Importance relative du dioxyde de carbone et de l'eau dans l'effet de serre : Est-ce sa queue qui fait bouger le chien ?

Demetris Koutsoyiannis

Département des ressources en eau et de l'ingénierie environnementale, École de génie civil, Université technique nationale d'Athènes, Zographou, Grèce

Résumé

À l'aide d'un modèle détaillé de transfert radiatif atmosphérique, nous dérivons des relations macroscopiques des rayonnements infrarouge thermique descendant et sortant, ce qui permet de déterminer leurs dérivées partielles par rapport aux variables explicatives qui représentent les gaz à effet de serre. Nous validons ces relations macroscopiques à l'aide de formules empiriques basées sur des données de rayonnement descendant, couramment utilisées en hydrologie, et des données satellitaires pour le rayonnement sortant. Nous utilisons les relations et leurs dérivées partielles pour déduire l'importance relative du dioxyde de carbone et de la vapeur d'eau dans l'effet de serre. Les résultats montrent que la contribution du dioxyde de carbone est de 4% à 5 %, tandis que l'eau et les nuages dominent avec une contribution de 87% à 95 %. L'effet mineur du dioxyde de carbone est confirmé par l'effet faible et non perceptible de l'augmentation récente de la concentration atmosphérique de CO₂ de 300 ppm à 420 ppm. Cet effet est quantifié à 0,5 % pour le rayonnement descendant et le rayonnement sortant. L'eau et les nuages remplissent également d'autres fonctions importantes dans le climat, telles que la régulation du stockage de la chaleur et de l'albédo, ainsi que le refroidissement de la surface de la Terre par transfert de chaleur latente, y contribuant à hauteur de 50 %. En confirmant le rôle majeur de l'eau sur le climat, ces résultats suggèrent que l'hydrologie devrait être un objet plus important et plus actif de la recherche sur le climat.

Mots-clés : Effet de serre ; rayonnement de grande longueur d'onde [infrarouge thermique] ; vapeur d'eau ; dioxyde de carbone ; évaporation ; forçage radiatif

[NdT : le mot « effet de serre » vise ici trois flux de rayonnement infrarouge thermique celui émis par la surface (indice S), celui émis par l'atmosphère vers la surface nommé ici <u>rayonnement descendant</u>, celui fourni au cosmos par l'ensemble atmosphère et surface appelé <u>rayonnement sortant</u> et calculé pour une altitude de 100 km ou observé par des satellites. La différence entre les valeurs du flux émis par la surface et du rayonnement sortant est dite « *effet de serre* », malgré l'absence de lien physique direct entre eux]

Soumis le 2024-09-22, Accepté le 2024-10-28, https://doi.org/10.53234/scc202411/01

Une bonne règle à garder à l'esprit est que tout ce qui s'appelle "science" ne l'est probablement pas. J.R. Searle (1984)

1. Introduction

Une caractéristique notable de la période actuelle est que la valeur classique de la science en tant que recherche de la vérité, indépendamment d'autres intérêts, est progressivement abandonnée (Koutsoyiannis et Mamassis, 2021). Les gens se targuent d'être à la fois des scientifiques et des activistes (Koutsoyiannis, 2020b), tandis que des appels à des actions politiques pour "sauver la planète", y compris une gouvernance mondiale renforcée, sont publiés même dans des revues scientifiques (par exemple, Biermann et al., 2012). Alors que la perception commune promeut l'idée de politiques et de politiques basées sur la science, la réalité est exactement l'inverse, c'est-à-dire une science basée sur la politique.

En effet, il est évident qu'en mélangeant la science et la politique, le produit final est la politique. Un exemple pertinent est fourni par la revue très médiatisée Nature, qui se déclare "*engagée à soutenir l'entreprise de recherche*" , mais admet être impliquée dans la politique et proclame que c'est la bonne chose à faire (Howe, 2020; Nature Editorial, 2023), même s'il est reconnu que cela affecte la crédibilité scientifique et entraîne une perte de confiance dans la science (Lupia, 2023; Zhang, 2023). Un autre exemple pertinent est la campagne d'une célèbre société savante, l'American Geophysical Union (AGU), liée aux élections américaines de 2024.²

Il est donc naturel de se demander si les articles publiés dans les revues scientifiques promeuvent la vérité ou des objectifs politiques, voire cachent ou déforment la vérité, et inversent même la cause et l'effet (Koutsoyiannis, 2021 ;

¹ 1Nature, Editorial Values Statement, https://www.nature.com/nature/editorial-values-statement, (consulté le 27 mars 2024).

² AGU, This November Stand Up For Science, https://sciencevotesthefuture.org/ (consulté le 27 octobre 2024).

Koutsoyiannis et al. 2022a,b, 2023). Progressivement, par la répétition et l'accumulation, les informations déformées deviennent dominantes au sein de la communauté scientifique et du public. En revanche, les études qui fournissent des informations différentes de celles qui sont dominantes ont tendance à être supprimées (la présente étude actuelle en est un exemple - voir le Supplément d'Information [Supplementary Information]).

La recherche de la vérité a peut-être été encore plus difficile en raison d'une évolution récente, l'apparition de robots d'intelligence artificielle (IA), qui affecte certainement l'opinion publique, ainsi que la perception et les progrès scientifiques. Partant de l'idée que les robots d'intelligence artificielle reflètent plus ou moins la perception commune de la communauté scientifique et du grand public, la question suivante a été posée au chatbot de Microsoft Bing :

Quel gaz détermine l'effet de serre sur la Terre?

Le robot a fourni la réponse suivante :3 :

L'effet de serre est le processus par lequel la chaleur est piégée près de la surface de la Terre par des substances connues sous le nom de "gaz à effet de serre". Ces gaz sont le dioxyde de carbone, le méthane, l'ozone, l'oxyde nitreux, les chlorofluorocarbones et la vapeur d'eau. La vapeur d'eau, qui réagit aux changements de température, est appelée "rétroaction", car elle amplifie l'effet des forces qui ont initialement provoqué le réchauffement. Les scientifiques ont déterminé que le dioxyde de carbone joue un rôle crucial dans le maintien de la stabilité de l'atmosphère terrestre. Si le dioxyde de carbone était éliminé, l'effet de serre terrestre s'effondrerait et la température à la surface de la Terre chuterait de manière significative, d'environ 33°C (59°F).

Une recherche bibliographique révèle que ce chatbot reproduit essentiellement (et sélectivement) les déclarations suivantes de Lacis et al. (2010), dans lesquelles le CO₂ atmosphérique est présenté comme le principal bouton de commande régissant la température de la Terre :

Les gaz à effet de serre non condensés, qui représentent 25 % de l'effet de serre terrestre total, servent donc à fournir la structure de température stable qui maintient les niveaux actuels de vapeur d'eau atmosphérique et de nuages par le biais des processus de rétroaction qui représentent les 75 % restants de l'effet de serre. Sans le forçage radiatif fourni par le CO_2 et les autres gaz à effet de serre non condensants, l'effet de serre terrestre s'effondrerait, plongeant le climat mondial dans un état de Terre glacée. [...] Si les températures atmosphériques mondiales tombaient à un niveau aussi bas que $T_S = T_E$ [où $T_E = 255$ K est la température effective moyenne mondiale], la relation de Clausius-Clapeyron impliquerait que la quantité durable de vapeur d'eau atmosphérique deviendrait inférieure à 10 % de la valeur atmosphérique actuelle.

Il est intéressant de noter que Lacis et al. reconnaissent une contribution élevée de la vapeur d'eau et des nuages, mais qu'ils les considèrent comme des résultats de processus de rétroaction au bouton de contrôle CO₂. De plus, l'estimation de 75 % qu'ils fournissent est trop faible, comme nous le verrons plus loin.

D'autre part, Koutsoyiannis et Vournas (2024) ont récemment examiné des observations du rayonnement thermique s'étendant sur une période d'un siècle et ont constaté que l'augmentation observée de la concentration atmosphérique de dioxyde de carbone ([CO₂]; de 300 à 420 ppm) n'a pas modifié, de manière perceptible, l'effet de serre, qui reste dominé par la quantité de vapeur d'eau dans l'atmosphère. Naturellement, vu le tollé autour de l'augmentation de l'effet de serre, cette constatation a surpris beaucoup de monde. Certains (y compris un lecteur averti de Koutsoyiannis et Vournas, 2024) ont émis l'hypothèse que cela était prévisible pour le flux de rayonnement infrarouge thermique [de grande longueur d'onde] (LW, LongWave) descendant, qui était le sujet de Koutsoyiannis et Vournas (2024), mais que ce ne serait pas le cas pour le rayonnement sortant, où l'effet de l'augmentation du [CO₂] serait substantiel. Cependant, il n'existe pas de longues séries de données permettant de vérifier cette conjecture et cette question n'a donc pas été étudiée par Koutsoyiannis et Vournas (2024), dont l'objectif était de faire des déductions fondées sur des données.

Voilà qui soulève les questions suivantes, à étudier :

- 1. Lacis et al. ont-ils raison quant à l'importance du CO₂ dans l'effet de serre, et peut-on vraiment affirmer que sans lui l'effet de serre terrestre s'effondrerait ? Ou bien l'effet du CO₂ est-il négligeable comme le prétendent Koutsoyiannis et Vournas (2024), et celui du H₂O dominant ?
- 2. Le rôle de H₂O en tant que gaz à effet de serre est-il limité au flux descendant d'ondes infrarouge thermique ou s'étend-il également au flux infrarouge thermique sortant ?

Nous examinerons ces questions ci-dessous, en notant que la première se réfère à un cas fictif (suppression du CO₂ atmosphérique) pour lequel il n'existe aucune donnée empirique. Au contraire, les études paléoclimatiques et les faits

³ Il a également fourni des références à : climate.nasa.gov ; britannica.com ; britannica.com

géologiques suggèrent que le CO₂ existait, le plus souvent à des concentrations beaucoup plus élevées qu'aujourd'hui, à la plupart des périodes de l'histoire de la Terre (voir son évolution au cours du Phanérozoïque dans Koutsoyiannis, 2024a), et également avant l'apparition de l'oxygène dans l'atmosphère. De plus, la seconde question ne peut être étudiée sur une base purement empirique, car il n'existe pas de données de long terme. En effet, des mesures systématiques par satellite du flux infrarouge thermique sortant n'ont été effectuées qu'au 21ème siècle. Par conséquent, pour étudier ces questions, nous devons recourir à des arguments et des analyses théoriques. Nous le ferons en appliquant la théorie établie de l'effet de serre et en intégrant les modèles standard, sans tenir compte des doutes qui ont été émis sur la validité de la théorie ou d'hypothèses alternatives (par exemple Nikolov et Zeller, 2017, Miskolczi, 2023). Dans l'application de cette théorie, nous suivrons une approche macroscopique, sans discuter des détails des processus physiques liés au rayonnement et de leurs mécanismes physiques. Le lecteur intéressé par ces derniers peut trouver des discussions critiques pertinentes dans Harde (2013, 2014, 2017) et Clark (2024).

Les émissions humaines de CO₂ représentent 4 % du total [Koutsoyiannis et al., 2023], mais il existe également, pour un pourcentage comparable, des émissions humaines de H₂O sur la partie terrestre de la Terre ([Peachey, 2006]; [Sherwood et al., 2018]; [Li et al., 2024]). Plus précisément, selon [Koutsoyiannis 2020a], la masse de l'évaporation et de l'évapotranspiration sur terre ferme est 91 400 km³ /an. Selon l'Organisation des Nations Unies pour l'alimentation et l'agriculture4 ⁴, le prélèvement d'eau par l'homme en 2010, y compris l'évaporation des réservoirs, était de 4 300 km³/an, dont 69 % pour l'agriculture et 19 % pour l'industrie. Comme la quasi-totalité de l'eau agricole et une grande partie de l'eau industrielle sont évaporées et en tenant compte de la tendance à l'augmentation des prélèvements d'eau, on peut conclure, par de simples calculs, que l'apport humain actuel au cycle naturel de l'eau sur terre est d'environ 4 %. On pourrait supposer que chacun de ces ajouts de 4 % pourrait influencer le climat dans une mesure comparable à ce pourcentage; mais ce ne sont pas des raisons scientifiques qui font que seule l'influence du CO₂ est étudiée par la communauté scientifique qui se focalise sur ce seul sujet: le CO₂, est considéré comme le bouton de contrôle du climat, même si H₂O est un gaz à effet de serre beaucoup plus puissant.

Notons cependant que le pourcentage des émissions humaines de H₂O devient bien plus faible, de l'ordre de 1 %, si l'on considère aussi l'évaporation au-dessus des océans, où il n'y a pas d'intervention humaine. Cependant, il parait raisonnable, pour apprécier les émissions humaines d'eau, de ne considérer que la partie terre ferme de la Terre, en raison de la forte variabilité locale et du faible temps de résidence de l'eau atmosphérique. En effet, le temps de résidence moyen de l'eau atmosphérique est de quelques jours (plus précisément, 12 250 km³ / (522 700 km³ /an) = 0,023 an = 8,6 j, où le volume total d'eau liquide dans l'atmosphère, 12 250 km³ , a été considéré comme la teneur moyenne en eau de l'atmosphère, 24.0 kg/m³ , estimée à partir de la réanalyse ERA5 (voir les explications sur ERA5 dans la section 3) sur le globe pour la période 1950-2023, tandis que le volume d'eau entrant dans l'atmosphère, 522 700 km³/an vient de [Koutsoyiannis, 2020a]. En contraste, le CO₂ est bien mélangé car il a, dans l'air, un temps de résidence bien plus long de quelques années (plus précisément, 4 ans selon [Koutsoyiannis, 2024b]) ⁵ .

La thèse exprimée dans cet article est qu'aucun de ces ajouts anthropiques au cycle hydrologique et au cycle du carbone ne pilote le climat. En revanche, le H₂O et le CO₂ sont des éléments importants du climat et leurs quantités et flux sont déterminés par des processus naturels, le facteur humain étant plutôt négligeable. Tous deux sont des élixirs de vie et, à cet égard, ils sont complémentaires. Il peut donc être inutile de les comparer l'un à l'autre. Pourtant, cette comparaison est l'objet principal du présent document, car ces derniers temps, les efforts scientifiques déployés pour étudier chacun d'entre eux ont été inversement proportionnels à leur importance respective.

Selon la définition de l'UNESCO (1964), l'hydrologie est la science qui traite des eaux de la Terre, et son domaine couvre toute l'histoire du cycle de l'eau sur la Terre. L'eau est un élément essentiel de la vie et aussi du climat. Alors que le climat est devenu un sujet brûlant et que sa recherche est une priorité absolue, il est étrange que l'hydrologie ait perdu de son importance, comme le montre l'abondance d'articles examinant les impacts du changement climatique sur l'eau et appliquant des projections de modèles pour l'avenir basées sur des scénarios d'émissions de CO₂. Cela ne tient pas compte du fait que l'eau est l'élément clé du climat sur Terre et que le cycle hydrologique se gouverne lui-même sans être une rétroaction ou un impact d'un autre cycle -à savoir celui du carbone- qui a également été rétrogradé au rang de problème régi par des émissions humaines de carbone (les 4 % du total).

⁴ Utilisation de l'eau - AQUASTAT - Système mondial d'information sur l'eau et l'agriculture de la FAO https://www.fao.org/aquastat/en/overview/methodology/water-use (consulté le 19 février 2024)

⁵ Ceci peut également être vérifié par les estimations du rapport du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat (GIEC) [Masson-Delmotte et al., 2021], sur sa figure 5.12. Plus précisément, nous obtenons 870 Gt / (226,9 Gt/an) = 3,8 ans, où la masse totale de CO₂ atmosphérique, 870 Gt, a été tirée du rapport du GIEC, tandis que la masse du flux entrant dans l'atmosphère, 226,9 Gt/an, est tirée de [Koutsoyiannis et al. (2023)].

En soulignant l'importance relative de l'eau dans le climat, par rapport au dioxyde de carbone, ce document tente de montrer que l'image du système climatique de la Terre peut avoir été déformée et tente de rétablir l'importance de l'eau et de l'hydrologie (et de sa branche, l'hydrométéorologie) dans le climat. L'article est conçu comme un document autonome et comprend donc une synopsis des concepts théoriques de ce sujet et un modèle (section 2 et annexes A et B). Son fondement n'est pas seulement théorique mais aussi empirique, utilisant des données observées (section 3). En combinant le modèle et les données, on obtient des relations empiriques macroscopiques simples qui représentent l'effet de serre avec autant de précision que le modèle détaillé sur lequel les résultats sont basés (section 4). Ces relations sont testées par rapport aux données d'observation (section 5) et leurs expressions simples et analytiques, qui permettent d'extraire les dérivées partielles, permettent de comparer l'effet de l'eau par rapport à celui d'autres gaz à effet de serre (section 6). Ces résultats sont replacés dans un contexte plus général (section 7) et permettent de tirer des conclusions pertinentes (section 8).

2. Contexte théorique

La quantification typique de l'abondance d'un gaz particulier *X* dans un mélange de gaz est donnée par sa concentration, définie en termes de fraction molaire comme suit :

$$\llbracket X \rrbracket := \frac{n_X}{n_{\text{TOT}}} = \frac{N_X}{N_{\text{TOT}}} \tag{1}$$

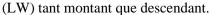
où n_X et n_{tot} sont les nombres de moles du gaz X contenu dans un volume donné et la quantité totale de moles de tous les constituants dans le même volume, et N_X et N_{TOT} sont les nombres respectifs de molécules ; notez que $n_X = N_X / N_A$ où $N_A = 6.022 \times 10^{23} \text{ mol}^{-1}$ est la constante d'Avogadro (et de même pour n_{TOT}). D'autres métriques sont examinées à l'annexe A. La métrique simple de l'équation (1) est suffisante pour quantifier les gaz à effet de serre sans condensation, tels que le CO₂, dont la concentration (désignée par [CO₂]) ne varie que légèrement géographiquement sur de longues échelles de temps. Mais dans le cas de la vapeur d'eau, la concentration varie considérablement dans l'espace et le temps, et sa pression de vapeur e_a a une limite thermodynamique supérieure, la pression de vapeur d'eau à saturation, qui est une fonction $e(T_a)$ de la température T_a . Par conséquent, nous avons besoin d'un cadre de quantification plus sophistiqué, qui est à nouveau résumé dans l'annexe A. En conséquence, la quantification de l'effet de serre dû à la présence de vapeur d'eau dans l'atmosphère est plus compliquée que celle du CO₂. Cependant, on a une grande expérience de cette quantification car elle est nécessaire aux calculs de routine de l'évapotranspiration, qui est une composante substantielle du bilan hydrologique - et aussi la moins commode et la plus difficile à mesurer. Les calculs d'évaporation sont également essentiels pour les pratiques d'irrigation agricole. Les détails de cette quantification sont présentés dans l'annexe A. Les formules macroscopiques associées pour le flux de rayonnement infrarouge thermique LW par ciel clair sont basées sur deux variables, la température, T, et la pression de vapeur d'eau e_a qui ont une valeur unique près de la surface de la Terre. Ceci reflète clairement le fait que c'est la vapeur d'eau qui détermine l'effet de serre de l'atmosphère terrestre, contrairement à la perception du public que c'est le CO₂. Il est remarquable que ce dernier n'apparaisse pas du tout dans les formules correspondantes. Koutsoyiannis et Vournas (2024) ont démontré qu'en effet, il n'est pas nécessaire de faire intervenir le [CO₂] dans ces calculs car les observations sur une période d'un siècle, au cours de laquelle l'augmentation du [CO₂] a été substantielle, n'ont pas eu d'effet perceptible sur l'effet de serre.

Cependant, pour les raisons expliquées dans l'introduction, nous cherchons à quantifier la contribution du CO₂ à l'effet de serre et à la comparer à celle de la vapeur d'eau. Pour ce faire, nous avons besoin d'une modélisation détaillée des propriétés spectroscopiques de l'atmosphère. En outre, si les formules de l'annexe A sont utiles pour le rayonnement descendant, elles ne quantifient pas le rayonnement sortant au sommet de l'atmosphère (TOA). Pour ces tâches, nous pouvons utiliser des modèles spectroscopiques détaillés.

