



RCCC2019

RAPPORT

Rapport sur le climat changeant du Canada



Gouvernement
du Canada

Government
of Canada

Canada



Rapport sur le climat changeant du Canada

CHAPITRE 1. Au sujet de ce rapport 7

CHAPITRE 2. Comprendre les changements climatiques mondiaux observés 24

CHAPITRE 3. Modélisation des changements climatiques à l'avenir. 74

CHAPITRE 4. Les changements de températures et de précipitations au Canada 113

CHAPITRE 5. Évolution de la neige, de la glace et du pergélisos à l'échelle du Canada. 195

CHAPITRE 6. Évolution de la disponibilité de l'eau douce à l'échelle du Canada 262

CHAPITRE 7. Changements touchant les océans qui bordent le Canada 344

CHAPITRE 8. Le contexte national et mondial des changements régionaux au Canada 426



Éditeurs

Elizabeth Bush, Division de la recherche climatique, Environnement et Changement climatique Canada

Donald S. Lemmen, Division des impacts et de l'adaptation liés aux changements climatiques, Ressources naturelles Canada

Citation recommandée: Bush, E. et Lemmen, D.S., éditeurs.: Rapport sur le climat changeant du Canada, gouvernement du Canada, Ottawa, Ontario, 2019, 446 p.

La version interactive numérique du rapport est disponible à l'adresse www.Climatenchangement.ca/RCCC2019. Le rapport est également disponible en format PDF accessible à l'adresse : adaptation.rncan.gc.ca

Also available in English under the title: Canada's Changing Climate Report

À moins d'avis contraire, il est interdit de reproduire le contenu de cette publication, en totalité ou en partie, à des fins de diffusion commerciale sans avoir obtenu au préalable la permission écrite de l'administrateur du droit d'auteur d'Environnement et Changement climatique Canada. Si vous souhaitez obtenir du gouvernement du Canada les droits de reproduction du contenu à des fins commerciales, veuillez demander l'aranchissement du droit d'auteur de la Couronne en communiquant avec :

ENVIRONNEMENT ET CHANGEMENT CLIMATIQUE CANADA

12^e étage, édifice Fontaine
200, boulevard Sacré-Coeur
Gatineau (Québec) K1A 0H3
Téléphone : 819-938-3860
Ligne sans frais : 1-800-668-6767 (au Canada seulement)
Courriel : ec.enviroinfo.ec@canada.ca

No de cat.: En4-368/2019F-PDF (En ligne)

ISBN: 978-0-660-30223-2

Photos : © Shutterstock et Unsplash

© Sa Majesté la Reine du Chef du Canada, représentée par Environnement et Changement climatique Canada, 2019

Ce rapport fait partie du Canada dans un climat en changement : Faire progresser nos connaissances pour agir, qui est l'évaluation nationale de la manière dont le climat change au Canada; des impacts de ces changements sur nos communautés, notre environnement et notre économie; et de la façon dont nous nous adaptons. Pour en savoir plus, veuillez visiter : <https://www.rncan.gc.ca/environnement/impacts-adaptation/19919>





Remerciements

Nous tenons à remercier les personnes suivantes pour prendre le temps de fournir des critiques, avis d'experts d'un ou plusieurs chapitres du rapport :

| | | |
|------------------|----------------------|-----------------------------|
| Louise Aubin | Ken Kunkel | Martin Sharp |
| Kevin Behan | Paul Kushner | Marjorie Shepherd |
| Ross Brown | Shawn Marshall | Murray Smith |
| Andy Bush | Kerry Mazurek | Emily Smits |
| Jim Buttle | Dan McKenney | Chris Spence |
| Alex Cannon | Glenn Milne | Sandy Steffen |
| Hélène Côté | Adam Monahan | Rabecca Stranberg |
| Liese Coulter | Trevor Murdoch | Neil Swart |
| Stephen Dery | Edna Murphy | Tim Taylor |
| Allan Douglas | Paul Myers | Felix Vogel |
| Paddy Enright | Mohammad Reza Najafi | John WalshZeliang Wang |
| Laura Fagherazzi | Kim Olson | Andrew Wilson |
| Katja Fennel | Dominique Paquin | Christopher Woodworth-Lynas |
| John Fyfe | Dennis Paradine | Garth van der Kamp |
| Stephen Gruber | David Pearson | Knut von Salzen |
| Katie Hayes | Jackie Richter-Menge | Anna Yusa |
| Denise Joy | Stephen Ruddy | Glen Zachary |
| Richard Kelly | Randy Scharien | Francis Zwiers |
| Slava Kharin | John Scinocca | |
| Thomas Knutson | Nancy Shakell | |

Nous remercions aussi le Comité consultatif national de l'évaluation pour ses précieux conseils et contributions.

Nous aimerions également reconnaître les contributions, le travail acharné et l'engagement du Secrétariat national de l'évaluation.

Nous aimerions également remercier les étudiants suivants pour leurs contributions utiles :

Aurelie Ieroncig
Kacie Conrad
Arashdeep Panesar



Énoncés principaux

Ces énoncés principaux racontent une histoire concise sur le climat changeant du Canada fondée sur les conclusions de ce rapport. Les énoncés renvoient à des sections spécifiques de chapitres du rapport principal, où on trouve les éléments de preuve à l'appui. Il y a un *degré de confiance élevé* ou plus associé à ces énoncés, qui sont cohérentes avec les messages clés des chapitres et s'en inspirent.

Le climat du Canada s'est réchauffé et se réchauffera davantage à l'avenir sous l'influence humaine. Les émissions mondiales de dioxyde de carbone provenant des activités humaines détermineront principalement à quel point le Canada et le reste du monde se réchaufferont dans le futur et ce réchauffement est effectivement irréversible. {Sections - 2.3, 3.3, 3.4, 4.2}

Le réchauffement passé et futur au Canada est, en moyenne, environ le double de l'ampleur du réchauffement mondial. Le Nord du Canada s'est réchauffé et continuera de se réchauffer à plus du double du taux mondial. {Sections - 2.2, 3.3, 4.2}

Les océans qui bordent le Canada se sont réchauffés, sont devenus plus acides et moins oxygénés, ce qui correspond aux changements observés dans les océans mondiaux au cours du dernier siècle. Le réchauffement des océans et la perte d'oxygène s'intensifieront davantage avec plus d'émissions de tous les gaz à effet de serre, alors que l'acidification des océans augmentera en réaction à des émissions supplémentaires de dioxyde de carbone. Ces changements menacent la santé des écosystèmes marins. {Sections - 2.2, 7.2, 7.6}

Les effets du réchauffement généralisé sont évidents dans de nombreuses régions du Canada et il est prévu qu'ils s'intensifieront dans le futur. Au Canada, ces effets comprennent des extrêmes chauds plus fréquents et intenses, des extrêmes froids moins fréquents et intenses, des saisons de croissance plus longues, des saisons de couverture de neige et de glace plus courtes, un écoulement fluvial printanier de pointe précoce, un amincissement des glaciers, un dégel du pergélisol et une élévation du niveau de la mer. Comme un réchauffement supplémentaire est inévitable, ces tendances vont continuer. {Sections - 4.2, 5.2, 5.3, 5.4, 5.5, 5.6, 6.2, 7.5}

Les précipitations sont prévues d'augmenter pour la majorité du Canada, en moyenne, bien que les précipitations estivales puissent diminuer dans certaines régions. Les précipitations ont augmenté dans de nombreuses régions du Canada et on a assisté à un changement selon lequel les chutes de neige diminuent, alors que les chutes de pluie augmentent. En effet, on prévoit que les précipitations annuelles et hivernales augmentent partout au Canada au cours du XXI^e siècle. Cependant, des réductions de précipitations estivales sont projetées pour certaines parties du Sud du Canada dans le cas d'un scénario d'émissions élevées vers la fin du siècle. {Section - 4.3}

La disponibilité saisonnière de l'eau douce est en train de changer vers un risque accru de pénuries d'eau en été. Des hivers plus chauds et une fonte des neiges plus précoce se combineront pour produire des écoulements fluviaux hivernaux plus importants, alors que de plus petits manteaux neigeux et la perte de glace des glaciers au cours de ce siècle se combineront pour produire des écoulements fluviaux estivaux moins importants. Des étés plus chauds augmenteront l'évaporation de l'eau de surface et contribueront à la réduction de la disponibilité de l'eau en été à l'avenir malgré l'augmentation des précipitations à certains endroits. {Sections - 4.2, 4.3, 5.2, 5.4, 6.2, 6.3, 6.4}

Un climat plus chaud intensifiera certaines conditions météorologiques extrêmes dans le futur. Les températures extrêmement chaudes deviendront plus fréquentes et plus intenses. Cela augmentera la sévérité des vagues de chaleur et contribuera à augmenter les risques de sécheresses et de feux de forêt. Même si les inondations à l'intérieur des terres résultent de multiples facteurs, des précipitations plus intenses augmenteront le risque d'inondation en milieu urbain. La façon dont les températures plus chaudes et les plus petits manteaux neigeux se combineront pour influencer la fréquence et l'ampleur des inondations relatives à la fonte des neiges est incertaine. {Sections - 4.2, 4.3, 4.4, 5.2, 6.2}

La durée et l'étendue des absences de glace marine dans les régions canadiennes des océans Arctique et Atlantique s'accroissent. On prévoit que les régions marines de l'Arctique canadien, y compris la mer de Beaufort et la baie de Baffin, auront de grandes périodes où il n'y aura pas de glace pendant l'été, et ce, d'ici le milieu du siècle. La dernière région dans l'ensemble de l'Arctique où il aura de la glace marine estivale devrait se situer au nord de l'archipel Arctique canadien. Cette région sera un refuge important pour les espèces dépendantes de la glace et une source continue de glace potentiellement dangereuse qui dérivera dans les eaux canadiennes. {Section - 5.3}

Les inondations côtières devraient augmenter dans de nombreuses régions du Canada en raison de l'élévation locale du niveau de la mer. Les changements dans le niveau local de la mer sont une combinaison de l'élévation mondiale du niveau de la mer et le soulèvement ou l'affaissement local du sol. On prévoit une élévation du niveau local de la mer, et une augmentation des inondations, presque tout le long des côtes de l'Atlantique et du Pacifique canadiennes ainsi que le long de la côte de Beaufort dans l'Arctique où les terres s'affaissent ou se soulèvent lentement. La perte de la glace marine dans les régions canadiennes de l'Arctique et de l'Atlantique augmente davantage le risque de dommages aux infrastructures côtières et aux écosystèmes en raison de vagues et d'ondes de tempête plus importantes. {Section - 7.5}

Le taux et l'ampleur des changements climatiques dans le cas d'un scénario d'émissions élevées par rapport à un scénario de faibles émissions prévoient deux avenir très différents pour le Canada. Les scénarios avec un important réchauffement rapide illustrent les effets profonds sur le climat canadien de la croissance continue d'émissions de gaz à effet de serre. Les scénarios avec un réchauffement limité se produira seulement si le Canada et le reste du monde réduisent leurs émissions de carbone à près de zéro dans la seconde partie du siècle et s'ils réduisent les autres émissions de gaz à effet de serre de façon substantielle. Des projections fondées sur une série de scénarios d'émissions sont nécessaires pour informer l'évaluation des répercussions, la gestion des risques climatiques et l'élaboration de politiques. {Tous les chapitres}.

Pour visualiser l'ensemble du rapport visiter www.ClimatenChangement.ca/RCCC2019.



CHAPITRE 1

Au sujet de ce rapport

RAPPORT SUR LE CLIMAT CHANGEANT DU CANADA



Gouvernement
du Canada

Government
of Canada

Canada



Auteurs

Elizabeth Bush, Environnement et Changement climatique Canada

Greg Flato, Environnement et Changement climatique Canada

Bush, E. et G. Flato. « Au sujet de ce rapport », chapitre 1 dans Rapport sur le climat changeant du Canada, E. Bush et D.S. Lemmen (éd.), gouvernement du Canada, Ottawa, Ontario, 2019, p. 7-23.



Table des matières du chapitre

1.1 : Introduction

Encadré 1.1 : Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat

Encadré 1.2 : Répondre aux changements climatiques : atténuation et adaptation

1.2 : But et portée

1.3 : Sources d'information et processus d'élaboration

1.3.1 : Sources d'information

1.3.2 : Processus d'élaboration

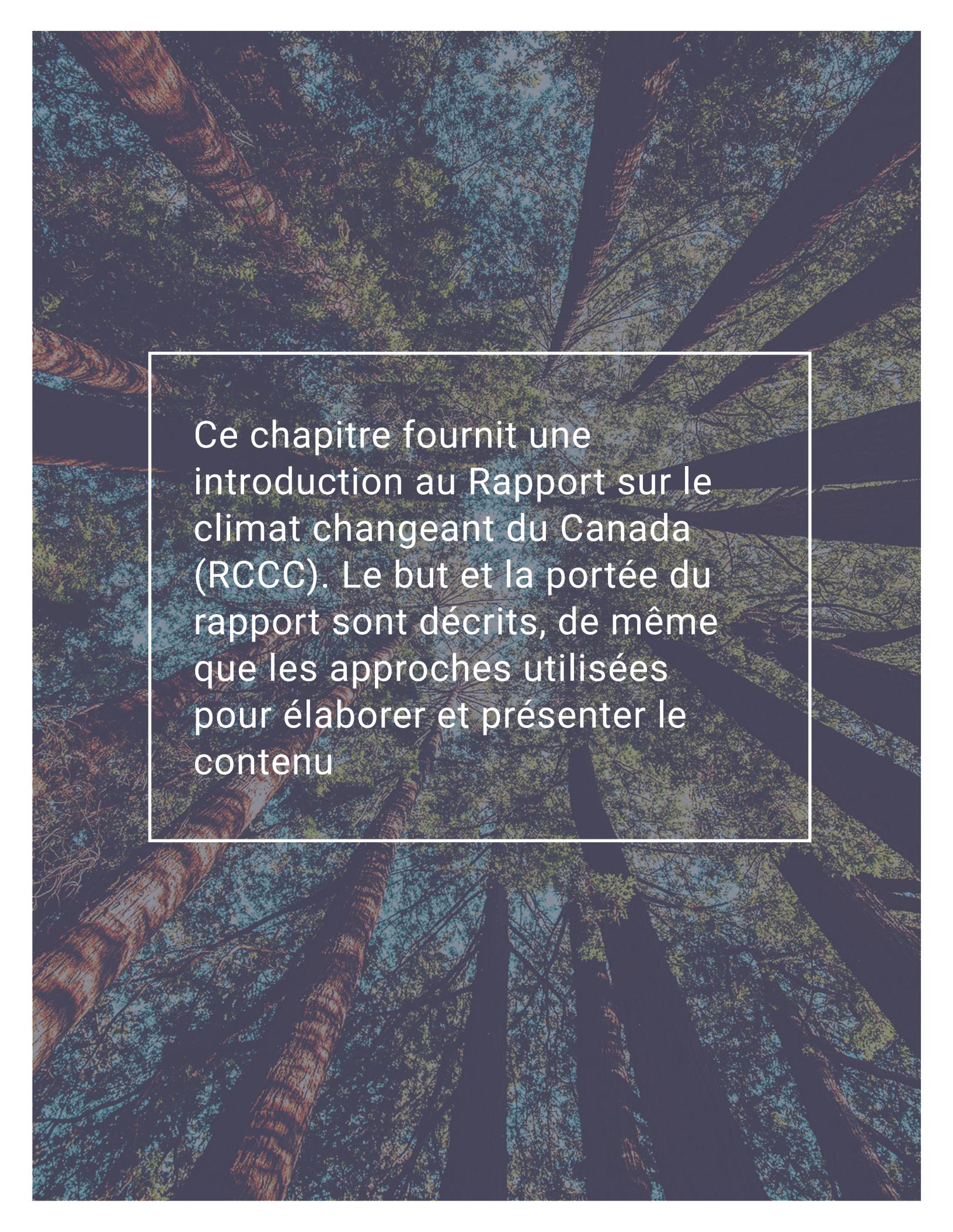
1.4 : Guide du rapport

1.4.1 : Messages clés et utilisation d'un langage d'incertitude calibré

1.4.2 : Délais et périodes d'analyses

1.4.3 : Guide du chapitre

RÉFÉRENCES



Ce chapitre fournit une introduction au Rapport sur le climat changeant du Canada (RCCC). Le but et la portée du rapport sont décrits, de même que les approches utilisées pour élaborer et présenter le contenu

1.1: Introduction

Les changements climatiques sont l'un des défis déterminants du XXI^e siècle. Il s'agit d'un problème mondial et s'y attaquer nécessitera une action à l'échelle mondiale. Les gouvernements du monde entier se sont engagés à collaborer afin de limiter le réchauffement de la planète, reconnaissant que les risques liés au climat augmentent avec l'ampleur du réchauffement et les changements associés au climat. L'Entente de Paris en vertu de la Convention-cadre des Nations Unies sur les changements climatiques, qui est entrée en vigueur le 4 novembre 2016¹, a établi un objectif de maintenir l'augmentation de la température mondiale entre 1,5 °C et 2 °C au-dessus des niveaux préindustriels, de même qu'un engagement à participer dans la planification de l'adaptation ainsi que sa mise en œuvre. Une action collective en vue de l'objectif de la température mondiale est mise en œuvre; cependant, il est reconnu que cet objectif servira seulement à réduire, et non à éliminer les risques et les impacts des changements climatiques. Les gouvernements et les citoyens doivent comprendre la façon dont les changements climatiques peuvent les toucher, afin de planifier et de se préparer pour les défis que les changements climatiques apporteront.

Comprendre les changements climatiques et leurs conséquences s'inspire des sciences physiques, biologiques et sociales. Les recherches en cours dans ces domaines mènent vers un ensemble constamment grandissant de documents scientifiques publiés concernant les changements climatiques. Évaluer cette base de connaissances grandissante et communiquer la façon dont la compréhension des changements climatiques a évolué est difficile, surtout parce qu'il y a un vaste public pour cette information. Les impacts du changement climatique sont une préoccupation pour les personnes, les collectivités, les entreprises et les gouvernements, que ce soit à l'échelle locale et régionale ou à l'échelle nationale et internationale. « Les évaluations scientifiques » fournissent un moyen d'analyser de façon critique et de synthétiser les connaissances existantes sur un sujet, y compris une évaluation de confiance de notre compréhension et d'incertitudes encore présentes. Ce faisant, les évaluations scientifiques peuvent servir de source solide d'information pour répondre aux questions et aux préoccupations d'un vaste public. Les évaluations scientifiques à l'échelle mondiale sur les changements climatiques ont été régulièrement effectuées par le Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat (GIEC) (voir l'encadré 1.1) depuis 1990 et ont été un point pivot pour fournir une base de connaissances à la collectivité mondiale pour éclairer la prise de décision. Les évaluations scientifiques des changements climatiques à l'échelle nationale s'adressent plus directement aux publics nationaux.

Encadré 1.1: Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat

Le Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat (GIEC) est un organisme international responsable de l'évaluation des sciences relatives aux changements climatiques. Il a été établi en 1988 par l'Organisation météorologique mondiale (OMM) et le Programme des Nations Unies pour l'environnement (PNUE) pour fournir aux décideurs des évaluations régulières à partir de la base scientifique des changements climatiques, leurs impacts et risques potentiels, ainsi que des options d'adaptation et d'atténuation. Les évaluations sont effectuées et présentées d'une manière qui est pertinente aux politiques, sans qu'elles soient prescriptives pour une politique particulière.

Le GIEC est autant de nature scientifique que gouvernementale. La participation au GIEC est ouverte à tous les pays membres de l'OMM et des Nations Unies. Le Groupe d'experts, constitués de représentants des gouvernements membres, prend

1 Le Canada a signé l'Entente de Paris le 5 octobre 2016. (https://treaties.un.org/Pages/ViewDetails.aspx?src=TREATY&mtmsg_no=XXVII-7-d&chapter=27&clang=fr).

des décisions importantes aux plénières. Le Bureau du GIEC, élu par les gouvernements membres, offre des conseils au Groupe d'experts sur les aspects scientifiques et techniques du travail du Groupe et l'informe sur les questions stratégiques et de gestion. Les évaluations du GIEC sont rédigées par des scientifiques qui sont volontaires et qui mettent à profit leurs compétences en tant qu'auteurs de ces rapports. Les rapports du GIEC subissent plusieurs rondes de rédaction et sont révisés par des experts scientifiques et les gouvernements afin d'assurer qu'ils sont complets, objectifs et qu'ils sont produits d'une façon ouverte et transparente.

Le Canada participe activement au GIEC, et les scientifiques canadiens contribuent aux évaluations du GIEC. De plus amples renseignements sur la contribution du Canada au GIEC sont disponibles ici :

<https://www.canada.ca/fr/environnement-changement-climatique/services/changements-climatiques/recherche-donnees/contribution-experts-intergouvernemental-evolution.html>

SOURCE : FICHE D'INFORMATION DU GIEC : QU'EST-CE QUE LE GIEC?

Au cours des deux dernières décennies, le Canada a produit trois évaluations générales nationales sur les changements climatiques (Maxwell et coll., 1997; Lemmen et coll., 2008; Warren et Lemmen, 2014), de même que des évaluations particulières aux secteurs ou régions sur la santé humaine (Séguin, 2008), les transports (Palko et Lemmen, 2017) et le littoral maritime (Lemmen et coll., 2016). Ces rapports communiquent aux Canadiens les risques et les possibilités que les changements climatiques présentent et sont axés sur l'évaluation de notre état de préparation pour nous adapter aux potentielles répercussions. Les évaluations nationales sur les changements climatiques aident les citoyens et les intervenants à être mieux informés et à participer aux discussions sur la manière de répondre aux défis posés par les changements climatiques au Canada grâce à des mesures d'atténuations et d'adaptation (voir l'encadré 1.2). Bien que toutes ces évaluations comprennent des aperçus de haut niveau sur les changements observés et projetés du climat canadien, un seul rapport présente un chapitre complet dédié aux changements du climat physique (Bush et coll., 2014).

L'évaluation nationale actuelle, *Le Canada dans un climat en changement: faire progresser nos connaissances pour mieux agir* a été lancée en 2017 (<https://www.rncan.gc.ca/environnement/impacts-adaptation/19919>). Dans le cadre de ce processus, une évaluation plus complète des changements climatiques au Canada que celles menées dans le passé a été effectuée. L'évaluation dans son ensemble examinera la façon dont le climat canadien change, les impacts de ces changements et la manière dont on peut s'adapter pour réduire les risques. Une série de rapports faisant autorité sera achevée entre 2018 et 2021 dans le cadre du processus de l'évaluation nationale. *Le rapport sur le climat changeant du Canada* (RCCC) est le premier produit majeur de l'évaluation nationale actuelle et il est axé sur les réponses aux questions suivantes : Comment le climat du Canada a-t-il changé à ce jour? Pourquoi? Quels sont les changements projetés pour l'avenir? Un rapport des *Enjeux nationaux* sera axé sur les impacts des changements climatiques et les préoccupations d'adaptation qui sont d'une importance nationale ou qui bénéficieraient d'une perspective pancanadienne intégrée. Un rapport de *Perspectives régionales* fournira un aperçu des impacts des changements climatiques et l'adaptation dans six régions du Canada. Le rapport intitulé *La santé des Canadiens et des Canadiennes dans un climat changeant* fournira une évaluation des risques que les changements climatiques sur la santé des Canadiens et sur le système des soins de santé. Une Synthèse optimisée sera produite en 2021.

Encadré 1.2: Répondre aux changements climatiques : atténuation et adaptation

L'atténuation, dans le contexte des changements climatiques, est définie comme une intervention humaine pour réduire les sources ou augmenter les puits de gaz à effet de serre (GIEC, 2013) étant donné que les gaz à effet de serre (GES) ont des effets sur le réchauffement climatique. Une source se définit comme tout processus, activité ou mécanisme qui rejette des GES dans l'atmosphère. Les processus naturels et les activités humaines libèrent des GES. Un puits signifie tout processus, activité ou mécanisme qui enlève les GES de l'atmosphère. En plus des GES, l'atténuation s'applique également à la réduction d'émissions d'autres substances qui ont un effet de réchauffement sur le climat.

L'adaptation est le processus d'ajustement au climat réel ou prévu ainsi qu'à ses effets. Dans les systèmes humains, l'adaptation vise à modérer ou éviter les préjudices ou exploiter les possibilités avantageuses. Dans certains systèmes naturels, l'intervention humaine peut faciliter l'ajustement au climat prévu ainsi qu'à ses effets.

Les changements climatiques sont un phénomène mondial, et les évaluations canadiennes nationales sur les changements climatiques sont fondées sur les bases fournies par les évaluations scientifiques mondiales du GIEC, qui sont effectuées tous les cinq à sept ans depuis 1990. Ces évaluations sont largement reconnues comme étant les meilleurs documents de référence concernant les connaissances en matière de changements climatiques, leurs conséquences potentielles et les options d'intervention. Les conclusions des évaluations successives du GIEC sont considérées comme représentatives du plus récent consensus de la communauté scientifique internationale, selon les connaissances accessibles au public jusqu'à ce moment-là. Dans le présent rapport, l'évaluation du GIEC la plus récente (cinquième) (GIEC, 2013) est fréquemment citée comme référence, surtout les chapitres 2 et 3, qui fournissent un synopsis des changements climatiques observés et à venir sur l'échelle mondiale (voir la section 1.4). Une sixième évaluation est en cours et une série de rapports d'évaluation sera publiée à partir d'octobre 2018 jusqu'au printemps 2022 (<https://www.ipcc.ch/francais/>). Un volume important de documents scientifiques a été publié depuis l'évaluation du corpus de documents dans la cinquième évaluation du GIEC. Ce rapport n'évalue pas complètement ces nouveaux documents, étant donné que cela ne ferait que reproduire le processus du GIEC. Le présent rapport se concentre plutôt sur l'évaluation des nouveaux documents qui font progresser la compréhension des changements climatiques au Canada.

1.2: But et portée

Les objectifs du processus d'évaluation nationale ainsi que de ses rapports et autres produits sont les suivants :

- améliorer la compréhension des impacts des changements climatiques et de l'adaptation au Canada ainsi que de fournir une base de données probantes pour intervenir;
- accroître la sensibilisation de la pertinence des changements climatiques auprès des Canadiens et la nécessité de mesures opportunes;
- élargir la participation au processus d'évaluation;
- équiper et habiliter les organismes amplificateurs à partager les résultats avec leur public et créer des produits ciblés;
- documenter les progrès réalisés sur l'avancement des mesures d'adaptation au Canada.

Le but de ce rapport est de fournir une base scientifique sur les climats pour les autres produits d'évaluation nationale. Ses objectifs sont d'évaluer les connaissances actuelles sur la façon dont le climat canadien évolue et pourquoi, déterminer quels changements sont projetés pour l'avenir, aider à informer la prise de décision en matière d'atténuation et d'adaptation, et accroître la sensibilisation et la compréhension du public concernant le climat changeant du Canada. Le RCCC est donc rédigé pour une vaste gamme de professionnels qui sont familiers avec le sujet des changements climatiques, mais qui n'ont peut-être pas l'expertise dans les sciences physiques. Le processus d'évaluation planifie engager un organisme intermédiaire (ou amplificateur) pour accroître la sensibilisation et la compréhension parmi le grand public sur la façon dont le climat canadien est en train d'évoluer.

Une évaluation scientifique du climat, comme le présent rapport, est fondée sur la documentation scientifique publiée. Elle donne un aperçu et une synthèse de cette documentation ainsi qu'une évaluation de la confiance dans notre compréhension et des incertitudes toujours présentes, fondées sur le jugement expert des auteurs. Une évaluation scientifique du climat peut aider à informer la prise de décision, mais ne peut pas fournir de l'information détaillée sur le climat pour soutenir directement la planification et la prise de décision locale – c'est le rôle des services climatiques. Les services climatiques régionaux au Canada sont disponibles depuis plus d'une décennie par l'intermédiaire d'institutions comme [Ouranos](#) et le [Pacific Climate Impacts Consortium](#) (en anglais seulement) et sont en cours d'établissement à l'échelle nationale. Les personnes participant aux évaluations des impacts climatiques ou à la planification de l'adaptation peuvent utiliser cette évaluation afin de fournir un aperçu faisant autorité des sciences climatiques pertinentes aux changements climatiques au Canada, mais il faudra déterminer les sources d'information qui conviennent le mieux à leur application particulière. [Le Répertoire de ressources climatiques du Centre canadien des services climatiques \(CCSC\)](#) est un rassemblement de liens vers des ensembles de données, des outils, des conseils et d'autres ressources connexes sur le climat. [Le Centre d'aide des services climatiques](#) aidera les Canadiens à trouver, comprendre et utiliser les données climatiques, l'information et les outils dans leur prise de décision concernant la planification et l'adaptation.

La portée du RCCC est limitée à la science climatique physique et est alignée avec la portée des évaluations de la base des sciences physiques sur les changements climatiques à l'échelle mondiale effectuées par le Groupe de travail I du GIEC. Les rapports du Groupe de travail I du GIEC (p. ex. GIEC, 2013) couvrent les facteurs climatiques, les changements observés dans le système climatique mondial ainsi que leurs causes et les projections des changements à venir à l'échelle mondiale. La portée du RCCC est semblable, mais se concentre sur les changements observés et projetés concernant le climat pour les régions terrestres canadiennes et les océans environnants. Les changements dans la disponibilité de l'eau douce, un sujet examiné par le Groupe de travail II du GIEC (impacts, adaptations et vulnérabilités) (GIEC, 2014), sont compris dans le RCCC afin de maintenir un lien étroit avec la base de données probantes sous-jacentes en matière de changements des facteurs physiques.

Bien que l'objectif soit de fournir une évaluation sur les changements pour le Canada dans son ensemble, l'information sur les changements à l'échelle régionale est également incluse, dans la mesure du possible. Certaines analyses dévouées aux climats régionaux ont été entreprises à l'appui de l'évaluation nationale, en utilisant les frontières politiques pour définir les régions, conformément avec les définitions régionales des évaluations nationales précédentes (voir la figure 1.1). Ces résultats se trouvent au chapitre 4. Pour certains sujets – comme les changements dans les océans entourant le Canada; les changements dans les glaciers, la glace marine et le pergélisol; les changements dans la disponibilité de l'eau douce – les perspectives régionales sont fournies en fonction des limites naturelles des systèmes de préoccupation. Ces résultats sont dans les chapitres pertinents du présent rapport (voir la section 1.4). Fait à remarquer, dans certains endroits dans le présent rapport, une limite géographique (plutôt que politique) pour l'évaluation des changements dans le Nord du Canada est utilisée, définie comme étant la région au nord du 60^e parallèle de latitude, comme illustré à la figure 1.1. Par conséquent, lorsque « la région du Nord » est utilisé, cela fait référence aux trois territoires; là où le « Nord du Canada » est utilisé, cela fait référence à la région au nord du 60^e parallèle de latitude.

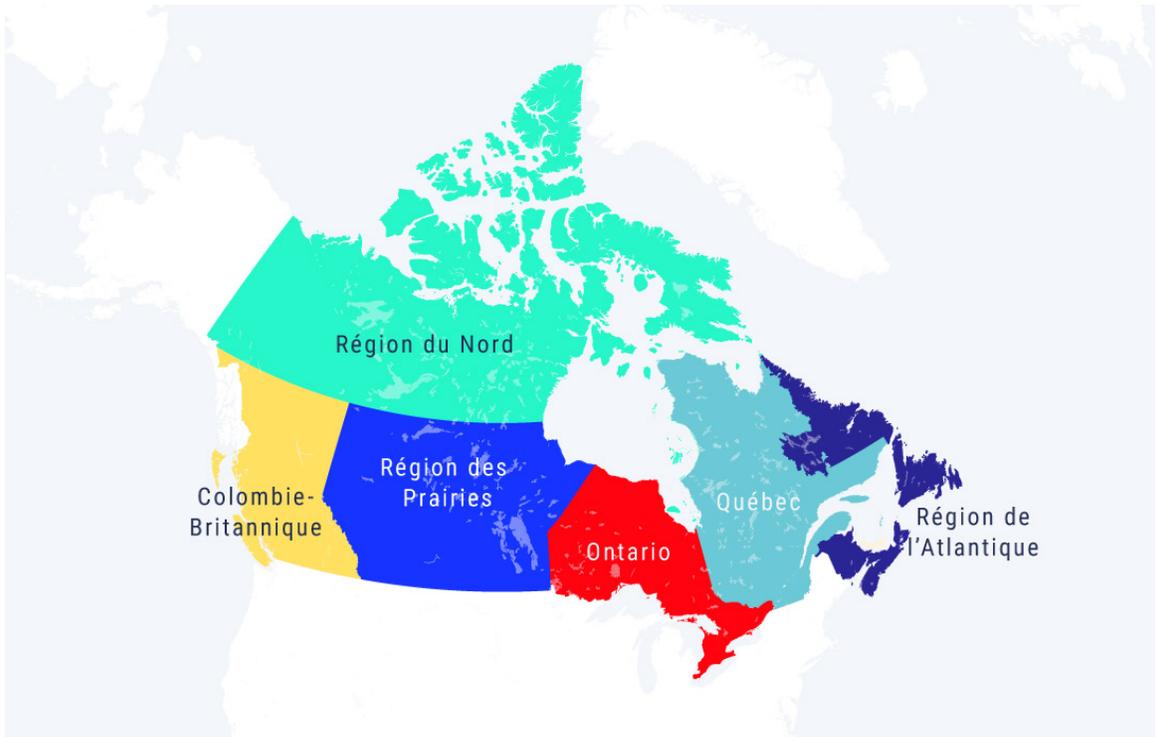


Figure 1.1 : Les régions utilisées pour les analyses climatiques particulières dans le RCCC à appui de l'évaluation nationale

Ces six régions sont définies par les limites politiques des provinces et territoires du Canada et correspondent aux régions analysées dans la troisième évaluation nationale du Canada. La région du Nord comprend le Yukon, les Territoires du Nord-Ouest et le Nunavut. La région des Prairies comprend les provinces de l'Alberta, de la Saskatchewan et du Manitoba. La région de l'Atlantique comprend les provinces du Nouveau-Brunswick, de la Nouvelle-Écosse, de l'Île-du-Prince-Édouard et de Terre-Neuve-et-Labrador. Les trois autres régions englobent seulement une province chacune (la Colombie-Britannique, l'Ontario et le Québec).

L'évaluation des cycles biogéochimiques, y compris les changements du cycle du carbone et l'information relative aux sources canadiennes et les puits de gaz à effet de serre, dépasse la portée du présent rapport. L'information rapportée à l'échelle nationale sur les émissions anthropiques pour le Canada est disponible par l'intermédiaire de l'inventaire canadien des gaz à effet de serre <https://www.canada.ca/fr/environnement-changement-climatique/services/changements-climatiques/emissions-gaz-effet-serre/inventaire.html>. L'information sur l'état du cycle du carbone nord-américain peut être trouvée dans le Second State of the Carbon Cycle Report, actuellement en élaboration avec une date de publication prévue pour l'automne de 2018 (<https://www.carboncyclescience.us/state-carbon-cycle-report-soccr> – en anglais seulement).

1.3: Sources d'information et processus d'élaboration

1.3.1: Sources d'information

Le RCCC s'inspire principalement des sources d'information existantes qui ont été examinées par les pairs et sont accessibles au public. Les exceptions comprennent les mises à jour aux résultats publiés, qui ont été jugées acceptables tant que la méthode utilisée pour mettre à jour les données peut être citée. De plus, les projections des changements climatiques canadiens sont directement disponibles comme résultats de modèles climatiques. Dans le cas présent, les projections particulières au Canada n'ont pas toujours été publiées mais les modèles utilisés afin de produire ces projections ont été complètement évalués et documentés dans la documentation révisée par les pairs. Lorsque cela est pertinent, l'information quantitative qui n'a pas été examinée par des pairs externes a été considérée pour l'ajout; on a exigé des auteurs de juger de la qualité et la confiance envers l'information ainsi que de conserver une copie de celle-ci. Tous les chapitres du présent rapport ont fait l'objet d'un examen externe par les pairs (voir la section 1.3.2).

Il est reconnu que les systèmes de connaissances et d'observations autochtones contribuent significativement à notre compréhension du climat changeant. Cette connaissance est intégrée dans d'autres rapports de cette évaluation, où le point de vue holistique des systèmes de connaissances autochtones contribue à une meilleure compréhension des impacts des changements climatiques et de la capacité de l'humain et des systèmes naturels à s'adapter.

1.3.2: Processus d'élaboration

Environnement et Changement climatique Canada, en tant que point central de l'expertise en sciences climatiques du gouvernement fédéral, a mené l'élaboration du RCCC. Les auteurs possédant une expertise reconnue ont été invités à diriger la rédaction de chapitres individuels du RCCC. L'équipe de l'auteur principal, les coordonnateurs de l'évaluation et les intervenants représentants se sont rassemblés pour une réunion initiale de détermination de la portée en février 2017 afin de discuter de l'ensemble des objectifs et de la portée du RCCC et pour rédiger les grandes lignes initiales des chapitres. Les auteurs principaux ont ensuite formé les équipes d'auteurs de chapitre ayant l'expertise pour évaluer de façon exhaustive les sujets des chapitres. Les discussions à la réunion de détermination de la portée avec un groupe d'intervenants ont fourni des contributions clés à l'élaboration du RCCC afin qu'il soit efficace et pertinent.

L'examen externe du rapport comprend un examen ciblé par des examinateurs invités ayant une expertise particulière par rapport au sujet et un examen ouvert comprenant d'autres experts qui se sont inscrits par l'intermédiaire du portail de l'évaluation nationale (<https://www.rncan.gc.ca/environnement/impacts-adaptation/19925>). De plus, les membres du Comité consultatif national de l'évaluation, de la plateforme d'adaptation nationale et du groupe de travail spéciale sur la recherche reliée à l'atmosphère dans les universités canadiennes (ARRCU) ont été invités à participer à l'examen externe.

1.4: Guide du rapport

1.4.1: Messages clés et utilisation d'un langage d'incertitude calibré

Chaque chapitre du RCCC débute par une série de messages clés : les conclusions que les auteurs estiment être les plus importantes pour le public cible. Les messages clés comprennent de l'information quantitative sur la façon dont les divers éléments du système climatique – comme l'atmosphère et la cryosphère – ont changé au cours des périodes déterminées et les projections des changements supplémentaires au cours de ce siècle. Ces résultats quantitatifs se dégagent de l'ensemble des données probantes évaluées dans chaque chapitre du RCCC. Étant donné qu'une évaluation scientifique consiste à analyser la base de connaissance et à décider le degré de confiance des résultats (voir la section 1.1), transmettre le degré de certitude et d'incertitude à propos des résultats est important. Dans le RCCC, les auteurs ont fait cela pour les messages clés en adoptant le langage d'incertitude calibré du GIEC (Mastrandea et coll., 2010). Cela permet aux auteurs et au public de distinguer entre ce qui est bien connu et largement accepté, et ce qui n'est pas bien connu ou non convenu.

Deux paramètres sont utilisés pour communiquer le degré de certitude à propos des messages clés (voir la figure 1.2) :

- La **confiance** en la validité d'un résultat selon le type, la quantité, la qualité et la cohérence des données probantes (p. ex. la compréhension mécanique, la théorie, les données, les modèles et le jugement d'expert) et le degré d'accord. La confiance est exprimée de manière qualitative.
- La **probabilité** d'un résultat qui se produit en fonction de mesures d'incertitude quantifiées exprimées de façon probabiliste (selon les analyses statistiques des résultats d'observation ou de modèles ou le jugement d'expert). La probabilité est exprimée de façon quantitative.

Lorsqu'une mesure d'incertitude quantifiée (p. ex. la probabilité) est fournie, mais qu'il n'y a pas de degré de confiance donné, un **degré de confiance élevé** ou **très élevé** est implicite. Le langage d'incertitude calibré est en italique lorsqu'il est utilisé dans le RCCC (p. ex. *probable* ou *très probable*) et les définitions sont fournies dans la figure 1.2 et à la première utilisation d'un de ces termes dans chaque chapitre. Les déclarations de confiance sont utilisées plus fréquemment dans ce rapport que ne le sont les déclarations de probabilité parce que les exigences pour une évaluation de probabilité – estimations d'incertitude quantifiées – n'étaient pas disponibles dans la documentation de soutien dans bien des cas.

Certains messages clés comprennent des déclarations qui sont exprimées sans degré de confiance. Ces messages ne doivent pas être interprétés comme des déclarations « sans confiance ». En fait, il s'agit du contraire; ce sont des déclarations factuelles. À titre d'exemple, un message clé du chapitre 7 comprend la déclaration suivante : « Le niveau relatif de la mer dans différentes régions du Canada devrait s'élever ou baisser, selon le mouvement vertical des terres locales ». Par définition, le niveau relatif de la mer est exprimé comme étant le niveau moyen de la mer par rapport à un niveau terrestre local de référence; cette déclaration est donc un fait. Dans un autre exemple du chapitre 4, la déclaration suivante fait partie d'un message clé : « On prévoit que la température moyenne annuelle et saisonnière augmentera partout, avec des changements plus importants dans la région du Nord du Canada pendant l'hiver ». Il s'agit d'une déclaration de faits conditionnels. Fondé sur les hypothèses dirigeant le modèle climatique, le résultat est tel que décrit. Dans d'autres cas, les déclarations factuelles représentent les résultats évalués pour lesquels les preuves et la compréhension sont énormes. Il y a un exemple de ces cas dans le chapitre 2, où le premier message clé comprend la déclaration suivante : « Le réchauffement du système climatique pendant l'ère industrielle est sans équivoque, fondé sur des données probantes et robustes qui proviennent d'un ensemble d'indicateurs ».

