

Étude de la réponse du système climatique à un changement de concentration de CO₂ atmosphérique avec le modèle iLoveClim

Alice Karsenti, Salomé Vercelot, Félix Langot
M2 ECLAT - UVSQ/Université Paris-Saclay

L'impact climatique de trois changements différents de concentration atmosphérique de CO₂ ont été étudiés. En partant d'une concentration initiale pré-industrielle et en multipliant ou en divisant par deux la concentration atmosphérique de CO₂, l'amplification polaire des changements de température pour ces deux cas de figure a été mis en évidence, ainsi que l'augmentation des précipitations globales et l'augmentation de l'évaporation dans la zone de convergence intertropicale dans le cas d'un doublement de concentration. Nous avons ensuite étudié les variations du paramètre de réponse climatique λ dans le temps pour l'expérience doublant instantanément la concentration de CO₂ atmosphérique et on explique que cette variation est due aux différents composants climatiques impliqués dans les changements de température de surface. Enfin la sensibilité climatique du modèle iLoveClim est comparée avec un modèle théorique simple pour cette même expérience. On trouve que la sensibilité climatique du modèle iLoveClim est plus faible que celle du modèle théorique qui peut être expliquée par les simplifications présentes dans ce dernier, notamment concernant la variation de la température le long de la colonne atmosphérique.

Contents

Introduction	2
Etude d'un modèle théorique simple	2
Modèle iLoveclim: Résultats et discussion	3
Conclusion	8
Annexe	9
References	10

Introduction

Actuellement les forçages anthropiques ont pris le dessus sur les forçages naturels en termes d'influence sur le climat et notamment le forçage gaz à effet de serre. En effet depuis le pré-industriel la concentration en CO_2 est passée de 280 à 410ppm [1], engendrant un réchauffement de l'atmosphère et de manière générale la modification du bilan énergétique de la Terre. Ce dérèglement de la machine climatique pouvant avoir un impact considérable sur l'humanité et l'équilibre naturel, avec notamment l'existence possible de seuil [2] pour la circulation océanique par exemple, l'utilisation de la modélisation dans l'optique de comprendre la réponse climatique aux forçages anthropiques apparaît essentiel pour appréhender le futur. Il existe différents types de modèles qui se distinguent par leur proximité à la réalité et la finesse de leur résolution engendrant des temps de calculs plus ou moins longs. Ainsi ces différents modèles tels que les modèles de circulation globale et les modèles de complexité intermédiaires sont adaptés à différents types d'expériences.

Ce travail porte sur l'étude de la réponse climatique d'un modèle à la variation de concentration atmosphérique en CO_2 . Pour cela le modèle iLoveClim, de complexité intermédiaire a été choisi afin de pouvoir simuler plusieurs centaines d'années et ainsi laisser le système climatique s'équilibrer au forçage appliqué tout en gardant une bonne résolution. Ainsi plusieurs simulations ont été réalisées et analysées dans l'optique de mener une étude de la sensibilité climatique du modèle.

Simulation CTRL

La simulation CTRL est une simulation de contrôle ayant une concentration de CO_2 constante sur toute sa durée (égale à la concentration pré-industrielle). Elle est utile pour évaluer l'impact climatique des différentes expériences en comparant les valeurs obtenues avec celle de la simulation de contrôle.

Simulation $0.5 \times \text{CO}_2$

Pour cette expérience, on divise par deux la concentration initiale de CO_2 (pré-industrielle) dès le début.

Simulation $2 \times \text{CO}_2$

Dans cette simulation, on double la concentration de CO_2 initiale dès le début de la simulation.

Simulation 1pcCO_2

La simulation 1pcCO_2 consiste à augmenter la quantité de CO_2 dans l'atmosphère tous les ans de 1% jusqu'à ce qu'elle atteigne le double de la concentration initiale. Ce

procédé peut être exprimé par une suite géométrique de raison 1.01:

$$[\text{CO}_2]_{n+1} = [\text{CO}_2]_n + \frac{1}{100} \cdot [\text{CO}_2]_n = 1.01 \cdot [\text{CO}_2]_n$$

On peut donc écrire

$$[\text{CO}_2]_n = [\text{CO}_2]_0 \cdot 1.01^n$$

où $[\text{CO}_2]_0$ est la concentration initiale en CO_2 . On peut calculer le temps nécessaire pour atteindre le doublement de la concentration:

$$2 \cdot [\text{CO}_2]_0 = [\text{CO}_2]_0 \cdot 1.01^n \Rightarrow n = \frac{\ln(2)}{\ln(1.01)} \approx 70 \text{ ans}$$

ce qui est relativement court si l'on considère le temps de simulation total et le taux faible d'augmentation.

Description du modèle iLoveClim

Le modèle iLoveClim est une "fourche" issue du modèle LoveClim-1.2 [3]. Il reprend les composants océanique et atmosphérique, ainsi que les composants de végétation et de surface continentale de LoveClim. Originellement conçu pour étudier l'impact de différentes reconstructions du dernier maximum glaciaire sur le climat global [4], il a ensuite été amélioré pour étudier le cycle isotopique de l'eau avec l'ajout de ce cycle sur tous les composants cités précédemment [3]. LoveClim est le résultat de la fusion de 5 modèles, chacun simulant un composant climatique: ECBilt (circulation atmosphérique) CLIO (circulation océanique), VECODE (modélisation de la biosphère), LOCH (cycle du carbone) et AGISM (calottes de glace) [5]. La résolution spatiale est de $5.625^\circ \times 5.625^\circ$ et la résolution temporelle utilisée dans les expériences présentées ici est annuelle.

Etude d'un modèle théorique simple

1.

