



ENS PARIS SACLAY
LICENCE 3 PHYSIQUE FONDAMENTALE

LABORATOIRE DE MÉTÉOROLOGIE DYNAMIQUE
ÉQUIPE ÉTUDE ET MODÉLISATION DU CLIMAT ET DU CHANGEMENT CLIMATIQUE

Rapport de Stage

Modélisation simplifiée de l'effet de serre

MATHIEU MAGUET
ENCADRANT : JEAN-LOUIS DUFRESNE

Résumé

The greenhouse effect is reliably described by models based on the radiative transfer equation, which describe the interactions of electromagnetic radiation with a medium, but those models difficultly allow for a qualitative comprehension of this phenomenon. A simpler model based on the concept of emission height allows for it and should reflect correctly the action of the carbon dioxide concentration on the greenhouse effect while usual simple greenhouse effect models do not. My development and numeric implementation of this model allows to test it and see if it gives reliable quantitative results along with its qualitative qualities. Implemented and fed with data from a complete radiative model, the simpler model gives result accurate to some percent with the reliable results from the complete model.

20 mai - 28 juin 2019

1 Effet de serre atmosphérique

L'effet de serre est le processus par lequel le flux radiatif émis par la Terre vers l'espace est plus faible que celui émis par la surface, et qui est responsable du fait que la température moyenne à la surface de la Terre est très supérieure à ce qu'elle serait en l'absence d'atmosphère. La modélisation la plus exacte de ce phénomène est basée sur l'équation de transfert radiatif qui décrit l'absorption, l'émission et la diffusion d'ondes électromagnétiques par la matière.

Il existe des implémentations informatiques de cette modélisation, comme le logiciel 4AOP [Cheruy et al., 1995], qui ont été validés par diverses études et sera ici pris comme modèle de référence. Mais ces modèles sont beaucoup trop complexes pour qu'il soit possible d'en tirer une compréhension qualitative de l'effet de serre, compréhension importante pour construire et analyser la fiabilité de modèles plus complexes. Cela rend utile l'existence de modèles simplifiés de l'effet de serre comme celui étudié.

1.1 Une première modélisation

On peut modéliser simplement l'effet de serre en considérant la surface comme un corps noir à la température T_s et l'atmosphère comme une vitre à la température T_a , se comportant également comme un **corps gris**, étant transparente pour le rayonnement solaire et ayant une **absorptivité** A pour le rayonnement infrarouge émis par la surface. $A = 0,90$ en moyenne pour la Terre.

À l'équilibre, les flux émis et reçus sont égaux pour chacune des deux composantes. On obtient grâce à la **loi de Stefan-Boltzmann** respectivement pour la surface et la vitre modélisant l'atmosphère :

$$\sigma T_s^4 = A\sigma T_a^4 + (1 - \alpha)S \quad \text{et} \quad 2\sigma T_a^4 = \sigma T_s^4 \quad (1)$$

où S est le flux solaire incident moyen ($S = 342 \text{ W m}^{-2}$). α est l'albédo planétaire, qui correspond au rapport du rayonnement réfléchi au rayonnement incident et qui vaut 0,31. L'équilibre global du système avec l'extérieur correspond à une égalité des flux émis et reçus par le système Terre-atmosphère. Cet équilibre se traduit par les équations suivantes, obtenues simplement à partir des équations (1) :

$$(2 - A)\sigma T_a^4 = (1 - \alpha)S \quad \text{soit} \quad \sigma T_s^4 = \frac{(1 - \alpha)S}{1 - A/2} \quad (2)$$

On obtient alors une température d'équilibre de 295 K, soit 22 °C, ce qui se rapproche de la température moyenne à la surface de la Terre réellement observée de 15 °C.

Lors d'une variation de la concentration d'un **Gaz à Effet de Serre (GES)**, l'équilibre n'est pas atteint instantanément et l'**absorptivité** de l'atmosphère est modifiée sans que les températures, et donc les flux de corps noirs associés à ces températures n'aient atteint leurs valeurs d'équilibre. Le flux total sortant du système $F = (1 - A)\sigma T_s^4 + A\sigma T_a^4$, composé du flux émis par la surface non absorbé par l'atmosphère et du flux émis par l'atmosphère vers l'espace n'équilibre donc plus la partie du flux solaire absorbée par l'atmosphère et la surface $(1 - \alpha)S$. Ce déséquilibre est appelé **forçage radiatif instantané**.