L'utilisation du langage d'incertitude calibré est une caractéristique importante des évaluations scientifiques entreprises par le GIEC et la même approche est adoptée ici. Essentiellement, les équipes d'auteurs déterminent la documentation, les données ou les résultats de modèles scientifiques pertinents; évaluent la quantité de données probantes et le niveau d'accord (ou de désaccord); et appliquent ensuite leur jugement collectif d'expert pour effectuer une évaluation de la confiance, ou lorsque c'est possible, de la probabilité. La formulation de chaque message clé est un effort collectif de l'équipe d'auteurs du chapitre, visant à fournir des messages clairs et concis qui sont étayés par la documentation citée dans le corps des chapitres. Les déclarations sommaires sont comprises dans chaque chapitre pour fournir un rapport traçable de l'évaluation des auteurs concernant les preuves à l'appui pour les messages clés.

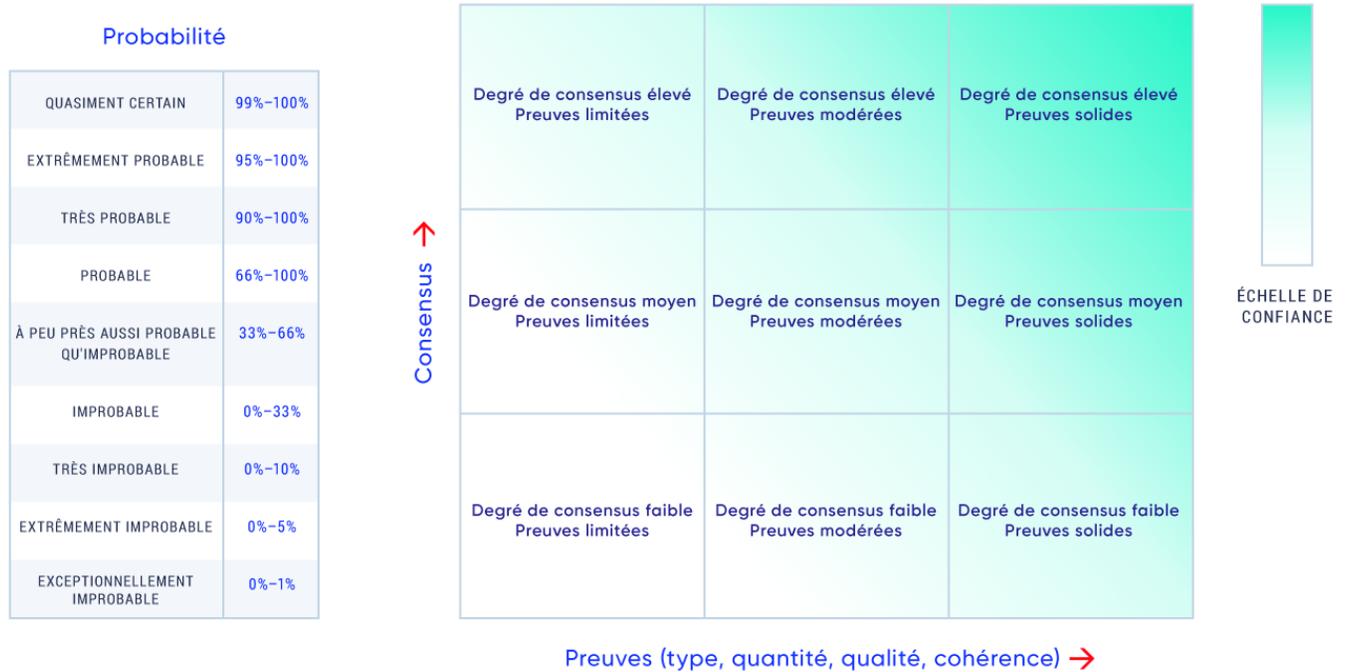


Figure 1.2 : Les degrés de confiance et les déclarations de probabilité utilisés dans le présent rapport

Les degrés de confiance et les déclarations de probabilité utilisés dans le présent rapport sont les mêmes que ceux utilisés dans le cinquième rapport d'évaluation du GIEC (GIEC, 2013). Généralement, la preuve est considérée comme très solide lorsqu'il y a plusieurs sources de données de haute qualité qui sont cohérentes et indépendantes. Un degré de confiance est exprimé au moyen de cinq qualificatifs : très élevé, élevé, moyen, faible et très faible. La figure illustre les déclarations sommaires au sujet des preuves et du consensus ainsi que leur relation avec l'échelle de confiance. La relation n'est pas absolue; les limites entre les différents degrés de confiance sont plutôt « floues ». Les limites entre les catégories de probabilité sont également considérées comme étant floues. À titre d'exemple, une déclaration qui a un résultat probable signifie que la probabilité de son occurrence se situe entre 66 % et 100 %. Cela correspond au deux tiers de chance ou plus que l'occurrence se produise.

SOURCE DE LA FIGURE : MASTRANDREA ET COLL., 2010.

1.4.2: Délais et périodes d'analyses

Le présent rapport évalue les changements climatiques observés et projetés pour le Canada. Par conséquent, il fait référence aux périodes passées et futures. Les changements passés sont évalués sur des périodes de temps pour lesquels il y a suffisamment de données enregistrées, fondées sur des mesures directes (observations) ou par des données satellites. Cela signifie que les changements observés sont décrits presque exclusivement pour les périodes de temps commençant à un moment donné au cours du XX^e siècle. Le RCCC n'évalue pas les changements du climat actuel par rapport aux conditions qui existaient dans le passé lointain (paléoclimat), mais il fournit de l'information sur les niveaux de gaz à effet de serre dans l'atmosphère remontant jusqu'au milieu du XVIII^e siècle en utilisant les valeurs mesurées à partir des noyaux de glace (voir le chapitre 2, section 2.3).

Afin d'évaluer les changements précédents du climat, des enregistrements de données climatiques s'étendant sur une période suffisamment longue sont nécessaires pour voir un changement détectable émerger des fluctuations naturelles dans le système climatique. En général, les estimations de changement ont moins d'incertitude lors de plus longues périodes d'enregistrement de données. Dans le RCCC, différentes périodes de temps sont rapportées pour décrire les changements observés du climat, reflétant la longueur de la période de données disponible de même que la période où le travail a été terminé. Certains de ces enregistrements s'étendent jusqu'au début du XX^e siècle, de nombreux commençant après le milieu du XX^e siècle et les enregistrements des satellites commençant à la fin des années 1970 jusqu'à nos jours.

Il n'y a également aucune période normalisée pour évaluer les changements climatiques à venir et pour en discuter. Les périodes d'intérêt dépendent des besoins et des préoccupations de l'utilisateur du renseignement; pour certains, les changements et les impacts à court terme sont les plus préoccupants, pour d'autres, leurs intérêts demandent une vision à plus long terme. Dans le RCCC, l'évaluation des changements climatiques à venir est fondée principalement sur les résultats des expériences coordonnées pour modéliser le climat mondial (voir le chapitre 3, encadré 3.1). Ces expériences ont désigné les périodes décrivant les conditions à court terme, du milieu du XXI^e siècle et de la fin du XXI^e siècle. La période à court terme s'est, naturellement, décalée plus tôt dans le temps alors que les périodes du milieu du XXI^e siècle (de 2046 à 2065) et de la fin du XXI^e siècle (de 2081 à 2100) sont demeurées les mêmes. Dans le RCCC, nous considérons la période de 2031 à 2050, environ de 10 à 30 ans à partir d'aujourd'hui, comme la période à court terme. Lorsque les changements climatiques sont discutés en relation avec la fin du siècle, on doit comprendre que cela veut dire d'ici l'année 2100. La période à court terme et celle de la fin du siècle sont utilisées dans le chapitre 4 pour fournir des projections des changements à venir pour le Canada pour divers indicateurs et indices liés à la température et aux précipitations. Ailleurs dans le rapport, les résultats de la cinquième phase du Projet d'intercomparaison de modèles couplés (CMIP5), voir le chapitre 3, encadré 3.1) peuvent être discutés en ce qui concerne la période à court terme définie dans le CMIP5 (de 2016 à 2035). Les modèles climatiques projettent les changements à venir par rapport à une période de référence. Dans les expériences du CMIP5, la période de référence était de 1986 à 2005, qui était représentative du « climat actuel » au moment où le montage expérimental a été établi.

1.4.3: Guide du chapitre

Les chapitres 2 à 7 renferment le contenu de base du RCCC. Les chapitres 2 et 3 portent sur les changements climatiques à l'échelle mondiale et les chapitres 4 à 7, sur les changements climatiques au Canada. Le contexte mondial présenté aux chapitres 2 et 3 est utile pour comprendre les changements au Canada, reconnaissant l'interconnectivité entre les changements se produisant dans un pays ou une région, et ceux se produisant partout dans le monde. Le chapitre 2 fournit un point de vue historique sur les changements à l'échelle mondiale, résumant les observations de changements dans le système climatique terrestre et la compréhension actuelle des causes de ces changements observés. Le chapitre 3 examine les changements à venir à l'échelle mondiale, décrivant les modèles du système terrestre utilisés pour projeter les changements climatiques à venir de même que les divers scénarios d'émissions – les futurs alternatifs possibles – utilisés pour diriger ces modèles. En plus de l'historique sur les méthodes de projection des changements climatiques à venir, un synopsis des changements à venir à l'échelle mondiale est présenté, axé sur les changements de température et de précipitations, ainsi qu'une discussion sur la façon dont le changement mondial de température à venir est lié à la quantité totale d'émissions humaines de dioxyde de carbone au fil du temps.

Les chapitres 4 à 7 couvrent les changements observés, la compréhension des causes des changements (précisément, les contributions des influences humaines et la variabilité naturelle du climat) et les changements à venir pour différents éléments du système climatique au Canada. Le chapitre 4 évalue les changements passés et à venir de température et de précipitations pour le Canada, y compris les changements extrêmes de température et de précipitations, et présente les analyses de certains événements ponctuels extrêmes récents ainsi que leurs causes. Le chapitre 5 couvre la cryosphère – les parties du Canada ayant de l'eau gelée, y compris la neige, la glace marine, la glace terrestre (glaciers et calottes glaciaires), la glace d'eau douce (glace de lacs et de rivières) et le pergélisol. Le chapitre 6 évalue les changements passés et à venir liés au climat de l'accessibilité à l'eau douce canadienne, et ce, par l'intermédiaire des éléments clés du cycle de l'eau, y compris l'écoulement fluvial, les niveaux d'eau de surface (lacs et milieux humides), l'humidité des sols, la sécheresse et les eaux souterraines. Le chapitre 7 porte sur les changements prenant place dans les trois océans entourant le Canada, y compris les changements physiques et chimiques.

Le dernier chapitre du présent rapport (chapitre 8) fournit un court résumé des changements pour le Canada dans son ensemble et une synthèse des changements évalués dans les chapitres 4 à 7 pour le Nord du Canada et les cinq régions du sud du Canada. Le présent chapitre peut être utile pour les lecteurs qui préfèrent un aperçu des changements par régions géographiques avant de lire en profondeur sur les changements dans les différents éléments du système climatique dans les chapitres centraux. Le présent chapitre aide également à la transition vers des rapports subséquents qui sont en cours dans le cadre de l'évaluation nationale (voir la section 1.1).

Références

Bush, E.J., Loder, J.W., James, T.S., Mortsch, L.D. et Cohen, S.J. « Un aperçu des changements climatiques au Canada », dans *Vivre avec les changements climatiques au Canada : perspectives des secteurs relatives aux impacts et à l'adaptation*, F.J. Warren et D.S. Lemmen (éd.), gouvernement du Canada, Ottawa, Ontario, 2014, pp. 23–64.

GIEC (Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat). *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, 1535 p. doi:10.1017/CBO9781107415324

GIEC (Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat). *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, Royaume-Uni et New York, New York, États-Unis, 2014, 1132 p.

Lemmen, D.S., Warren, F.J., James, T.S. et Mercer Clarke, C.S.L. (éd.). *Le littoral maritime du Canada face à l'évolution du climat*, gouvernement du Canada, Ottawa, Ontario, 2016, 274 p. <<https://www.rncan.gc.ca/environnement/ressources/publications/impacts-adaptation/rapports/evaluations/2016/18391>>

Lemmen, D.S., Warren, F.J., Lacroix, J. et Bush, E. (ed.). *Vivre avec les changements climatiques au Canada*, gouvernement du Canada, Ottawa, Ontario, 2008, 448 p. <<https://www.rncan.gc.ca/environnement/ressources/publications/impacts-adaptation/rapports/evaluations/2008/10254>>

Mastrandrea, M.D., Field, C.B., Stocker, T.F., Edenhofer, O., Ebi, K.L., Frame, D.J., Held, H., Kriegler, E., Mach, K.J., Matschoss, P.R., Plattner G.-K., Yohe, G.W. et Zwiers, F.W. « Guidance note for lead authors of the IPCC Fifth Assessment Report on consistent treatment of uncertainties », IPCC cross-Working Group meeting on consistent treatment of uncertainties, 2010. <http://www.ipcc.ch/publications_and_data/publications_and_data_supporting_material.shtml?search=1>

Maxwell, B., Mayer, N. et Street, R. (éd.). *Canada Country Study : Climate Impacts and Adaptation. National summary for policy makers*, Environment Canada, Ottawa, Canada, 1997. <<http://publications.gc.ca/collections/Collection/En56-119-8-1997-1E.pdf>>

Palko, K. et Lemmen, D.S. (éd.). *Risques climatiques et pratiques en matière d'adaptation pour le secteur canadien des transports 2016*, gouvernement du Canada, Ottawa, Ontario, 2017, 309 p.



Séguin, J. (éd.). *Human Health in a Changing Climate: a Canadian Assessment of Vulnerabilities and Adaptive Capacity*, Santé Canada, Ottawa, Ontario, 2008, 484 p.

Warren, F.J. et Lemmen, D.S. *Vivre avec les changements climatiques au Canada : perspectives des secteurs relatives aux impacts et à l'adaptation*, gouvernement du Canada, Ottawa, Ontario, 2014, 286 p.





CHAPITRE 2

Comprendre les changements climatiques mondiaux observés

RAPPORT SUR LE CLIMAT CHANGEANT DU CANADA



Gouvernement
du Canada

Government
of Canada

Canada



Auteurs

Elizabeth Bush, Environnement et Changement climatique Canada

Nathan Gillett, Environnement et Changement climatique Canada

Emma Watson, Environnement et Changement climatique Canada

John Fyfe, Environnement et Changement climatique Canada

Felix Vogel, Environnement et Changement climatique Canada

Neil Swart, Environnement et Changement climatique Canada

Citation recommandée : Bush, E., N. Gillett, E. Watson, J. Fyfe, F. Vogel et N. Swart. « Comprendre les changements climatiques mondiaux observés », chapitre 2 dans Rapport sur le climat changeant du Canada, E. Bush et D.S. Lemmen (éd.), gouvernement du Canada, Ottawa, Ontario, 2019, p. 24-73.

Table des matières du chapitre

MESSAGES CLÉS DU CHAPITRE

RÉSUMÉ

2.1 : Introduction

2.2 : Changements observés dans le système climatique mondial

2.2.1 : Changements dans les températures mondiaux annuels et les températures extrêmes

2.2.2 : Changements dans les précipitations mondiaux annuels et extrêmes et changements hydrologiques connexes

2.2.3 : Changements océaniques

2.2.4 : Changements dans la cryosphère

2.3 : Comprendre les causes des changements climatiques mondiaux observés

2.3.1 : Facteurs qui déterminent le climat mondial

Encadré 2.1 : L'effet de serre et les facteurs des changements climatiques

Encadré 2.2 : Sources des principaux gaz à effet de serre

Encadré 2.3 : Rétroactions positives qui amplifient les changements climatiques

2.3.2 : Variations dans les concentrations de gaz à effet de serre et modifications du forçage radiatif au cours de l'ère industrielle

2.3.2.1 : Variations dans les concentrations de gaz à effet de serre au cours de l'ère industrielle

FAQ 2.1 : Les humains sont-ils responsables de l'élévation observée du dioxyde de carbone atmosphérique?

Encadré 2.4 : Surveillance au Canada des gaz à effet de serre atmosphériques

2.3.2.2 : Modifications du forçage radiatif au cours de l'ère industrielle

2.3.3 : Variabilité climatique naturelle

Encadré 2.5 : Modes de variabilité climatique

2.3.4 : Détection et attribution des changements observés

RÉFÉRENCES



Ce chapitre offre un résumé des données probantes que le système climatique de la Terre se réchauffe, que les autres aspects du climat changent de manière consistante avec ce réchauffement et que les activités humaines sont la cause principale de ces changements.

Messages clés du chapitre

2.2: Changements observés dans le système climatique mondial

Le réchauffement du système climatique pendant l'ère industrielle est sans équivoque, fondé sur des données probantes et robustes qui proviennent d'un ensemble d'indicateurs. La température moyenne mondiale a augmenté, tout comme la vapeur d'eau atmosphérique et le contenu thermique de l'océan. La glace terrestre a fondu et s'est amincie, ce qui contribue à l'élévation du niveau de la mer, et la glace marine dans l'Arctique a été grandement réduite.

2.3: Comprendre les causes des changements mondiaux observés

Le réchauffement n'a pas été stable au fil du temps, alors que la variabilité climatique naturelle a ajouté au réchauffement causé par l'humain ou l'a réduit. Les périodes de réchauffement accrues ou réduites sont prévues sur des échelles de temps décennales et les facteurs qui causent le ralentissement du réchauffement au début du XXI^e siècle sont maintenant mieux compris. Au cours des dernières années, la température moyenne mondiale s'est considérablement réchauffée, suggérant que le ralentissement du réchauffement est maintenant terminé.

L'effet de rétention de la chaleur des gaz à effet de serre atmosphériques est bien établi. Il est *extrêmement probable*² que les activités humaines, en particulier les émissions de gaz à effet de serre, sont la principale cause du réchauffement observé depuis le milieu du XX^e siècle. Les facteurs naturels ne peuvent pas expliquer ce réchauffement observé. Qui plus est, des données probantes indiquant une influence humaine sur beaucoup d'autres changements au climat abondent également.

² Le présent rapport utilise le même langage calibré pour l'incertitude que le cinquième rapport d'évaluation du GIEC. Les cinq termes suivants sont utilisés pour exprimer le degré de confiance évalué dans les constatations selon la disponibilité, la qualité et la cohérence des preuves : très faible, faible, moyen, élevé, très élevé. Les termes suivants sont utilisés pour indiquer la probabilité évaluée d'un résultat : quasiment certain (probabilité de l'ordre de 99 % à 100 %), extrêmement probable (probabilité de l'ordre de 95 % à 100 %), très probable (probabilité de l'ordre de 90 % à 100 %), probable (probabilité de l'ordre de 66 % à 100 %), à peu près aussi probable qu'improbable (probabilité de l'ordre de 33 % à 66 %), improbable (probabilité de l'ordre de 0 % à 33 %), très improbable (probabilité de l'ordre de 0 % à 10 %), extrêmement improbable (probabilité de l'ordre de 0 % à 5 %), exceptionnellement improbable (probabilité de l'ordre de 0 % à 1 %). Ces termes sont insérés en caractères italiques dans le texte. Voir le chapitre 1 pour plus de précisions.

Résumé

Le système climatique de la Terre comprend des composants physiques qui interagissent – l’atmosphère, l’hydrosphère (l’eau sous forme liquide sur la Terre), la cryosphère (les éléments gelés), la surface terrestre, et la biosphère qui comprend tous les organismes vivants sur terre et dans l’eau. Les mesures des variables au sein de tous ces systèmes offrent des sources de données indépendantes qui confirment que le système climatique mondial se réchauffe. La consistance des signaux dans l’ensemble des nombreuses composantes du système climatique offre une situation convaincante du changement sans équivoque.

L’indicateur le plus connu pour suivre les changements climatiques est la température moyenne à la surface du globe (TMSG), estimée comme la température moyenne du monde à partir de mesures des températures à la surface des océans et des températures de l’air près de la surface au-dessus de la terre. Cette mesure a augmenté d’environ 0,85 °C (plage d’incertitude de 90 % allant de 0,65 °C à 1,06 °C) sur la période de 1880 à 2012. Chacune des trois dernières décennies (1980, 1990 et 2000) a battu des records successifs pour des températures moyennes sur dix ans. Un ralentissement du réchauffement s’est produit au début du XXI^e siècle, même si la température décennale pour les années 2000 était plus élevée que durant les années 1990. La variabilité climatique naturelle influence la TMSG sur diverses échelles de temps; par conséquent, des périodes de réchauffement réduit ou accru sur des échelles décennales sont prévues. Les causes du ralentissement du réchauffement au début du XXI^e siècle sont maintenant mieux comprises, et le ralentissement semble avoir terminé, avec les années 2015, 2016 et 2017 qui sont les années les plus chaudes enregistrées, avec une TMSG de plus de 1 °C au-dessus du niveau moyen préindustriel.

Les signaux du changement climatique sont aussi évidents dans d’autres composantes du système climatique. Le virage vers un climat mondial plus chaud en moyenne a été accompagné par une augmentation des chaleurs extrêmes et une réduction des froids extrêmes. La quantité de vapeur d’eau (humidité atmosphérique) dans l’atmosphère a *très probablement* augmenté, conformément avec la capacité de l’air chaud à retenir plus d’humidité. Non seulement l’océan s’est réchauffé à sa surface, mais il est quasiment certain que l’ensemble des couches supérieures de l’océan (jusqu’à une profondeur de 700 m) s’est réchauffé. Le niveau moyen de la mer à l’échelle mondiale s’est accru d’environ 0,19 m sur la période de 1901 à 2010 (plage d’incertitude de 90 % allant de 0,17 m à 0,21 m) comme conséquence de la dilatation de l’eau des océans en raison du réchauffement (l’eau plus chaude prend plus de volume) et de la montée de l’eau en provenance de la fonte des glaciers et des nappes glacières dans le monde. L’étendue de glace marine dans l’Arctique n’a cessé de diminuer pendant toutes les saisons, avec des diminutions plus évidentes en été et en automne.

Comprendre dans quelle mesure l’activité humaine a contribué au réchauffement observé du système climatique s’inspire également de multiples sources de données. Cela comprend des données probantes qui proviennent d’observation, d’une compréhension améliorée des processus et des rétroactions au sein du système qui détermine de quelle façon le système climatique répond aux perturbations naturelles et causées par l’humain et des modèles climatiques (voir le chapitre 3.3.1).



La capacité des gaz à effet de serre (GES) dans l'atmosphère de la Terre à absorber l'énergie thermique émise par la Terre est bien comprise. Les émissions de GES qui proviennent des activités humaines ont mené à une accumulation des niveaux de GES atmosphériques. L'élévation des niveaux de GES atmosphériques, principalement le dioxyde de carbone, a été le principal facteur du réchauffement climatique pendant l'ère industrielle. Le fort effet de réchauffement des augmentations dans les GES a été atténué dans une certaine mesure par les augmentations dans les niveaux d'aérosols atmosphériques qui ont des effets de refroidissement climatique. Les variations dans l'intensité du soleil pendant l'ère industrielle ont eu un effet de réchauffement sur le climat qui est au moins 10 fois plus petit que l'activité humaine et ne peut expliquer l'augmentation observée dans la température mondiale. Les éruptions volcaniques ont des effets de refroidissement sur le climat mondial qui peuvent durer plusieurs années, mais qui ne peuvent pas expliquer les changements à long terme de la température mondiale.

La détermination de la proportion du réchauffement climatique observée et d'autres changements climatiques qui sont attribuables à ces facteurs est une tâche complexe, puisque le système climatique ne répond pas à ces facteurs de manière directe. Pour accomplir cette tâche, les modèles climatiques (ou du système terrestre) sont des outils essentiels pour identifier les causes des changements climatiques observés. Des expériences avec ces modèles simulent la façon dont le système climatique répond aux changements du monde réel, y compris les répercussions des activités humaines, et le compare aux expériences idéalisées sans interférence humaine. En fonction d'une analyse des observations et de telles expériences, il est **extrêmement probable** que les interférences humaines, principalement les émissions de GES, sont la cause première du réchauffement climatique mondial observé depuis le milieu du XX^e siècle. Les études ont confirmé qu'il y a une contribution humaine aux changements observés dans la couche inférieure de l'atmosphère, la cryosphère et l'océan, à l'échelle mondiale.

2.1: Introduction

L'oscillation entre les périodes glaciaires froides et les périodes interglaciaires chaudes au cours des derniers deux millions d'années sur Terre témoigne de l'effet sur le climat des changements de la Terre dans la température moyenne mondiale de l'ordre de 5 °C (Jansen et coll., 2007; Masson-Delmotte et coll., 2013). De nos jours, sur des échelles centenaires, le monde s'est réchauffé d'environ 1 °C depuis le commencement de l'ère industrielle (voir la section 2.2.1), et un réchauffement additionnel est inévitable au cours de ce siècle. L'Accord de Paris, en vertu de la Convention-cadre des Nations Unies sur les changements climatiques³, a pour objectif de tenir l'augmentation dans la température moyenne mondiale bien en dessous de 2 °C au-dessus des niveaux préindustriels et poursuivre les efforts afin de limiter l'augmentation de la température à 1,5 °C. Étant donné que le réchauffement climatique nous a déjà rapprochés près de ce but, il est important de comprendre la façon dont le climat change et pourquoi. Ce chapitre offre un résumé de cette compréhension en se basant principalement sur les preuves présentées dans de multiples chapitres du Cinquième Rapport d'évaluation du Groupe 1 d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat (GIEC) (IPCC, 2013a).

Ceci est l'un des deux chapitres de ce rapport qui examine les changements climatiques à l'échelle mondiale. Ensemble, les chapitres 2 et 3 offrent un contexte des renseignements généraux pour l'évaluation des changements climatiques passés et futurs au Canada qui se retrouve aux chapitres 4 à 7. Ce contexte permet au rapport d'offrir une description complète au public canadien sur la façon dont les changements au Canada sont la manifestation de changements climatiques à l'échelle mondiale. Les renseignements généraux sur les changements climatiques et la variabilité climatique dans ce chapitre sont mentionnés dans les chapitres subséquents de ce rapport. Bien qu'il provienne principalement du Cinquième Rapport d'évaluation du GIEC, ce chapitre comprend aussi quelques études récentes pour mettre à jour les tendances pour les indicateurs clés des changements climatiques mondiaux et afin de souligner les domaines où la compréhension scientifique a avancé de manière importante depuis 2013. Ce chapitre se concentre sur les changements climatiques contemporains, couvre les périodes récentes dans le passé (d'échelles multidécennales à centenaires) pour lesquelles des relevés instrumentaux sont disponibles. Pour une évaluation récente des changements dans les climats passés sur des échelles de temps plus longues (d'échelles multicentennaires à multimillénaires) et leurs causes, les lecteurs sont référés au chapitre cinq (5) du Cinquième Rapport d'évaluation du GIEC (Masson-Delmotte et coll., 2013).

3 <https://unfccc.int/fr/process-and-meetings/the-paris-agreement/l-accord-de-paris>

2.2: Changements observés dans le système climatique mondial

Message clé

Le réchauffement du système climatique pendant l'ère industrielle est, sans équivoque, fondé sur des données probantes et robustes qui proviennent d'un ensemble d'indicateurs. La température moyenne mondiale a augmenté, tout comme la vapeur d'eau atmosphérique et le contenu thermique de l'océan. La glace terrestre a fondu et s'est amincie, ce qui contribue à l'élévation du niveau de la mer, et la glace marine dans l'Arctique a été grandement réduite.

Le système climatique mondial comprend de nombreuses composantes qui interagissent, ce qui englobe l'atmosphère, l'hydrosphère (l'eau liquide dans les océans, les lacs et les rivières, etc.), la cryosphère (neige, glace et sol gelé), la biosphère (tous les organismes vivants sur terre et dans l'eau) et la surface terrestre. Les changements à long terme qui sont compatibles avec un réchauffement général du système climatique peuvent être observés dans les diverses composantes du système. Dans cette section, les changements observés dans la température moyenne à la surface du globe (TMSG), les précipitations, la cryosphère et les océans sont examinés. Ces changements sont résumés aux chapitres 2, 3 et 4 du Cinquième Rapport d'évaluation du GIEC (Hartmann et coll., 2013; Rhein et coll., 2013; Vaughan et coll., 2013). Des observations plus récentes indiquent une continuation générale du réchauffement et des changements liés, avec une variabilité évidente d'année en année à court terme, tout comme dans le premier enregistrement climatique (Blunden et Arndt, 2017; USGCRP, 2017).

Le « climat » peut être considéré comme la moyenne, ou la prévision, de la météo et des conditions atmosphériques, terrestres et marines liées pour une région particulière. Les statistiques climatiques sont généralement calculées pour des périodes de 30 ans, comme recommandé par l'Organisation météorologique mondiale. Les « changements climatiques » font référence aux changements à long terme du climat, mesurés par les changements dans la moyenne de l'état et de sa variabilité (GIAC, 2013c). La mesure des changements climatiques nécessite par conséquent des observations à long terme des paramètres climatiques afin que les tendances à long terme puissent être distinguées des variations à plus court terme (voir la section 2.3.3).

On s'attend à ce que des changements dans la fréquence, l'intensité et la durée des extrêmes climatiques et météorologiques⁴ accompagnent un climat en changement. Ces changements peuvent avoir de grandes répercussions sur les systèmes humains et naturels. Pour quelques types d'extrêmes (p. ex. les journées et les nuits chaudes et froides), les changements dans la fréquence sont une conséquence naturelle d'un virage vers un climat plus chaud en moyenne. Pour les autres extrêmes, les facteurs sous-jacents de changements prévus sont plus compliqués et peuvent comprendre des changements dans le cycle de l'eau, les températures des océans, la circulation atmosphère-océan et d'autres facteurs.

Quantifier les changements dans de nombreux extrêmes climatiques et météorologiques est plus difficile que de quantifier les changements dans la moyenne des conditions climatiques, pour plusieurs raisons (GIEC, 2012). Par définition, les extrêmes se produisent rarement. Par conséquent, les données observationnelles qui s'étendent sur de nombreuses décennies ou plus sont nécessaires afin de calculer les statistiques adéquates à propos du taux d'incidence historique des extrêmes, mais elles sont souvent incomplètes.

4 Les extrêmes météorologiques se produisent sur des échelles de temps plus courtes (p. ex. un événement de précipitation abondante d'une courte durée) que les extrêmes de climat (p. ex. la sécheresse). Pour de plus amples détails sur la différenciation entre les extrêmes météorologiques et climatiques, se référer à GIEC (2012).

2.2.1: Changements dans les températures mondiaux annuels et les températures extrêmes

Des enregistrements à l'échelle mondiale des températures à la surface, basés sur des observations de thermomètres des températures à la surface de l'air au-dessus du sol et des mesures des températures de la surface de la mer sont disponibles depuis la fin du XIX^e siècle. D'après ces observations, divers groupes de recherche ont conçu des ensembles de données sur la température mondiale (voir la figure 2.1) par l'utilisation de différentes procédures pour le traitement des données brutes disponibles, comme le traitement des lacunes dans les observations (voir la section 2.3.3). Basée sur ces ensembles de données sur la température mondiale produite indépendamment, une meilleure estimation de la TMSG a été calculée, ce qui représente les changements terrestres et océaniques. Cette estimation montre que la TMSG a augmenté de 0,85 °C au cours de la période de 1880 à 2012 (selon une tendance linéaire, avec une incertitude allant de 0,65 °C à 1,06 °C) (Hartmann et coll., 2013). Les trois dernières décennies (de 1980 à 2010), ont été les plus chaudes enregistrées, avec le plus grand ensemble de données qui s'étend jusqu'à 1850 (voir la figure 2.1) (Hartmann et coll., 2013). Les températures mondiales au cours des trois dernières années avec des enregistrements complets (2015, 2016 et 2017) sont les trois années les plus chaudes enregistrées au niveau mondial en moyenne (OMM, 2018) à plus de 1 °C au-dessus des niveaux moyens de l'âge préindustriel (Blunden et Arndt, 2016, 2017; WMO, 2017, 2018; Hawkins et coll., 2017).

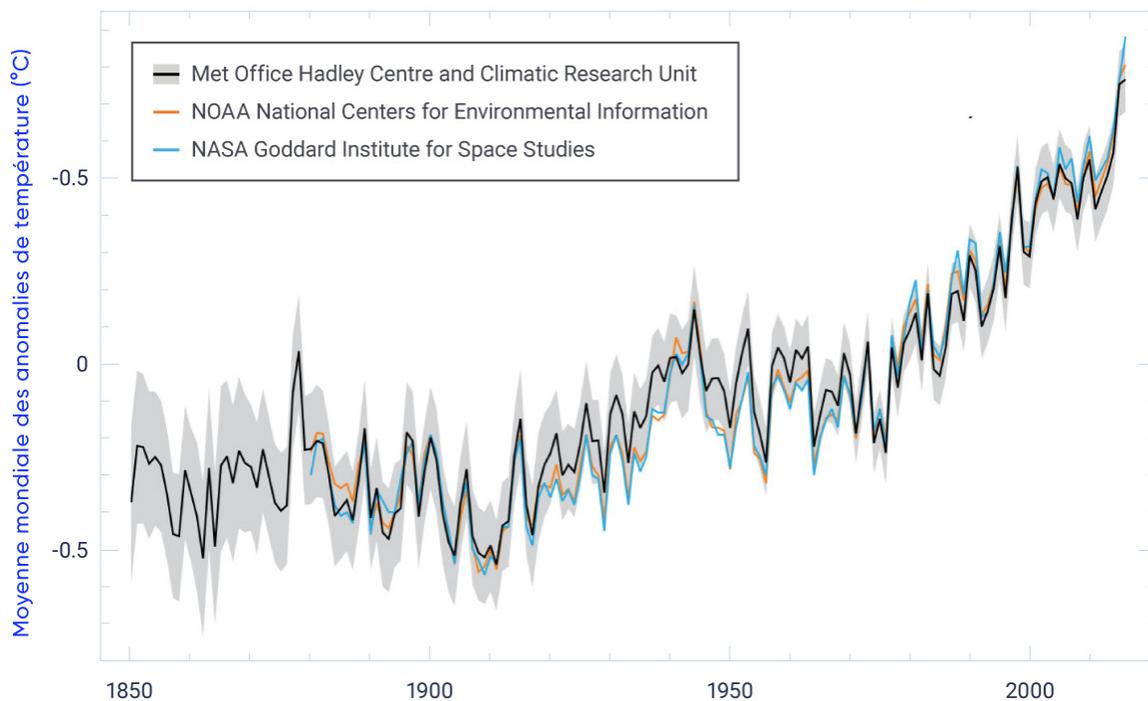


Figure 2.1: Moyenne mondiale annuelle observée des anomalies de température de surface, de 1850 à 2016

Écart (anomalie) de la température moyenne annuelle à la surface du globe par rapport à la moyenne au-dessus de la période de référence de 1961 à 1990, de trois ensembles de données. Les zones grises indiquent l'incertitude dans l'ensemble des données produit par le Met Office Hadley Centre and Climate Research Unit à la University of East Anglia, Royaume-Uni (HadCRU).

La TMSG annuelle n'a pas augmenté dans une progression linéaire constante depuis la fin du XIX^e siècle (voir la figure 2.1). Pendant plusieurs périodes, le réchauffement a été plus prononcé (p. ex. de 1900 à 1940 et à partir de 1970) ou moins prononcé (p. ex. de 1940 à 1970). Ces fluctuations proviennent des variations naturelles au sein du système climatique (variabilité climatique interne) et des forces extérieures (externes), y compris les facteurs humains (voir la section 2.3.3).

Presque l'entièreté de la Terre a subi le réchauffement sur une échelle du siècle (de 1901 à 2012). Ce réchauffement n'était pas uniforme d'une région sur Terre à une autre, en raison d'un éventail de facteurs, y compris la variabilité climatique interne et les variations régionales dans les rétroactions climatiques et l'absorption de chaleur (Hartman et coll., 2013). En général, le réchauffement a été le plus fort aux latitudes nord et plus fort sur le sol que dans les océans. Puisque le Canada a une grande masse terrestre, la majorité située à des latitudes élevées au nord, le réchauffement dans l'ensemble du Canada est environ le double de la moyenne mondiale (voir le chapitre 4, section 4.2.1).

Les températures froides et chaudes extrêmes peuvent avoir de grandes répercussions sur les systèmes humains et naturels. Basé sur des ensembles de données observationnelles multidécennales et une analyse statistique rigoureuse, le Cinquième Rapport d'évaluation du GIEC rapporte que, pour la superficie mondiale des terres dans son ensemble, le nombre de jours et de nuits chaudes⁵ a **très probablement** augmenté et le nombre de jours et de nuits froides a **très probablement** diminué au cours de la période de 1951 à 2010. Une évaluation statistique robuste des canicules et des vagues de chaleur est plus difficile. Le Cinquième Rapport d'évaluation estime, avec un **degré de confiance moyen**, que depuis le milieu du XX^e siècle, la durée et la fréquence des vagues de chaleur, y compris les canicules⁶, ont augmenté pour les superficies mondiales des terres dans leurs ensembles (Hartmann et coll., 2013). À l'échelle continentale, il est **probable** que la fréquence des vagues de chaleur a augmenté dans quelques régions de l'Europe, de l'Asie et de l'Australie au cours de cette période. Pour l'Amérique du Nord et l'Amérique centrale, on peut dire avec un **degré de confiance moyen** que les régions ayant subi des augmentations de vagues de chaleur et de canicules sont plus nombreuses que celles ayant subi des diminutions (Hartmann et coll., 2013).

2.2.2: Changements dans les précipitations mondiaux annuels et extrêmes et changements hydrologiques connexes

La hausse des températures mondiales a des répercussions sur le cycle hydrologique (de l'eau). La quantité d'humidité que l'atmosphère peut contenir augmente avec la hausse des températures (environ 7 % par degré Celsius de réchauffement). Il est **très probable** que l'humidité spécifique mondiale – une mesure de la quantité de vapeur d'eau dans l'air – près de la surface et dans la troposphère⁷ (voir la figure 2.2) a augmenté depuis les années 1970, ce qui est compatible avec la hausse de température observée au cours de cette période (Hartmann et coll., 2013).

5 Les jours et les nuits chaudes et les jours et les nuits froides sont définis à partir des températures quotidiennes lorsque les températures maximums pendant le jour et les températures pendant la nuit sont au-dessus du 90^e percentile (chaude) ou en dessous du 10^e percentile (froide).

6 Les canicules et les vagues de chaleur sont définies différemment dans la littérature, mais se réfèrent à des périodes de plusieurs jours avec des extrêmes de température élevés.

7 La troposphère est la plus basse couche de l'atmosphère de la Terre, elle s'étend de la surface à une altitude d'environ 10 km dans les latitudes moyennes (cette altitude varie selon la saison et l'emplacement).

