



CHAPITRE 3

Modélisation des changements climatiques à l'avenir

RAPPORT SUR LE CLIMAT CHANGEANT DU CANADA



Gouvernement
du Canada

Government
of Canada

Canada



Auteurs

Greg Flato, Environnement et Changement climatique Canada

Nathan Gillett, Environnement et Changement climatique Canada

Vivek Arora, Environnement et Changement climatique Canada

Alex Cannon, Environnement et Changement climatique Canada

James Anstey, Environnement et Changement climatique Canada

Citation recommandée : Flato, G., N. Gillett, V. Arora, A. Cannon et J. Anstey, « Modélisation des changements climatiques à l'avenir », chapitre 3 du Rapport sur le climat changeant du Canada, E. Bush et D.S. Lemmen (éd.), gouvernement du Canada, Ottawa, Ontario, 2019, p. 74-112.

Table des matières du chapitre

MESSAGES CLÉS DU CHAPITRE

RÉSUMÉ

3.1 : Introduction

3.2 : Changements climatiques à l'avenir et forçage climatique

3.3 : Modélisation de la réaction du système climatique au forçage externe

3.3.1 : Modèles du système terrestre

FAQ 3.1 : Pourquoi le Canada se réchauffe-t-il plus rapidement que le monde dans l'ensemble?

Encadré 3.1 : Projet d'intercomparaison de modèles couplés

3.3.2 : Sources de confiance et d'incertitude

3.3.3 : Prévisions climatiques à l'échelle mondiale

Encadré 3.2 : Prévisions de modèles et pondération

3.3.4 : Émissions compatibles

3.4 : Émissions cumulatives de dioxyde de carbone et changements de la température mondiale

3.4.1 : Réaction du climat aux émissions cumulatives de dioxyde de carbone

3.4.2 : Caractère irréversible des changements climatiques

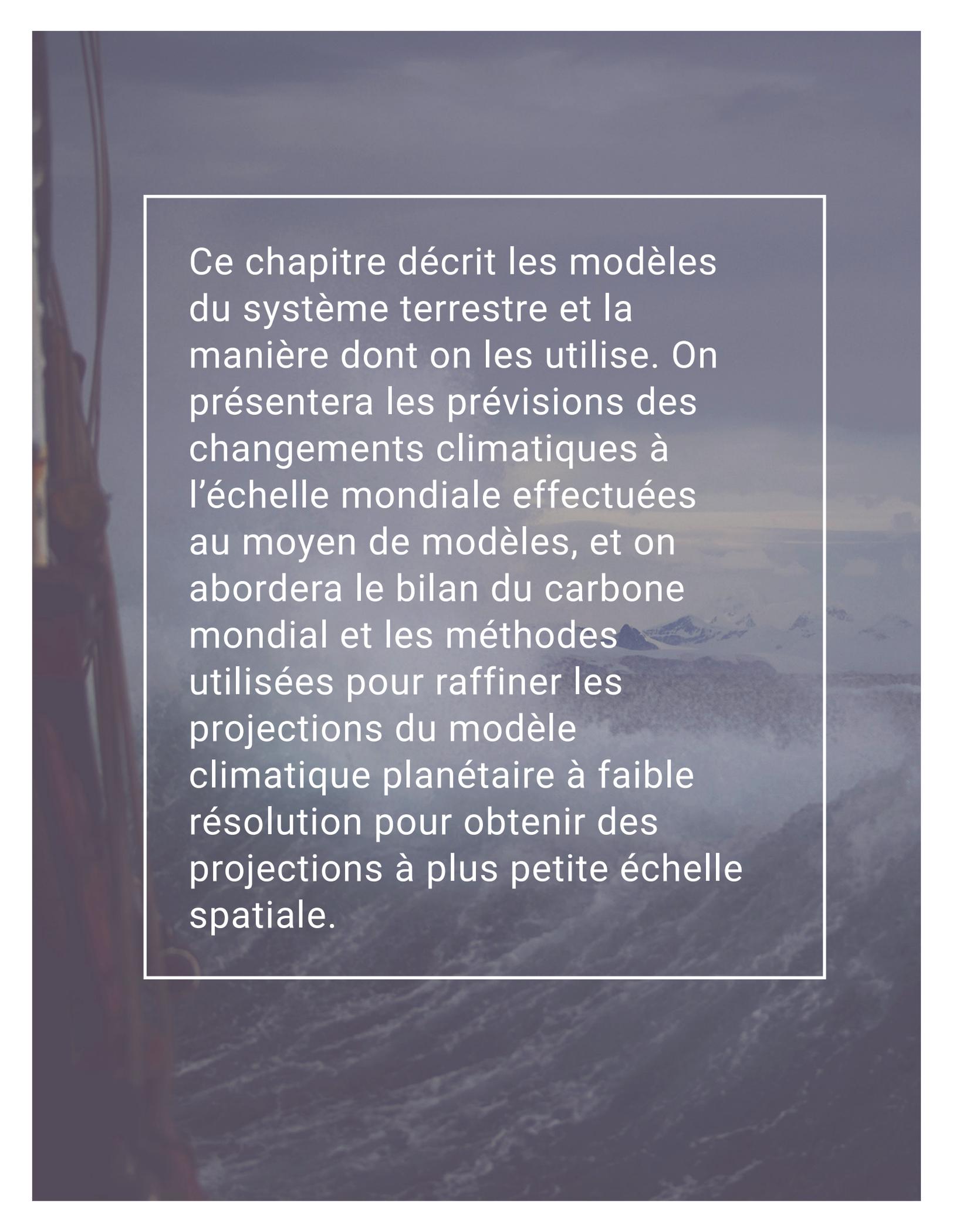
Encadré 3.3 : Agents de forçage climatique à courte durée de vie

3.5 : Mise à l'échelle régionale

3.5.1 : Stratégies de réduction d'échelle

3.5.2 : Mise à l'échelle des résultats pour l'Amérique du Nord et le Canada

RÉFÉRENCES



Ce chapitre décrit les modèles du système terrestre et la manière dont on les utilise. On présentera les prévisions des changements climatiques à l'échelle mondiale effectuées au moyen de modèles, et on abordera le bilan du carbone mondial et les méthodes utilisées pour raffiner les projections du modèle climatique planétaire à faible résolution pour obtenir des projections à plus petite échelle spatiale.

Messages clés du chapitre

3.2: Changements à l'avenir et forçage climatique

Les émissions de gaz à effet de serre, particulièrement celles du dioxyde de carbone, provenant des activités humaines définiront en grande partie l'importance des changements climatiques au cours du siècle à venir. La réduction des émissions d'origine humaine permettrait de réduire les changements climatiques à l'avenir.

3.3: Modélisation de la réponse du système climatique aux forces externes

À court terme (environ jusqu'en 2040), le réchauffement prévu sera semblable pour tous les profils d'évolution des émissions. Cependant, vers la fin du XXI^e siècle, les différences entre les profils possibles d'évolution des émissions commenceront à avoir des effets importants. D'après les estimations dont on dispose, le niveau de réchauffement du climat mondial pourrait varier entre 1 °C (dans le cas d'un scénario de faibles émissions) et 3,7 °C (dans le cas d'un scénario d'émissions élevées). Pour limiter le réchauffement à 1 °C ou moins, une réduction rapide et importante des émissions est nécessaire.

3.4: Émissions cumulatives de carbone et changement de la température dans le monde

Le changement de la température mondiale est pratiquement irréversible sur une durée de plusieurs siècles. Il en est ainsi parce que le montant total de dioxyde de carbone libéré au fil du temps est le facteur principal qui détermine le changement de température à l'échelle mondiale et ce gaz reste dans l'atmosphère pour une très longue durée (des siècles).

3.5: Mise à l'échelle régionale

Les prévisions climatiques sont basées sur des modèles générés par ordinateur qui représentent le système climatique mondial à faible résolution. Pour comprendre les effets des changements climatiques sur des régions précises, les méthodes de réduction des prévisions à une échelle inférieure sont utiles. Cependant, le passage de l'échelle mondiale à l'échelle régionale puis locale dans les prévisions climatiques cause un niveau supérieur d'incertitude.

Résumé

Le présent chapitre offre un aperçu des modèles du système terrestre et de la manière dont on les utilise pour simuler les changements climatiques historiques et faire des prévisions du climat à l'avenir. Les simulations des changements historiques permettent d'évaluer les modèles en les comparant aux observations, et celles-ci démontrent que les modèles peuvent reproduire de nombreux aspects du changement et de la variabilité climatiques observés. Elles permettent également de mener des expériences pour déterminer et mesurer les causes d'origine naturelle et humaine des changements climatiques. Pour prévoir les changements climatiques, il faut préciser les émissions ou les concentrations de gaz à effet de serre et d'aérosols, ainsi que les changements à l'affectation des terres, à l'avenir. En raison des incertitudes en ce qui concerne les futures activités humaines (notamment, l'ampleur des mesures ambitieuses de réduction des émissions qui seront mises en œuvre), il faut utiliser une variété de scénarios possibles du futur. On aborde aussi les résultats des prévisions climatiques et les sources de confiance et d'incertitude. En moyenne, les modèles prévoient (en comparaison à la période de référence allant de 1986 à 2005) une augmentation de la température moyenne mondiale allant d'environ 1 °C, dans le cas d'un scénario de faibles émissions (profil représentatif d'évolution de concentration [RCP] 2.6) à environ 3,7 °C, pour un scénario d'émissions élevées (RCP 8.5) vers la fin du XXI^e siècle. Les résultats des modèles individuels varient en général dans un rayon de 1 °C au-dessous ou au-dessus du résultat moyen multimodèle. Cette augmentation s'ajoute à l'augmentation de 0,6 °C qui a déjà eu lieu entre 1850 et la période de référence. Le scénario de faibles émissions (RCP2.6) permettrait de limiter l'augmentation de la température mondiale à environ 2 °C et serait donc plus ou moins conforme à l'objectif établi dans le cadre de l'Accord de Paris. Pour que ce scénario soit possible, le plafonnement des émissions mondiales doit être atteint presque immédiatement et les émissions doivent être réduites à pratiquement zéro bien avant la fin du siècle.

Quelle que soit la température moyenne à la surface du globe au moment où on atteint la valeur nette d'émissions de zéro, elle demeurera à ce niveau pendant des siècles. En d'autres mots, le changement de la température mondiale est pratiquement irréversible sur une durée de plusieurs siècles. La relation entre les émissions cumulatives de dioxyde de carbone (CO₂) et la température moyenne à la surface du globe offre un moyen simple de lier les émissions provenant des combustibles fossiles – la source principale d'émissions anthropiques de CO₂ – aux changements climatiques. Le concept du bilan des émissions de carbone – le montant de CO₂ qui peut être émis dans l'atmosphère avant que la température dépasse un certain seuil – en découle. Le Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat (GIEC, 2014) a jugé que, pour qu'on ait une probabilité de 50 % de pouvoir garder le niveau de réchauffement à moins de 2 °C au-delà des niveaux préindustriels, il faudrait limiter la quantité d'émissions de CO₂ à partir de 2011 à moins de 1300 milliards de tonnes de CO₂ (GtCO₂), un niveau environ égal à celui qui est émis depuis le début de l'ère industrielle. Pour avoir une chance de 50 % de pouvoir garder le niveau de réchauffement à moins de 1,5 °C, il faudrait limiter la quantité d'émissions à partir de 2011 à 550 GtCO₂. Il faut garder à l'esprit que l'estimation des bilans de carbone, surtout pour les cibles de faible augmentation de la température, est un domaine de recherche en évolution rapide, et des bilans mis à jour seront bientôt évalués.

On terminera le chapitre en abordant les méthodes de réduction des prévisions à une échelle inférieure, qui visent à transformer les résultats obtenus au moyen du modèle du système terrestre à l'échelle mondiale en renseignements plus détaillés à l'échelle locale, mieux adaptés à l'utilisation dans les études des répercussions. On utilise souvent les résultats ainsi mis à l'échelle dans les études des répercussions, mais les utilisateurs doivent tenir compte du fait que l'augmentation du niveau de détail n'ajoute pas nécessairement de valeur aux données, et que le niveau d'incertitude des résultats augmente au fur et à mesure que l'échelle spatiale diminue.

3.1: Introduction

Les changements climatiques à l'avenir seront principalement causés par les émissions de gaz à effet de serre (GES) d'origine humaine. Les émissions d'aérosols (particules qui se trouvent dans l'air) refroidissent collectivement le climat et réduisent partiellement le réchauffement climatique, mais on estime que leur effet diminuera à l'avenir au fur et à mesure que la quantité d'émissions d'aérosols baisse. Pour comprendre les effets de ces facteurs sur le climat, les scientifiques utilisent des modèles – des simulations informatiques élaborées du système climatique. On utilise les modèles pour effectuer des prévisions du climat futur en se basant sur les scénarios possibles de l'avenir en fonction de l'influence des GES et des aérosols. Ces modèles sont élaborés et utilisés par des institutions de recherche sur le climat partout dans le monde. La comparaison des résultats de plusieurs modèles nous permet d'évaluer le niveau d'incertitude et de confiance en général à l'égard des prévisions. Bien qu'on puisse utiliser les modèles du système terrestre pour simuler la réaction du système climatique aux émissions de GES d'origine humaine, on ne peut les utiliser pour prédire les activités humaines futures. On fait donc des prévisions en fonction de divers scénarios, aussi appelés « profils d'évolution des émissions », concernant la concentration de GES, la teneur en aérosols et les changements d'affectation des terres (agents de forçage climatique; voir le chapitre 2, section 2.3.1). On décrit ces profils dans la section 3.2. Dans la section 3.3, on fournit une courte description des modèles du système terrestre, ainsi que des prévisions à l'échelle mondiale du climat à l'avenir et les sources d'incertitude liées à ces prévisions. Tous les agents de forçage influent sur le climat, mais le dioxyde de carbone (CO₂) est celui qui a le plus d'incidence sur le changement de la température à long terme. Dans la section 3.4, on décrit le lien entre les émissions de CO₂ et les changements de température à l'échelle mondiale – un aspect important à connaître lors de l'élaboration de politiques sur les cibles en matière de température et la réduction des émissions mondiales de GES. Cette même section explique aussi la façon dont la longue durée de vie du CO₂ dans le système climatique rend les changements climatiques irréversibles. Enfin, la section 3.5 aborde la manière de réduire l'échelle des résultats d'un modèle global afin de fournir des renseignements détaillés sur une région précise, plus appropriés pour l'évaluation des répercussions et la planification de l'adaptation.

3.2: Changements climatiques à l'avenir et forçage climatique

Message clé

Les émissions de gaz à effet de serre, particulièrement celles du dioxyde de carbone, provenant des activités humaines définiront en grande partie l'importance des changements climatiques au cours du siècle à venir. La réduction des émissions d'origine humaine permettrait de réduire les changements climatiques à l'avenir.

Afin de prédire le changement climatique à venir, il faut d'abord prévoir le futur forçage climatique, notamment l'évolution des facteurs externes qui causent les changements climatiques, tels que les GES et les aérosols. Ces prévisions, à leur tour, proviennent des futurs scénarios d'émissions de GES et d'aérosols, basés sur diverses hypothèses sur le changement des activités humaines telles que la consommation de combustibles fossiles et l'affectation des terres. Les scénarios d'émissions futures sont généralement élaborés à l'aide de modèles d'évaluation intégrée, qui jumellent la modélisation de l'économie, de la démographie et des politiques à des modèles climatiques physiques simplifiés pour estimer l'effet de la croissance de la population, du développement économique, de l'affectation des terres et des effets de plusieurs options stratégiques sur les émissions qui causent le changement climatique. Puisqu'il existe beaucoup d'incertitude à l'égard des aspects sociaux et économiques de telles prévisions, on utilise généralement une gamme de scénarios, dont certains représentent ce qui se

passera si on prend des mesures énergétiques pour réduire les émissions tandis que d'autres présentent les résultats de mesures plus limitées.

Les prévisions du cinquième Rapport d'évaluation du GIEC (voir chapitre 1) étaient basées sur une série de scénarios de forçage climatique à l'avenir appelés profils représentatifs d'évolution de concentration (RCP) qui couvrent la période à partir de 2006 (van Vuuren et coll., 2011). On désigne les RCP d'un nombre qui indique le taux de changement du forçage radiatif – le déséquilibre entre la quantité de rayonnement solaire qui pénètre dans le système climatique et le rayonnement infrarouge à grande longueur d'onde qui en sort, causé par les gaz à effet de serre et d'autres facteurs externes (voir le chapitre 2, section 2.3.1) – vers la fin du XXI^e siècle. RCP2.6 représente un scénario de faibles émissions où le changement au forçage radiatif est d'environ 2,6 W/m², RCP4.5 et RCP6 présentent des scénarios de taux intermédiaire d'émissions, et RCP8.5 représente un scénario où les émissions de GES continuent à augmenter, entraînant un forçage radiatif d'environ 8,5 W/m² à la fin du siècle. Dans le présent rapport, on appellera les scénarios basés sur RCP2.6 « scénarios de faibles émissions », ceux basés sur RCP4.5 et RCP6 seront les « scénarios d'émissions moyennes » et ceux basés sur RCP8.5 seront les « scénarios d'émissions élevées ». Pour chaque RCP, les modèles d'évaluation intégrée offrent une série chronologique exhaustive d'émissions et de concentrations de GES particuliers (CO₂, méthane [CH₄], oxyde nitreux [N₂O], chlorofluorocarbones, etc.), ainsi que les émissions d'aérosols et les changements d'affectation des terres. Ces agents de forçage sont introduits dans les modèles du système terrestre, qui simulent la réaction future du système climatique à ces scénarios de forçage externe, y compris les rétroactions biogéochimiques.