Le bilan radiatif net au sommet de l'atmosphère N peut être exprimé en fonction de l'albédo global de la Terre α (surface + atmosphère), de l'émissivité de l'atmosphère ϵ , du flux solaire incident Φ_\odot , du flux infrarouge émis à la surface Φ_{soil} et du flux réémis par l'atmosphère Φ_m :

$$N = \Phi_\odot(1 - \alpha) - \Phi_m - \Phi_{\text{soil}} \cdot (1 - \epsilon)$$

Le bilan radiatif en haut de l'atmosphère est à l'équilibre car l'énergie absorbée est égale à l'énergie réémise. Le bilan radiatif de la Terre est nul au sommet de l'atmosphère. En effet, on observe que la température terrestre est ~ constante, ce qui ne serait pas le cas si le bilan radiatif n'était pas à l'équilibre. On en déduit donc ($N = 0$) et

$$\Phi_\odot(1 - \alpha) = \Phi_m + \Phi_{\text{soil}} \cdot (1 - \epsilon) \quad (1)$$

2.

Au niveau du sol, sachant que le bilan radiatif est équilibré (=0), on peut en déduire l'équation

$$\Phi_{\odot} \cdot (1 - \alpha) + \Phi_m = \Phi_{soil} \quad (2)$$

3.

Pour calculer la température de surface T_s , on cherche à résoudre le système

$$\begin{cases} \Phi_{\odot} \cdot (1 - \alpha) = \Phi_m + \Phi_{soil}(1 - \epsilon) & (1) \\ \Phi_{\odot} \cdot (1 - \alpha) = \Phi_{soil} - \Phi_m & (2) \end{cases}$$

On élimine Φ_m et on résout pour T :

$$\begin{aligned} (1) + (2) &\Rightarrow 2\Phi_{\odot} \cdot (1 - \alpha) = \Phi_{soil} \cdot (2 - \epsilon) \\ &\Leftrightarrow \frac{S_0}{2} \cdot (1 - \alpha) = \sigma T_s^4 \cdot (2 - \epsilon) \\ &\Leftrightarrow T_s^4 = \frac{S_0 \cdot (1 - \alpha)}{2\sigma(2 - \epsilon)} \\ &\Leftrightarrow T_s \sim 287K \end{aligned}$$

où on a substitué $\Phi_{\odot} = S_0/4$, $\Phi_{soil} = \sigma T_s^4$, S_0 étant la constante solaire et σ la constante de Boltzmann.

4.

Pour trouver la température au sol sans effet de serre, on retire le flux venant de l'atmosphère dans l'équation (2), puis on résout:

$$\begin{aligned} \Phi_{\odot} \cdot (1 - \alpha) &= \Phi_{soil} \\ (1 - \alpha) \frac{S_0}{4} &= \sigma T_s'^4 \\ \Rightarrow T_s'^4 &= \frac{(1 - \alpha) \cdot S_0}{4\sigma} \\ \Rightarrow T_s' &\sim 255K \end{aligned}$$

5.

On a écrit comme bilan radiatif:

$$N = \frac{S_0}{4} \cdot (1 - \alpha) - \epsilon \sigma T_A^4 - \sigma T_s^4 (1 - \epsilon)$$

Donc le paramètre de réponse climatique thermique λ_T peut s'écrire

$$\begin{aligned} \lambda_T &= -\frac{\partial N}{\partial T_s} \\ &= 4\sigma \cdot (1 - \epsilon) T_s^3 \end{aligned}$$

Sachant qu'on a

$$\frac{dN}{dT_s} = \sum_{i=1}^n \frac{\partial N}{\partial q_i} \frac{\partial q_i}{\partial T_s} = -\sum_{i=1}^n \lambda_i = -\lambda$$

On trouve:

$$\lambda_{\alpha} = -\frac{\partial N}{\partial \alpha} \frac{\partial \alpha}{\partial T_s} = \frac{S_0}{4} \cdot \frac{\partial \alpha}{\partial T_s}$$

et

$$\lambda_{\epsilon} = -\frac{\partial N}{\partial \epsilon} \frac{\partial \epsilon}{\partial T_s} = (\sigma T_A^4 - \sigma T_s^4) \cdot \frac{\partial \epsilon}{\partial T_s}$$

Comme on a défini $\alpha = 0.3$, $\epsilon = 0.77$ comme étant constants et ne dépendant pas de la température,

$$\frac{\partial \alpha}{\partial T_s} = 0; \frac{\partial \epsilon}{\partial T_s} = 0$$

et donc

$$\frac{dN}{dT_s} = \frac{\partial N}{\partial \alpha} \frac{\partial \alpha}{\partial T_s} + \frac{\partial N}{\partial \epsilon} \frac{\partial \epsilon}{\partial T_s} + \frac{\partial N}{\partial T_s} \frac{\partial T_s}{\partial T_s}$$

se simplifie par

$$\lambda = \frac{dN}{dT_s} = -\frac{\partial N}{\partial T_s} = 4\sigma \cdot (1 - \epsilon) T_s^3$$

6.

On calcule le forçage radiatif F à partir de l'équation

$$F = 5.35 \cdot \ln \left(\frac{[CO_2]_{finale}}{[CO_2]_{initiale}} \right)$$

avec $\frac{[CO_2]_{finale}}{[CO_2]_{initiale}} = 2$. On trouve.

$$F = 3.7 \text{ W.m}^{-2}$$

En utilisant l'équation

$$N = F - \lambda \Delta T_s, \quad (3)$$

où la sensibilité climatique du modèle ΔT_s peut être calculée à l'équilibre ($N = 0$):

$$\Delta T_s = \frac{F}{\lambda} = \frac{3.7}{4\sigma \cdot (1 - \epsilon) T_s^3} = 2.98K$$

En utilisant T_s calculée en question 3.

Modèle iLoveclim: Résultats et discussion

Les simulations n'ont pas toutes pu être faites sur 1000 ans comme initialement prévu. Les simulations $0.5 \times CO_2$ et $1pcCO_2$ ont été faites sur 500 ans alors que les simulations $2 \times CO_2$ et CTRL ont été faites sur 1000 ans. Les figures 5, 6 et 7 incluses dans cette partie comme exemple sont inspirées du papier de Gegory et. al (2004) [6] et issues de la simulation $1pcCO_2$. Les figures correspondantes pour les autres simulations sont montrées dans l'Annexe.

