

# L'effet de serre atmosphérique : plus subtil qu'on ne le croit !

Jean-Louis Dufresne<sup>(1)</sup> et Jacques Treiner<sup>(2)</sup>

(1) Laboratoire de météorologie dynamique (LMD)  
 – Institut Pierre-Simon Laplace (IPSL),  
 Centre national de la recherche scientifique (CNRS) –  
 École polytechnique (EP) – École normale supérieure (ENS) –  
 Université Pierre-et-Marie-Curie (UPMC)  
 (2) UPMC et Espace des sciences Pierre-Gilles de Gennes (ESPCI)

## Résumé

Les modèles radiatifs actuels permettent de calculer de façon rigoureuse et précise l'effet de serre atmosphérique ainsi que sa variation avec la concentration de gaz tel que la vapeur d'eau ou le CO<sub>2</sub>. Pour expliquer simplement cet effet de serre, on utilise souvent l'analogie de « l'effet de serre » produit par une vitre. Si ce modèle a des vertus pédagogiques et permet d'expliquer au premier ordre la température moyenne de la surface de la Terre, il a néanmoins un inconvénient important : il ne permet pas d'expliquer pourquoi l'effet de serre de la Terre varie lorsque la concentration de CO<sub>2</sub> varie. En effet, dans les conditions actuelles, l'absorption sur toute la hauteur de l'atmosphère du rayonnement infrarouge par le dioxyde de carbone est quasi maximale : elle ne dépend que très faiblement d'une variation de la concentration de ce gaz. On dit qu'elle est saturée. Nous en expliquons les raisons dans cet article et présentons un modèle alternatif qui, quoique simple, prend correctement en compte les différents mécanismes et permet de comprendre l'accroissement de l'effet de serre lorsque la concentration de CO<sub>2</sub> augmente ainsi que le réchauffement climatique associé. Le rôle du gradient vertical de température dans l'atmosphère est particulièrement souligné.

Dans le présent article, nous détaillons les mécanismes par lesquels une variation de la concentration en gaz à effet de serre (GES) de l'atmosphère conduit à une variation de l'effet de serre et de la température moyenne de la surface de la Terre. Les principaux GES (figure 1) sont la vapeur d'eau (H<sub>2</sub>O), le dioxyde de carbone (CO<sub>2</sub>), le méthane (CH<sub>4</sub>), le protoxyde d'azote (N<sub>2</sub>O) et l'ozone (O<sub>3</sub>), mais la discussion sera limitée ici aux deux plus importants : la vapeur d'eau, responsable d'environ 60 % de l'effet de serre, et le dioxyde de carbone, responsable d'environ 25 %. Les bases de la physique du climat et de l'effet de serre ont été posées par Joseph Fourier (1824) et cet aspect historique a déjà été abordé dans plusieurs publications (par exemple Pierrehumbert, 2004 ; Dufresne, 2006).

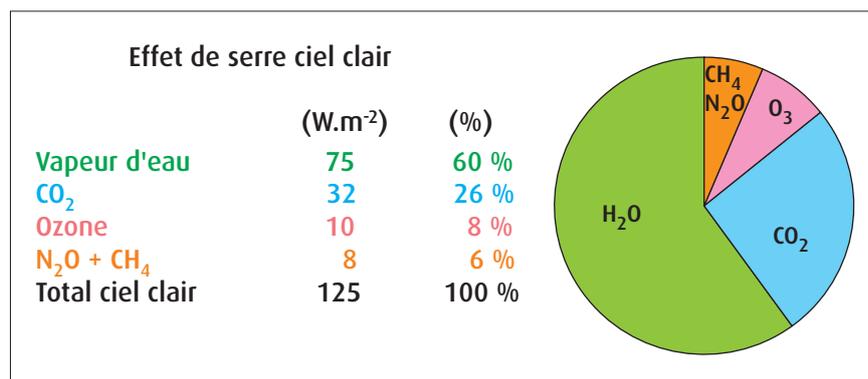
Nous nous concentrerons tout d'abord sur la notion d'équilibre radiatif d'un objet, c'est-à-dire l'équilibre thermique d'un corps sous l'unique effet de l'absorption et de l'émission de rayonnement. Nous négligerons donc, dans un premier temps, tout effet de conduction thermique et de convection.

L'équilibre radiatif résulte de trois phénomènes physiques de base :  
 – lorsqu'un corps absorbe du rayonnement, son énergie interne augmente ;  
 – tout corps perd de l'énergie en émettant un rayonnement dont l'intensité augmente avec sa température ;  
 – lorsqu'un corps gagne plus d'énergie qu'il n'en perd, sa température augmente, et elle diminue dans le cas contraire. À l'équilibre thermique le bilan d'énergie est nul.

La loi qui régit l'émission thermique de rayonnement par un corps est connue expérimentalement depuis la seconde moitié du XIX<sup>e</sup> siècle et bien établie théoriquement depuis le début du XX<sup>e</sup> siècle : c'est la loi du rayonnement du corps noir. Le qualificatif « noir » signifie ici que ce corps absorbe tout le rayonnement qu'il reçoit<sup>(1)</sup>. Selon cette loi fondamentale, la puissance émise P

(1) Ainsi le Soleil est un corps noir (idée non dépourvue de poésie) parce que, dans son volume, le rayonnement est sans cesse absorbé et émis par le plasma. La surface du Soleil est la région d'où le rayonnement s'échappe dans l'espace, avec les caractéristiques de l'équilibre matière-rayonnement sous-jacent.

Figure 1 - Dans les conditions atmosphériques actuelles, contributions à l'effet de serre des principaux gaz absorbants pour une atmosphère sans nuage (Kiehl et Trenberth, 1997).



## Abstract

### The atmospheric greenhouse effect: more subtle than we believe!

State-of-the-art radiative models can be used to calculate in a rigorous and accurate manner the atmospheric greenhouse effect, as well as its variation with concentration in water vapour or carbon dioxide. A simple explanation of this effect uses an analogy with the greenhouse effect produced by a glass window. While this analogy has pedagogical virtues and provides a first order explanation of the mean temperature of the Earth, it has an important drawback; it is not able to explain why the greenhouse effect increases with increasing carbon dioxide concentration. Indeed, absorption of infrared radiation by carbon dioxide is, under this scheme, almost at its maximum and depends very weakly on CO<sub>2</sub> concentration. It is said to be saturated. In this paper, we explore this question and propose an alternative model which, while remaining simple, correctly takes into account the various mechanisms and provides an understanding of the increasing greenhouse effect with CO<sub>2</sub> concentration, together with the corresponding climate warming. The role of the atmospheric temperature gradient is particularly stressed.

par unité de surface d'un corps noir porté à la température (absolue)  $T$  est proportionnelle à la puissance quatrième de la température absolue :

$$P = \sigma T^4 \quad (1)$$

La constante  $\sigma$ , appelée constante de Stefan-Boltzmann, s'exprime à l'aide de constantes fondamentales de la physique (dont la vitesse de la lumière et la constante de Planck) et vaut  $5,67 \times 10^{-8} \text{ W.m}^{-2}.\text{K}^{-4}$ .

## Effet de serre d'une vitre idéalisée

L'application la plus simple consiste à calculer la température d'équilibre  $T_S$  d'une surface totalement absorbante dont une face est isolée thermiquement (notamment pas d'émission de rayonnement) et dont l'autre est soumise au seul rayonnement solaire (figure 2a).

À l'équilibre, pour chaque élément de surface, il y a égalité entre la puissance  $S$  gagnée par absorption du rayonnement solaire et la puissance  $P$  perdue par émission de rayonnement (équation 1). On a alors :

$$S = \sigma T_S^4 \quad (2)$$

Numériquement, pour un bon ensoleillement de valeur  $S = 1\,000 \text{ W.m}^{-2}$ , on trouve  $T_S = 364 \text{ K}$  ou  $91 \text{ °C}$ . Cette valeur peut surprendre, mais elle correspond à ce qui se passe effectivement à la surface de la Lune, où aucune atmosphère ne vient s'interposer et pour laquelle l'hypothèse d'équilibre est justifiée du fait de la très faible inertie thermique de la surface par rapport à la longueur de la durée du jour<sup>(1)</sup>.

Appliquons cette idée à l'effet de serre produit par une vitre placée au-dessus de cette même surface absorbante, toujours isolée sur une de ces faces et dont l'autre est exposée au rayonnement solaire (figure 2b).

Pour prendre le cas le plus simple, nous considérons une vitre idéalisée, *totale-ment transparente* au rayonnement solaire et *totale-ment absorbante* au rayonnement émis par la surface. Ces deux hypothèses ne sont pas contradictoires car le rayonnement solaire provient d'une surface à  $5\,770 \text{ K}$  et se situe principalement dans le domaine visible et le proche infrarouge (de longueur d'onde inférieure à  $4 \text{ micromètres}$ ), tandis que le rayonnement de la surface, dont la température est d'environ  $300 \text{ K}$ , se situe dans l'infrarouge de grande longueur d'onde (supérieure à  $4 \text{ micromètres}$ ) : il s'agit donc de longueurs d'onde très différentes, maximales autour de  $0,6 \text{ micromètres}$  pour le Soleil et autour de  $10 \text{ micromètres}$  pour le rayonnement terrestre, et pour lesquelles le verre n'a pas les mêmes propriétés d'absorption (figure 3).

