

Documentation du logiciel SimClimat

Camille Risi

Juillet 2023

Une version web de cette documentation est sur http://www.lmd.jussieu.fr/~crlmd/simclimat/documentation_2019

Le logiciel SimClimat est un logiciel pédagogique de simulation du climat de la Terre et des planètes ([Risi, 2015]). Par une interface ludique et conviviale, il permet de réaliser des simulations climatiques à différentes échelles de temps. Les résultats concernant la température globale de surface, le niveau de la mer, l’extension des calottes de glace et la composition de l’atmosphère s’affichent sous forme de courbes et de dessins. L’utilisateur peut tester l’influence de divers paramètres influençant le climat, tels que les paramètres astronomiques ou la composition de l’atmosphère, et peut brancher ou débrancher certaines rétroactions climatiques.

SimClimat est composé d’une interface graphique couplée à un modèle physique du climat. Cette documentation décrit d’abord l’interface graphique (section 1) puis le modèle physique (section 2). Cette documentation présente aussi la mise en œuvre de la démarche expérimentale avec SimClimat (section 3). Le contenu physique et les résultats que SimClimat produit sont comparés à ceux des “vrais” modèles de climat utilisés pour les rapports du GIEC Groupe d’experts intergouvernemental sur l’évolution du climat) (section 4). Enfin, les points du nouveau programme de lycée (entrant en vigueur en 2019-2020) que SimClimat permet d’aborder sont listés (section 5).

Table des matières

| | |
|---|----------|
| 1 L’interface graphique | 2 |
| 1.1 Plateformes supportées | 2 |
| 1.2 Les paramètres d’entrée | 3 |
| 1.2.1 État initial | 3 |
| 1.2.2 Échéance | 3 |
| 1.2.3 Couleur et nom | 4 |
| 1.2.4 Paramètres d’entrée | 4 |
| 1.3 Les sorties | 5 |
| 1.3.1 Les courbes | 7 |
| 1.3.2 Les dessins | 7 |
| 1.3.3 Export en format .csv | 7 |
| 1.4 Petit guide d’utilisation | 7 |
| 2 Le modèle physique de SimClimat | 7 |
| 2.1 Les contraintes sur le modèle | 8 |
| 2.2 L’intégration temporelle | 8 |
| 2.3 Le modèle global d’équilibre radiatif | 8 |
| 2.3.1 La puissance solaire absorbé par la Terre | 9 |
| 2.3.2 La puissance du rayonnement infra-rouge émis par la Terre | 9 |
| 2.3.3 Température d’équilibre | 9 |
| 2.4 Couplage du modèle d’équilibre radiatif avec les autres composantes | 10 |
| 2.4.1 L’effet de serre | 10 |
| 2.4.2 L’albédo | 10 |
| 2.4.3 Le niveau de la mer | 10 |

| | | |
|----------|--|-----------|
| 3 | Mise en œuvre de la démarche expérimentale avec SimClimat | 12 |
| 3.1 | Pourquoi avoir besoin de modélisation numérique ? | 12 |
| 3.2 | Exemples de mise en œuvre de la démarche expérimentale avec SimClimat | 12 |
| 3.2.1 | Mise en évidence du rôle de l'homme dans le réchauffement observé depuis 150 ans | 12 |
| 3.2.2 | Rétroactions en jeu dans le changement climatique | 12 |
| 3.2.3 | Mécanismes des variations glaciaires-interglaciaires | 14 |
| 4 | Comparaison aux modèles de climat utilisés dans les rapports du GIEC | 16 |
| 4.1 | Sur quoi se basent les projections climatiques dans les rapports du GIEC ? | 16 |
| 4.2 | Comment fonctionne un modèle de climat ? | 17 |
| 4.3 | Comparaison du contenu physique | 17 |
| 4.4 | Comparaison des projections climatiques | 17 |
| 4.5 | Simulation des rétroactions impliqués dans le réchauffement climatique | 19 |
| 4.6 | Rôle de l'Homme dans le réchauffement climatique en cours | 19 |
| 4.7 | Arrêt des émissions de CO_2 | 19 |
| 5 | Points du programme abordés | 24 |
| 5.1 | Enseignement scientifique en classe de Première | 24 |
| 5.2 | Enseignement scientifique en classe de Terminale | 24 |
| 5.2.1 | Rétroactions climatiques | 24 |
| 5.2.2 | Modèles climatiques | 24 |
| 5.2.3 | Rôle de l'homme dans le réchauffement climatique en cours | 25 |
| 5.2.4 | Projections climatiques | 25 |
| 5.3 | Spécialité de SVT en classe de Terminale | 26 |
| 5.3.1 | Rôle de l'homme dans le réchauffement climatique en cours | 26 |
| 5.3.2 | Variabilité glaciaire-interglaciaire | 26 |
| 5.3.3 | Variations climatiques aux échelles de temps géologiques | 26 |
| 5.4 | Compétences travaillées pour tous les programmes | 27 |
| 6 | Annexe : détail des équations du modèle physique | 27 |
| 6.1 | Évolution de la température globale | 27 |
| 6.2 | L'effet de serre | 27 |
| 6.2.1 | Les deux composantes de l'effet de serre | 27 |
| 6.2.2 | L'effet de serre lié au CO_2 en fonction de la concentration en CO_2 | 28 |
| 6.2.3 | L'effet de serre lié à la vapeur d'eau en fonction de la concentration en vapeur d'eau | 28 |
| 6.2.4 | La concentration en vapeur d'eau en fonction de la température | 28 |
| 6.3 | Le cycle du carbone | 29 |
| 6.3.1 | Stockage biologique et altération des continents | 29 |
| 6.3.2 | Solubilité du CO_2 dans l'océan | 29 |
| 6.3.3 | Absorption d'une partie des émissions de CO_2 par l'océan et la végétation | 30 |
| 6.4 | Albédo et calottes de glace | 30 |
| 6.4.1 | L'albédo en fonction de l'extension des calottes de glace | 30 |
| 6.4.2 | L'extension des calottes de glace en fonction de la température et de l'insolation en été à $65^\circ N$ | 30 |
| 6.4.3 | Insolation en été à $65^\circ N$ | 31 |
| 6.5 | Niveau des mers | 31 |

1 L'interface graphique

1.1 Plateformes supportées

SimClimat fonctionne sur :

- des ordinateurs personnels sous Windows ou sous linux,
- des tablettes et smartphones sous Android ou Mac-OS.

L'interface s'adapte automatiquement à l'écran.

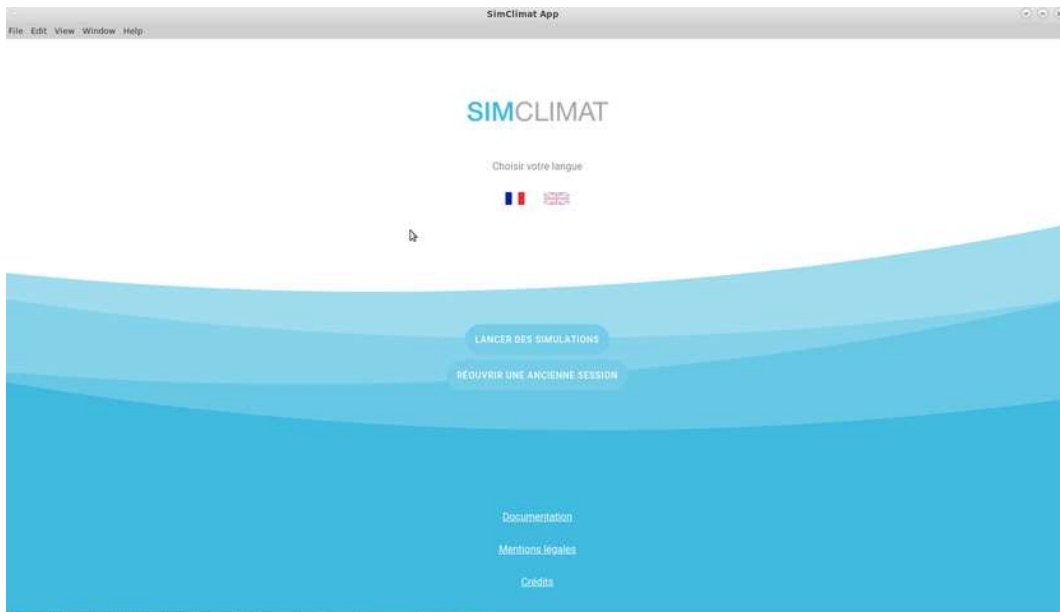


FIGURE 1 – Copie d’écran de la page d’accueil sous Windows.

1.2 Les paramètres d’entrée

Une simulation est définie par :

1. Un **état initial** : valeurs initiales de la température, de la concentration en CO_2 , du niveau de la mer et du niveau des calottes ;
2. Une **échéance** : durée de la simulation ;
3. Un **nom** de simulation et sa couleur ;
4. Des **paramètres** déterminant le comportement du modèle lors de la simulation.

1.2.1 État initial

Dans l’interface, l’état initial se choisit dans la page suivant la page d’accueil (figures 1,2). Les états initiaux possibles sont les suivants :

1. *”Le monde d’aujourd’hui”* : L’année de début est 2022, la température est de $15.3^{\circ}C$, la concentration en CO_2 de 405 ppm, les émissions de CO_2 de 8 GtC/an, l’anomalie du niveau de la mer de 0 m.
2. *”Le monde pré-industriel”* : Les variables climatiques sont celles de l’époque pré-industrielle : la température est de $14.4^{\circ}C$, la concentration en CO_2 de 280 ppm, le niveau de la mer de -0.2 m, les émissions de CO_2 sont nulles.
3. *”L’état final de la précédente simulation”* : Ceci permet de continuer la précédente simulation.
4. *”autre : état pré-enregistré”* : Si un état final d’une simulation a déjà été enregistré, il est possible de démarrer une simulation avec comme conditions initiales cet état final enregistré. Ceci permet de continuer une simulation antérieure.

1.2.2 Échéance

Dans l’interface, l’échéance se choisit dans la même page que l’état initial (figures 1,2). Elle peut être comprise entre 100ans et 10 millions d’années. L’échéance dépend des processus que l’on cherche à étudier. Par exemple, pour étudier le réchauffement climatique actuel, des échelles de temps de l’ordre de 100 à 500 ans sont conseillées. Pour étudier les variations glaciaires-interglaciaires du climat dans lesquelles les calottes de glace sont en jeu, des échelles de plusieurs dizaines à centaines de milliers d’années sont conseillées. Pour étudier l’altération continentale, des échelles de plusieurs millions d’années sont conseillées.



FIGURE 2 – Copie d’écran de la page de choix de l’état initial et de l’échéance sous Windows.

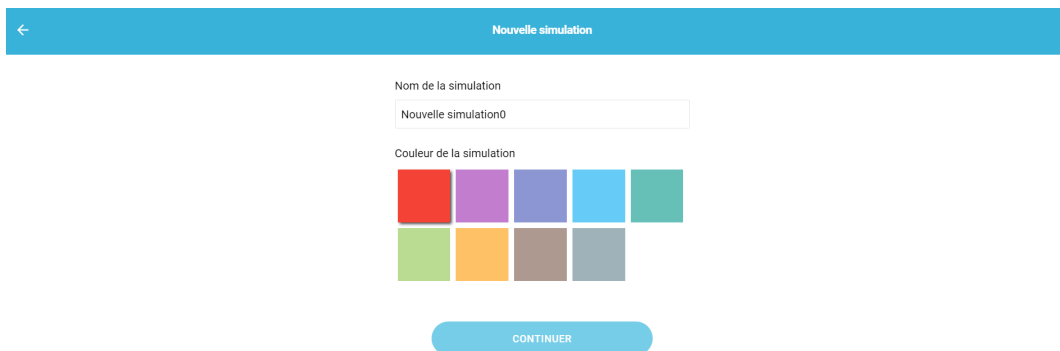


FIGURE 3 – Copie d’écran de la page de choix du nom et de la couleur sous Windows.

1.2.3 Couleur et nom

Dans l’interface, la couleur et le nom se choisissent lors de la deuxième page (figure 3). Ils sont de plus modifiables une fois la simulation lancée grâce à l’icône ”courbe” (figure 5).

1.2.4 Paramètres d’entrée

On peut faire varier 3 types de paramètres :

1. Paramètres astronomiques, accessibles avec l’icone « astro » (figure 1.2.4) :
 - Distance Terre-Soleil
 - Puissance solaire
 - Excentricité
 - Obliquité
 - Précession

Un exemple d’application est en section 3.2.3.

Page de choix des paramètres:

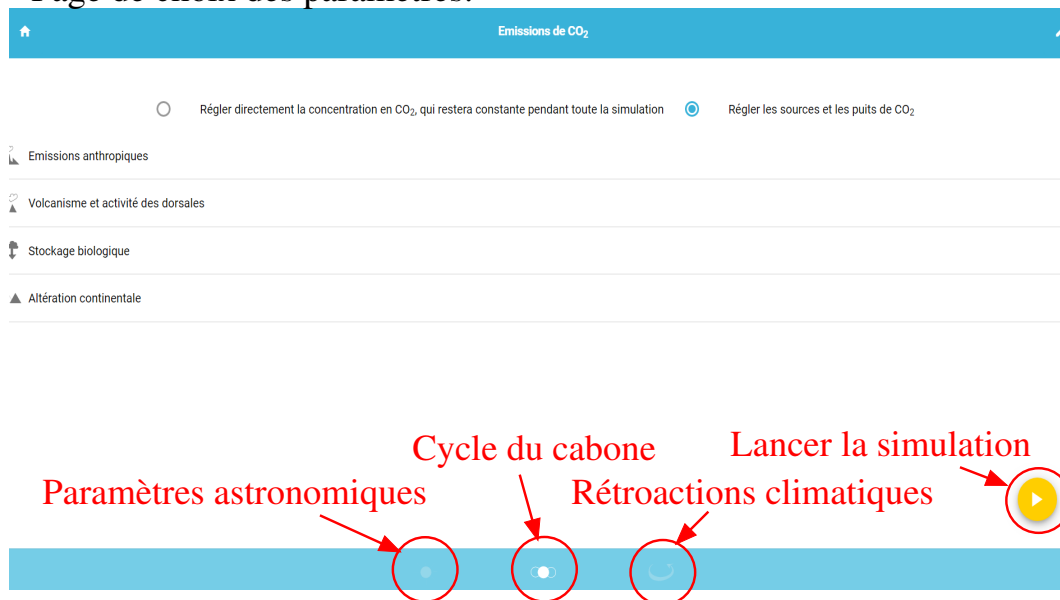


FIGURE 4 – Copie d'écran de la page du choix des paramètres liés au cycle du carbone, sous Linux.

2. Concentration ou émission de CO_2 , accessibles avec l'icône « CO_2 » (figure 1.2.4) : On a le choix entre 2 types de simulations :
 - Fixer la concentration de CO_2 : La concentration est alors constante tout au long de la simulation, quelque soit les flux de CO_2 , et est choisie par l'utilisateur. Un exemple d'application est en section 3.2.1).
 - Fixer les émissions : La concentration est alors calculée interactivement par le modèle, selon les sources ou puits choisis par l'utilisateur. Les sources ou puits que l'utilisateur peut régler sont les suivantes :
 - Émissions anthropiques
 - Volcanisme et activité des dorsales
 - Altération continentale
 - Stockage biologique
3. Rétroactions climatiques, accessibles avec l'icône « rétroaction » (figure 1.2.4) : Quatre types de rétroactions climatiques sont prises en compte et peuvent être réglées ou débranchées par l'utilisateur :
 - Albédo
 - Océan
 - Végétation
 - Vapeur d'eauUn exemple d'application est en section 3.2.2.