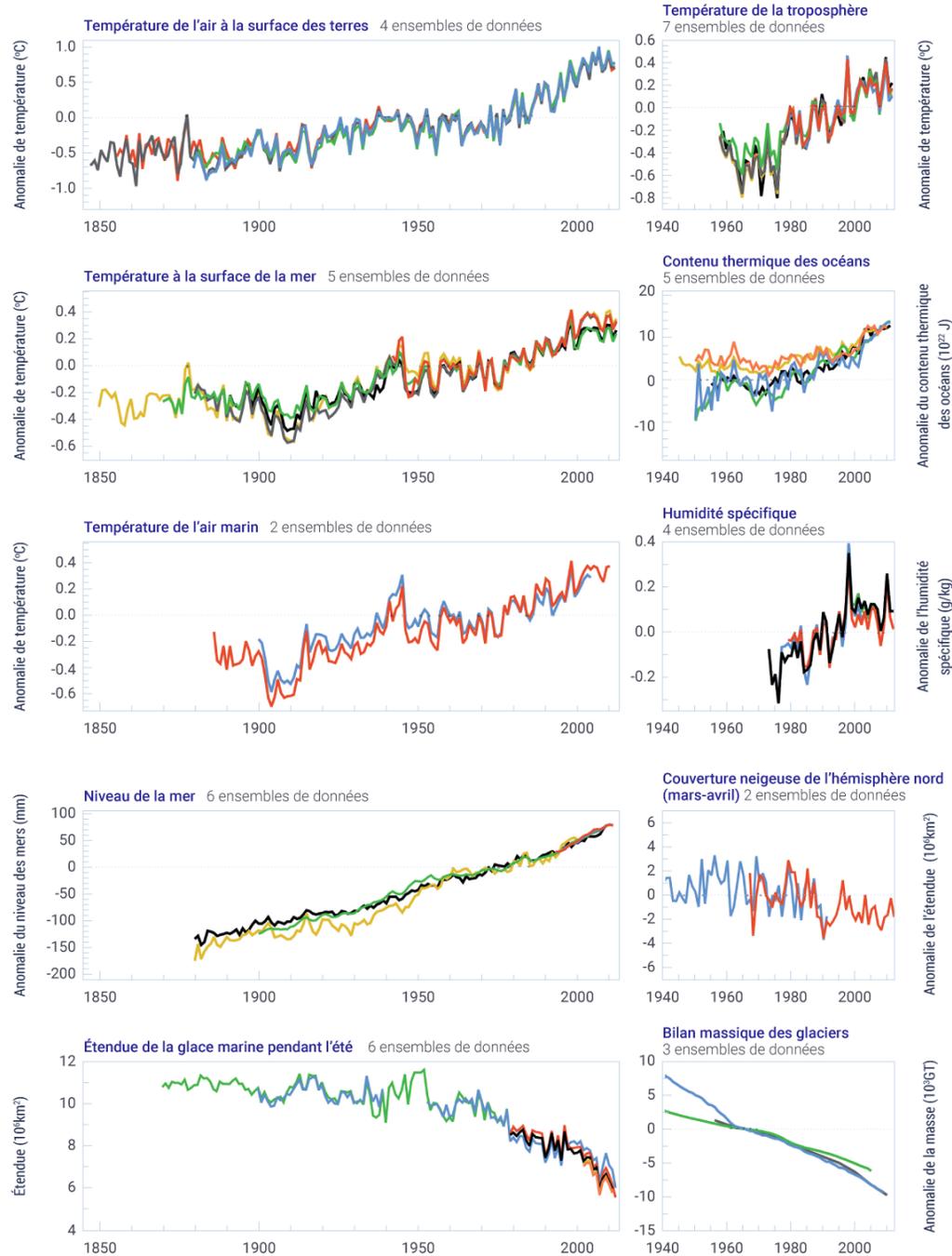


Figure 2.2: Divers indicateurs indépendants d'un climat mondial changeant

Divers indicateurs d'un climat mondial changeant provenant d'estimations calculées indépendamment. Les ensembles de données dans chaque panneau ont été normalisés à la même période d'enregistrement.

SOURCE DE LA FIGURE : HARTMAN ET COLL., 2013, FAQ 2.1, FIGURE 2. ENSEMBLES DE DONNÉES TROUVÉS DANS HARTMAN ET COLL., 2013, SUPPLEMENTARY MATERIAL SECTION 2.SM.5.

Les effets de la hausse des concentrations atmosphériques des gaz à effet de serre (GES) sur le cycle hydrologique et les précipitations sont plus complexes que pour la température. Les précipitations varient considérablement sur le temps et l'espace, de manière plus importante que la température. Les tendances des précipitations à long terme sont plus courtes, en comparaison avec l'éventail de la variabilité des précipitations, que les tendances relatives à l'éventail de la variabilité de la température. Par conséquent, une plus grande densité des stations de surveillance avec de grands enregistrements des précipitations est nécessaire pour une évaluation robuste des tendances des précipitations à comparer du cas de la température. En raison d'un manque de données, il y a un *degré de confiance faible* dans les estimations des changements de précipitations sur les terres à l'échelle mondiale avant 1951 et un *degré de confiance moyen* par la suite. La moyenne annuelle des précipitations pour les superficies mondiales des terres a légèrement augmenté au cours de la période de 1901 à 2008 et différents ensembles de données varient dans l'ampleur des changements observés (Hartmann et coll., 2013). Il reste difficile de déterminer les tendances à long terme dans les précipitations pour les océans mondiaux. À l'échelle régionale, la moyenne des précipitations annuelles pour la superficie des terres à la latitude moyenne dans l'hémisphère nord montre une hausse générale probable depuis 1901 avec un *degré de confiance moyen* avant 1951 et un *degré de confiance élevé* après cette date (Hartmann et coll., 2013). Les changements dans les précipitations dans l'ensemble du Canada sont abordés au chapitre 4.

Alors que le réchauffement climatique a amené plus d'humidité disponible dans l'atmosphère, cette humidité atmosphérique additionnelle peut mener à une intensité augmentée des épisodes de précipitations extrêmes qui varient par emplacements. Les changements observés dans les précipitations extrêmes sont généralement plus grands que ceux dans le total des précipitations annuelles. À l'échelle mondiale, les pluies extrêmes sur les terres, mesurées comme le nombre d'épisodes de précipitations abondantes, ont probablement augmenté dans plus de régions qu'elles n'ont diminué depuis les années 1950. Il y a une grande variabilité dans les régions et entre les saisons, mais le degré de confiance le plus élevé dans les résultats observés est pour le centre de l'Amérique du Nord, où il y avait une tendance *très probable* vers des épisodes de précipitations plus fortes depuis les années 1950 (Harman et coll., 2013).

Bien que des changements dans les tendances de précipitations soient susceptibles de contribuer aux changements dans les sécheresses et les inondations, il y a un *degré de confiance faible* dans les tendances mondiales pour ces deux catastrophes (Hartmann et coll., 2013). Par contre, les tendances à l'échelle régionale sont évidentes dans quelques régions, avec une hausse probable dans la fréquence et l'intensité des sécheresses dans la Méditerranée et l'Afrique de l'Ouest et une diminution probable dans le centre de l'Amérique du Nord (principalement au centre des États-Unis, mais comprend des parties du sud du Canada) depuis les années 1950. Les perspectives sur les changements dans la fréquence et la magnitude des sécheresses et des inondations dans un contexte canadien sont fournies dans le chapitre 6 (voir aussi le chapitre 4, section 4.4 pour une discussion de l'inondation de 2013 en Alberta).

2.2.3: Changements océaniques

Un grand nombre de changements observés au cours du siècle dernier offre des données probantes sur le réchauffement de l'océan mondial (Rhein et coll., 2013) (voir la figure 2.2). Des estimations complètes des températures mondiales moyennes dans les couches supérieures de l'océan (jusqu'à une profondeur de 700 m) révèlent que le réchauffement depuis le début des années 1970 est quasiment certain. Le réchauffement mondial moyen pour la couche supérieure de 75 m de l'océan au cours de la période de 1971 à 2012 était estimé à 0,11 °C (plage d'incertitude de 90 % allant de 0,09 °C à 0,13 °C) par décennie. Il y a une incertitude plus élevée dans les mesures des températures des océans avant 1971 en raison, en partie, du manque d'observations, mais le Cinquième Rapport d'évaluation du GIEC rapporte que le réchauffement mondial moyen (0-700 m) de 1870 à 1971 était probable. Le réchauffement a aussi été observé plus en profondeur dans les océans, même si les tendances ne sont pas aussi fortes. Le Cinquième Rapport d'évaluation du GIEC rapporte que la hausse du contenu thermique de l'océan (chaleur absorbée qui a été emmagasinée dans l'océan; voir la figure 2.2) compte pour environ 90 % de l'énergie accumulée mondialement au cours de la période de 1971 à 2010 (*degré de confiance élevé*). Cette accumulation d'énergie dans l'océan est une preuve solide de l'excès d'énergie dans le système terrestre, avec moins d'énergie qui quitte le système de la Terre que d'énergie qui entre (voir la section 2.3.1; Rhein et coll., 2013). En plus d'absorber la chaleur en excès, les océans de la Terre absorbent aussi le dioxyde de carbone (CO₂) en excès à partir de l'atmosphère ce qui augmente leur acidité (voir le chapitre 7, section 7.6.1).

Le niveau mondial des mers augmente principalement en conséquence de l'augmentation des niveaux d'eau de l'océan en raison du réchauffement (expansion thermique) et de l'eau des glaces terrestres (glaciers et nappes glacières) qui rejoint l'océan par la fonte ou l'écoulement de glace accru. Les enregistrements des marégraphes dans le monde et, plus récemment, les données altimétriques fournies par satellite indiquent que la moyenne mondiale du niveau des mers augmente depuis la fin du XIX^e siècle (voir la figure 2.2). Le niveau a augmenté d'environ 0,19 m (plage d'incertitude de 90 % allant de 0,17 m à 0,21 m), selon une tendance linéaire au cours de la période de 1901 à 2012 et le taux de cette augmentation du niveau de la mer a probablement augmenté depuis le début du XX^e siècle (Rhein et coll., 2013).

L'élévation mondiale du niveau des mers et l'augmentation du contenu thermique des océans sont des fortes preuves d'un réchauffement mondial. Les influences de ces changements mondiaux sur les océans qui entourent le Canada sont détaillées au chapitre 7.

2.2.4: Changements dans la cryosphère

La cryosphère réfère aux parties de la Terre avec des températures suffisamment froides pour que l'eau gèle. Cela comprend la neige, la glace marine et la glace terrestre (glaciers et calottes glaciaires), la glace d'eau douce (glace de lac et de rivière), le pergélisol et le gélisol saisonnier. Le Cinquième Rapport d'évaluation du GIEC a évalué les changements dans la cryosphère dans le monde et a constaté, avec un *degré de confiance très élevé*, que presque tous les glaciers dans le monde ont continué à diminuer et que les Inlandsis du Groenland (*degré de confiance très élevé*) et de l'Antarctique (*degré de confiance très élevé*) ont perdu de la masse (basé sur deux décennies de données) (Vaughan et coll., 2013). Le Cinquième Rapport d'évaluation du GIEC a rapporté que, au cours de la période de 2003 à 2009, les plus grandes pertes des glaciers provenaient des glaciers en Alaska, dans le sud des Andes, dans les montagnes asiatiques, dans la périphérie de la calotte glacière du Groenland et dans l'Arctique canadien (Vaughan et coll., 2013).



L'on peut affirmer, avec un *degré de confiance très élevé*, que l'étendue de la glace marine dans l'Arctique (la nouvelle glace nouvellement formée et la glace pluriannuelles) s'est réduite au cours de la période de 1979 à 2012 et que des réductions se sont produites toutes les saisons, mais qu'elles étaient plus prononcées l'été et l'automne (*degré de confiance élevé*). La moyenne annuelle de l'étendue de glace marine dans l'Arctique a *très probablement* diminué à un taux de 3,5 % à 4,1 % par décennie sur cette période. L'étendue de la glace des mers de l'Antarctique a *très probablement* augmenté au cours de la même période à un taux de 1,2 % à 1,8 % par décennies. Les causes de la variation dans les propriétés et les tendances de la glace de l'Antarctique restent moins connues que celles pour l'Arctique. L'Organisation météorologique mondiale (2018) rapporte que, depuis l'augmentation rapportée en 2013, l'étendue de glaces des mers de l'Antarctique était à de bas niveaux records ou s'en rapprochait tout au long de 2017. L'on peut également affirmer, avec un *degré de confiance très élevé*, que l'étendue de la couverture neigeuse a diminué dans l'hémisphère nord (en particulier le printemps), et avec un *degré de confiance élevé* que les températures du pergélisol ont augmenté dans la plupart des régions depuis les années 1980, ce qui est lié au réchauffement régional. Globalement, la perte nette dans la masse de glace provenant de la cryosphère mondiale (en raison des changements dans les glaciers, les calottes glaciaires, les couvertures de neige, l'étendue de glace des mers, la période de fonte et l'épaisseur de la glace) est la preuve du fort réchauffement à de hautes latitudes (voir la figure 2.2) (Vaughan et coll., 2013). De plus amples détails sur ces changements et les implications selon une perspective canadienne se retrouvent dans le chapitre 5.

Résumé de la section

En résumé, ces changements documentés dans l'atmosphère, les océans et la cryosphère depuis la fin du XIX^e siècle (voir la figure 2.2), ainsi que des changements additionnels documentés dans le Cinquième Rapport d'évaluation du GIEC, offrent un portrait fort et cohérent d'une planète qui se réchauffe, fondé sur de multiples sources de données indépendantes. Pour cette raison, le réchauffement du système climatique est robustement démontré; c'est-à-dire qu'il est sans équivoque.

2.3: Comprendre les causes des changements climatiques mondiaux observés

Message clé

Le réchauffement n'a pas été stable au fil du temps, alors que la variabilité climatique naturelle a ajouté au réchauffement causé par l'humain ou l'a réduit. Les périodes de réchauffement accrues ou réduites sont prévues sur des échelles de temps décennales et les facteurs qui causent le ralentissement du réchauffement au début du XXI^e siècle sont maintenant mieux compris. Au cours des dernières années, la température moyenne mondiale s'est considérablement réchauffée, suggérant que le ralentissement du réchauffement est maintenant terminé.

Message clé

L'effet de rétention de la chaleur des gaz à effet de serre atmosphériques est bien établi. Il est **extrêmement probable** que les activités humaines, en particulier les émissions de gaz à effet de serre, sont la principale cause du réchauffement observé depuis le milieu du XX^e siècle. Les facteurs naturels ne peuvent pas expliquer ce réchauffement observé. Qui plus est, des données probantes indiquant une influence humaine sur beaucoup d'autres changements au climat abondent également.

2.3.1: Facteurs qui déterminent le climat mondial

Les scientifiques ont compris le fonctionnement de base du climat de la Terre depuis près de 200 ans. Des études au XIX^e siècle ont déjà identifié le rôle clé de l'atmosphère de la Terre et du CO₂ dans la hausse de la température de la planète (Fourier, 1827; Tyndall, 1859; Arrhenius, 1896). Les composantes de base du système climatique, y compris les facteurs qui déterminent le climat et qui peuvent entraîner les changements climatiques, ont été comprises dans toutes les évaluations majeures du GIEC comme étant des renseignements généraux essentiels (GIAC, 1990, 1996, 2001, 2007, 2013a).

Le climat à long terme et la température moyenne de la Terre sont régulés par un équilibre entre l'énergie qui provient du soleil (sous la forme de rayonnement à courtes longueurs d'onde) et d'énergie qui quitte la Terre (sous la forme de rayonnement à grandes longueurs d'onde) (voir l'encadré 2.1). Quand cet équilibre est perturbé de manière persistante, la température mondiale s'élève ou chute. Les facteurs qui dérangent cet équilibre sont appelés « facteurs climatiques » ou « agents de forçage climatique », ce qui évoque leur influence dans le forçage du climat vers des conditions plus chaudes ou plus froides.

Leur effet sur l'équilibre d'énergie de la Terre est appelé « forçage radiatif », qui se définit comme le changement net dans l'équilibre d'énergie du système terrestre en raison de la perturbation externe. La force du forçage radiatif est mesurée en unités de watts par mètre carré (W/m^2). Le forçage radiatif positif indique que l'excès d'énergie est retenu dans le système climatique – il y a moins d'énergie qui quitte le système qu'il n'en rentre – ce qui entraîne un climat plus chaud, alors qu'un forçage radiatif négatif indique que plus d'énergie quitte le système qu'il n'en rentre ce qui entraîne un climat plus froid (Le Treut et coll., 2007; Cubasch et coll., 2013). Le forçage radiatif offre un moyen utile de comparer et de classer l'influence des différents facteurs climatiques.

Les facteurs climatiques peuvent être naturels ou anthropiques – découlant des activités humaines. Le fait que la température moyenne et le climat de la Terre ont varié de manière importante sur le temps géologique indique que les facteurs naturels ont varié dans le passé. Sur des échelles de temps plus courtes de décennies et de siècles, les principaux facteurs climatiques sont les changements dans l'irradiation solaire, les éruptions volcaniques, les changements dans la composition atmosphérique et les changements à la superficie terrestre. Ces deux derniers sont influencés par les activités humaines. La façon dont les changements dans ces facteurs climatiques influencent le rayonnement incident et sortant est décrite ci-dessous.

Encadré 2.1 : L'effet de serre et les facteurs du changement climatique

Le système climatique de la Terre est alimenté par l'énergie du soleil qui atteint la Terre sous la forme de la lumière du soleil. Une partie du rayonnement solaire est reflété dans l'espace, mais le reste est absorbé par l'atmosphère et la surface de la Terre, ce qui réchauffe la planète. La Terre se refroidit en émettant un rayonnement vers l'espace à un taux qui dépend de la température sur la Terre. Puisque la Terre est plus froide que le soleil, elle émet un rayonnement infrarouge dans la partie à faible énergie et à grandes longueurs d'onde du spectre de l'énergie (rayonnement infrarouge, invisible à l'œil humain), alors que le soleil émet principalement un rayonnement à haute énergie et à courtes longueurs d'onde (lumière visible et ultraviolette).

La température moyenne de la Terre est déterminée par l'équilibre global entre la quantité absorbée d'énergie incidente (sous forme de lumière) du soleil et la quantité d'énergie sortante (sous forme d'énergie infrarouge) de la Terre à l'espace. Seulement une partie de l'énergie incidente qui vient du soleil est utilisée pour réchauffer la Terre, puisqu'une partie est reflétée par l'atmosphère et la surface de la Terre. Environ deux tiers de l'énergie solaire incidente (environ $240 W/m^2$) est absorbés et utilisés pour réchauffer la planète (Hartman et coll., 2013). Une partie du rayonnement infrarouge sortant (rayonnement thermique) est absorbé et réémis par les nuages et les GES dans la couche inférieure de l'atmosphère. Ce processus est connu sous le nom d'effet de serre et il entraîne la chaleur emmagasinée dans la couche inférieure de l'atmosphère ce qui réchauffe la surface de la Terre. Les GES qui se produisent naturellement dans l'atmosphère – principalement la vapeur d'eau et le CO_2 venant de sources naturelles – produisent un effet de serre naturel qui élève la moyenne de la température à la surface de la Terre d'environ -16 °C à $+15\text{ °C}$ (Lacis et coll., 2010). Cette température plus élevée crée des conditions favorables à la vie sur Terre et augmente aussi le flux de chaleur de la Terre à l'espace (jusqu'à environ $240 W/m^2$) afin qu'il équilibre le flux venant de l'énergie solaire.

Dans un climat stable, la température moyenne mondiale reste relativement constante en raison de cet équilibre entre l'énergie incidente ou sortante. Par contre, l'équilibre de l'énergie de la Terre peut être perturbé. Les facteurs qui perturbent cet équilibre et entraînent un réchauffement ou un refroidissement du climat sont appelés facteurs climatiques ou agents de forçage climatique. Les facteurs climatiques peuvent être naturels ou causés par les humains. Ils peuvent perturber l'équilibre de l'énergie de la Terre en 1) changeant la quantité de rayonnement solaire incident; 2) changeant l'albédo de la Terre, c'est-à-dire la quantité de rayonnement solaire incident reflété par la surface et l'atmosphère de la Terre; et 3) changeant la quantité de rayonnement infrarouge en changeant la composition de l'atmosphère (voir la figure 2.3).

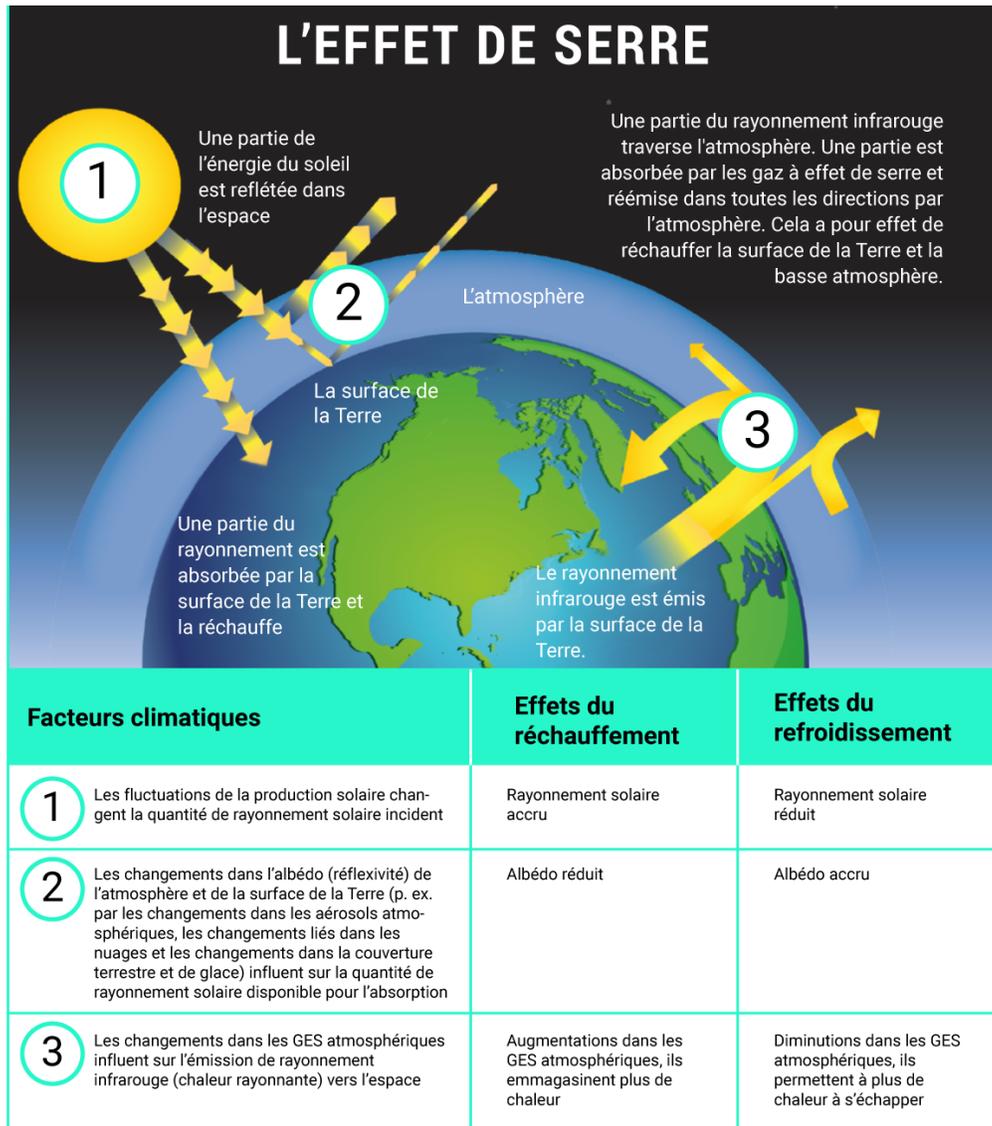


Figure 2.3: L'effet de serre et les principaux facteurs du changement climatique

Le soleil est la source d'énergie de la Terre (1). Une partie de l'énergie du soleil est reflétée dans l'espace (2), mais le reste est absorbé par l'atmosphère, les terres et les océans et réémis comme rayonnement à grandes longueurs d'onde (chaleur rayonnante). Une partie de cette chaleur rayonnante est absorbée et puis réémise par les gaz à effet de serre dans la couche inférieure de l'atmosphère ce qui emmagasine la chaleur dans celle-ci et réduit la quantité qui est envoyée dans l'espace. Ce processus est connu sous le nom d'effet de serre (3). Changements à la quantité de rayonnement solaire incident (1), la quantité de lumière solaire reflétée (2) et la capacité d'emmagasiner de la chaleur de l'atmosphère (3) entraînent le réchauffement du climat ou son refroidissement. Les facteurs qui entraînent de tels changements sont appelés facteurs climatiques ou agents de forçage climatique.

SOURCE DE LA FIGURE : PANNEAU SUPÉRIEUR : L'ACADÉMIE NATIONALE DES SCIENCES ET SOCIÉTÉ ROYALE (2014).

L'irradiation solaire, la force du rayonnement solaire reçu à la surface de la Terre, fluctue par une petite quantité sur un cycle solaire d'environ 11 ans et ces fluctuations peuvent expliquer les variations de la température mondiale jusqu'à environ 0,1 °C entre les parties les plus fortes et les plus faibles du cycle. De petites tendances multidécennales (qui augmentent et diminuent) dans l'irradiation solaire peuvent aussi se produire avec des effets tout aussi petits sur le climat mondial (Masson-Delmotte et coll., 2013).

Les éruptions volcaniques éjectent périodiquement de larges volumes de gaz et de poussières dans la stratosphère (couche supérieure de l'atmosphère). Les aérosols sulfatés (petites particules aéroportées) qui se forment à partir de ces gaz reflètent le rayonnement solaire et par conséquent provoquent un effet refroidissant⁸. Puisque les éruptions volcaniques sont épisodiques et que les aérosols sulfatés restent dans la stratosphère pour seulement quelques années, les effets refroidissants sont de courte durée. L'effet de refroidissement mondial des larges éruptions volcaniques, comme l'éruption du mont Pinatubo aux Philippines en 1991, est clairement évident dans l'enregistrement de la température mondiale (voir la section 2.3.3 et la figure 2.9).

Les activités humaines influent sur la réflectivité de la Terre (albédo) en changeant la composition atmosphérique et la surface terrestre. Par exemple, la combustion des combustibles fossiles émet une variété de polluants, en plus des GES, dans la couche inférieure de l'atmosphère, où ils forment des aérosols de compositions chimiques diverses. Ces aérosols peuvent soit refléter ou absorber le rayonnement solaire et sont des facteurs importants des changements climatiques. Les aérosols dans la couche inférieure de l'atmosphère servent aussi comme particules sur lesquelles la vapeur d'eau peut se condenser pour former des nuages (noyaux de condensation des nuages). Les changements dans les concentrations d'aérosols peuvent par conséquent provoquer des changements dans les propriétés des nuages qui, à leur tour, peuvent influencer sur l'albédo de la Terre. Bien que les interactions entre les aérosols et les nuages soient complexes et comprennent plusieurs processus différents, une augmentation dans les concentrations en aérosol est connue pour produire des nuages plus clairs qui reflètent plus de rayonnement solaire ce qui provoque un effet refroidissant. Les modifications humaines de la surface terrestre ont aussi tendance à augmenter l'albédo. Quand les terres forestières sont défrichées pour la culture, cela a aussi tendance à produire des surfaces terrestres plus réfléchissantes (Le Treut et coll., 2007; Cubasch et coll., 2013).

Les changements dans l'irradiation solaire, les éruptions volcaniques et les changements dans l'albédo influent l'équilibre de l'énergie de la Terre en modifiant la quantité d'énergie incidente disponible pour réchauffer la Terre, mais les principaux facteurs de la quantité de chaleur qui quitte la Terre sont les changements à la composition chimique de l'atmosphère. Bien que les gaz les plus abondants dans l'atmosphère de la Terre – l'azote (78 %) et l'oxygène (21 %) – soient transparents au rayonnement sortant à grandes longueurs d'onde, ce qui permet à la chaleur de s'échapper vers l'espace, quelques gaz à l'état de trace absorbent le rayonnement à grandes longueurs d'onde ce qui crée l'effet de serre et ils sont appelés GES (voir l'encadré 2.1). Les GES ont des sources naturelles et humaines. Les principaux GES sont la vapeur d'eau, le CO₂, le méthane (CH₄), l'ozone (O₃), l'oxyde nitreux (N₂O) et les groupes de composés chimiques synthétiques appelés halocarbures (voir l'encadré 2.2). Les changements aux concentrations atmosphériques de GES influent la transparence de l'atmosphère à la chaleur sortante. Les GES individuels se différencient dans leur capacité à emmagasiner la chaleur et la plupart sont des GES plus puissants que le CO₂. Par contre, le CO₂ est de loin le GES (Myhre et coll., 2013) le plus abondant, à l'exception de la vapeur d'eau. L'accumulation de GES atmosphérique a réduit la perte de chaleur vers l'espace et est, par conséquent, un forçage radiatif positif avec un effet de réchauffement sur le système climatique (Le Treut et coll., 2007; Cubasch et coll., 2013).

8 Les volcans émettent aussi du CO₂, un GES, mais l'effet climatique du CO₂ volcanique est faible (Myhre et coll., 2013).

Encadré 2.2: Sources des principaux gaz à effet de serre

Les principaux gaz à effet de serre (GES) ont des sources naturelles et anthropiques – proviennent des activités humaines – à l'exception du groupe de GES appelé halocarbures qui sont fabriquées par l'humain. Puisque les sources anthropiques ajoutent des émissions à l'atmosphère à des taux supérieurs aux processus naturels qui peuvent les absorber, les niveaux atmosphériques de GES s'accumulent.

Dioxyde de carbone

Le dioxyde de carbone (CO_2), ainsi que le méthane (CH_4), fait partie du cycle du carbone de la Terre qui implique le mouvement du carbone dans l'atmosphère, les terres, les océans et les êtres vivants. Le CO_2 entre dans l'atmosphère à partir d'une variété de sources naturelles, en particulier à la suite de la respiration végétale et animale, et est retiré de l'atmosphère par la photosynthèse des plantes et l'absorption par les océans. Les principales sources anthropiques de CO_2 sont la combustion de combustibles fossiles qui contiennent du carbone (charbon, pétrole et gaz naturel) et la déforestation ou le défrichement. Le défrichement peut inclure l'action de brûler les arbres et d'autres végétaux, ce qui relâche immédiatement du CO_2 , ou laisser la végétation coupée se décomposer ce qui relâche lentement du CO_2 . La fabrication du ciment est une autre importante source puisqu'elle comprend le chauffage du calcaire (carbonate de calcium), le principal composant du ciment, dans un processus qui relâche du CO_2 .

Méthane

Les principales sources de CH_4 – un GES qui contient du carbone – sont la décomposition de matières organiques par des micro-organismes dans des conditions de faible teneur en oxygène. Les terres humides sont de loin la plus grande source naturelle de CH_4 . Les sources anthropiques comprennent les rizières, les sites d'enfouissement et les eaux d'égout; la fermentation dans les intestins des animaux ruminants; et les terres humides artificielles. Comme d'autres polluants, le CH_4 est aussi produit lorsque les combustibles fossiles et les arbres brûlent avec une teneur en oxygène insuffisante pour que la combustion soit complète. Il peut aussi avoir une fuite ou une décharge de méthane dans l'atmosphère à partir des sources géologiques, surtout pendant l'extraction, le traitement et le transport des combustibles fossiles bien que des fuites naturelles aient aussi lieu.

Oxyde de diazote

L'oxyde de diazote (N_2O) fait partie du cycle de l'azote de la Terre. Les sources anthropiques sont principalement liées à l'utilisation de fertilisants synthétiques à base d'azote et de fumier pour améliorer la productivité et la culture de certaines espèces qui améliore la fixation biologique de l'azote. Ces sources ont ajouté des quantités importantes d'azote réactives dans les écosystèmes de la Terre, certains d'entre eux qui sont convertis en N_2O et diffusés dans l'atmosphère. Une partie du N_2O est aussi diffusée dans l'atmosphère pendant la combustion des combustibles fossiles et de la biomasse (p. ex. combustibles à base d'arbres ou de bois) et de quelques sources industrielles.

Halocarbures

Les halocarbures sont un groupe de composés chimiques synthétiques qui contient un halogène (p. ex. le fluor, le chlore et le brome) et du carbone. Il y a un éventail de sources industrielles.

Vapeur d'eau

La vapeur d'eau est le plus important GES qui se produit naturellement. Les activités humaines n'influencent pas directement la quantité de vapeur d'eau dans l'atmosphère de façon significative. Par contre, la quantité de vapeur d'eau dans l'atmosphère change avec la température et les changements dans la vapeur d'eau sont considérés comme une rétroaction dans le système climatique (voir l'encadré 2.3).

Déterminer la contribution relative des différents agents de forçage qui perturbent l'équilibre de l'énergie de la Terre offre une évaluation de premier ordre utile des causes des changements climatiques observés (voir la section 2.2). Par contre, le système climatique ne répond pas de manière directe aux changements dans le forçage radiatif. Une perturbation initiale peut déclencher des rétroactions dans le système climatique qui altère la réponse. Ces rétroactions climatiques peuvent amplifier l'effet du forçage initial (rétroaction positive) ou les atténuer (rétroaction négative). Par conséquent, les rétroactions positives dans le système climatique sont une cause de préoccupation puisqu'elles amplifient le réchauffement d'un forçage positif initial, par exemple, les augmentations dans les concentrations atmosphériques de GES.

Il y a un grand nombre de rétroactions dans le système climatique, opérant sur un grand éventail d'échelles du temps, allant des heures aux siècles (Cubasch et coll., 2013; voir, en particulier, la figure 1.2 et le texte associé dans cette référence). D'importantes rétroactions positives qui ont contribué au réchauffement au cours de l'ère industrielle comprennent la rétroaction sur la vapeur d'eau (vapeur d'eau, un fort GES, qui augmente avec le réchauffement climatique) et la rétroaction de l'albédo de la neige et de la glace (la neige et la glace diminuent avec le réchauffement climatique ce qui diminue l'albédo) (voir l'encadré 2.3). L'on peut affirmer, avec un *degré de confiance très élevé*, que la rétroaction nette – c'est-à-dire la somme des rétroactions importantes qui opèrent sur des échelles de siècles – est positive ce qui amplifie le réchauffement mondial (Flato et coll., 2013; Fahey et coll., 2017). On s'attend à ce que certaines rétroactions deviennent de plus en plus importantes alors que le réchauffement climatique continue pendant ce siècle et par la suite. Cela comprend les rétroactions qui changent la rapidité à laquelle les terres et les océans peuvent absorber le CO₂ de l'atmosphère et ceux qui peuvent mener à des émissions additionnelles de CO₂ et d'autres GES comme la fonte du pergélisol (Ciais et coll., 2013; Fahey et coll., 2017) (voir le chapitre 5, section 5.6).

Encadré 2.3: Rétroactions positives qui amplifient les changements climatiques

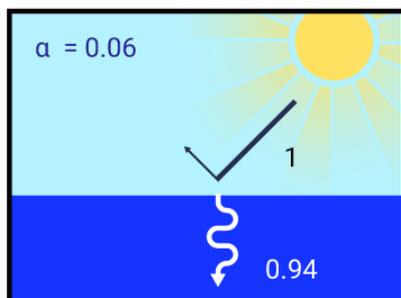
La rétroaction de la vapeur d'eau

La vapeur d'eau est un gaz à effet de serre (GES), puisqu'il absorbe le rayonnement sortant à grandes longueurs d'onde (rayonnement thermique) de la Terre. Au contraire d'autres GES, comme le dioxyde de carbone (CO₂) et le méthane, les niveaux de vapeur d'eau dans l'atmosphère ne peuvent pas être contrôlés ou modifiés directement par les activités humaines. À la place, la quantité de vapeur d'eau dans l'atmosphère est une fonction de la température de l'atmosphère. Il y a une limite physique à la quantité de vapeur d'eau que l'air peut contenir à une température donnée, avec l'air chaud qui a la capacité à contenir plus d'humidité que l'air froid. Pour chaque degré Celsius additionnel dans la température de l'air, l'atmosphère peut contenir environ 7 % plus de vapeur d'eau. Lorsque l'air devient saturé de vapeur d'eau, la vapeur d'eau se condense et tombe sous forme de pluie ou de neige ce qui signifie que la vapeur d'eau ne reste pas longtemps dans l'atmosphère. Lorsqu'un agent de forçage externe, comme les augmentations de CO₂ atmosphérique, provoque un réchauffement climatique, l'augmentation de la température augmente l'évaporation de l'eau à la surface de la Terre et augmente les concentrations de vapeur d'eau atmosphérique. Cette vapeur d'eau augmentée, à son tour, amplifie le réchauffement du forçage initial causé par le CO₂. Par conséquent, la vapeur d'eau offre une rétroaction climatique forte et positive en réponse aux changements amorcés par les émissions humaines de GES (Boucher et coll., 2013).

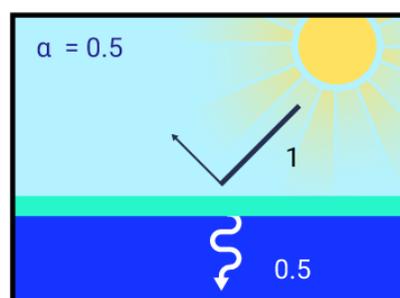
La rétroaction de l'albédo de la neige et de la glace

La neige et la glace sont des surfaces brillantes et hautement réfléchives. Alors que l'eau libre reflète seulement 6 % du rayonnement solaire incident et absorbe le reste, la glace des mers recouverte de neige réfléchit près de 90 % du rayonnement incident. Cette valeur diminue de 40 % à 70 % pendant la saison de la fonte en raison des étangs de fonte à la surface de la glace (voir la figure 2.4; Perovich et coll., 1998; Perovich et coll., 2007). Le réchauffement climatique réduit la quantité de neige et de glace qui couvre la Terre ce qui réduit l'albédo de la Terre (réflexibilité). Des surfaces terrestres et aquatiques plus sombres exposées par la neige et la glace fondues absorbent plus de rayonnement solaire incident, ce qui ajoute plus de chaleur au système climatique et amplifie le réchauffement initial ce qui, à son tour, fait fondre plus de neige et de glace. L'absorption augmentée de l'énergie solaire sur les océans est particulièrement importante, puisque cette chaleur additionnelle doit être dissipée à l'automne avant que la glace puisse se former à nouveau ce qui par conséquent ralentit la date du gel. Cette rétroaction climatique positive est particulièrement importante dans l'hémisphère nord, où le déclin dans le manteau neigeux et la glace des mers de l'océan Arctique est grand (voir le chapitre 5, sections 5.2 et 5.3). En combinaison avec d'autres rétroactions qui comprennent l'océan, l'atmosphère et les nuages, la rétroaction de l'albédo de la neige et la glace, elles expliquent pourquoi les températures dans l'ensemble de l'Arctique se sont réchauffées à près du double du taux du reste de la planète (Overland et coll., 2017; Pithan et Mauritsen, 2014; Serreze et Barry, 2011).

I. Océan libre de glace



II. Glace vive



III. Glace avec neige

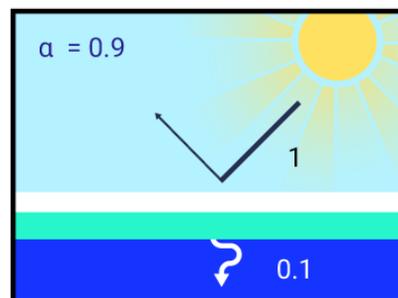


Figure 2.4: La neige et la glace changent l'albédo de la Terre

L'albédo est une quantité sans unité qui indique dans quelle mesure une surface réfléchit l'énergie solaire. L'albédo (α) varie de 0 à 1 avec 0 qui représente une surface noire qui absorbe 100 % de l'énergie et 1 qui représente une surface blanche qui réfléchit 100 % de l'énergie. La présence de la glace, et dans une plus grande mesure de l'étendue de glace couverte par la neige, sur des surfaces sombres (comme les océans) augmente l'albédo.

SOURCE DE LA FIGURE : NATIONAL SNOW AND ICE DATA CENTER. THERMODYNAMICS : ALBEDO; DANS ALL ABOUT SEA ICE; NATIONAL SNOW AND ICE DATA CENTER. [HTTPS://NSIDC.ORG/CRYOSPHERE/SEAICE/PROCESSES/ALBEDO.HTML](https://nsidc.org/cryosphere/seaice/processes/albedo.html) [10 JUILLET 2018]

Résumé de la section

En résumé, les facteurs principaux du climat de la Terre sont par conséquent bien connus tout comme les propriétés radiatives et les effets d'emmagasinage de la chaleur des GES dans l'atmosphère de la Terre. La première évaluation scientifique réalisée par le groupe de travail 1 du GIEC (GIEC, 1990) a commencé avec l'énoncé que « nous sommes certains qu'il y a un effet de serre naturel qui garde déjà la Terre plus chaude qu'elle ne devrait l'être » et « nous sommes certains que les émissions qui proviennent des activités humaines augmentent de manière importante les concentrations atmosphériques de GES et ces augmentations amélioreront l'effet de serre ce qui entraînera en moyenne un réchauffement supplémentaire de la surface de la Terre. » Les connaissances scientifiques ont énormément grandi dans les années suivant cette évaluation, alors que les scientifiques continuent d'approfondir leur compréhension de la multitude de processus au sein des composantes du système climatique et les interactions parmi ces composantes qui influent la réponse du système climatique aux facteurs climatiques. Par contre, la relation fondamentale entre les augmentations en GES et le réchauffement du climat est bien établie.

2.3.2: Variations dans les concentrations de gaz à effet de serre et modifications du forçage radiatif au cours de l'ère industrielle

L'ère industrielle réfère à la période dans l'histoire qui commence autour du XVIII^e siècle et qui continue aujourd'hui, marquée par l'augmentation rapide de l'activité industrielle alimentée par la combustion des combustibles fossiles. La combustion des combustibles contenant du carbone entraîne la libération de CO₂ ainsi que d'autres gaz et polluants dans l'atmosphère. L'ère industrielle est reconnue comme la période pendant laquelle l'activité humaine a influé de manière importante la composition chimique de l'atmosphère en augmentant la concentration des gaz à l'état de trace, y compris les GES (Steffen et coll., 2007).