Analyse générale des simulations

7.

Plusieurs erreurs pourraient expliquer la différence de diminution de température observée entre la simulation $0.5xCO_2$ et les données des paléontologues sur le dernier maximum glaciaire. Premièrement, la comparaison n'est pas juste puisque pour la simulation $0.5xCO_2$ on a une diminution de 140ppm tandis que la variation de température calculée par les paléontologues se base sur une diminution de 100ppm seulement, ainsi on s'attendrait à une baisse plus forte de la température pour la simulation. La comparaison de ces deux méthodes engendre donc forcément une différence quant à la diminution de température.

De plus, les conditions initiales de la simulation $0.5xCO_2$ ne sont pas nécessairement réalistes car seule la teneur en CO_2 a été modifiée mais d'autres paramètres varient lorsque la teneur en CO_2 varie. En effet, le passage d'un interglaciaire à un glaciaire se fait suite à une variation d'insolation en premier lieu, qui entraîne un certain nombre de variations dont la surface de glace, la circulation océanique et la concentration en gaz à effet de serre, qui interagissent entre eux. Or pour la simulation $0.5xCO_2$ on ne change que la concentration en CO_2 . Cette approximation tendrait donc à rendre la variation moins importante; il n'y a pas de rétroaction avec d'autres paramètres. Ainsi, le choix des conditions initiales et forçages de la simulation $0.5xCO_2$ peut être une source d'erreur pour le calcul de variation de température.

D'autres sources d'erreurs peuvent être considérées; iLoveClim étant un modèle de complexité intermédiaire, il est possible qu'il effectue des simplifications sur certains paramètres ou sur certaines zones engendrant une minimisation ou une accentuation de la variation de température. Enfin, l'erreur pourrait venir des méthodes de reconstruction utilisées par les paléontologues pour obtenir cette variation de 4-5°C au DMG, qui pourraient selon les outils utilisés, ne pas être représentative de la variation globale de température à cette période.

8.

Globalement on observe des changements de température plus importants aux hautes latitudes et sur les continents par rapport aux océans (Figure 1). Pour ce qui est de la différence continent/océan cela s'explique par la capacité calorifique importante de l'océan qui lui permet de stocker beaucoup d'énergie mais très lentement, comparé aux continents qui vont réagir plus vite à une variation de la température atmosphérique liée à une variation de concentration en CO_2 . On observe donc une réponse lente de l'océan induisant de plus faibles variations de température.

Pour ce qui est de la différence observée entre les basses et hautes latitudes, celle-ci s'explique par la présence de glace aux pôles. En effet ces régions ont la particularité d'être majoritairement couvertes de glace qui se caractérise par un albédo important. Ainsi lorsque la situation clima-

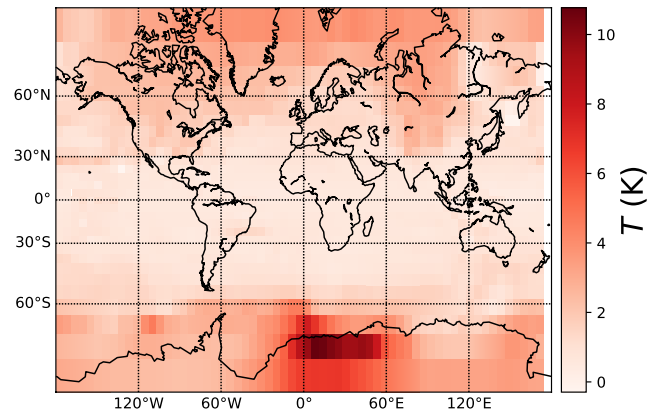


FIG. 1: Carte de la différence de température observée entre la simulation $1pcCO_2$ et la simulation CTRL sur les 100 dernières années simulées.

tique est à l'équilibre, la glace renvoie la majorité du rayonnement solaire reçu ce qui empêche la glace de fondre. Cependant si la machine climatique se dérègle avec une hausse de la concentration de CO_2 engendrant une hausse de la température, celle-ci va d'autant plus impacter les régions polaires : la hausse de température va engendrer la fonte de glace ce qui va modifier l'albédo de ces zones et notamment au Pôle Nord où la banquise va laisser place à l'océan qui a un albédo beaucoup plus faible. Ainsi l'océan va permettre l'absorption du rayonnement solaire et amplifier le réchauffement déjà en vigueur : une boucle de rétroaction positive est alors mise en place avec emballement du réchauffement dans les zones polaires. Les déplacements de chaleur des basses vers les hautes latitudes qui ont lieu via l'atmosphère et l'océan sont également influencés par la fonte de la banquise et vont ainsi entrer en jeu dans les processus menant aux variations plus importantes aux pôles.

A l'inverse, s'il on a une diminution de CO_2 cela va engendrer une diminution de température et la formation de glace plus importante aux pôles avec un albédo plus élevée induisant finalement une boucle de rétroaction positive dans le sens inverse. C'est ce que l'on observe pour la simulation $0.5xCO_2$ (Figure 2). Cependant, bien que le refroidissement observé soit plus important aux hautes latitudes, la diminution de température moyennée sur l'ensemble du globe n'est que de 1,4K pour la simulation $0.5xCO_2$. Ainsi, s'il on reprend les hypothèses faites quant à l'écart de température observé entre la simulation $0.5xCO_2$ et la valeur obtenue par les paléontologues, la plus plausible serait que pour la simulation $0.5xCO_2$ les conditions initiales ne sont pas tout à fait réalistes puisque seule la concentration de CO_2 a été modifiée.

9.