Pour chaque paramètre, on peut afficher un petit texte explicatif et/ou un schéma (exemple : figure 4).

Une fois la simulation lancée, on peut afficher les valeurs des différents paramètres avec l'icône œil ou les modifier avec l'icône clé (figure 7).

1.3 Les sorties

Les résultats sont affichés directement dans l'interface sous forme de courbes et de dessins ou peuvent être exportés sous différents formats (figure 5).

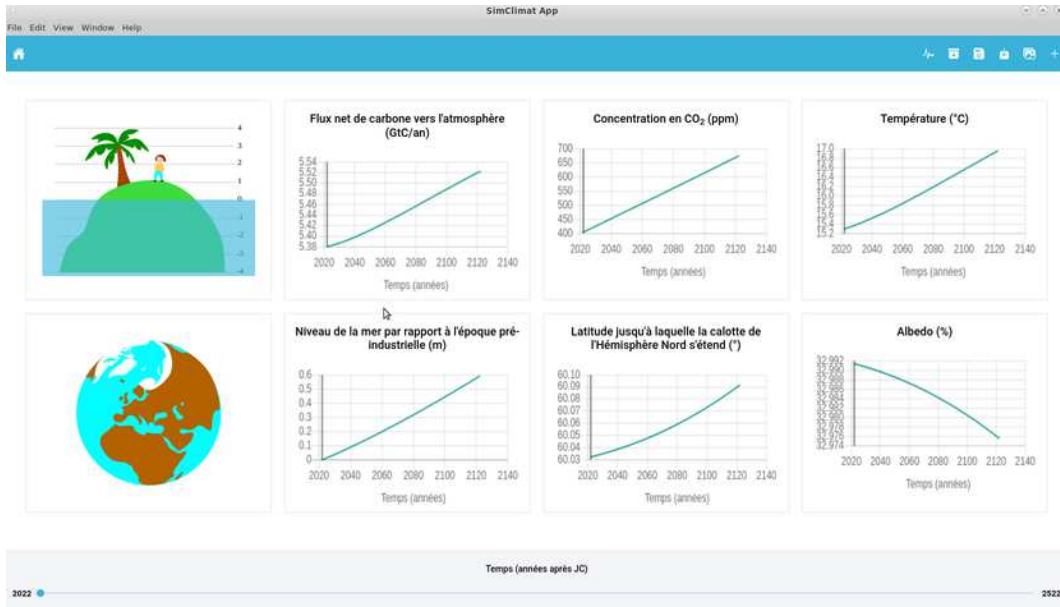


FIGURE 5 – Copie d'écran de la page d'affichage des résultats, sous Linux.

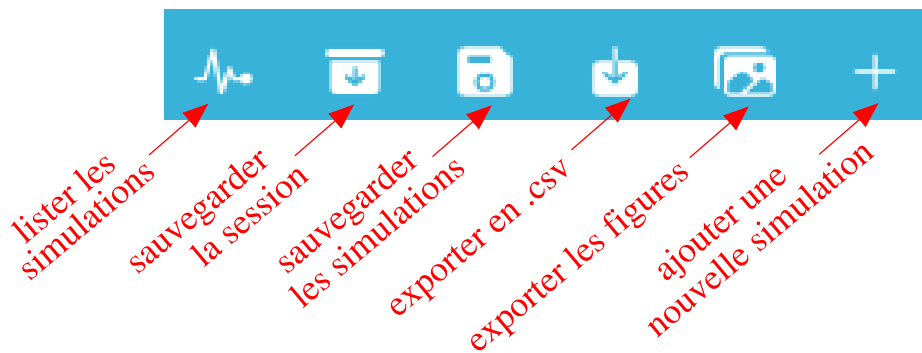


FIGURE 6 – Zoom sur les fonctionnalités en haut à droite de la page d'affichage, sous Linux.

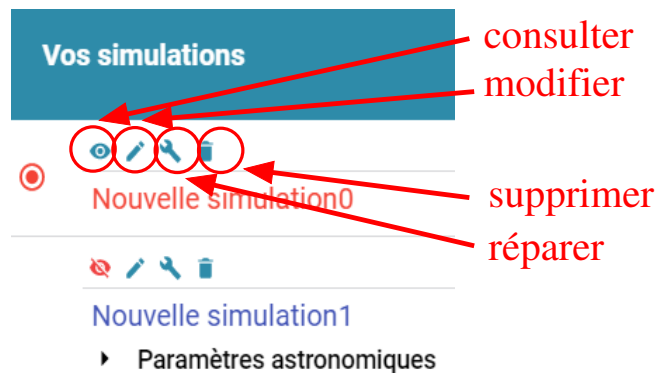


FIGURE 7 – Zoom sur la page d'affichage des résultats, quand on active l'icône "édition des simulations", sous Linux.

1.3.1 Les courbes

Les différentes variables affichables par les courbes sont :

1. La température moyenne globale et annuelle à la surface de la Terre, en °C
2. La concentration en CO_2 , en ppm
3. Les émissions de CO_2 , en Gt de Carbone par an (GtC/an)
4. Le niveau de la mer, en m par rapport à l'actuel
5. La latitude des calottes, en ° de latitude
6. L'albédo planétaire global, sans unité.

Les courbes ont en abscisse le temps, en année après Jésus-Christ et en ordonnée la variable affichée.

1.3.2 Les dessins

Deux types de dessins s'affichent :

- une Terre, sur laquelle on peut voir le niveau des calottes ; attention, ce niveau est très approximatif.
- une île Tropicale, sur laquelle on peut voir le niveau de la mer.

1.3.3 Export en format .csv

Il est possible de télécharger les résultats d'une simulation sous format numérique .csv, qui peut être lu par des tableurs de type Excell. Il suffit pour cela d'appuyer sur l'icône "télécharger" en haut à droite (figure 5).

1.4 Petit guide d'utilisation

- Lancer une première simulation : Cliquer sur "Nouvelle simulation", puis se laisser guider pour choisir les paramètres d'entrée (section 1.2). Lancer la simulation avec la petite flèche orange.
- Superposer une autre simulation : Dans la page d'affichage des résultats, appuyer sur l'icône "+". Choisir alors les nouveaux paramètres d'entrée.
- Modifier le nom et/ou la couleur d'une simulation : Dans la page d'affichage des résultats, appuyer sur l'icône "courbes". La liste des simulations apparaît à gauche de l'écran. Cliquer sur l'icône "crayon" pour éditer le nom ou sélectionner une nouvelle couleur.
- Afficher les paramètres d'entrée d'une simulation : Dans la page d'affichage des résultats, appuyer sur l'icône "courbes". La liste des simulations apparaît. Cliquer sur l'icône "œil" pour afficher les paramètres.
- Modifier les paramètres d'entrée d'une simulation : Dans la page d'affichage des résultats, appuyer sur l'icône "courbes". La liste des simulations apparaît. Cliquer sur l'icône "clé à molette" pour revenir dans les pages de choix des paramètres. Une fois tous les paramètres choisis, il faut relancer la simulation avec la petite flèche orange.
- Supprimer une simulation : Dans la page d'affichage des résultats, appuyer sur l'icône "courbes". La liste des simulations apparaît. Cliquer sur l'icône "poubelle" pour supprimer la simulation correspondante.
- Prolonger une simulation qu'on vient de réaliser : Cliquer sur l'icône "+". Choisir comme état initial "état initial de la simulation précédente".
- Sauvegarder des simulations, des résultats de simulation ou la session :
 - Sauvegarder une simulation pour la prolonger ultérieurement : Dans la page d'affichage des résultats, cliquer sur l'icône "disquette" (figure 6).
 - Sauvegarder toute la session : grand icône « enregistrer » (figure 6). Pour la relancer plus tard, choisir « Réouvrir une ancienne session » dans la page d'accueil (figure 1).
 - Exporter les résultats numériques des simulations au format .csv : petit icône « enregistrer » (figure 6)
 - Exporter les résultats graphiques des simulations au format .png : icône « dessin » (figure 6)
 - Prolonger une simulation sauvegardée : Choisir comme état initial "état initial d'une simulation sauvegardée".
- Afficher la documentation : cliquer sur l'icône "maison", en haut à gauche de toutes les pages de l'interface.

2 Le modèle physique de SimClimat

Le modèle physique est basé sur un modèle d'équilibre radiatif simple à l'échelle globale (0 dimension) (section 2.3). A ce modèle d'équilibre radiatif est branchée une représentation extrêmement simple des autres composantes

| Époque | Pré-industriel | Actuel | Dernier maximum glaciaire (-21 ka) |
|-----------------------|----------------|--------|------------------------------------|
| Température | 14.5°C | 15.5°C | 10°C |
| CO_2 | 280 ppm | ppm | 180 ppm |
| Niveau des mers | -0.2 m | 0 m | -130 m |
| Latitude des calottes | - | 60° | 45° |
| Albédo planétaire | - | 0.33 | - |

TABLE 1 – Tableau résumant les contraintes sur les états actuel, pré-industriel et glaciaire.

du système climatique : océan, cycle du carbone, calottes de glaces (section 2.4). Le modèle utilise des relations physiques, ainsi que des relations empiriques dont les paramètres sont ajustés pour satisfaire des contraintes observationnelles ou théoriques (section 2.1). Le modèle est actuellement codé en TypeScript.

2.1 Les contraintes sur le modèle

Le modèle physique de SimClimat est basé sur des équations physiques. Il se distingue des animations pédagogiques dans la mesure où aucun résultat n'est pré-enregistré. Tous les calculs se font lors du lancement de la simulation, selon les paramètres choisis par l'utilisateur. Une infinité de simulations est possible.

En revanche, le modèle physique de SimClimat se distingue des "vrais" modèles de climat (détaillés en section 4) dans la mesure où de nombreux paramètres dans les équations ont été ajustés pour que les simulations se comportent d'une façon réaliste. Cet ajustement des paramètres est nécessaire lorsque les équations sont très simplifiées. Les équations sont très simplifiées pour limiter le temps de calcul, afin de pouvoir obtenir des résultats de simulation en quelques secondes.

Les paramètres ont été ajustés de manière à satisfaire les contraintes observationnelles suivantes :

- température, concentration en CO_2 , latitude des calottes, niveau des mers et albédo pour les périodes préindustrielle, actuelle et dernier maximum glaciaire (tableau 1) ;
- Des variations extrêmes des paramètres orbitaux induisent des variations de température de l'ordre des variations glaciaires-interglaciaires (10°C) ;
- Actuellement, la vapeur d'eau contribue pour 60% de l'effet de serre naturel ([Kiehl and Trenberth, 1997]). On suppose que le CO_2 contribue aux 40% restants, négligeant l'effet des autres gaz à effet de serre comme le CH_4 ou l'ozone troposphérique. Alternativement, le CO_2 dans SimClimat représente tous les gaz à effet de serre autre que la vapeur d'eau, et on peut raisonner en "équivalent- CO_2 ".
- Le réchauffement lié à un doublement de CO_2 est de 2.2°C si on considère l'effet de la vapeur d'eau mais de seulement 1.2°C si on néglige cette rétroaction ([Dufresne and Bony, 2008]).

2.2 L'intégration temporelle

Le modèle SimClimat calcule les différentes variables (température, concentration en CO_2 ...) en fonction du temps t pendant toute la durée de la simulation D en partant de l'état initial. Les différents instants t où les calculs sont réalisés sont séparés par un pas de temps dt . Pour limiter le temps de calcul, le pas de temps dépend de la durée de la simulation :

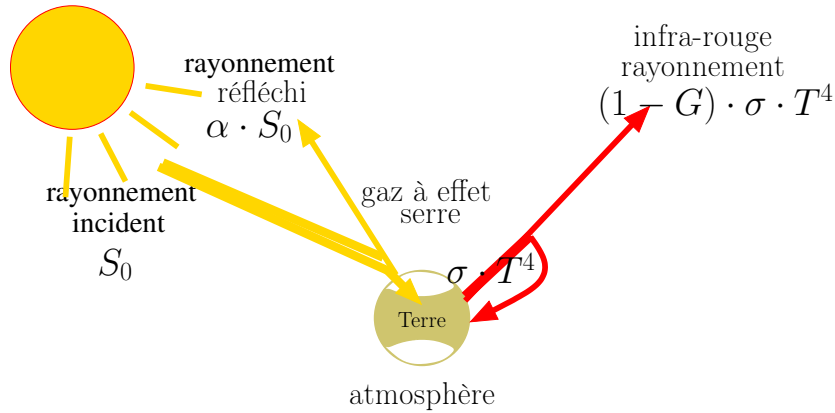
- si $D \leq 100$ ans, $dt=0.25$ ans. Notons cependant que les cycles saisonniers ne sont pas résolus, tout est calculé en moyenne annuelle.
- si $D > 100$ ans, $dt = (D^{0.7}) \cdot 100^{0.3}/300$. Par exemple, $dt \simeq 210$ ans pour $D = 1$ million d'année, et $dt \simeq 5283$ ans pour $D = 100$ millions d'années.

2.3 Le modèle global d'équilibre radiatif

À l'équilibre radiatif, la puissance solaire absorbée par la Terre, F_{in} , est égale à la puissance du rayonnement infra-rouge émis par la Terre, F_{out} (figure 8) :

$$F_{in} = F_{out}$$

On définit ici les puissances F_{in} et F_{out} par unité de surface de la Terre, en W/m^2 .



$$(1 - \alpha) \cdot S_0 = (1 - G) \cdot \sigma \cdot T^4$$

FIGURE 8 – Modèle global d'équilibre radiatif.

2.3.1 La puissance solaire absorbé par la Terre

F_{in} dépend de l'albédo planétaire :

$$F_{in} = (1 - A) \cdot F_0^{in}$$

avec :

A l'albédo de la Terre, qui dépend notamment de la latitude des calottes. Son calcul dans le modèle est détaillé dans la section 2.4.

F_0^{in} la puissance solaire arrivant au sommet de l'atmosphère, en moyenne globale et annuelle. Comme à chaque instant, le soleil n'éclaire que le quart de la surface totale de la Terre, $F_0^{in} = \frac{S_0}{4}$, où $S_0 = 1370 \text{ W/m}^2$ est la constante solaire.

2.3.2 La puissance du rayonnement infra-rouge émis par la Terre

F_{out} dépend de la température selon la loi de Stefan-Boltzmann, modulée par l'effet de serre :

$$F_{out} = (1 - G) \cdot \sigma \cdot T^4$$

avec

G l'effet de serre : il représente la fraction de rayonnement infrarouge émis par la Terre qui est retenue par effet de serre et ne parvient pas à s'échapper vers l'espace.

σ la constante de Stefan-Boltzmann.

Cette relation est illustrée pour différentes concentration en CO_2 sur la figure 9.

2.3.3 Température d'équilibre

On calcule $T_{eq}(t)$ à chaque pas de temps t , en supposant l'équilibre radiatif :

$$T_{eq}(t) = \left(\frac{(1 - A(t)) \cdot F_0^{in}}{(1 - G(t)) \cdot \sigma} \right)^{1/4}$$

Graphiquement, T_{eq} correspond au point d'intersection T des courbes $F_{in}(T)$ et $F_{out}(T)$ (figure 9).

La température $T(t)$ simulée par SimClimat est basée sur la température d'équilibre T_{eq} , mais avec un peu de retard pour représenter l'effet de l'inertie thermique des océans (section 6.1).