2.3.2.1: Variations dans les concentrations de gaz à effet de serre au cours de l'ère industrielle

Les GES sont émis dans l'atmosphère à partir de sources naturelles et humaines (voir l'encadré 2.2) et sont aussi retirés de l'atmosphère principalement par des processus naturels appelés « puits » naturels. Les concentrations atmosphériques des GES augmentent lorsque le taux d'émission vers l'atmosphère dépasse le taux d'absorption. Même un petit déséquilibre annuel, dans lequel les émissions dépassent les absorptions peut mener à une grande accumulation de gaz dans l'atmosphère au fil du temps (de la même façon qu'un léger déficit annuel dans un budget financier peut mener à une grande accumulation de dettes au fil du temps). Les puits et les déséquilibres sont différents selon le type de GES. Le CH₄ est retiré de l'atmosphère principalement par des réactions photochimiques qui le détruisent chimiquement. Ces réactions absorbent aussi presque autant de CH₄ chaque année qu'il y en a d'émis par les sources naturelles et humaines ce qui laisse un petit excès d'émissions (Ciais et coll., 2013; Saunio et coll., 2016). En revanche, seulement la moitié de CO₂ émis des activités humaines chaque année est retiré de l'atmosphère par les puits terrestres (principalement l'absorption par les plantes pendant la photosynthèse) et les puits océaniques (principalement par le CO₂ qui se dissout dans l'océan) (Ciais et coll., 2013; Le Quéré et coll., 2016). Ces excès annuels continus de CO₂ émis par les humains sont la cause de la hausse observée dans les concentrations de CO₂ atmosphérique (voir la FAQ 2.1).

FAQ 2.1: Les humains sont-ils responsables de l'élévation observée du dioxyde de carbone atmosphérique?

De multiples sources de données indépendantes montrent avec un *degré de confiance élevé* que les activités humaines sont responsables de la hausse observée dans le dioxyde de carbone (CO₂) depuis 1750 et que cette hausse est incohérente avec les sources naturelles.

Le cycle du carbone comprend le mouvement du carbone entre les différents réservoirs sur Terre – l'atmosphère, les océans, la biosphère terrestre et la croûte terrestre de la Terre, y compris les réserves de combustibles fossiles. Bien que le carbone se déplace de façon naturelle à l'intérieur de ces réservoirs, la quantité totale de carbone sur Terre reste essentiellement constante. Au cours des 10 000 ans qui précèdent l'ère industrielle, ce cycle naturel du carbone était plus ou moins en équilibre, et des concentrations atmosphériques de CO₂ restaient presque stables. Depuis le commencement de l'ère industrielle, le CO₂

dans l'atmosphère a rapidement augmenté. Pendant la période de 1750 à 2011, la hausse atmosphérique était de 240 Pg⁹ (plage d'incertitude de 90 % allant de 230 Pg à 250 Pg) de carbone (C), comme montré dans les échantillons d'air des carottes de glace et par la mesure directe des concentrations de CO₂ atmosphérique depuis 1958. De quelle façon savons-nous que cette hausse mesurée est causée par les activités humaines plutôt que par les changements dans le cycle naturel de carbone?

À partir de nos enregistrements, nous savons que les humains ont émis 375 Pg C (plage d'incertitude de 90 % allant de 345 Pg C à 405 Pg C) dans l'atmosphère qui proviennent de la combustion des combustibles fossiles et de la fabrication de ciment et nous pouvons estimer que les changements d'affectation des terres par les humains (y compris la déforestation et la reforestation) ont contribué à 180 Pg C supplémentaires (plage d'incertitude de 90 % allant de 100 Pg C à 260 Pg C) à l'atmosphère sur la période de 1750 à 2011. Ensemble, ces émissions humaines totalisent 555 Pg C (plage d'incertitude de 90 % allant de 470 Pg C à 640 Pg C). Puisque nous savons que l'augmentation dans le CO₂ atmosphérique (240 Pg C) était moins que ce montant, il est logique que le système naturel ait dû être un puits net de carbone au cours de cette période. C'est ce qu'on appelle la « méthode de comptabilité », qui constitue une preuve solide que les émissions d'origine anthropique sont responsables de l'augmentation observée du CO₂ atmosphérique, plutôt que celles provenant de sources naturelles. Il y a aussi des preuves directes que les réservoirs naturels individuels ont agi comme puits pour le carbone atmosphérique. Par exemple, le carbone mesuré dans les océans est estimé avoir augmenté de 155 Pg C (plage d'incertitude de 90 % allant de 125 Pg C à 185 Pg C), ce qui entraîne l'acidification des océans (voir le chapitre 7, section 7.6.1).

Des preuves géochimiques indépendantes confirment que l'augmentation de CO₂ atmosphérique était principalement causée par la consommation de combustibles fossiles et qu'elle ne provient pas de sources naturelles (voir la figure 2.5). Des mesures directes à partir des années 1990 montrent une petite diminution dans les concentrations d'oxygène (O₂) atmosphérique, ce qui est cohérent avec la combustion des combustibles fossiles (puisque l'O₂ est consommé pendant la combustion), mais elle est incohérente avec une source naturelle non oxydante de CO₂ comme les océans et les volcans. De plus, les plantes et les combustibles fossiles (provenant d'anciennes plantes) ont des ratios faibles d'isotope ¹³C et ¹²C stables que l'atmosphère ce qui signifie que ces sources sont relativement appauvries en isotope ¹³C. La combustion des combustibles fossiles et des plantes émet du carbone (principalement du CO₂) vers l'atmosphère avec des niveaux en ¹³C appauvris. Cela réduit le ratio ¹³C/¹²C du CO₂ atmosphérique. Les mesures confirment que c'est ce qui se produit. La hausse observée de CO₂ atmosphérique, la diminution d'O₂ et la diminution du ¹³C/¹²C sont plus grandes dans l'hémisphère nord, ce qui est cohérent avec les sources d'émissions majeures de combustibles fossiles. Ensemble, ces sources de données produisent un **degré de confiance élevé** à l'égard du fait que les augmentations observées dans le CO₂ atmosphérique sont le résultat de l'activité humaine (Ciais et coll., 2013).

9 1 pétagramme (Pg) = 1015 grammes. 1 pétagramme est l'équivalent à 1 milliard de tonnes métriques (1 gigatonne). Dans l'atmosphère, la masse de carbone est directement liée à l'abondance de CO₂ par unité de volume, mesurée en partie par million (ppm).

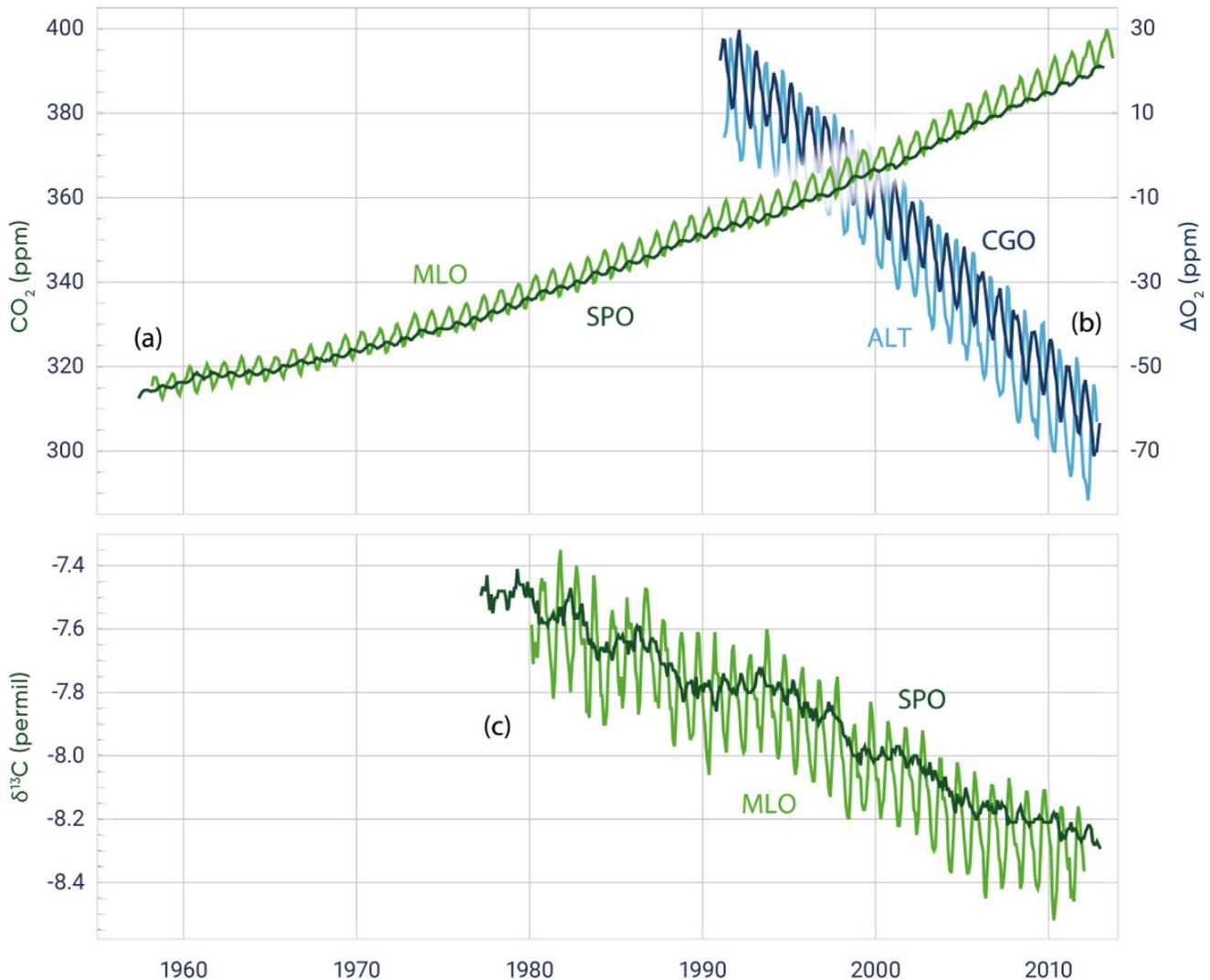


Figure 2.5 : Changements dans la composition de l'atmosphère indiquant une augmentation du dioxyde de carbone d'origine humaine

Concentrations atmosphériques du dioxyde de carbone (CO_2), de l'oxygène (O_2) et des rapports isotopiques stables $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ de CO_2 enregistré au cours des dernières décennies aux stations représentatives. Graphique du haut : CO_2 (ligne verte) des stations atmosphériques Mauna Loa dans l'hémisphère nord (MLO) et au pôle Sud dans l'hémisphère sud (SPO), et O_2 (ligne bleue) de Alert dans l'hémisphère nord (ALT) et de Cape Grim dans l'hémisphère sud (CGO). Graphique du bas : $\delta^{13}\text{C}$ en CO_2 de MLO et SPO. Le rapport entre les isotopes ^{13}C et ^{12}C , par rapport à une norme, est mesuré par $\delta^{13}\text{C}$ (delta C 13), qui est défini comme $\delta^{13}\text{C} = [(^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{échantillon}} / (^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{norme}} - 1] \times 1\,000$, et a les unités de permil. On dit que les échantillons qui ont une valeur de $\delta^{13}\text{C}$ plus grande sont enrichis, tandis que les échantillons ayant une valeur $\delta^{13}\text{C}$ plus faible sont épuisés.

SOURCE DE LA FIGURE : CIAIS ET COLL., 2013. LA FIGURE 6-3 A ÉTÉ MODIFIÉE POUR INCLURE SEULEMENT LES DEUX GRAPHIQUES DU HAUT.

Les GES bien mélangés sont ceux qui persistent dans l'atmosphère pendant suffisamment longtemps pour que les concentrations deviennent relativement uniformes partout dans l'atmosphère. Pour ces substances, les émissions produites n'importe où influent sur les concentrations atmosphériques n'importe où. Les concentrations moyennes mondiales des GES peuvent être déterminées à partir de mesures prises uniquement à quelques-uns des emplacements de surveillance retrouvés partout dans le monde. Le Canada surveille les concentrations de GES à certains endroits, et ces données, ainsi que celles provenant d'autres stations de surveillance, sont utilisées pour déterminer la concentration moyenne mondiale de GES (voir l'encadré 2.4).

Encadré 2.4: Surveillance au Canada des gaz à effet de serre atmosphériques

Le Programme canadien de mesure des émissions de gaz à effet exploite des stations qui surveillent précisément les niveaux dans l'atmosphère des gaz à effet de serre (GES), de dioxyde de carbone (CO_2), de méthane (CH_4) et d'oxyde nitreux (N_2O) dans toutes les régions du pays. Le site le plus éloigné, situé à Alert, au Nunavut, contribue aux mesures du programme Veille de l'atmosphère du globe, de l'Organisation météorologique mondiale, qui fait le suivi des changements dans les concentrations de GES dans le monde. Les concentrations de GES retrouvées dans l'hémisphère Nord, comme celles enregistrées à des sites canadiens, sont légèrement plus élevées que la moyenne mondiale en raison de plus grandes sources d'émissions dans l'hémisphère Nord. Les tendances à long terme pour tous les sites canadiens font un suivi étroit de la tendance à la hausse de la concentration du CO_2 dans le monde, tout en montrant clairement des cycles saisonniers de la concentration de CO_2 attribuables à la photosynthèse des plantes (les plantes retirent le CO_2 de l'atmosphère) et la respiration biosynthétique des plantes et des animaux (ils expirent le CO_2) (voir la figure 2.6).

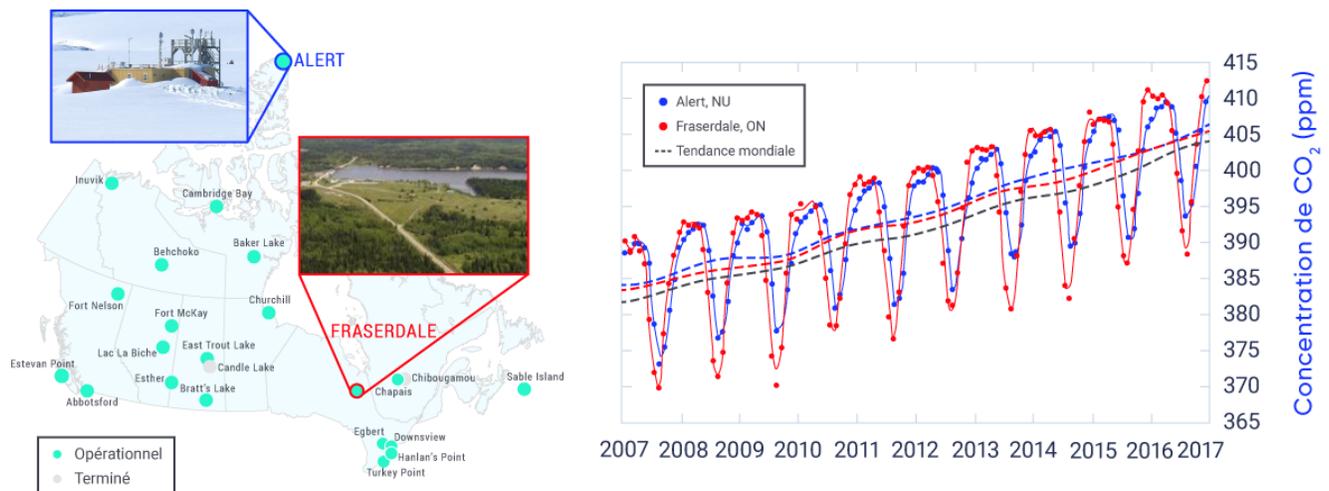


Figure 2.6 : Réseau de surveillance des gaz à effet de serre du Canada

Réseau de surveillance des émissions de gaz à effet de serre (GES) (carte) et observations d'exemples pour le dioxyde de carbone (lot) à Alert, au Nunavut (en haut de la photo) et à Fraserdale, en Ontario (en bas de la photo).



Les sites de surveillance au Canada servent également à faire le suivi des changements liés aux émissions et aux réductions régionales des GES en raison de l'impact du changement climatique sur les écosystèmes vulnérables, comme la toundra et la forêt boréale. La vaste forêt boréale canadienne (2,7 millions de km²) absorbe habituellement 28 mégatonnes de carbone nettes de l'atmosphère par année (Kurz et coll., 2013). Fraserdale, situé à proximité de la forêt boréale, est fortement influencé par les processus forestiers, qui influent sur les niveaux atmosphériques de CO₂. Une diminution des concentrations de CO₂ est évidente en été (dominée par la photosynthèse) et des concentrations plus élevées sont évidentes en hiver (dominées par la respiration) par rapport à Alert, le site le plus éloigné, qui n'est pas entouré par une végétation importante. La recherche a révélé que la quantité nette de carbone absorbée dans la forêt boréale canadienne a augmenté au cours des années chaudes (Chen et coll., 2006). En revanche, des études portant sur les forêts boréales scandinaves ont révélé que l'absorption nette de carbone a diminué au cours des dernières années (c'est-à-dire, entre 1999 et 2013) (Hadden et Grelle, 2016). Cela fait ressortir la valeur de la réalisation d'observations atmosphériques précises dans la forêt boréale canadienne. De plus, les observations atmosphériques de CH₄ dans l'Arctique pourraient permettre la détection des changements rapides dans les émissions causés par la fonte du pergélisol.

En résumé, les observations atmosphériques jouent un rôle clé pour le suivi des tendances mondiales en matière de concentrations des GES, dans la surveillance des changements résultant des efforts mondiaux d'atténuation des GES, et dans la compréhension des rétroactions liées au climat pour les écosystèmes canadiens.

Des observations à long terme des changements aux concentrations atmosphériques des trois principaux gaz à effet de serre bien mélangés – CO₂, CH₄ et N₂O – sont compilées à partir de mesures atmosphériques directes (à compter de la fin des années 1950 pour le CO₂ et de la fin des années 1970 pour les émissions de CH₄ et de N₂O) et des mesures de carottes de glace, qui fait remonter la période d'analyse à des centaines de milliers d'années. Les données probantes montrent clairement que les concentrations de ces GES ont augmenté considérablement au cours de l'ère industrielle, de 40 % pour le CO₂, de 150 % pour le CH₄, et de 20 % pour le N₂O (Hartman et coll., 2013) (voir la figure 2.7). Les concentrations mondiales des principaux GES en 2015 étaient environ de 400 parties par million pour le CO₂, de 1 845 parties par milliard pour le CH₄ et de 328 parties par milliard pour le N₂O (OMM, 2016). Ces concentrations ont dépassé les concentrations les plus élevées des 800 000 dernières années retrouvées dans les carottes de glace (Masson-Delmotte, C. et coll., 2013).

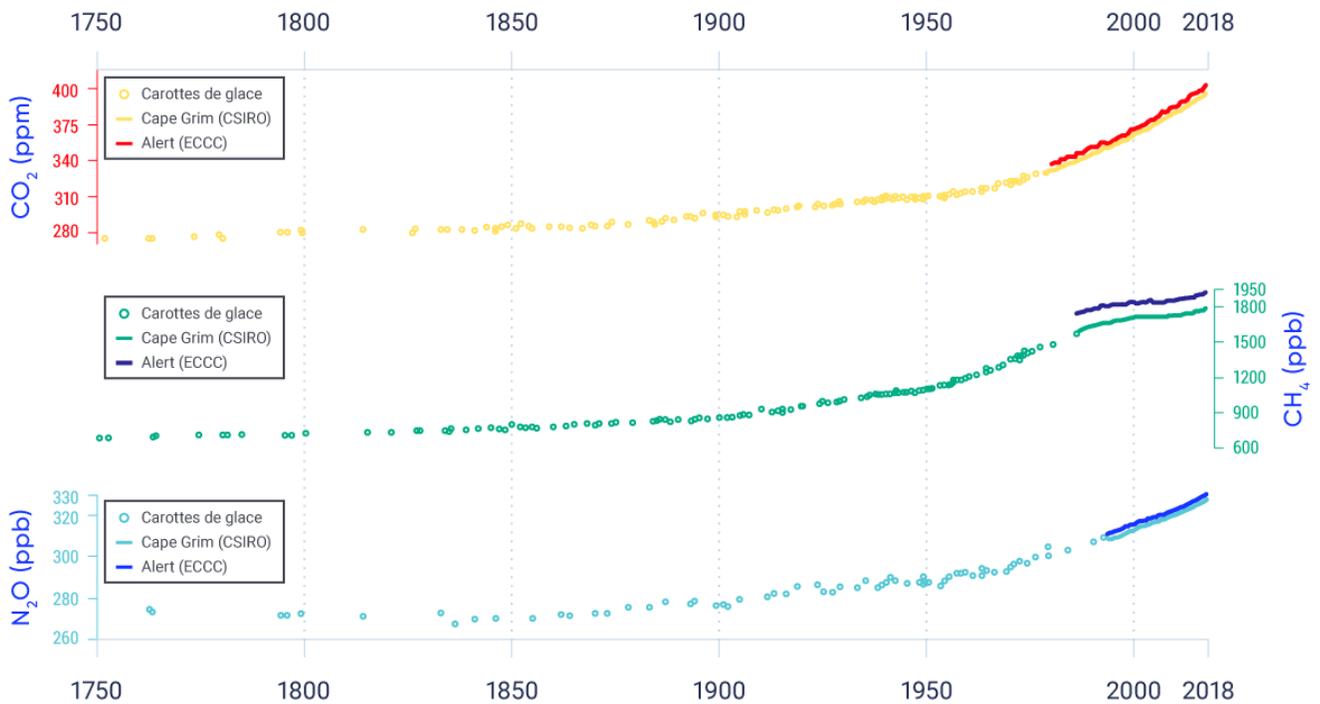


Figure 2.7: Augmentation des concentrations mondiales de gaz à effet de serre au cours de l'ère industrielle

Légende de la figure : Les concentrations atmosphériques moyennes mondiales de dioxyde de carbone (CO_2) (jaune et rouge), de méthane (CH_4) (aqua et foncé) et d'oxyde nitreux (N_2O) (bleu pâle et foncé), selon les données provenant des carottes de glace (points) et des mesures atmosphériques directes provenant de l'observatoire Cape Grim, en Australie (lignes pâles) et du site canadien de surveillance des gaz à effet de serre d'Alert, au Nunavut (lignes foncées).

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

2.3.2.2: Modification du forçage radiatif au cours de l'ère industrielle

Tel qu'il a été discuté à la section 2.3, la modification des concentrations atmosphériques GES produit un forçage radiatif. La compréhension actuelle des effets du forçage radiatif de tous les agents de forçage climatique importants au cours de l'ère industrielle est résumée à la figure 2.8. La discussion qui suit met en évidence les principales caractéristiques de la

figure 2.8,¹⁰ et commence par ces agents qui causent un effet de réchauffement, suivi par ces agents qui causent un effet de refroidissement, et se termine par un résumé sur les effets de forçage nets liés à l'activité humaine.

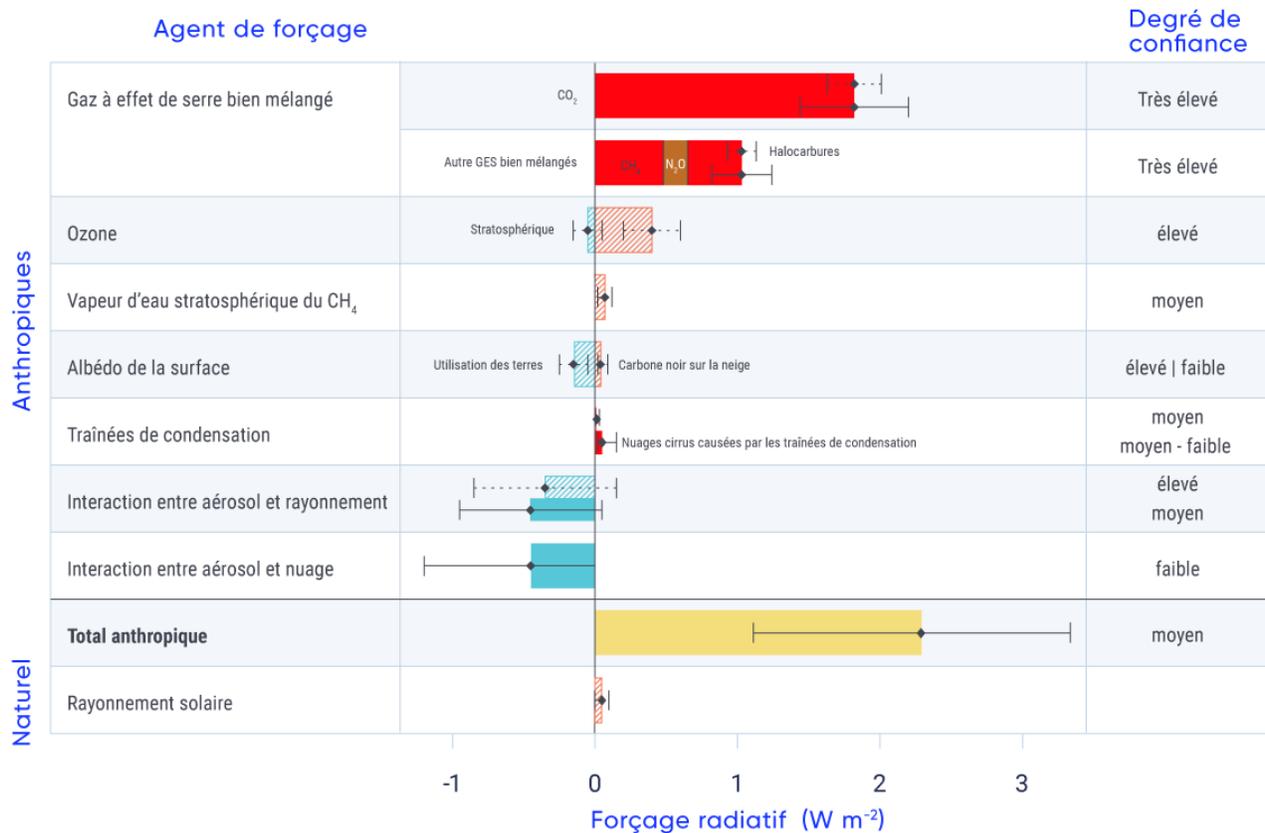


Figure 2.8 : Forçage naturel et anthropique du climat, de 1750 à 2011

Forçage radiatif (FR; le changement net dans le bilan énergétique du système terrestre en raison d'une perturbation de l'extérieur), selon le changement de concentrations des agents forçant, entre 1750 et 2011 (Myhre et coll., 2013), exprimées en watts par mètre carré (W/m²). Les barres hachurées représentent le forçage radiatif (FR), les barres solides représentent le forçage radiatif effectif (FRE), le FR, une fois que l'on tient compte des ajustements rapides des températures atmosphériques, de la vapeur d'eau et des nuages dans la perturbation initiale. Les incertitudes (plage d'incertitude de 5 % à 95 %) sont données pour le FRE (lignes horizontales solides [moustaches]) et le FR (moustaches pointillées). Le nombre total de forçages anthropiques est la somme des contributions du forçage anthropique. Voir la description à la section 2.2.

SOURCE DE LA FIGURE : BASÉ SUR MYHRE ET COLL., 2013, FIGURE 8.15; ET GIEC, 2013A, FIGURE TS.6..

10 Le terme « forçage radiatif effectif » a été introduit dans le Cinquième Rapport d'évaluation du GIEC afin de mieux quantifier les répercussions des agents de forçage en tenant compte des rajustements rapides du système climatique vers un forçage radiatif initial (Myhre et coll., 2013). Pour les GES bien mélangés, les valeurs du forçage radiatif (FR) et du forçage radiatif effectif (FRE) sont semblables, alors que pour les aérosols provenant de l'activité humaine, ces valeurs sont très différentes, et le FRE est considéré comme étant le meilleur indicateur. Dans cette section, nous utilisons le terme FR, mais nous établissons une distinction entre ces termes à la figure 2.8, sur laquelle est fondé le texte.

Les principaux agents de réchauffement, comme l'indiquent les barres se prolongeant vers la droite de la figure 2.8, sont le CO_2 , le CH_4 , le N_2O , et l'ozone troposphérique, ainsi que quelques autres gaz qui contribuent à de petits effets de réchauffement à l'échelle mondiale. Ces autres gaz comprennent les halocarbures – produits chimiques industriels synthétiques composés de carbone et d'halogène, comme les chlorofluorocarbures. Ensemble, les GES ont été de loin l'agent de forçage positif dominant au cours de l'ère industrielle. Le CO_2 à lui seul représente les deux tiers du forçage ($1,82 \text{ W/m}^2$ [plage d'incertitude de 90 % allant de $1,63 \text{ W/m}^2$ à $2,01 \text{ W/m}^2$]) de tous les GES bien mélangés ($2,83 \text{ W/m}^2$ [plage d'incertitude de 90 % allant de $2,54 \text{ W/m}^2$ à $3,12 \text{ W/m}^2$]). L'augmentation des concentrations de CH_4 a été le deuxième plus important contributeur du forçage positif ($0,48 \text{ W/m}^2$ [plage d'incertitude de 90 % allant de $0,43 \text{ W/m}^2$ à $0,53 \text{ W/m}^2$]). Il y a un degré de confiance très élevé dans ces valeurs, parce que les propriétés radiatives des GES bien mélangés sont bien connues et parce que les concentrations historiques de GES bien mélangés sont également bien connues de carottes de glace et des mesures directes.

L'ozone n'est pas émis directement, mais est formé dans la couche inférieure de l'atmosphère (troposphère) à la suite de processus naturels et de l'émission de gaz polluant l'atmosphère, y compris de CH_4 . L'effet de réchauffement lié aux augmentations de l'ozone troposphérique est assez important et est connu avec un **degré de confiance élevé**. En outre, l'ozone se forme naturellement dans la haute atmosphère (stratosphère) à la suite de réactions chimiques mettant en cause les rayons ultraviolets et les molécules d'oxygène. Les niveaux d'ozone stratosphérique ont diminué à la suite des émissions anthropiques de substances appauvrissant la couche d'ozone comme les réfrigérants. L'effet de refroidissement a légèrement compensé l'effet de réchauffement lié à l'augmentation de l'ozone troposphérique (Myhre et coll., 2013).

Les effets de refroidissement (tel que l'indiquent les barres situées à gauche dans la figure 2.8) ont été poussés par les émissions anthropiques, qui ont augmenté les concentrations d'aérosols dans l'atmosphère, et par les changements humains à la surface terrestre qui ont augmenté l'albédo de la surface de la Terre. Les aérosols sont divisés en deux composantes : les effets directs, provenant principalement de l'absorption ou de la diffusion du rayonnement solaire qui arrive, et les effets indirects de l'interaction des aérosols sur les nuages. La plupart des aérosols (p. ex. les aérosols composés de sulfates et de nitrates) dispersent principalement (réflètent) le rayonnement. En revanche, le carbone noir, aérosol émis à la suite de la combustion incomplète de combustibles à base de carbone, absorbe le rayonnement. Le carbone noir est un agent de réchauffement fort, bien que le calcul de l'effet net des sources d'émission du carbone noir doive tenir compte des effets de réchauffement et de refroidissement des autres aérosols et gaz émis en même temps pendant la combustion (Bond et coll., 2013; voir le chapitre 3, encadré 3.3). L'effet direct des aérosols est donc composé d'un forçage négatif (refroidissement) provenant de la plupart des aérosols et d'un forçage positif (réchauffement) provenant du carbone noir, pour un forçage négatif net de $0,45 \text{ W/m}^2$ (plage d'incertitude de 90 % allant d'un forçage négatif de $0,95 \text{ W/m}^2$ à un forçage positif de $0,05 \text{ W/m}^2$)¹¹ (**degré de confiance moyen**). L'effet total des aérosols dans l'atmosphère, y compris les interactions entre les aérosols et les nuages, est un forçage fortement négatif, estimé avec un **degré de confiance moyen**, de $0,9 \text{ W/m}^2$ (plage d'incertitude de 90 % de $1,9 \text{ W/m}^2$ à $0,1 \text{ W/m}^2$). Même s'il y a encore de grandes incertitudes associées à l'ampleur du forçage des aérosols, dans l'ensemble, on peut affirmer avec un **degré de confiance élevé** que l'effet de refroidissement des aérosols a compensé une partie importante de l'effet de réchauffement lié au forçage des GES.

On peut également affirmer avec un **degré de confiance élevé** que les modifications survenues dans l'utilisation des sols causés par les humains (comme le déboisement et la conversion des autres paysages naturels en terres aménagées) ont eu un effet de refroidissement en augmentant l'albédo de la Terre, avec un forçage négatif de $0,15 \text{ W/m}^2$ (plage d'incertitude de 90 % allant de $0,25 \text{ W/m}^2$ à $0,05 \text{ W/m}^2$). Toutefois, cette situation a été partiellement compensée par des diminutions dans l'albédo de la Terre en raison de dépôts de carbone noir sur la neige et la glace, noircissant la surface et augmentant de ce fait l'absorption du rayonnement solaire. On estime que les dépôts de carbone noir sur la neige ont exercé un effet de

11 Cette valeur représente le forçage radiatif effectif (FRE) des effets directs des aérosols et tient compte des ajustements rapides du système climatique (voir la figure 2.8).

réchauffement moindre de $0,04 \text{ W/m}^2$ (90 % de la plage d'incertitude de $0,02 \text{ W/m}^2$ à $0,09 \text{ W/m}^2$) (*degré de confiance faible*) (Myhre et coll., 2013).

La meilleure estimation du forçage radiatif total imputable aux activités humaines est un effet de réchauffement de $2,3 \text{ W/m}^2$ (plage d'incertitude de 90 % allant de $1,1 \text{ W/m}^2$ à $3,3 \text{ W/m}^2$) au cours de l'ère industrielle, composé d'une forte composante de forçage positif provenant des modifications des concentrations atmosphériques de GES, qui est partiellement compensée par un forçage négatif (effet de refroidissement) provenant d'aérosols et de modifications survenues dans l'utilisation des sols. Le forçage par le CO_2 est le plus important contributeur au forçage anthropique au cours de l'ère industrielle.

Ce forçage total provenant des activités humaines peut être comparé au forçage naturel provenant de la fluctuation des éruptions volcaniques et de l'irradiation solaire. Au cours de l'ère industrielle, des éruptions volcaniques irrégulières ont eu de brefs effets de refroidissement sur le climat mondial. La nature épisodique des éruptions volcaniques rend difficile une comparaison avec d'autres agents de forçage sur une échelle de temps d'un siècle. Toutefois, on comprend bien que le forçage volcanique soit négatif (effet de refroidissement du climat) avec le forçage le plus fort survenant sur une période limitée d'environ deux ans après les éruptions (Myhre et coll., 2013; voir la section 2.3.3). Les modifications de l'irradiation solaire au cours de l'ère industrielle ont causé un petit forçage positif de $0,05 \text{ W/m}^2$ (plage d'incertitude de 90 % allant de $0,00 \text{ W/m}^2$ à $0,10 \text{ W/m}^2$) (*degré de confiance moyen*). Par conséquent, l'on peut soutenir, avec un *degré de confiance très élevé*, qu'au cours de l'ère industrielle, le forçage naturel ne représente qu'une petite fraction des changements liés au forçage, ce qui équivaut à moins de 10 % des effets du forçage anthropique.

Résumé de la section

En résumé, comme l'a conclu le GIEC (GIEC, 2013b), le forçage radiatif total est positif et a mené à une prise en charge de l'énergie par le système climatique. La plus grande contribution au forçage radiatif total provient de l'augmentation de la concentration atmosphérique de CO_2 depuis le début de l'ère industrielle. Ce facteur est la principale cause du réchauffement de la planète et du changement climatique au cours de cette période. Le forçage naturel provenant du changement de l'irradiation solaire et des aérosols volcaniques a apporté uniquement une petite contribution tout au long du siècle dernier, sauf pour de brèves périodes qui ont suivi des éruptions volcaniques.

2.3.3: Variabilité climatique naturelle

Même lorsqu'un forçage anthropique fort suscite les changements climatiques (voir la section 2.3.2), il peut être difficile de détecter les signaux du changement climatique dans un contexte d'un système climatique qui est naturellement chaotique – « bruyant ». Ce comportement chaotique est attribuable à la variabilité interne du climat et aux forçages externes naturels, qui peuvent être importants sur de courtes périodes (p. ex. le forçage par des éruptions volcaniques). La variabilité climatique interne, comme El Niño-Oscillation australe (ENSO) (voir l'encadré 2.5), est la variabilité qui survient dans le système climatique, et est indépendante des variations du forçage externe.

Encadré 2.5: Modes de variabilité climatique

« Modes de variabilité climatique » ce sont des caractéristiques distinctes et robustes de la variabilité du système climatique avec les caractéristiques identifiables, et touchent des régions particulières au cours de certaines périodes. En règle générale, ces caractéristiques alternent ou « oscillent » entre un ensemble de modèles et un autre ensemble. Un exemple courant est le phénomène El Niño-Oscillation australe (ENSO), mais il existe d'autres modes de variabilité qui sont également énoncés dans le présent rapport.

El Niño-Oscillation australe et le dipôle de l'océan Indien

ENSO est une variation quasi périodique de la température à la surface de la mer et d'autres variables connexes, comme la pression en surface et le vent de surface, d'une durée d'environ trois à cinq ans, et qui est située principalement dans l'est de l'océan Pacifique tropical. ENSO touche bien des régions tropicales et subtropicales, mais influence également les régions des latitudes tempérées des deux hémisphères, y compris le Canada. La phase chaude de l'ENSO est connue sous le nom d'El Niño (eaux chaudes dans l'Est de l'océan Pacifique tropical) et la phase froide est La Niña (eaux froides dans l'Est de l'océan Pacifique tropical). La phase chaude a tendance à être associées à des températures de l'air plus chaudes en hiver et des conditions plus sèches sur une grande partie du Canada. Le contraire est vrai pendant La Niña. Le dipôle de l'océan Indien est lié à l'ENSO; il s'agit d'une variation de la température à la surface de la mer centrée dans l'océan Indien, avec une échelle de temps typique d'environ deux ans.

Oscillation décennale du Pacifique et oscillation interdécennale du Pacifique

L'oscillation décennale du Pacifique (ODP) est un régime récurrent de variabilité de la température à la surface de la mer à la variabilité centrée dans la latitude tempérée du nord de l'océan Pacifique. L'ODP a varié de façon irrégulière, avec une échelle de temps caractéristique allant d'aussi peu que quelques années à aussi longtemps que plusieurs décennies. Comme c'est le cas pour l'ENSO, la phase chaude (positive) de l'ODP tend à être associée à des températures de l'air plus chaudes en hiver sur une grande partie du Canada (Shabbar et Yu, 2012). Au cours du siècle dernier, ce mode de variabilité a exercé une forte influence sur les températures de l'air et les précipitations à la surface continentale, de la Californie à l'Alaska. L'oscillation interdécennale du Pacifique (OIP) est liée à l'ODP, mais a une plus grande influence géographique (Salinger et coll., 2001)

Oscillation arctique et oscillation nord-atlantique

L'oscillation arctique (AO), qu'on appelle parfois le mode annulaire boréal, est le modèle dominant de variabilité de la pression au niveau de la mer et de la pression atmosphérique au nord du 20° de latitude nord environ. Si ces pressions sont élevées au-dessus de l'Arctique, elles sont faibles aux latitudes tempérées, l'inverse étant également vrai. L'OA varie au fil du temps, sans aucune périodicité particulière. La phase positive de l'OA a tendance à être associée en hiver au réchauffement de la température de l'air au-dessus de l'Ouest canadien, et des températures plus froides dans le Nord et l'Est. L'oscillation nord-atlantique (ONA) est liée à l'OA, mais est centrée sur l'océan l'Atlantique Nord, plutôt que sur l'ensemble de l'hémisphère nord. L'ONA a une forte influence sur la force et la direction des vents provenant de l'ouest et sur l'emplacement du passage des tempêtes au-dessus de l'océan l'Atlantique Nord. La phase positive de l'ONA est également associée à des températures hivernales chaudes sur une grande partie de l'Ouest canadien et des températures hivernales plus froides au-dessus de l'Est du Canada.

Oscillation atlantique multidécennale

L'oscillation atlantique multidécennale (OAM) est un modèle récurrent de la température à la surface de la mer de l'océan Atlantique Nord (au nord de l'Équateur et au sud du 80° de latitude nord), avec une échelle de temps caractéristique de 60 à 80 ans. L'OAM a la réputation d'influer sur l'activité des ouragans ainsi que sur la configuration et l'intensité des pluies, dans l'océan Atlantique Nord.

La température moyenne à la surface du globe (TMSG), telle que calculée par une tendance linéaire, a considérablement augmenté depuis les années 1880, surtout depuis les années 1950 (voir la section 2.2.1). Toutefois, les changements apportés à la TMSG ont été loin d'être uniformes, avec d'importantes variations entre les années, les décennies et les périodes s'étendant sur plusieurs décennies. Ces fluctuations à court terme s'ajoutent à une tendance sous-jacente forcée à l'externe (voir la figure 2.9) (Morice et coll., 2012; Karl et coll., 2015; Hansen et coll., 2010)).