Les RCP remplacent les scénarios d'émissions du SRES (Nakicenovic et coll., 2000), qui ont servi de base aux essais de simulation dont on a rendu compte dans le quatrième Rapport d'évaluation du GIEC. Malgré certaines différences dans les détails, le scénario de forçage SRES A2 est plus ou moins semblable au scénario RCP8.5, le scénario SRES A1B représente un point environ médian entre RCP6 et RCP8.5, et le scénario SRES B1 est comparable au scénario RCP4.5 (Burkett et coll., 2014). Aucun scénario de forçage du SRES n'est comparable au scénario RCP2.6. Ces scénarios de forçage sont mis à jour régulièrement après quelques années, et de nouveaux profils socioéconomiques partagés (basés sur les scénarios RCP) seront utilisés dans les essais de simulation qui contribueront au sixième Rapport d'évaluation du GIEC (Riahi et coll., 2017).

Dans tous les cas de figure, le CO₂ est l'agent principal contribuant au forçage radiatif des changements climatiques historiques et projetés, suivi par le CH₄ et le N₂O (Myhre et coll., 2013; Collins et coll., 2013). Les changements apportés aux émissions de CO₂ d'origine humaine seront les principaux facteurs qui détermineront les futurs changements climatiques.

La figure 3.1 illustre les aspects des scénarios RCP. Il est important de noter qu'aucun degré de probabilité n'est attribué aux scénarios de forçage – tous sont considérés comme également probables, toutefois l'augmentation continue des émissions rendrait les scénarios de faibles émissions difficiles à réaliser (Millar et coll., 2017). Le degré de variation des RCP représente, dans une certaine mesure, notre incertitude au sujet des futurs changements des facteurs socioéconomiques, notamment le dynamisme des mesures d'atténuation des émissions que l'on mettra en place, et donc le rythme auquel l'humanité continuera à entraîner les changements climatiques. Le scénario de faibles émissions (RCP2.6) permettrait de limiter l'augmentation de la température mondiale à environ 2 °C au-dessus du niveau préindustriel (voir la section 3.3.3) et serait donc plus ou moins conforme à l'objectif de température mondiale établi dans le cadre de l'Accord de Paris (CCNUCC, 2015). Pour que ce scénario soit possible, le plafonnement des émissions mondiales doit être atteint presque immédiatement et les émissions doivent être réduites à pratiquement zéro bien avant la fin du siècle. Les émissions annuelles de CO₂ à l'échelle mondiale ont atteint 10 Gt de carbone (environ 37 GtCO₂) en 2017 (Le Quéré et coll., 2017)

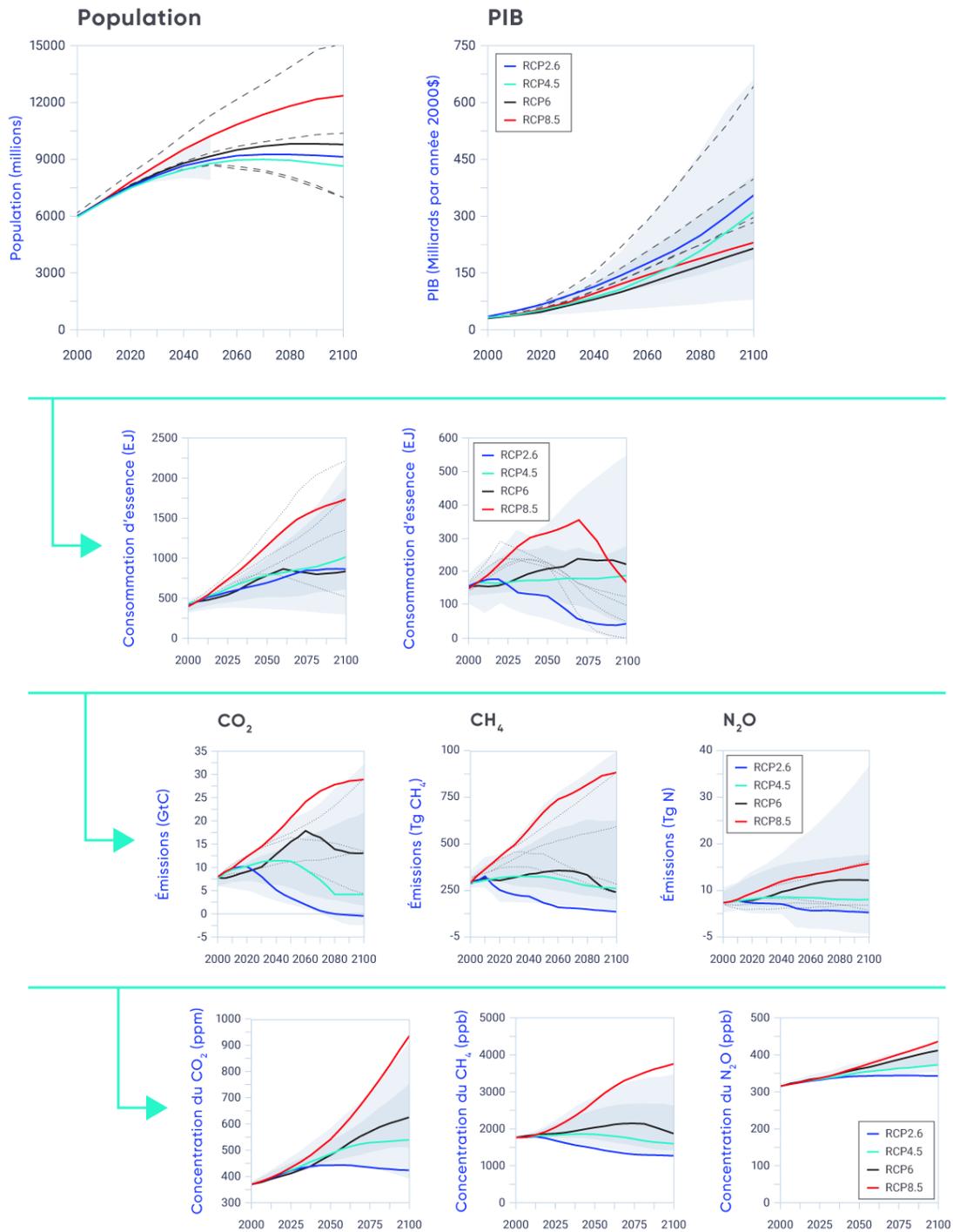


Figure 3.1 : Aspects fondamentaux des profils représentatifs d'évolution de concentration

Scénarios liés aux aspects socioéconomiques (rangée du haut), à l'intensité énergétique (deuxième rangée), aux émissions de gaz à effet de serre (troisième rangée), et finalement à la concentration des gaz à effet de serre (rangée du bas) qui sous-tendent les profils représentatifs d'évolution de concentration (RCP) utilisés pour les prédictions du climat. Le gris clair indique les 98 centiles centraux et le gris foncé les 90 centiles centraux des bases de données sous-jacentes.

SOURCE LA FIGURE : TIRÉS DE VAN VUUREN ET COLL. (2011), QUI FOURNIT DES PRÉCISIONS SUPPLÉMENTAIRES.

Résumé de la section

En résumé, pour prévoir les changements climatiques, il faut estimer le futur forçage climatique provenant des GES, des aérosols et des changements de l'affectation des terres, qui à son tour dépend des prévisions de la population et de la consommation d'énergie à l'avenir. Le CO₂ est le facteur principal contribuant au forçage climatique d'origine humaine, le climat à l'avenir dépendra donc des émissions de CO₂ et des taux de leur augmentation ou de leur réduction.

3.3: Modélisation de la réaction du système climatique au forçage externe

Message clé

À court terme (jusqu'en 2040, environ), le réchauffement prévu sera semblable pour tous les profils d'évolution des émissions. Cependant, vers la fin du XXI^e siècle, les différences entre les profils possibles d'évolution des émissions commenceront à avoir des effets importants. D'après les estimations dont on dispose, le niveau de réchauffement du climat mondial pourrait varier entre 1 °C (dans le cas d'un scénario de faibles émissions) et 3,7 °C (dans le cas d'un scénario d'émissions élevées). Pour limiter le réchauffement à 1 °C ou moins, une réduction rapide et importante des émissions est nécessaire.

3.3.1: Modèles du système terrestre

Les modèles du système terrestre sont basés sur une représentation mathématique du comportement de l'atmosphère, des océans, de la surface terrestre et de la cryosphère. Ces modèles génèrent une simulation virtuelle de la planète au moyen de puissants superordinateurs, permettant aux scientifiques d'examiner les liens entre divers procédés physiques et biogéochimiques, par exemple la manière dont l'océan absorbe la chaleur et le carbone, les emmagasine et les redistribue. Ces modèles sont utilisés principalement de deux manières : (1) pour comparer les simulations qui prennent en compte les forçages historiques à celles qui ne le font pas pour estimer l'amplitude des forçages d'origine humaine par rapport à ceux d'origine naturelle, et (2) pour simuler le climat à l'avenir en fonction de divers scénarios de forçage.

Les modèles de système terrestre possèdent certaines caractéristiques communes avec les modèles prévisionnels météorologiques globaux utilisés pour les prévisions météorologiques quotidiennes, mais n'exigent pas la saisie d'observations en tant qu'intrants et la résolution spatiale de leur opération est généralement plus limitée (le détail spatial est souvent limité aux zones d'une centaine de kilomètres carrés ou plus). Cette résolution inférieure spatiale est causée par les demandes en matière de capacité informatique des simulations qui sont longues à effectuer. Les simulations commencent par la période historique (de 1850 à aujourd'hui), sont déterminées par le forçage climatique observé (p. ex. les changements au cours de l'histoire des concentrations en GES), et prévoient le climat futur en fonction de différents scénarios de forçage (comme ceux qui sont décrits dans la section précédente) jusqu'à l'année 2100, voire même un avenir plus lointain (figure 3.2).

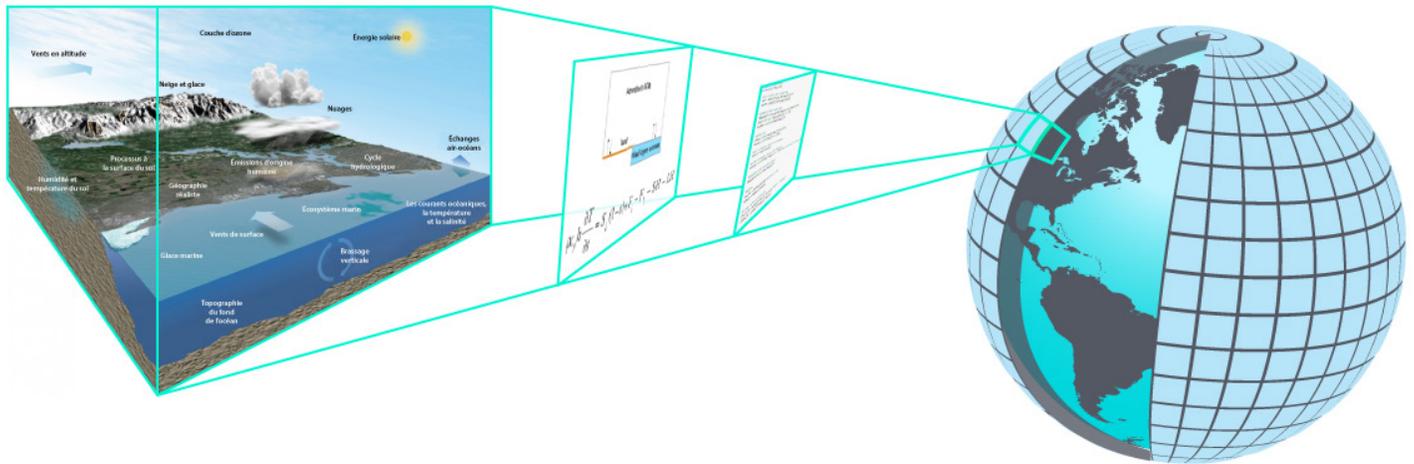


Figure 3.2: Création d'un modèle du système terrestre

Illustration schématique des processus qui comprend un modèle du système terrestre, et la manière dont les équations mathématiques décrivant les procédés physiques sont résolues dans une grille tridimensionnelle.

SOURCE : DIVISION DE LA RECHERCHE CLIMATIQUE, ENVIRONNEMENT ET CHANGEMENT CLIMATIQUE CANADA.

Les modèles de système terrestre sont le résultat d'une évolution des anciens modèles de prévisions climatiques (représentant plusieurs composantes du système climatique couplées ensemble : l'atmosphère, l'océan, la surface terrestre et la glace marine) aux modèles qui vont encore plus loin en représentant expressément le cycle du carbone (Flato, 2011; Flato et coll., 2013). L'inclusion du carbone et des autres cycles biogéochimiques dans les modèles permet de simuler les interactions à l'échelle mondiale entre les écosystèmes, le carbone et le climat, ainsi que plusieurs processus terrestres qui ont lieu aux latitudes élevées. Les changements des niveaux de la neige et de la glace marine peuvent causer des effets de rétroaction positive (amplifiant le réchauffement) dans le système climatique lié à l'albédo de la glace et de la neige (Euskirchen et coll., 2016; Kashiwase et coll., 2017; voir le chapitre 2, encadré 2.4). L'augmentation de la température diminue l'étendue occupée par la neige et la glace marine, réduisant la réflectivité de la terre et de l'océan. Davantage de rayonnement solaire est donc absorbé et la température augmente encore plus. Cette rétroaction apporte une contribution importante au taux important de

réchauffement dans la région arctique par rapport aux autres régions – on parle d’amplification dans l’Arctique (FAQ 3.1; voir la section 3.3.3). Ces modèles permettent aussi de simuler l’augmentation de la prolifération de la végétation aux latitudes élevées dans l’hémisphère Nord causée par le réchauffement climatique, un effet qui pourrait diminuer l’albédo de la surface terrestre et altérer l’échange d’énergie et d’eau entre la surface et l’atmosphère (Forkel et coll., 2016). Les changements au pergélisol causés par les changements climatiques, qui conduisent à des changements des conditions hydrologiques et des émissions de CH₄ (Schuur et coll., 2008), sont maintenant aussi compris dans certains modèles.

FAQ 3.1: Pourquoi le Canada se réchauffe-t-il plus rapidement que le monde dans l’ensemble?

Réponse brève

La réaction du système climatique à l’augmentation des gaz à effet de serre varie d’une région à l’autre. Par conséquent, les taux de réchauffement ne sont pas les mêmes d’un endroit à l’autre de la Terre. Ces variations sont le résultat de processus climatiques et de rétroactions qui dépendent des conditions locales. À titre d’exemple, au Canada la perte de la neige et de la glace de mer réduit la réflectivité (ou l’albédo, voir la boîte 2.3 du chapitre 2) de la surface, ce qui augmente l’absorption du rayonnement solaire. Ce processus cause un plus grand réchauffement de la surface que dans les régions plus au sud. En raison de ce processus et d’autres mécanismes, le Canada se réchauffe plus rapidement que le monde dans l’ensemble – à plus de deux fois le taux planétaire – et l’Arctique canadien se réchauffe même plus rapidement – à environ trois fois le taux planétaire.

