sauf entre 8 et $20\mu\text{m}$. Dans ce domaine spectral, appelé fenêtre atmosphérique, l'absorptivité n'est pas totale et augmente avec la quantité de H_2O . En conséquence l'absorptivité moyenne sur tout le spectre augmente avec la quantité de H_2O (diapo 16, figure de gauche).

Le CO_2 absorbe le rayonnement infrarouge dans des domaines spectraux limités, essentiellement pour des longueurs autour de $15\mu\text{m}$ et de $4,3\mu\text{m}$ (diapo 17, figure de droite). Pour les températures rencontrées dans l'atmosphère terrestre, l'émission du corps noir est très faible à $4,3\mu\text{m}$ et l'absorptivité moyenne dépend donc essentiellement de la bande d'absorption à $15\mu\text{m}$. Au centre de cette bande, l'absorptivité vaut 1, l'atmosphère est totalement opaque, tout le rayonnement émis par la surface est absorbé avant d'arriver au sommet de l'atmosphère. Cette absorption est déjà totale pour une fraction molaire (on dira simplement une concentration) de CO_2 de 180 ppm (partie par million, c-à-d 10^{-6}). Si on augmente la concentration de CO_2 , l'absorption ne peut plus augmenter. Loin de cette bande, l'absorption reste nulle lorsqu'on augmente la concentration de CO_2 . C'est seulement dans les petits domaines spectraux sur les bords de la bande à $15\mu\text{m}$ que l'absorption peut donc aug-

menter lorsque la concentration de CO_2 augmente. C'est ce qui explique pourquoi lorsqu'on considère tout le domaine infrarouge, l'absorptivité augmente faiblement avec la concentration de CO_2 si celle-ci est supérieure à quelques centaines de ppm (diapo 17, figure de gauche). En simplifiant à l'extrême, on peut considérer que le CO_2 est transparent au rayonnement infra-rouge sauf dans la bande à $15\mu\text{m}$ où l'absorption est totale, la largeur de cette bande augmentant légèrement avec la concentration de CO_2 .

La vapeur d'eau absorbe également autour de $15\mu\text{m}$, et cette absorption devient totale pour des atmosphères très humides (diapo 16, figure de droite). L'absorption par la vapeur d'eau masque alors l'absorption par le CO_2 . Lorsque la concentration de vapeur d'eau est élevée, l'absorptivité devient donc indépendante de la concentration en CO_2 (diapo 16, figure de gauche, courbe noire). Signalons enfin que la concentration CO_2 est quasiment homogène sur toute la hauteur de l'atmosphère alors que celle de la vapeur d'eau diminue très fortement avec l'altitude. Elle est typiquement 10 fois plus faible à 5km d'altitude qu'à la surface. C'est pour cela que l'on caractérise la quantité de vapeur d'eau par sa masse par unité de surface dans toute la colonne atmosphérique et non par sa concentration.

3) Prise en compte du gradient vertical de température

On considère une atmosphère contenant un gaz absorbant uniformément réparti sur la verticale. On suppose qu'elle absorbe totalement le rayonnement infra-rouge. Autrement dit, le rayonnement émis par la surface et la basse atmosphère n'arrive pas à s'échapper vers « l'espace », et ne contribue donc pas au refroidissement de la Terre. Cependant, à partir d'une certaine altitude une partie du rayonnement émis par l'atmosphère va en atteindre le sommet, s'échapper vers l'espace et ainsi contribuer au refroidissement de la Terre. De façon schématique on peut décomposer l'atmosphère en deux régions : la zone du bas de l'atmosphère, pour laquelle le rayonnement émis est absorbé avant d'en atteindre le sommet, et la zone du haut, pour laquelle le rayonnement émis atteint au moins partiellement l'espace. Si on regarde la Terre depuis un satellite, la zone du bas n'est pas vue, on dira qu'elle est « cachée ». Seule la zone du haut est vue, et on l'appellera zone « visible » (diapo 18, à gauche). On appelle altitude d'émission Z_e l'altitude moyenne à laquelle le rayonnement qui s'échappe vers l'espace a été émis.

Maintenant on se place dans une couche de l'atmosphère à la base de la zone visible et on augmente la concentration de gaz absorbant de façon homogène. Le rayonnement émis par cette couche et qui atteignait partiellement l'espace est maintenant totalement absorbé. La zone cachée gagne de l'importance sur la zone visible et l'altitude d'émission augmente (diapo 18, à droite).

On peut faire l'analogie avec une eau claire ou boueuse que l'on regarde de dessus (diapo 19) : lorsque l'eau est claire, on voit le fond, c'est à dire que la lumière du soleil traverse toute l'eau, se réfléchit par le fond, retransverse l'eau et atteint l'œil. On contraire, dans une eau boueuse, on ne voit pas le fond (zone cachée) car la lumière du soleil est entièrement diffusée avant d'atteindre le fond. Par contre on peut distinguer des objets près de la surface (zone visible). Plus l'eau est boueuse, plus la profondeur de la zone visible est réduite, seuls les objets les plus proches de la surface sont visibles.