Il existe plusieurs bases de données de paramètres spectroscopiques et des logiciels qui effectuent une modélisation détaillée du rayonnement dans l'atmosphère. Parmi ceux-ci, nous utilisons ici le modèle de TRANsmission atmosphérique à résolution modérée, ou MODTRAN (Berk et al. (1987, 2008, 2014), qui a été largement validé au cours de ses plus de 30 ans d'existence et qui sert à la communauté de modèle spectral atmosphérique standard. Il simule l'émission et l'absorption du rayonnement infrarouge dans l'atmosphère, et en particulier l'effet des gaz à effet de serre sélectifs en longueur d'onde sur le flux de rayonnement infrarouge thermique [LW] de la Terre. La mise en œuvre particulière utilisée est celle de l'Université de Chicago, facilement disponible sous la forme d'une application

web interactive⁶. Cette application utilise sur cinq cas attachés à des zones géographiques qui diffèrent de manière significative dans leurs profils de température, de vapeur d'eau et d'ozone, comme spécifié à l'annexe B. L'application propose des valeurs par défaut de plusieurs caractéristiques pour chaque zone géographique, mais permet aussi de modifier ces valeurs (par exemple, en décalant la température et en maintenant fixe la pression de vapeur d'eau ou l'humidité relative, ou en multipliant l'échelle de vapeur d'eau par une constante). Enfin, en plus des conditions par ciel clair, on peut utiliser plusieurs types de nuages différents, comme cela sera décrit dans la section 4.2. Un résultat graphique typique de l'application MODTRAN est présenté à la figure 1. Il s'agit du profil atmosphérique tropical standard, avec pour comparer le cas où le [CO₂] standard de 400 ppm est remplacé par 800 ppm : la différence est difficile à discerner. L'effet des différents gaz à effet de serre est également indiqué sur la figure. Il est clair que l'effet de H₂O domine, en particulier dans le rayonnement descendant. Notons que, selon Clark (2024, Fig. 19), 95 % du rayonnement descendant vient de la couche de 2 km la plus basse et la moitié de la première couche de 100 m audessus de la surface.

Comme l'application web MODTRAN ne modélise que le rayonnement infrarouge thermique de grande longueur d'onde, quand dans cette étude le rayonnement solaire [de petite longueur d'onde, SW] a été nécessaire, il a été estimé par un autre modèle, RRTM (pour Earth's Energy Budget), également mis à disposition par l'Université de Chicago sous forme d'application web ⁷. Ce modèle simule les flux de rayonnement solaire (LW) et infrarouge thermique



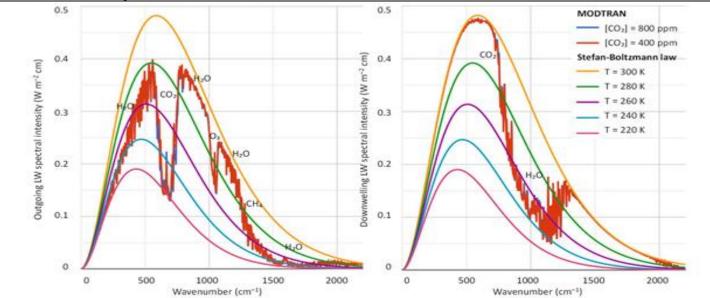


Figure 1 : Résultats du modèle MODTRAN pour le profil atmosphérique tropical standard, sans nuages, en comparant le $[CO_2]$ standard de 400 ppm et une variante à 800 ppm ; à gauche rayonnement sortant à 100 km au-dessus de la surface ; à droite rayonnement descendant en surface. La température du sol est de 299,7 K (26,55 °C), les flux sortant et descendant sont respectivement de 298,52 et 369,26 W/m² pour $[CO_2]$ = 400 ppm, et de 295,129 et 371,14 W/m² pour $[CO_2]$ = 800 ppm (différences : -3,36 et +1,88 W/m²). Les gaz affectant le plus le rayonnement thermique sont indiqués à leurs nombres d'onde (ou fréquence) respectifs. Graphique généré à partir de https://climatemodels.uchicago.edu/modtran/ .

3. Données

Pour comparer les résultats de MODTRAN aux profils de rayonnement observés dans l'atmosphère, nous avons besoin des données des radiosondes. Des radiosondages sont régulièrement effectués sur plusieurs centaines de sites à travers le monde, mais ils mesurent généralement la température, l'humidité, la pression et le vent. Les mesures de rayonnement par radiosonde sont rares, mais il est utile d'effectuer au moins une comparaison pour se faire une idée générale. Nous utilisons ici deux radiosondes provenant d'un vol de jour et d'un vol de nuit effectués le 23 septembre 2011, dans des conditions sans nuages, à la station aérologique de Payerne, en Suisse (6.9440° E, 46.8130°, +491 m au-dessus du niveau de la mer). Des mesures in situ des flux de rayonnement descendants et ascendants ont été

⁶ MODTRAN Demo, http://modtran.spectral.com/modtran_home (consulté le 19 février 2024). D'autres applications web sont disponibles sur d'autres sites, tels que MODTRAN Infrared Light in the Atmosphere. https://climatemodels.uchicago.edu/modtran/ (consulté le 19 février 2024).

⁷ RRTM Earth's Energy Budget, https://climatemodels.uchicago.edu/rrtm/ (consulté le 19 février 2024).

effectuées dans la troposphère et la stratosphère jusqu'à plus de 32 km d'altitude. Elles ont été présentées par Philipona et al. (2012) sous forme de graphique dans leur figure 2, qui ici a été numérisée pour récupérer les mesures.

Pour le flux de rayonnement infrarouge thermique vers le bas, en surface, on a de nombreuses mesures effectuées sur des sites particuliers depuis plus d'un siècle : elles sont présentées dans Koutsoyiannis et Vournas (2024). Ces mesures ont servi au calcul des formules empiriques ou semi-empiriques du flux descendant, discutées dans la section 2 et l'annexe A. Comme ces formules reflètent les données sur lesquelles elles sont fondées, nous utilisons pour comparer avec MODTRAN ces formules, au lieu des données.

Des informations sur les flux de rayonnement au sommet de l'atmosphère (TOA), dont les flux en infrarouge thermique viennent d'instruments embarqués sur des satellites. Ces informations ne sont disponibles que pour le 21e siècle et viennent du projet en cours Clouds and the Earth's Radiant Energy System (CERES), qui fait partie du système d'observation de la Terre de la NASA, conçu pour mesurer du TOA (défini dans CERES à une altitude de 20 km) jusqu'à la surface le rayonnement solaire rétrodiffusé et le rayonnement émis par la Terre. Le produit utilisé ici est la moyenne mensuelle des flux radiatifs TOA LW de CERES SSF1deg sur une grille régionale de 1°, à météorologie constante et à interpolation temporelle (Wielicki et al., 1996 ; Doelling et al., 2013, 2016). Ces flux TOA sont fournis pour des conditions « ciel clair » et « tous ciels ». Ces deux données d'observation sont disponibles en ligne à l'adresse ⁸ et ont été récupérées ici pour toute leur période de janvier 2001 à décembre 2022, à partir de la plate-forme Terra. Le même produit CERES fournit des informations sur les nuages, qui ont également été récupérées (moyenne mensuelle pour le jour et pour la nuit).

En outre, le projet CERES fournit des flux infrarouge thermique (LW) en surface, montants et descendants, par le biais du produit CERES_EBAF_Ed4.2, où EBAF signifie "Energy Balanced and Filled" (Kato et al., 2018 ; Loeb et al., 2018). Ce sont des valeurs maillées calculées plutôt que de données d'observation. Elles sont accessibles au public à l'adresse ⁹ et ont aussi été récupérées.

Les données CERES sont associées à des incertitudes considérables. Selon CERES (2023), l'incertitude régionale combinée sur le flux tout ciel est 2,4 W/m² et l'incertitude régionale diurne tout ciel est 8 W/m². Selon CERES (2021, tableau 6.1), les incertitudes sur les flux TOA mensuels régionaux de 1°×1° sont 4,6 W/m² en ciel clair et 2,5 W/m² tous ciels. En outre, comme le note également CERES (2021), avec les améliorations les plus récentes de l'étalonnage des instruments CERES, il existe toujours un déséquilibre net de ~ 4,3 W/m², beaucoup plus important que le taux de réchauffement de l'océan observé que CERES suppose être de ~0,71 W/m². Cette dernière valeur n'est pas très éloignée de celle de Trenberth et al. (2009), qui met l'énergie absorbée nette à 0,9 W/m². Cependant, selon les calculs de Koutsoyiannis (2021), cette dernière valeur du déséquilibre, à nouveau tirée des données sur le réchauffement des océans, est mondre, à savoir 0,37 W/m². L'ensemble de données EBAF ajuste les observations en fonction des incohérences susmentionnées.

Toutes ces informations suggèrent que les incertitudes des observations sont beaucoup trop grandes pour permettre des calculs du déséquilibre de la Terre et des changements climatiques dans le temps, mais elles sont tout à fait utiles pour l'objet même de la présente étude, qui n'est pas liée aux déséquilibres des flux d'énergie.

Les autres variables atmosphériques utilisées ici, à savoir la température et la pression de la vapeur d'eau, viennent des réanalyses ERA5 et NCEP/NCAR à l'échelle mensuelle. ERA5 est la cinquième génération de réanalyse atmosphérique du Centre européen pour les prévisions météorologiques à moyen terme (ECMWF; ECMWF ReAnalysis). Ses données sont accessibles au public pour la période à partir de 1940 à une résolution spatiale de 0,5°. NCEP/NCAR signifie Reanalysis 1 par les National Centers for Environmental Prediction (NCEP) et le National Center for Atmospheric Research (NCAR). Ces données sont accessibles au public de 1948 à nos jours à une résolution horizontale de 1,88° (~ 210 km). Les deux ensembles de données peuvent être consultés sur la plateforme Climexp¹⁰ et sur la plateforme Physical Sciences Laboratory de la National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA)¹¹. Enfin, les données sur le [CO₂] ont été récupérées pour la station la plus connue, Mauna Loa, toujours à partir de la plateforme Climexp.

Les données maillées CERES SSF1deg TOA LW sont présentées dans la figure 2, en moyenne sur la période d'observation. Les informations sur les nuages (fraction du ciel nuageuse) du même ensemble de données sont

https://ceres-tool.larc.nasa.gov/ord tool/jsp/EBAF42Selection.jsp (consulté le 19 février 2024).

⁸ CERES_SSF1deg_Ed4.1 Subsetting and Browsing, tool/jsp/SSF1degEd41Selection.jsp (consulté le 19 février 2024).

⁹ CERES_EBAF_Ed4.2 Subsetting et Browsing, https://ceres-tool.larc.nasa.gov/ord

¹⁰ Climate Explorer : https://climexp.knmi.nl/ (dernier accès : 19 février 2024).

¹¹ 11 WRIT: Monthly Timeseries: NOAA Physical Sciences Laboratory, https://psl.noaa.gov/cgi-bin/data/atmoswrit/timeseries.pl (consulté le 19 février 2024).

montrées figure 3. La distribution zonale des données en infrarouge thermique LW est présentée à la figure 4, avec celle de la température, et, comme prévu, les distributions des deux variables sont similaires.

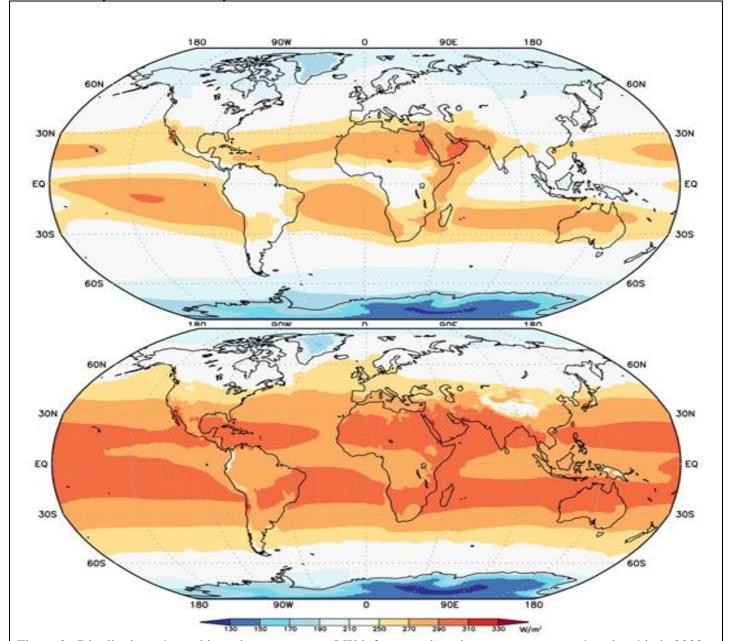


Figure 2 : Distribution géographique du rayonnement LW infrarouge thermique sortant moyenné sur la période 2000 - 2022 selon les données CERES : en haut : tous ciels ; en bas : ciel clair. Données extraites de https://cerestool.larc.nasa.gov/ord-tool/jsp/SSF1degEd41Selection.jsp ; graphique généré par https://climexp.knmi.nl .

La figure 5, construite à partir des données de la figure 4, montre que la zone torride (entre 23,43° S et 23,43° N) [40% de la surface du globe] contribue à 43% du flux de rayonnement LW [infrarouge thermique] sortant de la Terre et, avec les deux zones tempérées (entre 23,43° et 66,57° S et N, [52% % de la surface du globe]), rayonne 94% du total, ne laissant que 6% aux zones glaciales (entre 66,6° et 90° S et N [8% de la surface du globe]).

La figure 6 illustre mieux la relation entre le flux de rayonnement LW sortant et la température de surface, pour chaque mois des 22 années de données séparément, mais en moyenne sur des surfaces de zones géographiques de 15° de latitude. Ce graphique permet de faire des observations importantes.

Tout d'abord, les valeurs mensuelles individuelles s'alignent très bien sur la distribution zonale moyenne. Deuxièmement, la relation entre la température et le rayonnement LW infrarouge thermique sortant semble être linéaire sur la plus grande partie du graphique. On s'attendrait à une relation de puissance 4, basée sur la loi de Stefan-Boltzmann (voir annexe A, équation (A9)), mais ce n'est manifestement pas le cas. Cet écart a été expliqué comme la propriété émergente d'une atmosphère dont l'effet de serre est dominé par un gaz condensable, à savoir la vapeur d'eau (Koll et Cronin, 2018).

Troisièmement, à l'extrémité haute de la plage de température, autour de 300 K, apparaît une stagnation, voire une diminution du rayonnement par rapport à la température. Ce comportement est observé dans les tropiques, où la température maximale de la surface des océans ne dépasse pas 300 K. L'évaporation, les nuages tropicaux et les orages

régulent activement la température sur cette zone, bloquant toute augmentation de la température (Eschenbach, 2010 ; Clark, 2013a,b).

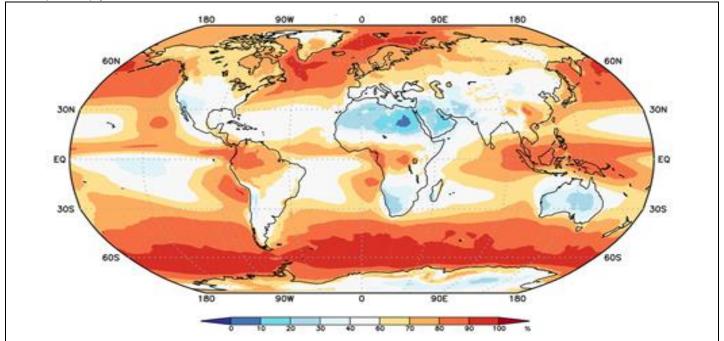


Figure 3 : Distribution géographique de la fraction du ciel couverte par des nuages en moyenne sur la période 2000 - 2022 d'après les données CERES. La source des données et du graphique sont comme pour la figure 2.

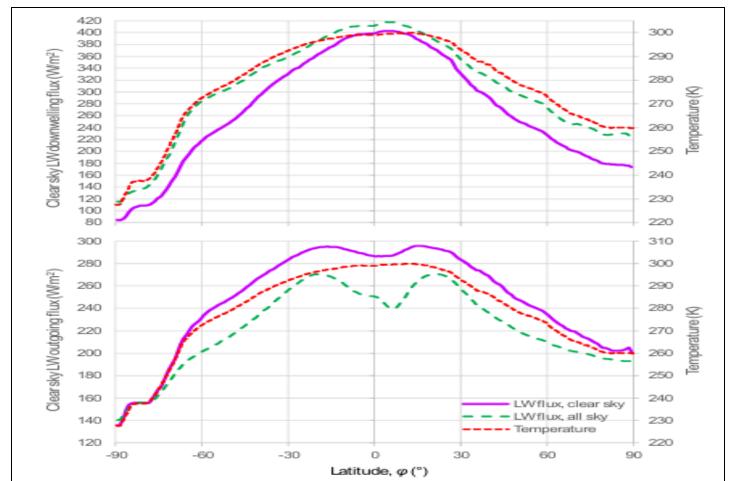


Figure 4 : Distribution zonale du rayonnement infrarouge thermique (LW) ciel clair (violet), tous ciels (tiretés verts) moyenné sur 2000 - 2022 selon les données CERES : (en haut) flux de l'air vers la surface ; (en bas) flux sortant en haut de l'air TOA ; la distribution zonale de la température, telle que donnée par la réanalyse ERA5, est également représentée (en tiretés rouges). Les données sur le rayonnement sont extraites de https://ceres-tool.larc.nasa.gov/ord-tool/jsp/SSF1degEd41Selection.jsp pour le rayonnement sortant et de https://ceres-tool.larc.nasa.gov/ord-tool/jsp/EBAF42Selection.jsp pour le rayonnement descendant ; les données sur la température provenant de la réanalyse ERA5 sont extraites de https://climexp.knmi.nl .

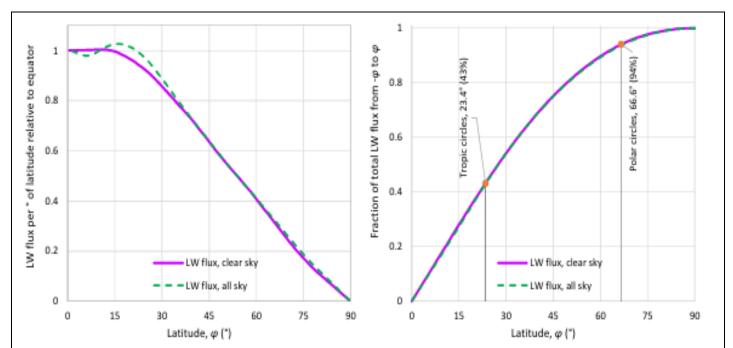


Figure 5 : Représentations graphiques de l'intensité relative du rayonnement infrarouge thermique LW sortant, moyennée sur la période 2000 - 2022, telle qu'elle ressort des données CERES, en fonction de la latitude ; (à gauche) rapport de l'intensité à la latitude ϕ (moyenne pour S et N) à celle à l'équateur ; (à droite) flux cumulé entre les latitudes ϕ S et ϕ N par rapport au rayonnement sortant total.

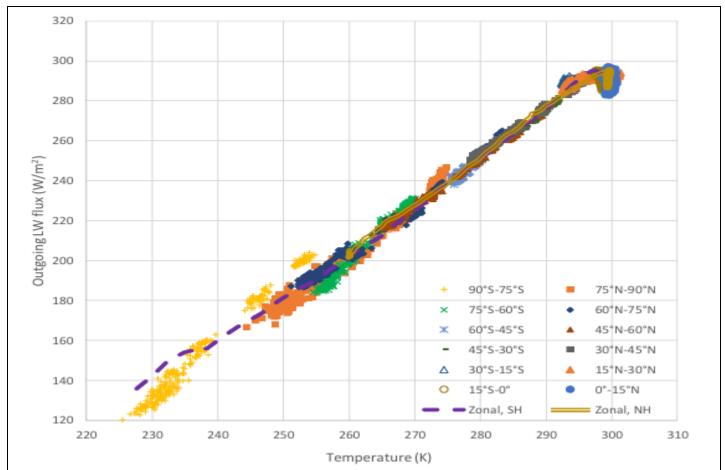


Figure 6 : Représentation de la variabilité mensuelle du rayonnement infrarouge thermique LW sortant, telle que fournie par les données CERES ; chaque point est la valeur mensuelle, moyennée spatialement sur une zone géographique de 15° de latitude, sur la période 2000 - 2022 ; les distributions zonales (moyennes temporelles pour toute la période comme dans la figure 4) sont également représentées pour chaque hémisphère (SH et NH).

4. Relations macroscopiques

4.1 Relations par ciel clair

Fidèle à l'esprit de Dooge (1986) de " recherche de lois hydrologiques ", c'est-à-dire de lois macroscopiques simples pour des phénomènes dont les détails sont complexes, cette section tente d'établir des relations entre les flux de rayonnement LW infrarouge thermique descendant et sortant avec les variables qui les influencent, à savoir la température, la pression de vapeur d'eau, la concentration de dioxyde de carbone et la nébulosité. Pour ce faire, elle utilise principalement les sorties de MODTRAN ainsi que des informations sur la nébulosité.