Ce modèle fonctionne bien dans le cas de la vapeur d'eau, qui est le principal **GES**, car l'**absorptivité** liée à la vapeur d'eau dépend directement de sa concentration dans l'atmosphère. Mais pour le second **GES** le plus important, le dioxyde de carbone (CO_2), l'absorptivité varie peu avec la concentration, celle-ci étant saturée sur les bandes d'absorption principale du CO_2 et la largeur de ces bandes variant peu. D'après l'article **Dufresne and Treiner [2011]**, un modèle de ce type prévoit alors un **forçage radiatif instantané** beaucoup plus faible que celui prédit par les modèles radiatifs complets comme celui de l'article **Zhong and Haigh [2013]**.

1.2 Le concept d'altitude d'émission

Pour prendre en compte l'effet d'une augmentation de la concentration en **GES** dans les parties du spectres où l'**absorptivité** est saturée, ce qui est particulièrement important pour le CO_2 , il est nécessaire de s'intéresser à ce qui se passe dans le profil vertical de l'atmosphère, et non plus seulement à sa base et son sommet [Pierrehumbert, 2011].

En effet, quand l'**absorptivité** de l'atmosphère est saturée, le rayonnement émis par la surface et la basse atmosphère est absorbé par l'atmosphère avant d'atteindre son sommet. Seul le rayonnement émis par les couches suffisamment hautes de l'atmosphère atteint au moins partiellement l'espace. On définit alors l'**altitude d'émission** comme l'altitude moyenne à laquelle le rayonnement atteignant l'espace a été émis. Comme on peut le voir sur la figure 1a, à cette altitude d'émission correspond une **température d'émission**, liée au profil vertical de température de l'atmosphère, de laquelle va dépendre la puissance émise vers l'espace dans cette fenêtre d'absorptivité saturée.

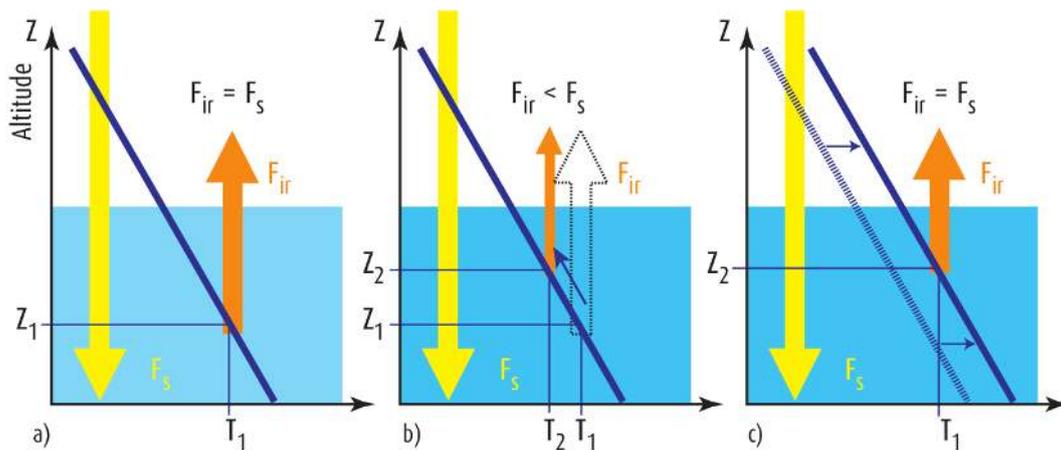


FIGURE 1 – Schéma illustrant l'effet d'un changement de concentration en GES pour l'altitude d'émission et les températures d'équilibre dans le cas d'une absorptivité saturée (Dufresne and Treiner [2011])

- le bilan radiatif est nul, le flux émis équilibre le flux reçu ;
- la concentration en GES augmente, ce qui augmente l'altitude d'émission, donc réduit la température d'émission, et donne un forçage radiatif instantané négatif ;
- les températures augmentent pour rétablir un bilan radiatif nul.

Le coefficient d'atténuation de l'atmosphère augmente avec la concentration du GES considéré, le rayonnement émis dans une bande d'absorption de ce GES parcourt alors en moyenne une moins grande distance. D'après le raisonnement précédent, on en déduit que l'altitude d'émission augmente. Et comme la température de l'atmosphère diminue avec l'altitude, au moins dans la troposphère, la température d'émission diminue, donc la puissance émise vers l'espace diminue (figure 1b), ce qui donne un forçage radiatif instantané négatif. Le flux reçu du Soleil n'étant pas modifié, il faut que le flux sortant de l'atmosphère augmente à nouveau pour retrouver un bilan radiatif nul. La température à l'altitude d'émission doit donc augmenter, ce qui, à cause de la convection et des transferts thermiques, va amener une augmentation globale des températures de l'atmosphère et de la surface (figure 1c).