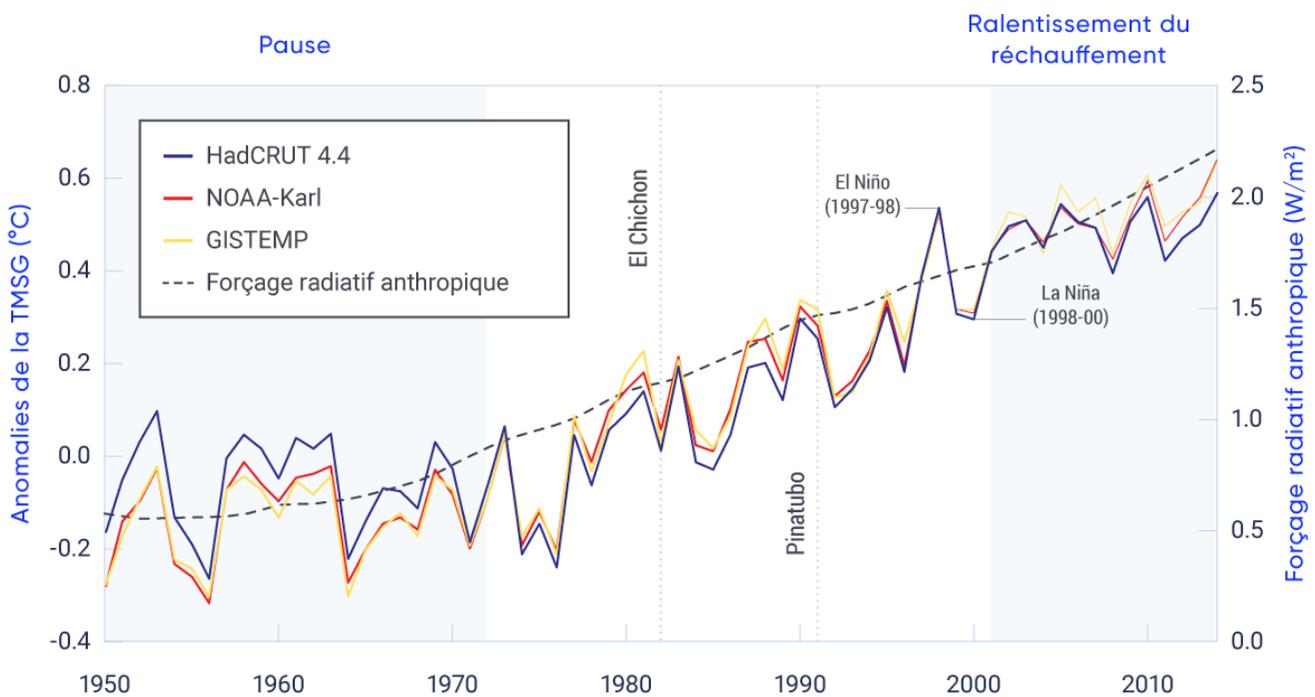


Figure 2.9: Température annuelle moyenne à la surface du globe et forçage radiatif anthropique

Différences de la température annuelle moyenne à la surface du globe (en comparaison de la période allant de 1961 à 1990) à l'égard de trois ensembles de données. Le forçage radiatif lié aux activités humaines est représenté par la ligne pointillée noire.

SOURCE: ADAPTÉ DE FYFE ET COLL., 2016.

Pour analyser les causes des fluctuations à court terme de la TMSG, nous devons d'abord nous assurer que la variabilité observée est réelle et non un artefact, une erreur introduite par la manière dont les données ont été recueillies et analysées. Les séries chronologiques de la TMSG à long terme ont été produites par un petit nombre d'équipes scientifiques qui ont utilisé les données recueillies partout dans le monde. Les valeurs sont déclarées comme étant une anomalie : un écart de la moyenne par rapport à une période de référence (de 1961 à 1990 pour la figure 2.9). Les différences entre les estimations sont attribuables principalement aux différents choix qui ont été faits dans le traitement des observations brutes sous-jacentes. Par exemple, une estimation (HadCRUT4.4) est une moyenne uniquement pour les cellules de la grille où existent des observations, tandis que les autres estimations (NOAA-Karl et GISTEMP) utilisent le remplissage; s'il manque des observations pour certains endroits, elles sont évaluées en fonction de valeurs pour les endroits voisins. Ces estimations de la TMSG et d'autres données sont régulièrement mises à jour au fur et à mesure que les erreurs sont déterminées et rajustées (voir l'encadré 4.1). Il est essentiel de corriger les ensembles de données à long terme et de les mettre à jour en tenant compte de nouvelles observations au fur et à mesure qu'elles deviennent disponibles afin de faire le suivi du changement mondial d'une année à l'autre, d'une décennie à l'autre et d'un siècle à l'autre.

Certaines des variations au fil du temps indiquées à la figure 2.9 sont associées à l'ENSO, la vérification interne assez périodique de la température à la surface de la mer dans l'est de l'océan Pacifique tropical, et touchent une grande partie des régions tropicales, subtropicales et certaines régions à l'extérieur des tropiques, y compris le Canada (encadré 2.6). La phase de réchauffement est appelée El Niño et la phase de refroidissement, La Niña. Les événements de l'ENSO peuvent être assez puissants pour être enregistrés comme un signal important de la TMSG. En 1997–1998, El Niño a été considéré comme l'un des plus puissants El Niño dans l'histoire, et a entraîné des sécheresses de grande étendue, des inondations et d'autres catastrophes naturelles partout dans le monde (Trenberth, 2002). Le courant a pris fin brusquement au milieu de 1998 et a été suivi par un courant La Niña modéré à fort, qui a duré jusqu'à la fin de l'an 2000 (Shabbar et Yu, 2009).

Certaines des autres variations montrées à la figure 2.9 sont associées à des agents de forçage naturels externes, comme les grandes éruptions volcaniques. En 1991, l'éruption du mont Pinatubo, aux Philippines, a été la deuxième plus grande éruption terrestre du XX^e siècle. Elle a rejeté une importante quantité de matières particulaires dans la stratosphère et a produit une couche de brume sèche d'acide sulfurique sur la Terre. La TMSG a considérablement diminué de 1991 à 1993 (McCormick et coll., 1995). De même, l'éruption de 1982 du volcan El Chichón, la plus grande éruption volcanique de l'histoire moderne du Mexique, a rejeté une grande quantité d'aérosols de sulfate dans la stratosphère (Robock et Matson, 1983). Le refroidissement causé par l'éruption du volcan El Chichón sur la TMSG, de 1982 à 1984, a été en partie compensé par le réchauffement de la planète associée à un très fort El Niño au cours de cette période (Robock, 2013).

Les variations de la TMSG survenant naturellement, qu'elles soient générées à l'interne ou forcées à l'externe, devraient être perçues dans le contexte du forçage radiatif de la moyenne mondiale causé par les activités humaines (Fyfe et coll., 2016). Les forçages radiatifs combinés provenant des activités humaines ont augmenté au fil du temps (voir la figure 2.9) (Meinshausen et coll., 2011). Les périodes à la figure 2.9 qui indiquent que la pause (hiatus) et le ralentissement du réchauffement correspondent à des moments où le principal mode de variabilité décennale interne dans la région du Pacifique, l'oscillation interdécennale du Pacifique (OIP), était au négatif (phase froide). En outre, au cours de la période de la pause, le forçage radiatif a augmenté relativement lentement en raison du refroidissement lié à l'augmentation des aérosols troposphériques, ainsi que les aérosols stratosphériques provenant de l'éruption du mont Agung en 1963 (p. ex. Fyfe et coll., 2016). Dans l'intervalle, l'OIP était dans sa phase positive (chaude). Une phase donnée de l'OIP, chaude ou froide, dure généralement entre 20 et 30 ans, ce qui est beaucoup plus long que l'échelle de temps associée à l'ENSO. Selon des modèles informatiques récents (Meehl et coll., 2013; Kosaka et Xie, 2013; Angleterre et coll., 2014) et des études fondées sur des observations (Steinman et coll., 2015; Dai et coll., 2015), l'OIP joue un rôle important dans l'évolution de la TMSG au fil du temps.

Enfin, le ralentissement du taux de croissance de la TMSG observé au début des années 2000 a fait l'objet de beaucoup de débats (Karl et coll., 2015; Lewandowsky et coll., 2015; Rajaratnam et coll., 2015). Les observations indiquent que le taux de réchauffement moyen global de la surface de 2001 à 2015 était considérablement inférieur au taux au cours des 30 années précédentes (Fyfe et coll., 2016). On comprend maintenant que la variabilité interne et le forçage externe ont contribué au ralentissement du réchauffement (Flato et coll., 2013; Fyfe et coll., 2016; Santer et coll., 2017). La contribution provenant du forçage externe a été attribuée à : 1) une succession d'éruptions volcaniques modérées au début du XXI^e siècle (Solomon et coll., 2011; Vernier, 2011; Fyfe et coll., 2013; Santer et coll., 2014; Ridley et coll., 2014; Santer et coll., 2015); 2) une activité solaire anormalement faible et longue au cours du dernier cycle solaire (Kopp et Lean, 2011; Schmidt et coll., 2014); 3) le fardeau atmosphérique accru lié aux aérosols sulfatés provenant de l'activité humaine (Smith et coll., 2016); et 4) une diminution de la vapeur d'eau stratosphérique (Solomon et coll., 2010). Au cours des dernières années, il y a eu un réchauffement important de la TMSG (p. ex. Hu et Fedorov, 2017) et l'ENSO a été exceptionnellement fort en 2015-2016, ce qui laisse croire que le ralentissement du réchauffement est maintenant terminé.

Résumé de la section

En résumé, de multiples séries chronologiques indépendantes de TMSG historique, la simulation des modèles de variabilité et du changement historique, les projections de changements futurs et la compréhension physique de la variabilité climatique naturelle prises ensemble indiquent que, sur des décennies, les taux de réchauffement peuvent varier et que des périodes de réchauffement réduit ou amélioré sont prévues. Selon la conclusion du Cinquième Rapport d'évaluation du GIEC, la variabilité interne et le forçage externe ont contribué au ralentissement du réchauffement, et la recherche subséquente confirme cette conclusion et permet de mieux comprendre la contribution des divers facteurs.

2.3.4: Détection et attribution des changements observés

L'établissement des causes des changements climatiques observés fait appel à la « détection » et à l'« attribution ». Plus précisément, la « détection » signifie de démontrer qu'un changement observé est incompatible avec la variabilité climatique interne; en effet, la tâche consiste à détecter un « bruit » de la variabilité climatique de fonds. L'« attribution » signifie de déterminer les causes d'un changement observé en ce qui concerne différents forçages (Bindoff et coll., 2013). Le Cinquième Rapport d'évaluation du GIEC comprenait un chapitre (Bindoff et coll., 2013) où l'on évalue la preuve de l'attribution des changements mondiaux et régionaux pour une gamme de variables à l'augmentation des émissions de GES et d'autres forçages. Il est important de comprendre les causes des changements climatiques à l'échelle mondiale afin de comprendre les causes des changements climatiques régionaux abordées aux chapitres 4 à 7 du présent rapport. Dans la présente sous-section, nous résumons les constatations pertinentes de l'évaluation faite dans le Cinquième Rapport d'évaluation du GIEC et les plus récentes constatations sur l'attribution à l'échelle mondiale. La science relativement nouvelle de l'attribution des événements individuels, par opposition aux changements à long terme, est abordée au chapitre 4, section 4.4.

Les études sur la détection et l'attribution comparent les changements climatiques observés aux simulations de différents types d'expériences avec des modèles climatiques : 1) des simulations de la réponse aux forçages externes d'intérêts; et 2) des simulations sans aucune variation du forçage externe qui montre les effets de la variabilité climatique interne. La confiance

en ces analyses s'accroît en utilisant des simulations provenant de multiples modèles climatiques conçus dans des centres partout dans le monde, et en validant la variabilité interne simulée au moyen de la comparaison avec des observations. Si un changement observé est incompatible avec la variabilité interne simulée, alors une réponse au forçage externe est détectée. Si le changement observé est compatible avec les simulations de modèle, y compris avec un forçage particulier, comme les GES, et est incompatible avec les simulations qui les omettent, alors le changement observé est attribuable, en partie, à ce forçage. Comme plus d'un forçage dicte les tendances du climat, un changement observé n'est généralement pas entièrement attribuable à des variations d'un forçage. Les sections qui suivent résument l'attribution des changements observés dans chaque composante du système climatique.

Atmosphère et surface

Dans le Cinquième Rapport d'évaluation du GIEC, on a évalué les contributions des GES, d'autres forçages anthropogènes (surtout des aérosols) et le forçage naturel à la tendance observée de la TMSG, qui a augmenté d'environ 0,6 °C, de 1951 à 2010, selon plusieurs études qui avaient évalué ces tendances quantitativement au moyen des méthodes de détection et d'attribution. La tendance attribuable aux forçages combinés provenant des activités humaines (surtout des changements des GES et des aérosols) se situe probablement entre 0,6 °C et 0,8 °C (voir la figure 2.10) et constitue **extrêmement probablement** plus de la moitié des augmentations observées (Bindoff et coll., 2013). À noter que, comme prévu, dans son Cinquième Rapport d'évaluation, le GIEC a attribué une probabilité inférieure à l'intervalle de confiance plus étroit (de 0,6 °C à 0,8 °C) et une probabilité supérieure à un intervalle plus large (supérieur à la moitié du réchauffement observé). Toutefois, lorsque la réponse de la TMSG aux forçages est répartie en contributions du forçage de GES et du forçage d'aérosols, les incertitudes sont plus importantes en raison de plusieurs facteurs : les grandes incertitudes liées au forçage d'aérosols, les différences au niveau des réponses simulées à ces forçages entre les modèles et les difficultés de séparer la réponse aux augmentations de GES de la réponse aux changements des aérosols. Néanmoins, plus de la moitié de la hausse observée de la TMSG était **très probablement** causée par l'augmentation observée d'origine humaine des concentrations de GES. L'effet combiné des aérosols provenant des éruptions volcaniques et des variations de l'irradiation solaire a uniquement apporté une petite contribution aux tendances observées au cours de cette période (du point de vue statistique, la contribution n'était pas considérablement différente de zéro). De même, la variabilité interne n'a apporté qu'une petite contribution aux tendances au cours de cette période. Le réchauffement a également été observé au cours de la première moitié du XX^e siècle, et il était **très improbable** que ce réchauffement ait été causé uniquement par la variabilité interne, mais il reste difficile de quantifier la contribution de la variabilité interne, du forçage anthropique et du forçage naturel à ce réchauffement (Bindoff et coll., 2013).

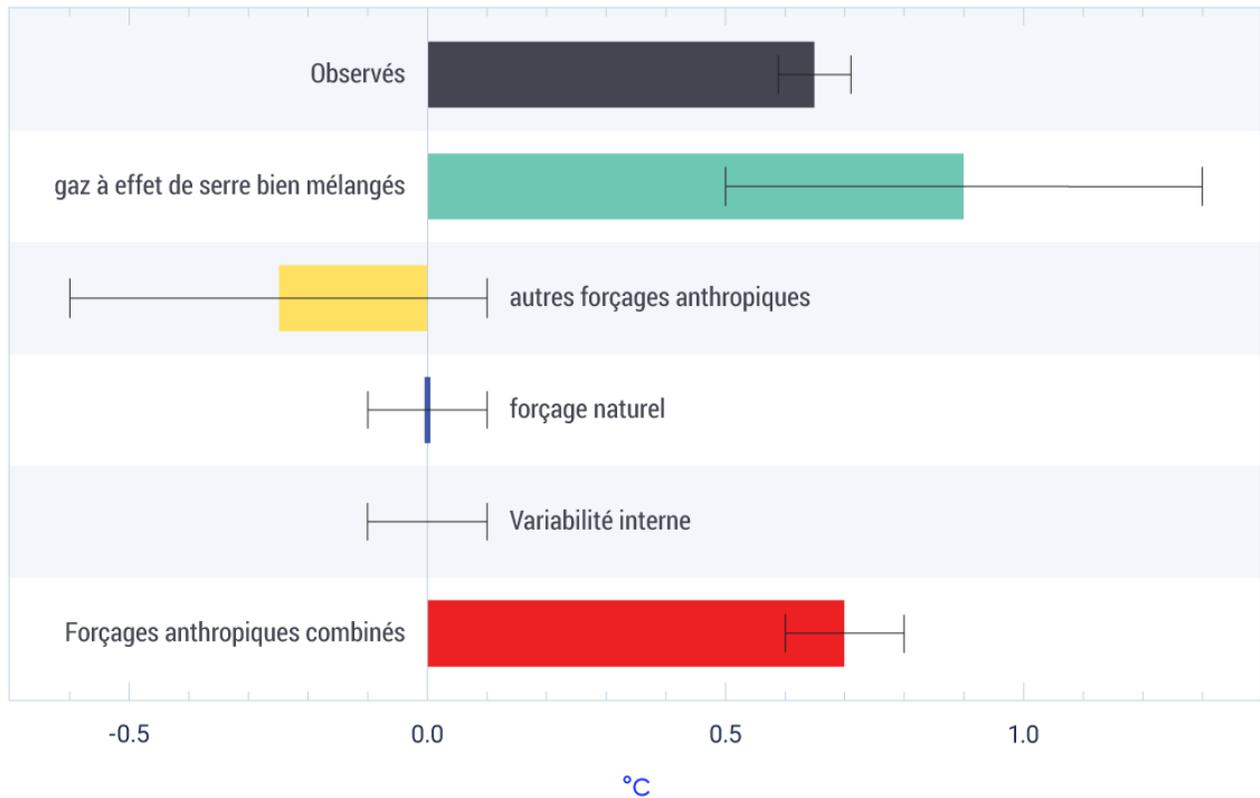


Figure 2.10: Forçages auxquels le réchauffement mondial moyen a été attribué, de 1951 à 2010

Légende de la figure : Dans son Cinquième Rapport d'évaluation, le GIEC a évalué les écarts possibles (lignes horizontales [moustaches]) et leurs points milieux (barres) pour les forçages auxquels le réchauffement mondial moyen au cours de la période de 1951 à 2010 peut être attribué : des gaz à effet de serre bien mélangés, d'autres forçages anthropiques (dominé par les aérosols), forçages anthropiques combinés, forçages naturels et la variabilité interne. La barre noire montre la tendance des températures observées (ensemble de données HadCRUT4) et une plage d'incertitude connexe de 5 % à 95 % (moustaches). Les barres situées à gauche de 0,0 °C indiquent un refroidissement qui en découle; les barres situées à droite indiquent un réchauffement qui en découle.

SOURCE : BINDOFF ET COLL., 2013, FIGURE 10.5.

Depuis la publication du Cinquième Rapport d'évaluation du GIEC, des études ont éclairé davantage certains aspects de la détection et de l'attribution. Par exemple, l'influence de l'incertitude dans des observations sur les estimations de la tendance de la TMSG attribuable aux GES a été jugée faible par rapport aux autres sources d'incertitude (Jones et Kennedy, 2017). Une autre étude a révélé qu'il reste des différences considérables parmi les modèles de réactions simulées aux forçages d'origine humaine, en particulier pour le forçage ne provenant pas des GES (Jones et coll., 2016). Toutefois, les conclusions de ces études restent conformes au Cinquième Rapport d'évaluation du GIEC (Bindoff et coll., 2013). Même lorsqu'on utilise une nouvelle approche pour la détection et l'attribution (Ribes et coll., 2017), la gamme évaluée de la contribution aux tendances observées du réchauffement d'origine humaine reste conforme à la gamme indiquée dans le Cinquième Rapport d'évaluation du GIEC (Bindoff et coll., 2013).

Dans son Cinquième Rapport d'évaluation, le GIEC a également estimé qu'il était probable que les forçages anthropiques d'origine humaine ont contribué au réchauffement de la couche inférieure de l'atmosphère (troposphère) depuis 1961 (Bindoff et coll., 2013). Des recherches entreprises récemment continuent d'appuyer cette évaluation. Une nouvelle étude a révélé que les différences apparentes du taux de réchauffement de la couche inférieure de l'atmosphère entre les modèles climatiques et les observations par satellite depuis 1979 sont inférieures au taux signalé auparavant (Santer et coll., 2017).

On estime, avec un *degré de confiance moyen*, que les activités humaines ont contribué à l'augmentation observée de l'humidité spécifique dans l'atmosphère et aux changements des précipitations terrestres à l'échelle mondiale depuis 1950, y compris une augmentation dans l'hémisphère Nord aux latitudes moyennes et élevées (Bindoff et coll., 2013). De grandes incertitudes dans les observations et les modèles, et de grandes variabilités internes des précipitations, ont exclu un plus haut degré de confiance. Dans les recherches réalisées depuis le Cinquième Rapport d'évaluation du GIEC (p. ex. Hegerl et coll., 2015; Polson et coll., 2016), on a examiné les sources d'incertitude plus en détail, mais les conclusions générales restent conformes à celles formulées dans le Cinquième Rapport d'évaluation du GIEC (Bindoff et coll., 2013).

Océan

Plusieurs aspects du changement observé dans les océans à l'échelle mondiale ont été attribués à l'activité humaine. En particulier, il est *très probable* que le forçage anthropique a contribué de manière substantielle au réchauffement des couches supérieures des océans depuis 1970 et à une augmentation de la moyenne globale du niveau de la mer depuis les années 1970 (Bindoff et coll., 2013). Il est *très probable* que les augmentations de CO₂ d'origine humaine ont entraîné l'acidification des eaux de surface de l'océan par l'entremise de l'absorption de CO₂ de l'atmosphère, la diminution du pH de 0,001 4 pour atteindre 0,002 4 par année (voir le chapitre 7, section 7.6.1). Des recherches réalisées récemment continuent d'appuyer l'attribution du réchauffement des océans et de l'élévation du niveau de la mer à l'influence humaine (p. ex. Slangen et coll., 2014; Weller et coll., 2016), et de nouvelles estimations du contenu thermique des couches supérieures des océans montrent une plus grande tendance au réchauffement que celle évaluée dans le Cinquième Rapport d'évaluation du GIEC (Durack et coll., 2014).

Cryosphère

Il est *très probable* que les forçages d'origine anthropique ont contribué à la perte de glace marine dans l'Arctique depuis 1979 (Bindoff et coll., 2013). Cette conclusion était fondée sur des simulations de modèles, qui ont pu reproduire le déclin observé uniquement lorsque l'on exclut les forçages anthropiques. Il y a un *degré de confiance faible* dans la compréhension d'une augmentation observée de l'étendue de la glace marine dans l'Antarctique. Toutefois, étant donné que l'évaluation a été faite en 2013, l'étendue de la glace marine dans l'Antarctique a diminué et, en septembre 2017, elle n'avait été plus basse qu'à une seule autre occasion par le passé (NOAA, 2017). Il est probable que le forçage anthropique a contribué à la fonte de la surface observée de l'Inlandsis du Groenland depuis 1993 et au retrait observé des glaciers depuis les années 1960, mais il y a un *degré de confiance faible* dans l'attribution des causes de la perte de masse de l'Inlandsis de l'Antarctique. Il y avait probablement une contribution de l'activité humaine aux réductions observées dans le manteau neigeux de l'hémisphère nord depuis 1970 (Bindoff et coll., 2013). De nouvelles recherches renforcent la preuve de l'attribution de la diminution de l'étendue de la glace marine dans l'Arctique (p. ex. Kirchmeier-Young et coll., 2017) et dans le manteau neigeux de l'hémisphère Nord (p. ex. Najafi et coll., 2016) à l'influence humaine.



Extrêmes

À l'échelle mondiale, il est *très probable* que le forçage anthropique a contribué aux changements observés dans la fréquence des extrêmes de température quotidienne depuis 1950, y compris aux augmentations des chaleurs extrêmes et aux réductions des froids extrêmes (Bindoff et coll., 2013). Pour les régions ayant suffisamment d'observations, on peut affirmer avec un *degré de confiance moyen* que le forçage anthropique ait contribué à l'augmentation de l'intensité des épisodes de précipitations abondantes depuis 1950. De nouvelles recherches renforcent la preuve pour l'attribution des changements de température et des précipitations extrêmes à l'influence humaine (Zhang et coll., 2013; Kim et coll., 2016; Fischer et Knutti, 2015; Christidis et Stott, 2016).

Résumé de la section

En résumé, l'évaluation présentée dans le Cinquième Rapport d'évaluation du GIEC (Bindoff et coll., 2013) indiquant qu'il est *extrêmement probable* que les activités humaines sont la principale cause du réchauffement observé depuis le milieu du XX^e siècle a été appuyée par des éléments de preuve solide provenant de multiples études, et a été appuyée par des études supplémentaires depuis l'année 2013. Des éléments de preuve relatifs à la détection de l'influence humaine sur d'autres variables climatiques dans l'atmosphère, les océans et la cryosphère étaient très forts au moment de la publication du Cinquième Rapport d'évaluation du GIEC (Bindoff et coll., 2013), et l'accumulation d'éléments de preuve s'est poursuivie depuis.

Références

Académie nationale des sciences et Société royale. *Climate Change : Evidence and Causes*, The National Academies Press, Washington, District de Columbia, États-Unis, 2014.

Arrhenius, S. « On the influence of carbonic acid in the air on the temperature upon the temperature of the ground » *The London, Edinburgh and Dublin Philosophical Magazine and Journal of Science*, vol. 4, 1896, pp. 237–276.

Bindoff, N.L., Stott, P.A., AchutaRao, K.M., Allen, M.R., Gillett, N., Gutzler, D., Hansingo, K., Hegerl, G., Hu, Y., Jain, S., Mokhov, I.I., Overland, J., Perlwitz, J., Sebbari, R. et Zhang, X. « Détection et attribution des changements climatiques : de l'échelle mondiale à régionale », 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. 867–952.

Blunden, J. et Arndt, D.S. (éd.). « State of the Climate in 2015 », *Bulletin of the American Meteorological Society*, vol. 97, 2016, p. S1–S275.

Blunden, J. et Arndt, D.S. (éd.). « State of the Climate in 2016 », *Bulletin of the American Meteorological Society*, vol. 98, 2017, p. Si–S277.

Bond, T.C., Doherty, S.J., Fahey, D.W., Forster, P.M., Berntsen, T., DeAngelo, B.J., Flanner, M.G., Ghan, S., Kärcher, B., Koch, D., Kinne, S., Kondo, Y., Quinn, P.K., Sarofim, M. C., Schultz, M.G., Schulz, M., Venkataraman, C., Zhang, H., Zhang, S., Bellouin, N., Guttikunda, S.K., Hopke, P.K., Jacobson, M.Z., Kaiser, J.W., Klimont, Z., Lohmann, U., Schwarz, J.P., Shindell, D., Storelvmo, T., Warren, S.G. et Zender, C.S. « Bounding the role of black carbon in the climate system: A scientific assessment », *Journal of Geophysical Research : Atmosphere*, vol. 118, 2013, pp. 5380–5552.

Boucher, O., Randall, D., Artaxo, P., Bretherton, C., Feingold, G., Forster, P., Kerminen, V.-M., Kondo, Y., Liao, H., Lohmann, U., Rasch, P., Satheesh, S.K., Sherwood, S., Stevens, B. et Zhang, X.Y. « Nuages et aérosols », 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. 571–658.

Chen, J.M., Chen, B., Higuchi, K., Liu, J. Chan, D., Worthy, D., Tans, P. et Blacks, A. « Boreal ecosystems sequestered more carbon in warmer years », *Geophysical Research Letters*, vol. 33, 2006.

Christidis, N. et Stott, P. « Attribution analyses of temperature extremes using a set of 16 indices », *Weather and Climate Extremes*, vol. 14, 2016, pp. 24–35. [doi:10.1016/j.wace.2016.10.003](https://doi.org/10.1016/j.wace.2016.10.003)

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.

Cubasch, U., Wuebbles, D., Chen, D., Facchini, M.C., Frame, D., Mahowald, N. et Winther, J.-G. « Introduction », 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. 119–158.

Dai, A., Fyfe, J.C., Xie, S.-P. et Dai, X. « Decadal modulation of global surface temperature by internal climate variability », *Nature Climate Change*, vol. 5, 2015, pp. 555–559.

Durack, P.J., Gleckler, P.J., Landerer, F.W. et Taylor, K.E. « Quantifying underestimates of long-term upper-ocean warming », *Nature Climate Change*, vol. 4, 2014, pp. 999–1005.

England, M.H., McGregor, S., Spence, P., Meehl, G.A., Timmermann, A., Cai, W., Sen Gupta, A., McPhaden, M.J., Purich, A. et Santoso, A. « Recent intensification of wind-driven circulation in the Pacific and the ongoing warming hiatus », *Nature Climate Change*, vol. 4, 2014, pp. 222–227.

Fahey, D.W., Doherty, S.J., Hibbard, K.A., Romanou, A. et Taylor, P.C. « Physical drivers of climate change », dans *Climate Science Special Report : Fourth National Climate Assessment*, Vol. 1, D.J. Wuebbles, D.W. Fahey, K.A. Hibbard, D.J. Dokken, B.C. Stewart, et T.K. Maycock (éd), U.S. Global Change Research Program, Washington, District de Columbia, États-Unis, 2017, pp. 73–113.

Fischer, E.M. et Knutti, R. « Anthropogenic contribution to global occurrence of heavy-precipitation and high-temperature extremes », *Nature Climate Change*, vol. 5, 2015, pp. 560–564.

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.

Fourier, J.-B. J. *Mémoires sur les températures du globe terrestre et des espaces planétaires*, 1827, <http://www.academie-sciences.fr/pdf/dossiers/Fourier/Fourier_pdf/Mem1827_p569_604.pdf>

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.

Fyfe, J.C., von Salzen, K., Cole, J.N.S., Gillett, N.P. et Vernier, J.-P. « Surface

response to stratospheric aerosol changes in a coupled atmosphere–ocean model », *Geophysical Research Letters*, vol. 40, 2013, pp. 584–588.

GIEC (Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat). *Climate Change : The IPCC Scientific Assessment (1990)*, Contribution du Groupe de travail I au premier rapport d'évaluation du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat, J.T. Houghton, G.J. Jenkins et J.J. Ephraums (éd), Cambridge University Press, Cambridge, Royaume-Uni, New York, New York, États-Unis et Melbourne, Australie, 1990, 410 p.

GIEC (Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat). *Climate Change 1995 : The Science of Climate Change*, Contribution du Groupe de travail I au deuxième rapport d'évaluation du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat, J.T. Houghton, L.G. Meira Filho, B.A. Callander, N. Harris, A. Kattenberg, et K. Maskell (éd), Cambridge University Press, Cambridge, Royaume-Uni et New York, New York, États-Unis, 1996.

GIEC (Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat). *Climate Change 2001 : The Scientific Basis*, Contribution du Groupe de travail I au troisième rapport d'évaluation du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat, J.T. Houghton, Y. Ding, D.J. Griggs, M. Noguer, P.J. van der Linden, X. Dai, K. Maskell et C.A. Johnson (éd), Cambridge University Press, Cambridge, Royaume-Uni et New York, New York, États-Unis, 2001, 881 p.

GIEC (Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat). *Climate Change 2007 : The Physical Science Basis*, Contribution du Groupe de travail I au quatrième rapport d'évaluation du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat, S. Solomon, D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor et H.L. Miller (éd), Cambridge University Press, Cambridge, Royaume-Uni et New York, New York, États-Unis, 2007, 996 p.

GIEC (Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat). *Rapport Spécial sur la gestion des risques de catastrophes et de phénomènes extrêmes pour les besoins de l'adaptation au changement climatique*, Rapport spécial des Groupes de travail I et II du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat, C.B Field, V. Barros, T.F. Stocker, D. Qin, D.J. Dokken, K.L. Ebi, M.D. Mastrandrea, K.J. Mach, G.-K. Plattner, S.K. Allen, M. Tignor, et P.M. Midgley (éd), Cambridge University Press, Cambridge, Royaume-Uni, 2012, 582 p.

GIEC (Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat). *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, 2013a, 1535 p.

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). « Annexe III : Glossaire », 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, Planton, S., 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, 2013c, pp. 1–30.
- Hadden, D. et Grelle, D. « Changing temperature response of respiration turns boreal forest from carbon sink into carbon source », *Agricultural and Forest Meteorology*, vol. 223, 2016, pp. 30–38.
- Hansen, J., Ruedy, R., Sato, M. et Lo, K. « Global surface temperature change », *Review of Geophysics*, vol. 48, 2010.
- Hartmann, D.L., Klein Tank, A.M.G., Rusticucci, M., Alexander, L.V., Brönnimann, S., Charabi, Y., Dentener, F.J., Dlugokencky, E.J., Easterling, D.R., Kaplan, A., Soden, B.J., Thorne, P.W., Wild, M. et Zhai, P.M. « Observations : atmosphère et Surface », 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. 159–254.
- Hawkins, E., Ortega, P., Suckling, E., Schurer, A., Hergel, G., Jones, P., Joshi, M., Osborn, T.J., Masson-Delmotte, V., Mignot, J., Thorne, P. et Van Oldenborgh, G.J. « Estimating changes in global temperature since the pre-industrial period », *Bulletin of the American Meteorological Society*, vol. 98, 2017, pp. 1841–1856.
- Hegerl, G.C., Black, E., Allan, R.P., Ingram, W.J., Polson, D., Trenberth, K.E., Chadwick, R.S., Arkin, P.A., Sarojini, B.B., Becker, A., Dai, A., Durack, P.J., Easterling, D., Fowler, H.J., Kendon, E.J., Huffman, G.J., Liu, C., Marsh, R., New, M., Osborn, T.J., Skliris, N., Stott, P.A., Vidale, P., Wijffels, S.E., Wilcox, L.J., Willett, K.M., et Zhang, X. « Challenges in quantifying changes in the global water cycle », *Bulletin of the American Meteorological Society*, vol. 96, 2015, pp. 1097–1115.
- Hu, A. et Fedorov, A.V. « The extreme El Niño of 2015–2016 and the end of global warming hiatus », *Geophysical Research Letters*, vol. 44, 2017, pp. 3816–3824.
- Jansen, E., Overpeck, J., Briffa, K.R., Duplessy, J.-C., Joos, F., Masson-Delmotte, V., Olago, D., Otto-Bliesner, B., Peltier, W.R., Rahmstorf, S., Ramesh, R., Raynaud, D., Rind, D., Solomina, O., Villalba R. et Zhang, D. « Palaeoclimate », dans *Climate Change 2007 : The Physical Science Basis*, Contribution du Groupe de travail I au quatrième rapport d'évaluation du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat, S. Solomon, D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor et H.L. Miller (éd), Cambridge University Press, Cambridge, Royaume-Uni et New York, New York, États-Unis, 2007, 996 p.
- Jones, G.S. et Kennedy, J.J. « Sensitivity of attribution of anthropogenic near-surface warming to observational uncertainty », *Journal of Climate*, vol. 30, 2017, pp. 4677–4691.
- Jones, G.S., Stott, P.A. et Mitchell, J.F. « Uncertainties in the attribution of greenhouse gas warming and implications for climate prediction »,

Journal of Geophysical Research : Atmospheres, vol. 121, 2016, pp. 6969–6992.

Karl, T.R., Arguez, A., Huang, B., Lawrimore, J.H., McMahon, J.R., Menne, M.J., Peterson, T.C., Vose, R.S. et Zhang, H.-M. « Possible artifacts of data biases in the recent global surface warming hiatus », *Science*, vol. 348, 2015, pp. 1469–1472.

Kim, Y.H., Min, S.K., Zhang, X., Zwiers, F., Alexander, L.V., Donat, M.G. et Tung, Y.S. « Attribution of extreme temperature changes during 1951–2010 », *Climate Dynamics*, vol. 46, 2016, pp. 1769–1782.

Kirchmeier-Young, M.C., Zwiers, F.W. et Gillett, N.P. « Attribution of extreme events in Arctic Sea ice extent », *Journal of Climate*, vol. 30, 2017, pp. 553–571.

Kopp, G. et Lean, J.L. « A new, lower value of total solar irradiance: evidence and climate significance », *Geophysical Research Letters*, vol. 38, 2011.

Kosaka, Y. et Xie, S.-P. « Recent global-warming hiatus tied to equatorial Pacific surface cooling », *Nature*, vol. 501, 2013, pp. 403–407.

Kurz, W.A., Shaw, C.H., Boisvenue, C., Stinson, G., Metsaranta, J., Leckie, D., Dyk, A., Smyth, C., et Neilson, E.T. « Carbon in Canada's boreal forest – a synthesis », *Environmental Reviews*, vol. 21, 2013, pp. 260–292.

Lacis, A., Schmidt, G., Rind, D. et Ruedy, R. « Atmospheric CO₂: principal control knob governing Earth's temperature », *Science*, vol. 330, 2010, pp. 356–359.

Le Quéré, C.L., Andrew, R.M., Canadell, J.G., Sitch, S., Korsbakken, J.I., Peters, G.P., Manning, A.C., Boden, T.A., Tans, P.P., Houghton, R.A., Keeling, R.F., Alin, S., Andrews, O.D., Anthoni, P., Barbero, L., Bopp, L., Chevallier, F., Chini, L.P., Ciais, P., Currie, K., Delire, C., Doney, S.C., Friedlingstein, P., Gkritzalis, T., Harris, I., Hauck, J., Haverd, V., Hoppema, M., Klein Goldewijk, K., Jain, A.K., Kato, E., Körtzinger, A., Landschützer, P., Lefèvre, N., Lenton, A., Lienert, S., Lombardozzi, D., Melton, J.R., Metzl, N., Millero, F., Monteiro, P.M.S., Munro, D.R., Nabel, J.E.M.S., Nakaoka, S.-I., O'Brien, K., Olsen, A., Omar, A.M., Ono, T., Pierrot, D., Poulter, B., Rödenbeck, B., Salisbury, J., Schuster, U., Schwinger, J., Séférian, R., Skjelvan, I., Stocker, B.D., Sutton, A.J., Takahashi, T., Tian, H., Tilbrook, B., van der Laan-Luijkx, I.T., van der Werf, G.R., Viovy, N., Walker, A.P., Wiltshire, A.J. et Zaehle, S. « Global carbon budget 2016 », *Earth System Science Data*, vol. 8, 2016, pp. 605–649.

Le Treut, H., Somerville, R., Cubasch, U., Ding, Y., Mauritzen, C., Mokssit, A., Peterson, T. et Prather, M. « Historical Overview of Climate Change », dans *Climate Change 2007 : The Physical Science Basis*, Contribution du Groupe de travail I au quatrième rapport d'évaluation du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat, S. Solomon, D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor et H.L. Miller (éd), Cambridge University Press, Cambridge, Royaume-Uni et New York, New York, États-Unis, 2007, pp. 93–127.

Lewandowsky, S., Risbey, J.S. et Oreskes, N. « On the definition and identifiability of the alleged "hiatus" in global warming », *Scientific Reports*, vol. 5, 2015.

Masson-Delmotte, V., Schulz, M., Abe-Ouchi, A., Beer, J., Ganopolski, A., González Rouco, J.F., Jansen, E., Lambeck, K., Luterbacher, J., Naish,

T., Osborn, T., Otto-Bliesner, B., Quinn, T., Ramesh, R., Rojas, M., Shao, X. et Timmermann, A. (2013) : « Information provenant des archives Paleoclimatiques », 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. 383–464.

McCormick, L.M.P, Thomason, W. et Trepte, C.R. « Atmospheric effects of the Mt Pinatubo eruption », *Nature*, vol. 373, 1995, pp. 399–404.

Meehl, G.A., Hu, A., Arblaster, J.M., Fasullo, J. et Trenberth, K.E. « Externally forced and internally generated decadal climate variability associated with the Interdecadal Pacific Oscillation », *Journal of Climate*, vol. 26, 2013, pp. 7298–7301.

Meinshausen, M., Smith, S.J., Calvin, K., Daniel, J.S., Kainuma, M.L.T., Lamarque, J-F., Matsumoto K., Montzka, S.A., Raper, S.C.B., Riahi, K., Thomson, A., Velders, G.J.M. et van Vuuren, D.P.P. « The RCP greenhouse gas concentrations and their extensions from 1765 to 2300 », *Climatic Change*, vol. 109, 2011, pp. 213–241.

Morice, C.P., Kennedy, J.J., Rayner, N.A. et Jones, P.D. « Quantifying uncertainties in global and regional temperature change using an ensemble of observational estimates: The HadCRUT4 dataset », *Journal of Geophysical Research Atmospheres*, vol. 117, 2012.

Myhre, G., Shindell, D., Bréon, F.-M., Collins, W., Fuglestedt, J., Huang, J., Koch, D., Lamarque, J.-F., Lee, D., Mendoza, D., 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.

Najafi, M.R., Zwiers, F.W. et Gillett, N.P. « Attribution of the spring snow cover extent decline in the Northern Hemisphere, Eurasia and North America to anthropogenic influence », *Climatic Change*, vol. 136, 2016, pp. 571–586.

NOAA (Agence américaine d'observation océanique et atmosphérique). *State of the Climate: Global Snow and Ice for September 2017*, 2017.