Une série d'exécutions systématiques de MODTRAN autour des valeurs du profil tropical standard, c'est-à-dire, [CO₂] = 400 ppm et pour la surface T = 299,7 K et $e_a = 19$ hPa, avec des plages de 200 - 800 ppm pour [CO₂], ± 2 K pour T = 1000 pour T = 1001 pour T = 1002 pour T = 1003 pour T = 1004 pour T = 1005 pour T = 1005 pour T = 1006 pour T = 1006 pour T = 1006 pour T = 1006 ppm pour [CO₂], T = 1007 pour le flux infrarouge thermique descendant et de la figure 8 pour le flux sortant. Les deux figures suggèrent que les relations entre les variables impliquées sont simples et que des représentations macroscopiques sont possibles. La figure 7 montre un effet linéaire de T = 1006 de T = 1007 de T = 1007 pour le flux d'ondes lumineuses descendantes. En outre, elle montre qu'une variation de T = 1007 pur le flux infrarouge thermique de [CO₂]. Les résultats de la figure 8 sont similaires, mais les différences entre les effets des deux facteurs sont moindres.

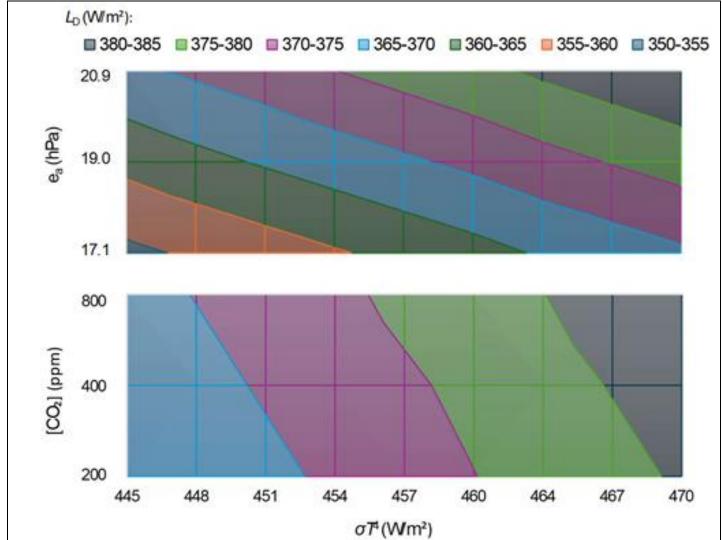
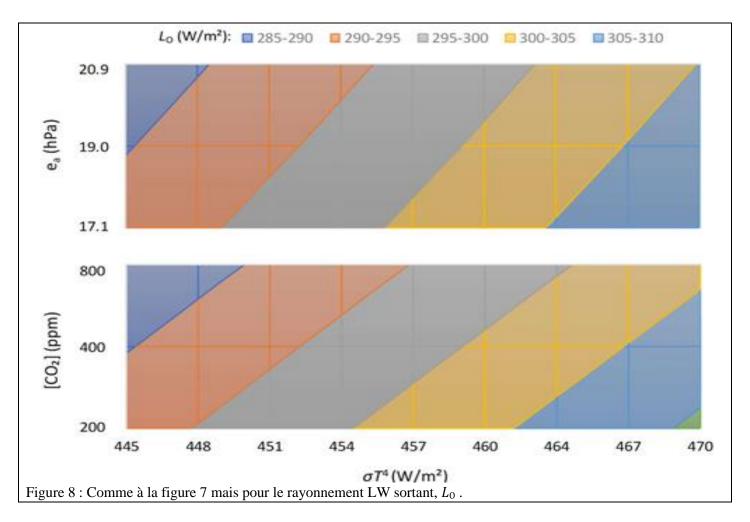


Figure 7 : Changements du rayonnement LW descendant, L_D , tel que calculé par MODTRAN, en raison des changements de température (convertis en rayonnement du corps noir, σT^4), et (**en haut**) de la pression de vapeur d'eau (e_a) et (en bas) de la concentration de dioxyde de carbone ([CO₂]). Les calculs ont été effectués pour le profil tropical, sans nuages et avec d'autres paramètres par défaut.

Pour le graphique supérieur, on a supposé que $[CO_2] = 400$ ppm et pour le graphique inférieur $e_a = 19$ hPa. Notez que l'échelle de l'axe vertical est linéaire dans le graphique supérieur (avec une plage de $\pm 10\%$ de la valeur centrale) et logarithmique dans le graphique inférieur (avec une plage allant de la moitié au double de la valeur centrale).



Sur la base de ces résultats préliminaires, plusieurs expressions mathématiques ont été formulées et ajustées. L'équation suivante s'est avérée être la meilleure pour le flux descendant et le flux sortant, L_D et L_O , respectivement :

$$L_{\rm D,O} = L^* \left(1 + \left(\frac{T}{T^*} \right)^{\eta_T} \pm \left(\frac{e_{\rm a}}{e_{\rm a}^*} \right)^{\eta_e} \right) \left(1 \pm a_{\rm CO_2} \ln \frac{[{\rm CO_2}]}{[{\rm CO_2}]_0} \right) (1 \pm a_{\rm C}C) \tag{2}$$

avec [CO] = 400 ppm. Ceci inclut deux groupes de paramètres à optimiser, à savoir (a) dimensionnels, L*, T*, et e* avec les unités [L], [T], et $[e_a]$, respectivement, et (b) sans dimension η , η_e a_{CO2} et a_C .

À l'exception du dernier, qui se réfère à la fraction de surface nuageuse, C, et qui est discuté à la section 4.2, tous les autres ont été optimisés sur la base des résultats de MODTRAN pour ciel clair, et leurs valeurs sont au tableau 1.

Tableau 1 : Paramètres ajustés de l'équation (2) pour des plages de température allant de 247,2 à 309,7 K (-26,0°C à 36,6 °C), une pression de vapeur d'eau allant de 1,08 à 20,9 hPa et une concentration de CO₂ allant de 200 à 800 ppm.

	Sign [†]	L*	<i>T</i> *(K)	$e_{\rm a}^*$ (hPa)	[CO ₂] ₀ (ppm) [‡]	η_T	η_e	$a_{{\rm CO_2}}$	a_C^{\S}
		(W/m^2)							
Downwelling, $L_{\rm D}$	+	27	181	6.36	400	4.5	1	0.015	0.34
Outgoing, L_0	_	1	55	0.00302	400	3.5	0.5	0.015	0.15

†Signe spécifique pour remplacer \pm dans l'équation (2).

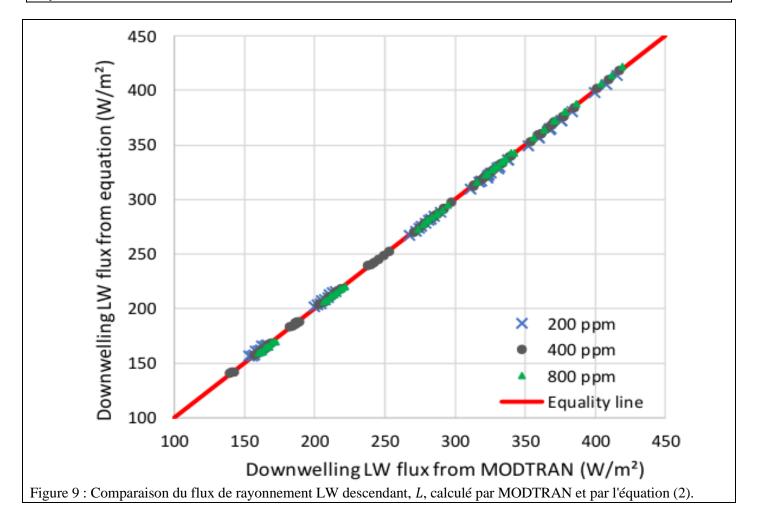
§ Il s'agit de valeurs globales ; pour les valeurs du rayonnement sortant par zone géographique, voir la figure 13. ‡Il n'est pas nécessaire d'optimiser.

Comme le montre le tableau 2, les caractérisations de la qualité des ajustements sont très bonnes et cette équation est donc une bonne représentation macroscopique des résultats de MODTRAN. La bonne performance se voit aussi graphiquement figure 9 pour le flux descendant et figure 10 pour le flux sortant.

Tableau 2 : Indices de performance des équations (2) (avec les paramètres du tableau 1) et (3), ajustées pour des plages de température de 247,2 à 309,7 K (-26,0 à 36,6 °C), une pression de vapeur d'eau de 1,08 à 20,9 hPa, une concentration de CO₂ de 200 à 800 ppm et un ciel dégagé.

Equation, variable	Range of <i>L</i> (W/m ²)	RMSE [†] in <i>L</i>	NSE§ of <i>L</i> (%)	RMSE [†] in relative error	Maximum absolute relative
		(W/m^2)		$(L^{e}-L)/L$ (%)	error
					$ L^{e} - L /L$ (%)
(2), downwelling, $L_{\rm D}$	140.0 - 419.5	1.3	99.97	0.5	1.9
(2), outgoing, L_0	170.6 - 351.1	1.3	99.79	0.7	1.9
(3), outgoing, L_0 from L_D † Erreur quadratique moyenne.	170.6 – 351.1	3.6	99.24	1.5	4.5

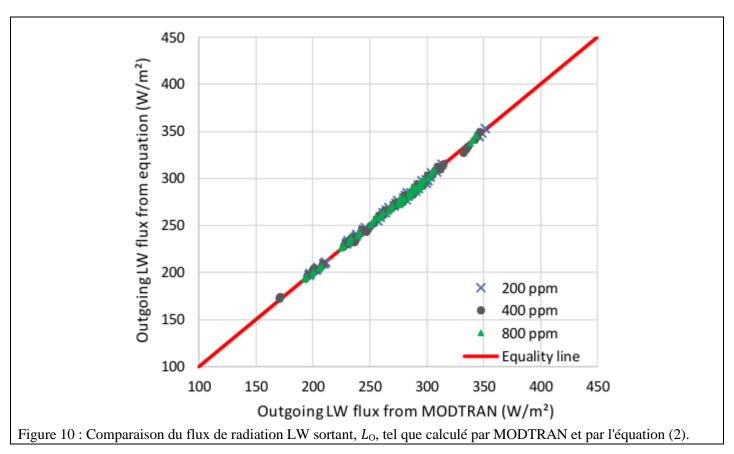
[§] Efficacité de Nash-Sutcliffe définie comme la différence par rapport à 1 du rapport entre l'erreur quadratique moyenne du modèle et la variance de la variable modélisée.

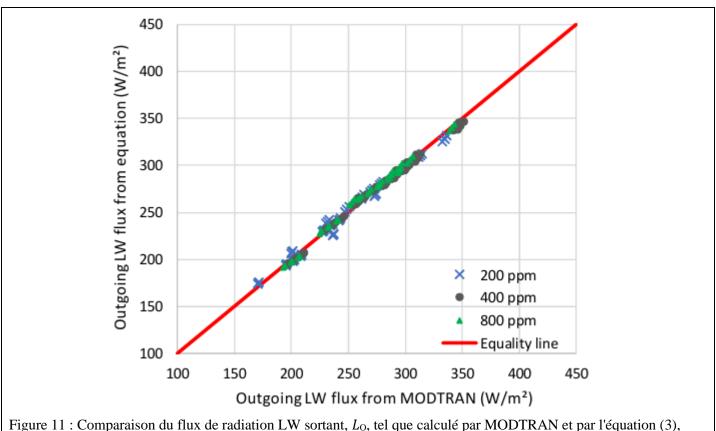


Par souci d'exhaustivité, une équation supplémentaire a été formulée, qui établit un lien direct entre le rayonnement sortant et le rayonnement descendant. Elle est très simple :

$$L_{\rm O} = L_{\rm s} - \frac{L_{\rm D}}{2} + 40 \,\rm W/m^2 \tag{3}$$

où, pour calculer le flux de rayonnement de surface L_s , l'émissivité a été fixée à $\varepsilon = 0,97$. La performance de l'équation (3) est également bonne, bien qu'inférieure à celle de l'équation (2), comme le montrent le tableau 2 et la figure 11. Cette équation montre que les flux sortant et descendant sont étroitement (et négativement) corrélés entre eux.





4.2 Effet des nuages

basée sur le flux de downwelling, L_D .

MODTRAN offre la possibilité de modéliser différents types de nuages, en plus des conditions ciel clair. La figure 12 montre un exemple pour les cumulus et le profil tropical. Elle montre en particulier que l'équation (2) avec

 $(1-a_{\rm C}\,C)=0.904$ (représentant le rapport entre le rayonnement sortant pour un ciel nuageux et pour un ciel clair) représente également le cas des cumulus sans modification des paramètres. Des performances similaires apparaissent pour d'autres types de nuages, mais avec des rapports différents, présentés au tableau 3 pour les différents types de nuages et les cinq cas typiques d'une zone géographique .

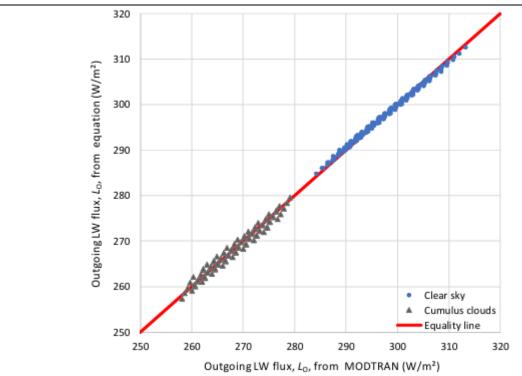


Figure 12 : Comparaison du flux de rayonnement LW sortant, L, calculé à partir de MODTRAN et de l'équation (2), ajustée uniquement pour le profil tropical et pour $T = 299,7 \pm 2$ K, $e_a = 19 \pm 1,9$ hPa, et une gamme de [CO₂] de 200 ppm à 800 ppm. Les paramètres de l'équation (2) ont été réoptimisés pour ces plages, et les valeurs $T^* = 56,2$ K et $e_a * = 0,00683$ hPa ont été trouvées, tandis que toutes les autres sont restées les mêmes qu'au tableau 1. Le cas des cumulus est également représenté dans le graphique, avec les abscisses telles que dérivées par MODTRAN et les ordonnées égales aux valeurs de l'équation (2) par ciel clair multipliées par 0,904.

Tableau 3 Ratios du rayonnement LW sortant sous un ciel nuageux par rapport à celui d'un ciel clair, pour les types de nuages et les profils de localité indiqués, tels que déterminés par MODTRAN pour les paramètres par défaut (la valeur la plus faible est mise en évidence en gras).

Locality profile \rightarrow Cloud type \downarrow	Tropical	Midlatitude summer	Subarctic summer	Midlatitude winter	Subarctic winter
Cumulus	0.904	0.899	0.889	0.910	0.95
Altostratus	0.901	0.896	0.887	0.907	0.948
Stratus	0.966	0.973	0.962	0.973	1.016
Stratus/Stratocumulus	0.939	0.945	0.931	0.950	0.989
Nimbostratus	0.98	0.984	0.977	0.984	1.024
Standard Cirrus	0.93	0.939	0.957	0.95	0.974
NOAA Cirrus	0.937	0.945	0.963	0.956	0.98

Cependant, il est important de vérifier si ces ratios correspondent aux valeurs observées. D'après les ensembles de données CERES, le flux moyen global de rayonnement LW pour l'ensemble de la période d'observation, 2001 - 2022, est $L_{\rm O}^{\rm CS} = 268,2~{\rm W/m^2}$ par ciel clair et $L_{\rm A}^{\rm AS} = 239,5~{\rm W/m^2}$ pour tous ciels [CS Clear Sky, AS All Sky], soit un rapport 0,892.

D'autre part, la fraction (couverture) nuageuse moyenne globale, calculée à partir des données CERES, est C = 0,671. Nous supposons que l'approximation suivante est valable :

$$\frac{L_{\rm O}^{\rm AS}}{L_{\rm O}^{\rm CS}} = 1 - a_{\rm O}C \tag{4}$$

d'où l'on trouve $a_0 = (1 - 0.892) / 0.671 = 0.161$. Pour C = 1, nous aurions $L_0^{AS} / L_0^{CS} = 0.839$. En comparant cette dernière valeur à celles du tableau 3, on comprend que le modèle MODTRAN sous-estime fortement l'effet des nuages, car même la valeur la plus faible de ce rapport (0.887) pour les nuages altostratus et le profil d'été subarctique) y est trop élevée par rapport à une moyenne de 0.839. Par conséquent, pour modéliser l'effet des nuages, nous utilisons les données CERES plutôt que les données

$$L_{\rm O}^{\rm C} = L_{\rm O}(1 - a_{\rm C}C), \qquad L_{\rm D}^{\rm C} = L_{\rm D}(1 + a_{\rm C}C)$$
 (5)

où L_0 et L_0^c représentent le flux de rayonnement LW sortant par ciel clair et avec la nébulosité C, respectivement (et de même pour le flux descendant de l'air vers la surface [Downwelling] L_D et L_D^c); a_c est un paramètre sans dimension, qui peut prendre différentes valeurs pour différentes situations. Ces relations sont déjà incorporées dans l'équation (2). Pour déterminer le paramètre a_c pour le rayonnement LW infrarouge thermique sortant, nous étudions les données CERES, ciel clair et tous ciels, et fraction nuageuse, globalement et dans les cinq zones géographiques différentes, comme le montre la figure 13.

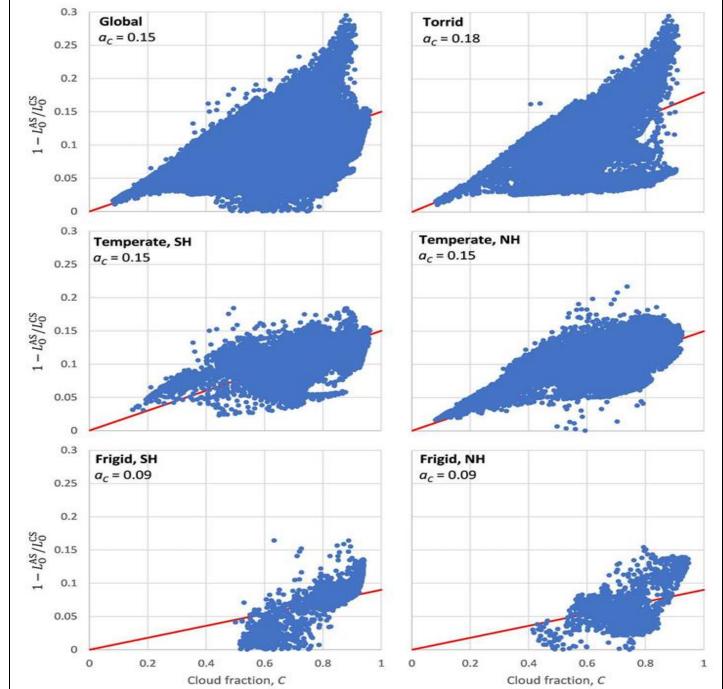


Figure 13 : Effet des nuages sur le rayonnement sortant, exprimé par $L_0^{\rm AS}/L_0^{\rm CS}$, c'est-à-dire l'écart par rapport à 1 du rapport du rayonnement thermique (LW) tous ciels ($L_0^{\rm AS}$) à celui par ciel clair ($L_0^{\rm CS}$), en fonction de la couverture nuageuse en fraction du ciel C. Les pentes des régressions linéaires homogènes, $a_{\rm C}$ sont aussi représentées. Chaque point tracé correspond à l'un des 64 800 points de grille des grilles CERES du rayonnement par ciel clair et tous ciels (Figure 2), et de la fraction couverture nuageuse (Figure 3) ; on a pris la moyenne sur la période 2001-2022.

Les valeurs a qui en résultent sont également présentées dans la figure 13 et varient de 0,18 dans la zone torride à 0,09 dans les zones glaciales. Il convient de noter la grande dispersion des observations, avec une plage de variation allant de 0 à environ deux fois la pente moyenne estimée (c'est-à-dire 1 - $L_0^{AS/}$ L_0^{CS} de 0 à 0,30). Pour une modélisation déterministe détaillée, cette dispersion ne serait pas acceptable, mais dans une modélisation macroscopique dans le cadre de la stochastique, la figure 13 fournit des informations utiles et utilisables.

Les données utilisées dans cette étude ne permettent pas d'estimer directement le $a_{\rm C}$ pour le flux de downwelling et nous utilisons donc des valeurs tirées de la littérature. Dingman (1994, p. 189) a suggéré une valeur de 0,4, Jacobs (1978, p. 108) a estimé une valeur de 0,33 et Lhomme et al. (2007) une valeur de 0,34. (Cette valeur pourrait également être de 0,37 car la formule de leur équation (13) peut être écrite comme suit : $L_{\rm C}^{\rm D}/L_{\rm D}=1,03+0,34$ C, ce qui, pour C=1, donne $L_{\rm C}^{\rm D}/L_{\rm D}=1+0,37$). Parmi ces valeurs, nous utilisons ici a=0,34, car cette valeur est basée sur l'ensemble de données le plus complet et le plus récent. D'autres chercheurs donnent des formules différentes (Brutsaert, 1991, p.142 ; Carmona et al., 2014 ; Wong et al., 2023), mais nous avons préféré ici la formulation linéaire la plus simple.