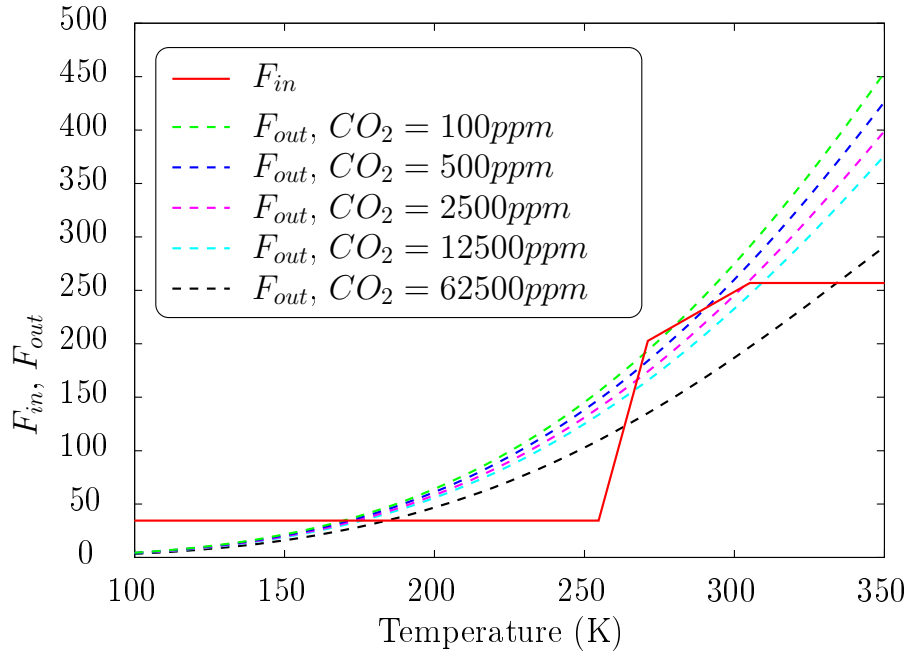


FIGURE 9 – Énergie solaire absorbée par la Terre (F_{in}) et énergie infrarouge émise par la Terre (F_{out}), en fonction de la température. Les points d'équilibre radiatif correspondent aux points d'intersection entre $F_{in}(T)$ et $F_{out}(T)$.

2.4 Couplage du modèle d'équilibre radiatif avec les autres composantes

Pour calculer T_{eq} , on a besoin de l'albédo A et de l'effet de serre G . C'est à partir de ces variables que le modèle radiatif est couplé à la composition de l'atmosphère, au cycle du carbone et aux calottes de glace. L'ensemble des couplage est représenté en figure 10.

2.4.1 L'effet de serre

L'effet de serre G est décomposé en deux composantes : l'effet de serre lié au CO_2 ($G_{CO_2}^{serre}$) et celui lié à la vapeur d'eau ($G_{H_2O}^{serre}$) (section 6.2.1).

- L'effet de serre lié à la vapeur d'eau est calculé en fonction de la concentration en vapeur d'eau R_{H_2O} (section 6.2.3), elle même calculée en fonction de la température (section 6.2.4).
- L'effet de serre lié au CO_2 est calculé en fonction de la concentration en CO_2 (section 6.2.2). Cette concentration est calculé à partir des sources et puits de CO_2 (émissions anthropiques, volcanisme, altération des continents, stockage biologique, stockage par l'océan) (section 6.3). La solubilité du CO_2 dans l'océan est fonction de la température (6.3.2).

2.4.2 L'albédo

L'albédo A est calculé en fonction de l'extension des calottes de glaces ϕ_g (section 6.4.1). Cette extension des calottes est calculée en fonction de la température et de l'insolation en été à $65^\circ N$ I (section 6.4.2). Cette insolation est déterminée par les paramètres astronomiques et orbitaux (section 6.4.3).

2.4.3 Le niveau de la mer

Le niveau des mers dépend à la fois de la température, par le biais de la dilatation thermique, et de l'extension des calottes de glaces, qui contrôle l'eau liquide disponible (section 6.5).

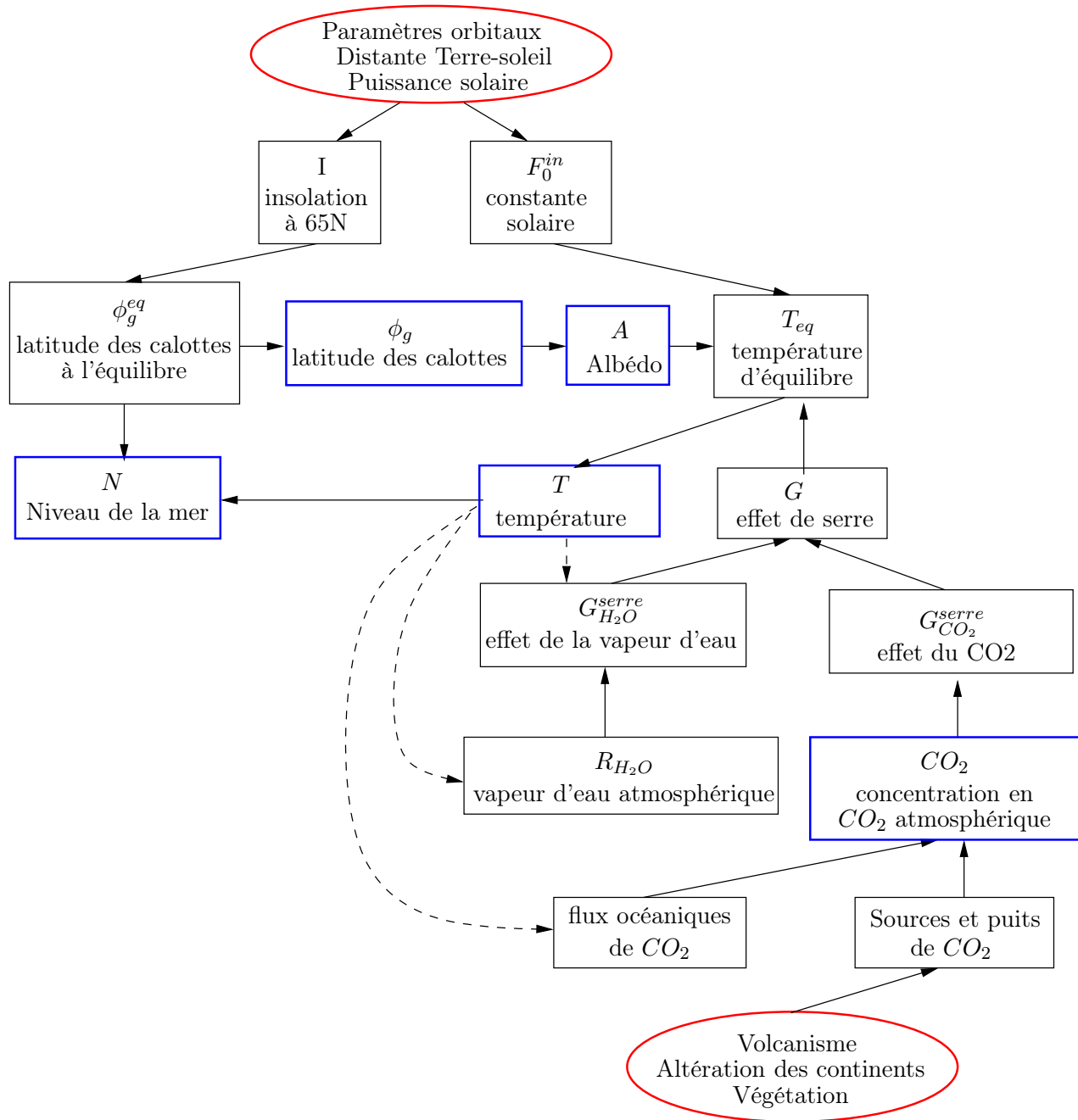


FIGURE 10 – Schéma illustrant comment les différentes variables sont calculées dans le modèle. En rouge : les forçages “externes” aux système climatique modélisé. En bleu : les variables d’état du modèle.

3 Mise en œuvre de la démarche expérimentale avec SimClimat

3.1 Pourquoi avoir besoin de modélisation numérique ?

L'étude du changement climatique est un domaine scientifique un peu particulier, où la démarche expérimentale classique n'est pas toujours applicable. Par exemple, on observe que depuis 150 ans, la température globale de la Terre s'est réchauffée d'environ 1°C. En parallèle, la concentration atmosphérique en CO_2 , gaz à effet de serre émis par les activités humaines, a augmenté. Est-ce l'augmentation de la concentration en CO_2 qui a causé l'augmentation de la température ? Ou est-ce une pure coïncidence ? Pour répondre à cette question selon la démarche expérimentale classique, il faudrait dupliquer notre planète, lui faire remonter le temps 150 ans plus tôt, et la laisser évoluer jusqu'à nos jours sans émettre de CO_2 , tout en accélérant le temps pour obtenir les résultats aujourd'hui. Impossible ! Sauf de manière virtuelle, par le biais de la modélisation numérique. Le but de la modélisation est justement de pouvoir créer autant de planètes Terre virtuelles que l'on veut, les soumettre aux concentrations en CO_2 que l'on veut, remonter le temps, ou l'accélérer... On peut parler de démarche expérimentale avec des "expériences virtuelles".

3.2 Exemples de mise en œuvre de la démarche expérimentale avec SimClimat

3.2.1 Mise en évidence du rôle de l'homme dans le réchauffement observé depuis 150 ans

La démarche expérimentale commence de manière classique avec un constat, une question et une hypothèse.

- *Constat* : On observe qu'il y a un réchauffement climatique, d'environ 1°C depuis 150 ans.
- *Question* : Comment expliquer ce réchauffement ?
- *Hypothèse* : Le réchauffement climatique est principalement causé par l'augmentation de la concentration en gaz à effet de serre émis par les activités humaines, en particulier le CO_2 dont la concentration a augmenté de 280 ppm à 405 ppm depuis 150 ans.

Dans le cas de la démarche expérimentale avec modélisation numérique, quelques étapes supplémentaires sont nécessaires avant de réaliser les expériences.

- *Choix du modèle* : Le modèle doit être basé sur des équations physiques générales et non sur le constat ou sur l'hypothèse. Sinon, le raisonnement se mord la queue ! Ainsi, nulle part dans les équations de SimClimat, il n'est écrit qu'une augmentation de la concentration en CO_2 de 125 ppm induit une augmentation de 1°C de la température globale. Les équations "disent" juste que le CO_2 agit sur l'effet de serre, et que l'effet de serre agit sur le bilan radiatif de la planète et donc sur la température globale, avec plein de rétroactions possibles qui peuvent modifier les résultats (figure 10).
- *Expérience témoin* : Il s'agit de vérifier le réalisme du modèle par rapport à des observations. Ici, on réalise une simulation partant de l'époque préindustrielle, de durée 250 ans, avec des émissions anthropiques de 2.5 GtC/an qui permettent de faire passer la concentration en CO_2 à la concentration actuelle.
- *Validation du modèle* : On vérifie qu'à la fin de la simulation, la température a augmenté de 1°C, ce qui est cohérent avec les observations (figure 11, rouge). Notons qu'avec SimClimat, on ne peut pas facilement faire évoluer les émissions anthropiques de CO_2 avec le temps selon un scénario réaliste. Dans ces simulations, seuls le début et la fin de la simulation sont analysés.

Puis la démarche expérimentale se poursuit de manière classique avec expérience, résultat et conclusion.

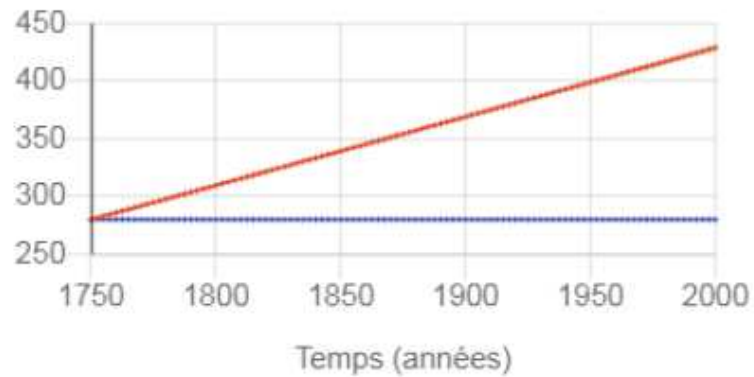
- *Expérience* : On réalise une simulation identique à celle de contrôle, à part que la concentration en CO_2 reste constante.
- *Résultat* : On constate que si la concentration en CO_2 reste constante, la température globale n'augmente pas (figure 11, bleu).
- *Conclusion* : On conclut que le réchauffement climatique observé est bien causé par l'augmentation de la concentration en CO_2 .

3.2.2 Rétroactions en jeu dans le changement climatique

On a vu dans la section précédente que le réchauffement climatique était causé principalement par l'augmentation de la concentration en CO_2 . Le CO_2 agit-il de manière directe sur l'effet de serre ? Ou existe-t-il des rétroactions amplificatrices ? Nous montrons ici comment mettre en œuvre la démarche expérimentale avec SimClimat pour quantifier le rôle de la rétroaction de la vapeur d'eau.

- *Constat* : Le gaz qui contribue le plus à l'effet de serre naturel est la vapeur d'eau.
- *Question* : Est-ce que la vapeur d'eau joue un rôle dans le réchauffement climatique ?

Concentration en CO_2 (ppm)



Température ($^{\circ}C$)

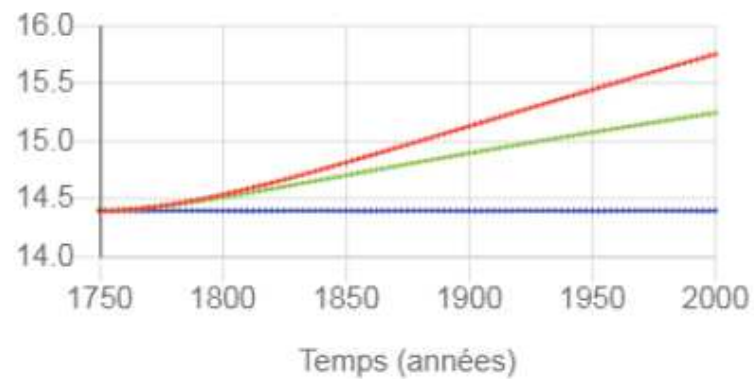


FIGURE 11 – Copie d'écran des résultats d'une simulation pré-industrielle avec concentration en CO_2 constante (bleu) et avec des émissions anthropiques qui permettent de faire passer la concentration en CO_2 à la concentration actuelle (rouge). La simulation verte est identique à la rouge, sauf que la rétro-action de la vapeur d'eau a été « débranchée » en maintenant constante la concentration en vapeur d'eau. Notons que pour la concentration en CO_2 , la courbe verte se trouve cachée par la courbe rouge. Les valeurs exactes peuvent varier selon les versions de SimClimat.

- *Hypothèse* : Quand la température augmente, l’humidité contenue dans l’atmosphère augmente également (d’après la relation de Clausius-Clapeyron, [Spiga, 2016]). L’amplification de l’effet de serre lié à la vapeur d’eau accroît à son tour la température.
- *Choix du modèle* : SimClimat, dont la représentation de la vapeur d’eau est basée sur des équations physiques.
- *Expérience témoin* : On réalise une simulation de 250 ans partant du monde pré-industriel à aujourd’hui, avec des émissions anthropiques de 2.5 GtC/an qui permettent de faire passer la concentration en CO_2 à la concentration actuelle (figure 11, rouge).
- *Validation du modèle* : On vérifie qu’à la fin de la simulation, la température a augmenté de 1°C, ce qui est cohérent avec les observations.
- *Expérience* : On réalise une simulation identique à celle de contrôle, à part qu’on “débranche” la rétroaction de la vapeur d’eau, en maintenant la concentration en vapeur d’eau constante.
- *Résultat* : Si la concentration en H_2O reste constante, la température globale augmente moins : de 0.6°C au lieu de 1°C (figure 11, vert).
- *Conclusion* : On conclut que la vapeur d’eau est impliquée dans une rétroaction positive qui contribue pour 40% au réchauffement climatique.