2 Un modèle d'effet de serre basé sur le concept d'altitude d'émission

L'objet de mon stage a donc été de développer et d'implémenter un modèle simplifié d'effet de serre basé sur ce concept d'altitude d'émission afin de mieux modéliser l'effet de la concentration en CO_2 sur le forçage radiatif instantané tout en conservant une certaine facilité de compréhension. Je n'ai pas étudié le processus de retour à l'équilibre par une variation des températures.

Une fois les détails du modèle présentés ci-dessous définis, il m'a fallu trouver des fonctions d'ajustement adaptées aux grandeurs étudiées puis déterminer les paramètres de ces fonctions pour les ajuster au mieux aux données issues du logiciel 4AOP. Les données utilisées pour ces ajustements sont le flux spectral sortant au sommet de l'atmosphère F_ν et l'épaisseur optique spectrale τ_ν de l'atmosphère pour des valeurs de nombre d'onde comprises entre 100 et 2500 cm^{-1} , tous les cm^{-1} .

2.1 Les hypothèses utilisées

- Pour la réalisation de ce modèle, les principales hypothèses simplificatrices sont les suivantes :
- la surface se comporte comme un corps noir à la température T_s fixée (à 294 K) dont le spectre est donnée par la loi de Planck ;
 - les seuls GES sont la vapeur d'eau et le CO_2 et il n'y a pas de nuages ;
 - on néglige l'effet des couches atmosphériques autres que la troposphère sur l'effet de serre.

2.2 Modélisation de l'effet du dioxyde de carbone

La seule raie d'absorption du spectre du CO_2 que l'on va considérer est celle à $15 \mu\text{m}$ (soit 670 cm^{-1}) car elle est proche du maximum d'émission de la loi de Planck à la température de surface et les autres raies d'absorption sont soit négligeables aux concentrations usuelles en CO_2 (bandes à $10 \mu\text{m}$, soit 1000 cm^{-1}), soit correspondent à des flux d'émission de la loi de Planck trop faibles (bande à $4,3 \mu\text{m}$, soit 2300 cm^{-1}) (cf courbe 4AOP de la figure 2).

On va donc supposer dans ce modèle que l'absorptivité vaut 1 dans cette bande d'absorption et est nulle à l'extérieur. Cette modélisation est illustrée sur la figure 3.

On calcule d'abord le nombre d'onde du centre de la raie d'absorption par l'espérance de ν pondéré par $A_\nu B_{s,\nu}$:

$$\nu_c = \frac{\int \nu B_{s,\nu} A_\nu d\nu}{K} \text{ avec } K = \int B_{s,\nu} A_\nu d\nu \quad (3)$$

où $A_\nu = 1 - e^{-\tau_\nu}$ est l'absorptivité spectrale et $B_{s,\nu}$ la loi de Planck à la température de surface.

En approximant $B_{s,\nu}$ à l'intérieur de la raie d'absorption par sa valeur au centre de la raie B_{s,ν_c} , on obtient la largeur de la raie d'absorption :

$$\Delta\nu \cdot B_{s,\nu_c} = \int B_{s,\nu} A_\nu d\nu \text{ soit } \Delta\nu = \frac{K}{B_{s,\nu_c}} \quad (4)$$

La troisième grandeur à déterminer est la température d'émission à l'intérieur de la raie d'absorption. Le flux total sortant de l'atmosphère s'écrit :

$$F = \int B_{s,\nu}(1 - A_\nu)d\nu + \int B_{e,\nu}A_\nu d\nu = B_s - \int B_{s,\nu}A_\nu d\nu + \int B_{e,\nu}A_\nu d\nu \quad (5)$$

où $B_s = \int B_{s,\nu}d\nu$ et $B_{e,\nu}$ est la loi de Planck à la température d'émission.