5. Test des résultats du modèle

5.1 Profils de flux de rayonnement

Comme déjà mentionné (section 3), la façon la plus appropriée pour tester la validité d'un modèle qui dit le rayonnement thermique LW, comme MODTRAN, serait de comparer ses résultats aux profils de rayonnement observés. Comme décrit dans la Section 3, nous faisons ici qu'une seule comparaison pour avoir une idée générale, en utilisant les deux radiosondes lancées le 23 septembre 2011 à Payerne, Suisse, et rapportées dans l'étude de Philipona et al. (2012), dont les profils de rayonnement LW ont été numérisés. Comme indiqué dans l'étude, le rayonnement ascendant LW émis par la surface était d'environ 445 W/m² pendant la journée, avec une diminution remarquablement forte sur le premier 1 km, et 380 W/m² pendant la nuit. Une température de surface de 11 °C (284,2 K) est rapportée dans l'étude pour le 23 septembre 2011, sans préciser si cela correspond à la radiosonde de jour ou de nuit. En utilisant MODTRAN avec le profil standard été des latitudes moyennes (MLS), nous constatons qu'à l'altitude de +0,5 km, les valeurs de 445 W/m² et 380 W/m² sont atteintes pour des décalages de température de +5,5 K (297,5 K à +0,5 km) et de -6,2 K (285,8 K à +0,5 km, proche des 284,2 K rapportés), respectivement. Cependant, le premier décalage de température donne une température trop élevée à des altitudes supérieures, ce qui n'est pas cohérent avec la forte diminution observée sur le premier km. Par conséquent, pour la comparaison du profil diurne avec MODTRAN, nous n'avons pas décalé les températures, tandis que pour le cas nocturne, nous avons supposé un décalage de -6,8 K (285,1 K, à mi-chemin entre les valeurs 284,2 K et 285,8 K).

La figure 14 illustre ces profils de radiosondage, comparés aux résultats de MODTRAN obtenus avec les hypothèses ci-dessus. Pour le radiosondage de nuit, la concordance est bonne, mais les différences entre les observations et les résultats de MODTRAN sont de $\pm 25\%$ pour le flux descendant et de $\pm 4\%$ pour le flux montant. Pour le radiosondage de jour, les différences sont substantielles, en particulier au-dessus de 7 km. Philipona et al. (2012) attribuent ces différences au rayonnement du soleil aux grandes longueurs d'onde - une interprétation plausible. À l'exception de ce dernier facteur, nous pouvons considérer que MODTRAN représente les processus pertinents de manière satisfaisante.

5.2 Rayonnement descendant

Comme déjà mentionné, nous utilisons les formules empiriques ou semi-empiriques du rayonnement descendant pour tester les résultats de MODTRAN. Ces formules sont exprimées en termes d'émissivité $\varepsilon_a = L_D / \sigma T^4$ (Annexe A). La figure 15 montre que l'émissivité calculée par la relation macroscopique de l'équation (2) est parfaitement en accord avec celle calculée directement par MODTRAN, avec une efficacité de Nash-Sutcliffe NSE = 99,9%. Comme le montre la figure 16, l'accord n'est pas aussi bon si l'on compare l'émissivité de MODTRAN avec celles des formules de l'annexe A. La meilleure concordance (NSE = 61,6 %) est observée pour l'équation de Prata (A14), suivie de l'équation de Brutsaert (A12) (NSE = 39,5 %) et la FAO de Penman-Montieth de la (A19) (NSE = 1 %). L'équation de Brunt / Penman (A17) donne un NSE < 0, ce qui signifie qu'une seule valeur égale à la moyenne est plus performante que la relation pour représenter les données que l'on compare.

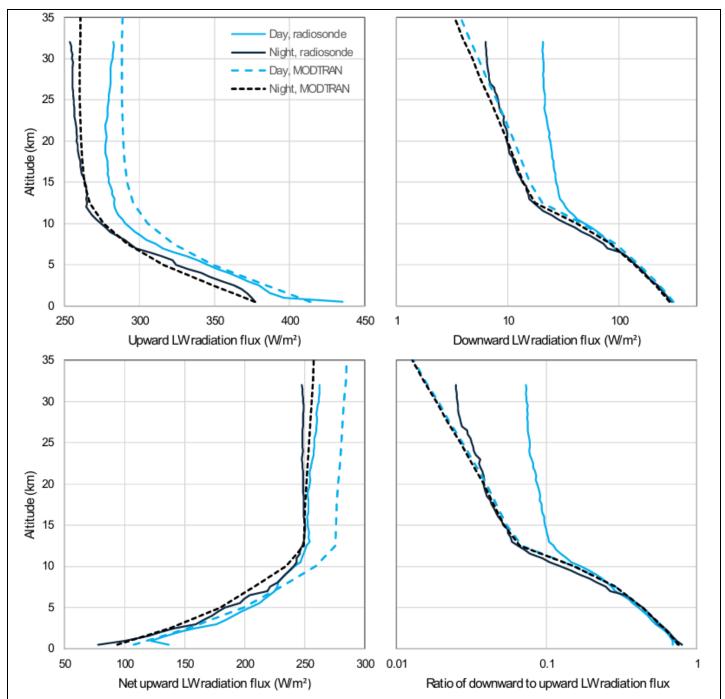
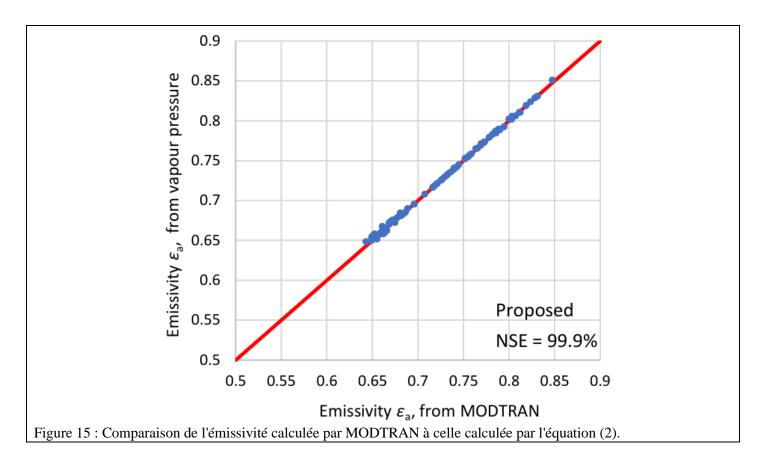
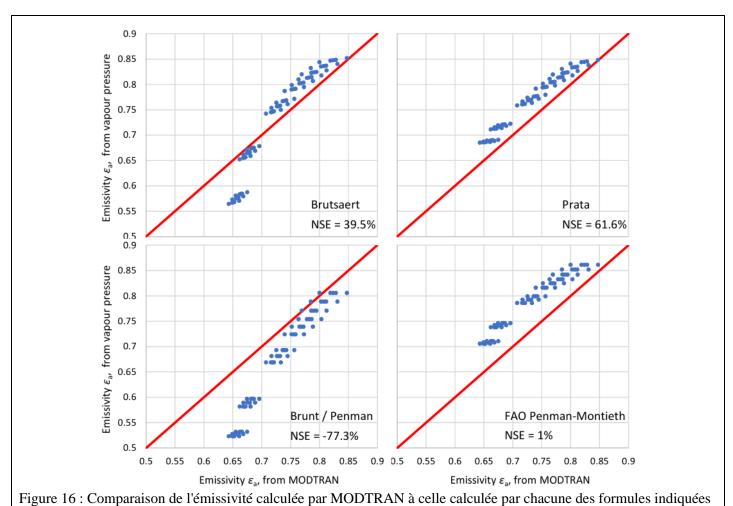


Figure 14 : Comparaison des composantes du rayonnement thermique LW calculées par MODTRAN avec les mesures de radiosondage de Philipona et al. (2012).

Notons que si l'on exclut le groupe de points correspondant à l'hiver subarctique (SAW) avec des températures inférieures à 270 K, l'équation de Brutsaert a la meilleure performance de toutes, avec un NSE de 75%. Globalement, si nous supposons que les formules empiriques ou semi-empiriques sont plus proches de la réalité que MODTRAN parce qu'elles sont basées sur des données et si nous excluons les données de l'hiver subarctique (et l'équation de Brunt / Penman), nous concluons que MODTRAN sous-estime le flux de rayonnement descendant.

Une autre comparaison est faite à la figure 17 pour le flux de rayonnement thermique LW descendant en fonction de la température, tel que calculé par MODTRAN avec la distribution zonale CERES EBAF montrée à la figure 4. Pour la première, les cinq profils par zone et saison sont utilisés avec des paramètres par défaut ainsi qu'avec des décalages de température par rapport aux valeurs par défaut allant jusqu'à ±25 K. Rappelons que les données CERES EBAF ne sont pas des mesures mais des résultats calculés. Pourtant, ce graphique suggère une tendance de MODTRAN à sous-estimer le rayonnement descendant, une constatation similaire à celle de la comparaison avec les formules d'émissivité.





; l'efficacité de Nash-Sutcliffe (NSE) est aussi indiquée pour chaque cas.

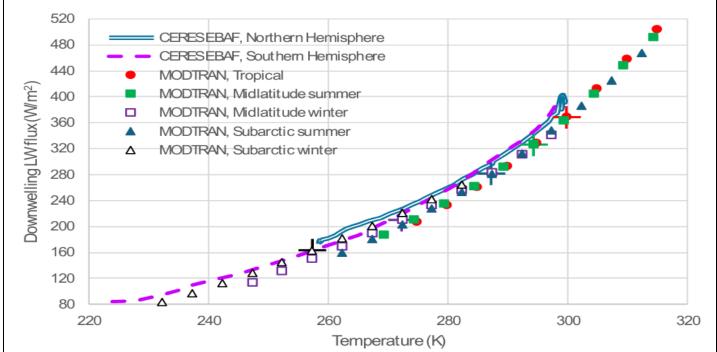


Figure 17 : Flux de rayonnement thermique LW descendant en fonction de la température, tel que calculé par MODTRAN pour les cinq profils types indiqués et les paramètres par défaut (points avec croix) ainsi qu'avec des décalages de température par rapport aux valeurs par défaut allant jusqu'à $\pm 25~\rm K$ (tous les autres points), en comparaison avec la distribution zonale CERES EBAF montrée figure 4.

5.3 Rayonnement sortant

Pour le rayonnement sortant, une comparaison similaire à celle de la figure 17 est effectuée. Elle est présentée à la figure 18 et est maintenant plus forte et plus significative, puisque le flux de rayonnement lumineux sortant CERES est observé, plutôt qu'une sortie de modèle. Le graphique montre qu'aux valeurs de température par défaut de chacun des profils MODTRAN, il y a une concordance presque parfaite entre les données CERES et les résultats MODRTAN, et ceci est également étendu pour les décalages de température négatifs dans MODTRAN. Cependant, pour des décalages de température positifs, MODTRAN surestime le flux.

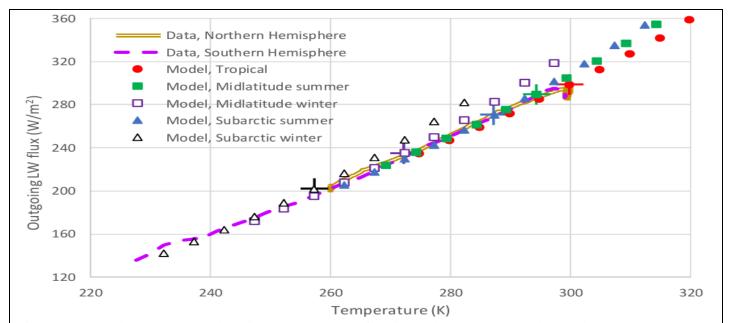


Figure 18 : Flux de rayonnement thermique LW sortant en fonction de la température, tel que calculé par MODTRAN pour les cinq profils types indiqués et les paramètres par défaut (points avec croix) ainsi qu'avec une température s'écartant des valeurs par défaut de jusqu'à ±25 K (tous les autres points), en comparaison avec la distribution zonale observée (CERES SSF1) comme montré aux Figure 4 et 6.

Comme autre test, nous utilisons des séries temporelles de variables météorologiques et de [CO₂] pour les 22 années de disponibilité des données CERES, moyennées sur la zone torride, qui sont présentées dans la figure 19.

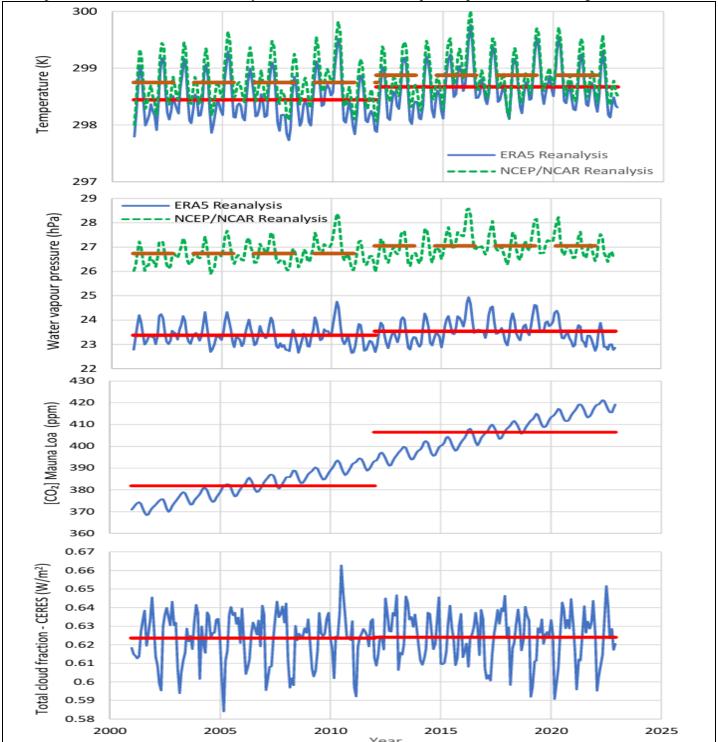


Figure 19 : Séries temporelles des variables indiquées, moyennées sur la zone torride. Les valeurs représentées sont des moyennes mensuelles, tandis que les moyennes sur 11 ans sont représentées par des lignes plus épaisses (rouge ou rouge foncé).

Pour la température et la pression de vapeur d'eau, on utilise les données des réanalyses ERA5 et NCEP/NCAR qui, comme le montrent les graphiques, présentent des différences entre elles, en particulier pour cette dernière variable. Sur la base de ces séries temporelles et de l'équation (2), les résultats du modèle, qui correspondent à MODTRAN, sont calculés et représentés figure 20. Dans le panneau supérieur de la figure, des différences substantielles sont observées sur les niveaux moyens du rayonnement sortant LW en ciel clair, à la fois entre les séries temporelles des deux réanalyses et de ces dernières avec les données CERES.

Ces différences peuvent être attribuées principalement à l'incertitude des données des réanalyses et à leur représentation de la réalité, comme l'indiquent les différences entre les deux.

Si nous excluons l'effet des différences de niveau moyen, les coefficients de corrélation croisée avec les données CERES sont raisonnables, à savoir 0,67 pour ERA5 et 0,69 pour NCEP/NCAR.

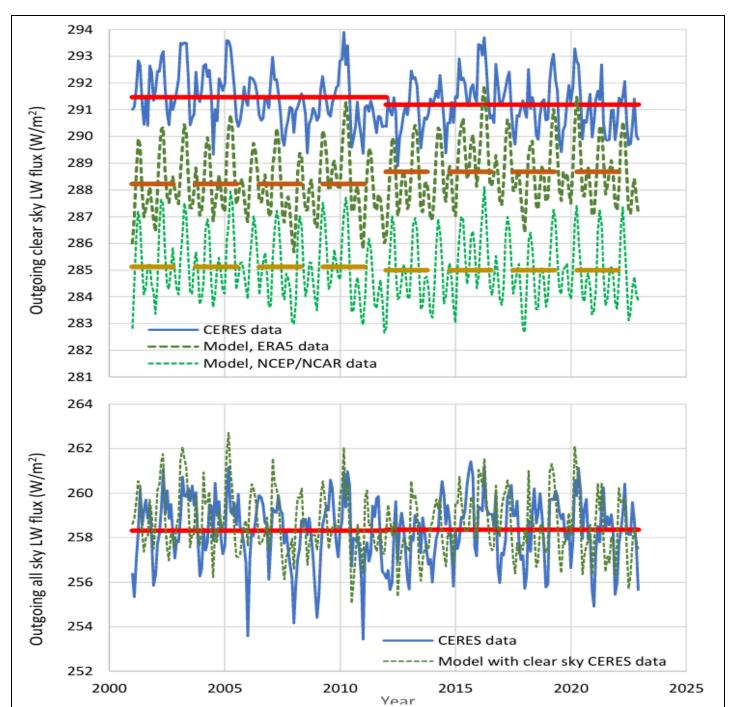


Figure 20 : (en haut) Série temporelle du flux de rayonnement LW sortant en ciel clair, moyenné sur la zone torride, tel que donné par les données CERES et tel que prédit par l'équation (2) avec les données de température, de vapeur d'eau et de [CO₂] des réanalyses ERA5 et NCEP/NCAR.

(en bas) Série temporelle du flux de rayonnement thermique LW sortant tous ciels, moyenné sur la zone torride, tel que donné par les données CERES et tel que prédit par les données CERES ciel clair et l'équation (2) avec la fraction de surface nuageuse CERES.

Les valeurs représentées sont des moyennes mensuelles, tandis que les moyennes sur 11 ans sont également représentées par des lignes plus épaisses (rouge ou rouge foncé).

Dans le panneau inférieur de la figure 20, nous utilisons la série temporelle CERES du ciel clair, comme indiqué dans le panneau supérieur, et la multiplions par la quantité $(1 - a_C C)$ de l'équation (2), avec $a_C = 0.18$ (sa valeur pour la zone torride) et la nébulosité C comme dans la série temporelle du panneau inférieur de la figure 19.

Les résultats obtenus se comparent bien aux séries temporelles CERES pour l'ensemble du ciel en termes de niveau moyen, même si la corrélation croisée entre les deux séries temporelles tracées (-0,15) ne suggère pas une correspondance des valeurs mensuelles prises une par une.

Dans les figures 19 et 20, les valeurs moyennes des séries temporelles sont indiquées pour deux sous-périodes de 11 ans, 2001 - 2011 et 2012 - 2022. On constate qu'il y a eu des augmentations au cours de la deuxième période pour

toutes les variables (très importantes pour le CO_2 et très légères pour le rayonnement sortant tout ciel), sauf pour le rayonnement du ciel clair, où l'on observe une légère diminution (-0,08 W/m²). Il est intéressant d'examiner si cette dernière diminution est expliquée par MODTRAN. Les résultats des calculs correspondants sont présentés dans le tableau 4. En utilisant n'importe lequel de ses profils par défaut, MODTRAN entraîne une augmentation du rayonnement thermique LW sortant par ciel clair (de +0,38 à +0,60 W/m²), contrairement à ce que l'on observe dans les données CERES.

Tableau 4 Comparaison des données observées et des résultats de MODTRAN pour les conditions moyennes de chacune des deux périodes indiquées. Les données observées sont des moyennes globales. Les résultats de MODTRAN correspondent à la température et au [CO2] moyens observés pour chaque période, et aux mêmes échelles de vapeur d'eau pour les deux périodes, estimées de manière à correspondre (approximativement) au flux LW sortant par ciel clair de CERES pour la première période, tout en conservant une humidité relative fixe pour les deux périodes.

Period →	2001-11	2012-22	Difference
Observations (averages over each period)			
Temperature from ERA5 (K)	287.21	287.49	+0.28
[CO ₂] from Mauna Loa (ppm)	381.83	406.48	+24.65
Outgoing TOA (20 km) clear-sky LW from CERES (W/m ²)	268.33	268.27	-0.08
Outgoing clear-sky LW radiation by MODTRAN at 20 km altitu	ıde (W/m²)		
Tropical profile, water vapour scale 0.82	268.34	268.72	+0.38
Midlatitude summer profile, water vapour scale 1.08	268.34	268.78	+0.44
Midlatitude winter profile, water vapour scale 1.14	268.28	268.78	+0.50
Subarctic summer profile, water vapour scale 2.56	268.31	268.91	+0.60

Les résultats ci-dessus des données CERES, qui ne concernent que la zone torride, sont similaires à ceux des moyennes mondiales, présentés par Koutsoyiannis et Vournas (2024 ; Annexe B). Cette dernière étude a également examiné les données de rayonnement solaire (SW) rétrodiffusé et constaté une diminution du rayonnement sortant (SW solaire) total, ce qui est cohérent avec l'augmentation de la température atmosphérique.

Cette diminution du rayonnement sortant (solaire rétrodiffusé)peut difficilement être attribuée à l'augmentation du [CO₂], mais elle peut être liée aux profils de la vapeur d'eau et des nuages.

L'effet du CO₂ est éclipsé par l'effet des nuages, ce qui est cohérent avec le rôle majeur de l'eau sur le climat et le rôle mineur du CO₂.