De la même façon, le rôle d’autres rétroactions peut être mis en évidence par SimClimat. Par exemple, en débranchant la rétroaction de l’albédo de surface, on voit que cette rétroaction est positive aussi mais reste assez faible aux échelles de temps courtes. Enfin, en débranchant le rôle de l’océan ou de la végétation dans le cycle du carbone, on voit que l’augmentation de la température est plus forte. La concentration en CO_2 augmente aussi plus vite. Cela montre que l’océan et la végétation épongent en partie (environ pour moitié) les émissions humaines de CO_2 .

3.2.3 Mécanismes des variations glaciaires-interglaciaires

Les variations glaciaires-interglaciaires se manifestent par de fortes variations de température, d’étendue des calottes glaciaires et de niveau de la mer qu’on retrouve dans diverses archives paléoclimatiques ([Masson-Delmotte and Chapellaz, 2002, Masson-Delmotte et al., 2015], figure 12). Ainsi, il y a 21 000 ans, le Terre vivait le dernier maximum glaciaire. La température globale était 5°C plus basse, une calotte polaire recouvrait toute l’Europe du Nord, et le niveau de la mer était 130 m plus bas. Depuis 10 000 ans, nous sommes en période interglaciaire. Il y a une période interglaciaire tous les 100 000 ans (figure 12).

Nous proposons ici trois étapes de mise en œuvre de la démarche scientifique pour comprendre les variations glaciaires-interglaciaires.

Étape 1 : mise en évidence du rôle des paramètres orbitaux

- *Constat* : Les échelles de temps des variations de température au cours des variations glaciaires-interglaciaires sont du même ordre de grandeur que celles des paramètres orbitaux : obliquité (environ 40 000 ans), précession (environ 20 000 ans), excentricité (environ 400 000 ans).
- *Question* : Est-ce que les variations des paramètres orbitaux peuvent conduire à des variations de température cohérente avec celles observées lors des cycles glaciaire-interglaciaires (i.e. 5°C) ?
- *Hypothèse* : Oui. Prenons par exemple l’obliquité.
- *Choix du modèle* : SimClimat, où l’effet des paramètres orbitaux est décrit par des équations physiques.
- *Expérience témoin* : On réalise une simulation de 100 000 ans partant du monde pré-industriel, tous les paramètres étant laissés à leur valeurs par défaut. Une simulation suffisamment longue est nécessaire pour que les calottes de glace aient le temps de s’équilibrer (figure 13, rouge).
- *Validation du modèle* : La température reste bien constante à une valeur cohérente avec la température globale observée.
- *Expérience* : On réalise une simulation identique à celle de contrôle, mais en mettant l’obliquité à sa valeur minimale (figure 13, bleu).
- *Résultat* : La température diminue de plusieurs °C. On observe aussi une forte augmentation de l’extension des calottes, et une diminution du niveau de la mer du même ordre de grandeur que lors d’une période glaciaire.
- *Conclusion* : On conclut que les variations d’obliquité peuvent induire des variations de température cohérente avec celles observées lors des cycles glaciaire-interglaciaires.

La même approche peut s’appliquer aux autres paramètres orbitaux.

Étape 2 : Mise en évidence du rôle de l’insolation dans les régions polaires en été

- *Constat* : Quand on modifie les paramètres orbitaux, on ne modifie pas l’énergie solaire reçue en moyenne sur la Terre sur une année. Les paramètres orbitaux ne font que modifier la distribution de l’énergie reçue en fonction de la latitude et de la saison.

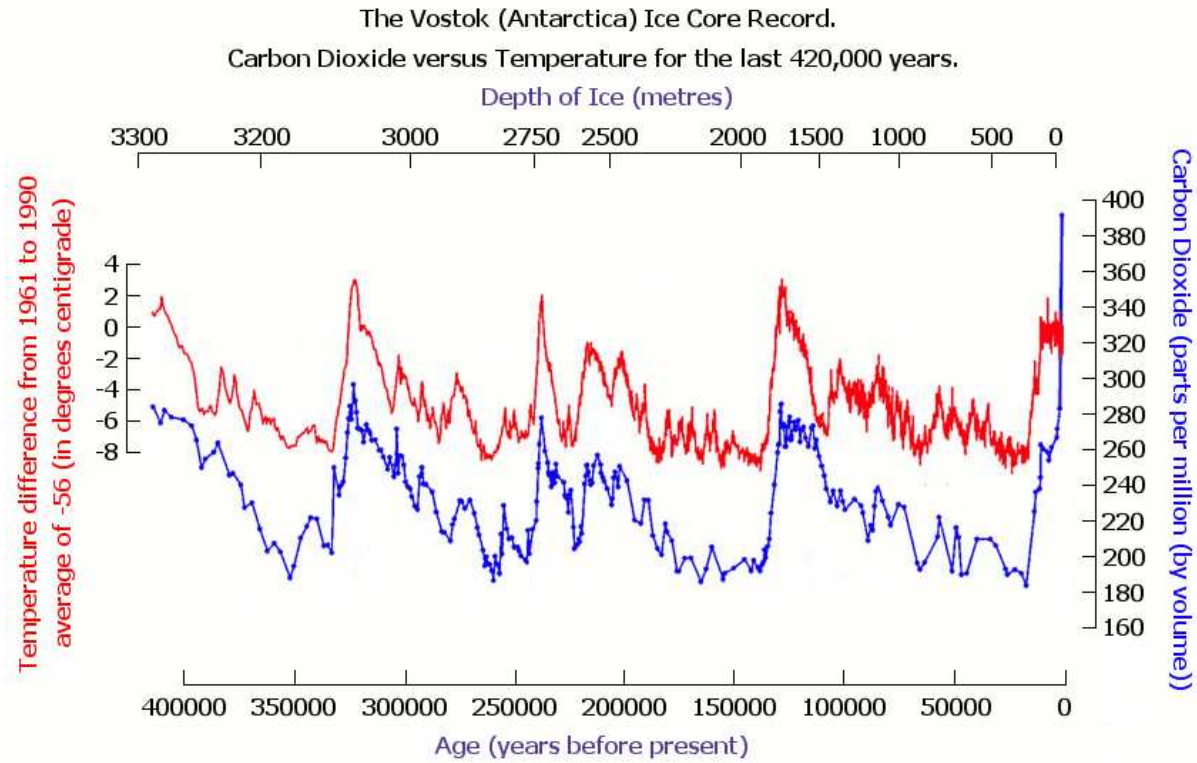


FIGURE 12 – Variations de température et de concentration en CO_2 enregistrées dans les glaces à Vostok en Antarctique.

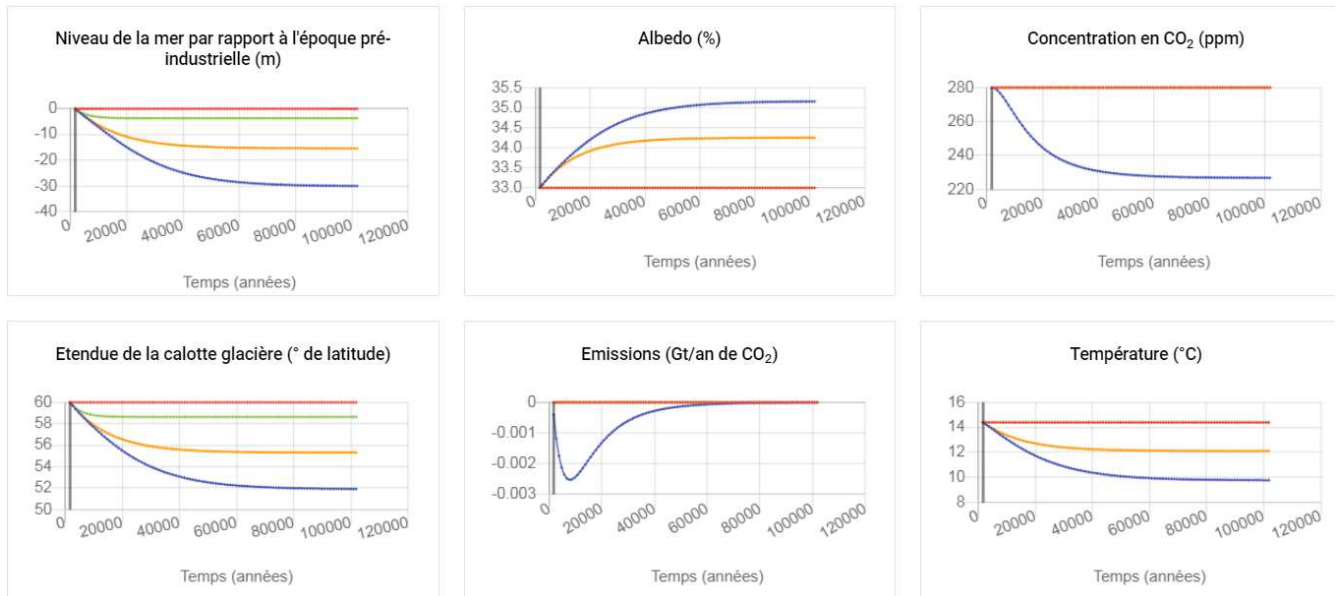


FIGURE 13 – Copie d'écran des résultats d'une simulation pré-industrielle de contrôle de 100 000 ans (rouge), avec une obliquité minimale (bleu), avec obliquité minimale et albédo constant (vert) et avec obliquité minimale et solubilité du CO_2 dans l'océan ne dépendant pas de la température (jaune). Notons que dans les panels où les courbes verte et jaune sont invisibles, elles sont en fait cachées par la courbe rouge.

- *Question* : Comment alors expliquer que les paramètres orbitaux peuvent modifier la température globale ?
- *Hypothèse* : En agissant sur l'énergie reçue dans les régions polaires en été, les paramètres orbitaux agissent sur la fonte des calottes polaires. Or l'étendue des calottes polaires influence l'albédo de la planète et donc sa température.
- *Choix du modèle* : SimClimat.
- *Expérience témoin* : L'expérience précédente de 100 000 ans avec l'obliquité minimale (figure 13, bleu).
- *Validation du modèle* : La température diminue bien comme si on entraînait dans une nouvelle ère glaciaire.
- *Expérience* : On réalise une simulation identique à celle de contrôle, mais en "débranchant" la rétroaction de l'albédo, c'est-à-dire en fixant l'albédo constant (figure 13, vert).
- *Résultat* : La température reste constante.
- *Conclusion* : On conclut que c'est bien la modification de l'albédo qui induit la modification de la température quand l'obliquité diminue. Quand l'obliquité diminue, les rayons du soleil arrivent de manière plus inclinée dans les régions polaires de l'Hémisphère Nord en été. Ça défavorise la fonte de la calotte polaire de l'Hémisphère Nord, et donc favorise son extension. Ça augmente l'albédo de la planète et donc diminue la température.

Le même mécanisme s'applique aux autres paramètres orbitaux.

- L'obliquité est le paramètre le plus facile à comprendre (ci-dessus).
- La précession agit sur la saison pour laquelle la Terre est la plus proche du soleil. Actuellement, la Terre est la plus proche du soleil en hiver de l'Hémisphère Nord. Si au contraire la Terre est plus proche du soleil en été de l'Hémisphère Nord, la calotte de l'Hémisphère Nord reçoit plus d'énergie en été ce qui favorise sa fonte.
- L'excentricité est le paramètre le plus complexe car son effet dépend de la précession. Pour la précession actuelle où la Terre est la plus loin du soleil en été de l'Hémisphère Nord, si l'orbite devient plus excentrique, la Terre sera encore plus loin du soleil en été. La calotte de l'Hémisphère Nord recevra alors moins d'énergie en été ce qui favorise son extension.

Notons que ce qui est important ici est l'énergie reçue par la calotte de l'Hémisphère Nord et non celle de l'Hémisphère Sud. En effet, la calotte de l'Hémisphère Nord a toute la liberté pour s'étendre sur l'Europe, la Sibérie et l'Amérique du Nord. Au contraire, la calotte de l'Hémisphère Sud est limitée au continent Antarctique et ne peut pas s'étendre sur l'océan Austral.

Étape 3 : pourquoi la concentration en CO_2 diminue-t-elle en période glaciaire ?

Les bulles d'air emprisonnées dans les glaces indiquent que les variations de la concentration en CO_2 varient de concert avec la température lors des variations glaciaires-interglaciaires (figure 12). Comment expliquer cela ?

- *Constat* : Quand la température diminue, la concentration en CO_2 diminue. Au dernier maximum glaciaire, la concentration en CO_2 était 100 ppm plus faible pour une température globale 5°C plus faible.
- *Question* : Comment expliquer cette diminution de la concentration en CO_2 ?
- *Hypothèse* : Quand les océans sont plus froids, le CO_2 s'y solubilise plus facilement.
- *Choix du modèle* : SimClimat.
- *Expérience témoin* : L'expérience précédente de 100 000 ans avec l'obliquité minimale (figure 13, bleu).
- *Validation du modèle* : La concentration en CO_2 simulée par SimClimat diminue de concert avec la température, jusqu'à des valeurs du même ordre de grandeur que celles observées au dernier maximum glaciaire.
- *Expérience* : On réalise une simulation identique à celle de contrôle, mais en maintenant la solubilité du CO_2 constante quelque soit la température (figure 13, jaune).
- *Résultat* : On constate que la concentration en CO_2 reste constante. De plus, la diminution de la température se trouve réduite.
- *Conclusion* : Plus les océans sont froids, plus la solubilité du CO_2 est forte. Une partie du CO_2 atmosphérique passe donc sous forme dissoute dans l'océan. Donc la concentration atmosphérique en CO_2 diminue. Comme le CO_2 est un gaz à effet de serre, la diminution de la concentration atmosphérique en CO_2 amplifie le refroidissement : c'est une rétroaction positive.