Au niveau océanique la circulation dépend des gradients de température ΔT et du gradient de salinité ΔS selon l'équation $m = \mu(\Delta T - d\Delta S)$, avec m la circulation

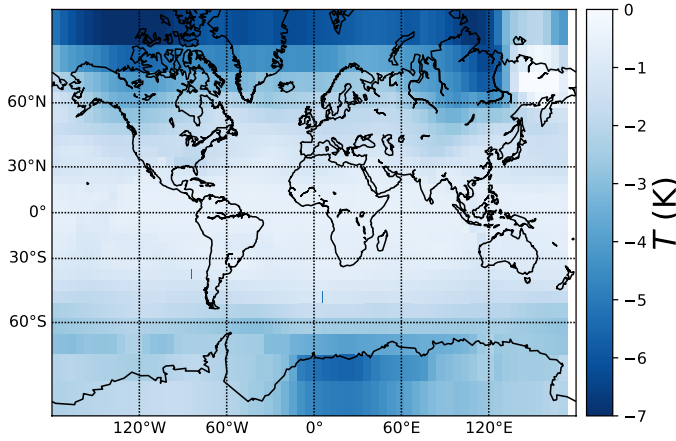


FIG. 2: Carte de la différence de température observée entre la simulation $0.5 \times \text{CO}_2$ et la simulation CTRL sur les 100 dernières années simulées.

[7]. Comme évoqué précédemment, le réchauffement climatique a pour conséquences d'augmenter plus rapidement les températures des pôles que celles des basses latitudes. Ainsi un réchauffement climatique va engendrer une diminution du gradient de température ΔT entre les basses et hautes latitudes. S'il on reprend l'équation, cela va mener à une diminution de m , c'est-à-dire à un ralentissement de la circulation océanique.

Pour ce qui est de l'atmosphère, la diminution du gradient de températures entre basses et hautes latitudes va également jouer et ralentir la circulation atmosphérique. De plus l'augmentation des températures accélère le cycle de l'eau en intensifiant l'évaporation aux basses latitudes et les précipitations aux hautes latitudes, ceci pouvant engendrer une accumulation d'air humide et une diminution des vents dans certaines zones, ce qui accentue le ralentissement de la circulation atmosphérique.

D'autre part, les cellules atmosphériques principalement celles de Hadley autour de l'équateur sont probablement amenées à migrer vers les pôles du fait de leur dynamique gouvernée par les échanges de chaleur qui est alors perturbée par une augmentation de température mais également du fait de la diminution du gradient méridional de température qui modifie les échanges.

Ces deux circulations sont probablement impliquées dans des rétroactions ; par exemple la circulation océanique est en partie forcée par les vents. Ainsi une diminution de l'intensité de la circulation atmosphérique peut engendrer une amplification du ralentissement de la circulation océanique. A l'inverse le réchauffement des SST joue un rôle dans l'affaiblissement de la circulation atmosphérique.

Des cartes de différence d'évaporation et de précipitations entre la simulation $2 \times \text{CO}_2$ et celle de CTRL ont été réalisées pour confronter nos hypothèses. La figure 4 montre une augmentation de l'évaporation significative dans la bande intertropicale et les précipitations sont également

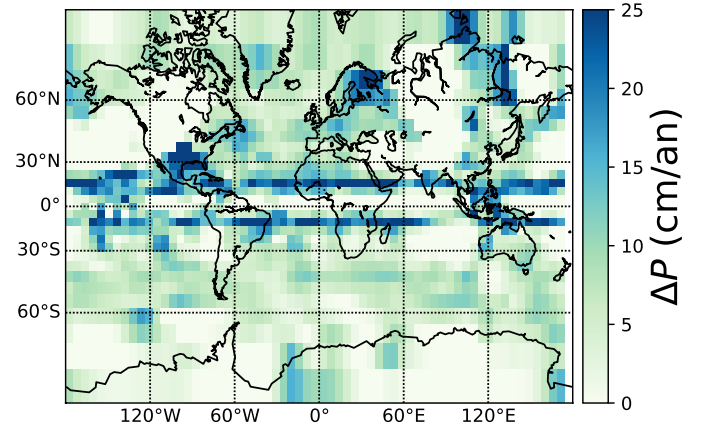


FIG. 3: Carte de la différence de précipitation entre la simulation $2 \times \text{CO}_2$ et la simulation CTRL sur les 100 dernières années simulées.

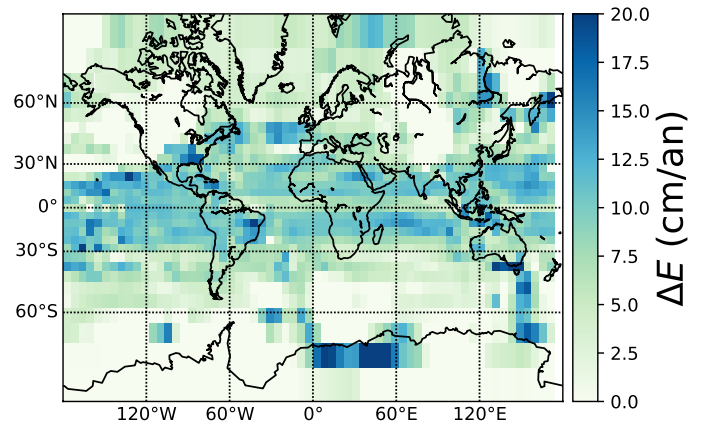


FIG. 4: Carte de la différence d'évaporation entre la simulation $2 \times \text{CO}_2$ et la simulation CTRL sur les 100 dernières années simulées.

accentuées (figure 3) en contexte de réchauffement climatique, notamment au niveau de l'équateur puisque c'est là où se trouve la zone de convergence intertropicale. Une augmentation des précipitations est également à constater aux hautes latitudes notamment dans l'hémisphère nord. Ainsi nos hypothèses sur la variation des précipitations et de l'évaporation en contexte de réchauffement sont confirmées par la simulation $2 \times \text{CO}_2$.

Etude de la sensibilité climatique du modèle iLoveClim

10. & 11.