5.4 Évaluation finale

Les tests ci-dessus illustrent des incertitudes élevées non seulement dans les données CERES du rayonnement thermique LW, mais aussi dans les autres variables atmosphériques, et les relations entre elles et le rayonnement thermique LW, telles que représentées dans MODTRAN. Ces incertitudes ne permettent pas une représentation précise des quantités calculées en tant que différences entre différentes variables ou entre les mêmes variables à différentes périodes, ce qui serait nécessaire pour l'attribution des changements.

D'autre part, le comportement macroscopique de MODTRAN semble cohérent avec ce qui est observé par ciel clair, et MODTRAN est donc adapté pour ce document, qui vise l'étude de l'importance relative du dioxyde de carbone et de l'eau dans l'effet de serre, comme détaillé à la section suivante. En ce qui concerne les nuages, MODTRAN semble sous-estimer leur effet, mais en utilisant les conditions cumulus ou altostratus, nous obtenons des résultats proches de la réalité pour des conditions moyennes sur l'ensemble du ciel.

6. Comparaison entre H₂O et CO₂

6.1 Conditions d'un monde imaginaire

L'étude des conditions d'un monde imaginaire semble inutile, mais nous l'incluons pour les raisons expliquées dans l'introduction, à savoir que plusieurs récits populaires se basent sur ces conditions d'un monde imaginaire.

Celles que nous examinons sont les plus extrêmes, en commençant par le cas où le CO₂ est totalement absent de l'atmosphère et en terminant par le cas où l'atmosphère est entièrement composée de CO₂. Des plages extrêmes sont également examinées pour d'autres gaz à effet de serre, dont la vapeur d'eau.

La figure 21 compare les sorties détaillées de MODTRAN pour le cas par défaut du profil tropical, avec $[CO_2] = 400$ ppm (et T = 299,7 K, $L_0 = 298,49$ W/m², échelle de vapeur d'eau = 1 ; courbes rouges), par rapport à deux cas dans lesquels le CO_2 est totalement absent (courbes bleues). Dans le panneau de gauche, la vapeur d'eau est au même niveau que dans le cas par défaut.

Pour que le rayonnement sortant conserve sa valeur par défaut ($L_0 = 298,49 \text{ W/m}^2$), la température doit être abaissée de 15 K (T = 284,7 K).

Notamment, en réduisant également la vapeur d'eau à zéro, pour que le flux de rayonnement sortant total de la courbe rouge ($L = 298,49 \text{ W/m}^2$) corresponde, la température doit être abaissée de 28,5 K (T = 271,2 K, un cas non illustré dans la figure mais facilement imaginable au milieu entre les courbes lisses de 260 et 280 K).

Le panneau de droite montre que la température peut rester à sa valeur par défaut (T=299,7~K) si l'échelle de vapeur d'eau est augmentée à 1,3, accompagnée de nuages cumulus. Il convient de noter que l'augmentation de 30 % de l'échelle de la vapeur d'eau n'enfreint pas les lois thermodynamiques, car la pression de vapeur reste inférieure à la limite thermodynamique. Par conséquent, les affirmations selon lesquelles l'effet de serre terrestre s'effondrerait sans CO_2 (voir l'introduction) sont fausses.

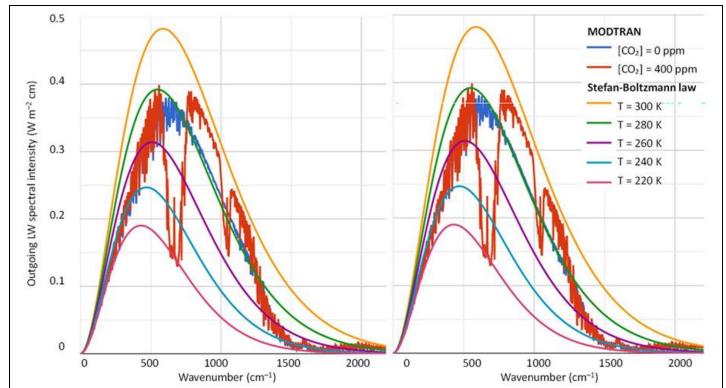


Figure 21 : Résultats du modèle MODTRAN, les courbes rouges dans les deux panneaux étant produites pour les paramètres par défaut (pour le profil atmosphérique tropical standard ; T = 299.7 K ; $[CO_2] = 400 \text{ ppm}$; $L_0 = 298.49 \text{ W/m}^2$), et les courbes bleues produites pour des concentrations nulles de tous les gaz à effet de serre à l'exception de la vapeur d'eau, en supposant une humidité relative constante et des conditions telles qu'elles correspondent au flux total de LW sortant des courbes rouges, à savoir : (à gauche) température inférieure à la valeur par défaut de 15 K (T = 284.7 K) ; (à droite) température égale à la valeur par défaut (T = 299.7 K) mais échelle de vapeur d'eau augmentée à 1,3, accompagnée de nuages cumulus.

Le fait que l'effet de serre ne s'effondrerait pas sans CO_2 est également illustré dans la figure 22 (panneau de gauche), qui donne une image plus macroscopique du flux de rayonnement thermique descendant et sortant, à une température constante égale à celle du profil atmosphérique tropical standard (T = 299,7 K) et à des concentrations nulles de tous les gaz à effet de serre, à l'exception de la vapeur d'eau. On constate que même sans aucun changement dans le profil de la vapeur d'eau, la différence du flux de rayonnement thermique (LW) par rapport à la valeur des paramètres par défaut de [CO_2] = 400 ppm n'est que de -3%. Avec une augmentation de 10 % de la vapeur d'eau et une valeur de [CO_2] nulle, le rayonnement descendant correspond à celui de [CO_2] = 400 ppm.

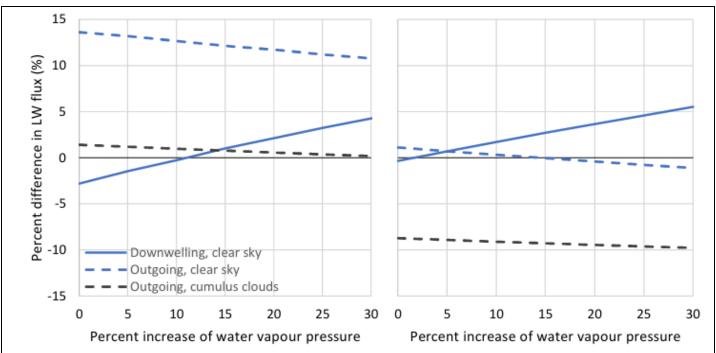


Figure 22 : Différence du flux de rayonnement thermique (LW) par rapport aux valeurs des paramètres par défaut du profil atmosphérique tropical standard (T = 299,7 K ; $[CO_2]$ = 400 ppm ; L_0 = 369,26 W/m² ; L_0 = 298.49 W/m²), tels que calculés par MODTRAN pour les cas de

(gauche) concentrations nulles de tous les gaz à effet de serre à l'exception de la vapeur d'eau, en supposant une humidité relative constante et

(à droite) comme dans le cas de gauche mais avec [CO₂] = 200 ppm.

D'autres conditions du monde imaginaire sont présentées dans le tableau 5. On y voit qu'en supprimant tout le CO₂ atmosphérique, on peut obtenir le même niveau d'effet de serre que celui produit par [CO₂] = 400 ppm et zéro vapeur d'eau, avec seulement 0,15 % du niveau actuel de H₂O en termes de flux de chaleur par rayonnement infrarouge thermique (LW) ascendant et descendant à la surface, ou 4 % en termes de flux de chaleur LW sortant à 100 km d'altitude. Au contraire, il est impossible d'approcher les valeurs de l'effet de serre atteintes par le seul H₂O dans l'atmosphère au niveau actuel, en le supprimant et en le remplaçant par du CO₂. Même dans une atmosphère entièrement composée de CO₂ (soit 1 000 000 ppm ou 2500 fois la concentration actuelle de CO₂), on ne peut pas approcher les valeurs d'effet de serre atteintes par le niveau actuel de H₂O seul dans l'atmosphère. En revanche, on peut facilement atteindre le niveau d'effet de serre d'une atmosphère entièrement composée de CO₂ avec une atmosphère sans CO₂ et avec seulement 20 % du H₂O atmosphérique actuel pour le rayonnement descendant.

Tableau 5 : Résultats des calculs de MODTRAN pour un profil tropical et une température à l'altitude zéro de 288 K (la valeur de la température globale actuelle utilisée par Brutsaert, 1975) ou de 299,7 K (la valeur standard de la température à l'altitude zéro du profil tropical) et pour des cas extrêmes (monde imaginaire) de concentrations de gaz à effet de serre.

[CO ₂] relative	Water vapour	Other greenhouse	Downward	Upward LW	Outgoing LW
to the default	scale relative	gases	LW heat flux	heat flux at	radiation flux at
value of 400	to the default	concentration	at surface	surface (W/m2)	100 km altitude
ppm	tropical profile	relative to default	(W/m^2)		(W/m^2)
1	1	1	325.6 (369.3)*	381.5 (446.5)	249.5 (298.5)
1	1	0	324.0 (366.8)	381.5 (446.5)	256.7 (307.1)
0	0	0	1.7 (2.2)	380.3 (445.3)	379.0 (443.7)
1	0	0	68.2 (80.9)	380.3 (445.3)	340.7 (400.4)
2500^{\dagger}	0	0	215.7 (259.0)	381.5 (446.8)	257.1 (302.2)
0	0.0015	0	78.8 (90.0)	380.3 (445.3)	366.4 (449.6)
0	0.04	0	157.8 (183.3)	380.6 (445.6)	340.7 (399.7)
0	$0.2 (0.27)^*$	0	212.5 (259.7)	380.9 (445.9)	319.3 (370.2)
0	1	0	319.7 (358.9)	381.5 (446.5)	284.7 (339.1)
0	2.2 (2.6)	0	372.1 (438.3)	381.8 (447.1)	257.7 (302.6)

^{*} Les valeurs sans et avec parenthèses correspondent à des températures à l'altitude zéro de 288 K et 299,7 K, respectivement. Lorsqu'il n'y a pas de parenthèse dans la colonne de l'échelle de vapeur d'eau, la même échelle est supposée pour les deux cas.

[†] Dans ce cas, l'atmosphère est entièrement composée de CO₂ (2500 × 400 = 1 000 000 ppm = 1).

Pour être complet, nous notons que MODTRAN ne modifie pas le profil de température dans le cas où la vapeur d'eau est supprimée. Il suppose un gradient de température de 6,5 K/km, comme dans l'atmosphère standard, ou plus bas. Cependant, sans vapeur d'eau, le gradient de température serait le gradient adiabatique sec, c'est-à-dire 9,8 K/km (voir la figure 25 discutée dans la section 7), ce qui signifie un autre effet de la vapeur d'eau sur les processus atmosphériques. Et bien sûr, sans vapeur d'eau, les nuages n'existeraient pas et l'effet de refroidissement de la surface serait plus important.

6.2 Conditions réalistes

En laissant de côté les cas imaginaires d'une atmosphère sans CO₂ ou d'une atmosphère entièrement composée de CO₂, nous pouvons supposer une valeur minimale réaliste de [CO₂] de l'ordre de 200 ppm. En redessinant le panneau de gauche de la figure 22 avec cette valeur minimale, au lieu de zéro, on obtient ce qui apparaît dans le panneau de droite. Il est évident que, par rapport au niveau de [CO₂] de 400 ppm, les différences sont faibles et peuvent être facilement contrebalancées par de légères variations de la pression de vapeur d'eau.

Un autre point de vue est fourni par la figure 23, qui présente les différences par rapport au niveau [CO₂]= 400 ppm pour deux cas, le doublement ou la réduction de moitié de ce niveau. Alors que dans la figure 22, à l'altitude zéro, la température est fixée à T = 299,7 K et la pression de la vapeur d'eau varie, dans la figure 23, la pression de l'eau est fixée à sa valeur par défaut (19 hPa) et la température varie (en décalant la valeur par défaut) sur une large plage, 50 K. Les différences sont de l'ordre de 1 % et n'atteignent pas 2 %.

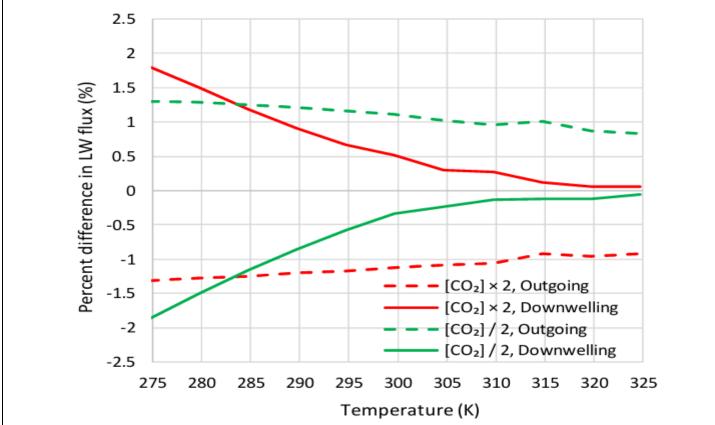


Figure 23 : Différence du flux de rayonnement LW pour les conditions indiquées de $[CO_2]$ par rapport aux valeurs respectives aux paramètres par défaut du profil atmosphérique tropical standard (T = 299,7 K; $[CO_2]$ = 400 ppm ; L_D = 369,26 W/m²; L_D = 298,49 W/m²), tel que calculé par MODTRAN.

Les graphiques ci-dessus suggèrent la faible importance de $[CO_2]$ dans des conditions réelles réalistes ; nous proposons ici une méthode plus avancée pour quantifier son importance relative d'une manière plus générale et systématique. Soit L une quantité d'intérêt - dans notre cas, le flux de rayonnement thermique LW - qui dépend de plusieurs facteurs ou variables explicatives F_i . Pour déterminer l'importance relative de chacun des facteurs F_i , nous considérons le changement relatif $\delta L/L$ produit par un changement relatif $\delta F_i/F_i$ du facteur F_i et prenons le rapport :

$$\frac{\delta L}{L} / \frac{\delta F_i}{F_i} = \frac{\delta L}{\delta F_i} \frac{F_i}{L} \tag{6}$$

Lorsque δF_i devient petit, le rapport $\delta L/\delta F_i$ tend vers la dérivée partielle $\partial L/\partial F_i$ et, par conséquent, la quantité cidessus devient

$$\frac{\partial L}{\partial F_i} \frac{F_i}{L} = \frac{L'_{F_i} F_i}{L} =: L_{F_i}^{\#} \tag{7}$$

où $L'_{Fi} := \partial L/\partial F_i$ est la dérivée partielle de L par rapport à F_i et $L^\#_{Fi} := \partial \ln L/\partial \ln F_1$ est la dérivée log-log partielle (LLD, log-log derivative) de L par rapport à F_i . Des détails sur les propriétés de la LLD sont donnés dans Koutsoyiannis (2023, p. 97).

Avec toutes les variables explicatives, la différentielle totale est

$$dL = \sum_{i} \frac{\partial L}{\partial F_i} dF_i \tag{8}$$

et donc

$$d(\ln L) = \frac{dL}{L} = \sum_{i} \frac{\partial L}{\partial F_{i}} \frac{F_{i}}{L} \frac{dF_{i}}{F_{i}} = \sum_{i} L_{F_{i}}^{\#} \frac{dF_{i}}{F_{i}} = \sum_{i} L_{F_{i}}^{\#} d \ln F_{i}$$
(9)

Les dérivées log-log partielles partielles, $L^{\#}_{Fi}$, reflètent l'importance relative de chaque F_i . A titre d'illustration, considérons une quantité L affectée par deux facteurs F_1 et F_2 . Un petit changement relatif δF_1 / F_1 de F_1 égal à a, sans aucun changement dans F_2 , entraînera un changement de la quantité dépendante L égal à

$$(\delta L/L)_1 = L^{\#}_{F1} \delta F_1/F_1 = L^{\#}_{F1} \alpha.$$

De même, un petit changement relatif δF_2 / F_2 , dans F_2 , toujours égal à a, sans aucun changement dans F_1 entraînera un changement de $(\delta L/L)_2 = L^\#_{F_2}$ a. D'où ,

$$\frac{(\delta L/L)_1}{(\delta L/L)_2} = \frac{L_{F_1}^{\#}}{L_{F_2}^{\#}} \tag{10}$$

ce qui signifie que la variation relative de la quantité L due aux changements de la variable explicative est proportionnelle à la dérivée log-log partielle. L'équation (9) permet donc de décomposer le changement relatif dL/L dû aux dF_i/F_i de chacune des différentes variables explicatives. Visiblement, si le système étudié est non linéaire (comme le sont la plupart des systèmes naturels), les dérivées log-log partielles ne sont pas constantes. Dans ce cas, il faut d'abord spécifier un point par ses coordonnées F_i et calculer les dérivées log-log partielle partielles en ce point. Cette méthode est assez générale et peut être appliquée en tout point.

L'équation (2) rappelée ici

$$L_{D,O} = L^* \left(1 + \left(\frac{T}{T^*} \right)^{\eta_T} \pm \left(\frac{e_a}{e_a^*} \right)^{\eta_e} \right) \left(1 \pm a_{CO_2} \ln \frac{[CO_2]}{[CO_2]_0} \right) (1 \pm a_C C)$$
 (2)

permet maintenant de déterminer analytiquement les dérivées log-log et donc l'importance relative de chacun des facteurs $F \in \{T, e, [CO_2], C\}$. Ce calcul est présenté dans le tableau 6.

MODTRAN inclut également d'autres facteurs d'effet de serre d'importance mineure, à savoir le CH₄, l'ozone troposphérique, l'ozone stratosphérique et le fréon, qui n'ont pas été modélisés dans les analyses ci-dessus. Pour calculer leur contribution globale, nous avons

- augmenté chacune des valeurs par défaut de MODTRAN de 5 % (δAO / AO =0.05, où AO signifie All Other, "tous les autres",
- calculé δL/L par MODTRAN pour les profils « tropical » et « été subarctique » (pour comparer), et appliqué l'équation (6) pour calculer L#_{AO}, au tableau 6 ; sa valeur relativement élevée dans le flux sortant vient principalement de l'influence de l'ozone stratosphérique.

Les valeurs du tableau 6 permettent de constater que l'importance de la vapeur d'eau par rapport à $[CO_2]$ est, pour le flux descendant, 0.207/0.015 = 13.8 fois et pour le flux sortant (-0.136)/(-0.015) = 9.1 fois. L'importance des nuages par rapport à $[CO_2]$ est 0.186/0.015 = 12.4 fois pour le flux descendant et pour le flux sortant (-0.112)/(-0.015) = 7.5 fois. En d'autres termes, chacun des facteurs associés, vapeur d'eau et nuages, est, en termes

Compte tenu de tous ces facteurs susmentionnés, l'équation (9) s'écrit

d'effet de serre, d'un ordre de grandeur supérieur à [CO₂].

$$d(\ln L) = L_T^{\#} d(\ln T) + L_{e_a}^{\#} d(\ln e_a) + L_{[CO_2]}^{\#} d(\ln[CO_2]) + L_C^{\#} d(\ln C)$$
(11)

Le premier terme du côté droit, L_T #, est de loin le facteur le plus important qui détermine le flux d'infrarouge thermique LW. Les autres termes décrivent l'effet de serre. En excluant le premier terme, c'est-à-dire en fixant dT = $d(\ln T) = 0$, l'équation (11) permet de dire l'importance relative des différents facteurs. Elle est montrée à la figure 24,

où l'importance combinée de la vapeur d'eau et des nuages est de 95% pour le rayonnement descendant et 87% pour le rayonnement sortant, tandis que celle de [CO₂] est de 4% et 5%, respectivement.

Tableau 6 : Changements relatifs des flux de rayonnement LW dans des conditions standard, égales aux moyennes mondiales, T = 288,6 K, e = 15,2 hPa, [CO] = 400 ppm, C = 0,671, tels que calculés analytiquement et numériquement par l'équation (2).