4 Comparaison aux modèles de climat utilisés dans les rapports du GIEC

4.1 Sur quoi se basent les projections climatiques dans les rapports du GIEC ?

Les projections climatiques (ex : figure 14) présentées dans les rapports du GIEC (Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat) se basent sur des simulations avec différents modèles de climat ([Boucher et al., 2015]). Il existe dans le monde une quarantaine de modèles de climat, dont deux français (modèle

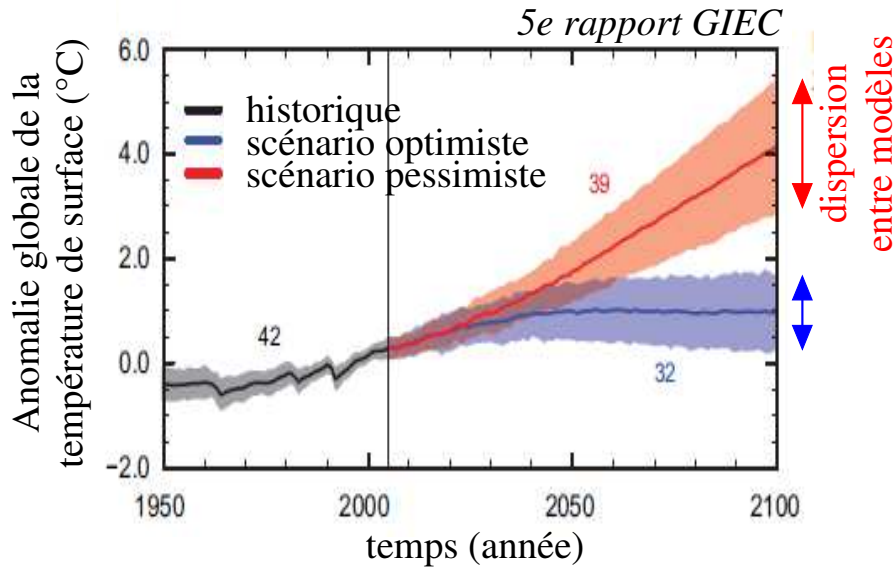


FIGURE 14 – Évolution de la température de 1950 à 2100 simulée par les modèles participant à CMIP5. Jusqu’au début des années 2000, les simulations sont forcées par des concentrations observées en gaz à effet de serre et en aérosols. Au delà, les simulations sont forcées selon 2 types de scénarios : optimiste (bleu) ou pessimiste (rouge). Les enveloppes colorées représentent l’ensemble des modèles, tandis que les traits pleins représentent les moyennes entre tous les modèles.

de l’Institut Pierre-Simon Laplace en région parisienne et modèle du Centre National de Recherche Météorologique à Toulouse, [Dufresne et al., 2006]). Ils réalisent tous les mêmes simulations dans le cadre du programme CMIP (Coupled Model Intercomparison Project). Tous les résultats sont accessibles librement et gratuitement. Ce sont ces résultats qui alimentent les rapports du GIEC. Par exemple, le 5e rapport du GIEC ([IPCC, 2013]) a été alimenté par CMIP5 ([Taylor et al., 2012]).

4.2 Comment fonctionne un modèle de climat ?

Les modèles de climat simulent les différentes composantes du système climatique : l’atmosphère, l’océan, les surfaces continentales, les glaces (figure 15, cadre rouge). La composante atmosphérique des modèles de climat résout numériquement les équations de la mécanique des fluides sur un maillage 3D de l’atmosphère terrestre (cadre vert). Les mailles mesurent environ 100 km. Les processus dont la taille est inférieure à la maille, tels que les nuages, la pluie ou le rayonnement, sont représentés par ce qu’on appelle des paramétrisations physiques. Par exemple, on calcule combien de vapeur d’eau condense à partir de la vapeur d’eau présente dans la maille, quelle proportion de cette eau condensée précipite pour former de la pluie, quelle proportion de cette pluie s’évapore en tombant, le tout en moyenne sur la maille.

4.3 Comparaison du contenu physique

SimClimat a un contenu physique beaucoup plus simple que les modèles de climat participant à CMIP (tableau 2), ce qui lui permet d’être beaucoup plus rapide. Il représente l’atmosphère de manière beaucoup plus grossière (0D au lieu de 3D), mais couple plus de composantes, notamment les calottes de glace et le cycle du carbone. En cela, il est plutôt analogue à un “modèle de système Terre” (figure 15, cadre violet). Cela lui permet de représenter des évolutions du climat à des échelles de temps géologiques.

4.4 Comparaison des projections climatiques

SimClimat a été ajusté afin de représenter de manière réaliste le climat présent et le dernier maximum glaciaire, et de donner des projections climatiques semblables à celles des modèles de climat participant à CMIP (section

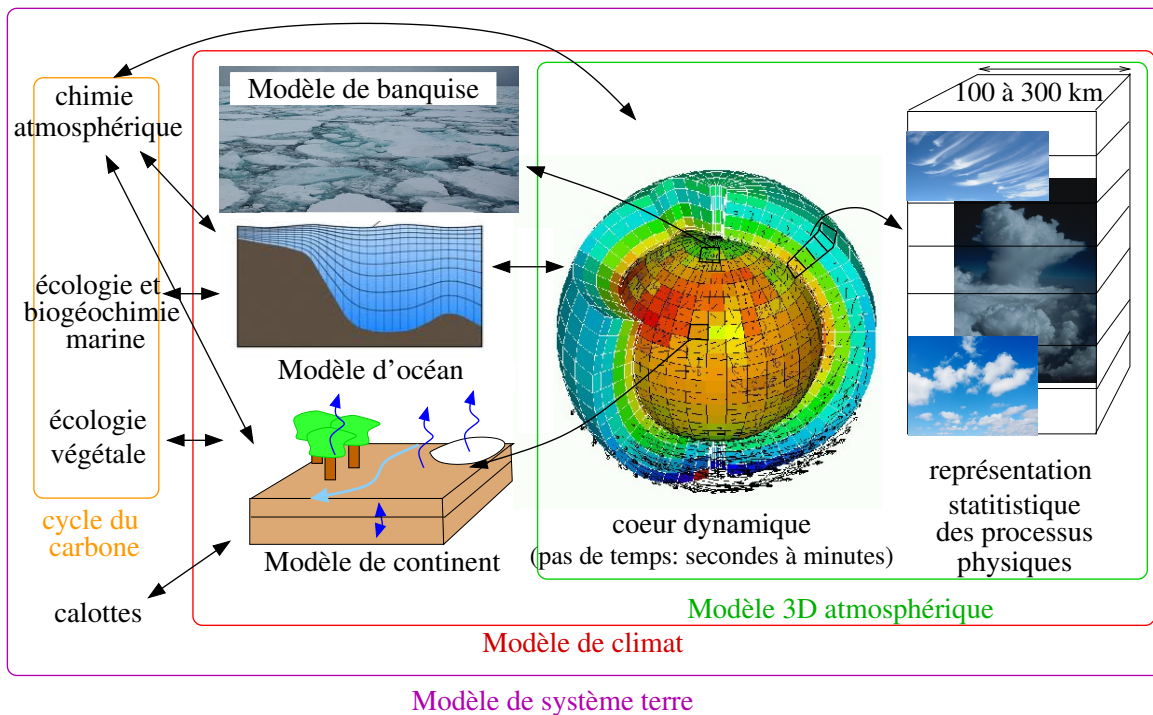


FIGURE 15 – Schéma illustrant les différentes composantes d'un modèle de climat.

| Modèles | Modèle de climat participant à CMIP | SimClimat |
|---|-------------------------------------|-------------------|
| Dimensions atmosphériques | 3D | 0D |
| Dynamiques atmosphériques et océaniques | oui | non |
| Pas de temps | quelques secondes/minutes | quelques années |
| Rayonnement, bilan radiatif de surface | oui | très simplifié |
| Effet des nuages | oui | non |
| Cycle du carbone | non | oui |
| Calottes | non | oui |
| Estimation des incertitudes | dispersion entre modèles | non |
| Temps de calcul pour 100 ans | plusieurs jours | moins d'1 seconde |

TABLE 2 – Tableau identifiant les principales différences entre les modèles de climat participant à CMIP et le modèle physique de SimClimat.

2.1). C'est ainsi que pour des émissions de CO_2 permettant de simuler des évolutions de concentration en CO_2 semblables à celles du GIEC, les projections en terme de température et d'augmentation du niveau des mers sont similaires (figure 16).

4.5 Simulation des rétroactions impliqués dans le réchauffement climatique

L'augmentation de la température globale en réponse à un doublement de la concentration atmosphérique en CO_2 peut être décomposée en l'effet de plusieurs processus :

1. effet de serre directement lié au CO_2 ;
2. rétroaction liée à la vapeur d'eau : plus l'atmosphère est chaude, plus elle contient de la vapeur d'eau (un gaz à effet de serre), donc plus la température augmente ;
3. rétroaction liée à l'albédo des glaces : plus la Terre se réchauffe, plus les glaces fondent, donc plus l'albédo de la Terre diminue, donc plus la Terre absorbe du rayonnement solaire et donc se réchauffe ;
4. rétroactions liées aux nuages : celles-ci sont variées et ne sont pas représentées par SimClimat.

SimClimat peut être utilisé pour quantifier ces rétroactions (section 3.2.2). Dans les modèles participant CMIP, plus de tiers du réchauffement simulé est causé par l'effet direct du CO_2 . Un petit tiers est causé par la rétroaction de la vapeur d'eau. La rétroaction des glaces n'explique qu'entre 5 et 10% du réchauffement (figure 17a). Ces proportions sont bien reproduites par SimClimat (figure 17c).. Toutefois, SimClimat ne représente pas la rétroaction nuageuse, qui compte pour près du quart du réchauffement, mais est frappée d'une forte incertitude (figure 17b).

4.6 Rôle de l'Homme dans le réchauffement climatique en cours

La section 3.2.1 montre comment mettre en évidence avec SimClimat le rôle de l'Homme dans le réchauffement climatique en cours. Les modèles de climat participant à CMIP peuvent être utilisés dans le même objectif (figure 18).

Dans l'expérience témoin, les modèles de climat sont soumis à l'augmentation des concentrations atmosphériques en gaz à effet de serre (CO_2 , mais aussi CH_4) observées depuis 150 ans, ainsi qu'à la variation observée de la concentration en aérosols émis par les volcans. Les simulations reproduisent bien le réchauffement observé ainsi que la variabilité inter-annuelle liée aux éruptions volcaniques (figure 18a).

Dans une deuxième expérience, les modèles de climat sont soumis uniquement à la variation observée de la concentration en aérosols, les concentrations atmosphériques en gaz à effet de serre restant constantes. Les modèles simulent alors une température constante (figure 18b). Cela prouve donc que le réchauffement observé depuis 150 ans est bien causé par l'augmentation en gaz à effet de serre.

4.7 Arrêt des émissions de CO_2

Que se passe-t-il si on arrête d'émettre des gaz à effet de serre d'un seul coup, sachant que le climat de la Terre est actuellement hors équilibre ? Est-ce que le climat continuera à se réchauffer par inertie ? Si oui combien de temps ? Combien de temps mettra-t-on avant de retrouver la température et les niveaux de CO_2 préindustriel ? Ce sont les questions qui ont motivé l'exercice d'intercomparaison ZECMIP (Zero Emission Commitment Model Intercomparison Project) [MacDougall et al., 2020].

D'après les résultats de ce projet, dès l'arrêt des émissions, la concentration en CO_2 décroît de manière exponentielle (figure 19a). Le CO_2 atmosphérique anthropique est absorbé par la végétation et l'océan pour atteindre sa valeur préindustrielle au bout d'une durée allant de 200 à 1000 ans (figure 19c). Les réponses en température sont très variées selon les modèles (figures 19b,d), avec soit un ralentissement du réchauffement, soit un refroidissement pour revenir à un climat pré-industriel au bout de 200 à 1000 ans.

A l'heure actuelle, SimClimat simule une diminution de la concentration en CO_2 beaucoup trop lente (figures 19e,g), et la persistance d'un réchauffement climatique trop fort malgré l'arrêt des émissions (figures 19f,h). SimClimat réussit bien à retrouver son état d'équilibre pré-industriel, mais seulement au bout de 100 000 ans. Cette inertie excessive du climat limite donc l'applicabilité de SimClimat pour ce type de simulations. Ce problème sera instruit lors des prochaines maintenances.

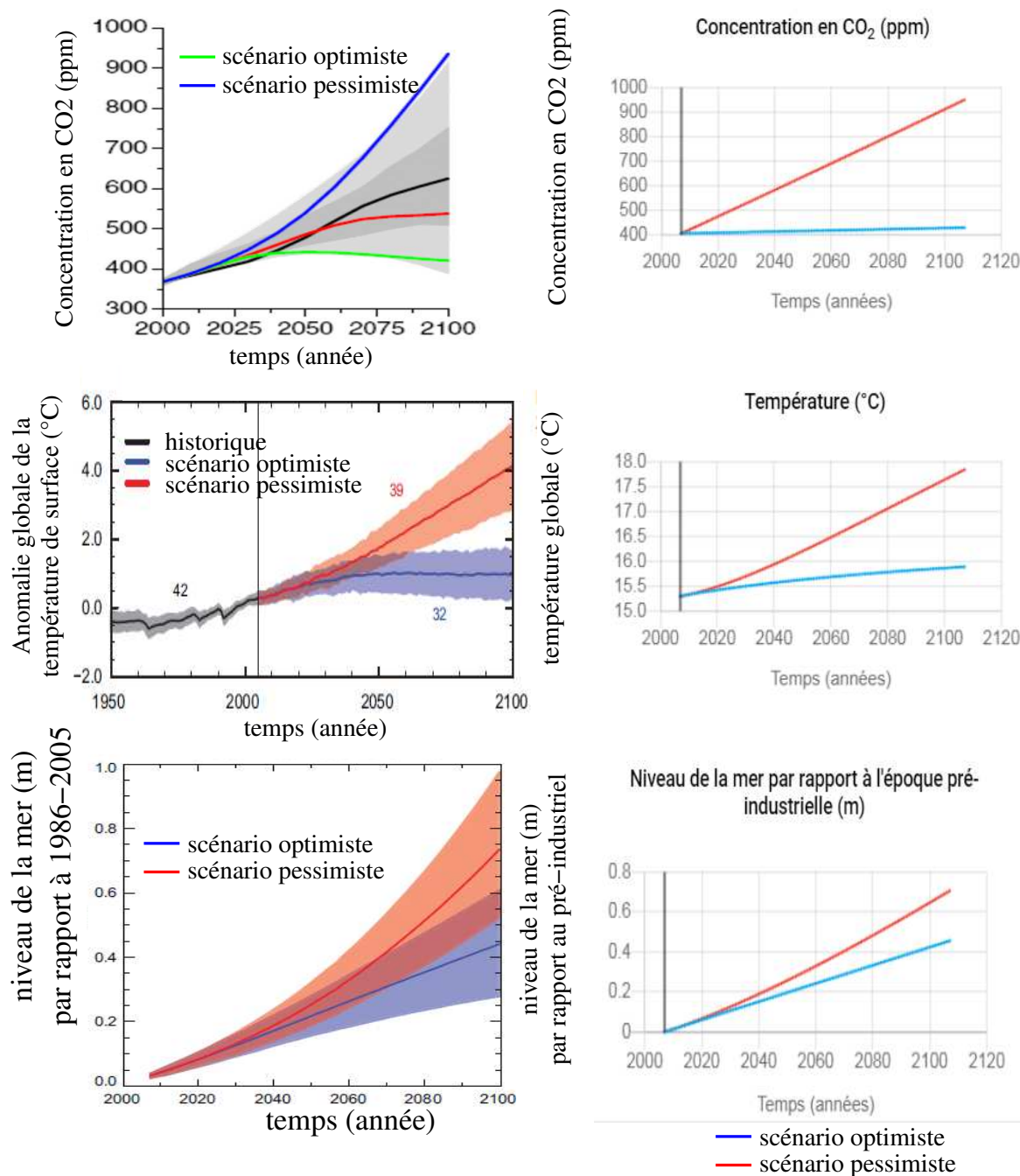


FIGURE 16 – Comparaison des projections produites par SimClimat et par les modèles participant à CMIP. La colonne de gauche présente les résultats montrés dans le 5e rapport du GIEC ([IPCC, 2013]). La colonne de droite montre des captures d'écran de SimClimat. Les courbes montrent l'évolution de la concentration en CO₂ selon des scénarios optimiste et pessimiste (en haut), de la température globale de la Terre (au milieu) et du niveau des mers (en bas). Pour SimClimat, les scénarios optimistes et pessimistes ont été lancés avec des émissions anthropiques de CO₂ de 1 GtC/an et 22 GtC/an respectivement. Les valeurs exactes de SimClimat peuvent varier selon les versions du logiciel.