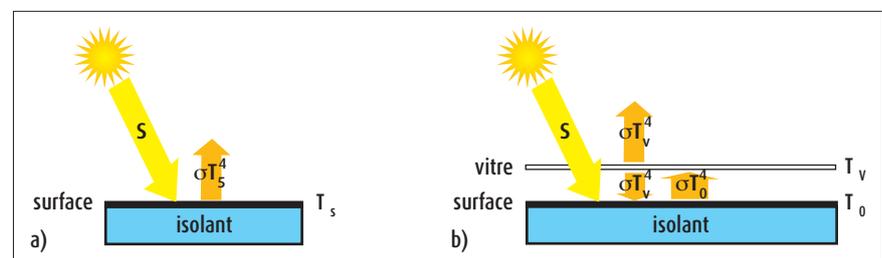
Déterminons, à l'équilibre, la température  $T_V$  de la vitre et celle  $T_0$  de la surface. La vitre n'absorbe pas le rayonnement solaire et la surface l'absorbe totalement. Pour le rayonnement infrarouge lointain, la vitre et la surface ont les mêmes propriétés : toutes les deux absorbent totalement le rayonnement incident et émettent un rayonnement correspondant à celui d'un corps noir. La seule différence est que pour la surface, isolée d'un côté, une seule de ses faces émet un rayonnement du corps noir alors que pour la vitre, qui n'est pas isolée, chacune des deux faces émet un rayonnement du corps noir. Le schéma correspondant est représenté sur la figure 2b : la surface absorbe le rayonnement solaire ( $S$ ) et celui que la vitre émet vers elle ( $\sigma T_V^4$ ) ; elle émet un rayonnement de corps noir à la température  $T_0$  :  $\sigma T_0^4$ .

À l'équilibre, les puissances absorbée et émise sont égales :

$$S + \sigma T_V^4 = \sigma T_0^4 \quad (3)$$

(1) La température maximale que l'on y a enregistré est de  $117 \text{ °C}$ . L'ensoleillement maximal est de  $1\,364 \text{ W.m}^{-2}$ , correspondant à une température de  $121 \text{ °C}$ .

Figure 2 - Représentation schématique des échanges radiatifs (a) pour une surface parfaitement absorbante sur une face et parfaitement isolée thermiquement sur l'autre et (b) pour la même surface recouverte par une vitre totalement transparente au rayonnement solaire et totalement opaque et absorbante au rayonnement infrarouge.



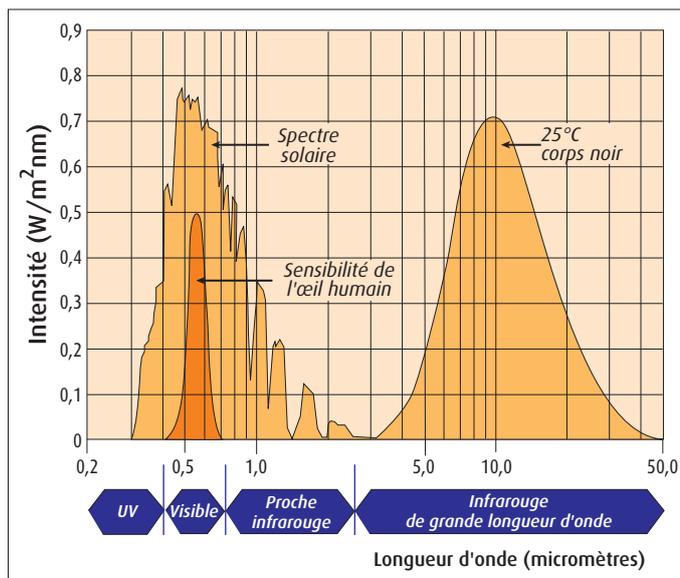


Figure 3 - À gauche : spectre de rayonnement reçu du Soleil par mètre-carré de surface terrestre, compte tenu de l'absorption atmosphérique. À droite : spectre de rayonnement émis par mètre-carré de sol.

lesquels contribuent à l'albédo pour environ les deux tiers de sa valeur. Il conviendrait donc mieux de prendre  $A = 0,1$  pour l'application numérique, ce qui conduit à  $T_S = 271$  K, soit  $-2$  °C. Mais il s'agit là d'un point mineur.

## Le modèle de l'effet de serre atmosphérique parfait

l'espace (de l'équateur aux pôles) et dans le temps. Il convient donc de répartir le rayonnement solaire qui traverse le disque de rayon égal

Le modèle le plus simple pour rendre compte de l'effet de serre atmosphérique est calqué sur le modèle de la vitre du paragraphe précédent : l'atmosphère est traitée comme une couche homogène placée au-dessus de la surface terrestre. Plus précisément, on fait les trois hypothèses simplificatrices suivantes :

La vitre, pour sa part, absorbe le rayonnement émis par la surface, ( $\sigma T_0^4$ ), et elle émet son propre rayonnement vers la surface ( $\sigma T_v^4$ ) et vers l'espace ( $\sigma T_v^4$ ). On a donc :

$$\sigma T_0^4 = 2\sigma T_v^4 \quad (4)$$

Remarquons que cette équation, compte tenu de la précédente, implique :

$$S = \sigma T_v^4 \quad (5)$$

Ce qui exprime le bilan énergétique global vu de l'extérieur : le seul rayonnement sortant provient de la vitre et il équilibre le rayonnement entrant. La température de la vitre est identique à celle d'une surface parfaitement absorbante soumise au seul rayonnement solaire (équation 2).

En reportant l'équation (5) dans l'équation (2), on obtient :

$$2S = \sigma T_0^4 \quad (6)$$

La nouvelle température d'équilibre de la surface est par conséquent  $2^{1/4}$  fois plus grande qu'en l'absence de vitre<sup>(1)</sup> (équation 2).

En quoi ce mécanisme de l'effet de serre d'une vitre est-il pertinent pour rendre compte de l'effet de serre atmosphérique ? C'est ce que nous allons examiner à présent.

## Équilibre radiatif d'une Terre sans atmosphère

On s'intéresse ici à la température moyenne de la surface de la Terre, la moyenne étant réalisée à la fois dans

au rayon de la Terre sur toute la surface du globe terrestre : on tient ainsi compte de la géométrie et de l'alternance jour/nuit. L'ensoleillement moyen reçu par l'unité de surface est donc le quart (rapport de la surface  $\pi R^2$  d'un disque de rayon  $R$  à la surface  $4\pi R^2$  d'une sphère de même rayon) de la puissance reçue hors atmosphère perpendiculairement à la direction Terre-Soleil. Cette puissance étant de  $1\,368$  W/m<sup>2</sup>, la puissance moyenne reçue par unité de surface est  $S = 1\,368/4 = 342$  W.m<sup>-2</sup>.

Si la Terre absorbait tout le rayonnement solaire, sa température d'équilibre moyenne serait de  $278$  K (cf. équation 1, avec  $S = 342$  W.m<sup>-2</sup>)<sup>(2)</sup>. Mais la Terre n'absorbe qu'une partie du rayonnement solaire incident et, pour déterminer sa température, il faut tenir compte de son albédo  $A$ , qui est le rapport du rayonnement réfléchi par une surface au rayonnement incident. Pour un rayonnement incident  $S$ , le rayonnement réfléchi est  $AS$  et celui absorbé  $(1 - A)S$ . Aujourd'hui, l'albédo mesuré de la Terre est  $0,31$ . On est donc amené à écrire une équation semblable à l'équation (2), mais en ne considérant que le rayonnement solaire absorbé :

$$(1 - A)S = \sigma T_S^4 \quad (7)$$

Ce qui conduit à la valeur  $T_S = 255$  K ou  $-18$  °C.

On trouve cette valeur dans beaucoup d'ouvrages. Sans que cela invalide le raisonnement – dont la vertu est essentiellement pédagogique – notons une incohérence partielle dans les hypothèses faites, car si l'on supprime l'atmosphère, il faut supprimer également la vapeur d'eau qu'elle contient. Or la vapeur d'eau est à l'origine des nuages,

- 1) nous savons que l'atmosphère laisse passer l'essentiel du rayonnement solaire qu'elle ne réfléchit pas : *supposons qu'elle le laisse passer entièrement* ;
- 2) la présence de gaz à effet de serre – principalement la vapeur d'eau et le dioxyde de carbone – fait qu'elle absorbe l'essentiel du rayonnement infrarouge émis par la Terre : *supposons qu'elle l'absorbe complètement* ;
- 3) enfin *traitons l'atmosphère comme un corps ayant une température homogène*.

Nous avons alors trois rayonnements en jeu : le rayonnement solaire, le rayonnement terrestre et le rayonnement de l'atmosphère (car celle-ci, comme n'importe quel corps, émet du rayonnement).

Précisons que nous ne considérons pas ici l'effet des nuages ou de la présence d'aérosols. Nous aborderons ces questions en conclusion.

L'exercice, tel qu'il est défini, se résout en deux étapes. Désignons par  $T_S$  et  $T_A$  les températures respectives de la surface et de l'atmosphère.