Réponse détaillée

Le taux de réchauffement en surface du Canada est plus que double le taux planétaire (Figure 1). La différence est même plus dramatique pour l’Arctique canadien, où le taux de réchauffement est environ trois fois le taux planétaire. Le réchauffement accru pour l’ensemble du Canada et de l’Arctique canadien en particulier fait partie d’un phénomène climatique qu’on appelle « amplification de l’Arctique. »

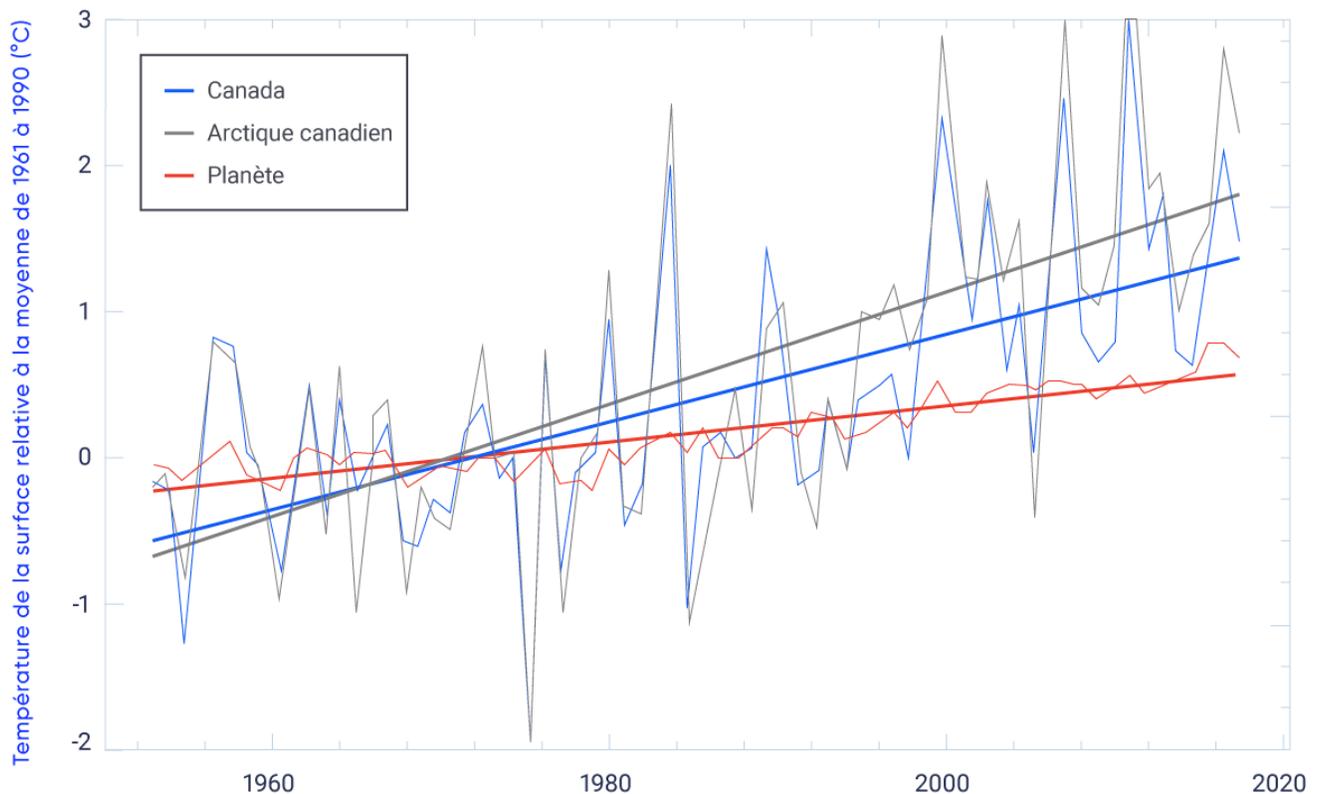


Figure 3.3: Taux de réchauffement pour le Canada, l'Arctique canadien, et le monde

Les observations historiques de la température moyenne annuelle de surface indiquent que le taux de réchauffement en surface pour le Canada (la pente de la ligne bleue) est plus que le double du taux de réchauffement en surface pour le monde (pente de la ligne rouge). Le taux de réchauffement de l'Arctique canadien (pente de la ligne grise) est environ trois fois le taux planétaire. Les résultats canadiens sont fondés sur les données climatiques canadiennes homogénéisées et modifiées (Vincent et coll., 2015). Le résultat planétaire est fondé sur l'ensemble de données HadCRUT (Morice et coll., 2012).

SOURCE DE LA FIGURE : ENVIRONNEMENT CANADA, DIVISION DE LA RECHERCHE SUR LE CLIMAT.

Dans toutes les régions du monde, la réaction climatique au forçage radiatif (voir le chapitre 2, section 2.3) des gaz à effet de serre est déterminée par des processus et des rétroactions subséquents dans le système climatique.¹² Pour comprendre l'amplification de l'Arctique, nous utilisons des modèles climatiques pour estimer les contributions au changement de température à partir de différents mécanismes physiques. Ces estimations pour l'Arctique peuvent ensuite être comparées aux estimations pour d'autres régions du monde. Cette approche a démontré que le réchauffement accru sur les hautes

12 Le forçage radiatif est le changement net dans l'équilibre énergétique du système terrestre en raison d'une perturbation de l'extérieur. Un forçage radiatif positif, comme celui de l'augmentation des concentrations atmosphériques de gaz à effet de serre, cause le réchauffement climatique, tandis qu'un forçage radiatif négatif provoque un refroidissement climatique.

latitudes du Nord est en raison des contributions des cinq rétroactions du climat bien connues. Ces rétroactions sont, en ordre décroissant d'importance, la rétroaction du gradient vertical, la rétroaction d'albédo neige/glace, la rétroaction Planck, la rétroaction liée aux nuages et la rétroaction de la vapeur d'eau (Figure 3.4). Dans l'Arctique, chacune de celles-ci est une rétroaction positive (amplification) – ces rétroactions amplifient le réchauffement du forçage des gaz à effet de serre. Ces rétroactions fonctionnent ailleurs aussi, mais leur force et leur orientation varient d'une région à l'autre et sont les plus fortes dans l'Arctique (Figure 3.4).

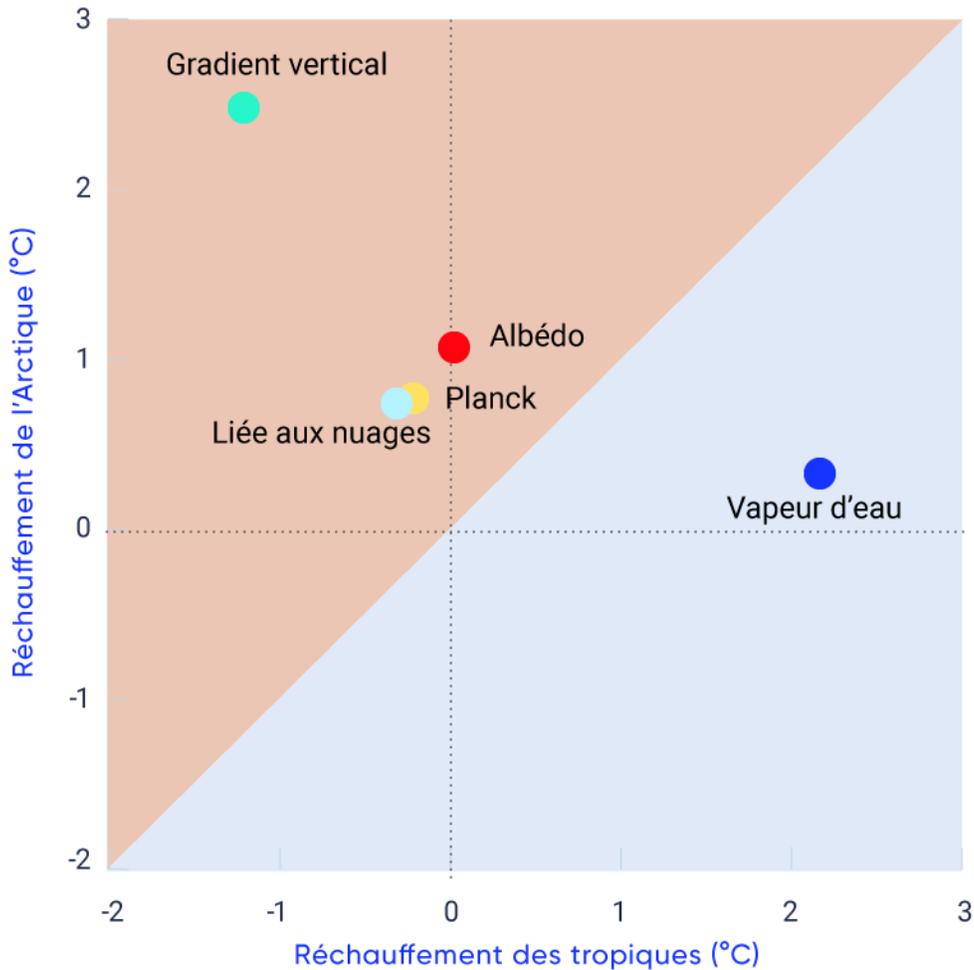


Figure 3.4: Contributions au réchauffement de divers mécanismes de rétroaction pour l'Arctique et les tropiques

Les mécanismes de rétroaction contribuent différemment au réchauffement, selon la région du monde. Les contributions des rétroactions du gradient vertical, de l'albédo neige/glace, de Planck, liées aux nuages et de vapeur d'eau au réchauffement pour l'Arctique et les tropiques sont illustrées pour un état de climat modélisé dans lequel les concentrations de dioxyde de carbone ont quadruplé par rapport à leurs niveaux préindustriels. Les rétroactions dans la partie ombrée en rouge de la figure contribuent au réchauffement accru dans l'Arctique relativement aux tropiques, tandis que les rétroactions dans la partie ombrée en bleu contribuent à l'accroissement du réchauffement dans les tropiques relativement à l'Arctique.

SOURCE DE LA FIGURE : ADAPTÉ DE STUECKER ET AL. (2018).

RÉTROACTION DU GRADIENT VERTICAL : Le gradient vertical est le calcul de la température dans l'atmosphère terrestre qui diminue à mesure que l'altitude augmente. Les différences du gradient vertical dans différentes parties du monde touchent la réaction aux montants croissants de gaz à effet de serre. Dans l'Arctique, par exemple, le réchauffement dû au forçage des gaz à effet de serre est le plus élevé près de la surface. C'est le cas contraire dans les tropiques, où le réchauffement dû aux forçages des gaz à effet de serre est le plus élevé à une altitude plus élevée dans l'atmosphère, ce qui permet à la chaleur radiante de la Terre à s'échapper vers l'espace ce qui refroidit le climat en conséquence.

RÉTROACTION DE L'ALBÉDO NEIGE/GLACE : La neige et la glace reflètent considérablement l'énergie solaire de retour vers l'espace (voir la Figure 2.4 du chapitre 2). Le réchauffement fait fondre la neige et la glace, ce qui cause maintenant la surface plus foncée à absorber plus de rayonnements solaires et de chaleur. Certes, cette rétroaction ne s'applique qu'aux régions où se trouvent de la glace et de la neige. Par conséquent, sa contribution au réchauffement est considérable dans l'Arctique et négligeable dans les tropiques.

RÉTROACTION PLANCK : Plus la température d'un organisme est élevée (comme la Terre), plus il émet de l'énergie, créant un effet de refroidissement. Il s'agit d'une rétroaction négative qui, en fin de compte, limite le réchauffement à l'échelle planétaire. Cependant, cet effet de refroidissement n'est pas aussi prononcé dans l'Arctique que dans les tropiques et donc permet une réaction de réchauffement plus large à des latitudes élevées.

RÉTROACTION LIÉE AUX NUAGES : Dans les modèles climatiques, le forçage des gaz à effet de serre entraîne généralement plus de nuages dans les latitudes élevées et moins de nuages dans les latitudes plus basses. Dans l'Arctique, l'augmentation des nuages accroît le réchauffement par le piégeage de chaleur près de la surface.

RÉTROACTION DE LA VAPEUR D'EAU : La vapeur d'eau, tout comme le dioxyde de carbone, est un gaz à effet de serre. À mesure que l'atmosphère se réchauffe, elle peut tenir plus de vapeur d'eau et donc le réchauffement augmente. L'atmosphère arctique est très sèche et, pour cette raison, la contribution de la rétroaction de vapeur d'eau au réchauffement est petite comparativement aux tropiques, où l'atmosphère est humide.

En résumé, le réchauffement causé par l'augmentation des concentrations de gaz à effet de serre varie d'un endroit à l'autre, en grande partie grâce à des rétroactions différentes qui agissent dans une région du monde à l'autre. Des taux de réchauffement accrus au Canada et dans l'Arctique canadien sont causés par une combinaison unique de tels mécanismes de rétroaction.

Comment pouvons-nous savoir si les prévisions du climat formulées par les modèles sont exactes? Un des moyens de vérifier si les modèles peuvent représenter de manière réaliste les liens complexes entre les processus climatiques est d'évaluer leur capacité à reproduire correctement les changements qui se sont déjà produits. Les simulations des forçages historiques observés à partir de 1850 donnent la possibilité de comparer directement les résultats des modèles aux observations. Les Rapports d'évaluation du GIEC comprennent typiquement un chapitre sur ce type d'évaluation de modèle (Flato et coll., 2013), offrant un résumé de la grande quantité d'articles scientifiques sur la qualité des modèles. La figure 3.5 offre un exemple d'évaluation de modèle par comparaison à la température annuelle moyenne de l'air à la surface du globe tirée de différentes sources aux simulations effectuées par 36 différents modèles utilisés au cours de la cinquième phase du Projet d'intercomparaison de modèles couplés (CMIP5; voir l'encadré 3.1). Comme le montre la figure, les modèles du système terrestre peuvent reproduire l'augmentation observée à long terme de la température (épaisse lignes noires), ainsi que le refroidissement épisodique qui suit les grandes éruptions explosives de volcans. L'amplitude de la variabilité annuelle est également bien simulée (lignes minces), mais évidemment on ne peut s'attendre à ce que les fluctuations coïncident

exactement (puisque chaque modèle simule la variabilité interne de sa propre manière). La grosse ligne rouge dans la figure correspond à la moyenne multimodèle, une approximation de la réaction du système climatique aux agents externes de forçage (changements des concentrations en GES et de la quantité d'aérosols, changements d'affectation des terres, variations d'ensoleillement et aérosols volcaniques) sur laquelle la variabilité interne est superposée. La différence prononcée constatée entre la température observée et la moyenne multimodèle à partir à peu près de l'an 2000 a été analysée en profondeur (Fyfe et coll., 2016) et est causée par plusieurs facteurs : des erreurs mineures dans les enregistrements des observations, la variabilité interne sur une période décennale, et la prise en compte incomplète par les modèles du forçage par les éruptions volcaniques au début du XXI^e siècle (voir le chapitre 2, section 2.3.3).

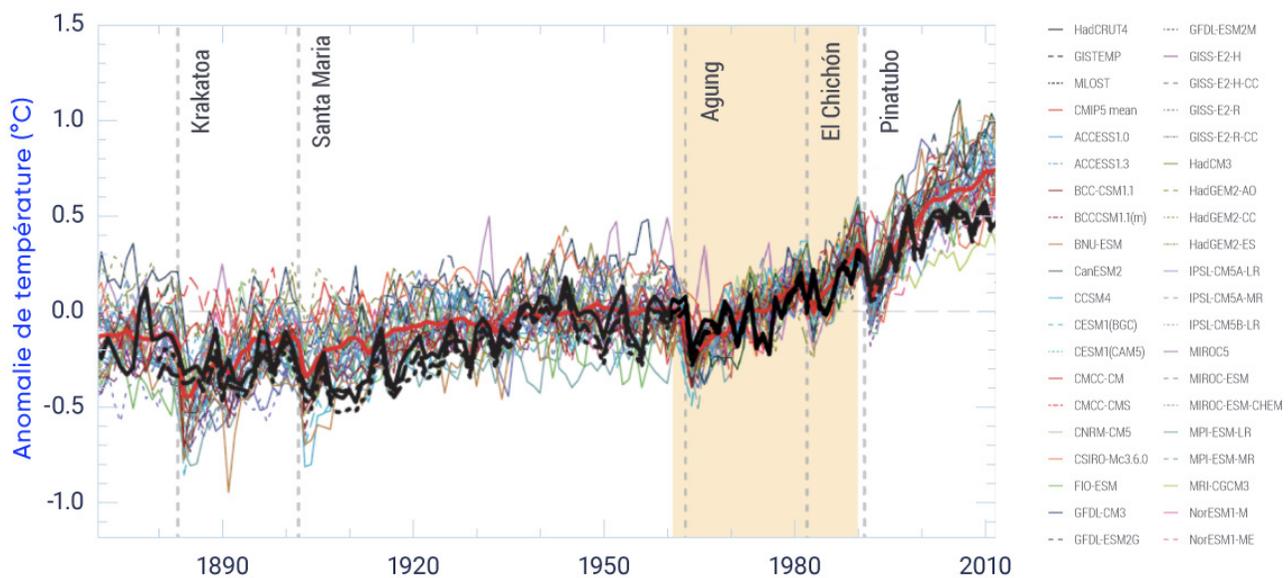


Figure 3.5: Évaluation du rendement du modèle par rapport aux observations

Anomalies de la température annuelle moyenne de l'air à la surface du globe entre 1850 et 2012 (les anomalies sont calculées par rapport à la moyenne entre 1961 – 1990, indiqué par l'ombrage jaune). Les lignes noires épaisses représentent trois différentes reconstructions de la température basées sur les observations. Chaque ligne mince colorée représente les résultats d'une simulation d'un des 36 modèles climatiques. L'épaisse ligne rouge est la moyenne multimodèle. La tendance globale au réchauffement notamment depuis l'année 1960 environ, est claire dans les observations tout comme dans les simulations. Les deux présentent également des périodes de refroidissement qui suivent les grandes éruptions volcaniques (lignes pointillées verticales).

SOURCE : FLATO ET COLL. (2013), FIGURE 9.8A.