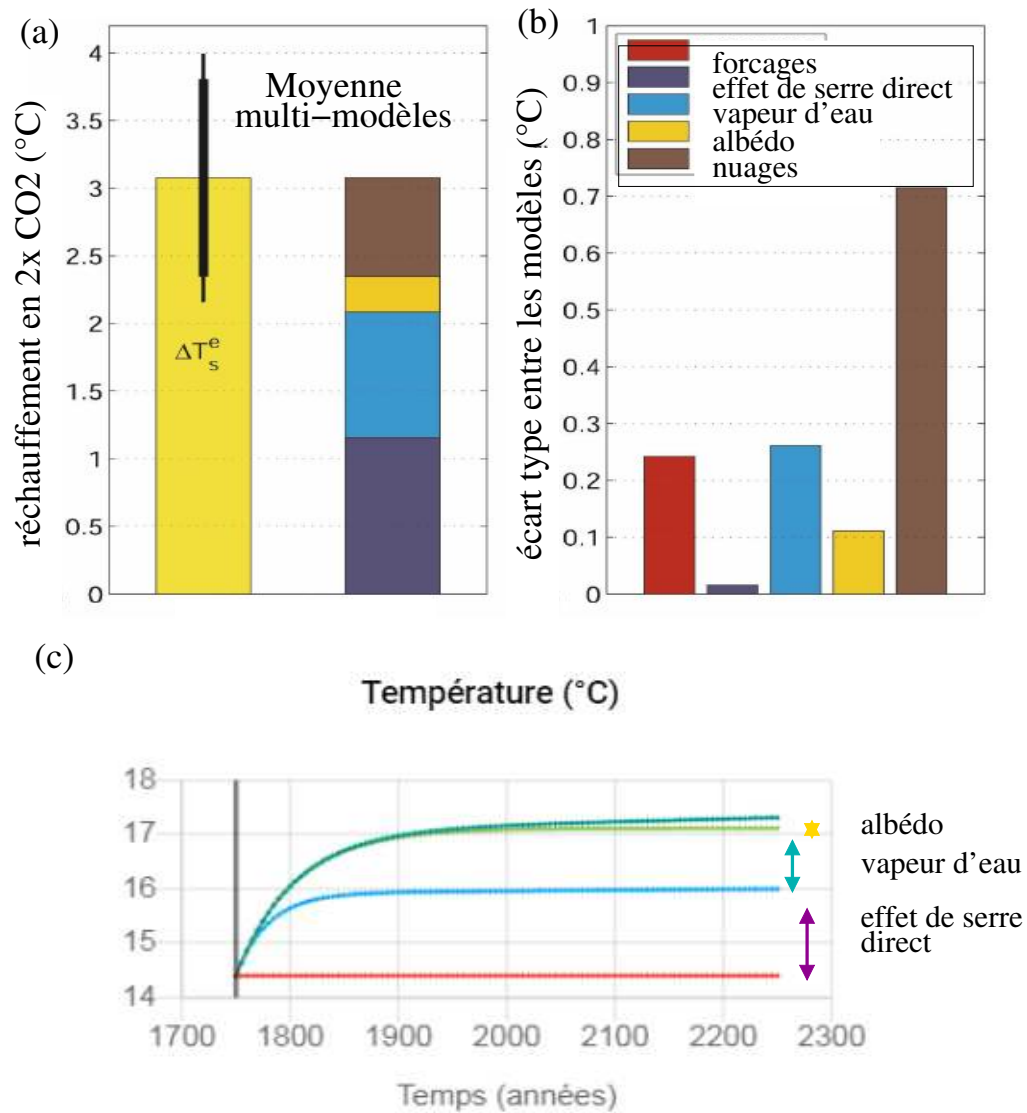


FIGURE 17 – Comparaison des rétroactions climatiques lors d'un doublement de CO_2 produites par SimClimat et par les modèles de climat participant à CMIP. (a) Réchauffement climatique et ses contributions simulés par la moyenne des modèles de climat. (b) Écart type des différentes contributions au réchauffement simulées par les différents modèles de climat. (c) Évolution de la température simulée par SimClimat, avec et sans les différentes rétroactions. La courbe rouge est une simulation pré-industrielle, la courbe vert foncé est une simulation avec CO_2 doublé (560 ppm), la courbe vert clair est une simulation avec CO_2 doublé et albédo constant, et la courbe bleue est une simulation avec CO_2 doublé et concentration en vapeur d'eau constante. Les panels (a) et (b) sont issus de [Dufresne and Bony, 2008].

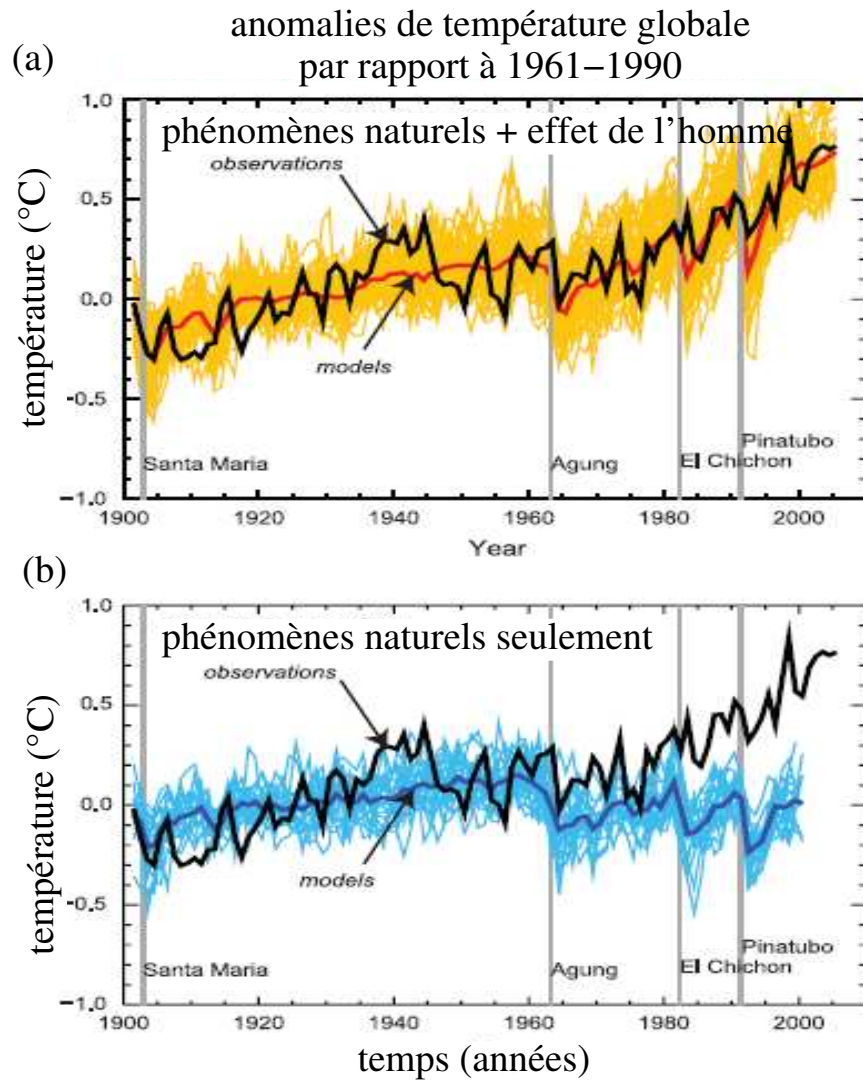


FIGURE 18 – (a) Évolution de la température globale depuis 1900 pour les observations (noir), pour les modèles participant à CMIP (jaune) et pour la moyenne entre tous les modèles de CMIP (rouge), lorsque la concentration en gaz à effet de serre augmente de la même manière que dans les observations. (b) Évolution de la température globale depuis 1900 pour les observations (noir), pour les modèles participant à CMIP (bleu clair) et pour la moyenne entre tous les modèles de CMIP (bleu foncé), lorsque la concentration en gaz à effet de serre reste constante. Figure issue du 5e rapport du GIEC ([IPCC, 2013]).

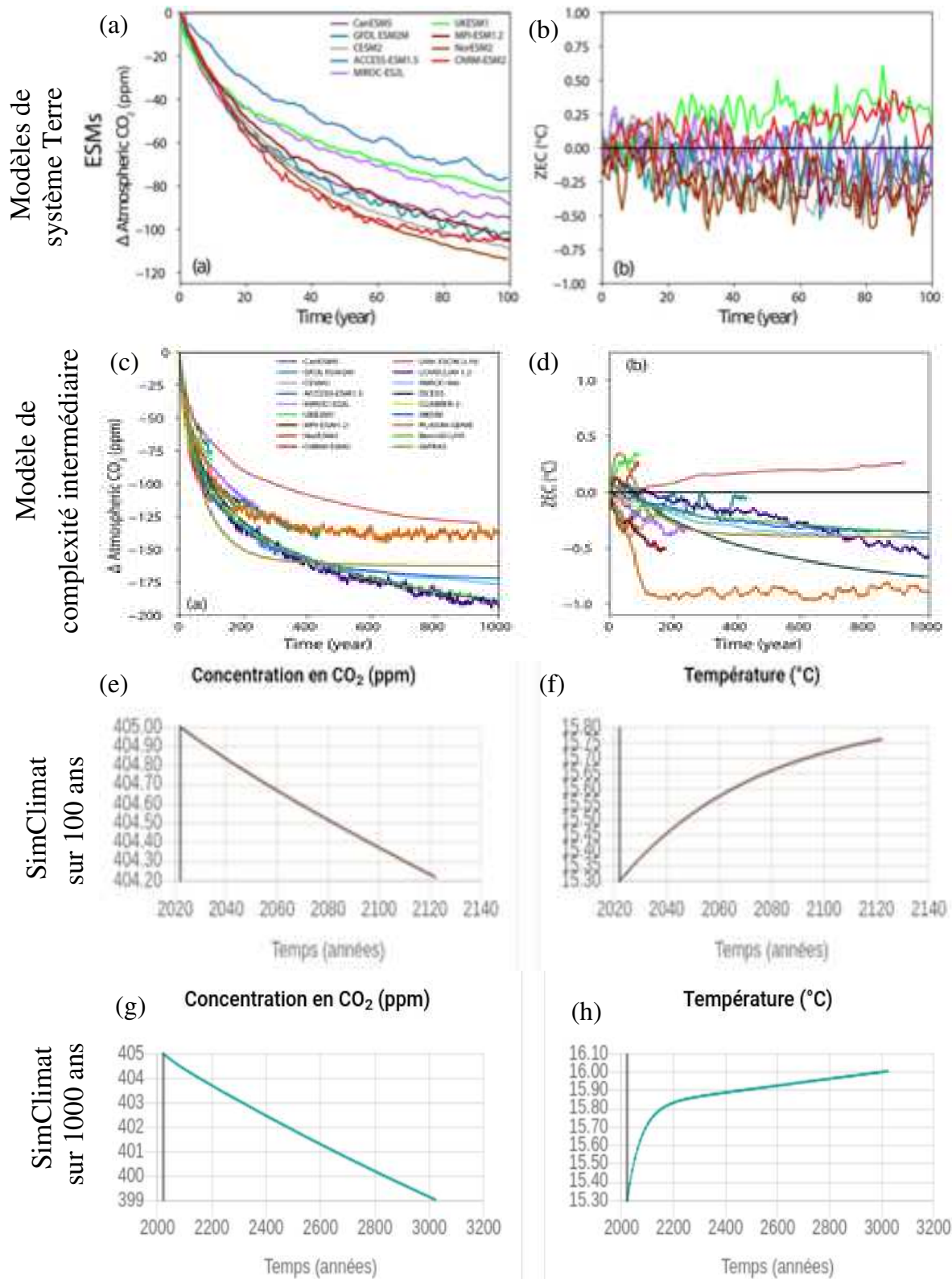


FIGURE 19 – Résultats issus du projet ZECMIP : évolution de la concentration en CO_2 (a, c) et de la température (b,d) au cours du temps après l'arrêt total des émissions, en anomalie par rapport aux valeurs initiales juste avant l'arrêt, simulées sur 100 ans par des modèles de système Terre (a-b) et sur 1000 ans par des modèles de complexité intermédiaire (c-d). Comparaison à ce que donne SimClimat sur 100 ans (e-f) et 1000 ans (g-h) dans les mêmes conditions.

5 Points du programme abordés

On parle ici des programmes français de lycée qui entrent en vigueur en classe de Première en 2019 et en classe de Terminale en 2020.

5.1 Enseignement scientifique en classe de Première

SimClimat permet d'illustrer le bilan radiatif de la Terre et la façon dont ce bilan détermine la température d'équilibre de la planète (section 2.3). Il permet donc d'aborder les "savoirs" et "savoir-faire" suivants :

| savoirs | savoir-faire |
|--|--|
| <p>Le sol émet un rayonnement électromagnétique dans le domaine infra-rouge (longueur d'onde voisine de $10 \mu\text{m}$) et dont la puissance par unité de surface augmente avec la température.</p> <p>Une partie de cette puissance est absorbée par l'atmosphère, qui elle-même émet un rayonnement infrarouge vers le sol et vers l'espace (effet de serre). La puissance reçue par le sol en un lieu donné est égale à la somme de la puissance reçue du Soleil et de celle reçue de l'atmosphère. Ces deux dernières sont du même ordre de grandeur.</p> <p>Un équilibre, qualifié de dynamique, est atteint lorsque le sol reçoit au total une puissance moyenne égale à celle qu'il émet. La température moyenne du sol est alors constante.</p> | <p><i>Représenter sur un schéma les différents rayonnements reçus et émis par le sol.</i></p> <p><i>Expliquer qualitativement l'influence des différents facteurs (albédo, effet de serre) sur la température terrestre moyenne.</i></p> |

5.2 Enseignement scientifique en classe de Terminale

5.2.1 Rétroactions climatiques

SimClimat permet de brancher ou débrancher certaines rétroactions climatiques, dont celles de la vapeur d'eau et de l'albédo des glaces, pour les mettre en évidence et en quantifier leur effet (section 3.2.2). Il permet donc d'aborder le "savoirs" et "savoir-faire" suivants :

| savoirs | savoir-faire |
|--|---|
| <p><i>L'évolution de la température terrestre moyenne résulte de plusieurs effets amplificateurs (rétroaction positive), dont :</i></p> <ul style="list-style-type: none"> - <i>l'augmentation de la concentration en vapeur d'eau (gaz à effet de serre) dans l'atmosphère ;</i> - <i>la décroissance de la surface couverte par les glaces et diminution de l'albédo terrestre ;</i> | <p><i>Identifier les relations de causalité (actions et rétroactions) qui sous-tendent la dynamique d'un système.</i></p> |

Mais comme il ne contient pas de représentation du CH_4 , il ne permet pas d'aborder le point de "savoirs" suivant :

| savoirs (non traitable avec SimClimat) | savoir-faire |
|--|--------------|
| <p>- <i>le dégel partiel du permafrost provoquant une libération de GES dans l'atmosphère.</i></p> | |