1<sup>ère</sup> étape : plaçons-nous hors atmosphère. Qu'observe-t-on ? D'une part, le rayonnement solaire incident, partiellement réfléchi ; d'autre part, le rayonnement émis par l'atmosphère. Et c'est tout. Comme nous avons supposé que cette atmosphère absorbait *totale*

(1) Le cas de  $N$  vitres est traité en annexe.  
 (2) Cette valeur est plus faible que celle trouvée précédemment pour la température maximale de la surface de la Lune face au Soleil, car nous considérons le flux reçu en *moyenne* par une surface unité : *moyenne* entre le jour et la nuit, et de l'équateur aux pôles.

le rayonnement terrestre, celui-ci ne se perçoit pas de l'extérieur du système. À l'équilibre, nous avons égalité entre la puissance absorbée et la puissance émise, ce qui s'écrit :

$$(1 - A)S = \sigma T_A^4 \quad (8)$$

Cette équation est formellement identique à l'équation (7), sauf que c'est maintenant la température  $T_A$  qui apparaît. Pour une valeur de l'albédo  $A = 0,31$ , on trouve  $T_A = 255$  K, soit  $-18$  °C.

2<sup>e</sup> étape : plaçons-nous maintenant au niveau du sol. À l'équilibre, il y a égalité entre puissance absorbée et puissance émise. La puissance absorbée est composée de deux termes : celle  $(1 - A)S$  provenant du Soleil et qui n'est pas réfléchi, et celle  $\sigma T_A^4$  émise par l'atmosphère en direction de la Terre. La puissance émise est  $\sigma T_S^4$ . On écrira donc :

$$(1 - A)S + \sigma T_A^4 = \sigma T_S^4 \quad (9)$$

Compte tenu de l'équation (8), on trouve :

$$\sigma T_S^4 = 2(1 - A)S \quad (10)$$

On retrouve la même équation que pour une serre idéalisée à une vitre (équation 6) mais dans laquelle le rayonnement solaire absorbé n'est plus  $S$  mais  $(1 - A)S$ . La température d'équilibre de la surface, dans ce modèle simplifié à l'extrême, est  $2^{1/4}$  fois plus grande que celle de l'atmosphère. Elle vaut donc  $255 \times 2^{1/4}$ , soit 303 K ou 30 °C.

L'effet est surestimé car la température moyenne de la Terre est plutôt 15 °C, mais qualitativement on comprend ce qui se passe : la puissance émise par l'atmosphère en direction de la Terre s'ajoute au rayonnement solaire, de

sorte que la température d'équilibre de la Terre se trouve augmentée par rapport au cas où on la suppose sans atmosphère. C'est ce qu'on désigne par l'analogie de l'effet de serre idéalisé.

## Insuffisances des hypothèses

Il convient cependant de s'interroger sur cet écart quantitatif. A priori, il ne doit pas trop surprendre au vu de la complexité des échanges énergétiques qui se déroulent en réalité et qui sont schématisés sur la figure 4.

En particulier :

- l'atmosphère n'est pas complètement transparente au rayonnement solaire : la formation et la dissociation de l'ozone stratosphérique absorbent une partie du rayonnement ultraviolet et la vapeur d'eau absorbe une partie du rayonnement solaire dans le proche infrarouge ;
- l'atmosphère n'est pas totalement opaque au rayonnement terrestre : il existe un domaine de longueurs d'onde dans lequel l'atmosphère est transparente (B sur la figure 4) ;
- la surface ne fait pas qu'émettre du rayonnement, une partie de son énergie sert à l'évaporation de l'eau des océans, laquelle est restituée lors de la condensation de la vapeur d'eau en altitude (G sur la figure 4) ;
- l'hypothèse d'une atmosphère ayant une température homogène est évidemment fautive : nous savons bien que la température diminue lorsque l'altitude augmente, qu'il existe un gradient thermique vertical.

La surestimation quantitative de l'effet de serre obtenue au paragraphe précédent ne remet cependant pas en cause, à ce stade, le mécanisme proposé.

Qu'en est-il de l'effet d'une augmentation de la concentration en gaz à effet de serre ? Les éléments réunis jusqu'ici suggèrent l'explication simple suivante : lorsque la concentration d'un gaz à effet de serre augmente, l'absorption du rayonnement infrarouge augmente en conséquence ainsi que la température de l'atmosphère ; il s'ensuit une augmentation de la puissance du rayonnement émis par l'atmosphère vers la surface de la Terre, par conséquent une augmentation de la température de celle-ci.

Il se trouve que cette explication est acceptable pour interpréter et obtenir le bon ordre de grandeur d'une variation de l'effet de serre résultant d'une variation de la concentration de vapeur d'eau. En revanche, elle n'est pas valable pour une variation de la concentration de dioxyde de carbone. Le détail de l'argument est donné dans l'Annexe. Précisons ici un terme de vocabulaire : on appelle *absorptivité* de l'atmosphère l'absorption du rayonnement sur toute la hauteur de l'atmosphère. Lorsque l'absorptivité vaut 1 pour une certaine longueur d'onde, tout le rayonnement émis par le sol est absorbé par l'atmosphère avant d'atteindre l'espace.

Les calculs complets des échanges radiatifs montrent que l'absorptivité du rayonnement infrarouge émis par la Terre par le dioxyde de carbone augmente très peu avec sa concentration, alors que ces mêmes calculs montrent que l'effet de serre, lui, augmente. Du point de vue expérimental, cet effet de « saturation » de l'absorption a été observé par Knut Ångström (1900), ce qui l'a amené à remettre en cause le premier calcul du rôle du CO<sub>2</sub> sur l'effet de serre terrestre publié par Svante Arrhenius (1896), quelques années auparavant. Pour comprendre pourquoi l'effet de serre de la vapeur d'eau et celui du dioxyde de carbone ne peuvent pas être expliqués de la même façon, il convient d'examiner plus en détail les propriétés d'absorption de ces deux gaz.

## Qu'est-ce qu'un gaz à effet de serre ?

C'est un gaz dont les molécules sont susceptibles d'absorber une partie du rayonnement infrarouge qu'il reçoit de la Terre.

La figure 5 montre les propriétés d'absorption des gaz à effet de serre pour une atmosphère terrestre « moyenne », sans nuage. La gamme de longueurs

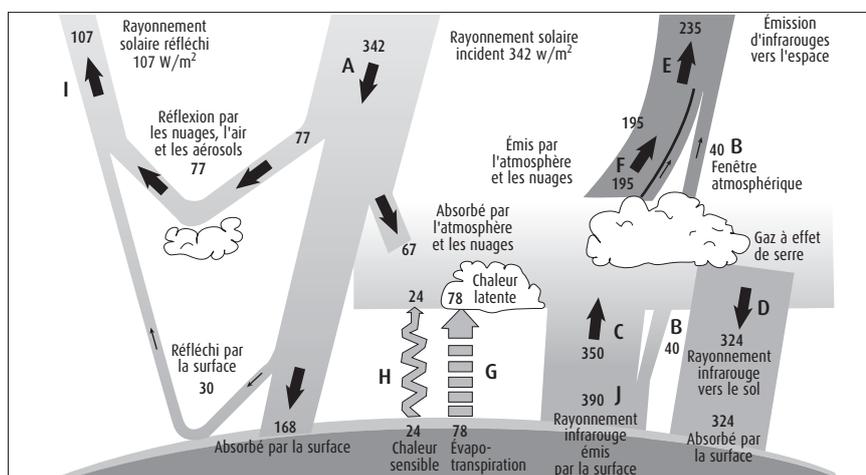


Figure 4 - Échanges énergétiques Terre-atmosphère-espace, exprimés en  $W/m^2$ . On reconnaît les principaux termes du modèle simplifié : A : rayonnement solaire incident ; C : rayonnement infrarouge émis par la Terre ; D : rayonnement émis par l'atmosphère vers la Terre ; F : rayonnement émis par les hautes couches de l'atmosphère vers l'espace. (Kiehl et Trenberth, 1997).

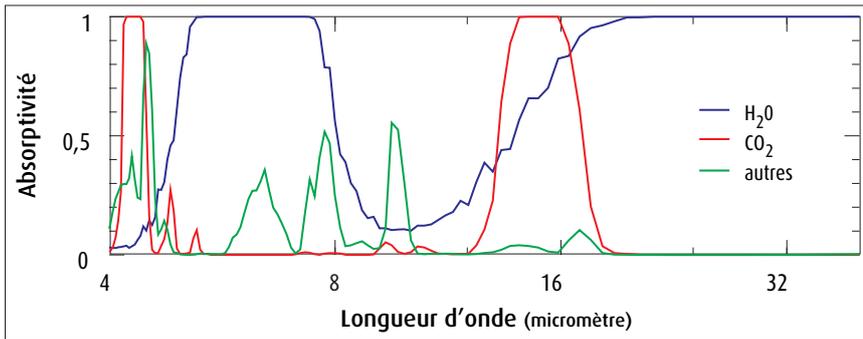


Figure 5 - Dépendance spectrale de l'absorptivité des principaux gaz à effet de serre dans la gamme de longueurs d'onde dans laquelle se situe l'essentiel du rayonnement émis par la surface de la Terre. Les absorptivités sont calculées sur des intervalles spectraux de 10 cm<sup>-1</sup> et les raies d'absorption ne sont donc pas individuellement visibles.

d'ondes s'étend entre 4 et 40 micromètres, intervalle dans lequel se situe l'essentiel du rayonnement infrarouge émis par la Terre. Concentrons-nous sur la vapeur d'eau (en bleu) et le dioxyde de carbone (en rouge). Nous voyons que l'eau est bien le principal gaz à effet de serre, au sens où c'est elle qui absorbe le mieux le rayonnement terrestre : l'absorptivité vaut 1 pour une grande plage de longueurs d'onde, notamment entre 5 et 8 micromètres, puis au-delà de 16 micromètres. Pour le dioxyde de carbone, l'absorptivité est totale autour de 5 et 15 micromètres.