OMM (Organisation météorologique mondiale) « Bulletin de l'OMM sur les gaz à effet de serre : Bilan des gaz à effet de serre présents dans l'atmosphère, d'après les observations effectuées à l'échelle du globe en 2015 », OMM, n° 12, 2016. < https://library.wmo.int/pmb_ged/ghg-bulletin_12_fr.pdf >

OMM (Organisation météorologique mondiale) « Déclaration de l'OMM sur l'état du climat mondial en 2016 », OMM, n° 1189, 2017, < https://library.wmo.int/index.php?lvl=notice_display&id=19847#.W8DFXXnrvcv >.

OMM (Organisation météorologique mondiale) « Déclaration de l'OMM sur l'état du climat mondial en 2017 », OMM, n° 1212, 2018, < https://library.wmo.int/index.php?lvl=notice_display&id=20221#.W8DEZHnrvcv >

Overland, J., Walsh, J. et Kattsov, V. « Trends et Feedbacks », dans *Snow, Water, Ice and Permafrost in the Arctic (SWIPA)*, Arctic Monitoring and Assessment Programme (AMAP), Oslo, Norway, 2017, pp. 9–24.

Perovich, D.K., Nghiem, S.V., Markus, T. et Schweiger, A. « Seasonal evolution and interannual variability of the local solar energy absorbed by the Arctic sea ice-ocean system », *Journal of Geophysical Research*, vol. 112, 2007.

Perovich, D.K., Roesler, C.S. et Pegau, W.S. « Variability in Arctic sea ice optical properties », *Journal of Geophysical Research*, vol. 103, 1998, pp. 1193–1208.

Pithan, F. et Mauritsen, T. « Arctic amplification dominated by temperature feedbacks in contemporary climate models », *Nature Geoscience*, vol. 7, 2017, pp. 181–184.

Polson, D., Hegerl, G.C. et Solomon, S. « Precipitation sensitivity to warming estimated from long island records », *Environmental Research Letters*, vol. 11, 2016.

Rajaratnam, B., Romano, J., Tsiang, M. et Diffenbaugh, N.S. « Debunking the climate hiatus », *Climatic Change*, vol. 133, 2015, pp. 129–140.

Rhein, M., Rintoul, S.R., Aoki, S., Campos, E., Chambers, D., Feely, R.A., Gulev, S., Johnson, G.C., Josey, S.A., Kostianoy, A., Mauritzen, C., Roemmich, D., Talley, L.D. et Wang, F. « Observations : Océan », 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. 255–316.

Ribes, A., Zwiers, F.W., Azaïs, J.M. et Naveau, P. « A new statistical approach to climate change detection and attribution », *Climate Dynamics*, vol. 48, 2017, pp. 367–386.

Ridley, D.A., Solomon, S., Barnes, J. E., Burlakov, V.D., Deshler, T., Dolgii, S.I., Herber, A.B., Nagai, T., Neely III, R.R., Nevzorov, A.V., Ritter, C., Sakai, T., Santer, B.D., Sato, M., Schmidt, A., Uchino, O. et Vernier, J.P. « Total volcanic stratospheric aerosol optical depths and implications for global climate change », *Geophysical Research Letters*, vol. 41, 2014, pp. 7763–7769.

Robock, A. « Climate model simulations of the effects of the El Chichón eruption », *Geofísica Internacional*, vol. 23, 2013, pp. 403–414.

Robock, A. et Matson, M. « Circumglobal transport of the El Chichón volcanic dust cloud », *Science*, vol. 221, 1983, pp. 195–197.

Salinger, M.J., Renwick, J.A. et Mullan, A.B. « Interdecadal Pacific Oscillation and South Pacific Climate », *International Journal of Climatology*, vol. 21, 2001, pp. 1705–1721.

Santer, B.D., Fyfe, J.C., Pallotta, G., Flato, G.M., Meehl, G.A., England, M.H., Hawkins, E., Mann, M.E., Painter, J.F., Bonfils, C. et Cvijanovic, I. « Causes of differences in model and satellite tropospheric warming rates », *Nature Geoscience*, vol. 10, 2017, pp. 478–485.

Santer, B.D., Solomon, S., Bonfils, C., Zelinka, M.D., Painter, J.F., Beltran,

F., Fyfe, J.C., Johannesson, G., Mears, C., Ridley, D.A., Vernier, J.-P. et Wentz, F.J. « Volcanic contribution to decadal changes in tropospheric temperature », *Nature Geoscience*, vol. 7, 2014, pp. 185–189.

Santer, B.D., Solomon, S., Bonfils, C., Zelinka, M.D., Painter, J.F., Beltran, F., Fyfe, J.C., Johannesson, G., Mears, C., Ridley, D.A., Vernier, J.-P. et Wentz, F.J. « Observed multivariable signals of late 20th and early 21st century volcanic activity », *Geophysical Research Letters*, vol. 42, 2015, pp. 500–509.

Saunio, M., Bousquet, P., Poulter, B., Peregón, A., Ciais, P., Canadell, J.G., Dlugokencky, E.J., Etiope, G., Bastviken, D., Houweling, S., Janssens-Maenhout, G., Tubiello, F.N., Castaldi, S., Jackson, R.B., Alexe, M., Arora, V.K., Beerling, D.J., Bergamaschi, P., Blake, D.R., Brailsford, G., Brovkin, V., Bruhwiler, L., Crevoisier, C., Crill, P., Covey, K., Curry, C., Frankenberg, C., Gedney, N., Höglund-Isaksson, L., Ishizawa, M., Ito, A., Joos, F., Kim, H.-S., Kleinen, T., Krummel, P., Lamarque, J.-F., Langenfelds, R., Locatelli, R., Machida, T., Maksyutov, S., McDonald, K.C., Marshall, J., Melton, J.R., Morino, I., Naik, V., O'Doherty, S., Parmentier, F.-J.W., Patra, P.K., Peng, C., Peng S., Peters, G.P., Pisoni, I., Prigent, C., Prinn, R., Ramonet, M., Riley, W.J., Saito, M., Santini, M., Schroeder, R., Simpson, I.J., Spahni, R., Steele, P., Takizawa, A., Thornton, B.F., Tian, H., Tohjima, Y., Viovy, N., Voulgarakis, A., van Weele, M., van der Werf, G.R., Weiss, R., Wiedinmyer, C., Wilton, D.J., Wiltshire, A., Worthy, D., Wunch, D., Xu, X., Yoshida, Y., Zhang, B., Zhang, Z. et Zhu, Q. « The global methane budget 2000–2012 », *Earth System Science Data*, vol. 8, 2016, pp. 697–751.

Schmidt, G.A., Shindell, D.T. et Tsigaridis, K. « Reconciling warming trends », *Nature Geoscience*, vol. 7, 2014, pp. 1–3.

Serreze, M. et Barry, R.G. « Processes and impacts of Arctic Amplification: A research synthesis », *Global Planetary Change*, vol. 77, 2011, pp. 85–96.

Shabbar, A. et Yu, B. « The 1998–2000 La Niña in the context of historically strong La Niña events », *Journal of Geophysical Research : Atmospheres*, vol. 114, 2009.

Shabbar, A., et Yu, B. « Intraseasonal Canadian winter temperature responses to interannual and interdecadal Pacific SST modulations », *Atmosphere–Ocean*, vol. 50, 2012, pp. 109–121.

Slangen, A., Church, J.A., Zhang, X. et Monselesan, D. « Detection and attribution of global mean thermohaline sea level change », *Geophysical Research Letters*, vol. 41, 2014, pp. 5951–5959.

Smith, D.M., Booth, B.B.B., Dunstone, N.J., Eade, R., Hermanson, L., Jones, G.S., Scaife, A.A., Sheen, K.L. et Thompson, V. « Role of volcanic and anthropogenic aerosols in the recent global surface warming slowdown », *Nature Climate Change*, vol. 6, 2016, pp. 936–940.

Solomon, S., Daniel, J.S., Neely III, R.R., Vernier J.-P., Dutton, E.G., et Thomason, L.W. « The persistently variable “background” stratospheric aerosol layer and global climate change », *Science*, vol. 333, 2011, pp. 866–870.

Solomon, S., Rosenlof, K.H., Portmann, R.W., Daniel, J.S., Davis, S.M., Sanford, T.J. et Plattner, G.-K. « Contributions of stratospheric water vapor to decadal changes in the rate of global warming », *Science*, vol. 327, 2010, pp. 1219–1223.

Steffen, W., Crutzen, P.J. et McNeill, J.R. « The Anthropocene: Are Humans



Now Overwhelming the Great Forces of Nature? », *Ambio*, vol. 36, 2007, pp. 614–621.

Steinman, B.A., Mann, M.E. et Miller, S.K. « Atlantic and Pacific multidecadal oscillations and Northern Hemisphere temperatures », *Science*, vol. 347, 2015, pp. 988–991.

Trenberth, K.E. « Evolution of El Niño–Southern Oscillation and global atmospheric surface temperatures », *Journal of Geophysical Research*, vol. 107, 2002.

Tyndall, J. « On the transmission of heat of different qualities through gases of different kinds »,

Proceedings of the Royal Institution, vol. 3, 1859, pp. 155–158; citer dans Hulme, M. « On the origin of 'the greenhouse effect': John Tyndall's 1859 interrogation of nature », *Weather*, Magazine of the Royal Meteorological Society, vol. 64, 2009, pp. 121–123.

USGCRP (United States Global Change Research Program). « Climate Science Special Report : Fourth National Climate Assessment », vol. 1, D.J. Wuebbles, D.W. Fahey, K.A. Hibbard, D.J. Dokken, B.C. Stewart, and T.K. Maycock (éd), U.S. Global Change Research Program, Washington, District de Columbia, États-Unis, 2017, 470 p.

Vaughan, D.G., Comiso, J.C., Allison, I., Carrasco, J., Kaser, G., Kwok, R., Mote, P., Murray, T., Paul, F., Ren, J., Rignot, E., Solomina, O., Steffen, K. et Zhang, T. (2013) : « Observations : Cryosphère » 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. 317–382.

Vernier, J.-P. « Major influence of tropical volcanic eruptions on the stratospheric aerosol layer during the last decade », *Geophysical Research Letters*, vol. 38, 2011.

Weller, E., Min, S.K., Palmer, M. D., Lee, D., Yim, B. Y. et Yeh, S.W. « Multi-model attribution of upper-ocean temperature changes using an isothermal approach », *Scientific reports*, vol. 6, 2016.

Zhang, X., Wan, H., Zwiers, F.W., Hegerl, G.C. et Min, S.K. « Attributing intensification of precipitation extremes to human influence », *Geophysical Research Letters*, vol. 40, 2013, pp. 5252–5257.





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

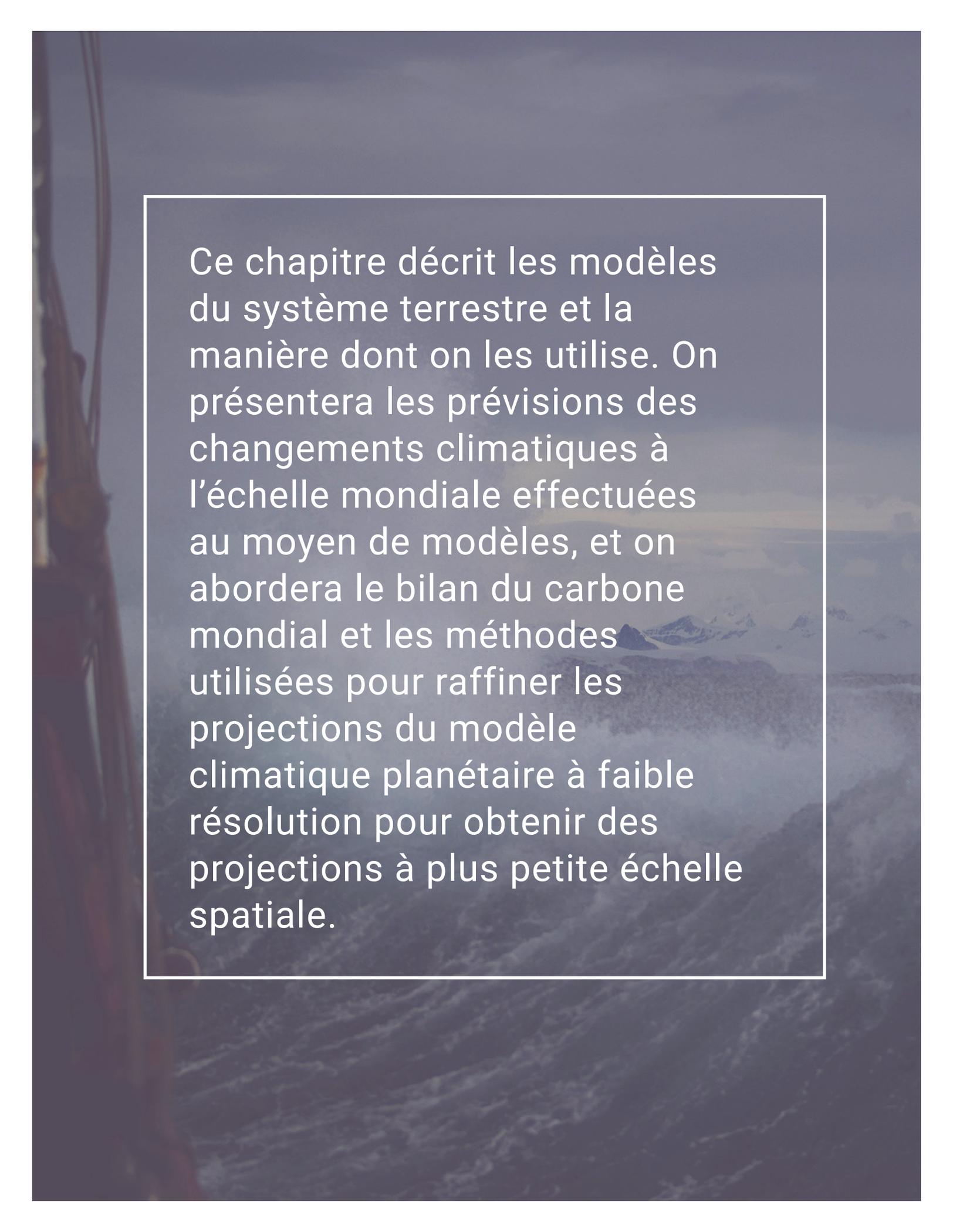
Encadré 3.3 : Agents de forçage climatique à courte durée de vie

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)

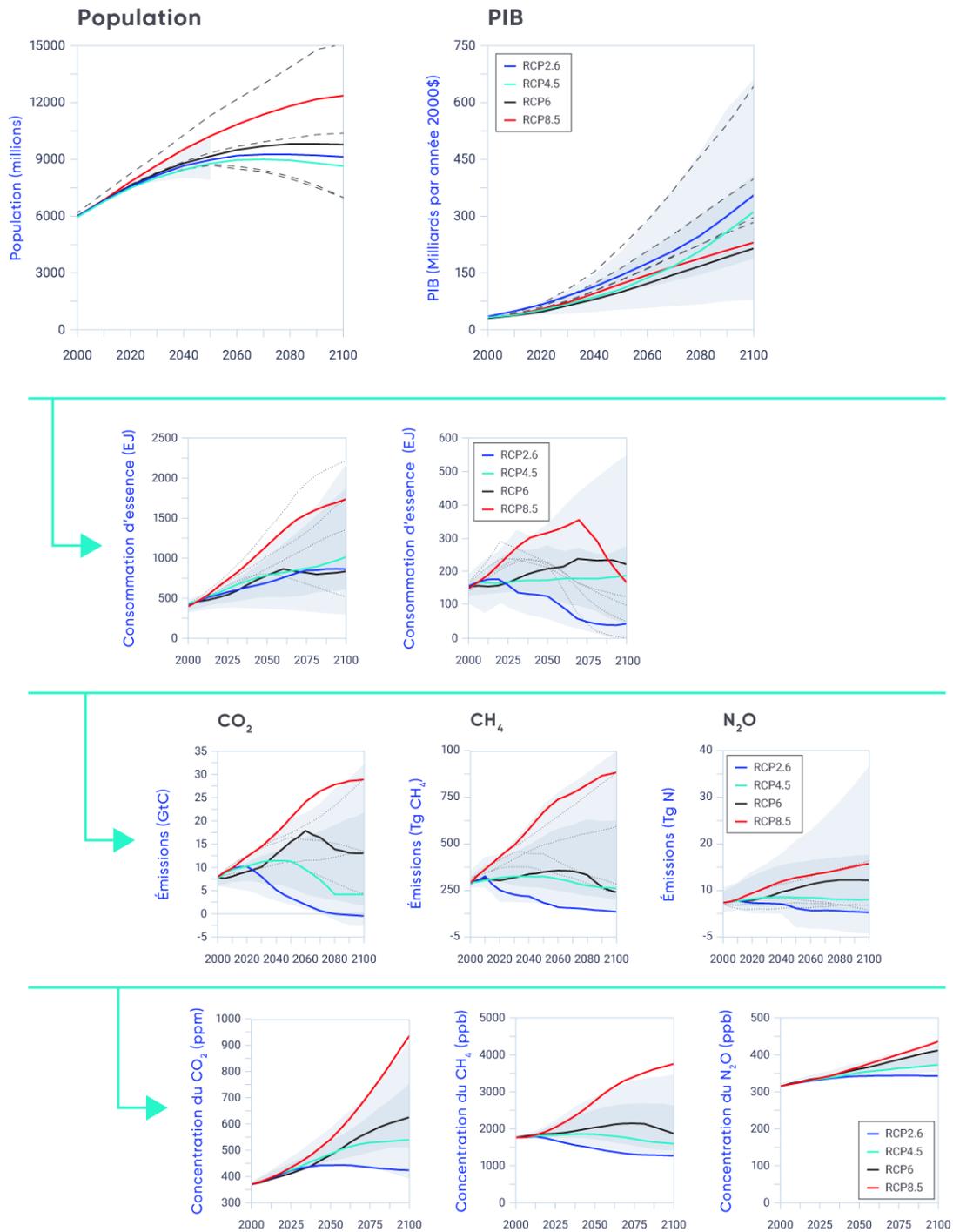


Figure 3.1 : Aspects fondamentaux des profils représentatifs d'évolution de concentration

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).

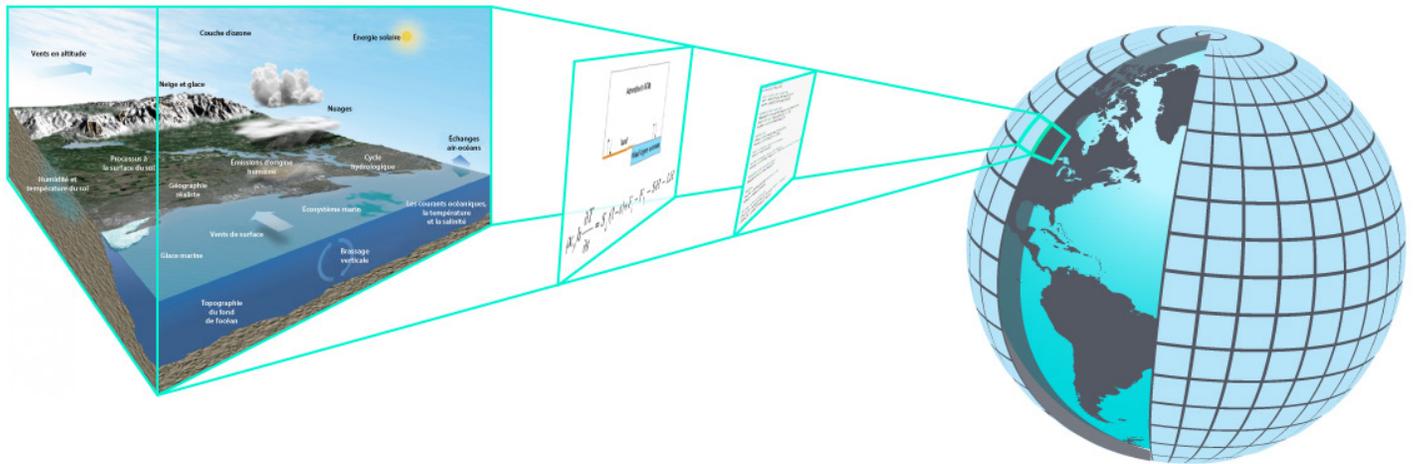


Figure 3.2: Création d'un modèle du système terrestre

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. »

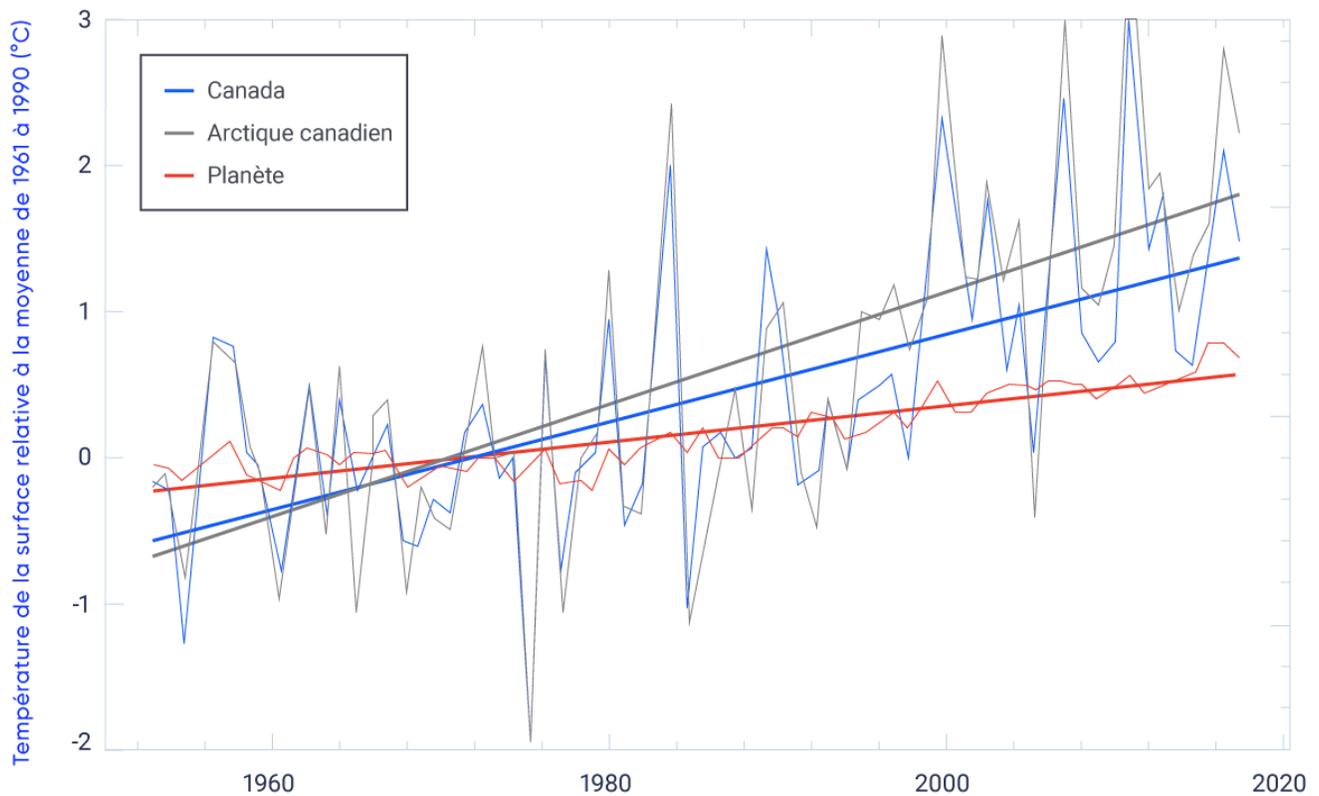


Figure 3.3: Taux de réchauffement pour le Canada, l'Arctique canadien, et le monde

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).

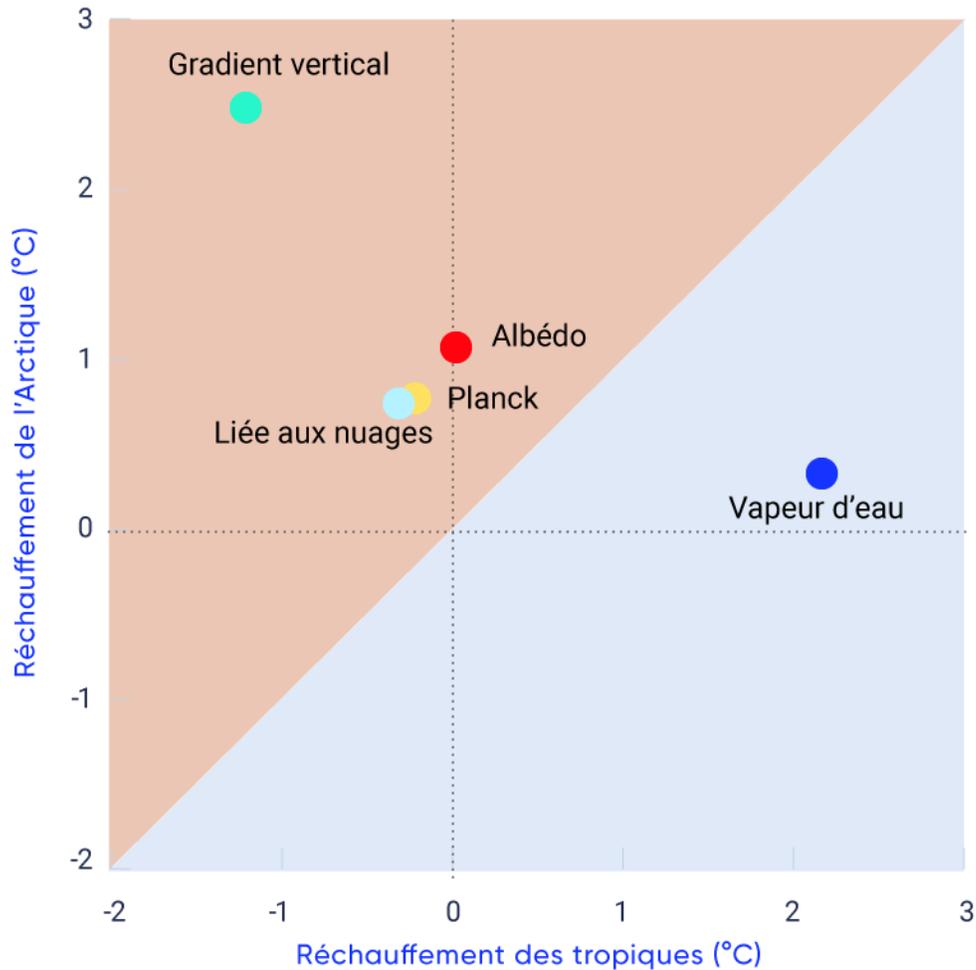


Figure 3.4: Contributions au réchauffement de divers mécanismes de rétroaction pour l'Arctique et les tropiques

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).

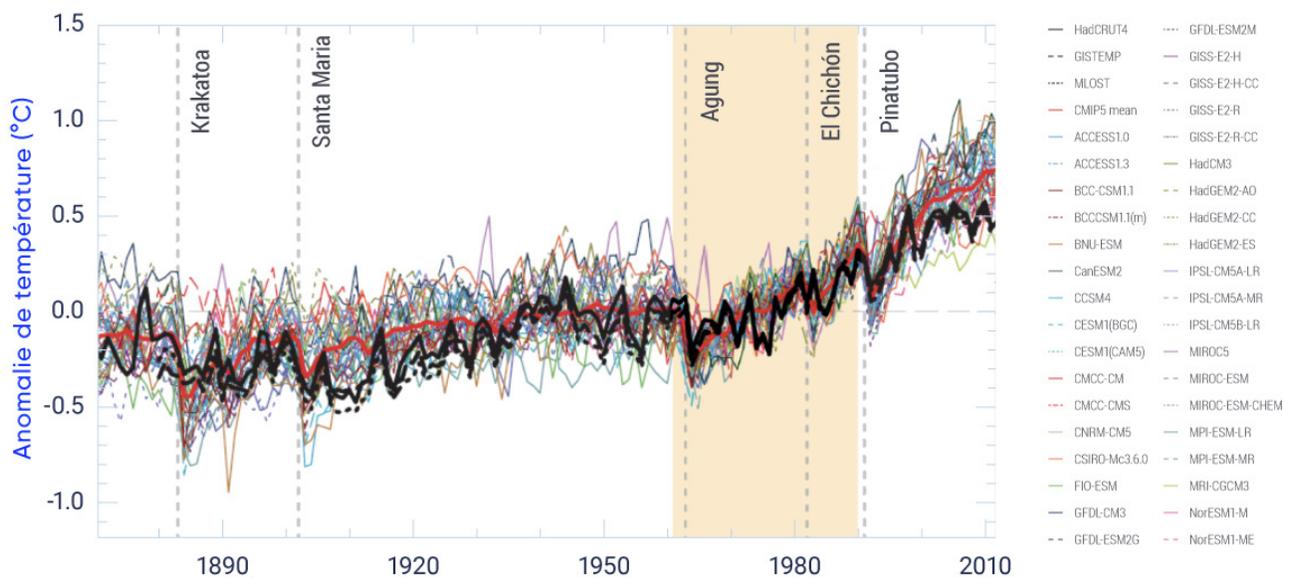


Figure 3.5: Évaluation du rendement du modèle par rapport aux observations

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.)

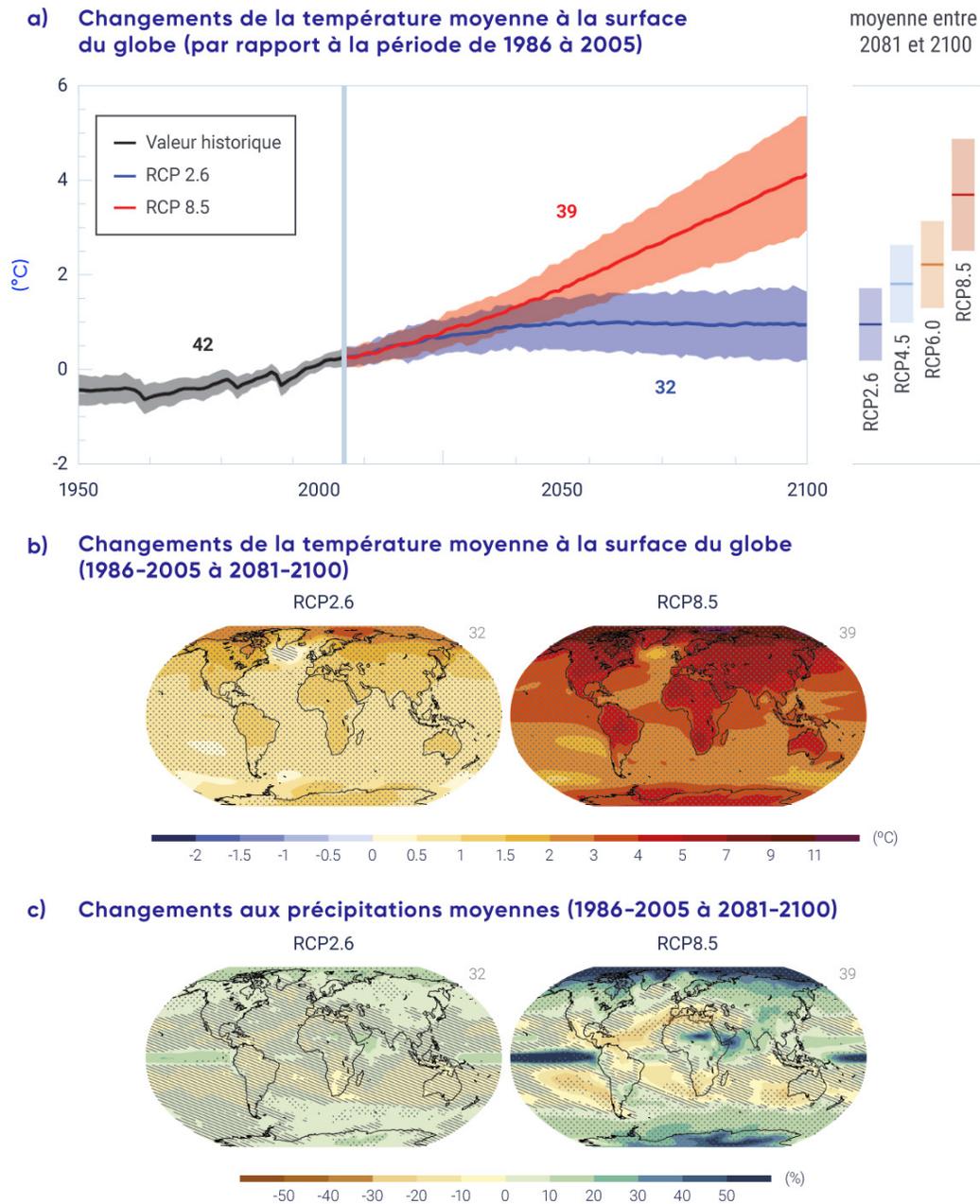


Figure 3.6: Prévisions climatiques mondiales

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.

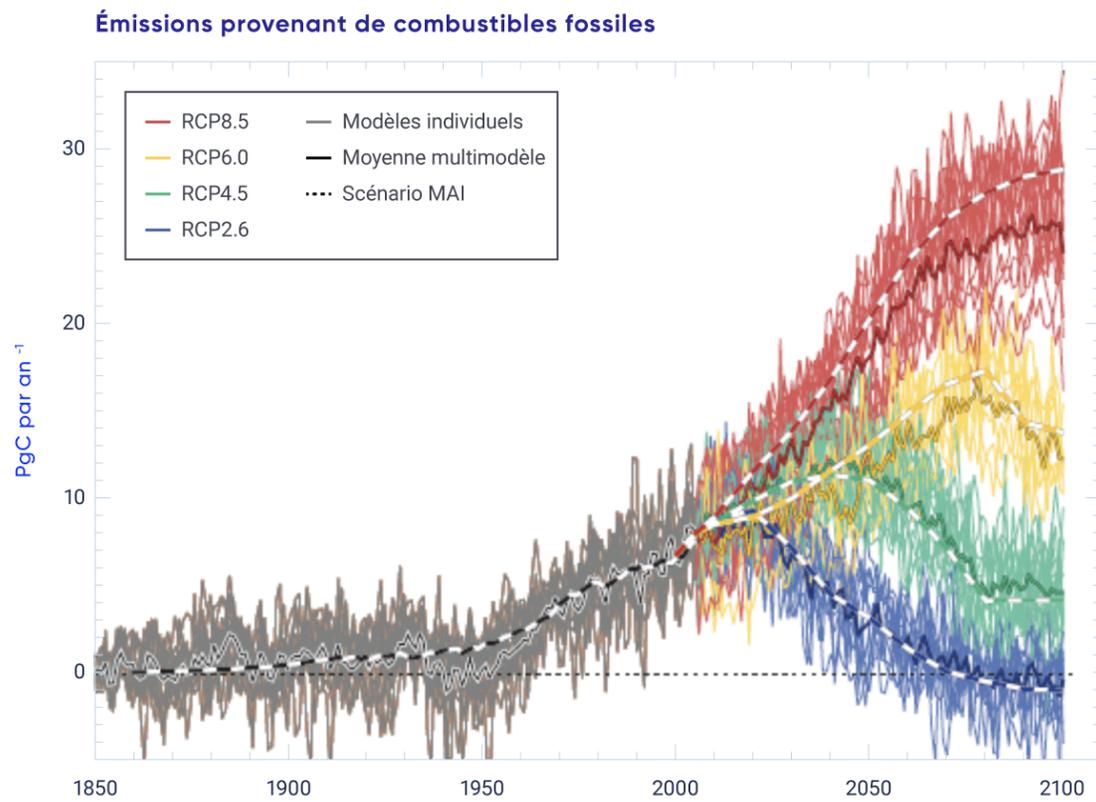
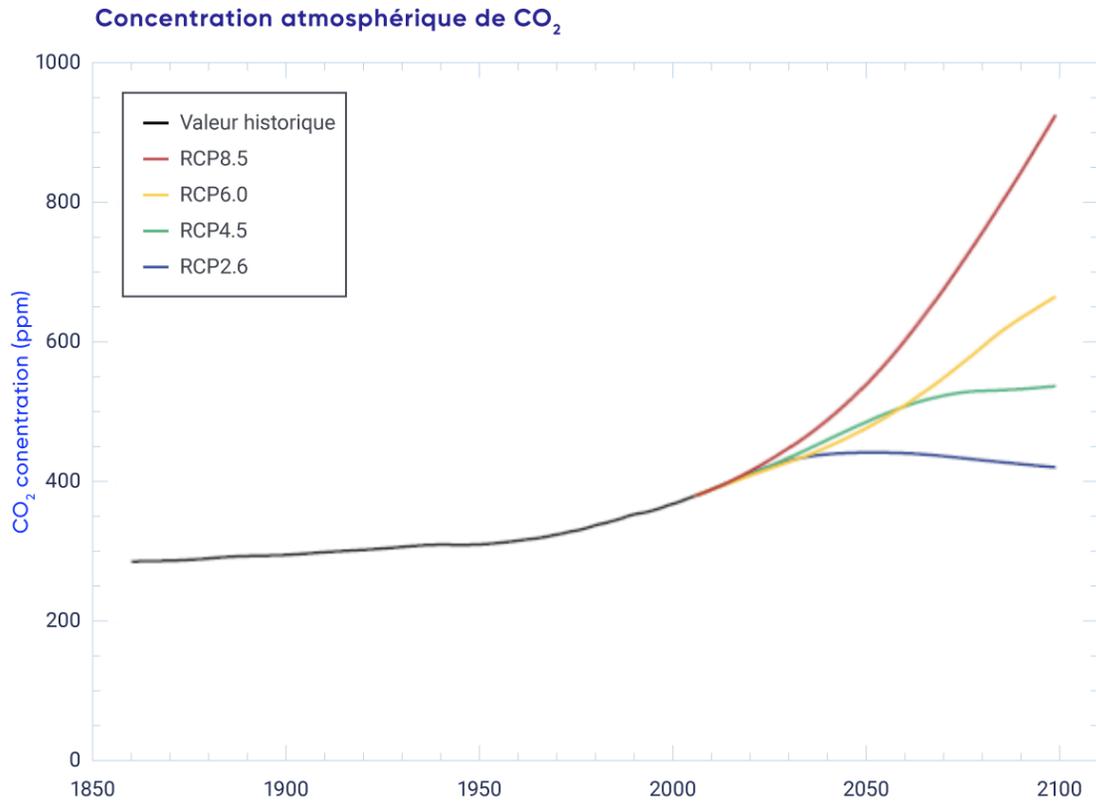


Figure 3.7 : Concentrations de dioxyde de carbone et émissions compatibles pour chacun des quatre profils représentatifs d'évolution de concentration

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.

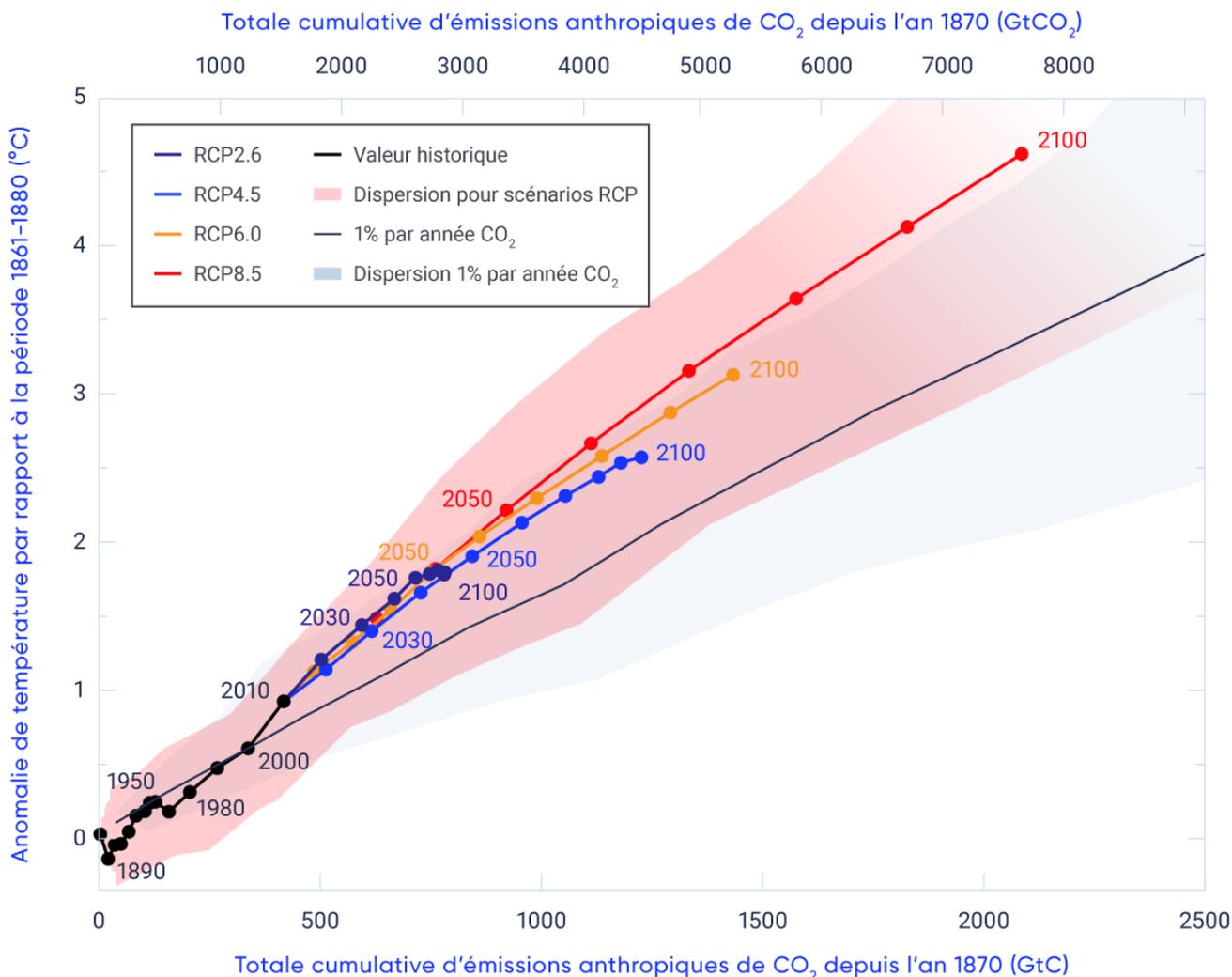


Figure 3.8: Lien entre la température mondiale et les émissions cumulatives de dioxyde de carbone

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.