En approximant comme ci-dessus $B_{s,\nu}$ et $B_{e,\nu}$ à l'intérieur de la raie par leur valeur au centre de la raie, on peut réécrire le flux et en déduire la valeur B_{e,ν_c} :

$$F = B_s + (B_{e,\nu_c} - B_{s,\nu_c})\Delta\nu \text{ soit } B_{e,\nu_c} = B_{s,\nu_c} + \frac{F - B_s}{\Delta\nu} \quad (6)$$

On retrouve finalement la température d'émission à l'aide de la loi de Planck :

$$T_e = \frac{hc\nu_c}{k_B} \frac{1}{\ln\left(1 + \frac{2\pi hc^2 \nu_c^3}{B_{e,\nu_c}}\right)} \quad (7)$$

Ayant les valeurs de la largeur de la raie d'absorption et de la température d'émission pour un certain nombre de valeurs de concentration en CO₂ (avec des concentrations en vapeur d'eau nulles), on identifie une fonction d'ajustement adaptée pour chacune de ces grandeurs en fonction de la concentration en CO₂ (cf annexe B).

À partir de ces fonctions ajustées, on fait la modélisation suivante pour l'effet du CO₂ sur le flux spectral sortant de l'atmosphère : à l'intérieur de la raie d'absorption, le flux spectral est donné par la loi de Planck à la température d'émission ; à l'extérieur, l'atmosphère est transparente pour le flux émis par la surface. La figure 2 compare les données du modèle de référence et la courbe obtenue avec ce modèle pour une valeur de concentration en CO₂. L'équation correspondante est donnée dans l'annexe C.

On peut finalement calculer l'altitude d'émission à partir de la température d'émission en utilisant le profil vertical de température de l'atmosphère modélisée.

2.3 Modélisation de l'effet de la vapeur d'eau

La vapeur d'eau absorbe sur une plage du spectre beaucoup plus étendue : l'absorptivité est saturée dès de très basses concentrations en vapeur d'eau sur une grande partie de l'intervalle étudié mais il existe une fenêtre de transmission infrarouge, entre 8 et 17 μm à la concentration normale en vapeur d'eau (soit de 600 à 1300 cm^{-1}) dans laquelle l'absorptivité n'est pas saturée et qui se comble progressivement avec l'augmentation de la quantité de vapeur dans l'atmosphère. Une autre fenêtre de transmission dont la variabilité est plus faible est présente en dessous de 5 μm (soit au-delà de 2000 cm^{-1}). Ces fenêtres sont visibles par les écarts entre la courbe bleue et la courbe en pointillés de la figure 4 et sur la figure 3 pour des distributions standards en vapeur d'eau.

La modélisation utilisée va maintenant être que l'absorptivité est constante sur tout le spectre (cf figure 3) :

$$A = \frac{\int B_{s,\nu} A_\nu d\nu}{B_s} \text{ où } B_s = \int B_{s,\nu} d\nu \quad (8)$$

On définit B_e tel que le flux au sommet de l'atmosphère $F = \int F_\nu d\nu$ puisse s'écrire sous la forme :

$$F = B_s(1 - A) + B_e A \text{ soit } B_e = \frac{F - B_s(1 - A)}{A} \quad (9)$$

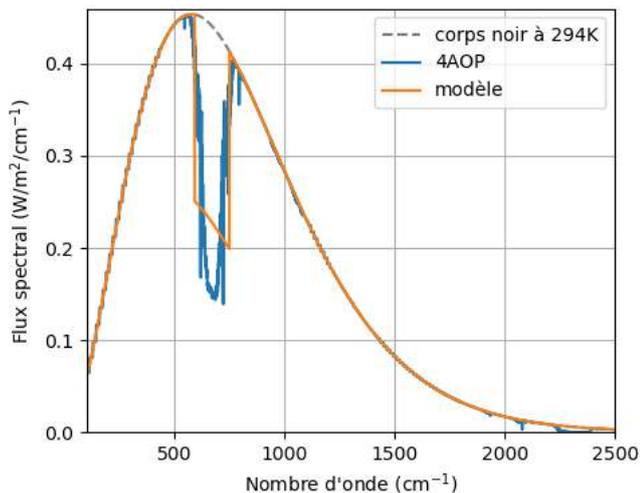


FIGURE 2 – Flux spectral sortant de l’atmosphère en fonction du nombre d’onde pour une concentration en CO_2 de 300 ppmv et sans vapeur d’eau : en bleu, celui donné par le modèle de référence 4AOP et en orange, celui donné par le modèle réalisé. En gris, on a le flux spectral émis par la surface