Notons, entre 8 et 16 micromètres, une fenêtre d'absorption faible qui implique que dans cette gamme de longueurs d'onde le rayonnement émis par la surface de la Terre traverse l'atmosphère et s'échappe dans l'espace : il s'agit des 40 W/m<sup>2</sup>, marqués B, de la figure 4.

Ces courbes dépendent a priori de la quantité de gaz présente dans l'atmosphère. On peut donc se demander ce qu'il advient si l'on modifie ces

concentrations – ce qu'il est facile de faire en laboratoire. Le résultat est inattendu : mieux, il soulève une interrogation cruciale...

On constate en effet sur la figure 6 que, pour le dioxyde de carbone, si l'on divise ou multiplie par deux sa concentration actuelle (proche de 360 ppm), l'absorptivité du rayonnement infrarouge par l'atmosphère ne change pratiquement pas. Rappelons que la valeur était de 280 ppm il y a une centaine d'années et de 180 ppm pendant les périodes glaciaires.

Au vu de ces courbes, il semble qu'un doublement de la concentration en dioxyde de carbone n'ait presque aucun effet sur l'absorptivité. *Mais si l'absorptivité du rayonnement par le dioxyde de carbone ne change pas, l'effet de serre ne devrait pas changer et la température d'équilibre de la Terre non plus !* Pourquoi tant s'inquiéter, alors, d'une augmentation des émissions de ce gaz ?

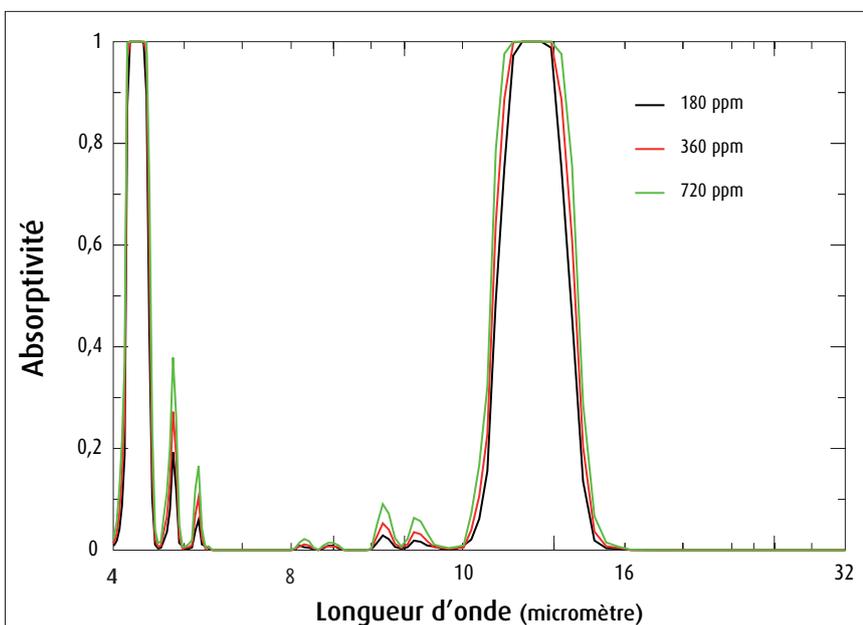
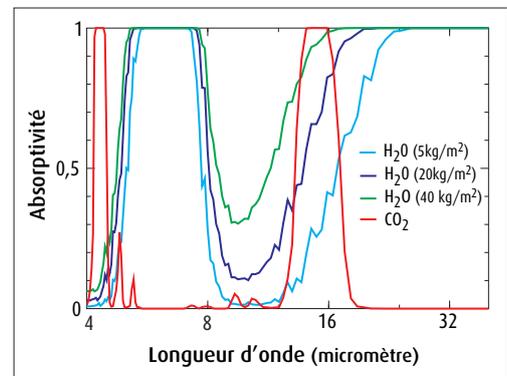


Figure 6 - Dépendance spectrale de l'absorptivité pour trois valeurs de la concentration de l'atmosphère en CO<sub>2</sub>, si ce gaz était le seul gaz absorbant.

Avant de répondre à cette question, voyons ce qu'il en est pour la vapeur d'eau. La figure 7 montre l'absorptivité pour différentes teneurs de l'atmosphère en vapeur d'eau<sup>(1)</sup>. Les valeurs considérées vont de 5 kg/m<sup>2</sup> à 40 kg/m<sup>2</sup>, ce qui couvre la gamme des valeurs actuellement observées et encadre la valeur moyenne actuelle, qui est d'environ 25 kg/m<sup>2</sup>. On constate que, pour les longueurs d'onde comprises entre 8 et 20 micromètres, l'absorptivité augmente avec la teneur en vapeur d'eau. En dehors de ce domaine spectral, l'absorption est totale.

Figure 7 - Dépendance spectrale de l'absorptivité pour trois valeurs du contenu en vapeur d'eau de l'atmosphère, ici exprimé en kg/m<sup>2</sup>. La courbe relative au dioxyde de carbone est reproduite pour comparaison.



## La saturation de l'absorption du rayonnement

Une façon de synthétiser ces propriétés consiste à calculer l'absorptivité de l'atmosphère, moyennée sur tout le spectre, pour le rayonnement infrarouge émis par la surface de la Terre. Il suffit pour cela de pondérer la valeur de l'absorptivité pour chaque longueur d'onde (cf. figures 6 et 7) par le flux du rayonnement émis par la surface à cette longueur d'onde (cf. figure 3, partie droite), d'effectuer la somme sur toutes les longueurs d'onde et de ramener le résultat au flux total émis par la Terre.

(1) La concentration de vapeur d'eau variant très fortement avec l'altitude, on considère plutôt l'intégrale de la masse de vapeur d'eau sur une verticale. La variation avec la latitude est également grande : de 4 kg/m<sup>2</sup> aux hautes latitudes à 45 kg/m<sup>2</sup> près de l'équateur. La concentration de CO<sub>2</sub> est au contraire très peu variable pour des altitudes inférieures à 50 km, et donc l'intégrale de sa masse suivant la verticale est directement proportionnelle à sa concentration moyenne, grandeur utilisée ici.

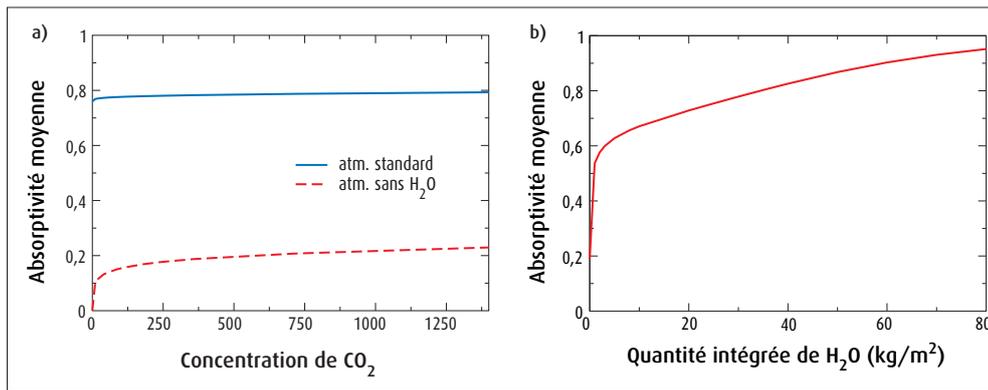


Figure 8 - Absorptivité de l'atmosphère, moyennée sur tout le spectre infrarouge du rayonnement émis par la surface de la Terre :

a) en fonction de la concentration en dioxyde de carbone, en ppm, pour une atmosphère sans vapeur d'eau (tirets rouge) ou avec une concentration de vapeur d'eau moyenne de 25 kg.m<sup>-2</sup> (ligne continue bleue) ;  
b) en fonction de la masse totale de vapeur d'eau par unité de surface.

Les résultats pour différentes valeurs des concentrations sont présentés sur les figures 8a et 8b.

Pour le dioxyde de carbone, la « saturation » de la bande d'absorption à 15 micromètres visible sur la figure 6 se reflète dans le fait que la courbe de la figure 8a est pratiquement plate pour des concentrations supérieures à environ 200 ppm. L'absorptivité moyenne augmente fortement avec la concentration de CO<sub>2</sub> uniquement pour des concentrations inférieures à quelques dizaines de ppm, jusqu'à ce que l'absorption par la bande à 15 micromètres soit saturée. Au-dessus de cette concentration, l'absorptivité n'augmente presque plus avec la concentration de CO<sub>2</sub>, et cette augmentation est encore plus faible lorsque l'atmosphère contient de la vapeur d'eau<sup>(1)</sup>. Si l'on utilise cette variation de l'absorptivité dans un modèle de serre à une vitre (cf. Annexe), on trouve qu'un doublement de la concentration de CO<sub>2</sub> entraîne une augmentation de l'effet de serre environ 7 fois plus faible que les estimations basées sur des modèles radiatifs détaillés.