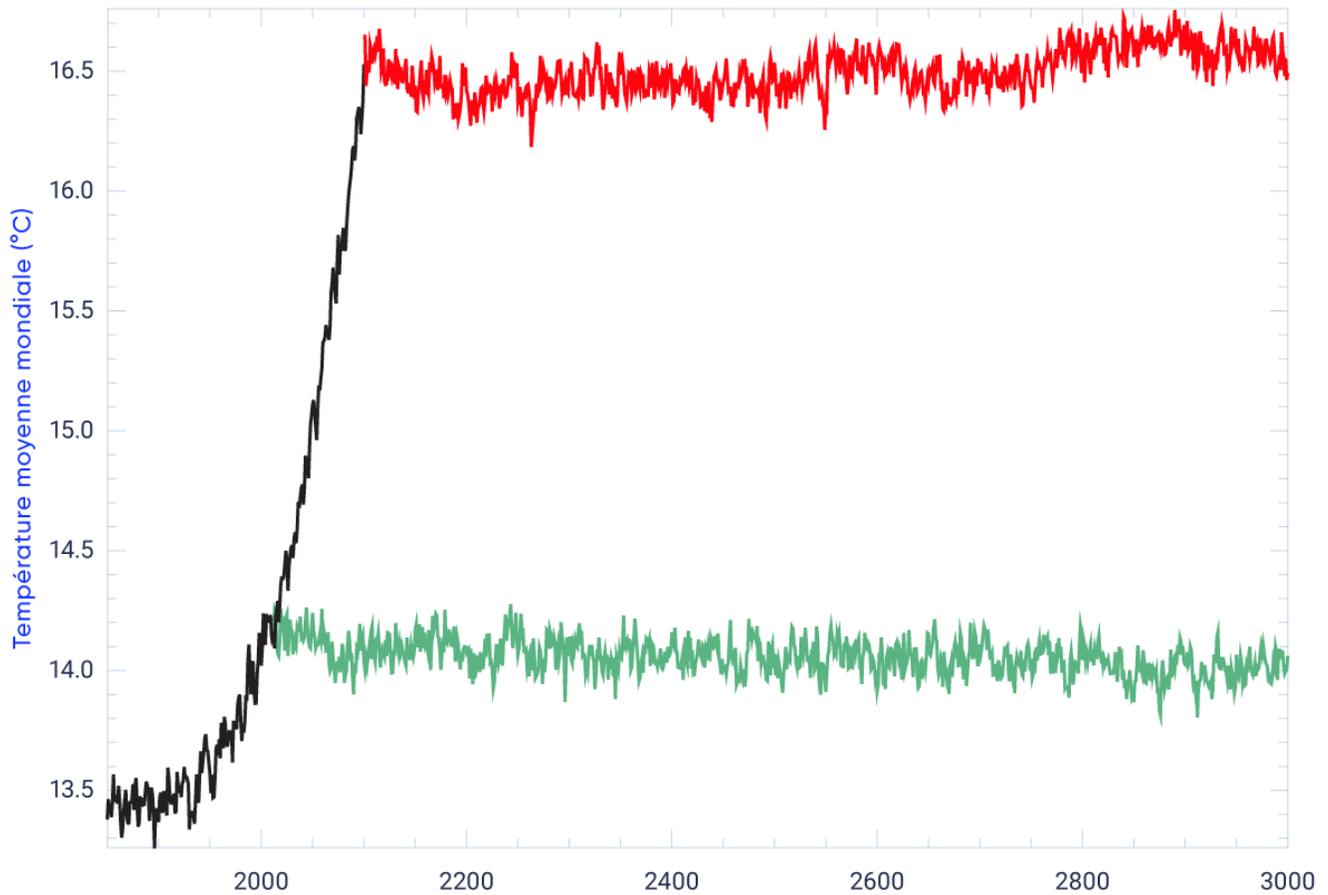


Figure 3.9: Stabilisation de la température mondiale après l'arrêt des émissions

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).

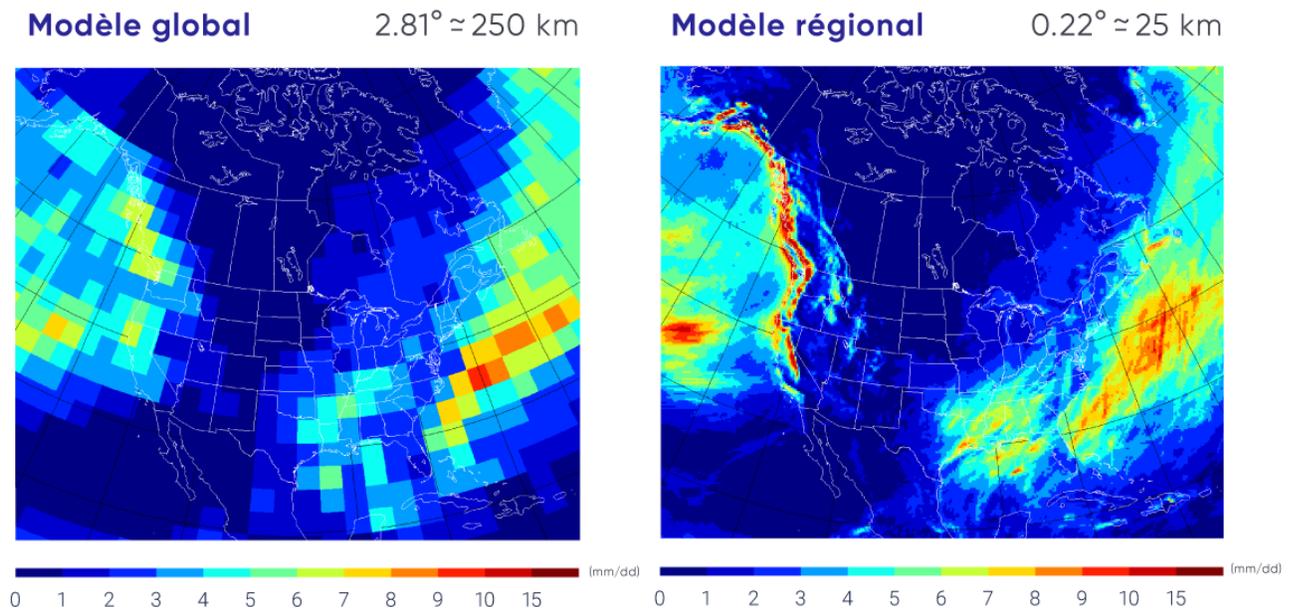


Figure 3.10: Comparaison de la résolution des modèles climatiques globaux et régionaux

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.

Erler, 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.





CHAPITRE 4

Les changements
de température
et de
précipitations au
Canada

RAPPORT SUR LE CLIMAT CHANGEANT DU CANADA



Gouvernement
du Canada

Government
of Canada

Canada



Auteurs

Xuebin Zhang, Environnement et Changement climatique Canada

Greg Flato, Environnement et Changement climatique Canada

Megan Kirchmeier-Young, Environnement et Changement climatique Canada

Lucie Vincent, Environnement et Changement climatique Canada

Hui Wan, Environnement et Changement climatique Canada

Xiaolan Wang, Environnement et Changement climatique Canada

Robin Rong, Environnement et Changement climatique Canada

John Fyfe, Environnement et Changement climatique Canada

Guilong Li, Environnement et Changement climatique Canada

Viatchelsav V. Kharin, Environnement et Changement climatique Canada

Citation recommandée : Zhang, X., Flato, G., Kirchmeier-Young, M., Vincent, L., Wan, H., Wang, X., Rong, R., Fyfe, J., Li, G., Kharin, V.V. « Les changements de température et de précipitations pour le Canada », chapitre 4 dans Rapport sur le climat changeant du Canada, E. Bush et D.S. Lemmen (éd.), gouvernement du Canada, Ottawa, Ontario, 2019, p. 113-193.

Table des matières du chapitre

MESSAGES CLÉS DU CHAPITRE (PAR SECTION)

RÉSUMÉ

4.1 Introduction

4.2 : Température

Encadré 4.1 : Un exemple de l'inhomogénéité des données

4.2.1 : La température moyenne

4.2.1.1 : Changements observés

4.2.1.2 : Causes des changements observés

4.2.1.3 : Changements projetés et incertitudes

4.2.2 : Températures extrêmes et autres indices

4.2.2.1 : Changements observés

4.2.2.2 : Causes des changements observés

4.2.2.3 : Changements projetés et incertitudes

4.3 : Précipitations

4.3.1 : Précipitations moyennes

4.3.1.1 : Changements observés

4.3.1.2 : Causes des changements observés

4.3.1.3 : Changements projetés et incertitudes

4.3.2 : Précipitations extrêmes

4.3.2.1 : Changements observés

4.3.2.2 : Changements projetés et incertitudes

Encadré 4.2 : L'impact des changements combinés de température et de précipitations sur des changements observés et projetés des conditions météorologiques propices aux incendies forestiers

4.4 : Attribution des événements extrêmes

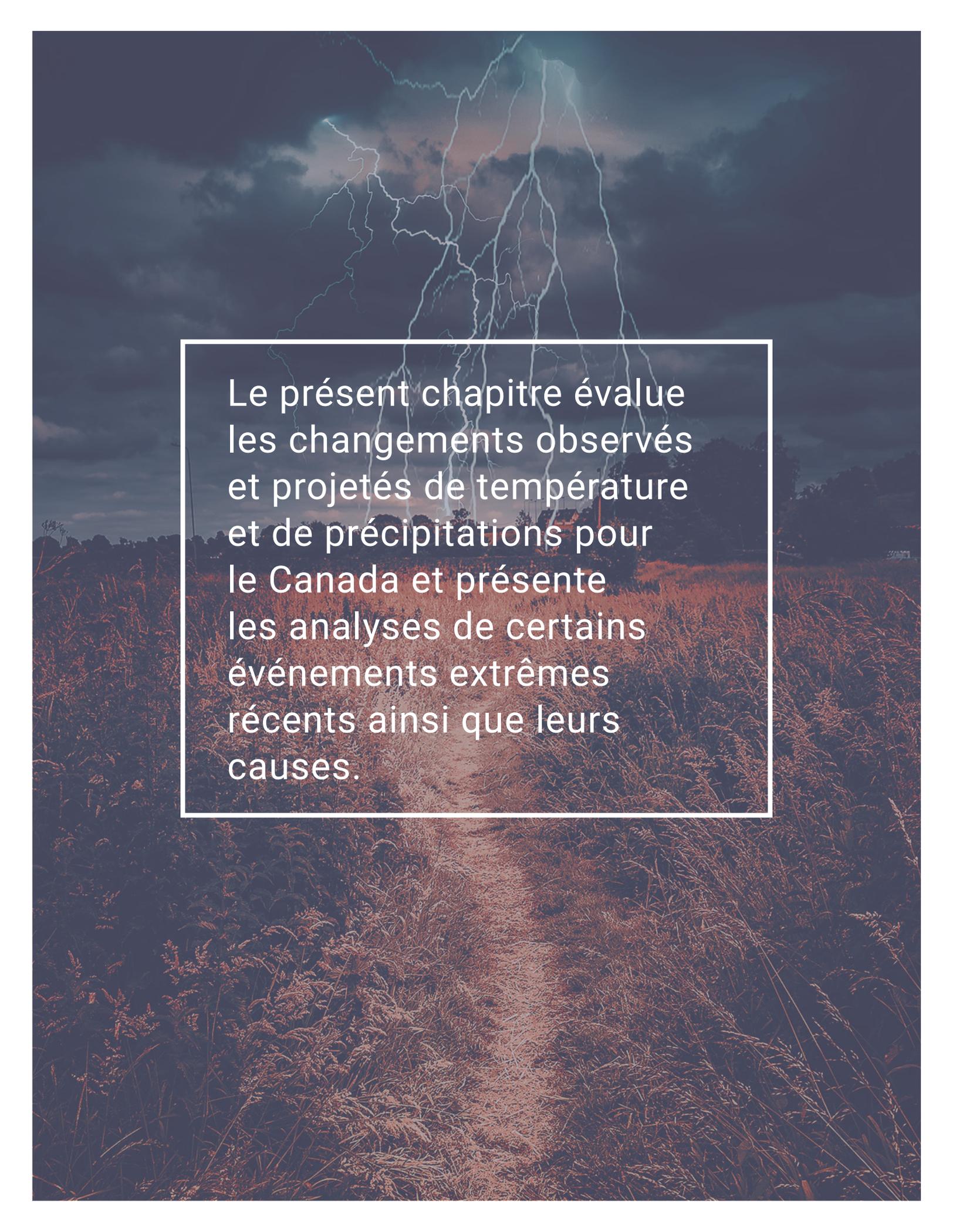
Encadré 4.3 : Méthodes pour l'attribution des événements

4.4.1 : Attribution de deux événements récents

4.4.1.1 : Inondations au Sud de l'Alberta en 2013

4.4.1.2 : Feux de forêt de Fort McMurray en 2016

RÉFÉRENCES

A dramatic landscape photograph featuring a lightning storm over a field of tall, golden-brown grass. The sky is dark and filled with heavy, grey clouds, with several bright, jagged lightning bolts striking down. The foreground is dominated by the dense, textured grass, which is illuminated by a low sun, creating a warm, golden glow. In the background, a line of trees and a few buildings are visible under the stormy sky. The overall mood is intense and powerful, suggesting the theme of extreme weather events.

Le présent chapitre évalue les changements observés et projetés de température et de précipitations pour le Canada et présente les analyses de certains événements extrêmes récents ainsi que leurs causes.

Messages clés du chapitre

4.2: Température

Il est *quasiment certain* que le climat du Canada s'est réchauffé et qu'il se réchauffera davantage dans l'avenir. Les augmentations observées et projetées de la température moyenne au Canada sont environ le double des augmentations correspondantes de la température moyenne mondiale, peu importe le scénario d'émissions.

Les températures moyennes annuelles et saisonnières au Canada ont augmenté, le plus grand réchauffement se produisant en hiver. Entre 1948 et 2016, la meilleure estimation d'augmentation de la température moyenne annuelle est de 1,7 °C pour le Canada dans son ensemble et de 2,3 °C pour le Nord du Canada.

Bien que les activités humaines et les variations naturelles du climat ont toutes deux contribué au réchauffement observé au Canada, le facteur humain est dominant. Il est *probable*¹³ que plus de la moitié du réchauffement observé au Canada est causé par l'influence des activités humaines.

On prévoit que la température moyenne annuelle et saisonnière augmentera partout, avec des changements plus importants dans le Nord du Canada pendant l'hiver. En moyenne dans l'ensemble du pays, le réchauffement projeté dans un scénario de faibles émissions est d'environ 2 °C supérieur à celui de la période de référence de 1986 à 2005, demeurant relativement stable après 2050, alors que, dans un scénario d'émissions élevées, les augmentations de température continueront, atteignant plus de 6 °C d'ici la fin du XXI^e siècle.

Le réchauffement à venir sera accompagné d'une saison de croissance plus longue, moins de degrés-jours de chauffage et plus de degrés-jours de refroidissement.

Les changements extrêmes de température, dans les observations et les projections futures, sont cohérents avec le réchauffement. Les températures extrêmement chaudes sont devenues plus chaudes, tandis que les températures extrêmement froides sont devenues moins froides. De tels changements sont prévus de continuer dans l'avenir, l'ampleur du changement étant proportionnelle à l'ampleur du changement de la température moyenne.

13 Le présent rapport utilise le même langage calibré pour l'incertitude que le cinquième rapport d'évaluation du GIEC. Les cinq termes suivants sont utilisés pour exprimer le degré de confiance évalué dans les constatations selon la disponibilité, la qualité et la cohérence des preuves : très faible, faible, moyen, élevé, très élevé. Les termes suivants sont utilisés pour indiquer la probabilité évaluée d'un résultat : quasiment certain (probabilité de l'ordre de 99 % à 100 %), extrêmement probable (probabilité de l'ordre de 95 % à 100 %), très probable (probabilité de l'ordre de 90 % à 100 %), probable (probabilité de l'ordre de 66 % à 100 %), à peu près aussi probable qu'improbable (probabilité de l'ordre de 33 % à 66 %), improbable (probabilité de l'ordre de 0 % à 33 %), très improbable (probabilité de l'ordre de 0 % à 10 %), extrêmement improbable (probabilité de l'ordre de 0 % à 5 %), exceptionnellement improbable (probabilité de l'ordre de 0 % à 1 %). Ces termes sont insérés en caractères italiques dans le texte. Voir le chapitre 1 pour plus de précisions.

4.3: Précipitations

Il y a un *degré de confiance moyen* que les précipitations moyennes annuelles ont augmenté, en moyenne, au Canada, avec un pourcentage d'augmentation plus élevé pour le Nord du Canada. Ces augmentations sont cohérentes avec les simulations des modèles de changement climatique anthropique.

On prévoit que les précipitations annuelles et hivernales augmenteront partout au Canada au cours du XXI^e siècle, avec un pourcentage de changements plus important dans le Nord du Canada. On prévoit que les précipitations estivales diminueront dans le Sud du Canada dans un scénario d'émissions élevées vers la fin du XXI^e siècle, mais seulement de petits changements sont projetés dans un scénario de faibles émissions.

Pour l'ensemble du Canada, il n'y a pas de preuves d'observations disponibles des changements dans les quantités de précipitation extrêmes, accumulées sur une période d'un jour ou moins. Cependant, dans l'avenir, les précipitations extrêmes quotidiennes sont prévues d'augmenter (*degré de confiance élevé*).

4.4: Attribution des événements climatiques extrêmes

Le changement climatique anthropique a augmenté la probabilité de certains types d'événements extrêmes, comme les feux de forêt de Fort McMurray en 2016 (*degré de confiance moyen*) et les précipitations extrêmes qui ont produit les inondations au Sud de l'Alberta en 2013 (*degré de confiance faible*).

Résumé

La température et les précipitations sont des quantités climatiques fondamentales qui ont une influence directe sur les systèmes humains et naturels. Elles sont habituellement mesurées dans le cadre du système d'observation météorologique qui fournit les données actuelles et historiques sur les changements partout au Canada. Les changements dans le système d'observation, comme les changements d'instruments ou d'emplacement du site de mesure, doivent être pris en compte dans l'analyse du dossier historique à long terme. Le système d'observation est également réparti de façon hétérogène dans tout le Canada, une grande partie du Nord du Canada ayant un réseau très clairsemé et qui est en place depuis seulement 70 ans environ. L'on peut affirmer, avec un *degré de confiance très élevé*, que les ensembles de données de température sont suffisamment fiables pour calculer des moyennes régionales de température pour le Sud du Canada¹⁴ de 1900 jusqu'au présent et pour le Nord du Canada de 1948 jusqu'au présent. L'on peut dire, avec un *degré de confiance moyen*, que les ensembles de données de précipitations sont suffisamment fiables pour calculer des moyennes régionales des anomalies de précipitations normalisées (écart par rapport à la moyenne initiale divisée par la moyenne initiale) pour le Sud du Canada de 1900 jusqu'à présent, mais ces affirmations s'appuient seulement sur un *degré de confiance faible* pour le Nord du Canada de 1948 jusqu'à présent.

Ces ensembles de données montrent que la température au Canada a augmenté environ deux fois plus vite que la moyenne mondiale, la température annuelle moyenne du Canada ayant augmenté d'environ 1,7 °C (plage probable de 1,1 °C à 2,3 °C) au cours de la période de 1948 à 2016. Les températures ont augmenté davantage dans le Nord que dans le Sud du Canada, et plus en hiver qu'en été. La température moyenne annuelle dans le Nord du Canada a augmenté de 2,3 °C (plage probable de 1,7 °C à 3,0 °C) de 1948 à 2016, soit environ trois fois le taux de réchauffement moyen mondial. Plus de la moitié du réchauffement peut être attribué à des émissions de gaz à effet de serre causés par l'humain. Les modèles climatiques projettent des tendances semblables de changements dans l'avenir, l'ampleur du réchauffement dépendant des futures émissions de gaz à effet de serre. Un scénario de faibles émissions (RCP2.6), généralement compatible avec l'objectif de température mondiale de l'Accord de Paris, augmentera la température moyenne annuelle au Canada de 1,8 °C supplémentaire d'ici le milieu du siècle, demeurant à peu près constant par la suite. Un scénario d'émissions élevées (RCP8.5), selon lequel on réalise peu de réductions d'émissions, verrait la température moyenne annuelle du Canada augmenter de plus de 6 °C¹⁵ d'ici la fin du XXI^e siècle. Dans tous les cas, le Nord du Canada est projeté de se réchauffer plus que le Sud du Canada et les températures hivernales sont projetés d'augmenter plus que les températures estivales. Il y aura de plus en plus de degrés-jours de croissance (une mesure de la saison de croissance, importante pour l'agriculture) et moins de degrés-jours de gel (une mesure de la rigueur de l'hiver), un travail de concert avec le changement de la température moyenne.

Il y a un *degré de confiance moyen*, étant donné le réseau des stations d'observations partout au Canada, que les précipitations moyennes annuelles ont augmenté, en moyenne, au Canada, avec des augmentations plus importantes dans le Nord du Canada. Les modèles climatiques projettent davantage d'augmentations des précipitations, avec une augmentation des précipitations moyennes annuelles projetées à environ 7 % selon le scénario de faibles émissions (RCP2.6) et 24 % selon le scénario d'émissions élevées (RCP8.5) d'ici la fin du XXI^e siècle. À mesure que la température augmente, il continuera d'y avoir un changement entre la neige et la pluie au printemps et à l'automne.

14 Pour simplifier, le Sud et le Nord du Canada sont définis en fonction de l'emplacement géographique dans le présent rapport : le Sud du Canada est défini comme la région au sud du 60^e latitude nord, alors que la région au nord de cette latitude est définie comme le Nord du Canada. L'expression « le Nord » est utilisée pour désigner les trois territoires du Nord, en fonction de leurs frontières politiques (voir le chapitre 1, figure 1.1).

15 Les valeurs présentées dans ce résumé sont des projections médianes fondées sur de multiples modèles climatiques. Certains modèles projettent des augmentations plus importantes, alors que d'autres projettent des augmentations moins importantes.

Même si, en général, les précipitations sont prévues d'augmenter dans le futur, les précipitations estivales dans certaines parties du Sud du Canada sont projetées de diminuer d'ici la fin du XXI^e siècle selon le scénario d'émissions élevées. Cependant, il y a un degré de confiance plus faible dans cette diminution estivale projetée que dans l'augmentation projetée des précipitations annuelles. Il y a un **degré de confiance élevé** dans cette dernière parce que différentes générations de modèles ont produit des projections cohérentes et parce que l'augmentation de vapeur d'eau atmosphérique dans cette partie du monde devrait se traduire par plus de précipitations, selon notre compréhension des processus physiques. Le degré de confiance plus faible pour la diminution estivale dans le Sud du Canada est parce que cette région se trouve à l'extrémité nord de la région des terres continentales intérieures de l'Amérique du Nord, où les précipitations sont projetées de diminuer, et à la transition vers une région où les précipitations sont projetées d'augmenter. Le modèle atmosphérique contrôlé par la circulation est incertain à cette extrémité et différents modèles ne s'entendent pas sur l'emplacement de la limite nord de ce modèle.

Les plus importants impacts des changements climatiques sont souvent reliés aux changements dans les extrêmes climatiques. Il y a eu plus de journées extrêmement chaudes et moins de journées extrêmement froides — une tendance qui devrait continuer dans le futur. Des températures plus élevées dans le futur contribueront à une augmentation de la possibilité d'incendies (« conditions météorologiques propices aux incendies »). Les précipitations extrêmes sont également projetées d'augmenter dans le futur, même si le dossier d'observation n'a pas encore montré des données probantes de changements cohérents dans les précipitations extrêmes de courte durée dans tout le pays.

On peut s'attendre à ce que le changement de la fréquence de la température et des précipitations extrêmes mène à un changement dans la probabilité d'événements comme les feux de forêt, les sécheresses et les inondations. Le domaine émergent « d'attribution des événements » offre une perspective sur la façon dont les changements climatiques peuvent avoir influé sur la probabilité d'événements comme les inondations au Sud de l'Alberta en 2013 ou les feux de forêt de Fort McMurray en 2016. Dans les deux cas, les émissions de gaz à effet de serre d'origine humaine peuvent avoir augmenté le risque de tels événements extrêmes par rapport à leur risque dans un climat préindustriel.

4.1: Introduction

La température et les précipitations ont une influence cruciale sur la société humaine et les systèmes naturels. Elles influencent les décisions concernant les plantes à cultiver dans une région donnée, les exigences de chauffage et de refroidissement de bâtiments ainsi que la taille des collecteurs d'eaux pluviales. La température et les précipitations sont également les variables climatiques les mieux surveillées et les plus largement étudiées. Le présent chapitre porte sur les changements dans les températures et précipitations moyennes et extrêmes dans tout le Canada. Il évalue les changements passés, notre compréhension des causes de ces changements ainsi que les projections futures. De plus, nous évaluons les indices climatiques dérivés des données de température et de précipitations qui sont pertinentes pour les impacts ou la planification, comme les degrés-jours de réchauffement, de refroidissement et de croissance. Le présent rapport évalue également les changements de l'environnement physique qui sont influencés principalement par une combinaison de température et de précipitation, comme les conditions météorologiques propices aux incendies (voir l'encadré 4.2); les conditions de neige et de glace (voir le chapitre 5); et le ruissellement des rivières, l'inondation et la sécheresse (voir le chapitre 6). D'autres variables climatiques, comme les vitesses moyennes et extrêmes des vents, ne sont pas évaluées dans ce rapport en raison des analyses limitées d'observations disponibles et des recherches limitées sur les mécanismes et les causes des changements observés et projetés au Canada, même s'ils sont très pertinents pour des questions comme la production d'énergie éolienne et les codes du bâtiment.

Les événements climatiques extrêmes entraînent souvent des répercussions climatiques coûteuses. Un simple événement, comme les inondations au Sud de l'Alberta en 2013, peut entraîner des dommages évalués à des milliards de dollars. Afin de mieux comprendre si les changements climatiques ont contribué à l'occurrence d'un événement extrême particulier, nous évaluons l'étendue à laquelle l'influence humaine sur le climat peut avoir joué un rôle dans ces événements catastrophiques. Comme la science de l'attribution des événements est encore en émergence, nous fournissons une description générale de l'attribution des événements, tout comme deux exemples : les inondations au Sud de l'Alberta en 2013 et les feux de forêt de Fort McMurray en 2016.

Le climat canadien est vaste, variant d'une région à l'autre. Il fluctue naturellement d'une année à l'autre et d'une décennie à l'autre, selon le contexte des changements climatiques causés par l'humain. Comme nous le verrons, la variabilité naturelle interne du climat¹⁶ est un facteur important pour certains des changements observés discutés dans le présent chapitre. La variabilité naturelle interne du climat renvoie aux variations à court terme autour du climat moyen à un endroit ou dans une région. Certains aspects de la variabilité naturelle sont associés à des « modes de variabilité » à grande échelle, qui sont des caractéristiques solides dans le système climatique avec des caractéristiques spatiales et temporelles identifiables (voir le chapitre 2, encadré 2.5). Par exemple, la phase positive (chaude) d'El Niño–Oscillation australe (ENSO), connue sous le nom d'El Niño, a tendance à être associée en hiver à des températures de l'air plus chaudes et à des conditions plus sèches dans une grande partie du Canada. Le contraire est vrai lors de la phase négative (froide) de ENSO, connue sous le nom de la Niña. D'autres modes de variabilité communs sont également caractérisés par des phases positives (chaudes) ou négatives (froides) qui ont tendance à être associées à des températures saisonnières plus chaudes ou plus froides pour presque toutes les régions ou l'ensemble du Canada (voir le chapitre 2, encadré 2.5).

16 Il existe deux types de variabilité du climat qui ne sont pas attribuables à l'activité humaine. L'un découle de la nature chaotique du système climatique; il s'agit de la variabilité naturelle interne du climat. L'autre est en réaction aux forçages naturels externes, comme ceux causés par les activités solaires et volcaniques (voir le chapitre 2).

4.2: Température

Message clé

Il est quasiment certain que le climat du Canada s'est réchauffé et qu'il se réchauffera davantage dans l'avenir. Les augmentations observées et projetées de la température moyenne au Canada sont environ le double des augmentations correspondantes dans la température moyenne mondiale, peu importe le scénario d'émissions.

Message clé

Les températures moyennes annuelles et saisonnières au Canada ont augmenté, le plus grand réchauffement se produit en hiver. Entre 1948 et 2016, la meilleure estimation d'augmentation de la température moyenne annuelle est de 1,7 °C pour le Canada dans son ensemble et de 2,3 °C pour le Nord du Canada.

Message clé

Bien que les activités humaines et les variations naturelles du climat aient contribué au réchauffement observé au Canada, le facteur humain est dominant. Il est probable que plus de la moitié du réchauffement observé au Canada soit causé par l'influence des activités humaines.

Message clé

On prévoit que la température moyenne annuelle et saisonnière augmentera partout, avec des changements plus importants dans le Nord du Canada pendant l'hiver. En moyenne dans l'ensemble du pays, le réchauffement projeté dans un scénario de faibles émissions est d'environ 2 °C supérieur à celui de la période de référence de 1986 à 2005, demeurant relativement stable après 2050, alors que dans un scénario d'émissions élevées, les augmentations de température continueront, atteignant plus de 6 °C d'ici la fin du XXI^e siècle.

Message clé

Le réchauffement à venir sera accompagné d'une saison de croissance plus longue, moins de degrés-jours de chauffage et plus de degrés-jours de refroidissement.

Message clé

Les changements extrêmes de température, dans les observations et les projections futures, sont cohérents avec le réchauffement. Les températures extrêmement chaudes sont devenues plus chaudes, tandis que les températures extrêmement froides sont devenues moins froides. Ces tels changements sont prévus de continuer dans l'avenir, l'ampleur du changement étant proportionnelle à l'ampleur du changement de la température moyenne.

Les températures mentionnées dans le présent chapitre sont les températures de l'air en surface, habituellement mesurées à 2 m au-dessus du sol, qui ont un effet immédiat sur la santé et le confort humains, qui jouent un rôle important dans la détermination des types de cultures qu'un agriculteur peut faire pousser et influencent le fonctionnement des écosystèmes locaux. Les températures au Canada varient largement dans l'ensemble du pays. La température la plus basse jamais enregistrée est $-63\text{ }^{\circ}\text{C}$, enregistrée à Snag (Yukon), le 3 février 1947. La température la plus élevée jamais enregistrée est $45\text{ }^{\circ}\text{C}$, enregistrée à Midale et Yellow Grass (Saskatchewan), le 5 juillet 1937. La température moyenne annuelle fournit une simple mesure de la chaleur globale dans une région : elle varie d'environ $10\text{ }^{\circ}\text{C}$ dans certaines régions du sud à environ $-20\text{ }^{\circ}\text{C}$ dans le Grand Nord. En saison, cette variabilité est encore plus marquée. Les moyennes hivernales varient de $-5\text{ }^{\circ}\text{C}$ dans le sud à environ $-35\text{ }^{\circ}\text{C}$ dans le Grand Nord, tandis que les moyennes estivales varient d'environ $22\text{ }^{\circ}\text{C}$ dans le sud à $2\text{ }^{\circ}\text{C}$ dans le Grand Nord (Gullett et Skinner, 1992).

À certains endroits au Canada, les températures ont été observées depuis longtemps. Par exemple, un site d'observation à Toronto a fourni des données quotidiennes de température continuellement depuis 1840. De nombreux sites ont des dossiers sur la température qui remontent à un siècle ou plus. Cependant, la disponibilité des données de température est inégalement répartie dans l'ensemble du pays ou au cours de différentes périodes. Les sites d'observation ont une distribution relativement dense dans la partie peuplée du Sud du Canada, alors que, pour la majorité du pays, surtout le Nord du Canada, les observations sont rares (voir la figure 4.1) et très peu de sites d'observation précèdent 1948. Par conséquent, l'analyse des changements passés de température pour l'ensemble du Canada est limitée à la période de 1948 à maintenant, alors que 1900 peut être utilisé comme point de départ pour les données du Sud du Canada (Vincent et coll., 2015; DeBeer et coll., 2016).

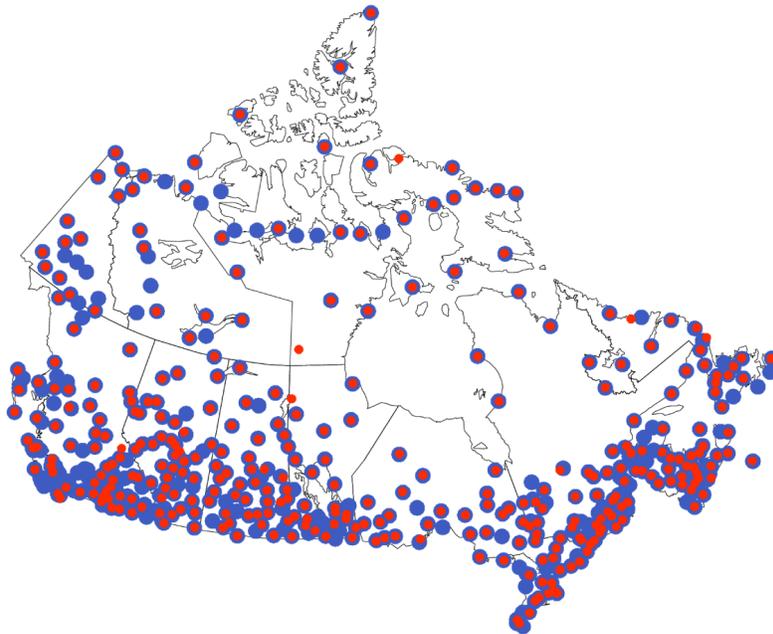


Figure 4.1 : Stations d'observation pour les précipitations et la température au Canada

Emplacements des stations pour lesquelles les observations à long terme des précipitations (bleu) et de la température (rouge) existent et pour lesquelles les données ont été homogénéisées (pour la température) et ajustées (pour les changements dans les instruments pour les précipitations). Au cours des deux dernières décennies, la technologie de surveillance a évolué et le réseau d'observation du climat a fait la transition des observations manuelles à automatiques. Des procédures sont en cours d'élaboration pour joindre et ajuster les

observations passées manuelles et celles actuelles automatiques du climat afin de préserver la continuité pour la surveillance du climat et l'analyse des tendances (Milewska et coll. 2018; Vincent et coll. 2018).

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

La température est également un indicateur clé de la réponse du climat face aux émissions de gaz à effet de serre (GES) anthropiques, étant donné que l'augmentation des concentrations de GES entraîne un réchauffement de la couche inférieure de l'atmosphère (voir le chapitre 2, section 2.3). Même si l'objectif original des observations historiques était de surveiller la variabilité quotidienne et saisonnière du climat et d'appuyer les prédictions météorologiques, aujourd'hui ces observations appuient également les études d'impact des changements climatiques et les services climatiques. Des instruments de surveillance, des sites d'observation et l'environnement alentour, ainsi que les procédures d'observation, ont fait l'objet de changements au cours du dernier siècle pour répondre aux nouveaux besoins et pour introduire une nouvelle technologie. Ces changements introduisent également des changements non climatiques, appelés les « inhomogénéités des données », dans les dossiers de données. Les inhomogénéités influencent la fiabilité de l'évaluation des tendances à long terme si on ne les prend pas en compte (Milewska et Vincent, 2016; Vincent et coll., 2012, voir l'encadré 4.1). En particulier, la réduction du nombre de sites d'observation habités, de nombreux étant convertis en stations automatiques, a nécessité l'intégration de données de ces différentes sources, ce qui s'est révélé difficile. Les changements identifiés dans le dossier des données historiques reflètent les changements du climat et de l'inhomogénéité des données (Vincent et coll., 2012). Les techniques pour éliminer l'inhomogénéité des données climatiques (« homogénéisation des données climatiques ») ont été développées pour identifier ce genre d'artéfact dans les dossiers climatiques et les éliminer (voir l'encadré 4.1; Vincent et coll., 2002, 2012, 2017; Wang et coll., 2007, 2010).

Encadré 4.1: Un exemple de l'inhomogénéité des données

Le dossier de la température observée à Amos (Québec) montre la façon dont les changements dans les emplacements et leur environnement peuvent influencer l'estimation des changements à long terme du climat. Entre 1927 et 1963, l'abri Stevenson à la station d'Amos était situé au bas d'une colline (voir la figure 4.2a) et a été déplacé après 1963 (voir la figure 4.2 b) au niveau du sol à plusieurs mètres de son emplacement d'origine. Le site était protégé par des arbres et un bâtiment entre 1927 et 1963, ce qui aurait pu empêcher l'air froid de s'écouler librement pendant la nuit. Le site actuel a une exposition ouverte et est plus représentatif de la région environnante. Une comparaison soigneuse des données sur la température à ce site avec celles d'une station à proximité a révélé un changement en deux étapes, un de $-0,8$ °C en 1927 et un autre de $1,3$ °C en 1963 (voir la figure 4.2c). Les fichiers historiques de la station ne fournissent pas de renseignements sur la cause de la première étape, mais il est possible que l'abri ait également été déplacé à ce moment-là. Ces différences ont entraîné une tendance à la hausse de $2,4$ °C dans les données originales de température pour la période de 1951 à 1995 (voir la figure 4.2d) tandis que, après que les artéfacts ont été retirés, un réchauffement de seulement $0,8$ °C était montré.

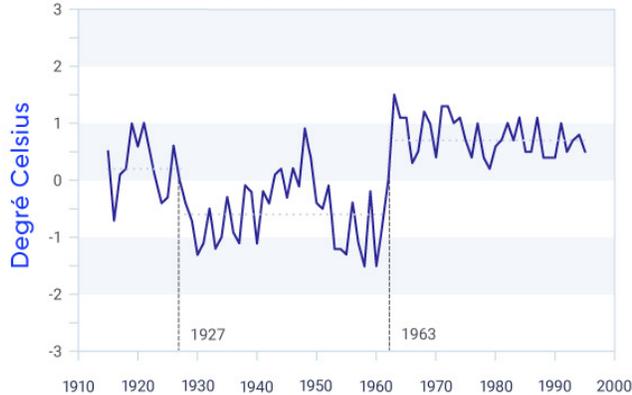
a) Site d'Amos, Québec, avant 1963



b) Site d'Amos, Québec, après 1963



c) La différence de température entre Amos et une station de référence



d) La température avant et après l'ajustement

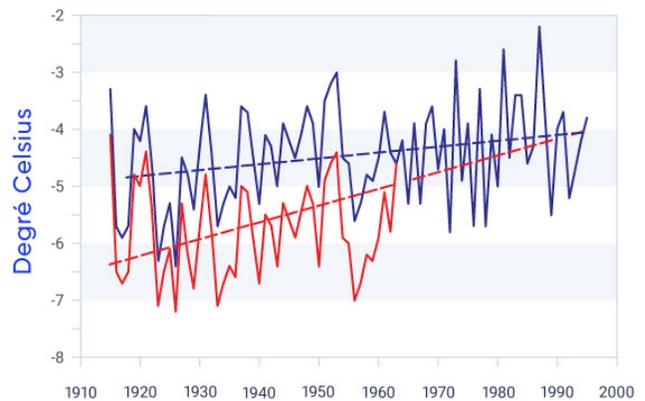


Figure 4.2 : La façon dont les artéfacts dans les données des instruments peuvent influencer sur les estimations de changement de température

Des photos du site d'observation d'Amos (Québec) prises par des inspecteurs montrant le site avant 1963 (a) et après 1963 (b). Les séries chronologiques (c) de la différence dans la moyenne annuelle des températures minimales quotidiennes entre Amos et une station de référence montrent une étape de diminution en 1927 et une étape d'augmentation en 1963; les séries chronologiques (d) originales (ligne rouge) et ajustées (ligne bleue) de la moyenne annuelle des températures minimales quotidiennes. La ligne en pointillés rouge représente une tendance à la hausse de 2,4 °C pour la période de 1915 à 1995 dans la série originale, alors que la ligne en pointillés bleus montre une tendance à la hausse de 0,8 °C pour la période de 1915 à 1995 dans les données homogénéisées.