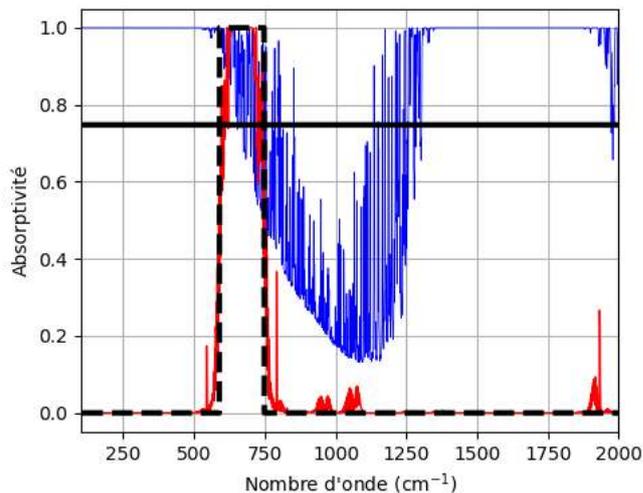


FIGURE 3 – Comparaison des absorptivités spectrales calculées par le modèle de référence et le modèle réalisé. En rouge, l’absorptivité calculée par 4AOP pour une concentration en CO_2 de 300 ppmv et sans vapeur d’eau ; la ligne noire en pointillés étant sa modélisation simplifiée. En bleu, l’absorptivité calculée par 4AOP pour une distribution standard en vapeur d’eau, en l’absence de CO_2 ; la ligne continue noire étant sa modélisation par l’absorptivité moyenne.

On en déduit la température d’émission, soit la température du corps noir qui émet le flux radiatif B_e , à partir de la loi de Stefan-Boltzmann : $T_e = \sqrt[4]{B_e/\sigma}$.

Ayant les valeurs de l’absorptivité moyenne et de la température d’émission pour un certain nombre de valeurs de concentration en vapeur d’eau (avec des concentrations en CO_2 nulles), on identifie une fonction d’ajustement adaptée pour chacune de ces grandeurs en fonction du coefficient appliqué au profil de distribution de la vapeur d’eau dans l’atmosphère standard (cf annexe B).

Pour une quantité de vapeur d’eau quelconque, on peut à partir de ces fonctions calculer le flux spectral au sommet de l’atmosphère pour notre modèle :

$$F_v = B_{s,v}(1 - A) + B_{e,v}A \quad (10)$$

La figure 4 compare les données utilisées et la courbe obtenue avec ce modèle pour une atmosphère avec un profil standard de vapeur d’eau.

2.4 Combinaison des effets du dioxyde de carbone et de la vapeur d’eau

Dans l’atmosphère réelle, la concentration en CO_2 est à peu près constante dans toute la hauteur de la troposphère alors que la répartition de la vapeur d’eau n’est pas du tout homogène verticalement, la majorité de celle-ci se situant à basse altitude.

Pour ce modèle, on va donc supposer que la vapeur d’eau agit sur le flux issu de la surface avant le CO_2 . Le flux spectral sortant de l’atmosphère à l’intérieur de la raie d’absorption du CO_2 reste inchangé par rapport au cas sans vapeur d’eau et correspond à la température d’émission du CO_2 . Mais à l’extérieur de cette raie d’absorption, où l’effet du CO_2 est supposé nul, c’est le flux spectral calculé en présence de vapeur d’eau qui va remplacer le flux spectral directement émis par la surface. On peut alors calculer le flux sortant de l’atmosphère avec l’équation en annexe C.

3 Conclusion

3.1 Fiabilité du modèle réalisé

En comparant les flux au sommet de l’atmosphère obtenus pour le modèle de référence 4AOP et pour le modèle réalisé, on constate que l’erreur sur le flux radiatif sortant au sommet de l’atmosphère est toujours inférieure à 3%.

En prenant une atmosphère de référence avec une concentration en CO_2 de 300 ppmv, et la distribution standard en vapeur d’eau, on obtient 4,2% d’erreur sur le forçage radiatif instantané en multipliant le profil de distribution de la