Encadré 3.1: Projet d'intercomparaison de modèles couplés

Tous les modèles utilisés pour estimer le climat présentent un certain degré d'incertitude en raison des approximations qu'il faut effectuer dans la représentation de certains procédés physiques. Pour évaluer l'incertitude que présentent les modèles, les scientifiques les comparent à d'autres modèles et évaluent à quel point leurs prévisions diffèrent. Pour ce faire, un ensemble de modèles est nécessaire afin de permettre l'analyse et la comparaison d'une vaste gamme de simulations et de prévisions. Le Programme mondial de recherche sur le climat a mis en œuvre le Projet d'intercomparaison de modèles couplés (CMIP) précisément à cette fin. Dans le cadre de celui-ci, on effectue une série convenue de simulations historiques et de prévisions du climat futur en utilisant les mêmes agents externes de forçage (les GES, l'affectation des terres et autres) avant d'archiver les résultats en format commun à des fins d'analyse par la collectivité de recherche sur le climat (Taylor et coll., 2012). Les versions précédentes du CMIP avaient fourni les résultats de modèles climatiques évalués dans les précédents Rapports d'évaluation du GIEC. L'itération la plus récente du projet, CMIP5, a fourni les résultats traités dans le cinquième Rapport d'évaluation du GIEC (GIEC, 2013). Parmi ceux-ci, de nombreux résultats sont offerts sur le site web de [Données et scénarios climatiques canadiens](#). Les prévisions du climat futur du CMIP5 utilisaient les scénarios d'émission appelés « profils représentatifs d'évolution de concentration » (RCP, voir la section 3.2) (van Vuuren et coll., 2011). On prépare maintenant une nouvelle version, CMIP6, qui servira de contribution au sixième Rapport d'évaluation du GIEC.

3.3.2: Sources de confiance et d'incertitude

La confiance à l'égard des modèles de prévision du climat découle de plusieurs sources. En premier lieu, les modèles climatiques s'appuient sur la base solide des lois fondamentales de la physique et des connaissances scientifiques des procédés physiques. En deuxième lieu, on évalue les résultats des modèles climatiques de manière détaillée en les comparant aux observations historiques, comme on l'a souligné dans la section 3.3.1 – le chapitre sur l'évaluation des modèles du dernier Rapport d'évaluation du GIEC en fournit de nombreux exemples (Flato et coll., 2013). En troisième lieu, on utilise aussi certains modèles de prévision du climat pour formuler les prévisions climatologiques saisonnières, dont l'exactitude est régulièrement évaluée (Kirtman et coll., 2013; Merryfield et coll., 2013; Sigmond et coll., 2013; Kharin et coll., 2017).

Il existe cependant des incertitudes qu'il faut garder à l'esprit lors de l'utilisation des prévisions par les modèles. Elles découlent du fait que les modèles ne peuvent simuler tous les procédés physiques de manière exacte (et doivent donc effectuer des approximations) et la variabilité interne des systèmes climatiques, qu'ils soient simulés ou réels (voir le chapitre 2, encadré 2.5). En principe, il est possible de réduire le niveau d'incertitude causé par l'approximation des phénomènes physiques, et les modèles continuent de s'améliorer à cet égard (Flato et coll., 2013). Cependant, il est impossible de réduire le niveau d'incertitude liée à la variabilité interne superposée sur les changements de climats sous-jacents causés par des agents de forçage. De plus, il existe un degré d'incertitude à l'égard des agents de forçage futurs (p. ex. les émissions de GES), pour cette raison, on effectue une gamme de prévisions en utilisant plusieurs scénarios de forçage. L'importance des sources d'incertitude varie en fonction de l'échelle du temps et de l'espace examinée – typiquement, l'incertitude diminue au fur et à mesure que l'échelle spatiale augmente, car la variabilité interne s'étale plus ou moins lors de l'analyse de grandes régions (Hawkins et Sutton, 2009). Ceci veut dire également que l'incertitude est plus grande lors de l'analyse de petites régions ou de lieux précis.

De plus, sur de très longues échelles de temps (p. ex. lorsqu'on parle de la fin du XXI^e siècle), les différences des scénarios de forçage sont les principaux facteurs d'incertitude, tandis que l'effet de la variabilité interne est beaucoup moins important.

3.3.3: Prévisions climatiques à l'échelle mondiale

Comme on l'a décrit dans la section 3.2, les prévisions climatiques sont le résultat de la conduite de plusieurs simulations dans les modèles climatiques en fonction de différents scénarios de forçage futurs (dans le cas du CMIP5, il s'agit des RCP). Ces prévisions doivent tenir compte de la réponse du système climatique aux agents de forçage externes (p. ex. les concentrations changeantes de GES), de la variabilité interne et des incertitudes liées aux différences entre les modèles. Dans une certaine mesure, on peut dissocier ces effets en utilisant les prévisions de plusieurs modèles (Collins et coll., 2013). La moyenne multimodèle offre une bonne estimation de la réaction du système climatique aux agents de forçage, puisque la variabilité interne et les différences entre les modèles s'étalent en grande partie (voir l'encadré 3.2). La partie supérieure de la figure 3.6 démontre l'évolution au fil du temps de la température annuelle moyenne de l'air à la surface du globe simulée par les modèles CMIP5 pour la période de 1950 à 2100. Les lignes épaisses correspondent aux moyennes multimodèles, et la bande colorée représente la série de résultats des modèles autour de cette moyenne. Chaque résultat individuel de modèle faisant partie de cette bande ressemblerait à une des lignes colorées de la figure 3.5, mais à des fins de précision, la série entière de lignes est représentée par une bande colorée. Les résultats pour le scénario d'émissions élevées (RCP8.5) sont représentés par la ligne rouge et la bande orange, tandis que les résultats du scénario d'émissions faibles (RCP2.6) sont représentés par la ligne et la bande bleues.

Encadré 3.2: Prévisions de modèles et pondération

Les prévisions des changements climatiques se basent généralement sur un ensemble de modèles climatiques à la pointe de la technologie d'étude et de modélisation du climat. On utilise une série de modèles plutôt qu'un seul, car aucun modèle ne peut être considéré comme le meilleur, puisque différents modèles atteignent différents niveaux de réalisme de la simulation climatique, en fonction de la région étudiée et de la variable prise en considération. Même si le meilleur modèle pouvait être choisi, il n'y aurait aucune garantie que son rendement actuel produirait des prévisions du climat futur plus justes que celles des autres modèles.

Les prévisions des changements climatiques se distinguent des prévisions météorologiques à plusieurs égards. Notamment, on peut déterminer l'exactitude d'une prévision météorologique dans les quelques jours suivants, mais la justesse réelle des prévisions du climat futur demeurera inconnue pendant plusieurs décennies (Weigel et coll., 2010). En l'absence d'un consensus sur les meilleurs modèles, la pratique répandue était de s'en remettre à la « démocratie des modèles », qui traite de manière égale chaque modèle dans un ensemble. Cette méthode de pondération égale présume que chaque modèle, quoique différent, est aussi probable que les autres.

Cependant, au cours des dernières années, des ouvrages scientifiques de plus en plus nombreux montrent que la « démocratie des modèles » a des défauts. Malgré le fait qu'une bonne exactitude du modèle à l'heure actuelle ne garantisse pas la justesse de ses prévisions du futur, une piètre exactitude n'en est pas pour autant une bonne source de confiance (p. ex. les modèles

qui sous-estiment sérieusement la couverture actuelle de la glace marine dans l'Arctique risquent de ne pas être des sources fiables de prévision des changements futurs de la couverture de la glace marine). Par conséquent, on prend de plus en plus conscience du fait qu'une certaine pondération des prévisions des modèles basée sur la qualité de ceux-ci pourrait être utile. Effectivement, le cinquième Rapport d'évaluation du GIEC a montré que tel est le cas pour la glace marine dans l'Arctique (Collins et coll., 2013). Cependant, un clair consensus sur la pondération des modèles n'a pas encore été émis.

Un autre désavantage de la démocratie des modèles est que l'on suppose que chaque modèle est indépendant. Or, les modèles climatiques présentent souvent des caractéristiques communes, car parfois un modèle utilise un programme adopté d'un autre modèle avec des modifications minimales, ou deux modèles sont construits à partir d'un seul modèle plus ancien. On est en train d'élaborer et de tester des méthodes pour prendre en compte la qualité et l'indépendance des modèles (Sanderson et coll., 2017; Knutti et coll., 2017), mais il s'agit d'un domaine de recherche qui est encore naissant. Les études initiales portant sur les méthodes de pondération semblent indiquer que les différences entre les prévisions pour le Canada avec et sans pondération de modèles sont minimales, par conséquent, des prévisions multimodèles « classiques » sans pondération sont présentées dans le présent rapport.

La partie supérieure de la figure 3.6 illustre deux points clés. En premier lieu, lorsqu'on examine les prévisions des changements climatiques, on constate que la dispersion entre les modèles (l'étendue verticale des bandes colorées) est moins grande à court terme (jusqu'à l'an 2040 environ) qu'elle ne l'est vers la fin du XXI^e siècle, indiquant que l'incertitude quant aux modèles augmente à mesure que l'avenir analysé est lointain. (La variabilité interne joue également un rôle dans la largeur des bandes colorées, comme on l'a mentionné ci-haut, mais on ne s'attend pas à ce que leur contribution augmente de manière importante pour les prévisions de l'avenir éloigné.) En deuxième lieu, les différences entre les deux scénarios de forçage sont minimales à court terme, mais augmentent considérablement vers la fin du XXI^e siècle (comme le démontre l'écart croissant entre les résultats du scénario de faibles émissions [RCP2.6] et le scénario d'émissions élevées [RCP8.5]). Pour la simplicité, les scénarios d'émissions moyennes (RCP4.5 et RCP6.0) ne sont pas illustrés dans la partie principale du graphique, mais leurs résultats de fin de siècle sont marqués à la droite de l'image supérieure à des fins de comparaison.

La répartition spatiale des tendances prévues de la température et des précipitations est illustrée dans l'image inférieure de la figure 3.6. La différence marquée des changements moyens entre les scénarios d'émissions faibles et d'émissions élevées est bien visible dans les cartes (plus les couleurs sont foncées, plus le changement est important), mais il y a une ressemblance nette dans la tendance. En ce qui concerne la température, les changements sont plus importants sur les terres émergées qu'elles le sont sur les océans avoisinants, ils sont également supérieurs aux latitudes élevées, notamment dans la région arctique, illustrant l'amplification dans l'Arctique. Pour cette raison, le réchauffement prévu au Canada est à peu près le double de la moyenne mondiale. Pour ce qui est des précipitations, les tendances des changements sont beaucoup plus complexes : on prévoit une augmentation des précipitations annuelles dans les régions polaires et équatoriales et une diminution des précipitations dans une grande partie des régions subtropicales (environ entre 24° et 35° de latitude nord et sud). Au sud du Canada, les changements prévus dans les précipitations sont assez mineurs, mais au nord du Canada, on prévoit des augmentations plus importantes. (Les changements à la quantité moyenne annuelle de précipitations ne conduisent pas directement à des changements dans le manteau neigeux saisonnier ou de la disponibilité de l'eau, comme on l'explique au chapitre 5 et au chapitre 6.)

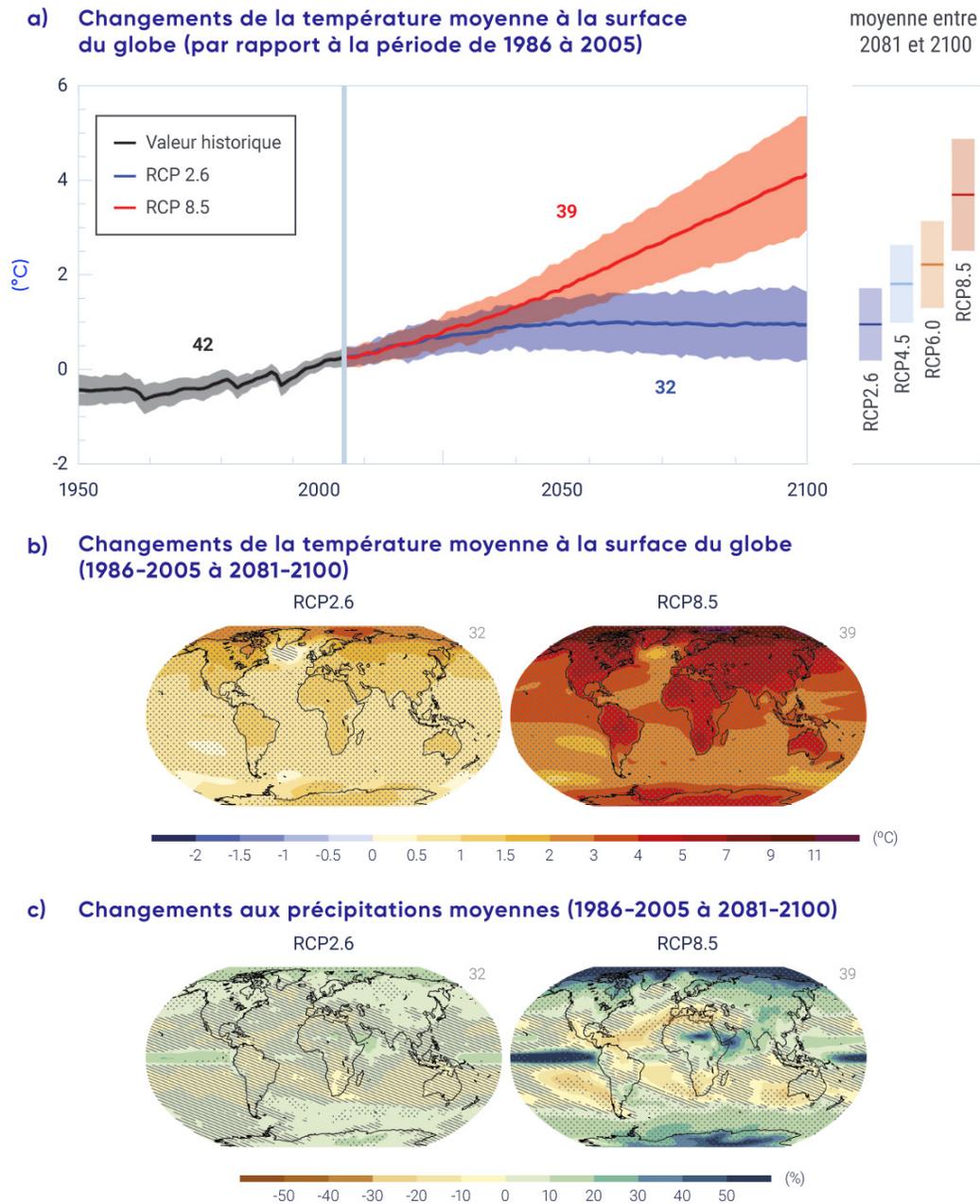


Figure 3.6: Prévisions climatiques mondiales

L'image supérieure illustre la moyenne annuelle multimodèle des changements de la température mondiale annuelle moyenne à la surface du globe par rapport à une période historique de référence (de 1986 à 2005) pour une série de scénarios d'émission. Les bandes colorées représentent la dispersion entre 5 % et 95 % de l'ensemble multimodèle. Les images inférieures illustrent la moyenne des changements prévus à la fin du siècle par l'ensemble des modèles (la moyenne pour la période de 2081 à 2100 moins la moyenne pour la période de 1986 à 2005) (b) de la température annuelle moyenne de l'air à la surface du globe et (c) de la précipitation annuelle dans le cas du scénario de basses émissions (RCP2.6) et du scénario d'émissions élevées (RCP8.5).

SOURCE DE LA FIGURE : ADAPTÉ DE GIEC (2013), FIGURE SPM.7 ET SPM.8, ET COLLINS ET COL. (2013)

En moyenne, les modèles prévoient une augmentation de la température moyenne à la surface du globe (par rapport à celle de la période de référence, soit 1986–2005) d'environ 1 °C pour le scénario de faibles émissions (RCP2.6) et de 3,7 °C pour le scénario d'émissions élevées (RCP8.5) à la fin du XXI^e siècle, avec une dispersion entre 5 % et 95 % de l'ensemble d'environ 1 °C au-dessus et au-dessous de la moyenne multimodèle. Ce changement s'ajoute à l'augmentation de 0,6 °C qui a déjà eu lieu entre l'année 1850 et la période de référence. Le scénario de faibles émissions (RCP2.6) permettrait donc d'atteindre l'objectif établi dans le cadre de l'Accord de Paris (qui est de limiter le réchauffement entre 1,5 °C et 2,0 °C), bien que la dispersion des prévisions pour tous les scénarios soit telle qu'il y a une possibilité pour chaque scénario d'atteindre la cible ou de ne pas l'atteindre. Pour que le scénario de faibles émissions (RCP2.6) soit possible, le plafonnement des émissions mondiales doit être atteint presque immédiatement et les émissions doivent être réduites à pratiquement zéro avant la fin du siècle. Des études récentes (Millar et coll., 2017) offrent des analyses détaillées de scénarios qui pourraient limiter le réchauffement à 1,5 °C, qui exigent également la mise en place rapide de méthodes intenses de réduction des émissions.