Case of relative	Relative change	Numerical value of relative change		
change	expression	Downwelling flux	Outgoing flux	
$L_T^{\#}$	$\frac{\eta_T \left(\frac{T}{T^*}\right)^{\eta_T}}{1 + \left(\frac{T}{T^*}\right)^{\eta_T} \pm \left(\frac{e_a}{e_a^*}\right)^{\eta_e}}$	3.18	4.44	
$L_{e_{\mathbf{a}}}^{\#}$	$\frac{\pm \eta_e \left(\frac{e_{\rm a}}{e_{\rm a}^*}\right)^{\eta_e}}{1 + \left(\frac{T}{T^*}\right)^{\eta_T} \pm \left(\frac{e_{\rm a}}{e_{\rm a}^*}\right)^{\eta_e}}$	0.207	-0.136	
$L_{[\mathrm{CO}_2]}^{\#}$	$\frac{\pm a_{\mathrm{CO_2}}}{1 \pm a_{\mathrm{CO_2}} \ln \frac{[\mathrm{CO_2}]}{[\mathrm{CO_2}]_0}}$	0.015	-0.015	
$L_C^{\#}$	$\frac{\pm a_C C}{1 \pm a_C C}$	0.186	-0.112	
$L_{ m AO}^{\#}$	(see text)	0.006	-0.023	

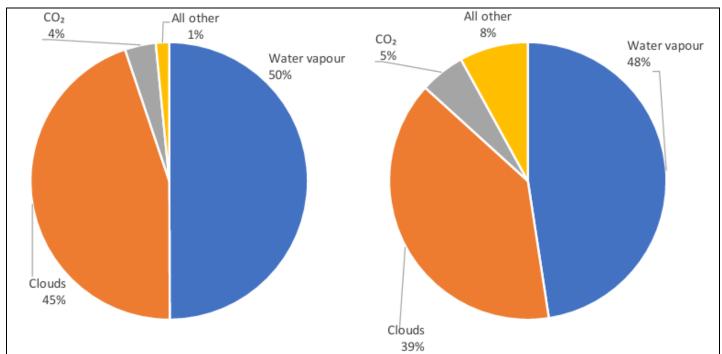


Figure 24 : Contribution des facteurs de l'effet de serre aux flux de rayonnement infrarouge thermique (LW), (à gauche) reçu par la surface (émis vers la bas, downwelling) et (à droite) sortant de l'atmosphère vers le cosmos (outgoing).

Comme l'équation (11) est une quantification directe de l'effet de serre, elle permet de faire des calculs simples qui aident à développer notre intuition sans devoir employer des modèles climatiques peu transparents.

Pour illustrer cela, considérons l'exemple d'un changement relatif de $[CO_2]$ égal à $a = \delta[CO_2]/[CO_2] = \delta \ln[CO_2]$, alors que le rayonnement infrarouge thermique total sortant est constant, c'est-à-dire qu'il n'y a pas de changement de la constante solaire et du flux solaire SW).

S'il n'y a pas de changement dans la vapeur d'eau et les nuages, ce changement sera contrebalancé par une augmentation de la température. L'équation (11) avec les constantes du tableau 6 donne :

 $0 = 4,44 \ \delta(\ln T) + 0 - 0,015 \ \alpha + 0$ ou $\delta(\ln T) = (0,015/4,44) \ \alpha \approx \alpha/300$.

Autrement dit, une variation de 30 % de [CO₂] entraînera une variation de 0,1 % de T, soit environ 0,3 K. Si la variation de [CO₂] est contrebalancée par une variation de la vapeur d'eau sans modification de la température et des nuages, l'équation (11) donne

 $0 = 0 - 0.136 \,\delta(\ln e) - 0.015 \,\alpha + 0$ ou $\delta(\ln e) = -(0.015/0.136) \,\alpha \approx -\alpha/9$.

En d'autres termes, une variation de 30 % de [CO₂] peut être contrebalancée par une variation d'environ -3 % de la pression partielle de la vapeur d'eau.

Ces calculs ne tiennent pas compte de l'interdépendance des différentes variables, mais sont utiles pour discerner l'importance relative de leurs variations.

Les résultats ci-dessus diffèrent substantiellement de ceux de Lacis et al. (2010) et de Schmidt et al. (2010) qui, en utilisant une méthodologie différente, attribuent 75% à la vapeur d'eau et aux nuages et 19% au CO₂.

Nos résultats sont plus proches d'un exemple donné par Brooks (1952), où la contribution des bandes de CO₂ est d'environ 1 à 8 par rapport à la vapeur d'eau, sans considérer les nuages. Ils sont encore plus proches des résultats de Harde (2014), qui a présenté des calculs spectroscopiques exhaustifs (ligne spectrale par ligne spectrale) basés sur la représentation détaillée de la base de données d'absorption moléculaire en transmission à haute résolution HITRAN (2008 ; une compilation de paramètres spectroscopiques que divers codes informatiques utilisent pour prédire et simuler la transmission et l'émission de lumière dans l'atmosphère) et a confirmé la domination de l'eau et des nuages dans l'absorption des rayonnements solaire (SW) et infrarouge thermique (LW).

Plus précisément, Harde a constaté que ne peuvent être attribués au dioxyde de carbone qu'environ 4 % et 3,5 % du total de l'absorption des rayonnements solaire et infrarouge thermique SW et LW, respectivement, compte tenu du chevauchement du spectre du CO₂ avec celui de la vapeur d'eau (et avec d'autres gaz à effet de serre).

Pour être complet, il faut noter que les nuages affectent également l'albédo de la planète et le rayonnement solaire entrant, en le réduisant, mais une telle analyse sort du cadre de ce document, qui se concentre sur l'effet de serre. En outre, comme déjà dit, les variables explicatives ne sont pas indépendantes les unes des autres. Par exemple, l'absence de vapeur d'eau entraîne l'absence de nuages.

En outre, selon le narratif dominant, une augmentation de [CO₂] entraîne une augmentation de la vapeur d'eau, ce que l'opinion dominante considère comme une rétroaction au CO₂. Mais ces dépendances, qu'elles soient vraies (vapeur d'eau - nuages) ou non (CO₂ - vapeur d'eau, considéré comme rétroaction), n'invalident pas la méthodologie. Les résultats du tableau 6 ont été obtenus pour des conditions moyennes prévalant dans l'atmosphère actuelle. Si ces conditions changent à cause de dépendances ou pour toute autre raison, les dérivées log-log partielles (LLD, log-log derivatives) doivent être évaluées avec les nouvelles valeurs des variables explicatives.

À cet égard, il est utile d'estimer les changements que l'augmentation de [CO₂] en un siècle, de 300 ppm à 420 ppm, a pu provoquer. Les résultats produits par l'équation (2), et ceux obtenus par l'exécution directe de MODTRAN, pour cette augmentation sont présentés au Tableau 7. Les premiers sont jugés plus fiables que les seconds car basés sur une équation généralisée représentant toutes les conditions alors que les seconds sont basés sur un profil particulier, celui de l'été des moyennes latitudes (MLS, Mid Latitude Summer) (et avec des altostratus pour le cas nuageux). Le changement du rayonnement descendant est estimé à 0,5 % ou moins, ce qui n'a pas pu être vu dans les observations, ce qui confirme la conclusion de Koutsoyiannis et Vournas (2024).

La variation du rayonnement sortant [fourni au cosmos] est également estimée à 0,5 % (mais avec un signe négatif) ou moins encore (comparer également avec Salby, 2012, p. 249) : ce n'a pas non plus pu être vu par des observations. [NdT : le rayonnement sortant a, sur la période 1979-2024, en réalité augmenté de 2 ou 3 W/m² avec vers 1997-2000 un changement de quelque pourcent de la couverture nuageuse].

Le tableau 7 montre également les résultats attendus dans le cas où le [CO₂] augmenterait jusqu'à 800 ppm. Le changement du flux de rayonnement infra-rouge thermique LW est maintenant plus fort, 1,5 %, mais là encore resterait difficile à détecter par des mesures à l'avenir, au cas où [CO₂] atteindrait effectivement 800 ppm.

Nos résultats du tableau 7 sont comparables à ceux de van Wijngaarden et Happer (2020) (corroborés dans de Lange et al., 2022), qui, avec la base de données HITRAN et des données satellitaires, ont conclu qu'un doublement de la concentration de CO₂ (de 400 à 800 ppm) entraînerait une diminution de 3 W/m² du flux de rayonnement dans la partie supérieure de l'atmosphère, soit -1,1 %. Les résultats du tableau 7 sont également comparables à ceux de Harde (2017, tableaux 2, 4, 5), même si cette dernière étude diffère quant aux hypothèses et à la méthode de calcul.

Tableau 7 Changements relatifs des flux de rayonnement infrarouge thermique (LW) dans des conditions standard, égales aux moyennes mondiales, T = 288,6 K, e = 15,2 hPa, C = 0,671 (ou C = 0 pour un ciel clair), et avec les valeurs indiquées de [CO₂] telles que calculées analytiquement et numériquement par l'équation (2). Entre parenthèses les valeurs directement calculées par MODTRAN en supposant un profil été des moyennes latitudes (MLS) correspondant aux valeurs de T et e employées ci-dessus, et avec, pour le cas nuageux, des nuages altostratus.

[CO ₂] increase	Sky	Downwelling, L_D			Outgoing, L_D			
		$\Delta L_{ m D}$	L_{D} mean*	% change	$\Delta L_{ m O}$	$L_{\rm D}$ mean*	% change	
From 300 to 420	Cloudy	1.93	382.4	0.5%	-1.18	235.1	-0.5%	
		(0.31)	(374.1)	(0.1%)	(-1.00)	(238.0)	(-0.4%)	
From 300 to 420	Clear	1.57	311.3	0.4%	-1.32	261.5	-0.5%	
		(0.79)	(309.6)	(0.3%)	(-1.32)	(265.7)	(-0.5%)	
From 300 to 800	Cloudy	5.63	384.2	1.5%	-3.45	234.0	-1.5%	
		(0.63)	(374.3)	(0.2%)	(-2.89)	(237.0)	(-1.2%)	
From 300 to 800	Clear	4.59	312.8	1.2%	-3.84	260.2	-1.5%	
		(2.45)	(310.5)	(0.8%)	(-3.89)	(264.4)	(-1.5%)	
* Geometric mean.								

7. Discussion et autres résultats

À la lumière des résultats ci-dessus, nous pouvons réexaminer les affirmations de Lacis et al. (2010) citées dans l'introduction, en laissant de côté le fait qu'elles se réfèrent à des <u>conditions</u> « globales » imaginaires.

Plus précisément, même si nous supprimions le CO₂ de l'atmosphère, il y aurait à nouveau de nouvelles émissions de CO₂ par les volcans et par le dégazage des océans, même si la biosphère était également supprimée.

Au cours des périodes glaciaires relativement récentes, couvertes par les données proxy de Vostok, la concentration de CO₂ n'est pas tombée en dessous de 180 ppm. Cette valeur est peut-être la plus basse de toute l'histoire de la Terre. Ce qui disparaîtrait de la Terre dans le cas imaginaire d'une élimination du CO₂, ce n'est pas l'effet de serre, mais la vie telle que nous la connaissons. En effet, les plantes pourraient ne pas survivre à des niveaux de CO₂ inférieurs à 150 ppm (Gerhart et Ward, 2010), et sans la photosynthèse réalisée par les plantes, l'ensemble de la biosphère s'effondrerait.

D'un autre côté, l'augmentation du CO₂ est bénéfique pour la croissance des plantes. Comme cela a été récemment rapporté et en raison de l'augmentation récente, le verdissement de la planète est un "fait incontestable", et son taux a même légèrement augmenté (Chen et al., 2024).

[NdT : la productivité globale primaire brute de la végétation, GGPP, Global Gross Primary Productivity, est passée selon [Haverd, 2020 figure 2-a] de 100 Gt-C/an vers 1900 à 145 Gt-C/an en 2016 voire 157 Gt-C/an maintenant selon [Jiameng Lai et al. ,2024]]

En outre, la notion de « température effective » utilisée par Lacis et al. est problématique car la plage des températures de la Terre dans son ensemble n'est pas thermodynamiquement représentable par une température unique et le rayonnement de la Terre s'écarte d'une distribution de type corps noir, qui sert à définir une température effective (Essex et al., 2007).

Et en outre (et en laissant de côté la remarque importante qui précède), même les 10 % de la valeur actuelle de la vapeur d'eau pour $T_S = T_E$ donnés dans l'affirmation précitée de Lacis et al. produiraient un effet de serre et impliqueraient donc l'inégalité $T_S \neq T_E$, conduisant ainsi à l'absurde. [NdT: indice S pour Surface et E pour le rayonnement fourni au cosmos par la Terre Earth]

Cet effet de serre ne serait pas 10% ou presque, mais plus proche de son ampleur actuelle. En effet, selon l'équation de Brutsaert (A12), pour T_E / T_S = 255/288 (288 K étant la température moyenne actuelle utilisée par Brutsaert) et un rapport des pressions de vapeur de e_E/e_S = 0,1, le rapport d'émissivité ε_E / ε_S résultant serait (0,1 / (255/288))^{1/7} = 0,73.

Une émissivité $e_E > 0$ signifie que nous aurions à nouveau l'effet de serre produit par la vapeur d'eau. (Voir également le tableau 5 et sa discussion à la section 6.1.) Et même dans un état de « Terre boule de glace » (ice ball Earth state), la thermodynamique implique la présence de vapeur d'eau dans l'atmosphère, en raison de la sublimation [de la glace]. Fait remarquable, les preuves géologiques présentées par Veizer (2005, 2011, 2012) suggèrent la présence d'eau liquide aussi loin que l'on puisse remonter, jusqu'à 3,8 ou même 4,2 milliards d'années, malgré un flux solaire beaucoup plus faible (l'énigme dite du " soleil faible" [NdT : à cette époque la masse de l'atmosphère terrestre et la pression en surface étaient sensiblement supérieures impliquant des températures assez supérieures aux températures

actuelles : voir O. G. Sorokhtin]). Tous ces éléments impliquent que l'argument [de Lacis et al.] est erroné, tout comme ses variantes grand public largement répandues et même maintenant par des chatbots.

La distinction entre rétroactions et forçages, qui apparaît également dans les déclarations citées de Lacis et al. est problématique. H₂O et CO₂ ont toujours été présents sur Terre et sont tous deux des gaz à effet de serre, la différence étant que le premier est beaucoup plus abondant dans l'atmosphère et qu'il est déterminant pour l'effet de serre, comme cela a déjà été démontré. Qualifier de forçage le CO₂ et de rétroaction le H₂O revient à prétendre que la queue fait marcher le chien.

L'eau joue d'autres rôles dans le climat que ceux examinés ci-dessus. L'effet de serre ralentit le rythme du refroidissement de la Terre par rayonnement infrarouge. Toutefois, le refroidissement de la surface de la Terre et sa réaction, c'est-à-dire le réchauffement de l'atmosphère, ne sont pas uniquement dus au rayonnement infrarouge. Selon Trenberth et al. (2009), la contribution du rayonnement LW est de 396 - 333 = 63 W/m2, une valeur généralement cohérente avec les résultats de cet article. Cette faible valeur est due à l'action des gaz à effet de serre et, comme nous l'avons vu, elle est dominée par la présence de vapeur d'eau dans l'atmosphère. Cependant, la plus grande contribution au refroidissement de la surface terrestre, à savoir 80 W/m2 (Trenberth et al., 2009 ; Koutsoyiannis, 2021), est due à la chaleur latente de l'évaporation (changement de phase de l'eau de la phase liquide à la phase gazeuse).

Le refroidissement de la surface et le réchauffement de l'atmosphère se voient dans le profil vertical du flux net de rayonnement ascendant, comme le montre la figure 25. Là le rayonnement solaire a également été pris en compte, calculé par RRTM. Le rayonnement net moins le rayonnement solaire absorbé dans l'atmosphère augmente avec l'altitude. A long terme, comme l'énergie n'est pas stockée dans l'atmosphère, le transfert total de chaleur devrait être le même à toutes les altitudes. Le déficit du transfert de chaleur aux basses altitudes est compensé par le transfert de chaleur sensible et latente, qui réchauffe l'atmosphère. La figure 26 montre schématiquement la contribution de chacun de ces mécanismes au refroidissement de la Terre et au réchauffement de l'atmosphère.

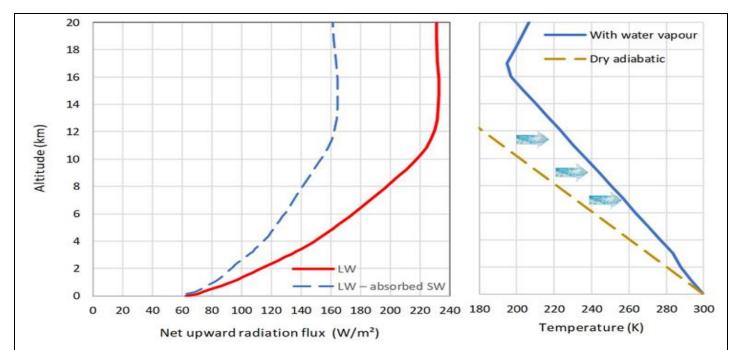


Figure 25 : (gauche) Profil vertical du flux de rayonnement infrarouge thermique LW net pour les conditions par défaut et le profil atmosphérique tropical standard (T = 299,7 K ; [CO₂] = 400 ppm ; *L* = 369,26 W/m²; *L* = 298,49 W/m²), tel que calculé par MODTRAN, et sa différence par rapport au profil SW net [absorption du rayonnement solaire], tel que calculé par le RRTM Earth's Energy Budget (https://climatemodels.uchicago.edu/rrtm/). (à droite) Profil atmosphérique tropical standard de MODTRAN, comparé au profil adiabatique sec (avec un gradient de 9,8 K/km) ; les flèches indiquent le réchauffement de l'atmosphère dû à la chaleur latente libérée par la condensation de la vapeur d'eau, accumulée au cours de l'élévation.

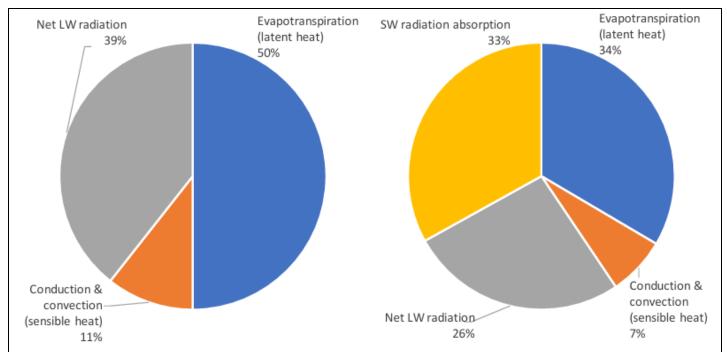


Figure 26 : Contribution (à gauche) des trois mécanismes responsables du <u>refroidissement</u> de la <u>surface</u> de la Terre et (à droite) des quatre mécanismes responsables du <u>réchauffement de</u> l'<u>atmosphère</u> terrestre, sur la base du bilan énergétique global de Trenberth et al. (2009).

Il est intéressant de noter que l'échange de chaleur par évaporation (et donc le transfert de chaleur latente de la surface de la Terre vers l'atmosphère) est la locomotive naturelle de la Terre, l'énergie totale impliquée dans le cycle hydrologique étant de 1290 ZJ/an, ce qui correspond à une densité de flux d'énergie de 80 W/m². Comparée à la production d'énergie humaine, l'énergie totale de la locomotive naturelle est 2100 fois supérieure à celle de la locomotive humaine (Koutsoyiannis, 2021). Notamment, l'évaporation est une rétroaction négative du climat, car l'augmentation de la température entraîne une augmentation de l'évaporation (cf. l'équation simplifiée (5) dans Tegos et al., 2015). Cela augmente la chaleur latente, ce qui tend à faire baisser la température, faisant de l'évaporation un puissant stabilisateur du climat (Harde, 2014, 2017 ; Clark, 2024, figure 32), un fait qui se voit également à la figure 6.

En plus de réguler le flux de rayonnement infrarouge thermique LW et le flux de chaleur latente, la vapeur d'eau et les nuages régulent également le rayonnement solaire et l'albédo de la Terre. D'autres propriétés de l'eau, énumérées par Koutsoyiannis (2021), sont également déterminantes pour le climat. La première est sa propriété unique d'exister sur Terre dans <u>ses trois phases</u> et dans différentes formations, avec des différences spectaculaires entre elles quant à leurs propriétés liées au climat.

Remarquable est son <u>abondance</u> sur Terre, puisque la partie en mouvement turbulent représente $1,34 \times 10^9$ Gt (sans compter les quantités stockées dans le sol, la terre et les glaciers), soit 260 fois plus que la masse totale de l'atmosphère. Le mouvement turbulent de l'eau, qui est intrinsèquement incertain, génère des phénomènes climatiques à toutes les échelles, depuis les fluctuations couplées océan-atmosphère à grande échelle, telles que l'oscillation australe El Niño (ENSO), l'oscillation multidécennale de l'Atlantique (AMO) et l'oscillation interdécennale du Pacifique (IPO), jusqu'aux sécheresses et aux inondations régionales.

La forte chaleur spécifique (ou capacité calorifique) de l'eau, en particulier dans sa phase liquide, combinée à son abondance, fait de l'eau le thermostat climatique de la Terre, c'est-à-dire l'élément qui détermine le stockage de la chaleur et, par conséquent, le climat de la Terre. La chaleur latente spécifique élevée de la vaporisation (calculée à partir de l'équation (A5)), combinée à la présence de l'eau sur Terre dans les trois phases, fait de l'eau le régulateur thermodynamique du climat.

Enfin, le fait que l'eau soit un solvant universel en fait un élixir de vie, complémentaire du CO₂ qui est l'autre élixir de vie, puisqu'il est responsable, par le biais de la photosynthèse, de la matière organique sur laquelle repose la vie sur Terre.