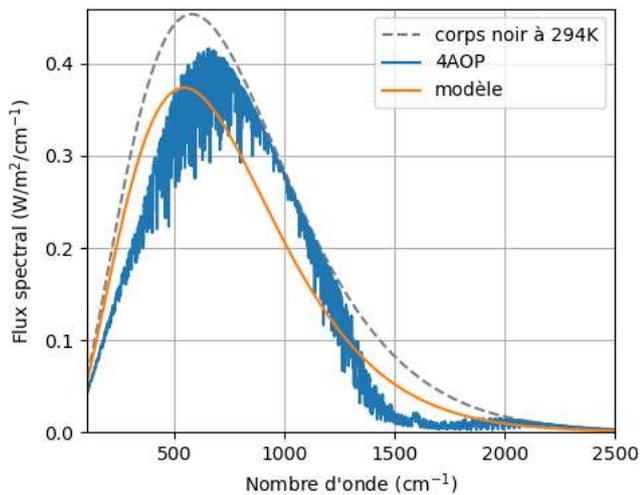


FIGURE 4 – Flux spectral sortant de l’atmosphère en fonction du nombre d’onde pour le profil de vapeur d’eau de l’atmosphère standard et une concentration en CO_2 nulle. En gris, le flux spectral émis par la surface ; en bleu, celui donné par le modèle de référence 4AOP et en orange, celui donné par le modèle réalisé.

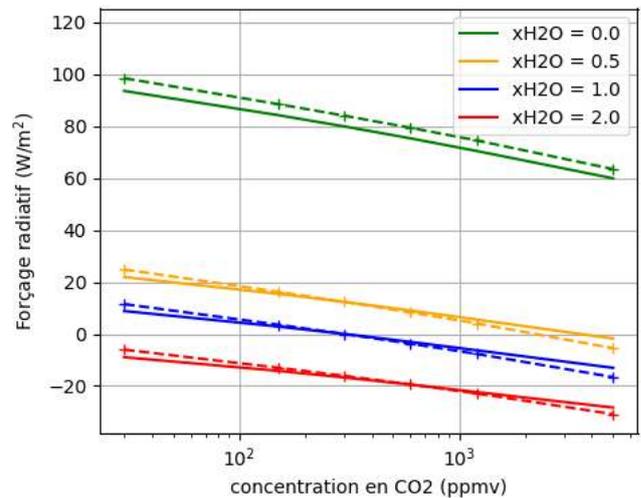


FIGURE 5 – Forçage radiatif instantané en fonction de la concentration en CO_2 pour différents coefficients multiplicateurs de la distribution en vapeur d’eau de l’atmosphère standard. En pointillé, forçage radiatif donné par le logiciel 4AOP ; en trait plein, celui donné par le modèle réalisé. La référence pour le calcul du forçage radiatif est ici une concentration en CO_2 de 300 ppmv et un coefficient multiplicateur de la distribution de vapeur d’eau de 1.

vapeur d’eau par 1,2 mais 18,2% d’erreur en multipliant la concentration en CO_2 par 2. Si on reproduit ce doublement de la concentration en CO_2 dans une atmosphère sans vapeur d’eau, l’erreur sur forçage radiatif instantané n’est plus que de 1,4 % (en prenant une atmosphère de référence sans vapeur d’eau également).

On peut donc conclure que le modèle réalisé donne qualitativement les résultats attendus et est assez fiable quantitativement sur le forçage radiatif pour des variations de la concentration en vapeur d’eau et pour des variations de la concentration en CO_2 avec une atmosphère sèche. Néanmoins, la méthode utilisée pour combiner les effets du CO_2 et de la vapeur d’eau semble être trop imprécise pour donner un forçage radiatif quantitativement fiable pour des variations de la concentration en CO_2 dans une atmosphère humide.

3.2 Bilan personnel

Ce stage de six semaines m’a permis de découvrir la vie d’un laboratoire de recherche de l’intérieur ainsi que d’en apprendre plus sur le travail de recherche en lui-même. J’ai pu constater que les réunions rassemblant plus ou moins de personnes et les échanges plus ou moins informels entre chercheurs y tenaient une place importante, permettant à tout le monde de rester informé des dernières recherches dans son domaine et d’enrichir la réflexion par des regards extérieurs multiples.

La lecture de quelques articles et le développement et l’implémentation de ce modèle d’effet de serre m’a permis de mieux comprendre ce phénomène au cœur du réchauffement climatique actuel. J’ai ainsi pu acquérir une vision plus scientifique du phénomène qui me rend plus à même de pouvoir informer sur ce sujet.

Finalement, l’expérience acquise au cours de ce stage en traitement de données et en modélisation me sera probablement très utile dans un futur travail de recherche en économie de l’environnement.