On se base sur l'équation (3) pour tracer le graphe. En effet, si l'on trace un graphique de $N(t)$ en fonction de ΔT , on obtient un graphique linéaire ou linéaire par morceaux en fonction de la simulation. Les données peuvent donc être ajustées linéairement par des droites d'équation générale

$$y = ax + b$$

où $y = N$, $b = F$ est l'ordonnée à l'origine, $a = -\lambda$ est le coefficient directeur et $x = \Delta T$. À l'équilibre, on a $N = 0$ donc

$$\lambda \Delta T = F \Rightarrow \Delta T = F/\lambda$$

Pour tracer la Figure 5, les valeurs de ΔT sont calculées de la façon suivante,

$$\Delta T = \tilde{T}_{ss} - \tilde{T}_{CTRL}^{100}$$

où \tilde{T}_{ss} est l'évolution de la moyenne spatiale de température de surface au cours du temps pour une des simulations des tableaux I, II, III. \tilde{T}_{CTRL}^{100} est l'évolution de la moyenne spatiale de température de surface pour la simulation de contrôle seulement sur les 100 dernières années de simulation (900→1000 ans), de façon à faire la comparaison par rapport à la température d'équilibre du système sans forçage. N est calculé à partir de l'équation suivante [6],

$$N = F - H \quad (4)$$

où le forçage radiatif F est associé au rayonnement solaire descendant dans les données (tsr) et H est la réponse radiative de la Terre, associée au rayonnement infrarouge ascendant dans les données (ttr).

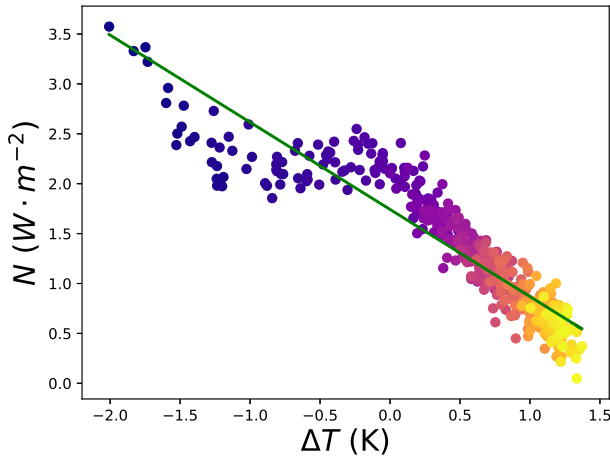


FIG. 5: Changement du bilan radiatif au sommet de l'atmosphère en fonction du changement de température de surface pour la simulation 1pcCO₂, mesuré sur 500 ans.

Les couleurs représentent l'évolution temporelle des données: les points les plus clairs étant les plus avancés de la simulation.

On ajuste ensuite les données linéairement et on extrait le coefficient directeur $-\lambda$, l'ordonnée à l'origine F et l'abscisse à l'ordonnée zéro ΔT de l'ajustement.

Puis on travaille sur 3 hypothèses différentes. La première est traitée dans ce paragraphe et les suivantes dans les parties 12. et 13.

Hypothèse 1. $\lambda = \lambda_c$ et $F = F_c$ sont constantes sur toute la durée de la simulation, $\Delta T_c = F_c/\lambda_c$.

L'ajustement linéaire correspondant à cette hypothèse est montré Figure 5. On calcule les trois grandeurs sur l'intégralité du temps de simulation pour les trois expériences. On calcule aussi le coefficient de corrélation de Pearson ρ (cf. Annexe) pour chaque ajustement linéaire. Les résultats sont montrés dans la table I.

Simulation	$\lambda_c (W \cdot m^{-2} \cdot K^{-1})$	$F_c (W \cdot m^{-2})$	$\Delta T_c (K)$	ρ
0.5×CO ₂	1.18	-1.67	-1.41	-0.92
2×CO ₂	1.46	2.47	1.69	
1pcCO ₂	0.87	1.51	1.72	

TABLE I: Réponse climatique, forçage radiatif et sensibilité climatique pour l'hypothèse 1 et pour les différentes simulations.

Le coefficient de corrélation ρ montre que les deux variables sont fortement corrélées. Cependant, on note des variations du gradient λ dans les données qui ne sont pas capturées par l'ajustement linéaire sur l'ensemble de la simulation (Figure 5). Cette caractéristique est aussi observée dans les autres simulations (Figure 9).

12.

Hypothèse 2. On considère maintenant que λ et F dépendent du temps et qu'elles atteignent des valeurs constantes λ_{eq} et F_{eq} en fin de simulation, $\Delta T_{eq} = F_{eq}/\lambda_{eq}$.

On choisit alors d'utiliser les derniers 100 ans de simulation pour calculer λ_{eq} , F_{eq} et ΔT_{eq} en suivant la même méthode que précédemment. Les données ajustées linéairement correspondant à cette hypothèse sont montrées Figure 6.

Le calcul du coefficient de corrélation de Pearson $\rho_{eq} = -0.52$ montre que la corrélation est relativement très peu prononcée pour cette hypothèse ($\rho_c = -0.92$, pour comparaison). Les valeurs de λ , F , ΔT correspondant à cette hypothèse sont montrées dans la table II.

Simulation	$\lambda_{eq} (W \cdot m^{-2} \cdot K^{-1})$	$F_{eq} (W \cdot m^{-2})$	$\Delta T_{eq} (K)$	ρ
0.5×CO ₂	1.01	-1.42	-1.41	-0.52
2×CO ₂	1.20	2.13	1.78	
1pcCO ₂	1.07	1.56	1.45	

TABLE II: Réponse climatique, forçage radiatif et sensibilité climatique pour l'hypothèse 2 et pour les différentes simulations.

13.

Hypothèse 3. On considère maintenant que $\lambda = \lambda_r$ et $F = F_r$ sont constantes en début de simulation, $\Delta T_r = F_r/\lambda_r$.