Des détails supplémentaires sur les prévisions du climat futur, notamment en ce qui concerne le Canada, sont fournis dans d'autres chapitres du présent rapport. Le taux de confiance à l'égard des prévisions des changements climatiques varie en fonction des régions et de la variable climatique étudiée. À titre d'exemple, la confiance quant aux prévisions des changements de la température est supérieure à celle des prévisions des précipitations. La raison principale en est le fait que les changements de la température sont des conséquences directes du forçage radiatif, tandis que les changements des précipitations sont le résultat de nombreuses interactions complexes, y compris les changements à la capacité de rétention de l'eau d'une atmosphère en réchauffement, à la circulation atmosphérique mondiale, à l'évaporation et à d'autres facteurs (Shepherd, 2014) (voir le chapitre 4). Les changements de niveaux de la neige et de la glace sont liés aux changements de la température et des précipitations; on les aborde en détail au chapitre 5. La disponibilité de l'eau douce (voir le chapitre 6) et les changements des océans (voir le chapitre 7) sont aussi reliés aux changements de la température et des précipitations, ainsi qu'à d'autres facteurs.

3.3.4: Émissions compatibles

On peut effectuer les simulations dans les modèles du système terrestre de deux manières différentes : en configurant les concentrations en GES ou en configurant les émissions de GES (les deux méthodes sont possibles avec les ensembles de données des scénarios RCP). Les simulations axées sur la concentration permettent aux scientifiques d'évaluer la différence d'un modèle à l'autre de la réaction du climat à des changements identiques de la concentration de GES dans l'atmosphère. Ceci aide à séparer la réaction du système climatique à des changements dans les agents de forçage (p. ex. les concentrations de GES) de l'effet des rétroactions du cycle du carbone touchant la biosphère terrestre et la biosphère océanique. La réaction de ces puits naturels de carbone aux concentrations atmosphériques de CO₂ et aux changements climatiques aura un effet sur la quantité d'émissions anthropiques compatible avec chaque profil d'émissions de CO₂. Un aspect intéressant de ces simulations à concentration fixée est qu'elles permettent de calculer les émissions anthropiques mondiales compatibles avec un profil représentatif donné (Jones et coll., 2013). La dispersion des émissions compatibles de CO₂ entre les différents modèles permet de mesurer le niveau d'incertitude inhérent à la représentation des rétroactions du cycle du carbone dans les modèles. La figure 3.7 illustre les résultats des calculs d'émissions compatibles et démontre que, malgré une certaine variation, le groupe de modèles est cohérent. Dans le cas d'un scénario RCP 2.6 (où l'augmentation de la température se stabilise au-dessous de 2 °C), les modèles affichent des émissions compatibles qui commencent à diminuer immédiatement et qui arrivent presque à zéro bien avant la fin du siècle.

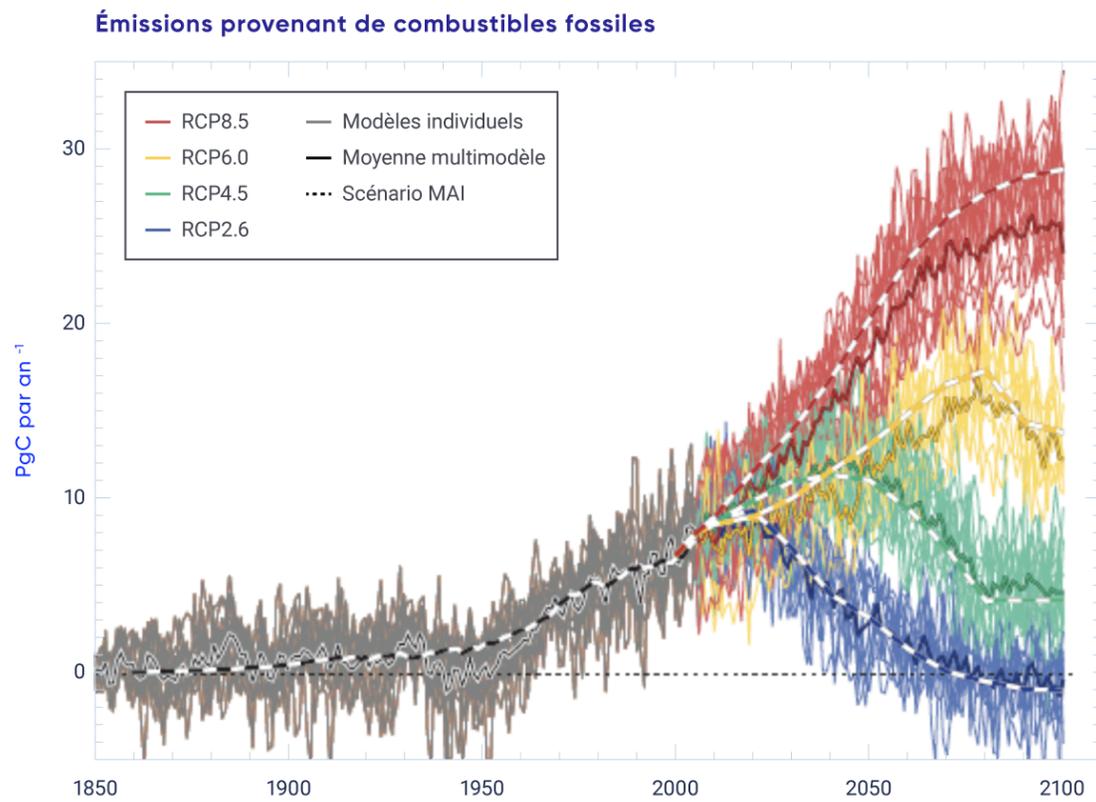
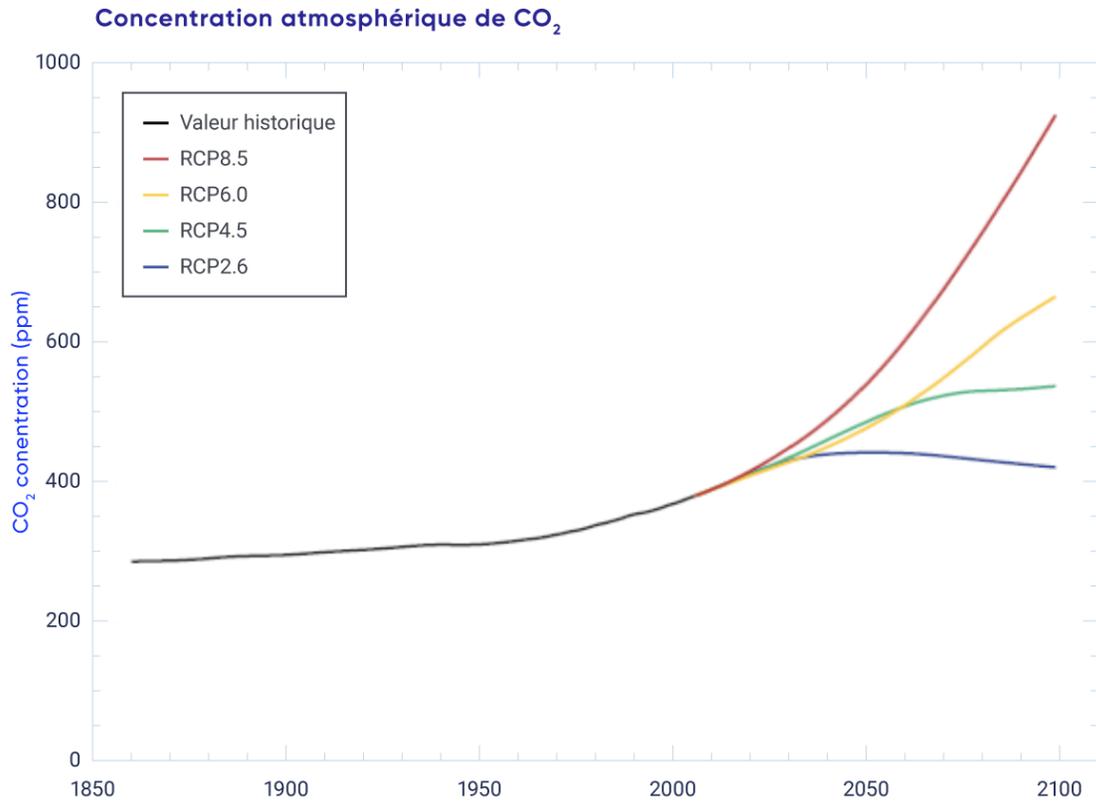


Figure 3.7 : Concentrations de dioxyde de carbone et émissions compatibles pour chacun des quatre profils représentatifs d'évolution de concentration

Concentrations de dioxyde de carbone pour quatre profils représentatifs d'évolution de concentration (RCP) différents (image du haut) et émissions compatibles correspondant à chaque RCP (image du bas) d'après des simulations effectuées en utilisant cinq différents modèles de système terrestre (Jones et coll., 2013). Dans le scénario d'émissions élevées (RCP8.5), les émissions vers la fin du siècle sont plus que doublées par rapport aux émissions actuelles, tandis que le scénario d'émissions faibles (qui permettrait de stabiliser l'augmentation de la température au-dessous de 2 °C) nécessite une réduction rapide des émissions en vue d'atteindre une émission nulle, voire négative, de GES bien avant la fin du siècle. Veuillez noter que les lignes marquées « scénario MAI » correspondent aux émissions provenant des modèles d'évaluation intégrée qui sont la source des concentrations des RCP (voir la Figure 3.1).

FIGURE SOURCE: JONES ET AL., 2013.

Résumé de la section

Pour résumer, de nombreux modèles du système terrestre ont été développés et utilisés pour prévoir le climat à venir. Les incertitudes à l'égard de ces prévisions proviennent de la variabilité interne du climat, des défauts des modèles eux-mêmes et des différences entre les futurs scénarios de forçage plausibles. L'analyse de la collection entière des résultats des modèles dans son ensemble permet d'atténuer (sans toutefois éliminer) les deux premières sources d'incertitude, car on peut réduire l'incidence des erreurs dans les modèles et de la variabilité interne en faisant la moyenne entre les modèles. À court terme, environ, jusqu'en 2040, les différences entre les scénarios de forçage ne sont pas considérables, mais vers la fin du XXI^e siècle, l'augmentation prévue de la température moyenne mondiale pour un scénario de faibles émissions est d'environ 1 °C, tandis que pour un scénario d'émissions élevées, on parle d'environ 4 °C. L'accomplissement des scénarios de faibles émissions nécessite des réductions rapides des émissions d'origine humaine.

3.4: Émissions cumulatives de dioxyde de carbone et changements de la température mondiale

Message clé

Le changement de la température mondiale est pratiquement irréversible sur une durée de plusieurs siècles. Il en est ainsi parce que le montant total de dioxyde de carbone libéré au fil du temps est le facteur principal qui détermine le changement de température à l'échelle mondiale et ce gaz reste dans l'atmosphère pour une très longue durée (pendant des siècles).

Le CO₂ est le facteur principal contribuant au forçage radiatif d'origine humaine et joue donc le rôle central dans le changement climatique anthropique (Myhre et coll., 2013) (voir le chapitre 2, section 2.3.2). Il reste en outre dans l'atmosphère pour une très longue durée (voir l'encadré 3.3). En raison des propriétés de ce gaz, les émissions de CO₂ sont le facteur principal qui déterminera des changements climatiques futurs. Précédemment, on portait généralement notre attention sur les émissions moyennes annuelles et leurs changements au cours du temps. Cependant, des études récentes ont permis de constater que c'est l'accumulation des émissions de CO₂ au fil du temps qui déterminera l'ampleur du réchauffement climatique. De ces études provient le concept d'un niveau d'émissions cumulatives (nommé le bilan des émissions cumulatives de carbone) qu'il ne faut pas dépasser pour limiter l'augmentation de température à un certain seuil.

3.4.1: Réaction du climat aux émissions cumulatives de dioxyde de carbone

Le cinquième Rapport d'évaluation du GIEC a permis de constater que le réchauffement causé par le CO₂ évalué à n'importe quel moment depuis le début de l'ère industrielle est proportionnel à la quantité totale de CO₂ libérée jusqu'au moment en question (émissions cumulatives de CO₂; GIEC, 2013). On a observé cette relation dans de nombreux modèles climatiques et pour une vaste gamme de profils d'évolution des émissions, y compris aux niveaux *très élevés* d'émissions (Tokarska et coll., 2016). La figure 3.8 démontre que le niveau moyen de réchauffement est étroitement lié aux émissions cumulatives de CO₂ correspondant à une simulation par les modèles du CMIP5 d'une augmentation du CO₂ de 1 % par année (ligne noire mince). Dans cette simulation idéalisée, la concentration atmosphérique de CO₂ augmente de 1 % par an à partir de sa valeur de 1850, soit environ 285 ppm, pour atteindre 1140 ppm, le quadruple de cette valeur, 140 ans plus tard. Le lien entre les émissions cumulatives de CO₂ et la température moyenne à la surface du globe (TMSG) n'est pas parfait en raison des effets d'autres agents de forçage climatique (tels que le CH₄, le N₂O et divers aérosols) dont on tient également compte dans les scénarios RCP, comme l'écart entre les lignes colorées et la ligne noire mince correspondant à une simulation tenant uniquement compte du CO₂ illustré à la figure 3.8. Pour l'instant, le réchauffement total (causé par le CO₂ et les autres agents de forçage climatique) est environ le même, en fonction des émissions cumulatives, dans les quatre scénarios RCP illustrés à la figure 3.8. Il existe un niveau d'incertitude à l'égard du lien entre le réchauffement et les émissions cumulatives qu'il faut prendre en compte lors de l'interprétation des résultats – celui-ci est illustré dans la figure par les zones colorées.

On peut utiliser la relation entre les émissions cumulatives de CO₂ et l'augmentation de la TMSG pour évaluer la quantité maximale de CO₂ qu'on peut émettre tout en limitant l'augmentation de la température à un seuil donné. À titre d'exemple, pour limiter le réchauffement planétaire à moins de 2 °C, comme convenu dans l'Accord de Paris (CCNUCC, 2015), les émissions cumulatives de CO₂ doivent demeurer au-dessous d'un seuil donné. En raison de l'incertitude susmentionnée à l'égard du lien, il faut associer un taux de probabilité à ce seuil. Ainsi, le GIEC (2013) évalue que, pour qu'on ait une probabilité de 50 % de garder le réchauffement planétaire au-dessous de 2 °C, il faudrait limiter la quantité d'émissions de CO₂ à partir de 2011 à moins de 1300 milliards de tonnes de CO₂ (GtCO₂), un niveau environ égal à celui qui est émis depuis le début de l'ère industrielle. Pour avoir une probabilité de 50 % de garder l'augmentation de la température au-dessous de 1,5 °C, il faudrait limiter la quantité d'émissions à partir de 2011 à 550 GtCO₂. Des bilans semblables des émissions du carbone ont été atteints à l'aide d'un modèle d'évaluation intégrée qui prend en compte une plus grande variété de scénarios, une méthode possiblement plus rigoureuse (Rogelj et coll., 2016). Le bilan médian des émissions du GIEC (2014) pour limiter le réchauffement à 1,5 °C est de 550 GtCO₂ à partir de 2011, ce qui revient à seulement 13,8 ans d'émissions de CO₂ au rythme actuel d'environ 40 Gt CO₂ par an, dont nous avons déjà utilisé six ans. Néanmoins, plusieurs études récentes ont recalculé ce bilan en utilisant une autre méthode basée sur une estimation d'après laquelle le réchauffement climatique total d'origine humaine entre l'époque préindustrielle et 2015 est d'environ 0,9 °C (Millar et coll., 2017). Ceci laisse place à un réchauffement supplémentaire de 0,6 °C avant qu'on ne dépasse le seuil de 1,5 °C. On estime que le bilan des émissions cumulatives de carbone qui permettrait d'avoir une probabilité de 50 % ou plus de limiter le réchauffement par rapport au niveau de 2010–2019 à 0,6 °C serait de 760 à 850 GtCO₂ (Millar et coll., 2017; Goodwin et coll., 2018; Tokarska and Gillett, 2018), un montant bien supérieur aux 390 GtCO₂ (à partir de 2015) prévues par le bilan du GIEC (2014). Inversement, la prise en compte des rétroactions du cycle du carbone liées au pergélisol, qui ne faisaient pas partie des modèles évalués par le GIEC en 2014, augmenterait un peu le niveau de réchauffement causé par une quantité donnée d'émissions de CO₂ et réduirait donc les bilans d'émission, surtout à des niveaux élevés de réchauffement (MacDougall et coll., 2015). Le rapport spécial du GIEC sur le réchauffement global de 1,5 °C à venir évaluera les bilans d'émissions de manière exhaustive et fournira une estimation mise à jour du montant restant d'émissions admissibles pour pouvoir atteindre les cibles en matière de température mondiale en vertu de l'Accord de Paris.