Le cas de la vapeur d'eau est très différent (figure 8b). Pour de faibles quantités de vapeur d'eau (inférieures à 2 kg/m<sup>2</sup>), l'absorptivité moyenne augmente rapidement avec la concentration et elle *continue d'augmenter* pour des valeurs plus élevées, même si c'est de façon plus faible. La forte augmentation de l'absorptivité pour les faibles contenus en vapeur d'eau est due aux bandes d'absorption les plus intenses (entre 6 et 8 micromètres, et au-dessus de 20 micromètres). Quand celles-ci sont

saturées, l'accroissement plus lent de l'absorptivité provient du comblement progressif de la fenêtre d'absorption faible entre 8 et 20 micromètres (cf. figure 7). Cette augmentation continue de l'absorptivité moyenne en fonction de la concentration de vapeur d'eau fait que le modèle simple d'effet de serre à une vitre rend compte au premier ordre de ce qui se passe : l'accroissement de la concentration en vapeur d'eau augmente l'absorptivité du rayonnement infrarouge par l'atmosphère, qui entraîne une augmentation de l'effet de serre comparable à celle que l'on obtient avec des modèles radiatifs détaillés. Le calcul est présenté en annexe.

## La notion d'altitude d'émission

La question demeure entière cependant, concernant la partie du spectre où l'absorptivité est totale, saturée. Pour le dioxyde de carbone, c'est le cas pour des bandes d'absorption autour de 5 et

15 micromètres ; pour la vapeur d'eau, c'est le cas pour les longueurs d'onde entre 6 et 8 micromètres et au-dessus de 20 micromètres. Comment le rayonnement est-il émis et absorbé dans ces parties du spectre infrarouge pour lesquelles l'absorptivité est saturée ?

Le mécanisme est le suivant : dans ces domaines de longueur d'onde, le rayonnement émis par la surface de la Terre est totalement absorbé par les basses couches de l'atmosphère. Celles-ci émettent leur propre rayonnement dans toutes les directions – vers la surface et vers l'espace – et ainsi de suite de proche en proche, en montant en altitude. Puis vient un moment où la quantité de gaz absorbant, située au-dessus de la couche émettrice considérée, devient suffisamment faible pour qu'une partie du rayonnement qu'elle émet puisse s'échapper vers l'espace. Il ne s'agit pas, bien sûr, d'une altitude précise car, d'une part, le phénomène est continu et, d'autre part, il dépend de la longueur d'onde.

Ainsi, pour chaque longueur d'onde, on peut décomposer de façon schématique l'atmosphère en deux couches (figure 9a). Une première, aux basses altitudes, pour laquelle le rayonnement émis n'atteint jamais l'espace, car il est absorbé par la région de l'atmosphère située au-dessus. On dit que cette couche est aveugle, qu'elle ne voit pas l'espace et que réciproquement elle n'est pas vue depuis l'espace. La seconde couche est constituée de l'atmosphère au-dessus de la précédente. Le rayonnement qu'elle émet vers le haut atteint l'espace, au moins partiellement. Et réciproquement,

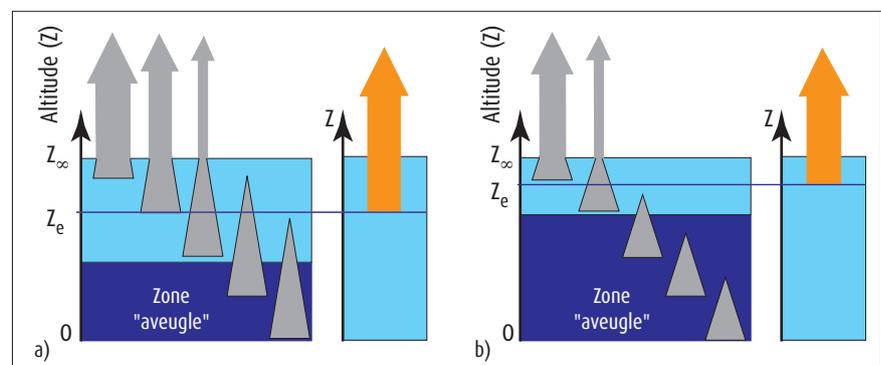


Figure 9 - À gauche, représentation schématique de l'évolution du rayonnement émis vers le haut par la surface et par l'atmosphère pour 4 altitudes particulières. La surface est à l'altitude 0 et le sommet de l'atmosphère à l'altitude  $Z_{\infty}$ . Les formes en triangle schématisent la diminution progressive de l'intensité du rayonnement avec l'altitude, du fait de l'absorption par l'atmosphère, pour un rayonnement émis à la base du triangle. À droite, représentation de l'altitude d'émission correspondante.

a) le schéma correspond à une atmosphère de référence ;

b) le schéma correspond à une atmosphère pour laquelle la quantité d'absorbant a augmenté.

(1) Cette légère augmentation de l'absorptivité est due au fait que les bords des bandes d'absorption s'élargissent un peu avec la concentration de dioxyde de carbone (cf. figure 6).

c'est cette couche qui est vue depuis l'espace, notamment par les radiomètres à bord des satellites.

On peut calculer l'altitude moyenne à laquelle le rayonnement qui atteint l'espace a été émis. Cette altitude est appelée *altitude d'émission* et cette notion nous permet de construire une image mentale simplifiée des échanges radiatifs avec l'espace lorsque l'absorption dans l'atmosphère est saturée : *le rayonnement vu depuis l'espace est émis par l'atmosphère à une altitude d'émission  $Z_e$ , et la puissance émise dépend, comme nous l'avons vu, de la température à cette altitude d'émission.*

Sur Terre, l'altitude d'émission, dans les domaines spectraux correspondant aux bandes d'absorption de  $H_2O$  ou du  $CO_2$ , est de l'ordre de quelques kilomètres, disons de 3 à 8 km. Cela signifie qu'en dehors de la fenêtre de transparence de l'atmosphère (entre 8 et 13 micromètres), tout se passe comme si le rayonnement qui sort du système Terre-atmosphère avait été émis par la région de l'atmosphère au-dessus de 3 à 8 km d'altitude.

Que se passe-t-il lorsque la quantité de gaz absorbant augmente ? Du fait de l'augmentation de l'absorption, un rayonnement émis à une altitude donnée est absorbé sur des distances plus courtes que précédemment, comme schématisé sur la figure 9b. Le rayonnement émis vers le haut au milieu de l'atmosphère, qui était précédemment partiellement absorbé avant d'atteindre le sommet de l'atmosphère, l'est maintenant totalement. La partie de l'atmosphère qui voit l'espace se réduit par le bas tandis que la partie aveugle de l'atmosphère augmente. En conséquence, l'altitude d'émission augmente. C'est le point crucial.

## Prise en compte du gradient de température vertical

À ce stade, il est important de se souvenir que l'intensité du rayonnement émis par une couche de l'atmosphère varie beaucoup avec la température absolue  $T$ , car il s'agit de la quatrième puissance de  $T$ . Par exemple, le rapport des intensités émises lorsque la température passe de  $+15^\circ C$  à  $-15^\circ C$  est  $\left(\frac{273 - 15}{273 + 15}\right)^4 = 0,64$ . L'approximation d'une atmosphère isotherme est donc certainement mauvaise.

Or le gradient thermique dans les 10 à 15 premiers kilomètres de l'atmosphère (appelée troposphère) est bien connu : il est contrôlé par *les mouvements de convection atmosphérique*. De quoi s'agit-il ?

Lorsqu'une masse d'air est au contact avec un sol un peu plus chaud qu'elle, elle acquiert une température un peu supérieure à l'air environnant, sa densité diminue, et elle subit un mouvement ascendant (c'est un effet de poussée d'Archimède dans l'air). Cette montée s'effectue pratiquement sans échange thermique avec l'air environnant car l'échelle de temps est plus rapide que celle de la conduction thermique. Comme la pression de l'air environnant diminue avec l'altitude, la masse d'air en ascension se détend, se dilate et, par conséquent, se refroidit (c'est le phénomène inverse d'une compression sans échange thermique qui produit une élévation de température, comme on le constate en gonflant un pneu de bicyclette avec une pompe). Cette détente est dite *adiabatique*, ce qui signifie *sans échange de chaleur* avec l'air environnant. La thermodynamique permet de calculer la diminution de température avec l'altitude, qu'on appelle le *gradient adiabatique* (cf. Annexe). Pour un air sans vapeur d'eau, il s'agit d'environ  $1^\circ C$  tous les 100 m, et pour un air contenant de la vapeur d'eau, environ  $0,6$  à  $0,8^\circ C$  tous les 100 m selon l'humidité de l'atmosphère (la condensation de vapeur d'eau en gouttelettes apporte de l'énergie à l'air, donc le refroidissement est moins rapide selon la quantité d'eau condensée). Dans les régions tropicales et aux moyennes latitudes, le gradient observé est très proche de la valeur théorique, aussi bien en été qu'en hiver, et les raisons de ce bon accord sont bien comprises (Xu et Emanuel, 1989).