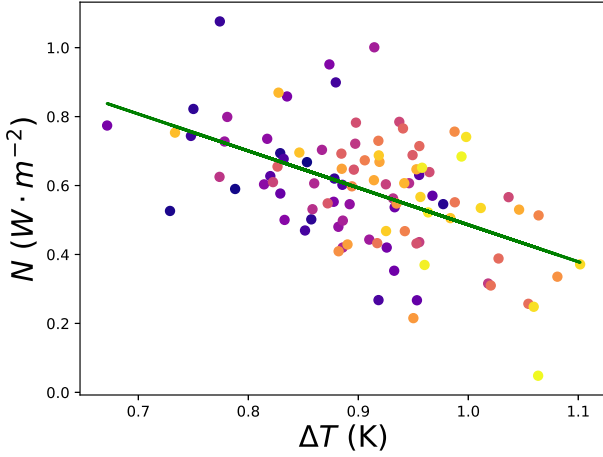


FIG. 6: Changement du bilan radiatif au sommet de l'atmosphère en fonction du changement de température de surface pour la simulation 1pcCO₂, mesuré sur les derniers 100 ans de simulation. Les couleurs représentent l'évolution temporelle des données: les points les plus clairs étant les plus avancés de la simulation.

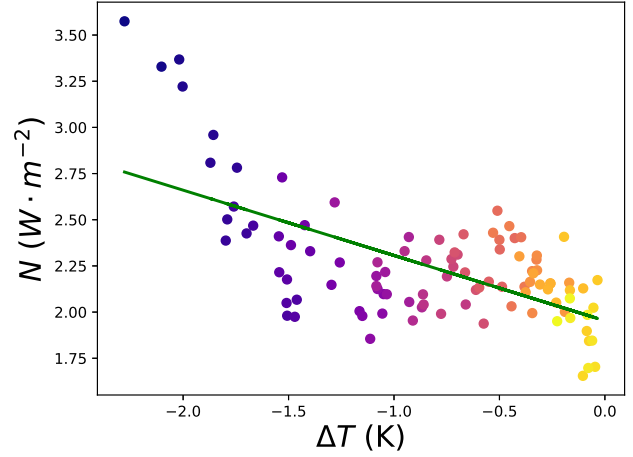


FIG. 7: Changement du bilan radiatif au sommet de l'atmosphère en fonction du changement de température de surface pour la simulation 1pcCO₂, mesuré sur les 100 premières années de simulation. Les couleurs représentent l'évolution temporelle des données: les points les plus clairs étant les plus avancés de la simulation.

Poursuivant ce que l'on a fait précédemment, on calcule maintenant λ_r , F_r et ΔT_r sur les 100 premières années de simulation. L'ajustement linéaire de cette tranche de données est montré sur la Figure 7. Le coefficient de Pearson $\rho_r = -0.63$ montre une corrélation plus prononcée pour la simulation montrée Figure 7, même si on voit que les données sont morcelées en plusieurs phases avec des coefficients directeurs différents.

Les valeurs des paramètres mesurés pour chaque expérience sont classées dans la table III.

Simulation	λ_r ($W \cdot m^{-2} \cdot K^{-1}$)	F_r ($W \cdot m^{-2}$)	ΔT_r (K)	ρ
0.5×CO ₂	1.63	-2.57	-1.57	
2×CO ₂	2.02	2.47	1.22	-0.63
1pcCO ₂	0.35	1.95	5.53	

TABLE III: Réponse climatique, forçage radiatif et sensibilité climatique pour l'hypothèse 3 et pour les différentes simulations.

On remarque que la qualité de l'ajustement linéaire varie pour les 3 expériences réalisées. En effet les ρ calculés montrent que si la corrélation est forte pour l'ajustement sur la durée complète des simulations, celle-ci est beaucoup moins forte pour la première et la dernière centaines d'années. L'ajustement sur la dernière centaine d'année est particulièrement discutable, les données étant très dispersées autour de la droite d'ajustement, et ceci pour les 3 simulations.

14.

On peut représenter schématiquement $N(\Delta T)$ pour la

simulation 2×CO₂ (à partir de la Figure 9 (d)) comme montré Figure 8 en représentant les valeurs calculées dans les tables I, II, III. Les valeurs absolues montrées sur la figure ne sont pas les bonnes, ce schéma est simplement conceptuel et permet de comprendre comment obtenir λ_r , F_r , ΔT_r , λ_{eq} , F_{eq} , ΔT_{eq} à partir des figures 5, 6, 7.

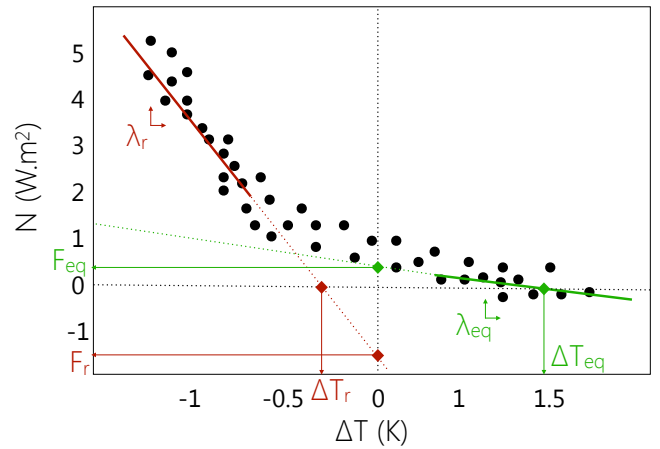


FIG. 8: Schéma de principe du graph $N(\Delta T)$ indiquant les valeurs λ_r , F_r , ΔT_r , λ_{eq} , F_{eq} , ΔT_{eq} pour la simulation 2×CO₂. Les points noirs représentent les données. La pente verte représente la droite d'ajustement linéaire appliquée en hypothèse 2 et la pente rouge représente celle appliquée en hypothèse 3. Les paires de flèches perpendiculaires rouges et vertes représentent le gradient des deux droites.