La biosphère dépend donc fortement et du CO₂ et de H₂O. En particulier, la présence d'eau détermine le type et l'étendue des écosystèmes. À leur tour, les écosystèmes influencent le climat dans son ensemble par le biais des cycles du carbone et de l'oxygène (où la grande majorité des émissions de CO₂ et d'O₂ sont des produits de la vie, par le biais de la respiration et de la photosynthèse, respectivement), et de leur contribution au cycle de l'eau (transpiration) et aux cycles du carbone et de l'énergie (photosynthèse). L'homme, en tant que membre de la biosphère, interagit également

avec l'eau et le climat, en les affectant et en étant affecté par eux. Si l'on exclut les influences humaines, les processus de la biosphère déterminent la grande majorité (96 %) des émissions de CO₂ et en partie, dans la partie terrestre, l'émission de H₂O par le processus de transpiration. Et comme l'ont montré Koutsoyiannis et Kundzewicz (2020), Koutsoyiannis et al. (2023) et Koutsoyiannis (2024b), c'est la relation entre la température et la biosphère qui a déterminé l'augmentation récente du [CO₂] atmosphérique.

Compte tenu de tous ces faits, il est stupéfiant que l'ensemble du "projet climatique", y compris la modélisation du climat, se base sur des hypothèses et des scénarios concernant les seules émissions humaines de CO₂.

8. Conclusions

Selon les calculs présentés ici et la représentation des résultats à la figure 24, la contribution du CO₂ à l'effet de serre est de 4% à 5 %. Les émissions humaines de CO₂ représentent 4 % du total [atmopshérique], ce qui signifie que la contribution humaine totale à l'augmentation de l'effet de serre est de 0,16 % à 0,20 % - un effet négligeable. Quelle que soit l'origine de l'augmentation du [CO₂] au cours du siècle dernier, sa contribution à l'effet de serre est d'environ 0,5 %, ce qui est inférieur à tout seuil permettant de l'observer. En revanche, l'eau (y compris les nuages) contribue à l'effet de serre atmosphérique à hauteur de 87 % à 95 %. Le contexte physique qui fait que l'eau, dans ses différentes phases, a l'impact le plus fort sur le rayonnement dans l'atmosphère et que le CO₂ a une faible contribution est expliqué, avec des calculs spectroscopiques détaillés, par Harde (2013, 2014). En outre, 50 % du refroidissement de la Terre et du réchauffement de l'atmosphère sont dus à l'eau (contre 39 % dus au rayonnement en infrarouge thermique (LW) dominé par l'eau - Figure 26).

Les arguments courants avancés pour amplifier l'importance des émissions de carbone d'origine humaine sont que celles-ci s'accumulent dans l'atmosphère et qu'elles provoquent une hausse de la température. Le premier argument est erroné, car l'atmosphère ne dispose d'aucun mécanisme pour séparer le CO₂ entrant en fonction de son origine et pour accumuler la partie qui provient de l'homme.

De même, le second argument a été réfuté en montrant, à l'aide de proxys paléoclimatiques et de séries chronologiques instrumentales modernes sur le CO₂ et la température, que les changements de température précèdent les changements de CO₂ et que l'augmentation du CO₂ ne peut donc pas être une cause de l'augmentation de la température (Koutsoyiannis et Kundzewicz, 2020 ; Koutsoy iannis et al., 2022a,b, 2023 ; Koutsoyiannis, 2024a). Compte tenu de ces développements récents, le cas de l'importance accrue du CO₂, et en particulier de ses émissions humaines, semble être un accident historique en termes scientifiques, qui a été exploité en termes non scientifiques.

Si nous revenons à la science, la voie à suivre est d'améliorer l'hydrologie et la stochastique pour mieux comprendre et modéliser le climat. En effet, le climat relève principalement de l'hydrologie en termes de mécanismes physiques moteurs (tels qu'articulés ici) et principalement de la stochastique comme représentation mathématique appropriée (comme l'implique sa définition même ; cf. Koutsoyiannis 2021, 2023).

Annexe A: Quantification des gaz à effet de serre et du rayonnement de grande longueur d'onde (infrarouge thermique)

La quantification typique de l'abondance d'un gaz spécifique *X* dans un mélange de gaz est donnée par la métrique simple de l'équation (1). Une autre métrique est fournie par la fraction de masse :

$$q_X = \frac{M_X}{M_{\text{TOT}}} = \frac{\rho_X}{\rho_{\text{TOT}}} = \frac{m_X n_X}{m_{\text{TOT}} n_{\text{TOT}}} = \frac{m_X}{m_{\text{TOT}}} [X]$$
 (A1)

où M_X et M_{TOT} sont la masse du gaz et la masse totale de tous les constituants dans un volume spécifié V, ρ_X et ρ_{TOT} sont les densités respectives ($\rho_X = M_X / V$, $\rho_{TOT} = M_{TOT} / V$), et m_X et m_{TOT} sont les masses molaires respectives (en unités de masse par mole).

La pression partielle de X, p_X , fournit une autre quantification. En vertu de la loi des gaz parfaits et de l'équation cidessus, nous trouvons :

$$p_X = \frac{\rho_X R_* T}{m_X} = \frac{\rho_{\text{TOT}} R_* T}{m_{\text{TOT}}} [X] = p_{\text{TOT}} [X]$$
 (A2)

où $R_* = 8{,}314 \text{ J K}^{-1} \text{ mol}^{-1}$ est la constante universelle des gaz et T la température.

A titre d'exemple, considérons l'atmosphère dans les conditions standard au niveau moyen de la mer, soit p $\equiv p_{\text{TOT}} = 1013,25 \text{ hPa}$, T = 15 °C = 288,15 K, $\rho = 1,225 \text{ kg/m}^3$. La masse molaire du mélange est $m_{\text{TOT}} = \rho R_* T/p = 28,96 \text{ kg}$ / kmol. En prenant le CO₂ avec la masse molaire m = 44,01 kg/kmol, à la concentration [CO₂] = 400 ppm, on trouve que $q_{\text{CO2}} = (m_{\text{X}}/m_{\text{TOT}})$ [X] = 607,8 ppm et $p = p_{\text{TOT}}$ [X] = 0,4 hPa.

Pour la vapeur d'eau dans l'atmosphère, dont la pression partielle est notée e_a par convention, la concentration varie considérablement dans l'espace et dans le temps. La fraction de masse, connue sous le nom d'humidité spécifique, s'avère, après des manipulations algébriques, être :

$$q = \frac{\varepsilon e_{\rm a}}{p - (1 - \varepsilon)e_{\rm a}} \tag{A3}$$

où ϵ est le rapport entre la masse moléculaire de l'eau et celle du mélange de gaz dans l'air sec, soit $\epsilon = 18,016/28,966 = 0,622$. À titre d'exemple, pour une valeur typique de e = 15 hPa (voir section 6.2) et des conditions atmosphériques standard comme ci-dessus, nous trouvons q = 9,3% et $[H_2O] = 14,9\%$ (presque 40 fois plus élevé que dans l'exemple typique de CO_2 ci-dessus). La pression de vapeur d'eau a une limite supérieure thermodynamique, la pression de vapeur d'eau à saturation, qui est fonction de la température, T:

$$e(T) = e_0 \exp\left(\frac{\alpha}{RT_0} \left(1 - \frac{T_0}{T}\right)\right) \left(\frac{T_0}{T}\right)^{(c_L - c_p)/R} \tag{A4}$$

où (T_0, e_0) sont les coordonnées du point triple de l'eau $(T=273,16 \text{ K}, e=6,11657 \text{ hPa}), R:=R_*/m$ est la constante spécifique des gaz pour la vapeur d'eau $(R=461.5 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1})$, c_p est la chaleur spécifique à pression constante de la vapeur d'eau $(c_p=1884.4 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1})$, c_L est la chaleur spécifique de l'eau liquide $(c_L=4219,9 \text{ J kg}^{-1} \text{ K}^{-1})$, et $\alpha:=\xi R/k=\xi N_A$, avec k constante de Boltzmann, et ξ la quantité d'énergie requise pour qu'une molécule passe de la phase liquide à la phase gazeuse. Le paramètre α est lié à la chaleur latente de vaporisation, Λ par

$$\alpha = \Lambda_0 + (c_L - c_p)T_0 = \Lambda + (c_L - c_p)T \tag{A5}$$

valable pour tout T, où au point triple $\Lambda = 2,501 \times 10 \,\mathrm{J \, kg^{-1}}$. En substituant les différentes constantes dans (A4), on obtient la forme suivante de l'équation (présentée pour la première fois dans Koutsoyiannis, 2012) :

$$e(T_{\rm a}) = e_0 \exp\left(24.921\left(1 - \frac{T_0}{T_{\rm a}}\right)\right) \left(\frac{T_0}{T_{\rm a}}\right)^{5.06},$$

$$T_0 = 273.16 \text{ K}, e_0 = 6.11657 \text{ hPa}$$
(A6)

Il s'agit d'une forme très précise de la célèbre équation de Clausius-Clapeyron, qui a récemment été dérivée dans un contexte purement stochastique en maximisant l'entropie, c'est-à-dire l'incertitude, dans une seule molécule d'eau (Koutsoyiannis, 2014, 2023). Notamment, la maximisation de l'incertitude au niveau microscopique produit une loi qui, au niveau macroscopique, est presque déterministe.

Par souci d'exhaustivité, nous produisons également l'équation de la pression de saturation de l'eau sur la glace. Dans ce cas, il suffit de remplacer dans l'équation (A4) la chaleur spécifique de l'eau liquide c_L par celle de la glace, c_I , et la

chaleur latente de vaporisation par celle de sublimation, ce qui donne une constante α_I à substituer à α . Suivant Ambaum (2020), nous adoptons la valeur c_I = 2097 J kg K⁻¹-1 et donc $(c_I$ - c_P)/R = 0,461. En optimisant l'erreur quadratique relative moyenne à partir des valeurs de référence fournies par Murphy et Koop (2005 ; annexe C) pour les températures comprises entre 150 et 273,16 K, nous trouvons α_I / RT_0 = 22,812. Par conséquent, l'équation de la pression de saturation de l'eau sur la glace devient :

$$e_{\rm I}(T_{\rm a}) = e_0 \exp\left(22.812\left(1 - \frac{T_0}{T_{\rm a}}\right)\right) \left(\frac{T_0}{T_{\rm a}}\right)^{0.461},$$

$$T_0 = 273.16 \text{ K, } e_0 = 6.11657 \text{ hPa}$$
(A7)

Un état dans lequel la pression de vapeur e est inférieure à la pression de saturation e(T) est caractérisé par l'humidité relative :

$$U := \frac{e_a}{e(T)} = \frac{e(T_d)}{e(T)} \tag{A8}$$

qui sert de définition formelle de l'humidité relative U et du point de rosée T_d .

Le flux de rayonnement de grande longueur d'onde, L, provenant d'un corps (mesuré en énergie par unité de temps et de surface, typiquement W/m) à la température T (mesurée en kelvins) est décrit par la loi de Stefan-Boltzmann :

$$L = \varepsilon \sigma T^4 \tag{A9}$$

où ε est l'émissivité du corps (sans dimension, avec $\varepsilon = 1$ pour un corps noir rayonnant) et σ est la constante de Stefan-Boltzmann, une constante physique fixe qui est liée à d'autres constantes physiques et mathématiques fondamentales par

$$\sigma = \frac{2\pi^5 k^4}{15c^2 h^3} = 5.67 \times 10^{-8} \,\mathrm{W \, m^{-2} \, K^{-4}} \tag{A10}$$

Ici, π est le rapport entre la circonférence d'un cercle et son diamètre, k est la constante de Boltzmann, h est la constante de Planck et c est la vitesse de la lumière dans le vide.

A la surface de la Terre, les trois flux de rayonnement infrarouge thermique qui nous intéressent sont : (a) L_S , émis par la surface (solide ou liquide) vers le haut, (b) L_D émis par l'atmosphère vers le bas, et (c) L_n l'émission nette. Ces valeurs sont données comme suit :

$$L_{\rm s} = \varepsilon_{\rm s} \sigma T_{\rm s}^4$$
, $L_{\rm D} = \varepsilon_{\rm a} \sigma T_{\rm a}^4$, $L_{\rm n} = L_{\rm s} - L_{\rm D}$ (A11)

où, dans la dernière équation, un terme mineur de rayonnement infrarouge thermique (de grande longueur d'onde) réfléchi vers le haut [par la surface] a été négligé.

La température de la surface T_S est bien définie et son émissivité ε_S est proche de 1, habituellement $\varepsilon = 0.97$. Cependant, dans l'atmosphère, la température varie considérablement et la quantité L_D est l'intégration du processus de rayonnement dans l'ensemble de l'atmosphère.

La base théorique de cette intégration est décrite par Goody (1964). A partir de cette base théorique et de quelques hypothèses sur les profils atmosphériques (atmosphère presque standard), Brutsaert (1975) a pu exprimer analytiquement (par intégration) le rayonnement atmosphérique L_a près de la surface par ciel clair, et finalement trouver l'émissivité effective en fonction de la température atmosphérique, T_a prise à un niveau proche de la surface de la Terre, et de la pression partielle de la vapeur d'eau e_a prise au même niveau :

$$\varepsilon_{\rm a} = 1.24 \left(\frac{e_{\rm a}/\rm hPa}{T_{\rm a}/\rm K}\right)^{1/7} \tag{A12}$$

Il a également proposé une simplification en fixant T_a à la température moyenne de la Terre près de la surface, c'est-à-dire à 288 K; l'équation (A12) devient

$$\varepsilon_{\rm a} = 0.553(e_{\rm a}/hPa)^{1/7}$$
 (A13)

Une modification de l'équation de Brutsaert (A12) a été proposée par Prata (1996), qui s'exprime par :

$$\varepsilon_{\rm a} = 1 - (1 + w) \exp(-\sqrt{1.2 + 3.0w}), \quad w := 46.5 \frac{e_{\rm a}/h \text{Pa}}{T_{\rm a}/\text{K}}$$
 (A14)

avec w la teneur en eau de l'atmosphère (plus communément connue sous le nom erroné « eau précipitable »), déterminée par une régression linéaire sur les données de radiosondage et exprimée en cm. Nous pouvons observer que pour $e_a = 0$, l'équation de Brutsaert (A12) donne une émissivité nulle, tandis que l'équation de Prata (A14) a un minimum non nul de $\varepsilon = 0.67$ et, de cette façon, elle décrit la contribution à l'émissivité des gaz à effet de serre non condensables.

Des décennies plus tôt, des relations empiriques du même type (et avec un minimum non nul) avaient été proposées, dont la plus ancienne, la plus célèbre et la plus populaire est celle de Brunt (1932, 1934) :

$$\varepsilon_{\rm a} = 0.526 + 0.065 \sqrt{e_{\rm a}/h \text{Pa}}$$
 (A15)

En outre, Brunt (1954), en utilisant plusieurs ensembles de données, a ajusté l'expression mathématique suivante

$$\varepsilon_{\rm a} = a + b \sqrt{e_{\rm a}/h \rm Pa} \tag{A16}$$

et a trouvé différentes valeurs des coefficients *a* et *b* pour chaque ensemble de données. Un ajustement moyen pour tous les cas est le suivant :

$$\varepsilon_{\rm a} = 0.44 + 0.08\sqrt{e_{\rm a}/h \text{Pa}} \tag{A17}$$

Avec le célèbre article de Penman (1948) sur l'évaporation, cette quantification est devenue un élément essentiel de la pratique hydrologique dans le calcul de l'évaporation. Penman a essentiellement utilisé l'équation de Brunt (A17), en supposant également que $T_S = T_a$ et $\varepsilon_S = 1$. En effet, on peut facilement constater que l'équation originale de Penman (1948) (numérotée (7) dans son article), qui pour des conditions ciel clair est

$$\frac{L_{\rm n}}{\sigma T_{\rm a}^4} = 0.56 - 0.08 \sqrt{e_{\rm a}/h \text{Pa}} \tag{A18}$$

est un résultat direct de l'équation de Brunt (A17) et de ces hypothèses, même si Penman (1948) n'a pas fait de distinction entre les deux composantes vues dans l'équation (A11).

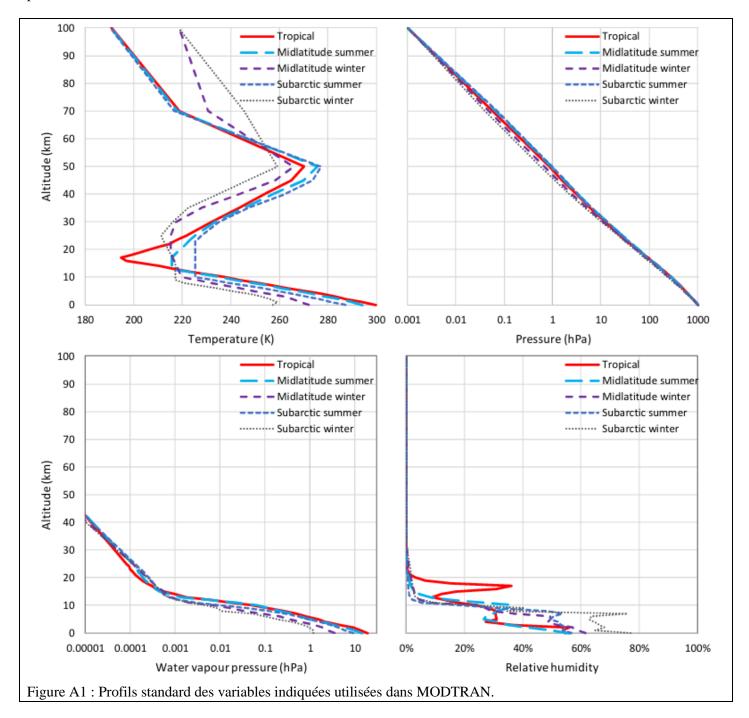
Plus tard, l'équation de Penman a été complétée par Monteith (1965) pour estimer les besoins en eau des cultures, donnant ainsi naissance à ce que l'on appelle la méthode Penman-Monteith. Cette méthode est devenue une norme de l'Organisation des Nations unies pour l'Alimentation et l'Agriculture (FAO), d'abord dans la version de Doorenbos et Pruitt (1977), puis dans celle d'Allen et al. (1998). Dans les deux versions, le rayonnement infrarouge thermique descendant (en supposant à nouveau que $T_S = T_a$ et $\varepsilon_S = 1$) est calculé par

$$\varepsilon_{\rm a} = 0.66 + 0.044\sqrt{e_{\rm a}/h\rm Pa} \tag{A19}$$

Par la suite, plusieurs chercheurs ont proposé une grande variété de relations empiriques similaires, dont on peut trouver des analyses critiques dans Carmona et al. (2014), Guo et al. (2019) et Wong et al. (2023), pour ne citer que les plus récentes.

Annexe B: Profils types MODTRAN

MODTRAN met en œuvre cinq profils types différents, qui se distinguent par leurs profils de température, de H₂O et de O₃. Les profils les plus pertinents pour cette étude sont décrits à la figure A1 ¹². Par comparaison avec les distributions zonales de température analogues à celles de la figure 4, mais séparément pour l'été et le printemps, nous déduisons que le profil tropical correspond à peu près à l'équateur, mais est représentatif de toute la zone torride (entre 23,4° N ou S), le profil des latitudes moyennes correspond à une latitude d'environ 45° N ou S, et le profil subarctique à la latitude des cercles polaires (66,6° N ou S). En outre, MODTRAN inclut le profil de température de l'atmosphère standard des États-Unis de 1976, qui fournit une médiane efficace pour l'ensemble des profils de localité ; ce profil n'a pas été utilisé dans cette étude.



La figure A2 illustre un exemple caractéristique des profils de sortie MODTRAN : flux de rayonnement LW ascendant, descendant et net à travers l'atmosphère pour le profil tropical et les paramètres par défaut. Au-dessus du niveau de 20 km, le rayonnement LW descendant est très faible et le rayonnement LW ascendant, total ou net, est presque constant.

¹² Des informations supplémentaires sont disponibles dans "The 6 model atmospheres in MODTRAN", http://modtran.spectral.com/static/modtran6/html/help_atmosphere_model.html (consulté le 19 février 2024).

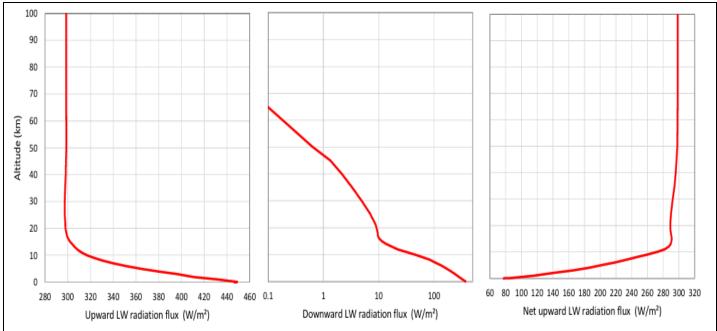


Figure A2 : Profils des variables indiquées résultant de MODTRAN pour le profil tropical et les paramètres par défaut.