Pour simplifier, nous prendrons dans la suite un gradient vertical de température dans l'atmosphère constant. Le point essentiel est qu'il est *indépendant des échanges radiatifs et indépendant de la concentration en  $CO_2$ .*

## Accroissement de l'effet de serre pour une atmosphère dont l'absorption est saturée

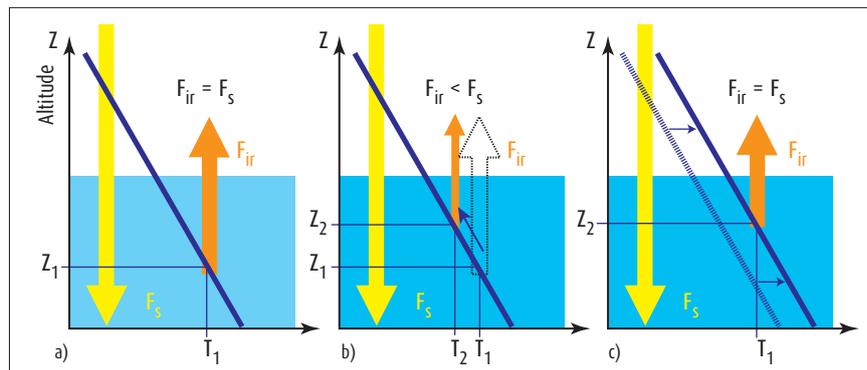
Nous sommes maintenant en mesure de répondre à notre question : *si l'absorptivité du rayonnement émis par la surface terrestre est déjà saturée (donc maximale), par quel mécanisme l'augmentation de la concentration d'un gaz absorbant peut-elle augmenter l'effet de serre, et donc la température de surface de la Terre ?*

Négligeons la dépendance spectrale et supposons que l'absorption soit saturée dans tout le domaine infrarouge. L'équilibre radiatif de la Terre peut alors être schématisé de la façon suivante : à l'altitude  $Z_e$ , le rayonnement émis vers l'espace équilibre le rayonnement solaire incident, diminué de la partie réfléchie. Si l'on suppose que l'atmosphère à cette altitude émet comme un corps noir, sa température  $T_1$  doit être telle que la puissance  $\sigma T_1^4$  rayonnée par l'atmosphère équilibre la puissance  $F_s = (1 - A)S$  reçue du Soleil (figure 10a). On a donc :

$$(1 - A)S = \sigma T_1^4$$

Figure 10 - Schémas illustrant la variation de l'effet de serre et de la température consécutifs à une augmentation de la concentration en gaz à effet de serre pour lequel l'absorptivité est déjà saturée :

- a) atmosphère de référence, à l'équilibre ;
  - b) l'altitude d'émission augmente, le rayonnement infrarouge émis vers l'espace diminue, il y a déséquilibre ;
  - c) un nouvel équilibre est atteint avec une température plus élevée de l'atmosphère et de la surface.
- Ce schéma contient la clef de la compréhension de l'effet de serre pour une atmosphère dont l'absorptivité est saturée.



Nous avons vu précédemment que cette température est<sup>(1)</sup> de 255 K pour les valeurs  $A = 0,31$  et  $S = 342 \text{ W.m}^{-2}$ . Lorsque la concentration de gaz absorbant augmente, nous avons également vu que l'altitude d'émission augmente et prend une valeur  $Z_2$  supérieure à la valeur précédente  $Z_1$  (figure 10b). En raison de l'existence du gradient vertical de température, la température  $T_2$  du gaz à cette nouvelle altitude est inférieure à la température précédente  $T_1$ . Comme la température d'émission est *plus petite*, la puissance du rayonnement émis est *plus faible*. Conclusion : le système n'est plus à l'équilibre, car il reçoit plus d'énergie du Soleil qu'il n'en émet ! Conséquence : le haut de l'atmosphère se réchauffe, et du fait des mouvements de convection, cet échauffement se propage à *toute* l'atmosphère, en maintenant constant le gradient vertical de température jusqu'à ce qu'un nouvel équilibre soit atteint (figure 10c).

Nous voyons donc que même si l'absorptivité d'une atmosphère est saturée, c'est-à-dire même si l'atmosphère absorbe déjà tout le rayonnement émis par la surface terrestre, l'effet de serre peut néanmoins augmenter si la quantité de gaz absorbant augmente. Et nous avons vu que la variation de l'altitude d'émission et l'existence d'un gradient vertical de température jouaient un rôle clef dans le mécanisme de variation de l'effet de serre.

Après coup, ce résultat était-il prévisible ? Avec le modèle à une vitre, l'effet de serre est maximal lorsque la vitre absorbe tout le rayonnement infrarouge. Mais que se passe-t-il si l'on place *deux* vitres absorbant chacune totalement le rayonnement infrarouge au lieu d'une seule ? L'absorption totale ne change pas, elle est toujours maximale et égale à 1. En revanche, la vitre n° 1 a un effet de serre sur la vitre n° 2 qui a un effet de serre sur la surface. Il est facile de montrer que la température de surface augmente avec le nombre de vitres (cf. Annexe). Sur cet exemple à N vitres, on voit clairement que l'effet de serre peut être augmenté même si l'absorption est déjà totale. Le fait d'avoir plusieurs vitres permet à ces vitres d'avoir des températures différentes, c'est-à-dire d'introduire un gradient vertical de température.

Néanmoins, il existe une différence importante entre l'effet de serre à N vitres et le modèle fondé sur la notion d'altitude d'émission et de gradient de température imposé. Dans le premier cas, on trouve que la température de la surface, par rapport à sa valeur en l'absence de vitre, est multipliée par  $(N + 1)^{1/4}$ , et que les vitres successives ont une température décroissante jusqu'à la  $N^e$ , dont la température d'équilibre est celle de la surface sans vitre. On trouve donc bien un gradient de température, mais celui-ci est déterminé par les propriétés radiatives des vitres. Dans l'effet de serre atmosphérique, le gradient de température est imposé par les mouvements convectifs et les échanges radiatifs entre les diverses couches s'adaptent à ce gradient.

## Conclusion

Dans cet article, nous avons présenté un modèle qui prend en compte deux aspects essentiels de l'effet de serre souvent négligés dans les modèles les plus simplistes : l'existence d'un gradient vertical de température atmosphérique et la saturation de l'absorption du rayonnement infrarouge par le dioxyde de carbone.

Pour le  $\text{CO}_2$ , il est indispensable d'introduire la notion d'altitude d'émission et de sa variation avec la variation de la concentration en  $\text{CO}_2$ . Pour la vapeur d'eau, en revanche, le modèle d'une serre à une vitre (ou d'un capteur solaire) dont l'efficacité augmente lorsque l'absorption de la vitre augmente permet d'expliquer au premier ordre les résultats.

L'interprétation de l'effet de serre présentée dans cet article comporte encore d'importantes simplifications. Par exemple, le traitement d'un mélange de vapeur d'eau et de dioxyde de carbone pose le problème du recouvrement des spectres d'absorption de ces deux molécules. Néanmoins, une explication qualitative satisfaisante peut être obtenue en remarquant que la vapeur d'eau est principalement située dans la basse atmosphère alors que le  $\text{CO}_2$  est mélangé de façon homogène dans les 50 premiers kilomètres de l'atmosphère. Le raisonnement que nous avons fait est donc valable en considérant le  $\text{CO}_2$  situé au-dessus de la vapeur d'eau.

Une autre simplification importante consiste à supposer que le gradient vertical de température est constant, alors

qu'il change de signe vers 10-15 km d'altitude : dans la stratosphère en effet, l'absorption du rayonnement UV par l'ozone et le dioxygène induit une *augmentation* de la température avec l'altitude. Si l'on applique le raisonnement présenté dans cet article à cette région, on trouve qu'une augmentation de l'altitude d'émission *augmente* la température d'émission et donc *diminue* l'effet de serre. Des considérations plus complètes montrent cependant que la stratosphère se refroidit lorsque le  $\text{CO}_2$  augmente et que globalement la stratosphère a un comportement neutre lorsque le  $\text{CO}_2$  varie.

Enfin, si nous avons analysé comment une variation de la concentration de l'atmosphère en gaz absorbant modifiait les échanges par rayonnement, l'effet de serre et finalement la température, nous n'avons pas pris en compte les phénomènes de *rétroaction* : un changement de température peut modifier la *composition* de l'atmosphère et donc l'effet de serre, et finalement la température. Cet effet est particulièrement important pour la vapeur d'eau : à humidité relative constante, un accroissement de température de 3 °C autour de 15 °C augmente la quantité de vapeur d'eau atmosphérique d'environ 5 kg/m<sup>3</sup> (soit 25 %). Il en résulte une augmentation de l'absorptivité de l'atmosphère, un comblement partiel de la « fenêtre atmosphérique » et un renforcement de l'effet de serre. La variation de la quantité de vapeur d'eau modifie également le gradient vertical de température, ce qui a tendance à diminuer l'effet précédent. Au total, l'augmentation de la quantité de vapeur d'eau reste la *rétroaction positive* la plus importante, les autres étant dues au changement des nuages, de la couverture de neige ou de glace (Bony et Dufresne, 2007). Enfin, un changement de température peut également affecter les *puits de carbone* et donc la concentration de  $\text{CO}_2$ , ce qui constitue une autre boucle de *rétroaction* (Friedlingstein et al., 2007). Ces phénomènes de *rétroaction* ont une forte influence sur l'amplitude des variations de la température de la Terre et sont la principale source d'incertitude de son estimation.