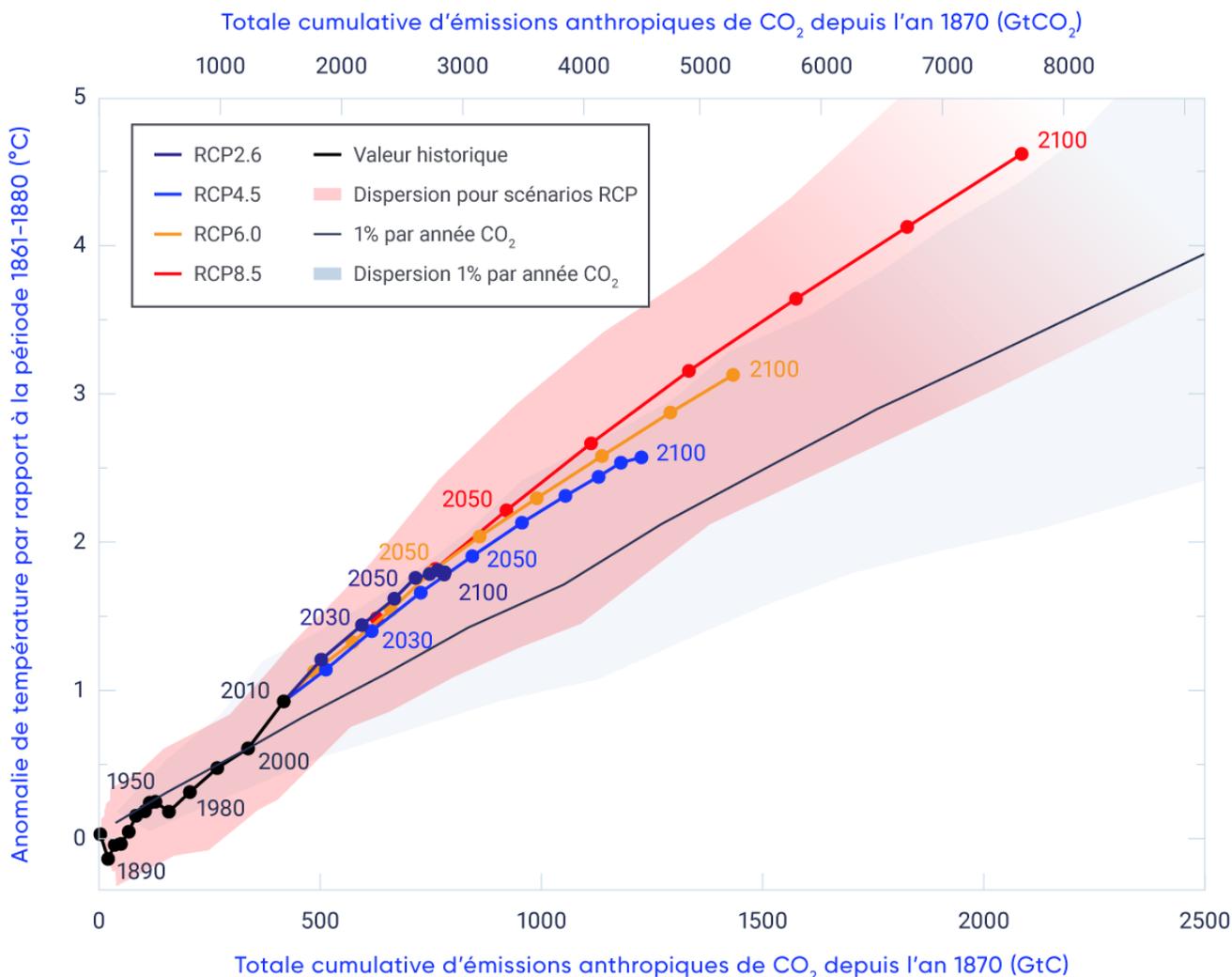


Figure 3.8: Lien entre la température mondiale et les émissions cumulatives de dioxyde de carbone

Augmentations de la température mondiale annuelle moyenne à la surface du globe en fonction de l'augmentation des émissions cumulatives de dioxyde de carbone (CO₂) (l'axe horizontal inférieur quantifie les émissions en gigatonnes de carbone, tandis que l'axe horizontal supérieur indique les mesures correspondantes en gigatonnes de CO₂). Les lignes colorées correspondent aux résultats de la moyenne multimodèle de la cinquième itération du Projet d'intercomparaison de modèles couplés (CMIP5) pour chaque profil représentatif d'évolution de concentration (RCP) jusqu'à l'année 2100, et les points indiquent les moyennes décennales. Les résultats des modèles pour la période historique (1860-2010) sont en noir. Les zones colorées illustrent la dispersion entre les modèles individuels pour la période historique et chacun des quatre scénarios RCP. La ligne noire mince et la zone grise représentent la moyenne multimodèle (ligne) et la dispersion entre les modèles (zone) des résultats d'une simulation par les modèles du CMIP5 d'une augmentation du CO₂ de 1 % par année.

SOURCE : ADAPTÉ DE GIEC (2013), FIGURE SPM.10.

3.4.2: Caractère irréversible des changements climatiques

Les simulations de la réaction aux émissions de CO₂ effectuées au moyen de modèles du système terrestre démontrent que la température moyenne à la surface du globe (TMSG) demeure environ au même niveau pendant plusieurs siècles à la suite d'un arrêt complet des émissions (Collins et coll., 2013). À titre d'exemple, la TMSG demeure élevée dans deux simulations effectuées dans le modèle de système terrestre de première génération utilisé par Environnement et changement climatique Canada, CanESM1, d'un scénario où les émissions de CO₂ augmentent avant d'être réduites à zéro en 2010 ou en 2100 (figure 3.9; Gillett et coll., 2011). D'autres modèles ont conduit à des résultats semblables (Matsuno et coll., 2012; Matthews et Caldeira, 2008; Frölicher et Joos, 2010). Peu importe le moment où les émissions s'arrêteront, la TMSG demeurera plus ou moins stable pendant le millénaire subséquent.

L'arrêt des émissions d'aérosols, dont la durée de vie dans l'atmosphère est courte et qui causent principalement un effet de refroidissement climatique (voir l'encadré 3.3), conduirait à un réchauffement rapide, tandis que l'arrêt des émissions de GES, dont la durée de vie dans l'atmosphère est longue, conduirait à un refroidissement (Collins et coll., 2013). L'effet de l'arrêt des émissions d'autres GES dont la durée de vie est élevée serait, d'un point de vue qualitatif, semblable à l'effet de l'arrêt des émissions de CO₂ (Smith et coll., 2012), c'est-à-dire qu'il faudrait une longue période de temps avant que la température commence à diminuer. Bien que l'on s'attende à ce que la TMSG demeure stable après l'arrêt des émissions, on prévoit que les autres aspects du système climatique continueront de changer. On s'attend à ce que la végétation, le volume de la nappe glaciaire, la température des grands fonds océaniques, l'acidité des océans et le niveau de la mer continuent de changer pendant les siècles après la stabilisation de la TMSG (Collins et coll., 2013).

Encadré 3.3: Agents de forçage climatique à courte durée de vie

Les agents de forçage climatique agissent directement sur le climat et peuvent être d'origine humaine ou naturelle. On les sépare souvent en facteurs à courte et à longue durée de vie, en fonction du temps qu'ils passent dans l'atmosphère. À titre d'exemple, le dioxyde de carbone (CO₂), l'agent de forçage climatique le plus important provenant des activités humaines, fait partie de la catégorie des facteurs à longue durée de vie. Bien qu'on dise souvent que sa durée de vie est d'un siècle ou plus, on ne peut pas exactement lui attribuer une seule durée de vie en raison de ses interactions complexes avec le système terrestre. On estime que 15 % à 40 % du CO₂ émis d'ici l'année 2100 demeurera dans l'atmosphère et continuera à produire un effet de réchauffement du climat pendant plus de 1000 ans par la suite (Ciais et coll., 2013). Les agents de forçage climatique à courte durée de vie demeurent dans l'atmosphère de quelques jours à quelques décennies, ils comprennent les aérosols de sulfate et le carbone noir (suie), dont la durée de vie est de quelques jours; l'ozone troposphérique et les divers hydrofluorocarbures, qui durent quelques semaines; et le méthane, dont la durée de vie est d'environ une décennie. La réduction des émissions des substances à courte durée de vie conduit à la réduction rapide de leurs concentrations atmosphériques. Parmi ces émissions éphémères, un grand nombre contribuent à la détérioration de la qualité de l'air. Celles qui causent un réchauffement climatique sont aussi appelées « polluants climatiques de courte durée de vie » (<http://www.ccacoalition.org/en/science-resources>), elles comprennent le carbone noir, le méthane et l'ozone troposphérique. Dans certains cas, les aérosols qui produisent un effet de refroidissement du climat sont émis en même temps et par les mêmes sources que les polluants climatiques de courte durée de vie (Conseil de l'Arctique, 2011), ce qui complique l'estimation des effets à court terme d'une réduction des émissions. Les agents de forçage climatique à courte durée de vie sont un aspect important à aborder dans les discussions sur les stratégies liées au climat, car l'atténuation ciblée de l'émission de ceux qui causent le réchauffement peut ralentir l'augmentation de la température mondiale en plus d'améliorer la santé humaine en rehaussant la qualité de l'air.

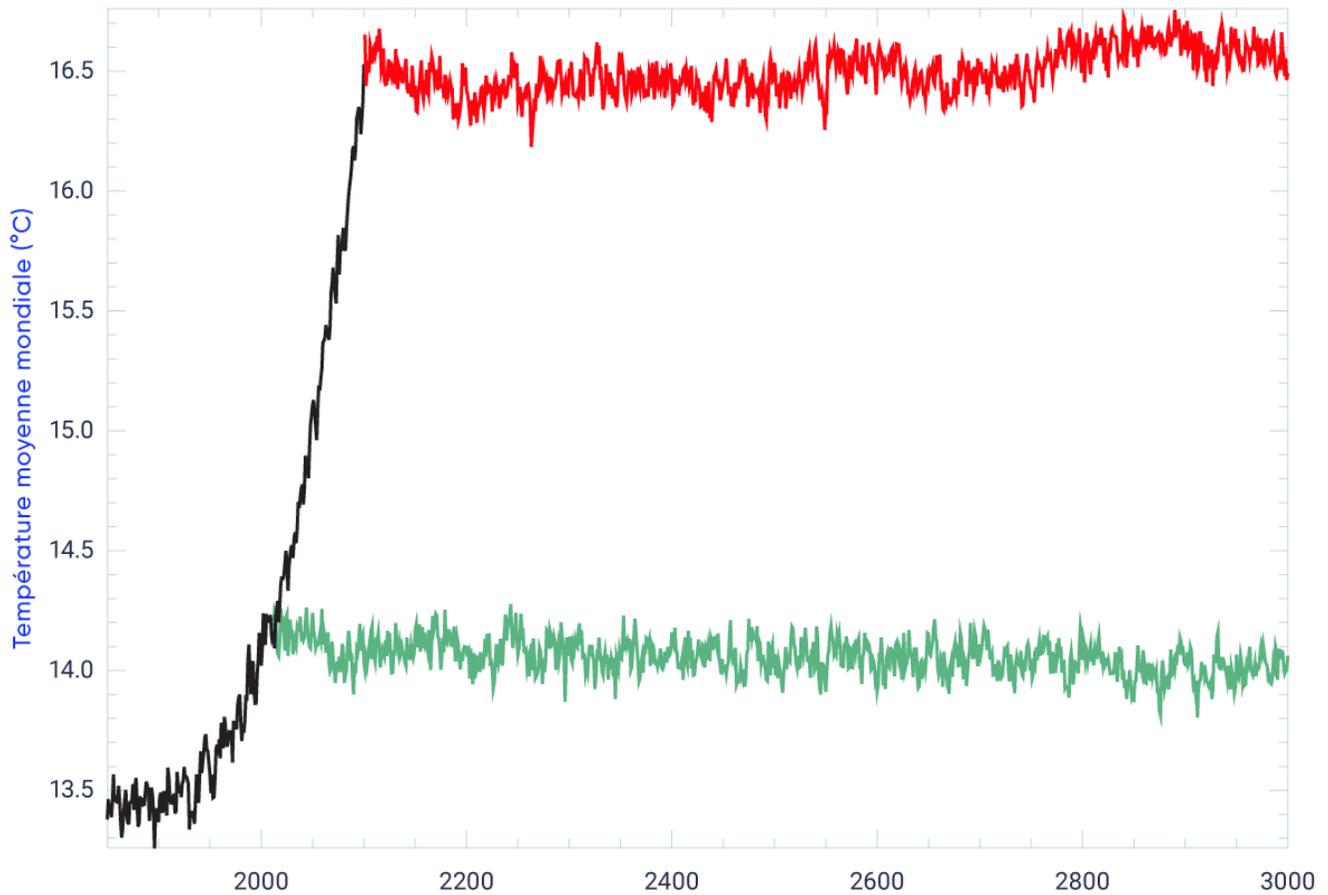


Figure 3.9: Stabilisation de la température mondiale après l'arrêt des émissions

Température moyenne à la surface du globe simulée par le modèle CanESM1 dans un scénario d'émissions croissantes de CO₂ (en noir) suivies d'un arrêt complet des émissions en 2010 (en vert) ou en 2100 (en rouge).

SOURCE : GILLETT ET COLL. (2011).

Résumé de la section

Pour résumer, de nombreux aspects des changements climatiques sont irréversibles sur une échelle de plusieurs siècles. Le CO₂, qui demeure dans l'atmosphère pendant plus d'un siècle, est le facteur principal contribuant au changement de la température moyenne mondiale, et celle-ci demeurera élevée même après l'arrêt des émissions. Le seul moyen de réduire la TMSG serait une intervention humaine visant à retirer le CO₂ de l'atmosphère sur une période de temps soutenue.



3.5: Mise à l'échelle régionale

Message clé

Les prévisions climatiques sont basées sur des modèles générés par ordinateur qui représentent le système climatique mondial à faible résolution. Pour comprendre les effets des changements climatiques sur des régions précises, les méthodes de réduction des prévisions à une échelle inférieure sont utiles. Cependant, le passage de l'échelle mondiale à l'échelle régionale puis locale dans les prévisions climatiques cause un niveau supérieur d'incertitude.

3.5.1: Stratégies de réduction d'échelle

La formulation de prévisions climatiques nécessite l'utilisation de modèles climatiques globaux, car de nombreux processus et rétroactions qui déterminent la réaction du système climatique au forçage climatique ont lieu à l'échelle mondiale. Dans de nombreuses applications, lorsqu'on a uniquement besoin de connaître le changement d'un certain paramètre climatique, on peut directement utiliser les prévisions des modèles du système terrestre. En effet, les changements climatiques touchent des zones beaucoup plus grandes que le climat lui-même, qui peut varier de manière prononcée sur de courtes distances dans certaines régions. Il en est notamment de même pour les changements prévus de la température, dont la structure spatiale est très vaste, bien qu'il puisse y avoir des différences dans la température locale, par exemple entre le fond d'une vallée et les flancs qui l'entourent.

Cependant, pour d'autres applications, les prévisions des modèles climatiques globaux ne conviennent pas, car leur résolution spatiale horizontale (l'intervalle de grille) est typiquement de l'ordre d'au moins 100 km (voir la figure 3.2 pour une explication des caractéristiques des modèles) (Charon, 2014). À titre d'exemple, lorsqu'on utilise les prévisions du climat pour produire un modèle hydrologique détaillé à l'échelle d'un bassin hydrographique, on a besoin des valeurs des variables climatiques futures à une échelle qui respecte les accidents topographiques, les caractéristiques des côtes et les autres spécificités locales, et qui représente la variabilité de haute fréquence et les extrêmes. Par conséquent, les utilisateurs de prévisions climatiques doivent commencer par déterminer s'ils ont vraiment besoin de scénarios climatiques à résolution fine ou s'ils pourraient efficacement utiliser les scénarios de changement climatique, dont la résolution est plus grossière. Il est à noter que l'augmentation de la résolution seule ne conduit pas nécessairement à des renseignements plus utiles ou de plus haute qualité sur le climat. Néanmoins, pour certaines utilisations, une résolution fine pourrait être nécessaire, elle pourrait aussi faciliter la compréhension des utilisateurs et la communication avec eux. On doit néanmoins souligner que l'influence de la variabilité interne du climat se réduit en faisant la moyenne des résultats sur de grandes régions. Par conséquent, le passage de l'échelle mondiale à l'échelle régionale, voire locale, augmente la variabilité interne, le niveau d'incertitude par rapport aux prévisions à l'échelle locale est donc supérieur à celui associé aux prévisions à l'échelle régionale ou mondiale (Hawkins et Sutton, 2009).

Lorsque des renseignements sur le climat à une résolution spatiale ou temporelle plus élevée sont nécessaires, on peut utiliser une des méthodes qui permettent de prendre les prévisions des modèles climatiques à l'échelle mondiale et de les réduire à l'échelle d'une région donnée ou même d'un seul lieu, augmentant leur résolution. Ces méthodes rentrent généralement dans une des deux catégories : la réduction d'échelle statistique et la réduction d'échelle dynamique.