5.2.2 Modèles climatiques

SimClimat est un exemple de modèle physique de climat, même s'il est très simplifié par rapport à ceux utilisés pour le GIEC (section 4). Il est basé sur des équations physiques (section 2) et peut être comparé à notre connaissances des paléoclimats (section 2.1). Il permet donc d'illustrer le "savoirs" et "savoir-faire" suivants :

| savoirs | savoir-faire |
|--|---|
| <p><i>Les modèles climatiques s'appuient sur :</i></p> <ul style="list-style-type: none"> - <i>la mise en équations des mécanismes essentiels qui agissent sur le système Terre ;</i> - <i>des méthodes numériques de résolution.</i> <p><i>Les résultats des modèles sont évalués par comparaison aux observations in situ et spatiales ainsi qu'à la connaissance des paléoclimats.</i></p> <p><i>Ces modèles, nombreux et indépendants, réalisent des projections climatiques. Après avoir anticipé les évolutions des dernières décennies, ils estiment les variations climatiques globales et locales à venir sur des décennies ou des siècles.</i></p> | <p><i>Mettre en évidence le rôle des différents paramètres de l'évolution climatique, en exploitant un logiciel de simulation de celle-ci, ou par la lecture de graphiques.</i></p> |

5.2.3 Rôle de l'homme dans le réchauffement climatique en cours

SimClimat permet de mettre en évidence le rôle des activités humaines dans le réchauffement en cours (section 3.2.1). Il permet donc d'aborder les "savoirs" suivant :

| savoirs | savoir-faire |
|---|--------------|
| <p><i>L'analyse scientifique combinant observations, éléments théoriques et modélisations numériques permet aujourd'hui de conclure que l'augmentation de température moyenne depuis le début de l'ère industrielle est liée à l'activité humaine : CO₂ produit par la combustion d'hydrocarbures, la déforestation, la production de ciment ;</i></p> | |

Toutefois, dans ce point, SimClimat ne permet pas de séparer les différentes sources d'émissions anthropiques (combustion, déforestation, production de ciment). De plus, il ne contient pas de représentation du CH₄ et donc ne permet d'aborder que l'effet du CO₂ : il ne permet pas d'aborder le point de "savoirs" suivant :

| savoirs (non traitable avec SimClimat) | savoir-faire |
|--|--------------|
| <p><i>... liée à l'activité humaine ... : CH₄ produit par les fuites de gaz naturel, la fermentation dans les décharges, certaines activités agricoles.</i></p> | |

5.2.4 Projections climatiques

SimClimat permet de faire des projections climatiques en terme de température et de niveau des mers d'ici la fin du siècle, qui sont semblables à celles des modèles de climat présentées dans le rapport du GIEC (section 16). Il permet donc d'aborder les "savoirs" suivants :

| savoirs | savoir-faire |
|---|--------------|
| <p><i>Les modèles s'accordent à prévoir, avec une forte probabilité d'occurrence, dans des fourchettes dépendant de la quantité émise de GES :</i></p> <ul style="list-style-type: none"> - <i>une augmentation de 1,5 à 5°C de la température moyenne entre 2017 et la fin du XXI^e siècle ;</i> - <i>une élévation du niveau moyen des océans entre le début du XXI^e siècle et 2100 pouvant atteindre le mètre ;</i> | |

Mais compte tenu de la simplicité du modèle physique, il ne permet pas d'aborder :

| savoirs (non traitable avec SimClimat) | savoir-faire |
|--|--------------|
| <ul style="list-style-type: none"> - <i>des modifications des régimes de pluie et des événements climatiques extrêmes ;</i> - <i>une acidification des océans ;</i> - <i>un impact majeur sur les écosystèmes terrestres et marins.</i> | |

Comme SimClimat permet de mettre en œuvre la démarche expérimentale en comparant expériences témoins et expériences de sensibilité, et permet de brancher ou débrancher certains phénomènes, il permet de traiter le “savoir faire” suivant :

| savoirs | savoir-faire |
|---------|---|
| | <i>Exploiter les résultats d'un modèle climatique pour expliquer des corrélations par des liens de cause à effet.</i> |

5.3 Spécialité de SVT en classe de Terminale

5.3.1 Rôle de l’homme dans le réchauffement climatique en cours

SimClimat permet de mettre en évidence le rôle des activités humaines dans le réchauffement en cours (section 3.2.1). Il permet donc d’aborder les “savoirs” et “savoir-faire” suivants :

| savoirs | savoir-faire |
|---|--|
| <i>D'environ 1°C en 150 ans, le réchauffement climatique observé au début du XXIe siècle est corrélé à la perturbation du cycle biogéochimique du carbone par l'émission de gaz à effet de serre liée aux activités humaines.</i> | <i>Mobiliser les connaissances acquises sur les conséquences des activités humaines sur l'effet de serre et sur le cycle du carbone.</i> |

5.3.2 Variabilité glaciaire-interglaciaire

SimClimat permet d’expliquer comment les variations des paramètres orbitaux induisent des variations de la température globale, et permet de mettre en évidence les rôles cruciaux des rétroactions de l’albédo des glaces et de la solubilité de l’océan (section 3.2.3). Les variations de température et d’extension des calottes obtenues par SimClimat sont comparables à celles reconstituées pour les variations glaciaires-interglaciaires (section 2.1). SimClimat permet donc de traiter les “savoirs” et “savoir-faire” suivants :

| savoirs | savoir-faire |
|---|--|
| <i>Les rapports isotopiques montrent des variations cycliques coïncidant avec des variations périodiques des paramètres orbitaux de la Terre. Celles-ci ont modifié la puissance solaire reçue et ont été accompagnées de boucles de rétroactions positives et négatives (albédo lié à l'asymétrie des masses continentales dans les deux hémisphères, solubilité océanique du CO2); elles sont à l'origine des entrées et des sorties de glaciation.</i> | <i>Mettre les variations temporelles des paramètres orbitaux, définis par Milankovitch, en relation avec les variations cycliques des températures au Quaternaire.</i> |

5.3.3 Variations climatiques aux échelles de temps géologiques

SimClimat permet de faire varier plusieurs sources et puits de CO₂ (section 2.4.1) qui ont joué un rôle clé dans les variations climatiques passées aux échelles de temps géologiques, et d’étudier l’effet de ces variations sur les concentrations en CO₂, la température globale et le niveau des mers. On peut en particulier faire varier :

1. le volcanisme et l’activité des dorsales, qui peut expliquer les températures plus élevées pendant le Crétacé ;
2. l’altération continentale, qui peut expliquer les températures plus basses depuis 30 millions d’années et au Carbonifère-Permien ;
3. le stockage biologique, qui peut expliquer les températures plus basses au Carbonifère-Permien.

Ces 3 points font justement partie des “savoirs” et “savoir-faire” suivants :

| savoirs | savoir-faire |
|---|--|
| <p>- Globalement, à l'échelle du Cénozoïque, et depuis 30 millions d'années, les indices géochimiques des sédiments marins montrent une tendance générale à la baisse de température moyenne du globe.</p> <p>- Celle-ci apparaît associée à une baisse de la concentration atmosphérique de CO₂ en relation avec l'altération des matériaux continentaux, notamment à la suite des orogénèses du Tertiaire. (...)</p> <p>- Au Mésozoïque, pendant le Crétacé, les variations climatiques se manifestent par une tendance à une hausse de température. Du fait de l'augmentation de l'activité des dorsales, la géodynamique terrestre interne semble principalement responsable de ces variations.</p> <p>- Au Paléozoïque, des indices paléontologiques et géologiques, corrélés à l'échelle planétaire et tenant compte des paléolatitudes, révèlent une importante glaciation au Carbonifère-Permien. Par la modification du cycle géochimique du carbone qu'elles ont entraînée, l'altération de la chaîne hercynienne et la fossilisation importante de matière organique (grands gisements carbonés) sont tenues pour responsables de cette glaciation.</p> | <p>- Utiliser les connaissances acquises sur la géodynamique interne et la tectonique des plaques pour comprendre leur rôle sur le climat et mettre en relation la nature des roches formées avec les paléoclimats du Crétacé.</p> <p>- Exploiter les équations chimiques associées aux transformations d'origines géologiques pour modéliser les modifications de la concentration en CO₂ atmosphérique.</p> <p>- Mobiliser les acquis antérieurs sur le cycle du carbone biosphérique et les enrichir des connaissances sur les réservoirs géologiques (carbonates, matière organique fossile) et leurs interactions.</p> |

Toutefois, comme la circulation océanique n'est pas représentée, il ne permet pas d'aborder le point de "savoirs" suivant :

| savoirs (non traitable avec SimClimat) | savoir-faire |
|---|--------------|
| <p><i>De plus, la variation de la position des continents a modifié la circulation océanique.</i></p> | |

5.4 Compétences travaillées pour tous les programmes

SimClimat permet de travailler les compétences suivantes :

- Communiquer et utiliser le numérique : Utiliser des outils numériques ; Utiliser des logiciels d'acquisition, de simulation et de traitement des données ;
- Pratiquer des démarches scientifiques : comprendre qu'un effet peut avoir plusieurs causes ;
- Adopter un comportement éthique et responsable : Identifier l'incidence (bénéfices et nuisances) des activités humaines sur l'environnement à différentes échelles.

6 Annexe : détail des équations du modèle physique

6.1 Évolution de la température globale

La température globale $T(t)$ est calculée en supposant que l'on tend vers la température d'équilibre radiatif à l'échelle globale au temps t , $T_{eq}(t)$, avec une constante de temps $\tau_T=30$ ans :

$$T(t) = T(t - dt) + (T_{eq}(t) - T(t - dt))(1 - e^{-dt/\tau_T})$$

La température $T_{eq}(t)$ est calculé en section 2.3.3.

6.2 L'effet de serre

6.2.1 Les deux composantes de l'effet de serre

L'effet de serre G est défini ici comme la fraction de rayonnement infrarouge émis par la Terre qui est retenue par effet de serre et ne parvient pas à s'échapper vers l'espace. $1 - G$ représente la proportion d'énergie infra-rouge émise par la Terre qui s'échappe vers l'espace.

On note G_0 l'effet de serre de référence, choisi à l'époque pré-industrielle.

On suppose que les variations de l'effet de serre G sont liées aux variations de la concentration de l'atmosphère en vapeur d'eau et en CO_2 . On néglige l'effet des variations de concentration des autres gaz à effet de serre tels que CH_4 et N_2O , ou on les considère implicitement en "équivalent CO_2 ".

On pose alors

$$G = G_0 + G_{H_2O}^{serre} + G_{CO_2}^{serre}$$

avec $G_{H_2O}^{serre}$ l'anomalie d'effet de serre par rapport à la référence liée à l'anomalie de concentration en vapeur d'eau et $G_{CO_2}^{serre}$ celle liée à l'anomalie de concentration en CO_2 .

6.2.2 L'effet de serre lié au CO_2 en fonction de la concentration en CO_2

$G_{CO_2}^{serre}$ est calculé en fonction de la concentration en CO_2 : $CO_2(t)$. Dans la gamme de concentration de CO_2 "usuelles" (entre 100 et 10 000 ppm), on suppose une relation logarithmique entre $G_{CO_2}^{serre}$ et $CO_2(t)$ ([Myhre et al., 1998, Pierrehumbert et al., 2006]) :

$$G_{CO_2}^{serre} = a_{CO_2} \cdot \ln\left(\frac{CO_2(t)}{CO_2^{ref}}\right)$$

Le facteur a_{CO_2} est ajusté pour obtenir des projections climatiques réalistes, et est actuellement fixée à 2.210^{-2} . Autour de cette gamme, une approximation linéaire prolonge la relation logarithmique.

L'effet de la concentration en CO_2 sur l'énergie infra-rouge émise par la Terre s'échappant vers l'espace (F_{out}) est illustré sur la figure 9.

6.2.3 L'effet de serre lié à la vapeur d'eau en fonction de la concentration en vapeur d'eau

$G_{H_2O}^{serre}$ est calculé en fonction de la quantité de vapeur d'eau intégrée dans l'atmosphère, $H_2O(t)$, selon :

$$G_{H_2O}^{serre} = -Q \cdot G_0 \cdot (1 - (R_{H_2O}(t))^p) \cdot L$$

avec $R_{H_2O}(t)$ le rapport entre la quantité de vapeur d'eau au temps t et la quantité de référence :

$$R_{H_2O}(t) = \frac{H_2O(t)}{H_2O^{ref}}$$

et L un limiteur d'effet de serre quand R_{H_2O} devient très fort, évitant un emballement trop fort quand la température devient très forte : $L = 0.3 \cdot e^{-\sqrt{R_{H_2O}(t)-1}} + 0.7$.

Pour satisfaire les contraintes observationnelles (section 2.1), on prend $Q = 0.6$ et $p = 0.23$.

6.2.4 La concentration en vapeur d'eau en fonction de la température

Afin de simuler la rétroaction positive de la vapeur d'eau sur le climat, le rapport $R_{H_2O}(t)$ est exprimée en fonction de la température $T(t)$ en supposant que l'humidité relative est constante. Alors $R_{H_2O}(t)$ est égal au rapport des pressions partielles à saturation p_{sat} .

$$R_{H_2O}(t) = \frac{p_{sat}(T)}{p_{sat}(T_{ref})}$$

La pression de vapeur saturante est calculée par la formule de Rankine :

$$p_{sat}(T) = \exp(13.7 - 5120./T)$$

La température est en K et $T_{ref} = 14.4^\circ C$.

6.3 Le cycle du carbone

$CO_2(t)$ est calculé en fonction de la concentration au pas de temps précédent par un bilan de masse :

$$CO_2(t) = CO_2(t - dt) + F(t) \cdot \frac{CO_2^{act}}{M_{CO_2}^{act}} \cdot dt$$

avec $CO_2(t)$ la concentration en CO_2 en ppm et $F(t)$ le flux de CO_2 vers l'atmosphère en GtC/an. Notons que l'on exprime les flux de CO_2 en Gt de Carbone par an. Pour convertir ces flux en Gt de CO_2 par an, il suffit de multiplier nos flux par 44/12. Le facteur $\frac{CO_2^{act}}{M_{CO_2}^{act}}$ permet la conversion entre une masse de CO_2 en Gt (10^9 t) et une concentration en ppm : $M_{CO_2}^{act}$ est la masse de CO_2 dans l'atmosphère actuelle (750 Gt) et CO_2^{act} la concentration actuelle en CO_2 (405 ppm).

Le flux de CO_2 , $F(t)$, est la somme de plusieurs contributions :

- émissions anthropiques ;
- émissions volcaniques et liées à l'activité des dorsales, F_{volc} . Par défaut, $F_{volc}=0.0083$ GtC/an ;
- stockage biologique, c'est à dire le stockage de matière organique sous forme fossile (pétrole, charbon) ;
- altération des continents ;
- échanges avec l'océan ;
- absorption d'une partie des émissions par l'océan et la végétation.

Les émissions anthropiques et volcaniques sont supposées constantes tout au long de la simulation.

6.3.1 Stockage biologique et altération des continents

Les flux de consommation de CO_2 par stockage biologique et altération des continents sont supposés proportionnels à la concentration en $CO_2(t)$, par analogie avec des réactions chimiques dans lesquelles le CO_2 est le réactif :

$$F_{conso}(t) = -s \cdot CO_2(t)$$

avec s le taux de consommation de CO_2 en GtC/ppm/an.

L'utilisateur choisit le taux de consommation de CO_2 par le stockage biologique s_{bio} et par l'altération continentale s_{alt} . Lorsque la Terre est englacée complètement (boule de neige), ces taux de consommation sont annulés quelque soit le choix de l'utilisateur : en effet, l'englacement ne permet pas la consommation de CO_2 par ces processus, ce qui permet la sortie de la boule de neige.