En quoi ceci influence-t-il l'effet de serre ? Dans la troposphère² la température décroît lorsqu'on s'élève en altitude à cause des mouvements convectifs de l'air et de sa détente³. Cette décroissance de la température est quasiment indépendante des échanges radiatifs. A partir d'une situation d'équilibre énergétique (diapo 20), si on augmente uniformément la concentration des gaz absor-

2 La troposphère s'étend de la surface à une altitude variant de 15km à l'équateur à 8km aux pôles environ.

3 Quand un volume d'air monte dans l'atmosphère sans échanger de chaleur avec son environnement, sa pression baisse (pression hydrostatique) et donc sa température aussi (détente adiabatique d'un gaz parfait). Pour une atmosphère sèche on trouve une diminution de température de 10K/km, pour une atmosphère humide une diminution d'environ 6 à 7 K/km.

bants, il y a agrandissement de la zone cachée et élévation de l'altitude d'émission (diapo 21, Fig.b). Si l'altitude d'émission est plus élevée, la température d'émission est plus faible et donc l'atmosphère perd moins d'énergie par émission de rayonnement infrarouge vers l'espace. En effet, la puissance du rayonnement émis suit la loi de Planck, qui est une fonction croissante de la température. L'augmentation de la quantité de gaz absorbant crée ainsi un déséquilibre appelé « forçage radiatif » (diapo 21, Fig.b).

Du fait de ce déséquilibre, la Terre (atmosphère + surface) perd moins d'énergie qu'elle n'en gagne, donc sa température augmente, et le rayonnement émis augmente jusqu'à ce qu'un nouvel équilibre soit atteint (diapo 21, Fig.c).

4) Quelques éléments pour aller plus loin (texte inachevé)

La présentation du concept d'altitude d'émission faite ci-dessus permet de surmonter/ comprendre le paradoxe de la non saturation de l'effet de serre malgré la saturation de l'absorptivité, mais comporte encore de nombreuses simplifications. L'objectif de cette section est de montrer, sans rentrer dans les détails, que ces simplifications ne remettent pas en cause l'utilisation de l'altitude d'émission pour analyser de l'effet de serre. Ceux qui souhaitent en savoir d'avantage et n'ont pas peur de se plonger dans les équations peuvent se référer à l'article suivant : J.-L. Dufresne, V. Eymet, C. Crevoisier, J-Y Grandjean; Greenhouse effect: the relative contributions of emission height and total absorption, *J. of Climate* , 33, 3827-3844, DOI: [10.1175/JCLI-D-19-0193.1](https://doi.org/10.1175/JCLI-D-19-0193.1)

4-1) Distribution verticale des échanges entre l'atmosphère et l'espace

Dans notre schématisation, le rayonnement qui atteint l'espace a été émis par l'atmosphère à une altitude particulière, appelée altitude d'émission. En réalité le rayonnement qui atteint l'espace a été émis par toute une couche atmosphérique, plus ou moins épaisse et plus ou moins haute. On peut définir la densité de probabilité qu'un photon qui s'échappe vers l'espace ait été émis à un altitude z . Sur la diapo 22, nous avons tracé cette densité de probabilité pour différentes valeurs de l'épaisseur optique de l'atmosphère terrestre, pour une longueur d'onde donnée. Plus l'épaisseur optique est élevée, plus l'atmosphère absorbe le rayonnement infrarouge. On voit que lorsque l'atmosphère est peu absorbante (courbe noire), l'essentiel du rayonnement qui atteint l'espace a été émis par le bas de l'atmosphère. Par contre pour une atmosphère très absorbante (courbe mauve), l'essentiel du rayonnement qui atteint l'espace a été émis par l'atmosphère autour de 15km. L'altitude d'émission Z_e que nous avons utilisée précédemment est l'altitude moyenne à laquelle le rayonnement qui s'échappe vers l'espace a été émis. Mathématiquement elle est définie comme la valeur moyenne de l'altitude pondérée par cette densité de probabilité.

4-2) Dépendance à la longueur d'onde

Nous avons présenté le concept d'altitude d'émission en supposant que les propriétés d'absorption de l'atmosphère ne dépendait pas de la longueur. C'est une simplification très grossière : dans l'infrarouge, le spectre d'absorption des gaz est constitué d'une multitude de raies, typiquement plusieurs millions, très étroites, chacune correspondant à l'énergie de transition entre deux états moléculaires. Les modèles « raie par raie » prennent explicitement en compte chacune de ces transitions. C'est par exemple le cas du modèle radiatif dont les résultats sont montrés diapo 10, 23 et 24. Ils sont considérés comme des modèles de référence.

4-3) Prise en compte de la stratosphère

Dans la diapositive 21, l'augmentation de l'altitude d'émission augmente l'effet de serre parce que la température diminue avec l'altitude. Ceci est le cas dans la troposphère, c'est à dire dans la partie de l'atmosphère qui va de la surface à 15km d'altitude environ, où les mélanges par convection sont

dominants et où le profil de température suit celui de la détente adiabatique des gaz.