La réduction d'échelle statistique est une forme de « post-traitement » d'un modèle climatique qui conjugue les prévisions du modèle aux observations régionales ou locales afin de fournir des renseignements sur le climat plus détaillés sur le plan spatial (Maraun et coll., 2010; Hewitson et coll., 2014). Les méthodes de post-traitement statistique réduisent typiquement l'échelle pour obtenir une résolution plus fine et corrigent les biais systématiques liés aux modèles. Un exemple simple est ce qu'on appelle la « méthode delta, » où l'on ajoute le changement de la valeur d'un paramètre climatique prévu par un modèle climatique à la valeur historique observée de ladite quantité. Ceci permet d'utiliser les changements prévus par différents modèles climatiques de manière uniforme, car le biais climatologique des modèles est éliminé. La correction des biais a un rôle très important, notamment lors de l'utilisation d'informations sur le climat dont l'échelle a été réduite dans des modèles des répercussions liées au passage de seuils absolus. À titre d'exemple, l'accumulation de neige dépend de la température (au-dessus ou au-dessous de zéro).

Des techniques simples, telles la méthode delta, s'appliquent à certains paramètres, par exemple la température moyenne, mais pas à d'autres. À titre d'exemple, dans le cas des précipitations quotidiennes, les biais peuvent se manifester différemment – au niveau de la variabilité, des extrêmes ou des périodes sèches ou pluvieuses (Maraun et coll., 2010). Dans de tels cas, des méthodes plus complexes de réduction d'échelles statistiques s'imposent, où l'on fera appel à des ensembles de données d'observation détaillées de résolution élevée qui représentent les influences de la topographie locale. On utilise ces données de résolution élevée pour interpoler les prévisions de changements climatiques d'une résolution grossière à une résolution beaucoup plus élevée. Dans certains cas, la correction de biais et d'autres améliorations s'appliquent à la correction de propriétés statistiques telles que les variances (Werner et Cannon, 2016). D'autres méthodes de réduction d'échelles statistiques profitent des liens observés entre la circulation atmosphérique de grande échelle, que les modèles climatiques simulent généralement bien, et les variables locales. Si l'on présume que ces liens statistiques demeureront identiques malgré les changements climatiques, on peut utiliser les prévisions de la circulation atmosphérique effectuées par les modèles climatiques pour prévoir le climat futur à un lieu précis. Ces relations statistiques introduisent certains aspects du climat local qui ne sont pas nécessairement bien représentés dans le modèle global servant de source des données (p. ex. le relief local ou la proximité à un lac). À la base, toutes les méthodes de réduction d'échelle statistique exigent de présupposer que les relations entre les simulations historiques des modèles et les observations ne changent pas au cours du temps et que tous les renseignements fournis par le modèle climatique et les observations historiques à leurs échelles spatiales respectives sont exactes. La qualité de la réduction d'échelle statistique est donc directement liée à la qualité des données disponibles provenant d'observations. De récents examens offrent davantage d'information sur les avantages et les inconvénients des méthodes de réduction d'échelle statistique et de correction des biais (Hewitson et coll., 2014; Maraun, 2016).

La réduction d'échelle dynamique consiste en l'utilisation d'un modèle climatique régional, c'est-à-dire un modèle climatique basé sur les lois de la physique (ayant le même niveau de complexité qu'un modèle global) qui fonctionne avec une très haute résolution sur une région particulière. Les modèles régionaux sont basés en grande partie sur les mêmes phénomènes physiques et les mêmes connaissances scientifiques que les modèles climatiques globaux, et partagent souvent avec ceux-ci une grande partie de leur code. La différence importante est qu'à leurs limites latérales, les modèles régionaux font appel aux résultats d'un modèle climatique mondial, comme le montre la figure 3.10. Les modèles régionaux « héritent » donc des erreurs et des biais du modèle global dont les résultats forment leurs limites latérales. L'avantage principal de la réduction d'échelle dynamique est qu'en raison de l'étendue limitée de la région traitée, un modèle régional peut simuler le climat à une résolution beaucoup plus fine qu'un modèle global, et ce, à un même niveau de performance informatique. Les détails supplémentaires sont souvent utiles, surtout lorsque les résultats du modèle régional sont utilisés dans un autre modèle (p. ex. un modèle hydrologique où les détails sur la géométrie du bassin, les précipitations fréquentes et extrêmes et les autres aspects à échelle locale sont essentiels). Cependant, il subsiste la poursuite de la recherche visant à déterminer si l'utilisation de modèles régionaux offre de la valeur ajoutée en comparaison à une réduction d'échelle des résultats du modèle climatique mondial, et sous quelles conditions. Il n'existe actuellement pas de mesures convenues de la valeur ajoutée (Di Luca et coll., 2015; 2016;

Scinocca et coll., 2016), mais l'information dont on disposait au moment du cinquième Rapport d'évaluation du GIEC indiquait que l'utilisation de modèles régionaux à haute résolution pourrait ajouter de la valeur dans certains lieux grâce à une meilleure représentation du relief, des frontières entre l'eau et la surface et de certains phénomènes physiques, ainsi qu'une meilleure simulation des extrêmes (Flato et coll., 2013).

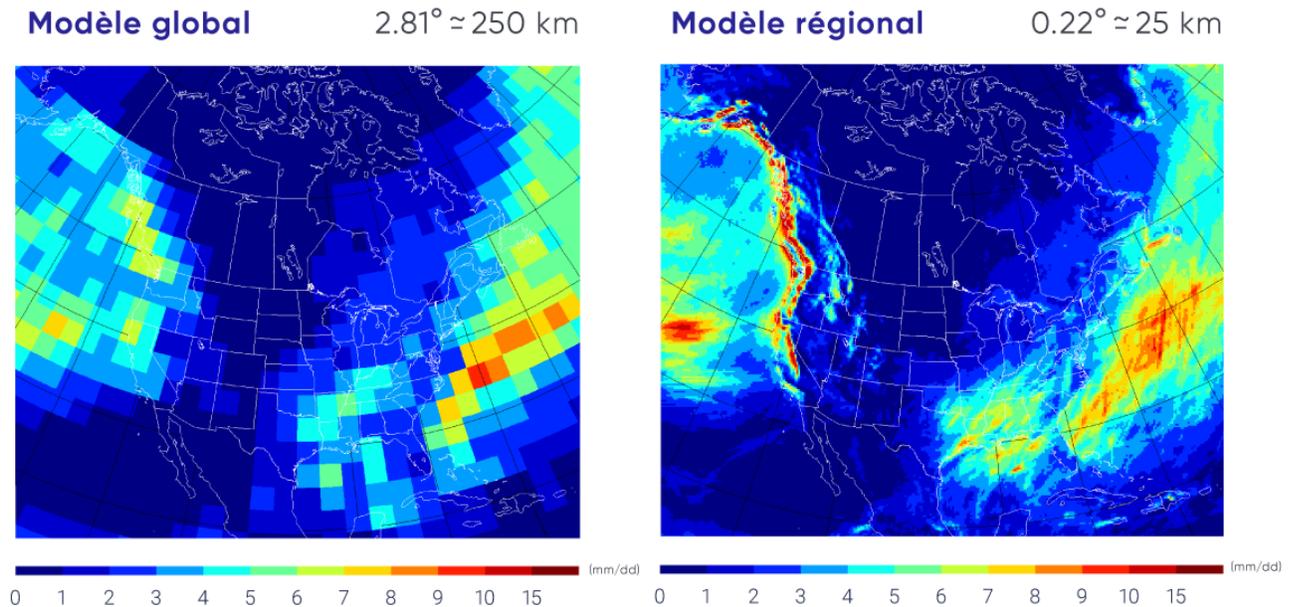


Figure 3.10: Comparaison de la résolution des modèles climatiques globaux et régionaux

Précipitations mensuelles simulées par le modèle mondial (à gauche) et le modèle régional (à droite), selon les simulations décrites par Scinocca et al. (2016). Les résultats du modèle mondial sont fournis au modèle régional pour ses limites, et le modèle régional recalcule le climat à l'intérieur de ce domaine limité. Le modèle régional a une résolution plus élevée et fournit davantage de détails comme on peut le constater d'après les régimes de précipitations simulés.

SOURCE : FIGURE BASÉE SUR LES SIMULATIONS DÉCRITES PAR SCINOCCA ET COLL. (2016).

Un avantage supplémentaire de la réduction d'échelle dynamique par rapport à la réduction d'échelle statistique est la possibilité de maintenir les relations physiques entre les différentes variables climatiques (p. ex. la température et les précipitations). Au moyen de la réduction d'échelle dynamique à résolution de modèle *très élevée* (quelques kilomètres), il est possible de résoudre explicitement certains phénomènes physiques tels que la convection et d'obtenir une meilleure simulation des variables climatiques telles que les précipitations exceptionnelles. Plusieurs études récentes font ressortir les possibilités de valeur ajoutée que présente cette technique, y compris un système de réduction d'échelle dynamique qui comprend une représentation retournée des Grands Lacs (Gula et Peltier, 2012), le potentiel de valeur ajoutée liée à une résolution élevée des côtes (Di Luca et coll., 2013), et l'amélioration de la simulation des extrêmes de température et de précipitation (Curry et coll., 2016a,b; Erler et Peltier, 2016).

3.5.2: Mise à l'échelle des résultats pour l'Amérique du Nord et le Canada

Les méthodes de réduction d'échelles statistiques et dynamiques ont été utilisées et évaluées dans le cadre de la modélisation du climat dans plusieurs régions du monde. En ce qui concerne l'Amérique du Nord, on a effectué des comparaisons de réduction d'échelle coordonnées et dynamiques dans le cadre du North American Regional Climate Change Assessment Program (NARCCAP : <http://www.narccap.ucar.edu/>) et du Coordinated Regional Downscaling Experiment (CORDEX : <https://na-cordex.org/>). Dans le cadre du CORDEX, les simulations effectuées avaient des résolutions de 25 ou 50 km. Les deux programmes comprenaient des modèles canadiens. Les expériences coordonnées telles que celles-ci fournissent des résultats de plusieurs modèles climatiques régionaux différents, dont les limites latérales utilisent les résultats de divers modèles climatiques globaux. Ils permettent en outre aux scientifiques de déterminer si les différences régionales dans les prévisions des changements climatiques sont liées aux différences entre les modèles globaux ou des modèles régionaux à échelle réduite. Cependant, l'ensemble de modèles du CORDEX est beaucoup moins vaste que l'ensemble de modèles globaux du CMIP, et les études effectuées au moyen de cet ensemble sont principalement axées sur les sous-régions et non le Canada dans son entièreté.

Pour ce qui est du Canada, des modèles climatiques régionaux dont les domaines sont plus petits et les résolutions plus détaillées sont principalement utilisés, notamment par le consortium Ouranos et par le Centre pour l'étude et la simulation du climat à l'échelle régionale (ESCER) de l'Université du Québec à Montréal. Certains de ces modèles offrent des résultats à une résolution de 15 km (<https://www.ouranos.ca/programme/simulations-analyses-climatiques/>). Des résultats de réduction d'échelle statistique pour le Canada sont également facilement disponibles (<https://www.pacificclimate.org/data/statistically-downscaled-climate-scenarios>), et comprennent des données sur la température et les précipitations quotidiennes à une résolution d'environ 10 km. Ces méthodes de pointe de réduction d'échelle (Werner et Cannon, 2016) tirent leurs données de plusieurs prévisions de modèles climatiques globaux. En plus d'une structure spatiale détaillée, les méthodes raffinées de réduction d'échelles statistiques peuvent aussi fournir des estimations des changements futurs des conditions climatiques extrêmes et d'autres indices (fréquence des journées chaudes, durée de la saison de croissance et indices de sécheresse) très importants dans certaines études des répercussions (voir le chapitre 4). On peut également utiliser les résultats de réduction d'échelle dans les modèles des répercussions – tels que les modèles hydrologiques, les modèles de culture et les modèles d'écosystème – qui sont sensibles à la variabilité sur les petites échelles spatiales et aux biais des modèles climatiques (Wood et coll., 2004).



Résumé de la section

En résumé, les détails sur une petite échelle spatiale que peuvent fournir les modèles du système terrestre à l'échelle mondiale sont par nécessité limités. Les techniques telles que la réduction d'échelles statistiques ou dynamiques permettent de transformer les résultats des prévisions à grande échelle afin d'offrir un niveau de détail adapté aux besoins de nombreuses études des répercussions à l'échelle régionale ou locale. Il faut toutefois garder à l'esprit que l'incertitude causée par la variabilité interne du climat se réduit en faisant la moyenne des résultats sur de grandes régions (p. ex. une moyenne pour le Canada ou le monde entier). Par conséquent, le passage de l'échelle mondiale à l'échelle régionale, voire locale, augmente le niveau d'incertitude par rapport aux prévisions.

Références

Burkett, V.R., Suarez, A.G., Bindi, M., Conde, C., Mukerji, R., Prather, M.J., St. Clair, A.L. et Yohe, G.W. « Point of departure », dans *Changements climatiques 2014 : Incidences, adaptation et vulnérabilité, Partie A : Aspects mondiaux et sectoriels*, Contribution du Groupe de travail II au cinquième Rapport d'évaluation du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat, C.B. Field, V.R. Barros, D.J. Dokken, K.J. Mach, M.D. Mastrandrea, T.E. Bilir, M. Chatterjee, K.L. Ebi, Y.O. Estrada, R.C. Genova, B. Girma, E.S. Kissel, A.N. Levy, S. MacCracken, P.R. Mastrandrea et L.L. White (éd), Cambridge University Press, Cambridge, Royaume-Uni et New York, New York, États-Unis, 2014, pp. 169–194.

CCNUCC (Convention-cadre des Nations Unies sur les changements climatiques). « L'accord de Paris », Convention-cadre des Nations Unies sur les changements climatiques, 2015.

Charron, I. « Guide sur les scénarios climatiques : Utilisation de l'information climatique pour guider la recherche et la prise de décision en matière d'adaptation », Consortium sur la climatologie régionale et l'adaptation aux changements climatiques, Ouranos, Montréal, Québec, Canada, 2014, 86 p.

Ciais, P., Sabine, C., Bala, G., Bopp, L., Brovkin, V., Canadell, J., Chhabra, A., DeFries, R., Galloway, J., Heimann, M., Jones, C., Le Quéré, C., Myneni, R.B., Piao, S. et Thornton, P. « Cycle du carbone et autres cycles biogéochimiques », dans *Changements climatiques 2013 : les éléments scientifiques*, Contribution du Groupe de travail I au cinquième Rapport d'évaluation du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat, T.F. Stocker, D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex et P.M. Midgley (éd), Cambridge University Press, Cambridge, Royaume-Uni et New York, New York, États-Unis, 2013, pp. 465–570.

Collins, M., Knutti, R., Arblaster, J., Dufresne, J.-L., Fichet, T., Friedlingstein, P., Gao, X., Gutowski, W.J., Johns, T., Krinner, G., Shongwe, M., Tebaldi, C., Weaver, A.J. et Wehner, M. « Changements climatiques à long terme : projections engagements et irréversibilité », dans *Changements climatiques 2013 : les éléments scientifiques*, Contribution du Groupe de travail I au cinquième Rapport d'évaluation du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat, T.F. Stocker, D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex et P.M. Midgley (éd), Cambridge University Press, Cambridge, Royaume-Uni et New York, New York, États-Unis, 2013, pp. 1029–1136.

Conseil de l'Arctique. *Arctic Council Task Force on short-lived climate forcers: progress report and recommendations for ministers*, 2011, 12 p

Curry, C.L., Tencer, B., Whan, K., Weaver, A.J. et Giguère, M. « Searching for added value in simulating climate extremes with a high-resolution regional climate model over western Canada », *Atmosphere-Ocean*, vol. 54, 2016a, pp. 364–384.

Curry, C.L., Tencer, B., Whan, K., Weaver, A.J., Giguère, M. et Wiebe, E. « Searching for added value in simulating climate extremes with a high-resolution regional climate model over western Canada. II: Basin-Scale Results », *Atmosphere-Ocean*, vol. 54, 2016b, pp. 385–402.

Di Luca, A., Argüeso, D., Evans, J.P., de Elía, R. et Laprise, R. « Quantifying the overall added value of dynamical downscaling and the contribution from different spatial scales », *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, vol. 121, 2016, pp. 1575–1590.

Di Luca, A., de Elía, R. et Laprise, R. « Potential added value of RCM's downscaled climate change signal », *Climate Dynamics*, vol. 40, 2013, pp. 601–618.

Di Luca, A., de Elía, R. et Laprise, R. « Challenges in the quest for added value of regional climate dynamical down-scaling », *Current Climate Change Report*, vol. 1, 2015, pp. 10–21.

Erlar, A.R. et Peltier, W.R. « Projected changes in precipitation extremes for western Canada based on high-resolution regional climate simulations », *Journal of Climate*, vol. 29, 2016, pp. 8841–8863.