$\lambda_r > \lambda_{eq}$ ce qui signifie que le paramètre de réponse climatique est plus élevé dans les 100 premières années de simulation que dans les 100 dernières. λ détermine la variation du bilan radiatif N en fonction d'un changement de température ΔT en réponse à un changement de forçage radiatif F [8]. Ainsi, $\lambda_r > \lambda_{eq}$ indique que le changement de bilan radiatif est plus élevé lors des premières années de simulation qu'à la fin. Ceci peut s'expliquer par le fait que la réponse climatique à un changement de forçage est d'abord gouvernée par les composants climatiques à réponse rapide (atmosphère, certains composants de surface continentale [9]) puis ce sont ensuite les composants à réponse lente qui prennent le relai une fois que les composants rapides sont équilibrés. La réponse est donc moins intense ($\lambda_r < \lambda_{eq}$) en fin de simulation car gouvernée par des composantes qui réagissent plus lentement au forçage.

15.

$\Delta T_{eq} = 1.78 < 2.98 = \Delta T_s$ ce qui signifie que le modèle conceptuel surestime la variation de température engendrée par un doublement de la concentration de CO_2 par rapport au modèle iLoveClim.

Dans le modèle conceptuel, la Terre est considérée comme un corps noir et de ce fait, absorbe toute l'énergie radiative qu'elle reçoit et provoque l'émission d'un rayonnement thermique. De plus, le modèle ne prend pas en compte les caractéristiques particulières de l'atmosphère. Ainsi le modèle conceptuel avance que plus le CO_2 augmente, et plus l'air absorbe le rayonnement émis par la surface. Donc la Terre se réchaufferait à cause de l'augmentation de son absorptivité moyenne [10]. Cependant, on sait que dans l'atmosphère, la température diminue avec l'altitude et cette caractéristique de l'atmosphère n'est pas prise en compte dans le modèle conceptuel. Cette baisse de température et de densité avec l'altitude permet au système climatique d'évacuer la chaleur grâce à l'émission d'infrarouge en altitude. En plus de ne pas prendre en compte la composition multicouches de l'atmosphère, le modèle conceptuel ne prend pas en compte que le CO_2 n'est pas le seul gaz à effet de serre, que la constante solaire n'est pas constante dans le temps et que par conséquent, l'albédo varie selon la nature de la surface. De plus, les processus de rétroactions entre les composantes climatiques ne sont pas explicités dans ce modèle conceptuel. Pour finir, si l'on veut utiliser ce modèle sur des échelles de temps supérieure à 1000 ans, d'autres décalages viendront s'ajouter comme la réponse aux forçages astronomiques qui ne sera également pas prise en compte. Ainsi, les simplifications faites par le modèle conceptuel sur les processus physiques et radiatifs de la Terre ne sont pas suffisamment réalistes pour modéliser les mécanismes complexes de l'effet de serre, contrairement au modèle iLoveClim.

Conclusion

La construction d'un modèle théorique simple a donné plusieurs résultats intéressants. Tout d'abord nous avons montré que la température de surface calculée à partir du bilan radiatif différait en fonction de la prise en compte ou non de l'effet de serre, mettant en évidence son rôle sur la température de surface. On a ensuite calculé la sensibilité climatique de ce modèle théorique ΔT_s pour un doublement de la concentration de CO_2 dans l'atmosphère et nous avons trouvé $\Delta T_s = 2.98\text{K}$.

Puis nous avons réalisé trois simulations avec le modèle iLoveClim dont 2 consistant à doubler la concentration de CO_2 pré-industrielle atmosphérique et une la divisant par deux. L'amplification polaire des changements de température pour un doublement et une division par deux de la concentration de CO_2 a été mise en évidence, ainsi que l'augmentation de l'évaporation dans la zone de convergence intertropicale et des précipitations globales dans le cas du doublement de la concentration.

Enfin nous avons étudié de façon plus détaillée la sensibilité climatique du modèle iLoveClim. En calculant le paramètre de réponse climatique λ pour trois intervalles de temps différents, on a mis en évidence que celui-ci variait dans le temps. Cette variation a été expliquée par le fait que différents composants climatiques réagissaient plus ou moins vite à un changement de forçage radiatif. Pour finir, on a comparé la sensibilité climatique de la simulation $2\times\text{CO}_2$ avec celle du modèle théorique idéalisé. On trouve que cette sensibilité est plus importante dans le modèle théorique, et on explique cela par le fait que ce modèle ne prend pas en compte la baisse de température le long de la colonne atmosphérique permettant au système climatique d'évacuer la chaleur, contrairement au modèle iLoveClim.

Annexe

Coefficient de Pearson

Définition. Le coefficient de Pearson s'écrit

$$\rho = \frac{\text{cov}(x, y)}{\sigma_x \sigma_y}$$

où $\text{cov}(x, y)$ est la covariance entre deux variables x, y

$$\text{cov}(x, y) = E[(X - E(X))(Y - E(Y))]$$

et σ_x, σ_y sont les écart-types des variables x et y respectivement.

ρ permet de quantifier la corrélation entre x et y . $\rho > 0$ signifie une corrélation positive entre x et y alors que $\rho < 0$ signifie une corrélation négative. La corrélation est élevée lorsque $|\rho| \rightarrow 1$, faible lorsque $\rho \rightarrow 0$.