Il existe plusieurs ouvrages de référence sur le calcul des échanges radiatifs dans les atmosphères (Goody et Yung 1995 ; Liou 2002 ; De Moor, 2007) et il existe également plusieurs familles de modèles de transfert radiatif, bien documentés dans la littérature scientifique, qui permettent de calculer les échanges radiatifs dans l'atmosphère avec une

(1) Pour une atmosphère standard, dont la température de surface est de 288 K et le gradient vertical de température de -6,5 K/km, cette température correspond à une altitude de 5 km environ.

grande précision. Ces modèles peuvent être considérés comme des références pour nos besoins. En calculant les échanges radiatifs pour une atmosphère donnée, et pour la même atmosphère dans laquelle on met alternativement à zéro la concentration de chacun des gaz absorbants (CO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>O, O<sub>3</sub>...), on peut estimer la contribution moyenne de ces différents gaz à l'effet de serre sur le globe, dans les conditions actuelles (figure 1, Kiehl et Trenberth, 1997). On peut également quantifier la perturbation de l'effet de serre. Comme autre résultat classique, citons qu'un doublement de la concentration de CO<sub>2</sub> augmente l'effet de serre de 3,7 W.m<sup>-2</sup>.

Pour terminer, il convient de préciser le statut des modèles très simples discutés ici et de bien les différencier des modèles beaucoup plus complets utilisés par les spécialistes. Dans ces approches détaillées, les bilans radiatifs des différentes couches sont effectués à partir des données moléculaires et dans une géométrie tridimensionnelle. L'effet de

serre est un *résultat* de ces calculs et, par exemple, l'émission vers l'espace du rayonnement infrarouge terrestre est traitée dans toute sa complexité et non en terme d'une altitude d'émission. Le cas d'une atmosphère dépourvue de nuages et d'aérosols est aujourd'hui bien compris. Le calcul du bilan radiatif de la Terre en réponse à une modification de la concentration en dioxyde de carbone repose sur des bases physiques solides et ne comporte plus de difficulté fondamentale. Les climatologues se concentrent sur la modélisation de phénomènes plus difficiles : changement de la concentration de vapeur d'eau, rôle des nuages et des aérosols, etc.

Il n'empêche qu'il est important d'élaborer des modèles simples qui permettent de *comprendre* les mécanismes à l'œuvre. Comprendre, c'est être capable de se faire une représentation mentale qualitative de ces mécanismes. Mais simple ne veut pas dire simpliste : nous avons vu que le modèle de l'effet de serre à une vitre est très incomplet pour

interpréter la variation de l'effet de serre dû au CO<sub>2</sub>. Le modèle à *N* vitres permet de résoudre le paradoxe de l'effet de saturation mais, en revanche, il ne représente pas le fait que dans l'atmosphère ce sont les échanges par convection qui régissent le gradient vertical de température. Par cet article, nous espérons avoir contribué à combler ces lacunes. C'est ce qui justifie de traiter, comme nous l'avons fait, les propriétés d'absorption de façon globale et dans une géométrie simplifiée.

## Remerciements

Les calculs radiatifs présentés dans cet article ont été réalisés avec le modèle SBDART (Ricchiuzzi et al., 1998). Ce modèle, à bande étroite, n'est pas à proprement parler un modèle radiatif de référence. Néanmoins, sa précision est largement suffisante pour la plupart des applications climatiques ou les exemples présentés ici.

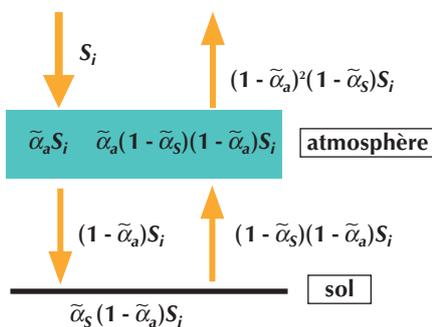
## Annexe

### Modèle d'atmosphère isotherme partiellement absorbante (modèle à une vitre) et sensibilité de l'effet de serre à l'absorption

L'atmosphère est modélisée par une couche homogène (une vitre) de température  $T_a$ , dont l'absorptivité est  $\tilde{\alpha}_a$  dans le domaine visible et  $\tilde{\alpha}_a$  dans le domaine infrarouge. La diffusion du rayonnement solaire par l'atmosphère (nuages, aérosols, gaz, etc.) est traitée de la façon simplifiée suivante : une fraction  $r$  du rayonnement solaire incident  $S_i$  est réfléchi vers l'espace *avant* de pénétrer dans l'atmosphère, laquelle reçoit par conséquent le flux  $S_j = (1 - r)S_i$ . Le sol est modélisé par une surface opaque de température  $T_s$ , d'absorptivité  $\tilde{\alpha}_s$  dans le domaine visible et qui vaut 1 dans le domaine infrarouge. On suppose que l'absorptivité est égale à l'émissivité dans le domaine infrarouge :  $\epsilon_a = \tilde{\alpha}_a$  et  $\epsilon_s = \tilde{\alpha}_s = 1$  (loi de Kirchhoff, étendue à une plage spectrale).

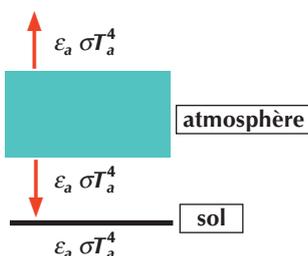
Considérons successivement le rayonnement solaire incident, le rayonnement émis par l'atmosphère et le rayonnement émis par la Terre.

#### 1) Rayonnement solaire



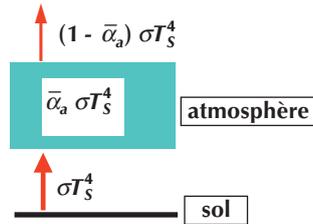
Le flux pénétrant  $S_j$  est en partie absorbé par l'atmosphère ; une partie de ce qui la traverse est absorbée par le sol, le complément est réfléchi ; une partie de ce qui est réfléchi est absorbé par l'atmosphère et le reste s'échappe enfin vers l'espace.

#### 2) Rayonnement infrarouge émis par l'atmosphère



C'est un rayonnement de corps noir pondéré par l'émissivité de l'atmosphère. Ce qui est émis vers le sol est, par hypothèse du corps noir parfait, totalement absorbé.

### 3) Rayonnement infrarouge émis par le sol



La situation est simple : une partie est absorbée par l'atmosphère, le reste s'échappe vers l'espace.

Nous pouvons maintenant écrire deux bilans radiatifs : pour l'atmosphère, pour le sol. Dans chaque cas, nous écrivons qu'il y a équilibre entre l'énergie absorbée et l'énergie émise.

#### Pour l'atmosphère :

$$\bar{\alpha}_a [1 + (1 - \bar{\alpha}_s)(1 - \bar{\alpha}_a)] S_i + \bar{\alpha}_a \sigma T_s^4 = 2 \epsilon_a \sigma T_a^4$$

#### Pour la surface :

$$\bar{\alpha}_s (1 - \bar{\alpha}_a) S_i + \epsilon_a \sigma T_a^4 = \sigma T_s^4$$

D'où, après élimination, les expressions donnant  $T_a$  et  $T_s$  :

$$\epsilon_a \sigma T_a^4 = S_i \frac{\bar{\alpha}_a [1 + (1 - \bar{\alpha}_s)(1 - \bar{\alpha}_a)] + \bar{\alpha}_a \bar{\alpha}_s (1 - \bar{\alpha}_a)}{2 - \bar{\alpha}_a}$$

$$\sigma T_s^4 = S_i \left[ \bar{\alpha}_s (1 - \bar{\alpha}_a) + \frac{\bar{\alpha}_a [1 + (1 - \bar{\alpha}_s)(1 - \bar{\alpha}_a)] + \bar{\alpha}_a \bar{\alpha}_s (1 - \bar{\alpha}_a)}{2 - \bar{\alpha}_a} \right]$$

En se basant sur les données de la figure 3, on prend les valeurs suivantes :

- rayonnement solaire incident  $S = 342 \text{ W.m}^{-2}$  ;
- fraction du rayonnement solaire réfléchi par l'atmosphère :  $r = 77/342 = 0,225$  ;
- rayonnement pénétrant dans l'atmosphère :  $S_i = (1 - r)S = 265 \text{ W.m}^{-2}$  ;
- absorptivité de l'atmosphère pour le rayonnement solaire :  $\bar{\alpha}_a = 67/265 = 0,25$  ;
- absorptivité de l'atmosphère pour le rayonnement infrarouge :  $\bar{\alpha}_a = 350/390 = 0,90$  (rayonnement infrarouge émis par la surface et absorbé par l'atmosphère/rayonnement émis par la surface) ;
- absorptivité du sol pour le rayonnement solaire  $\bar{\alpha}_s = 168/198 = 0,85$  (rayonnement solaire absorbé par la surface/rayonnement solaire incident à la surface).

On obtient alors  $T_a = 251 \text{ K}$  ou  $-22 \text{ }^\circ\text{C}$  et  $T_s = 285 \text{ K}$  ou  $12 \text{ }^\circ\text{C}$ . La valeur de surface est en assez bon accord avec la valeur déduite des observations ( $15 \text{ }^\circ\text{C}$ ), les  $3 \text{ }^\circ\text{C}$  manquants pouvant être obtenus en diminuant légèrement la réflectivité ( $r = 0,19$  au lieu de  $0,225$ ).