Informations complémentaires

Les commentaires antérieurs d'autres revues, qui n'ont pas accepté l'article, sont publiés en tant qu'informations supplémentaires à l'adresse http://dx.doi.org/10.13140/RG.2.2.26837.64488, de même que les réponses aux commentaires et les échanges avec les bureaux des éditeurs.

Financement

Cette recherche n'a bénéficié d'aucun financement mais a été menée par curiosité scientifique.

Editeur -hôte: H. Harde; Réviewers: anonymes.

Déclaration de disponibilité des données

Cette recherche n'utilise pas de nouvelles données. Les ensembles de données utilisés ont été extraits des sources décrites en détail dans le texte.

Conflits d'intérêts

Je déclare ne pas avoir d'intérêts financiers concurrents ou de relations personnelles qui auraient pu sembler influencer le travail présenté dans cet article.

Remerciements

Je remercie les collègues et les organisations qui ont mis en ligne leurs énormes ensembles de données ainsi que les systèmes de traitement des données et de calcul qu'ils ont développés. Il s'agit notamment des données CERES, des réanalyses ERA5 et NCEP/NCAR, des données et du logiciel CLIMEXP, ainsi que des systèmes logiciels MODTRAN et RRTM.

Je remercie le rédacteur Hermann Harde et un évaluateur anonyme pour leurs commentaires et l'évaluation favorable de mon article.

Je remercie Richard Cina pour ses suggestions constructives sur la première version du document et Ariane Loening pour les corrections éditoriales. Je suis reconnaissant à William Happer pour ses encouragements et ses commentaires utiles sur une première version du document.

Je remercie un évaluateur anonyme d'un article précédent (Koutsoyiannis et Vournas, 2024), dont les commentaires critiques ont rendu nécessaire l'approfondissement du sujet examiné dans le présent article. La brève réponse à ces commentaires n'a pas été incluse dans le document précédent afin de ne pas en détourner l'attention. Elle a cependant servi de tremplin à l'élaboration du présent document.

Je reconnais que cet article a été rejeté à trois reprises. Le premier a été rejeté par le *Hydrological Sciences Journal* par décision unanime des cinq éditeurs (Attilio Castellarin, Stacey Archfield, Aldo Fiori, Riddhi Singh, Konstantinos

Soulis) sans examen. Le deuxième par le MDPI *Hydrology* par décision de l'éditeur en chef Ezio Todini, sur la base d'une recommandation unanime de rejet de quatre reviewers anonymes. Le troisième par un éditeur anonyme de la revue *Hydroecology and Engineering*. L'équipe de cette dernière revue avait invité l'article et avant sa soumission (mais après sa publication en tant que préprint), m'a informé, qu'elle "*croit en l'importance de la diversité des points de vue dans le discours scientifique*". Après sa soumission, ils l'ont d'abord accepté avec d'importantes révisions. Après que j'ai répondu ou réfuté les commentaires des reviewers ils l'ont finalement rejeté. Comme je pense que la préhistoire des rejets est très instructive et confirme les affirmations que j'ai faites dans l'introduction, j'ai compilé tous les documents de révision et les échanges éditoriaux dans un long document publié comme information supplémentaire.

Références

Allen RG, Pereira LS, Raes D, Smith M. 1998: *Crop Evapotranspiration - Guidelines for Computing Crop Water Requirements*. FAO Irrigation and Drainage Paper 56, Organisation des Nations unies pour l'alimentation et l'agriculture, Rome, https://www.fao.org/3/X0490E/x0490e00.htm (consulté le 25 août 2023).

Ambaum MHP, 2020: Accurate, simple equation for saturated vapor pressure over water and ice, Q. J. R. Meteorol. Soc., 146, 4252-4258. doi:10.1002/qj.3899

Berk A, Bernstein LS, Robertson DC, 1987: MODTRAN: *A Moderate Resolution Model for LOWTRAN*, Scientific Report No. 1; Air Force Geophysics Laboratory, Air Force Systems Command, United States Air Force: Hanscom Air Force Base, Massachusetts, USA, https://apps.dtic.mil/sti/pdfs/ADA185384.pdf (consulté le 19 février 2024).

Berk A, Acharya PK, Bernstein LS, Anderson GP, Lewis P, Chetwynd JH, Hoke ML, 2008: *Band model method for modeling atmospheric propagation at arbitrarily fine spectral resolution*, U.S. Patent #7433806.

Berk A, Conforti P, Kennett R, Perkins T, Hawes F, van den Bosch J. 2014: MODTRAN6: A Major Upgrade of the MODTRAN Radiative Transfer Code, Proc. SPIE, 9088, 90880H. doi:10.1117/12.2050433.

Biermann F, Abbott K, Andresen S, Bäckstrand K, Bernstein S, Betsill MM, Bulkeley H, Cashore B, Clapp J, Folke C, et al, 2012: *Navigating the anthropocene: improving earth system governance*, Science, 335, 1306-1307.

Brooks FA, 1952: Atmospheric radiation and its reflection from the ground, J. Atmos. Sci. 9, 41-52.

Brunt D. 1932: Notes on radiation in the atmosphere, I. Q. J. R. Meteorol. Soc. 58, 389-420.

Brunt D, 1934: *Physical and Dynamical Meteorology*, Cambridge University Press: Cambridge, UK, 411 p., https://archive.org/details/in.ernet.dli.2015.215092 (consulté le 25 août 2023).

Brutsaert W, 1975: On a derivable formula for long-wave radiation from clear skies, Water Resour. Res.11, 742-744.

Brutsaert W, 1991 : Evaporation into the Atmosphere : Theory, History and Applications, Springer Science & Business Media : Dordrecht, Pays-Bas, ; 299 pp.

Carmona F, Rivas R, Caselles V, 2014: Estimation of daytime downward longwave radiation under clear and cloudy skies conditions over a sub-humid region, Theor. Appl. Climatol, 115, 281-295.

CERES, 2021 : *CERES_EBAF_Ed4.1 Data Quality Summary*, Version 3 (Updated 12/9/2021) https://ceres.larc.nasa.gov/documents/DQ_summaries/CERES_EBAF_Ed4.1_DQS.pdf (consulté le 15 février 2024).

CERES, 2021 : *CERES_SSF1deg_Hour/Day/Month_Ed4A Data Quality Summary*, Version 2 (Updated 8/4/2026) https://ceres.larc.nasa.gov/docu ments/DQ_summaries/CERES_SSF1deg_Ed4A_DQS.pdf (consulté le 15 février 2024).

Chen X, Chen T, He B, Liu S, Zhou S, Shi T, 2024: *The global greening continues despite increased drought stress since 2000*, Glob. Ecol. Conserv., 49, e02791.

Clark R, 2013a: A dynamic, coupled thermal reservoir approach to atmospheric energy transfer Part I: Concepts, Energy and Environment, 24 (3-4), 319-340, doi: 10.1260/0958-305X.24.3 4.319.

Clark R, 2013b: A dynamic, coupled thermal reservoir approach to atmospheric energy transfer Part II: Applications, Energy and Environment, 24 (3-4), 341-359, doi: 10.1260/0958-305X.24.3 4.341.

Clark R, 2024: A Nobel Prize for Climate Modeling, Science of Climate Change, 4 (1), 1-73, doi: 10.53234/scc202404/17.

de Lange CA, Ferguson JD, Happer W, van Wijngaarden WA, 2022: *Nitrous oxide and climate*, Science of Climate Change arXiv, arXiv:2211.15780, https://arxiv.org/abs/2211.15780 (consulté le 25 août 2023).

Dingman SL, 1994: Physical Hydrology, Prentice Hall, Upper Saddle River, New Jersey, USA.

Doelling DR, Loeb NG, Keyes DF, Nordeen ML, Morstad D, Nguyen, C.; Wielicki, B.A.; Young, D.F.; Sun, M, 2013: *Geostationary enhanced temporal interpolation for CERES flux products*, J. Atmos. Ocean. Technol. 30, 1072-1090, doi: 10.1175/JTECH-D-12-00136.1.

Doelling DR, Sun M, Nguyen LT, Nordeen ML, Haney CO, Keyes DF, Mlynczak PE, 2016: *Advances in geostationary-derived longwave fluxes for the CERES synoptic (SYN1deg) product*, J. Atmos. Ocean. Technol. 33, 503-521, doi: 10.1175/JTECH-D-15-0147.1.

Dooge JC, 1986: Looking for hydrologic laws, Water Resour. Res., 22, 46S-58S.

Doorenbos J, Pruitt WO, 1977: *Guidelines for Predicting Crop Water Requirements*, FAO Irrigation and Drainage Paper 24, Organisation des Nations Unies pour l'alimentation et l'agriculture, Rome, https://dokumen.tips/download/link/fao-irrigation-and-drainage-paper-24.html (consulté le 25 août 2023).

Eschenbach W, 2010: *The thunderstorm thermostat hypothesis*. Energy and Environment, 21 (4), 201-200, doi: 10.1260/0958-305X.21.4.201.

Essex C, McKitrick R, Andresen B, 2007: *Does a global temperature exists?* J. Non-Equilibrium Thermodynamics, 32 (1), 1-27, doi: 10.1515/JNETDY.2007.001.

Gerhart LM, Ward JK, 2010: Plant responses to low [CO2] of the past, New Phytol, 188, 674 695.

Goody RM, 1964: Atmospheric Radiation, Oxford University Press, Oxford, UK; New York, NY, USA, 436 pp.

Guo Y, Cheng J, Liang S, 2019: Comprehensive assessment of parameterization methods for estimating clear-sky surface downward longwave radiation, Theor. Appl. Climatol, 135, 1045 1058.

Harde H, 2013: *Radiation and heat transfer in the atmosphere: a comprehensive approach on a molecular basis*, International Journal of Atmospheric Sciences, 2013(1), http://dx.doi.org/10.1155/2013/503727.

Harde H, 2014: *Advanced two-layer climate model for the assessment of global warming by CO*₂, Open Journal of Atmospheric and Climate Change, 1 (3), https://web.archive.org/web/20160429061756/http://www.scipublish.com/journals/ACC/papers/download/3001-

846.pdf.

Harde H, 2017: *Radiation transfer calculations and assessment of global warming by CO*₂, Int. J. Atmos. Sci., 9251034, 1-30, https://doi.org/10.1155/2017/9251034.

Harde H, 2022: How much CO₂ and the sun contribute to global warming: Comparison of simulated temperature trends with last century observations, Science of Climate Change, 2(2), 105 133, https://doi.org/10.53234/scc202206/10.

Howe N, 2020: "Stick to the science": when science gets political, Nature, doi: 10.1038/d41586 020-03067-w.

Jacobs JD, 1978: *Radiation climate of Broughton Island*, In Energy Budget Studies in Relation to Fast-Ice Breakup Processes in Davis Strait, Barry RG, Jacobs JD, Eds; Inst. of Arctic and Alp. Res. Occas. Paper no. 26; Université du Colorado: Boulder, USA, 105-120, https://www.colorado.edu/instaar/node/963 (consulté le 13 février 2024).

Kato S, Rose FG, Rutan DA, Thorsen TE, Loeb NG, Doelling DR, Huang X, Smith WL, Su W, Ham S-H, 2018: Surface irradiances of Edition 4.0 Clouds and the Earth's Radiant Energy System (CERES) Energy Balanced and Filled (EBAF) data product, J. Clim., 31, 4501-4527, doi: 10.1175/JCLI-D-17-0523.1.

Koll, DDB, Cronin, TW, 2018: *Earth's outgoing longwave radiation linear due to H₂O greenhouse effect*, PNAS, 115 (41), 10293-10298, doi: 10.1073/pnas.1809868115.

Koutsoyiannis D, 2012: *Clausius-Clapeyron equation and saturation vapor pressure*: *simple theory reconciled with practice*, Eur. J. Phys., 33, 295-305. doi:10.1088/0143-0807/33/2/295

Koutsoyiannis D, 2014: *Entropy: from thermodynamics to hydrology*, Entropy, 16, 1287-1314, doi: 10.3390/e16031287.

Koutsoyiannis D, 2020a: *Revisiting the global hydrological cycle: is it intensifying?*, Hydrol. Earth Syst. Sci., 24, 3899-3932, doi: 10.5194/hess-24-3899-2020.

Koutsoyiannis D, 2020b: *Rebuttal to review comments on "Revisiting global hydrological cycle: Is it intensifying?"*, Hydrol. Earth Syst. Sci. Discuss., doi: 10.5194/hess-2020-120-AC1, https://hess.copernicus.org/preprints/hess-2020-120-AC1-supplement.pdf (accessed 2022-02-13).

Koutsoyiannis D, 2021: *Rethinking climate, climate change, and their relationship with water*, Water, 13, 849, doi: 10.3390/w13060849.

Koutsoyiannis D, 2023: *Stochastics of Hydroclimatic Extremes - A Cool Look at Risk*, Edition 3, Kallipos Open Academic Editions, Athènes, 391 pp, doi: 10.57713/kallipos-1.

Koutsoyiannis D, 2024a: Stochastic assessment of temperature - CO₂ causal relationship in climate from the Phanerozoic through modern times, Mathematical Biosciences and Engineering, 21 (7), 6560-6602, doi: 10.3934/mbe.2024287.

Koutsoyiannis D, 2024b: *Refined reservoir routing (RRR) and its application to atmospheric carbon dioxide balance*, Water, 16 (17), 2402, doi: 10.3390/w16172402.

Koutsoyiannis D, Kundzewicz ZW, 2020: *Atmospheric temperature and CO₂: Hen-or-egg causality?*, Sci, 2, 72, doi:10.3390/sci2040077.

Koutsoyiannis D, Mamassis N, 2021: From mythology to science: the development of scientific hydrological concepts in the Greek antiquity and its relevance to modern hydrology, Hydrology and Earth System Sciences, 25, 2419-2444, doi: 10.5194/hess-25-2419-2021.

Koutsoyiannis D, Onof C, Christofides A, Kundzewicz ZW, 2022a: *Revisiting causality using stochastics: 1. Theory*, Proc. R. Soc. A, 478, 20210835, doi: 10.1098/rspa.2021.0835.

Koutsoyiannis D, Onof C, Christofides A, Kundzewicz ZW, 2022b: *Revisiting causality using stochastics*: 2. *applications*, Proc. R. Soc. A, 478, 20210836, doi: 10.1098/rspa.2021.0836.

Koutsoyiannis D, Onof C, Kundzewicz ZW, Christofides A, 2023: *On hens, eggs, temperatures and CO₂: Causal links in earth's atmosphere* Sci, 5, 35, doi:10.3390/sci5030035.

Koutsoyiannis D., Vournas C, 2024: *Revisiting the greenhouse effect - a hydrological perspective*, Hydrol. Sci. J., 69, 151-164, doi: 10.1080/02626667.2023.2287047.

Lacis AA, Schmidt GA, Rind D, Ruedy RA, 2010: Atmospheric CO₂: Principal control knob governing Earth's temperature, Science, 330, 356-359.

Lhomme JP, Vacher JJ, Rocheteau A, 2007: *Estimating downward long-wave radiation on the Andean Altiplano*, Agric. For. Meteorol. 145, 139-148.

Li X, Peachey B, Maeda N, 2024: Global warming and anthropogenic emissions of water vapor, Langmuir, 40 (14), 7701-7709.

Loeb NG, Doelling DR, Wang H, Su W, Nguyen C, Corbett JG, Liang L, Mitrescu C, Rose FG, Kato S, 2018: *Clouds and the Earth's Radiant Energy System (CERES) Energy Balanced and Filled (EBAF) Top-of-Atmosphere (TOA) Edition-4.0 Data Product*, J. Clim., 31, 895-918, doi: 10.1175/JCLI-D-17-0208.1.

Lupia A, 2023: Political endorsements can affect scientific credibility, Nature, 615, 590-591, doi: 10.1038/d41586-023-00799-3.

Masson-Delmotte V, Zhai P, Pirani A, Connors SL, Péan C, Berger S, Caud N, Chen Y, Goldfarb L, Gomis MI, et al. (Eds.), 2021: *IPCC*, *Climate Change 2021: The Physical Science Basis, Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, Cambridge University Press, Cambridge, UK; New York, NY, USA, 2391 pp.

Miskolczi F, 2023: *Greenhouse gas theories and observed radiative properties of the Earth's atmosphere*, Sci. Clim. Change, 3, 232-289, doi: 10.53234/scc202304/05.

Monteith JL, 1965: Evaporation and environment, Symposia of the Society for Experimental Biology, 19, 205-234.

Murphy, D.M.; Koop, T, 2005: Review of the vapor pressures of ice and supercooled water for atmospheric applications, Q. J. R. Meteorol. Soc. 131, 1539-1565.

Nature Editorial de, 2023: *Should Nature endorse political candidates? Yes* — *when the occasion demands it,,* Nature, 615, 561, doi: 10.1038/d41586-023-00789-5.

Nikolov N., Zeller K, 2017: *New insights on the physical nature of the atmospheric greenhouse effect deduced from an empirical planetary temperature*, Model. Environ. Pollut. Climate Change, 1, 1000112, doi: 10.4172/2573-458X.1000112.

Peachey B, 2006: *Mitigating human enhanced water emission impacts on climate change*, In 2006 IEEE EIC Climate Change Conference, doi: 10.1109/EICCCC.2006.277221.

Penman HL, 1948: *Natural evaporation from open water, bare soil and grass*, Proc. R. Soc. Lond. A Math. Phys. Eng. Sci. 193, 120-145.

Philipona R, Kräuchi A, Brocard E, 2012: *Solar and thermal radiation profiles and radiative forcing measured through the atmosphere*, Geophys. Res. Lett. 39, L13806, doi: 10.1029/2012GL052087.

Prata AJ, 1996: A new long-wave formula for estimating downward clear-sky radiation at the surface, Q. J. R. Meteorol. Soc. 122, 1127-1151.

Salby ML, 2012: Physics of the Atmosphere and Climate, Cambridge University Press, New York, NY, USA.

Schmidt GA, Ruedy RA, Miller RL, Lacis AA, 2010: *Attribution of the present-day total greenhouse effect*, J. Geophys. Res., 115, D20106. Searle JR, 1984: Minds, Brains and Science, Harvard University Press: Cambridge, MA, USA.

Sherwood SC, Dixit V, Salomez C, 2018: *The global warming potential of near-surface emitted water vapor*, Environmental Research Letters, 13 (10), 104006.

Tegos A, Malamos, N, Koutsoyiannis D, 2015: *A parsimonious regional parametric evapotranspiration model based on a simplification of the Penman-Monteith formula*, Journal of Hydrology, 524, 708-717, doi: 10.1016/j.jhydrol.2015.03.024.

Trenberth KE, Fasullo JT, Kiehl J, 2009: *Earth's global energy budget*, Bull. Am. Meteorol. Soc., 90, 311-324, doi:10.1175/2008BAMS2634.1.

UNESCO (United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization) 1964: *Final Report, International Hydrological Decade*, *Intergovernmental Meeting of Experts*, UNESCO/NS/188; UNESCO House: Paris, https://unesdoc.unesco.org/images/0001/000170/017099EB.pdf (accessed 15 February 2024).

van Wijngaarden WA, Happer W, 2020: *Dependence of Earth's thermal radiation on five most abundant greenhouse gases*, arXiv, arXiv:2006.03098, https://arxiv.org/abs/2006.03098 (consulté le 25 août 2023).

Veizer J, 2005: Celestial climate driver: a perspective from four billion years of the carbon cycle, Geoscience Canada, 32, 13-28.

Veizer J, 2011: The role of water in the fate of carbon dioxide: implications for the climate system, In 43rd Int. Seminar on Nuclear War and Planetary Emergencies, Ragaini R (Ed.). World Scientific, 313-327, doi: 10.1142/8232.

Veizer J, 2012: *Planetary temperatures/climate across geological time scales*, In International Seminar on Nuclear War and Planetary Emergencies-44th Session The Role of Science in the Third Millennium, 287-288.

Wielicki BA, Barkstrom BR, Harrison EF, Lee III RB, Smith GL, Cooper JE, 1996: *Clouds and the Earth's Radiant Energy System (CERES): An Earth observing system experiment*, Bull. Amer. Meteor. Soc., 77, 853-868, doi: 10.1175/1520-0477(1996)0772.0.CO;2

Wong RY, Tso CY, Jeong SY, Fu SC, Chao CY, 2023: *Critical sky temperatures for passive radiative cooling*, Renewable Energy, 211, 214-226.

Zhang FJ, 2023: Political endorsement by Nature and trust in scientific expertise during COVID 19, Nature Human Behaviour, 7(5), 696-706, doi: 10.1038/s41562-023-01537-5.