Graphiques pour les simulations $0.5 \times \text{CO}_2$ et $2 \times \text{CO}_2$

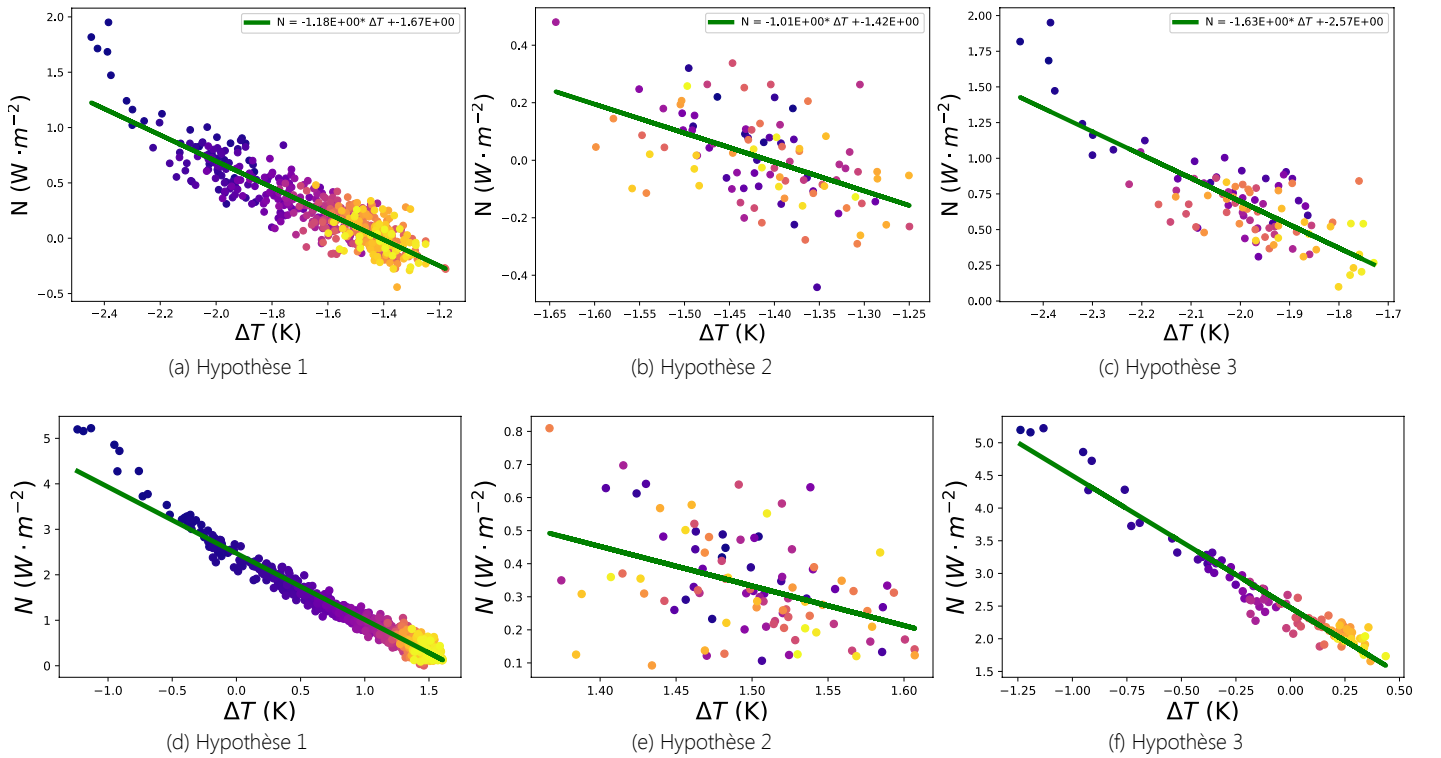


FIG. 9: Changement du bilan radiatif au sommet de l'atmosphère en fonction du changement de température de surface pour les simulations $0.5 \times \text{CO}_2$ ((a), (b), (c)) et $2 \times \text{CO}_2$ ((d), (e), (f)), mesuré sur différents intervalles de temps en fonction des hypothèses 1,2 ou 3. Les couleurs représentent l'évolution temporelle des données: les points les plus clairs étant les données les plus avancées de la simulation.

-
- [1] Pieter Tans and Ralph Keeling. Mauna Loa CO₂ annual mean data. 2021.
 - [2] Didier Swingedouw. Origine et impact climatique d'un changement de circulation thermohaline au cours des prochains siècles dans le modèle IPSL-CM4. (Paris 6), 2006.
 - [3] D M Roche. Water isotopes in the iLOVECLIM model δ 18 O water isotope in the iLOVECLIM model (version 1.0)-Part 1: Implementation and verification Water isotopes in the iLOVECLIM model. *Geosci. Model Dev. Discuss*, 6:1467–1494, 2013.
 - [4] D M Roche and M Kageyama. PMIP-3 Last Glacial Maximum : sensitivity to ice-sheets boundary conditions in the iLOVECLIM climate model. Technical report, 4 2012.
 - [5] H. Goosse, V. Brovkin, T. Fichefet, R. Haarsma, P. Huybrechts, J. Jongma, A. Mouchet, F. Selten, P. Y. Barriat, J. M. Campin, E. Deleersnijder, E. Driesschaert, H. Goelzer, I. Janssens, M. F. Loutre, M. A. Morales Maqueda, T. Opsteegh, P. P. Mathieu, G. Munhoven, E. J. Pettersson, H. Renssen, D. M. Roche, M. Schaeffer, B. Tartinville, A. Timmermann, and S. L. Weber. Description of the Earth system model of intermediate complexity LOVECLIM version 1.2. *Geoscientific Model Development*, 3(2):603–633, 11 2010.
 - [6] J. M. Gregory, W. J. Ingram, M. A. Palmer, G. S. Jones, P. A. Stott, R. B. Thorpe, J. A. Lowe, T. C. Johns, and K. D. Williams. A new method for diagnosing radiative forcing and climate sensitivity. *Geophysical Research Letters*, 31(3):2–5, 2004.
 - [7] Élodie Bonnaud. Modélisation simplifiée des événements de Dansgaard-Oeschger. Technical report, 2004.
 - [8] Peter M. Cox, Chris Huntingford, and Mark S. Williamson. Emergent constraint on equilibrium climate sensitivity from global temperature variability. *Nature*, 553(7688):319–322, 2018.
 - [9] William F. Ruddiman. *Earth's Climate: Past and Future*. Clancy Marshall, New York, Houndmills, w.h. freem edition, 2008.
 - [10] J.-L. Dufresne and J. Treiner. L'effet de serre atmosphérique : plus subtil qu'on ne le croit ! *La Météorologie*, 8(72):31, 2011.