Cherchons maintenant à calculer la sensibilité de l'effet de serre à une variation de l'absorption du rayonnement infrarouge par l'atmosphère. Ce calcul consiste à déterminer la variation du rayonnement infrarouge à la tropopause (vers 15 km, à la base de la stratosphère) en réponse à une variation de la concentration d'un gaz, en maintenant fixe la température de l'atmosphère et celle de la surface. Ce calcul peut être facilement mis en œuvre avec toute sorte de modèles radiatifs, dont des modèles très précis et très coûteux en temps de calcul. Cette variation du rayonnement infrarouge s'appelle le « forçage radiatif » et, dans notre cas, cela correspond à une variation de l'effet de serre.

Avec notre modèle, le flux infrarouge au sommet de l'atmosphère est donné par :  $F = (1 - \bar{\alpha}_a) \sigma T_s^4 + \bar{\alpha}_a \sigma T_a^4$

(on a tenu compte du fait que  $\epsilon_a = \bar{\alpha}_a$ ). La variation de ce flux rapporté à la variation de l'absorptivité de l'atmosphère est par conséquent :

$$\frac{\partial F}{\partial \bar{\alpha}_a} = -\sigma T_s^4 + \sigma T_a^4.$$

Avec les valeurs numériques de notre exemple, on trouve  $\frac{\partial F}{\partial \bar{\alpha}_a} = 146 \text{ W.m}^{-2}$ .

Pour une augmentation de la vapeur d'eau de 20 % par rapport à une valeur caractéristique de  $30 \text{ kg.m}^{-3}$ , un code radiatif classique donne une augmentation de l'effet de serre de  $4,1 \text{ W.m}^{-2}$  et une augmentation de l'absorption de  $\Delta \bar{\alpha}_a \cong 0,036$ . Avec le pré-

sent modèle, cette variation induit une variation de l'effet de serre de  $\Delta F = \frac{\partial F}{\partial \bar{\alpha}_a} \Delta \bar{\alpha}_a = 5,3 \text{ W.m}^{-2}$ , en relativement bon accord avec la valeur du modèle radiatif classique.

Pour un doublement de  $\text{CO}_2$ , (de 360 ppm à 720 ppm) et pour une atmosphère dont le contenu en vapeur d'eau est de  $30 \text{ kg.m}^{-3}$ , on obtient avec le même code radiatif une augmentation de l'effet de serre à la tropopause de  $4,7 \text{ W.m}^{-2}$  (cette valeur est calculée pour une atmosphère sans nuage, ce qui explique qu'elle soit plus élevée que celle de  $3,7 \text{ W.m}^{-2}$  mentionnée dans la conclusion de l'article) et une augmentation de l'absorption de  $\Delta \bar{\alpha}_a \cong 0,0045$ . Cette valeur, petite, traduit la saturation de l'absorption du

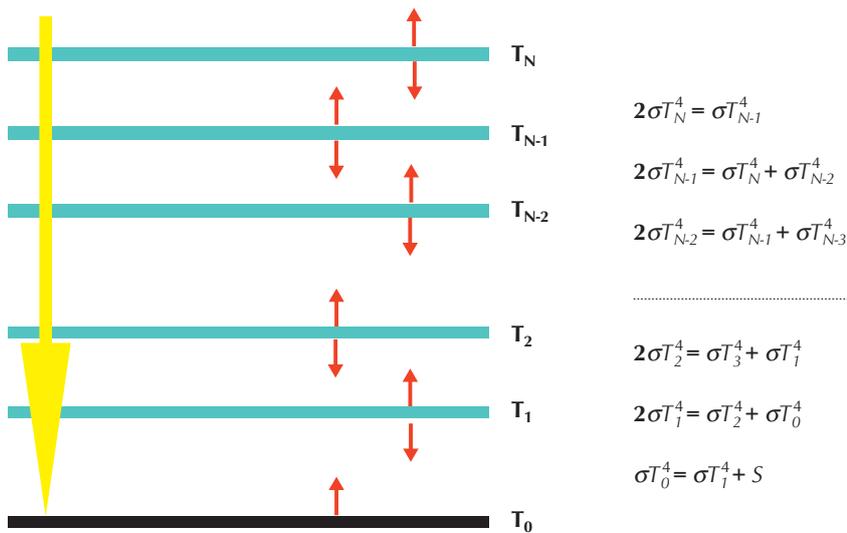
dioxyde de carbone. Le présent modèle conduit alors à une variation de l'effet de serre de :  $\Delta F = \frac{\partial F}{\partial \bar{\alpha}_a} \Delta \bar{\alpha}_a = 0,7 \text{ W.m}^{-2}$ , valeur sept fois plus faible que la valeur de référence.

On voit ainsi que si le modèle de serre à 1 vitre prévoit un effet de serre et une température de surface de la Terre proches des estimations classiques ainsi qu'une estimation satisfaisante de la sensibilité de l'effet de serre à une variation de la concentration en vapeur d'eau, en revanche, ce modèle n'est pas pertinent pour estimer la sensibilité de l'effet de serre à une variation de la concentration d'un gaz dont l'absorption est saturée : pour le CO<sub>2</sub>, la sensibilité de l'effet de serre est sous-estimée d'un facteur 7.

### Effet de serre, modèle à N vitres idéalisées

On se propose de calculer les températures d'équilibre de N vitres indépendantes placées au-dessus d'une surface et soumises au rayonnement solaire. Chaque vitre est supposée totalement transparente au rayonnement solaire et totalement opaque au rayonnement infrarouge émis par la surface et par ses voisines. On néglige tout effet de convection et de conduction thermique.

Soit S la puissance du rayonnement incident, et T<sub>i</sub>, i = 1, 2, ..., N, les températures d'équilibre des vitres. Soit T<sub>0</sub> la température d'équilibre de la surface. Les émissions de corps noir des différentes surfaces s'effectuent dans toutes les directions, mais par souci de simplicité nous ne considérons que la dimension verticale. L'équilibre de chaque surface est obtenu en écrivant que la puissance reçue est égale à la puissance émise. D'où le système d'équations suivantes :



En additionnant toutes les équations, on obtient la relation  $\sigma T_N^4 = S$ , puis par report de proche en proche,  $T_{N-i} = (i+1)^{1/4} \left(\frac{S}{\sigma}\right)^{1/4}$ , d'où

$$T_0 = (N+1)^{1/4} \left(\frac{S}{\sigma}\right)^{1/4}$$

### Calcul du gradient adiabatique pour une atmosphère sèche

La détente adiabatique d'un gaz parfait (masse volumique ρ, masse molaire M) est régie par la loi :  $p^{1-\gamma} T^\gamma = \text{constante}$ , où γ désigne l'indice adiabatique du gaz, égal au rapport des enthalpies massiques respectivement à pression (c<sub>p</sub>) et à volume constant (c<sub>v</sub>). Lorsque l'altitude augmente de dz, la pression diminue de :  $dp = -\rho g dz$ ,

et la température de dT tel que  $(1-\gamma) dp/p + \gamma dT/T = 0$ .

En combinant ces deux équations avec l'équation des gaz parfaits  $p = \rho RT/M$ , on trouve :  $dT/dz = -g/c_p$

## Bibliographie

- **Ångström K.**, 1900 : Ueber die Bedeutung des Wasserdampfes und der Kohlensäure bei der Absorption der Erdatmosphäre. *Annalen der Physik*, 308, 720-732.
- **Arrhenius S.**, 1896 : On the influence of carbonic acid in the air upon the temperature of the ground. *The London Edinburgh and Dublin Philosophical Magazine and Journal of Science*, 41, 237-275.
- **Bony S.** et **J.-L. Dufresne**, 2007 : Processus régissant la sensibilité climatique. *La Météorologie*, 8<sup>e</sup> série, 56, 29-32.
- **De Moor G.**, 2007 : Le transfert radiatif en météorologie dynamique. *Météo-France, Cours et manuels n° 17*, 433 p.
- **Dufresne J.-L.**, 2006 : Jean-Baptiste Joseph Fourier et la découverte de l'effet de serre. *La Météorologie*, 8<sup>e</sup> série, 53, 42-46.
- **Fourier J.-B. J.**, 1824 : Remarques générales sur les températures du globe terrestre et des espaces planétaires. *Annales de chimie et de physique*, XXVII, 136-167.
- **Friedlingstein P., L. Bopp et P. Cadule**, 2007 : Changement climatique et cycle du carbone. *La Météorologie*, 8<sup>e</sup> série, 58, 21-24.
- **Goody R. M.** et **Y. L. Yung**, 1995 : *Atmospheric radiation: theoretical basis*. Oxford University Press, 544 p.
- **Kiehl J. T.** et **K. E. Trenberth**, 1997 : Earth's Annual Global Mean Energy Budget. *Bull. Amer. Meteor. Soc.*, 78, 197-208.
- **Liou K. N.**, 2002 : *An introduction to atmospheric radiation*. Academic Press, International Geophysics Series, 84, 583 p.
- **Pierrehumbert R. T.**, 2004 : Greenhouse effect: Fourier's concept of planetary energy balance is still relevant today. *Nature*, 432, 677.
- **Ricchiazzi P., S. Yang, C. Gautier et D. Sowle**, 1998 : SBDART: A research and teaching software tool for plane-parallel radiative transfer in the Earth's atmosphere. *Bull. Amer. Met. Soc.*, 79, 2101-2114.
- **Xu K.-M.** et **K. A. Emanuel**, 1989 : Is the tropical atmosphere conditionally unstable? *Mon. Wea. Rev.*, 117, 1471-1479.