Références

- F. Cheruy, N.A. Scott, R. Armante, B. Tournier, and A. Chedin. Contribution to the development of radiative transfer models for high spectral resolution observations in the infrared. *Journal of Quantitative Spectroscopy and Radiative Transfer*, 53(6) :597 – 611, 1995. doi : 10.1016/0022-4073(95)00026-H.
- Jean-Louis Dufresne and Jacques Treiner. L'effet de serre atmosphérique : plus subtil qu'on ne le croit ! *La Météorologie*, 72 :31–41, 2011. doi : 10.4267/2042/39839.
- R. T. Pierrehumbert. Infrared radiation and planetary temperature. *Physics Today*, 64 :33–38, 2011.
- Wenyi Zhong and Joanna D. Haigh. The greenhouse effect and carbon dioxide. *Weather*, 68(4) :100–105, 2013. doi : 10.1002/wea.2072.

Glossaire

absorptivité L'absorptivité est le rapport du flux radiatif absorbé au flux incident. Elle est dite saturée lorsque sa valeur est proche de 1. On obtient l'absorptivité spectrale en faisant le rapport de flux spectraux. 1–4, 6, 7

altitude d'émission L'altitude d'émission est l'altitude moyenne à laquelle le rayonnement atteignant l'espace a été émis. 1–3

bilan radiatif Le bilan radiatif est la différence entre les flux émis et reçus au sommet de l'atmosphère. 2

coefficient d'atténuation Le coefficient d'atténuation μ caractérise l'atténuation d'un flux radiatif F lors de sa propagation dans un milieu (selon la direction z ici). Il s'écrit : $\mu = -\frac{1}{F} \frac{dF}{dz}$. 2

corps gris C'est un corps dont l'absorptivité A (égale à l'émissivité) ne dépend pas de la longueur d'onde. Le flux émis est donc $A\sigma T^4$. 1

épaisseur optique L'épaisseur optique τ mesure le degré de transparence du milieu. Elle est liée à l'absorptivité A et à la transmittance $\Gamma = 1 - A$ par la relation : $1 - A = \Gamma = \exp(-\tau)$. L'épaisseur optique spectrale est liée à l'absorptivité et à la transmittance spectrales. 2

forçage radiatif instantané Le forçage radiatif instantané est la différence entre les flux émis et reçus au sommet de l'atmosphère après une modification de son absorptivité et avant tout ajustement des températures vers un retour à l'équilibre et à un forçage radiatif nul. 1, 2, 4, 5

GES Un gaz à effet de serre (GES) est un gaz dont une partie du spectre d'absorption recouvre le spectre infrarouge d'émission de la Terre. Les principaux gaz à effet de serre sont la vapeur d'eau et le dioxyde de carbone. 1, 2

loi de Planck La loi de Planck donne le flux spectral émis par un corps noir (en $\text{W}/\text{m}^2/\text{m}^{-1}$). Elle s'écrit :

$$B_\nu = 2\pi hc^2 \nu^3 \frac{1}{\exp\left(\frac{h\nu}{k_B T}\right) - 1}$$

où ν est le nombre d'onde (en m^{-1}), $h = 6,63 \times 10^{-34}$ J s est la constante de Planck, $c = 3,00 \times 10^8$ m s^{-1} est la vitesse de la lumière dans le vide et $k_B = 1,38 \times 10^{-23}$ J K^{-1} est la constante de Boltzmann. 2, 3, 6

loi de Stefan-Boltzmann La loi de Stefan-Boltzmann donne le flux F émis par un corps noir en fonction de sa température T . Elle s'écrit :

$$F = \sigma T^4$$

où $\sigma \approx 5,67 \times 10^{-8}$ $\text{W m}^{-2} \text{K}^{-4}$ est la constante de Stefan-Boltzmann. C'est l'intégrale sur tout le spectre de la loi de Planck. 1, 4

nombre d'onde Le nombre d'onde ν s'écrit :

$$\nu = \frac{1}{\lambda} = \frac{f}{c}$$

où λ est la longueur d'onde et f la fréquence. 2

troposphère La troposphère est la plus basse couche de l'atmosphère, de la surface à 8 à 15 km d'altitude, où la température décroît avec l'altitude et où se produisent la plupart des phénomènes météorologiques. 2, 4, 7

A Présentation du laboratoire et de l'équipe d'accueil

Le Laboratoire de Météorologie Dynamique (LMD) étudie le climat, les phénomènes météorologiques, la pollution et le fonctionnement des atmosphères planétaires. Ces thèmes sont abordés par des approches théoriques, observationnelles et de modélisation informatique. Il est implanté sur trois sites : l'École Polytechnique, l'École Normale Supérieure de la rue d'Ulm et l'Université Pierre et Marie Curie. Le LMD est membre de l'Institut Pierre Simon Laplace (IPSL) qui rassemble neuf laboratoires de recherche en sciences de l'environnement d'Ile-de-France.