Par défaut, s_{alt} est tel que l'altération continentale équilibre le volcanisme à grande échelle de temps : $s_{alt}^{ref} = \frac{F_{volc}}{CO_2^{ref}}$. Quant à s_{bio} , il est nul par défaut, car le stockage biologique actuel est négligeable. Au carbonifère, on fixe $s_{bio}=-0.0014$ GtC/ppm/an, d'après les flux de CO_2 reconstitués à cette époque ([[Bernier, 2003](#)]).

6.3.2 Solubilité du CO_2 dans l'océan

Dans la nature, la solubilité du CO_2 dans l'océan dépend de la température. En conséquence, une augmentation de la température induit un dégazage de CO_2 vers l'atmosphère tandis qu'une diminution de la température induit un pompage de CO_2 de l'atmosphère vers l'océan. Ce phénomène agit aux échelles de quelques milliers d'années, et à probablement participé aux variations de CO_2 observées lors des oscillations glaciaires-interglaciaires (section [3.2.3](#)).

Dans le modèle, ceci est représenté par un flux F_{oce} , en GtC/an, de la forme :

$$F_{oce} = \frac{1}{\tau_{oce}} \cdot (CO_2^{eq}(T) - CO_2(t))$$

avec $CO_2^{eq}(T)$ la concentration en CO_2 en équilibre avec l'océan à la température T et τ_{oce} la constante de temps de rappel de la concentration de CO_2 vers cet équilibre.

$CO_2^{eq}(T)$ est paramétrisée en fonction de la température selon l'équation :

$$CO_2^{eq}(T) = a + b \cdot atan(T - T_c) + c \cdot (T - T_c)$$

Cette courbe est tracée en figure [20](#). Les paramètres a , b , c , T_c sont choisies selon les contraintes suivantes :

- A la température pré-industrielle, CO_2^{eq} correspond à la concentration atmosphérique pré-industrielle ;
- un refroidissement de 10°C (du type d'un refroidissement interglaciaire-glaciaire) induit une diminution de la concentration en CO_2 jusqu'à 180 ppm ;

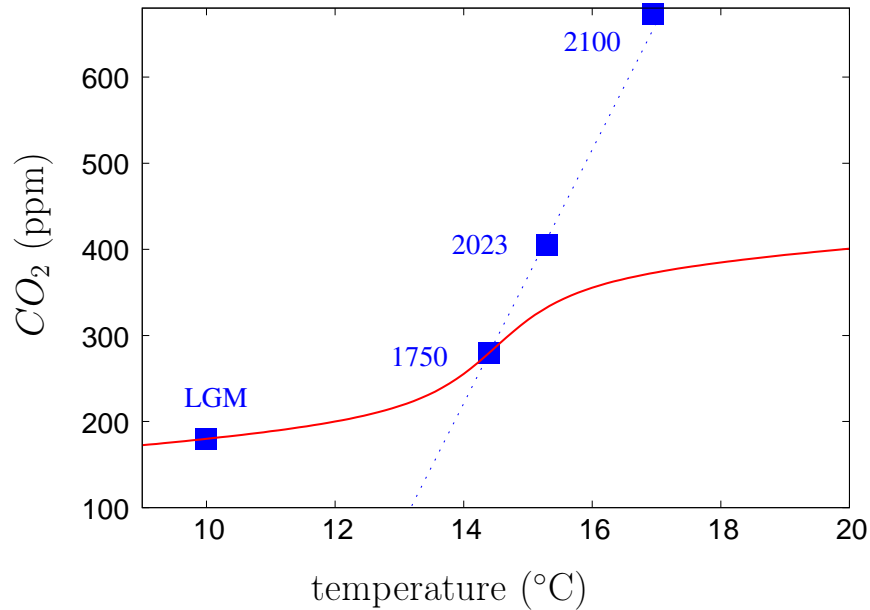


FIGURE 20 – Courbe de CO_2^{eq} en fonction de la température utilisée pour représenter la sensibilité du CO_2 dans l’océan. Le LGM représente le dernier maximum glaciaire, 1750 l’époque pré-industrielle, 2023 le climat actuel et 2100 la projection climatique selon un scénario pessimiste.

- Le modèle simule une augmentation de $1^\circ C$ pour une augmentation de 90ppm entre la période préindustrielle et l’actuel.
- Pour que le modèle revienne à l’équilibre pré-industriel lorsqu’on arrête les émissions de CO_2 (expérience de type ZECMIP, section 4.7), le CO_2^{eq} doit augmenter moins vite avec la température que dans le réchauffement climatique en cours (figure 20).

6.3.3 Absorption d’une partie des émissions de CO_2 par l’océan et la végétation

Le but est de représenter de manière simple le fait que l’océan superficiel et la végétation absorbent une partie des émissions de CO_2 : on estime par exemple qu’actuellement, 35% des émissions anthropiques actuelles sont absorbées par la végétation et 20% par les océans [Friedlingstein et al., 2007, IPCC, 2013]. Ceci joue surtout aux petites échelles de temps. Dans le modèle, on multiplie les flux de CO_2 par $1 - puit_{bio} - puit_{oce}$, avec $puit_{bio}=35\%$ et $puit_{oce}=20\%$.

6.4 Albédo et calottes de glace

6.4.1 L’albédo en fonction de l’extension des calottes de glace

Dans la nature, l’albédo planétaire dépend principalement de l’étendue englacée, mais aussi des nuages et des caractéristiques des surfaces.

Dans le modèle, seul l’étendue des calottes est prise en compte. L’albédo est calculé en fonction de la latitude des calottes de glaces $\phi_g(t)$ par une fonction linéaire par morceau. L’albédo est borné entre l’albédo de la glace (prise à 0.9) et l’albédo de la Terre sans glace, pris à 0.25. Cette formulation de l’albédo en fonction de la latitude des calottes, qui elle-même dépend de la température (section 6.4.2), explique l’allure de la courbe de F_{in} (l’énergie solaire absorbée par la Terre) en fonction de la température sur la figure 9.

6.4.2 L’extension des calottes de glace en fonction de la température et de l’insolation en été à $65^\circ N$

La latitude des calottes de glace est en ° de latitude. Elle est calculé en fonction de la température globale d’une part, et de l’insolation en été à $65^\circ N$ (notée I) d’autre part (afin de prendre en compte les variations des paramètres orbitaux).

On calcule le niveau des calottes à l’équilibre ϕ_g^{eq} :

$$\phi_g^{eq} = a \cdot T + b + c \cdot (I - I_{actuel})$$

I est calculée en fonction de la constante solaire, de l'excentricité, de l'obliquité et de la précession (section 6.4.3).

Les paramètres ajustables a , b et c sont réglés pour satisfaire les contraintes résumées en section 2.1 : $a=0.73$, $b=49.53$ et $c=0.2$.

Les calottes de glace réagissent au forçages climatiques avec une certaine constante de temps $\tau_g=3000$ ans. Pour représenter cet effet, la latitude des calottes $\phi_g(t)$ est calculée connaissant $\phi_g(t-dt)$ en supposant que $\phi_g(t)$ tend vers ϕ_g^{eq} avec la constante de temps de τ_g :

$$\phi_g(t) = \phi_g(t-dt) + (\phi_g^{eq} - T(t-dt)) \left(1 - e^{-dt/\tau_g}\right)$$

6.4.3 Insolation en été à 65°N

L'insolation en été à 65°N, I , est calculée en fonction de la constante solaire S_0 , de l'excentricité x , de l'obliquité o et de la précession p selon la formule suivante :

$$I = \frac{S_0}{4} \cdot \cos\left(\frac{(65-o) \cdot \pi}{180}\right) * \left(\frac{1 - \frac{x_{actuel}}{2} * \sin\left(\frac{-p_{actuel} \cdot \pi}{180}\right)}{1 - \frac{x}{2} * \sin\left(\frac{-p \cdot \pi}{180}\right)}\right)^2$$

avec x_{actuel} et p_{actuel} l'excentricité et la précession actuelles. Les angles o et p sont donnés en °.

6.5 Niveau des mers

Deux processus dans le modèle font varier le niveau de la mer :

- La dilatation thermique : cela dépend de la température de l'océan T_{oce} .
- La fonte des calottes, qui dépend de la latitude des calottes ϕ_g .

On note $N(t)$ l'anomalie du niveau de la mer N par rapport au niveau actuel : $N(t) = H_{mer}(t) - H_{mer,actuel}$, avec H_{mer} la hauteur de la mer.

La hauteur moyenne de la mer H_{mer} est calculée par :

$$H_{mer} = \alpha(T_{oce}) \cdot \frac{M_{mer}}{S_{mer}}$$

avec $\alpha(T_{oce})$ le volume massique de l'eau à la température T_{oce} , T_{oce} la température moyenne de l'océan, qui est supposé être une moyenne des températures au cours des 100 années précédentes, M_{mer} la masse totale d'eau de mer sur Terre et S_{mer} la surface des bassins océaniques.

- On calcule $\alpha(T_{oce})$ par une relation linéaire en fonction de T_{oce} connaissant le coefficient de dilatation thermique $c = 2.6 \cdot 10^{-4} / ^\circ C$:

$$\alpha(T_{oce}) = \alpha(T_{oce,actuel}) (1 + c \cdot (T_{oce} - T_{oce,actuel}))$$

- On calcule $\frac{M_{mer}}{S_{mer}}$ par un bilan de masse : soit M_{tot} la masse totale de l'eau dans le système {calottes+océan}, et $f(\phi_g)$ la fraction de cette eau se trouvant sous forme de calottes. On a alors :

$$M_{mer} = M_{tot} \cdot (1 - f(\phi_g))$$

En supposant constante la surface des bassins océaniques, on obtient donc :

$$\frac{M_{mer}}{S_{mer}} = H_{tot} \cdot (1 - f(\phi_g))$$

avec H_{tot} la hauteur moyenne de mer si tout était fondu. On prend $H_{tot} = 3.8\text{km}$ ([Herring and Clarke, 1971]). D'où

$$H_{mer} = (1 + c \cdot (T_{oce} - T_{oce,actuel})) \cdot H_{tot} \cdot (1 - f(\phi_g))$$

On paramétrise $f(\phi_g)$ par un polynôme du 3e degré pour respecter les contraintes résumées en section 2.1.

Remerciements

L'application a été développée par le Cabinet d'Études Informatiques Alain Deseine - <https://www.cabinfo.eu/>
La maintenance est financée depuis 2019 par l'EUR IPSL-CGS. Ce travail a bénéficié d'une aide de l'Etat gérée par l'Agence Nationale de la Recherche au titre du programme Investissements d'Avenir portant la référence n° ANR-11-IDEX-0004 - 17-EURE-0006.

Je remercie Jean-Louis Dufresne pour des discussions sur le contenu physique du logiciel, Marion Saint-Lu, Michael Jentzer, Mathieu Rajchenbach et Robin Bosdeveix pour des discussions pédagogiques autour du logiciel, Mathilde Tricoire pour une relecture de cette documentation, Nicolas Gama pour le codage des premières versions de l'interface en 2006-2007, Hakim Mamor pour le codage de la version Météo-France de l'interface en 2011, Météo-France (et Germaine Rochas) pour l'hébergement du logiciel de 2011 à 2019.

Références

- [Berner, 2003] Berner, R. A. (2003). Overview the long-term carbon cycle, fossil fuels and atmospheric composition. *nature*, 426 :323–326. [6.3.1](#)
- [Boucher et al., 2015] Boucher, O., J.-L., D., Vial, J., Brun, E., Cattiaux, J., Chauvin, F., y Méliá D., S., Voldoire, A., Bopp, L., Braconnot, P., Ciais, P., Yiou, P., Guilyardi, E., Mignot, J., and Guivarch, C. (2015). Projections des changements climatiques futurs. *La Météorologie*, 55 :56–68. [4.1](#)
- [Dufresne and Bony, 2008] Dufresne, J.-L. and Bony, S. (2008). An assessment of the primary sources of spread of global warming estimates from coupled atmosphere-ocean models. *J. Clim.* [2.1](#), [17](#)
- [Dufresne et al., 2006] Dufresne, J.-L., Salas y Méliá, D., Denvil, S., Tyteca, S., Arzel, O., Bony, S., Braconnot, P., Brockmann, P., Cadule, P., Caubel, A., Chauvin, F., Déqué, M., Douville, H., Fairhead, L., Fichet, T., Foujols, M.-A., Friedlingstein, P., Gueremy, J.-F., Hourdin, F., Idelkadi, A., Levy, C., Madec, G., Marquet, P., Marti, O., Musat, I., Planton, S., Royer, J.-F., Swingedow, D., and Voldoire, A. (2006). Simulation de l'évolution récente et future du climat par les modèles du CNRM et de l'IPSL. *La Météorologie*, 55 :45–59. [4.1](#)
- [Friedlingstein et al., 2007] Friedlingstein, P., Bopp, L., and Cadule, P. (2007). Changement climatique et cycle du carbone. *La Météorologie*, 58 :21–24. [6.3.3](#)
- [Herring and Clarke, 1971] Herring, P. J. and Clarke, M. R. (1971). Deep oceans. *New York : Praeger Publishers*, 13. [6.5](#)
- [IPCC, 2013] IPCC (2013). *Climate Change 2013 : The Physical Science Basis*. T. F. Stocker, D. Qin, G. -K. Plattner, M. Tignor, S. K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex & P. M. Midgley (Eds.), Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA : Cambridge University Press. doi :10.1017/CBO9781107415324. [4.1](#), [16](#), [18](#), [6.3.3](#)
- [Kiehl and Trenberth, 1997] Kiehl, J. T. and Trenberth, K. E. (1997). Earth's annual global mean energy budget. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 78(2) :197–208. [2.1](#)
- [MacDougall et al., 2020] MacDougall, A. H., Frölicher, T. L., Jones, C. D., Rogelj, J., Matthews, H. D., Zickfeld, K., Arora, V. K., Barrett, N. J., Brovkin, V., Burger, F. A., et al. (2020). Is there warming in the pipeline ? a multi-model analysis of the zero emissions commitment from co 2. *Biogeosciences*, 17(11) :2987–3016. [4.7](#)
- [Masson-Delmotte et al., 2015] Masson-Delmotte, V., Braconnot, P., Kageyama, M., and Sepulchre, P. (2015). Qu'apprend-on des grands changements climatiques passés ? *La Météorologie*, 88 :25–35. [3.2.3](#)
- [Masson-Delmotte and Chapellaz, 2002] Masson-Delmotte, V. and Chapellaz, J. (2002). Au coeur de la glace, les secrets du climat. *La Météorologie*, 37 :18–25. [3.2.3](#)
- [Myhre et al., 1998] Myhre, G., Highwood, E. J., Shine, K. P., and Stordal, F. (1998). New estimates of radiative forcing due to well mixed greenhouse gases. *Geophysical research letters*, 25(14) :2715–2718. [6.2.2](#)
- [Pierrehumbert et al., 2006] Pierrehumbert, R. T., Brogniez, H., and Roca, R. (2006). On the relative humidity of the atmosphere. *The Global Circulation of the Atmosphere*, Princeton Univ. Press, Princeton, N. J. :143–185. [6.2.2](#)
- [Risi, 2015] Risi, C. (2015). Simclimat, un logiciel pédagogique de simulation du climat. *La Météorologie*, 88 :15–19. [\(document\)](#)
- [Spiga, 2016] Spiga, A. (2016). Comment expliquer simplement la formation des nuages ? *La Météorologie*, 95 :21–24. [3.2.2](#)

[Taylor et al., 2012] Taylor, K. E., Stouffer, R. J., and Meehl, G. A. (2012). An overview of CMIP5 and the experiment design. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 93(4) :485–498. [4.1](#)