Euskirchen, E.S., Bennett, A.P., Breen, A.L., Genet, H., Lindgren, M.A., Kurkowski, T.A., McGuire, A.D. et Rupp, T.S. « Consequences of changes in vegetation and snow cover for climate feedbacks in Alaska and northwest Canada », *Environmental Research Letters*, vol. 11, 2016, 19 p.

Flato, G.M. « Earth system models: An overview », *WIREs Climate Change*, vol. 2, 2011, pp. 783–800. doi:10.1002/wcc.148

Flato, G., Marotzke, J., Abiodun, B., Braconnot, P., Chou, S.C., Collins, W., Cox, P., Driouech, F., Emori, S., Eyring, V., Forest, C., Gleckler, P., Guilyardi, E., Jakob, C., Kattsov, V., Reason C. et Rummukainen M. « Évaluation des modèles climatiques », dans *Changements climatiques 2013 : les éléments scientifiques*, Contribution du Groupe de travail I au cinquième Rapport d'évaluation du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat, T.F. Stocker, D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex et P.M. Midgley (éd), Cambridge University Press, Cambridge, Royaume-Uni et New York, New York, États-Unis, 2013, pp. 741–866.

Forkel, M., Carvalhais, N., Rödenbeck, C., Keeling, R., Heimann, M., Thonicke, K., Zaehle, S. et Reichstein, M. « Enhanced seasonal CO₂ exchange caused by amplified plant productivity in northern ecosystems », *Science*, vol. 351, 2016, pp. 696–699.

Frölicher, T.L. et Joos, F. « Reversible and irreversible impacts of greenhouse gas emissions in multi-century projections with the NCAR global coupled carbon cycle-climate model », *Climate Dynamics*, vol. 35, 2010, pp. 1439–1459.

Fyfe, J.C., Meehl, G.A., England, M.H., Mann, M.E., Santer, B.D., Flato, G.M., Hawkins, E., Gillett, N.P., Xie, S.-P., Kosaka, Y. et Swart, N.C. « Making sense of the early-2000s global warming slowdown », *Nature Climate Change*, vol. 6, 2016, pp. 224–228.

GIEC (Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat). « Résumé à l'intention des décideurs », dans *Changements climatiques 2013 : Les éléments scientifiques*, Contribution du Groupe de travail I au cinquième Rapport d'évaluation du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat, T.F. Stocker, D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex et P.M. Midgley (éd), Cambridge University Press, Cambridge, Royaume-Uni et New York, New York, États-Unis, 2013b, pp. 1–30.

- GIEC (Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat). *Changements climatiques 2014 : Rapport de synthèse*, Contribution des Groupes de travaux I, II et III au cinquième Rapport d'évaluation du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat, équipe de rédaction principales, R.K. Pachauri et L.A. Meyer (éd), GIEC, Genève, Suisse, 2014, 151 p.
- Gillett, N.P., Arora V.K., Zickfeld K., Marshall S.J. et Merryfield W.J. « Ongoing climate change following a complete cessation of carbon dioxide emissions », *Nature Geoscience*, vol. 4, 2011, pp. 83–87.
- Goodwin, P., Katavouta, A., Roussenov, V.M., Foster, G.L., Rohling, E.J. et Williams, G. « Pathways to 1.5 °C and 2 °C warming based on observational and geological constraints », *Nature Geoscience*, vol. 11, 2018, pp. 102–107. doi :10.1038/s41561-017-0054-8
- Gula, J. et Peltier, W.R. « Dynamical downscaling over the Great Lakes Basin of North America using the WRF regional climate model: The impact of the Great Lakes System on regional greenhouse warming », *Journal of Climate*, vol. 25, 2012, pp. 7723–7742. doi.org/10.1175/JCLI-D-11-00388.1
- Hawkins, E. et Sutton, R. « The potential to narrow uncertainty in regional climate predictions », *Bulletin of the American Meteorological Society*, vol. 90, 2009, pp. 1095–1107. doi:10.1175/2009BAMS2607.1
- Hewitson, B.C., Daron, J., Crane, R.G., Zermoglio, M.F. et Jack, C. « Interrogating empirical-statistical downscaling », *Climatic Change*, vol. 122, 2014, pp. 539–554.
- Jones, C., Robertson, E., Arora, V., Friedlingstein, P., Shevliakova, E., Bopp, L., Brovkin, V., Hajima, T., Kato, E., Kawamiya, M., Liddicoat, S., Lindsay, K., Reick, C.H., Roelandt, C., Segschneider, J. et Tjiputra, J. « Twenty-first-century compatible CO₂ emissions and airborne fraction simulated by CMIP5 earth system models under four Representative Concentration Pathways », *Journal of Climate*, vol. 26, 2013, pp. 4398–4413.
- Kashiwase, H., Ohshima, K.I., Nihashi, S. et Eicken, H. « Evidence for ice-ocean albedo feedback in the Arctic Ocean shifting to a seasonal ice zone », *Scientific Reports*, vol. 7, 2017, 10 p. doi :10.1038/s41598-017-08467-z
- Kharin, V.V., Merryfield, W.J., Boer, G.J. et Lee, W.-S. « A postprocessing method for seasonal forecasts using temporally and spatially smoothed statistics », *Monthly Weather Review*, vol. 145, 2017, pp. 3545–3561. doi.org/10.1175/MWR-D-16-0337.1
- Kirtman, B., Power, S.B., Adedoyin, J.A., Boer, G.J., Bojariu, R., Camilloni, I., Doblus-Reyes, F.J., Fiore, A.M., Kimoto, M., Meehl, G.A., Prather, M., Sarr, A., Schär, C., Sutton, R., van Oldenborgh, G.J., Vecchi G. et Wang, H.J. « Changements climatiques à court terme : projections et prévisibilité », dans *Changements climatiques 2013 : Les éléments scientifiques*, Contribution du Groupe de travail I au cinquième Rapport d'évaluation du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat, T.F. Stocker, D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex et P.M. Midgley (éd), Cambridge University Press, Cambridge, Royaume-Uni et New York, New York, États-Unis, 2013, pp. 953–1028.
- Knutti, R., Sedláček, J., Sanderson, B.M., Lorenz, R., Fischer, E.M. et Eyring, V. « A climate model projection weighting scheme accounting for performance and interdependence », *Geophysical Research Letters*, vol. 44, 2017, pp. 1909–1918. doi:10.1002/2016GL072012

Le Quéré, C., Andrew, R.M., Friedlingstein, P., Sitch, S., Pongratz, J., Manning, A.C., Korsbakken, J.I., Peters, G.P., Canadell, J.G., Jackson, R.B., Boden, T.A., Tans, P.P., Andrews, O.D., Arora, V.K., Bakker, D.C.E., Barbero, L., Becker, M., Betts, R.A., Bopp, L., Chevallier, F., Chini, L.P., Ciais, P., Cosca, C.E., Cross, J., Currie, K., Gasser, T., Harris, I., Hauck, J., Haverd, V., Houghton, R.A., Hunt, C.W., Hurtt, G., Ilyina, T., Jain, A.K., Kato, E., Kautz, M., Keeling, R.F., Goldewijk, K.K., Körtzinger, A., Landschützer, P., Lefèvre, N., Lenton, A., Lienert, S., Lima, I., Lombardozzi, D., Metzl, N., Millero, F., Monteiro, P.M.S., Munro, D.R., Nabel, J.E.M.S., Nakaoka, S.-I., Nojiri, Y., Padín, A.X., Peregon, A., Pfeil, B., Pierrot, D., Poulter, B., Rehder, G., Reimer, J., Rödenbeck, C., Schwinger, J., Séférian, R., Skjelvan, I., Stocker, B.D., Tian, H., Tilbrook, B., van der Laan-Luijkx, I.T., van der Werf, G.R., van Heuven, S., Viovy, N., Vuichard, N., Walker, A.P., Watson, A.J., Wiltshire, A.J., Zaehle, S. et Zhu, D. « Global carbon budget 2017; Earth System Science Data Discussions », vol. 10, 2017, pp. 405–448. doi :10.5194/essdd-2017-123

MacDougall, A.H., Zickfeld, K., Knutti, R. et Matthews, D. « Sensitivity of carbon budgets to permafrost carbon feedbacks and non-CO₂ forcings », *Environmental Research Letters*, vol. 10, 2015, 10 p. doi:10.1088/1748-9326/10/12/125003

Maraun, D. « Bias correcting climate change simulations — a critical review », *Current Climate Change Reports*, vol. 2, 2016, pp. 211–220.

Maraun, D., Wetterhall, F., Ireson, A.M., Chandler, R. E., Kendon, E.J., Widmann, M., Brienen, S., Rust, H. W., Sauter, T., Themeßl, M., Venema, V.K.C., Chun, K.P., Goodess, C.M., Jones, R.G., Onof, C., Vrac, M. et Thiele-Eich, I. « Precipitation downscaling under climate change: Recent developments to bridge the gap between dynamical models and the end user », *Reviews of Geophysics*, vol. 48, 2010, 34 p. doi:10.1029/2009RG000314

Matsuno, T., Maruyama, K. et Tsutsui, J. « Stabilization of atmospheric carbon dioxide via zero emissions — an alternative way to a stable global environment. Part 1 : examination of the traditional stabilization concept », *Proceedings Japan Academic Series B Physical Biological Science*, vol. 88, 2012, pp. 368–384.

Matthews, H.D. et Caldeira, K. « Stabilizing climate requires near-zero emissions », *Geophysical Research Letters*, vol. 35, 2008, 5 p. doi :10.1029/2007GL032388

Merryfield, W.J., Lee, W.-S., Wang, W., Chen, M. et Kumar, A. « Multi-system seasonal predictions of Arctic sea ice », *Geophysical Research Letters*, vol. 40, 2013, pp. 1551–1556. doi:10.1002/grl.50317

Millar, R., Fuglestedt, J., Friedlingstein, P., Rogelj, J., Grubb, M., Matthews, H.D., Skeie, R.B., Forster, P.M., Frame, D.J. et Allen, M.R. « Emission budgets and pathways consistent with limiting warming to 1.5° C », *Nature Geoscience*, vol. 10, 2017, pp. 741–747.

Myhre, G., Shindell, D., Bréon, F.-M., Collins, W., Fuglestedt, J., Huang, J., Koch, D., Lamarque, J.-F., Lee, D., Mendoza, B., Nakajima, T., Robock, A., Stephens, G., Takemura, T. et Zhang, H. « Forçage radiatif anthropique et naturel », dans *Changements climatiques 2013 : les éléments scientifiques*, Contribution du Groupe de travail I au cinquième Rapport d'évaluation du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat, T.F. Stocker, D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S.K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex et P.M. Midgley (éd), Cambridge University Press, Cambridge, Royaume-Uni et New York, New York, États-Unis, 2013, pp. 659–740.

Nakicenovic, N., Alcamo, J., Davis, G., de Vries, B., Fenhann, J., Gaffin, S., Gregory, K., Grübler, A., Jung, T.Y., Kram, T., La Rovere, E.L., Michaelis, L., Mori, S., Morita, T., Pepper, W., Pitcher, H., Price, L., Riahi, K., Roehrl, A., Rogner, H.-H., Sankovski, A., Schlesinger, M., Shukla, P., Smith, S., Swart, R., van Rooijen, S., Victor, N. et Dadi, Z. « Special report on emissions scenarios », Contribution du Groupe de travail III au cinquième Rapport d'évaluation du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat, Nakicenovic, N. et Swart, R. (éd), Cambridge University Press, Cambridge, Royaume-Uni et New York, New York, États-Unis, 2000, 599 p.

Riahi, K., van Vuuren, D.P., Kriegler, E., Edmonds, J., O'Neil, B.C., Fujimori, S., Bauer, N., Calvin, K., Dellink, R., Fricko, O., Lutz, W., Popp, A., Cuaresma, J.C., KC, S., Leimbach, M., Jiang, L., Kram, T., Rao, S., Emmerling, J., Ebi, K., Hasegawa, T., Havlik, P., Humpenöder, F., Da Silva, L.A., Smith, S., Stehfest, E., Bosetti, V., Eom, J., Gernaat, D., Masui, T., Rogelj, J., Strefler, J., Drouet, L., Krey, V., Luderer, G., Harmsen, M., Takahashi, K., Baumsark, L., Doelman, J.C., Kainuma, M., Klimont, Z., Marangoni, G., Lotze-Campen, H., Obersteiner, M., Tabeau, A. et Tavoni, M. « The shared socioeconomic pathways and their energy, land use, and greenhouse gas emissions implications: An overview », *Global Environmental Change*, vol. 42, 2017, pp. 153–168. doi.org/10.1016/j.gloenvcha.2016.05.009

Rogelj, J., Schaeffer, M., Friedlingstein, P., Gillett, N.P., Van Vuuren, D.P., Riahi, K., Allen, M. et Knutti, R. « Differences between carbon budget estimates unravelled », *Nature Climate Change*, vol. 6, 2016, pp. 245–252.

Sanderson, B.M., Wehner, M. et Knutti, R. « Skill and independence weighting for multi-model assessments », *Geoscientific Model Development*, vol. 10, 2017, pp. 2379–2395. doi :10.5194/gmd-10-2379-2017

Schuur, E.A.G., Bockheim, J., Canadell, J.G., Euskirchen, E., Field, C.B., Goryachkin, S.V., Hagemann, S., Kuhry, P., Lafleur, P.M., Mazhitova, H.L.G., Nelson, F.E., Rinke, A., Romanovsky, V.E., Shiklomanov, N., Tarnocai, C., Venevsky, S., Vogel, J.G. et Zimov, S.A. « Vulnerability of permafrost carbon to climate change: implications for the global carbon cycle », *BioScience*, vol. 58, 2008, pp. 701–714. doi :10.1641/B580807

Scinocca, J.F., Kharin, V.V., Jian, Y., Qian, M.W., Lazare, M., Solheim, L. et Flato, G.M. « Coordinated global and regional climate modelling », *Journal of Climate*, vol. 29, 2016, pp. 17–35. doi :10.1175/JCLI-D-15-0161.1

Shepherd, T.G. « Atmospheric circulation as a source of uncertainty in climate change projections », *Nature Geoscience*, vol. 7, 2014, pp. 703–708. doi :10.1038/ngeo2253

Sigmond, M., Fyfe, J.C., Flato, G.M., Kharin, V.V. et Merryfield, W.J. « Seasonal forecast skill of Arctic sea ice area in a dynamical forecast system », *Geophysical Research Letters*, vol. 40, 2013, pp. 529–534. doi:10.1002/grl.50129

Smith, S.M., Lowe, J.A., Bowerman, N.H., Gohar, L.K., Huntingford, C. et Allen, M.R. « Equivalence of greenhouse-gas emissions for peak temperature limits », *Nature Climate Change*, vol. 2, 2012, pp. 535–538.

Stuecker, M.F., Bitz, C.M., Armour, K.C., Proistosescu, C., Kang, S.M., Xie, S.-P., Kim, D., McGregor, S., Zhang, W., Zhao, S., Cai, W., Dong, Y. et Jin, F.-F. « Polar amplification dominated by local forcing and feedbacks », *Nature Climate Change*, v. 8, 2018, p. 1076-1081.



Taylor, K.E., Stouffer, R.J. et Meehl, G.A. « An overview of CMIP5 and the experimental design », *Bulletin American Meteorological Society*, vol. 93, 2012, pp. 485–498. doi:10.1175/BAMS-D-11-00094.1

Tokarska K.B. et Gillett, N.P. « Cumulative carbon emissions budgets consistent with 1.5 °C global warming », *Nature Climate Change*, vol. 8, 2018, pp. 269–299.

Tokarska, K.B., Gillett, N.P., Weaver, A.J., Arora, V.K. et Eby, M. « The climate response to five trillion tonnes of carbon », *Nature Climate Change*, vol. 6, 2016, pp. 851–855.

van Vuuren, D.P., Edmonds, J., Kainuma, M., Riahi, K., Thomson, A., Hibbard, K., Hurtt, G.C., Kram, T., Krey, V., Lamarque, J.-F., Masui, T., Meinshausen, M., Nakicenovic, N., Smith, S.J. et Rose, S.K. « The representative concentration pathways: An overview », *Climatic Change*, vol. 109, 2011, pp. 5–31.

Weigel, A.P., Knutti, R., Liniger, M.A. et Appenzeller, C. « Risks of model weighting in multimodel climate projections », *Journal of Climate*, vol. 23, 2010, pp. 4175–4191. doi : 10.1175/2010JCLI3594.1

Werner, A.T. et Cannon, A.J. « Hydrologic extremes: An intercomparison of multiple gridded statistical downscaling methods », *Hydrology and Earth System Sciences*, vol. 20, 2016, pp. 1483–1508. doi:10.5194/hess-20-1483-2016

Wood, A.W., Leung, L.R., Sridhar, V. et Lettenmaier, D.P. « Hydrologic implications of dynamical and statistical approaches to downscaling climate model outputs », *Climatic Change*, vol. 62, 2004, pp. 189–216.