Le LMD est composé de cinq équipes scientifiques, d'une équipe administrative, d'une équipe informatique et d'une équipe technique pour l'instrumentation.

Mon stage s'est inscrit au sein de l'équipe Étude et Modélisation du climat et du changement climatique (EMC³) qui travaille sur la compréhension des mécanismes physiques gouvernant le climat et son évolution, et sur sa modélisation, en particulier à travers le développement du modèle de circulation atmosphérique LMDZ, de façon à pouvoir prévoir son évolution future.

Les quatre autres équipes scientifiques du LMD sont :

- Atmosphère-Biosphère-Climatologie (télé-détection) (ABC(t)) qui étudie le climat et la composition et la dynamique de l'atmosphère et de la biosphère à partir d'observations dans de nombreux domaines spectraux ;
- Dynamique et Physique de l'Atmosphère et de l'Océan (DPAO) qui étudie la dynamique des fluides qui constituent l'atmosphère et l'océan ;
- Interfaces et troposphère (InTro) qui étudie les phénomènes à petite échelle dans la **troposphère**, en particulier la répartition des espèces chimiques, de la vapeur d'eau et des nuages et les interactions avec la surface et l'océan ;
- Planétologie (Planéto) qui étudie le fonctionnement des atmosphères planétaires, ce qui peut permettre de tester dans des cas extrêmes et d'améliorer des modèles à l'origine développés pour la Terre.

B Fonctions d'ajustement et paramètres ajustés

Les meilleures fonctions d'ajustement trouvées pour toutes les grandeurs nécessaires à la réalisation du modèle ainsi que les paramètres ajustés pour les données à disposition sont rassemblées dans le tableau ci-dessous.

La variable x correspond pour les deux premières fonctions à la concentration en CO₂ dans l'atmosphère (ppmv), et pour les deux autres au coefficient appliqué au profil de distribution en vapeur d'eau de l'atmosphère standard.

T_s est la température de la surface, elle était fixée à 294 K pour les données utilisées.

Grandeur modélisée	Fonction d'ajustement	Paramètres ajustés
Largeur de raie du CO ₂ $\Delta\nu$ (cm ⁻¹)	$K(1 - \exp(-\alpha x - \omega \sqrt{x})) + \beta \log(\gamma x + \delta \sqrt{x} + 1)$	$K = -36,3; \alpha = -9,45 \times 10^{-4};$ $\omega = 9,23 \times 10^{-2}; \beta = 30,4;$ $\gamma = 1,44; \delta = 0,407$
Température d'émission du CO ₂ (K)	$T_s - \beta \log(\gamma x + \delta \sqrt{x})$	$\beta = 4,98; \gamma = -8,22; \delta = 1,08 \times 10^3$
Absorptivité moyenne de la vapeur d'eau A	$K(1 - \exp(-\alpha x)) + \beta \log(\gamma x + \delta \sqrt{x} + 1)$	$K = 1,05; \alpha = 0,189; \beta = 0,174;$ $\gamma = -19,6; \delta = 44,5$
Température d'émission de la vapeur d'eau (K)	$f(x) = T_s - K(1 - \exp(-\alpha x)) - \beta \log(\gamma x + \delta \sqrt{x} + 1)$ si $x \in [0, x_0];$ $f(x_0) - Z(x - x_0)^\kappa$ sinon	$K = -5,58; \alpha = 312; \beta = 6,06;$ $\gamma = -183; \delta = 334; Z = 0,585;$ $x_0 = 1,06; \kappa = 1,71$

C Flux sortant de l'atmosphère

Le flux total sortant de l'atmosphère prenant en compte l'effet du CO₂ s'écrit pour le modèle réalisé :

$$F = \int_{\nu \in [\nu_c - \Delta\nu/2; \nu_c + \Delta\nu/2]} B_{e,\nu} d\nu + \int_{\nu \notin [\nu_c - \Delta\nu/2; \nu_c + \Delta\nu/2]} F'_\nu d\nu$$

où $F'_\nu = B_{s,\nu}$ si on ne prend pas en compte l'effet de la vapeur d'eau dans l'atmosphère et F'_ν est défini par l'équation (10) si on souhaite la prendre en compte, $B_{e,\nu} = B_\nu(T_e)$ avec T_e la température d'émission du CO₂. T_e et $\Delta\nu$ sont définis par les fonctions ajustées définies ci-dessus.