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

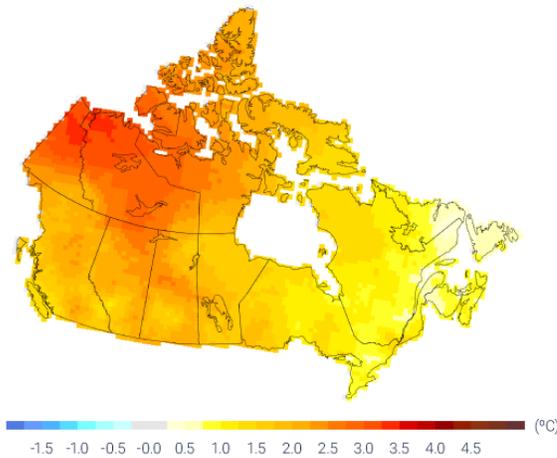
4.2.1: La température moyenne

4.2.1.1: Changements observés

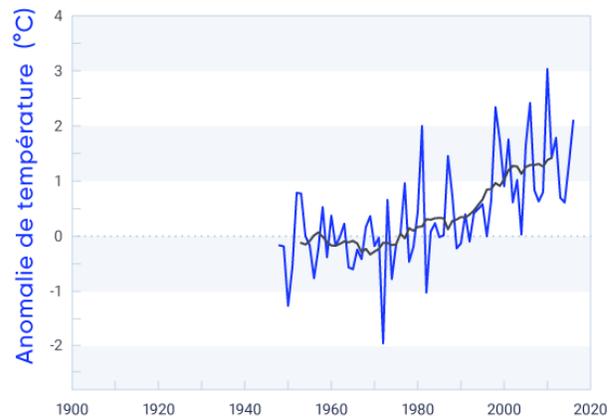
La température moyenne annuelle au Canada a augmenté de 1,7 °C (plage probable de 1,1 °C à 2,3 °C¹⁷) entre 1948 et 2016 (mise à jour de Vincent et coll., 2015; figure 4.3 et tableau 4.1), soit environ le double de l'augmentation observée à l'échelle mondiale (0,8 °C pour la période de 1948 à 2016 selon l'ensemble de données sur la température moyenne à la surface du globe produites par le Met Office Hadley Centre et le Climatic Research Unit à la University of East Anglia, au Royaume-Uni, HadCRUT4 [Osborn et Jones, 2014]). Le réchauffement n'était pas uniforme entre les saisons, avec un réchauffement très prononcé en hiver qu'en été. La température moyenne a augmenté de 3,3 °C en hiver, de 1,7 °C au printemps, de 1,5 °C en été et de 1,7 °C en automne entre 1948 et 2016 (voir la figure 4.4 et le tableau 4.1). Les changements de température sont significatifs au seuil de 5 % c.-à-d., il y a seulement 5 % de possibilité que de tels changements sont dus au hasard). De plus, le réchauffement était inégalement réparti dans l'ensemble du pays. Les plus importantes augmentations dans la température moyenne annuelle étaient dans le nord-ouest, où elle a augmenté de plus de 3 °C dans certaines régions. La température moyenne annuelle dans le Nord du Canada a augmenté de 2,3 °C (plage probable de 1,7 °C à 3,0 °C) de 1948 à 2016, soit environ trois fois le taux de réchauffement moyen mondial. Le réchauffement était beaucoup moins important dans le sud-est du Canada, où la température moyenne a augmenté de moins de 1 °C dans certaines zones maritimes. Le réchauffement hivernal était prédominant dans le nord de la Colombie-Britannique et de l'Alberta, du Yukon, des Territoires du Nord-Ouest et de l'ouest du Nunavut, allant de 4 °C à 6 °C au cours de la période de 1948 à 2016. Le printemps a une tendance de réchauffement semblable, mais de plus faible ampleur. Le réchauffement estival était beaucoup moins important qu'en hiver et au printemps, mais l'ampleur du réchauffement était généralement plus uniforme dans l'ensemble du pays que pendant les autres saisons. Lors de l'automne, la majorité du réchauffement était observé dans les régions du nord-est du Canada (principalement le nord des Territoires du Nord-Ouest, au Nunavut et au nord du Québec). En plus des températures plus élevées, la réduction du manteau neigeux (voir le chapitre 5) et une fonte des neiges plus précoce (voir le chapitre 6) indiquent également que le Canada s'est réchauffé.

17 La plage d'incertitude de 95 % de la tendance estimée basée sur la température annuelle est de 1,1 °C–2,3 °C. Ici et ailleurs, dans le présent chapitre, des plages d'incertitude calculées de 90 % et 95 % sont référées comme des plages probables (nominalement représentant 66 % de probabilité). Cela est fait pour prendre en compte les autres sources d'incertitude, comme la quantité de données et la couverture spatiale et temporelle.

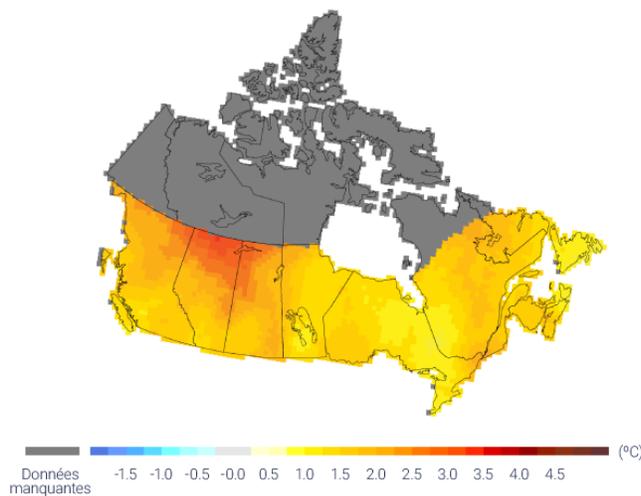
a) 1948–2016



b) 1948–2016



c) 1900–2016



d) 1900–2016

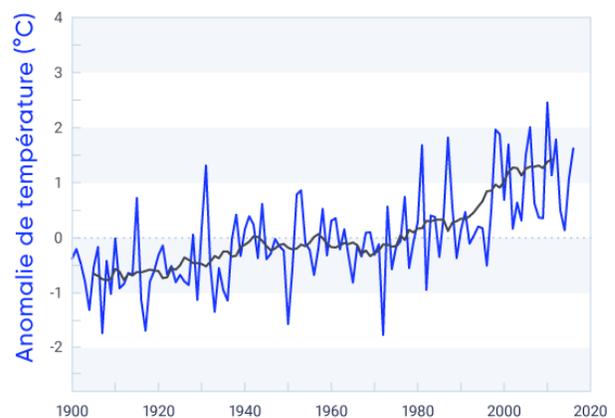


Figure 4.3 : Tendances dans les températures annuelles au Canada

Les changements observés (°C) dans les températures annuelles de (a) 1948 à 2016 et (c) de 1900 à 2016. Les changements sont calculés selon les tendances linéaires lors des périodes respectives. Les anomalies de température annuelle (écart par rapport à la moyenne de base) sont exprimées par rapport à la moyenne pour la période de 1961 à 1990 (b) pour l'ensemble du Canada et (d) pour le Sud du Canada (au sud du 60^e degré de latitude nord); les lignes noires sont des moyennes continues de 11 ans. Des estimations sont dérivées des données interpolées des stations. Il n'y a pas suffisamment de données dans le Nord du Canada pour calculer sûrement les tendances de réchauffement de 1900 à 2016.

SOURCE DE LA FIGURE : MISE À JOUR DE LA FIGURE 2 DE VINCENT ET COLL., 2015.

Tableau 4.1: Changements observés dans les températures moyennes saisonnières et annuelles de 1948 à 2016 pour six régions et pour l'ensemble des terres canadiennes^a

| RÉGION | CHANGEMENT DE TEMPÉRATURE, °C | | | | |
|----------------------|-------------------------------|-------|-----------|-----|---------|
| | Annuel | Hiver | Printemps | Été | Automne |
| Colombie-Britannique | 1,9 | 3,7 | 1,9 | 1,4 | 0,7 |
| Prairies | 1,9 | 3,1 | 2,0 | 1,8 | 1,1 |
| Ontario | 1,3 | 2,0 | 1,5 | 1,1 | 1,0 |
| Québec | 1,1 | 1,4 | 0,7 | 1,5 | 1,5 |
| Atlantique | 0,7 | 0,5 | 0,8 | 1,3 | 1,1 |
| Nord du Canada | 2,3 | 4,3 | 2,0 | 1,6 | 2,3 |
| Canada | 1,7 | 3,3 | 1,7 | 1,5 | 1,7 |

^a Les changements sont représentés par des tendances linéaires tout au long de la période. Des estimations sont dérivées des données interpolées des stations. Il y a un manque de données pour le Nord du Canada (voir la figure 4.1).

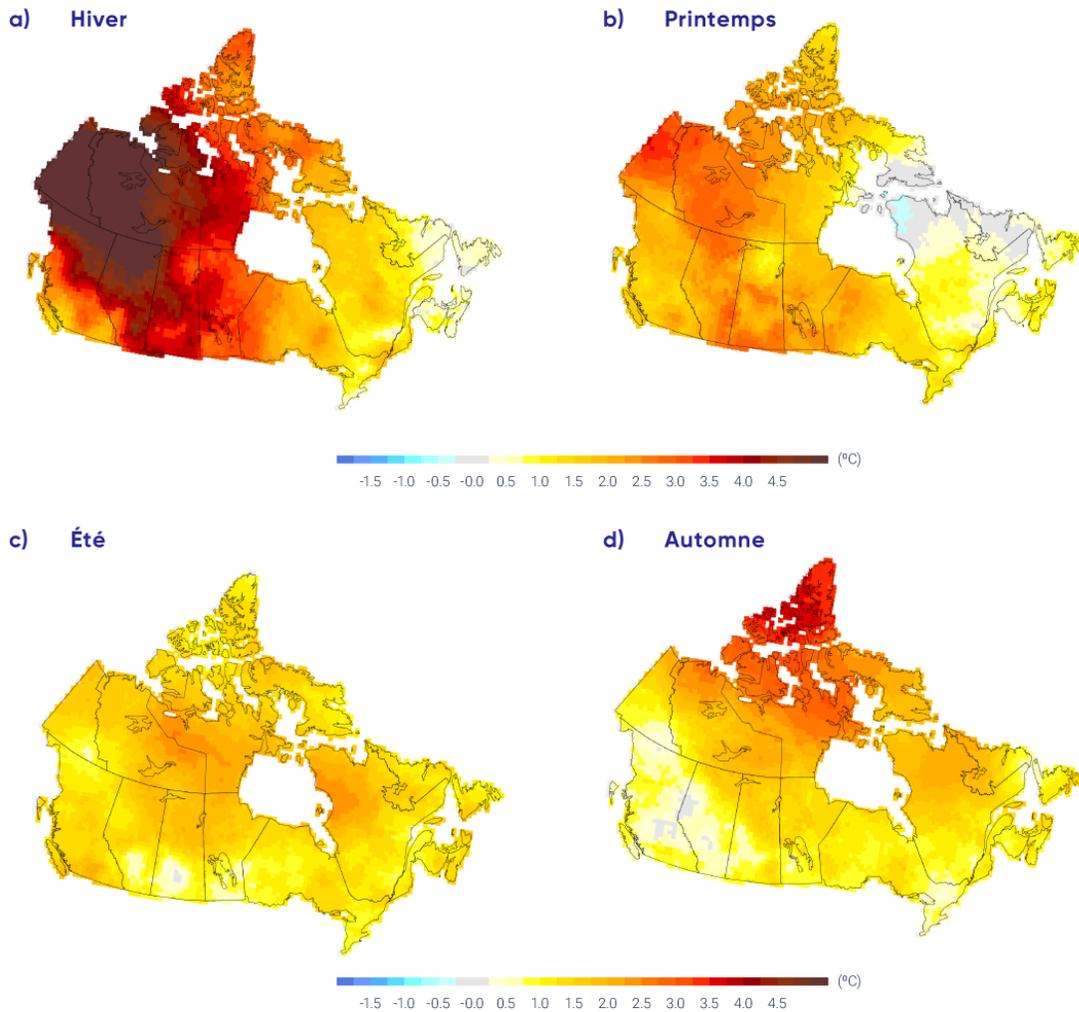


Figure 4.4: Tendances dans les températures saisonnières dans l'ensemble du Canada

Les changements observés (°C) dans les températures moyennes saisonnières de 1948 à 2016 pour les quatre saisons. Des estimations sont dérivées selon les tendances linéaires des données interpolées des stations.

SOURCE DE LA FIGURE : MISE À JOUR DE LA FIGURE 3 DE VINCENT ET COLL., 2015.

Dans le Sud du Canada, la température moyenne annuelle a augmenté de 1,9 °C entre 1900 et 2016 (mise à jour de Vincent et coll., 2015). Ce réchauffement est significatif au seuil de 5 %. Cette température n'a pas augmenté régulièrement au fil du temps. La température a augmenté jusqu'aux environs des années 1940, a diminué légèrement jusqu'en 1970 et a ensuite augmenté rapidement jusqu'en 2016. Ce comportement à long terme de la température est cohérent avec celui observé à l'échelle mondiale (voir le chapitre 2, section 2.2.1; Hartmann et al., 2013), mais l'ampleur du réchauffement au Canada est plus importante. La température moyenne au Sud du Canada a augmenté de 2,8 °C en hiver, de 2,2 °C au printemps, de 1,7 °C en été et de 1,6 °C en automne pendant la même période.

4.2.1.2: Causes des changements observés

Il est *extrêmement probable* que les activités humaines ont causé plus de la moitié de l'augmentation observée dans la température moyenne à la surface du globe pour la période de 1951 à 2010 (Bindoff et coll., 2013). Cet effet causal a été établi à l'aide d'une analyse de détection et d'attribution, comparant les changements observés avec la variabilité naturelle interne du climat et les réponses attendues du climat face aux activités humaines (voir le chapitre 2, section 2.3.4). Les changements climatiques deviennent détectables s'ils sont importants lorsqu'on les compare à la variabilité naturelle interne du climat, et le changement est attribué à l'activité humaine si celui-ci est (1) cohérent avec les « empreintes » attendues du changement d'origine humaine, comme le démontrent les modèles climatiques (voir le chapitre 3); (2) incohérent avec les autres causes possibles. Pour le Canada et l'Arctique, où la variabilité naturelle interne de la température est élevée, l'attribution du réchauffement observé est plus difficile qu'à l'échelle mondiale. Néanmoins, des preuves de l'influence anthropique sur les températures canadiennes ont émergé (Gillett et coll., 2004; Zhang et coll., 2006; Wan et coll., 2018) avec une contribution détectable de réchauffement dans les températures saisonnières et annuelles ainsi que dans les températures extrêmes.

Deux modes de variabilité naturelle interne du climat qui influencent les températures au Canada sont l'oscillation décennale du Pacifique (ODP) et l'oscillation nord-atlantique (NAO) (voir le chapitre 2, encadré 2.5). Environ 0,5 °C du réchauffement observé sur le 1,7 °C pendant de la période de 1948 à 2012 peut être expliqué par une relation linéaire entre l'ODP et la NAO. Tenant compte que cela est complètement en raison de la variabilité naturelle du climat, environ 1,1 °C (plage probable de 0,6 °C à 1,5 °C) de l'augmentation de 1,7 °C dans la température moyenne annuelle au Canada pour la période de 1948 à 2012 peut être attribué à l'influence humaine (voir la figure 4.5; Wan et coll., 2018). Il y a 33 % de probabilité que l'influence anthropique augmente la température canadienne d'au moins 0,9 °C. Il est probable que plus de la moitié du réchauffement observé au Canada soit causé par l'influence humaine. Les effets de la variabilité naturelle interne du climat sur les tendances de la température canadienne varient entre les différentes parties du Canada, augmentant la tendance du réchauffement dans l'ouest du Canada et réduisant la tendance du réchauffement dans l'est du Canada au cours de la seconde moitié du XX^e siècle (Vincent et coll., 2015). La détection de l'influence anthropique sur la température canadienne est également confirmée par d'autres preuves indépendantes, y compris l'attribution des changements de la température de l'Arctique à l'influence des GES et des aérosols (Najafi et coll., 2015). La réduction de la couverture de neige au printemps et la réduction subséquente de l'écoulement fluvial estival en Colombie-Britannique ont été attribuées au changement climatique anthropique (Najafi et coll. 2017 a, 2017b; voir le chapitre 6, section 6.2.1). Le réchauffement anthropique a également augmenté le risque d'incendie en Alberta (Kirchmeier-Young et coll., 2017 a; voir section 4.4.1.2).

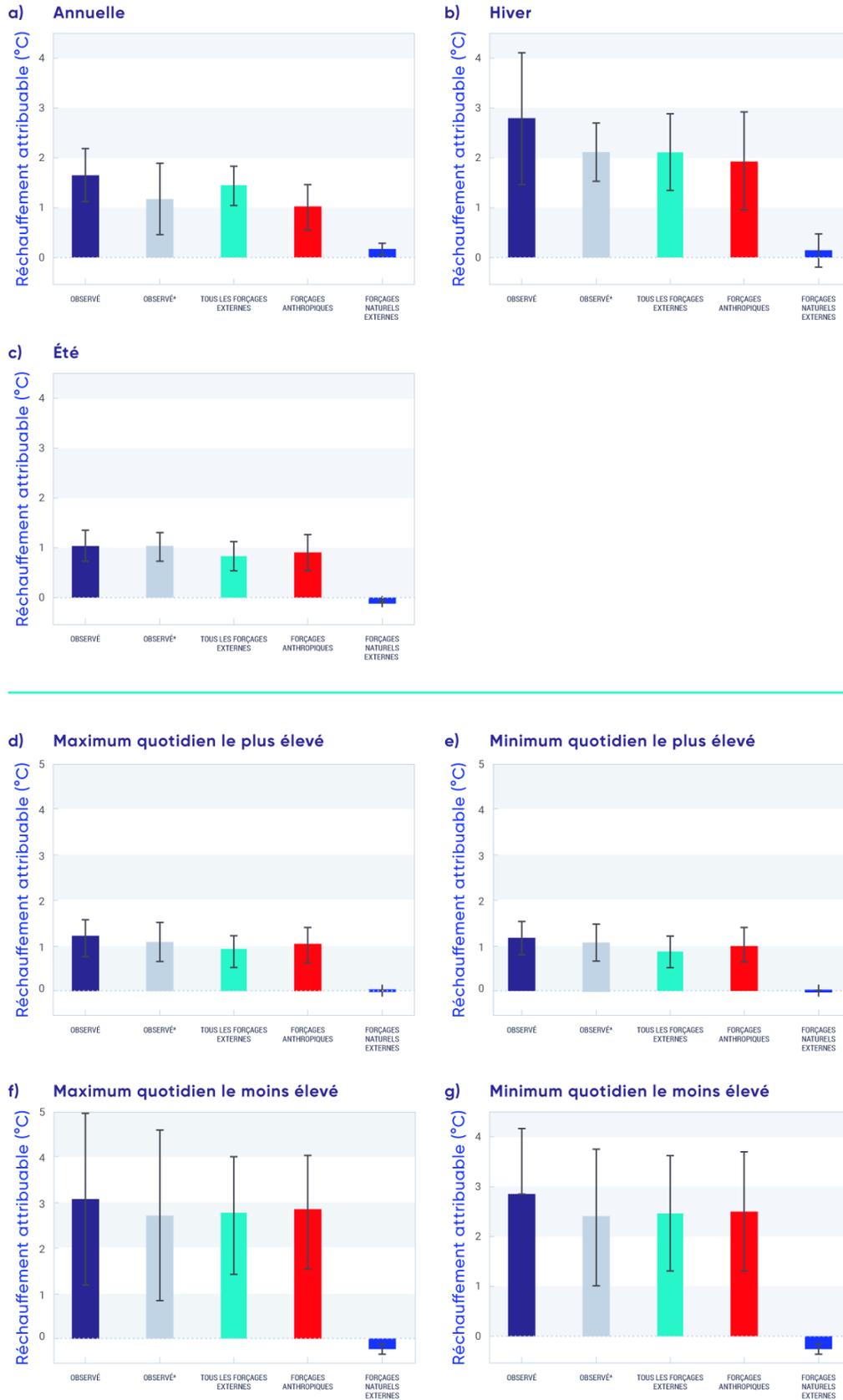


Figure 4.5 : Attribution des causes de changements de température au Canada pour la période de 1948 à 2012

Les changements dans les observations (Observé, bleu marin) et dans les données observées en éliminant les effets de l'oscillation décennale du Pacifique et de l'oscillation nord-atlantique (Observé*, gris), de même que la contribution estimée de tous les forçages externes, les forçages anthropiques et les forçages naturels externes (effets des activités solaires et volcaniques) aux changements observés dans les températures moyennes (a, b, c) et extrêmes (d, e, f, g) pour l'ensemble du Canada pendant la période de 1948 à 2012. Les panneaux du haut montrent les estimations de réchauffement attribuable pour les températures moyennes (a) annuelles, (b) hivernales et (c) estivales. Les panneaux du bas montrent les estimations de réchauffement attribuable pour les températures extrêmes, y compris (d) la température annuelle maximale quotidienne la plus élevée, (e) la température annuelle minimale quotidienne la plus élevée, (f) la température annuelle maximale la moins élevée et (g) la température annuelle minimale quotidienne la moins élevée. Les minces barres noires indiquent la plage d'incertitude de 5 % à 95 %.

SOURCE DE LA FIGURE : ADAPTÉ DE LA FIGURE 7 DE WAN ET COLL., 2018

4.2.1.3: Changements projetés et incertitudes

Les modèles du système terrestre ou les modèles climatiques mondiaux fournissent des projections des futurs changements climatiques en se basant sur une gamme de scénarios futurs incorporant les GES, les aérosols et le changement dans l'utilisation des terres (voir chapitre 3, section 3.3.1). La cinquième phase du Projet d'intercomparaison de modèles couplés (CMIP5, voir le chapitre 3, encadré 3.1) était un effort de coordination internationale qui a produit un ensemble multimodèle de projections climatiques. Les résultats de cet ensemble spécifique au Canada ont été générés en utilisant les résultats de 29 modèles CMIP5 selon trois scénarios : un scénario de faibles émissions (RCP2.6), un scénario d'émissions moyennes (RCP4.5) et un scénario d'émissions élevées (RCP8.5). Les résultats pour un quatrième scénario qui faisait partie du protocole de CMIP5 (RCP6.0) sont également disponibles, mais provenant d'un plus petit nombre de modèles. Ces résultats de multimodèles sont décrits par Environnement et Changement climatique Canada (ECCC, 2016) et sont disponibles pour téléchargement sur le site Web de Données et scénarios climatiques canadiens (<<http://scenarios-climatiques.canada.ca/index.php?page=cmip5-intro>>).

Les projections multimodèles relatives aux changements climatiques pour les périodes de 2031 à 2050 et de 2081 à 2100 (par rapport à la période de référence de 1986 à 2005) sont illustrées pour le Canada pour un scénario de faibles émissions (RCP2.6) et un scénario d'émissions élevées (RCP8.5), couvrant l'éventail des scénarios possibles. Le scénario de faibles émissions assume des réductions des émissions rapides et importantes et presque aucune émission pour le siècle actuel, alors que le scénario d'émissions élevées présente une croissance continue des émissions au cours du siècle. Les deux périodes ont été choisies pour fournir de l'information pour le court terme (de 2031 à 2050), lorsque les différences dans les scénarios d'émissions sont limitées et pour la fin du siècle (de 2081 à 2100), lorsque les réponses climatiques aux scénarios de faibles émissions et d'émissions élevées auront divergé considérablement. La différence de cette dernière période illustre l'avantage climatique à long terme en lien avec des efforts d'atténuation agressifs. Le changement médian multimodèle est montré sous forme de carte, accompagné de séries chronologiques des moyennes provenant de modèles individuels, qui sont calculées pour toutes les régions terrestres canadiennes. Les encadrés et symboles de moustaches à la droite des séries chronologiques fournissent une indication de l'étendue entre les modèles pour la période de 2081 à 2100. Les valeurs pour les différentes régions au Canada sont fournies dans le tableau 4.2.

Tableau 4.2: Changement projeté dans la température moyenne annuelle de l'air à la surface pour six régions et pour l'ensemble des terres canadiennes, par rapport à la période de 1986 à 2005^a

| RÉGION ^b | SCÉNARIO; PÉRIODE; TEMPÉRATURE MÉDIANE (25E, 75E PERCENTILE), °C | | | |
|----------------------|--|----------------|----------------|----------------|
| | RCP2.6 | | RCP8.5 | |
| | 2031–2050 | 2081–2100 | 2031–2050 | 2081–2100 |
| Colombie-Britannique | 1,3 (0,8, 1,9) | 1,6 (1,1, 2,1) | 1,9 (1,4, 2,5) | 5,2 (4,3, 6,2) |
| Prairies | 1,5 (1,1, 2,1) | 1,9 (1,2, 2,2) | 2,3 (1,7, 3,0) | 6,5 (5,2, 7,0) |
| Ontario | 1,5 (1,1, 2,1) | 1,7 (1,0, 2,1) | 2,3 (1,7, 2,9) | 6,3 (5,3, 6,9) |
| Québec | 1,5 (1,0, 2,1) | 1,7 (1,0, 2,2) | 2,3 (1,7, 2,9) | 6,3 (5,3, 6,9) |
| Atlantique | 1,3 (0,9, 1,8) | 1,5 (0,9, 2,0) | 1,9 (1,5, 2,4) | 5,2 (4,5, 6,1) |
| Nord | 1,8 (1,2, 2,5) | 2,1 (1,3, 2,5) | 2,7 (2,0, 3,5) | 7,8 (6,2, 8,4) |
| Canada | 1,5 (1,0, 2,1) | 1,8 (1,1, 2,5) | 2,3 (1,7, 2,9) | 6,3 (5,6, 7,7) |

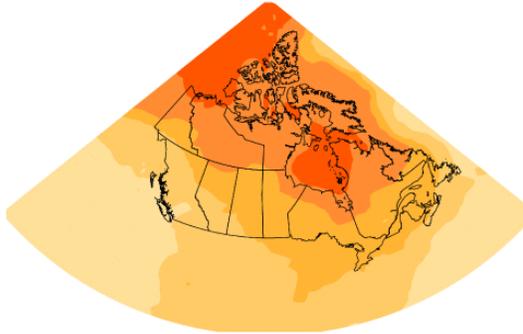
^a La médiane ou la valeur du 50e percentile est fondée sur l'ensemble des multimodèles du CMIP5. La valeur du 25e percentile indique que 25 % des projections du modèle CMIP5 ont des changements inférieurs à cette valeur. La valeur du 75e percentile indique que 25 % des projections du modèle CMIP5 ont des changements supérieurs à cette valeur.

^b La tendance linéaire à partir de 1948 (année où débute l'analyse des tendances climatiques pour l'ensemble du Canada selon des observations historiques) jusqu'à 1996 (le point milieu de la période 1986-2005) a été calculée à 1,2 °C.

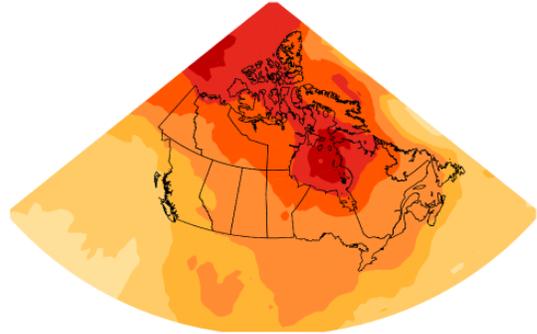
^c Les régions sont définies par les frontières politiques; le « Nord » comprend les trois territoires (voir la figure 1.1).

Les changements de températures projetés pour l'hiver (moyenne de décembre à février), l'été (moyenne de juin à août) et la moyenne annuelle sont montrés dans les figures 4.6, 4.7 et 4.8 respectivement. L'augmentation du réchauffement aux latitudes plus élevées est évidente dans les moyennes hivernale et annuelle. Il s'agit d'un solide élément de projections du climat, à la fois pour le Canada et le monde entier, et est attribuable à une combinaison de facteurs, y compris les réductions de la neige et de la glace (et donc une réduction de l'albédo) et une augmentation du transport de la chaleur provenant des latitudes australes (voir le chapitre 3). Cette amplification dans les hautes latitudes n'est pas évidente sur les cartes estivales parce que, au-dessus de l'océan Arctique, les températures estivales demeurent près de 0 °C – la température de fonte de la neige et de la glace marine. À court terme (de 2031 à 2050), les différences dans les tendances et l'ampleur entre le scénario de faibles émissions (RCP2.6) et le scénario d'émissions élevées (RCP8.5) sont modestes (dans l'ordre de 0,5 °C à 1 °C). Cependant, pour la fin du siècle (de 2081 à 2100), les différences deviennent très importantes. Selon le scénario d'émissions élevées, les températures projetées augmentent environ de 4 °C plus haut que selon le scénario de faibles émissions pour la moyenne de l'ensemble du Canada. Les différences sont encore plus importantes dans le Nord du Canada et dans l'Arctique en hiver. Dans le Sud du Canada, le changement projeté des températures hivernales est plus important dans l'est que dans l'ouest, la Colombie-Britannique projetant de se réchauffer légèrement moins que le reste du Canada. Le changement projeté estival est plus uniforme dans l'ensemble du pays.

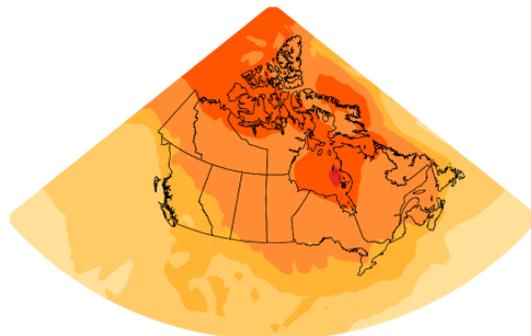
a) **Changement de température RCP2.6 de 2031 à 2050**
Décembre à février



b) **Changement de température RCP8.5 de 2031 à 2050**
Décembre à février



c) **Changement de température RCP2.6 de 2081 à 2100**
Décembre à février



d) **Changement de température RCP8.5 de 2081 à 2100**
Décembre à février

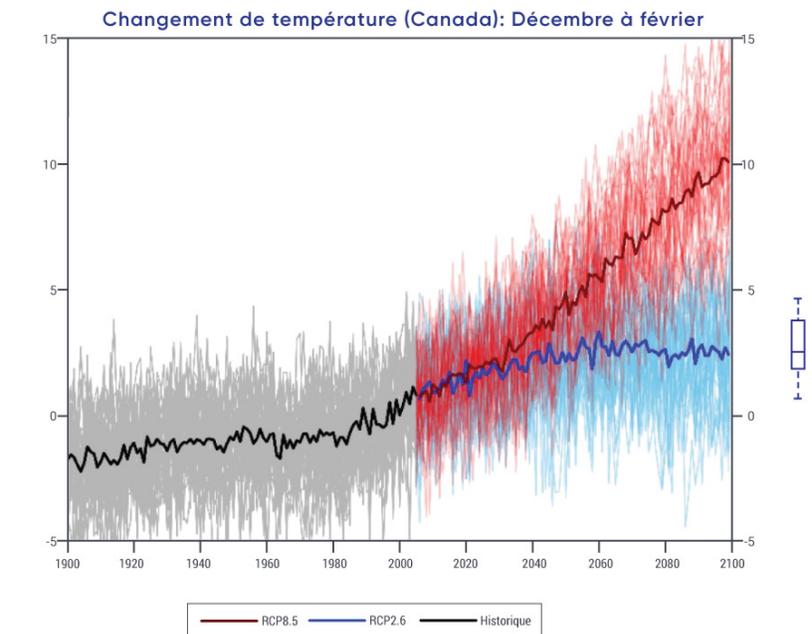
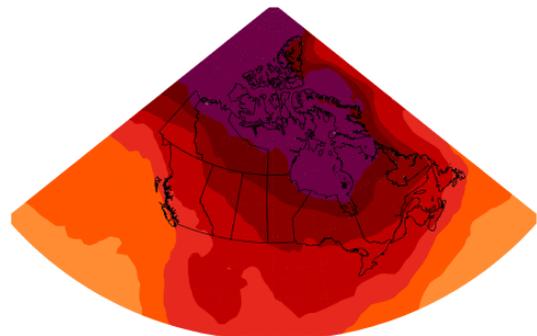


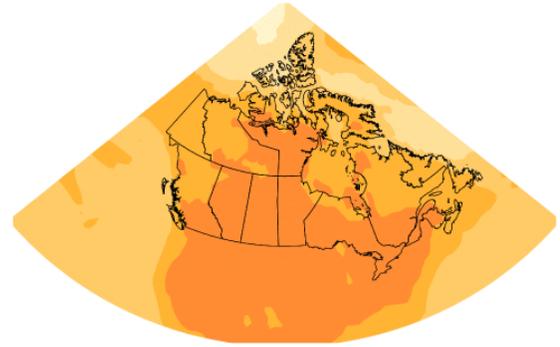
Figure 4.6: Les changements de températures projetés pour la saison hivernale



Des cartes et séries chronologiques du changement projeté de température (°C) pour décembre, janvier et février, représenté par la médiane de l'ensemble multimodèle CMIP5. Les changements sont relatifs à la période de 1986 à 2005. Les cartes supérieures montrent le changement de température pour la période de 2031 à 2050 et les cartes inférieures, pour la période de 2081 à 2100. Les cartes du côté gauche montrent les changements entraînés par le scénario de faibles émissions (RCP2.6) alors que les cartes du côté droit montrent les changements du scénario d'émissions élevées (RCP8.5). Les séries chronologiques dans le bas de la figure montrent le changement de température en moyenne pour les régions terrestres du Canada au cours de la période de 1900 à 2100. Les lignes minces montrent les résultats des modèles individuels du CMIP5 et la large ligne correspond à la moyenne multimodèle. L'écart entre les modèles, évident dans les lignes minces, est quantifié par les tracés de boîtes et moustaches à la droite de chaque panneau. Ils montrent, pour la période de 2081 à 2100, la valeur du 5^e, 25^e, 50^e (médiane), 75^e et 95^e percentile.

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

- a) **Changement de température RCP2.6 de 2031 à 2050** Juin à août
Juin à août
- b) **Changement de température RCP8.5 de 2031 à 2050**
Juin à août



- c) **Changement de température RCP2.6 de 2081 à 2100** Juin à août
Juin à août
- d) **Changement de température RCP8.5 de 2081 à 2100** Juin à août
Juin à août

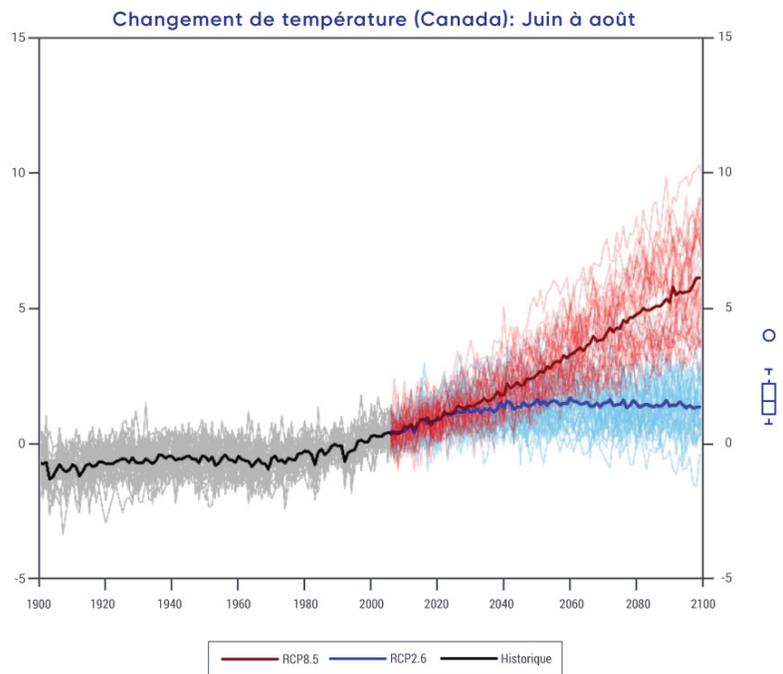
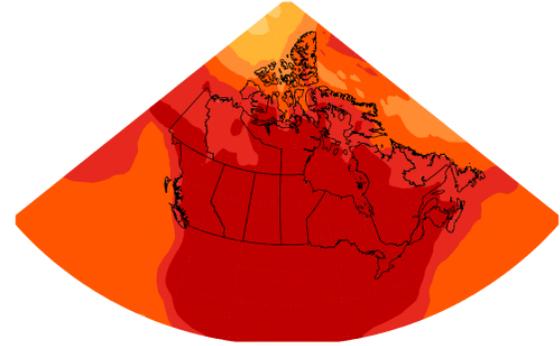
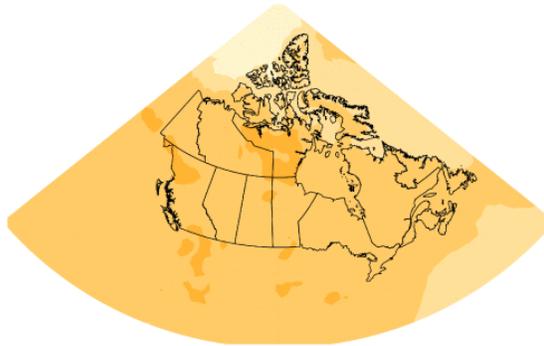


Figure 4.7 : Les changements de températures projetés pour la saison estivale



Des cartes et séries chronologiques du changement projeté de température (°C) pour juin, juillet et août représenté par la médiane de l'ensemble multimodèle CMIP5. Les changements sont relatifs à la période de 1986 à 2005. Les cartes supérieures montrent le changement de température pour la période de 2031 à 2050 et les cartes inférieures, pour la période de 2081 à 2100. Les cartes du côté gauche montrent les changements entraînés par le scénario de faibles émissions (RCP2.6) alors que les cartes du côté droit montrent les changements du scénario d'émissions élevées (RCP8.5). Les séries chronologiques dans le bas de la figure montrent le changement de température en moyenne pour les régions terrestres du Canada et au cours de la période de 1900 à 2100. Les lignes minces montrent les résultats des modèles individuels du CMIP5 et la large ligne correspond à la moyenne multimodèle. L'écart entre les modèles, évident dans les lignes minces, est quantifié par les tracés de boîtes et moustaches à la droite de chaque panneau. Ils montrent, pour la période de 2081 à 2100, la valeur du 5^e, 25^e, 50^e (médiane), 75^e et 95^e percentile.

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

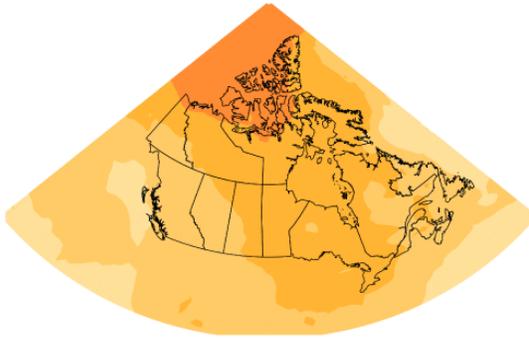
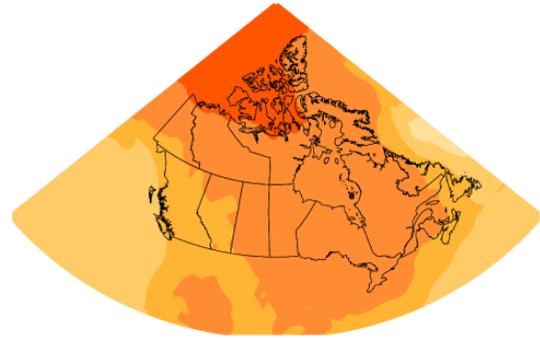
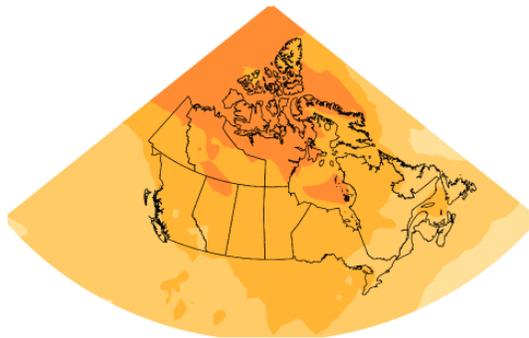
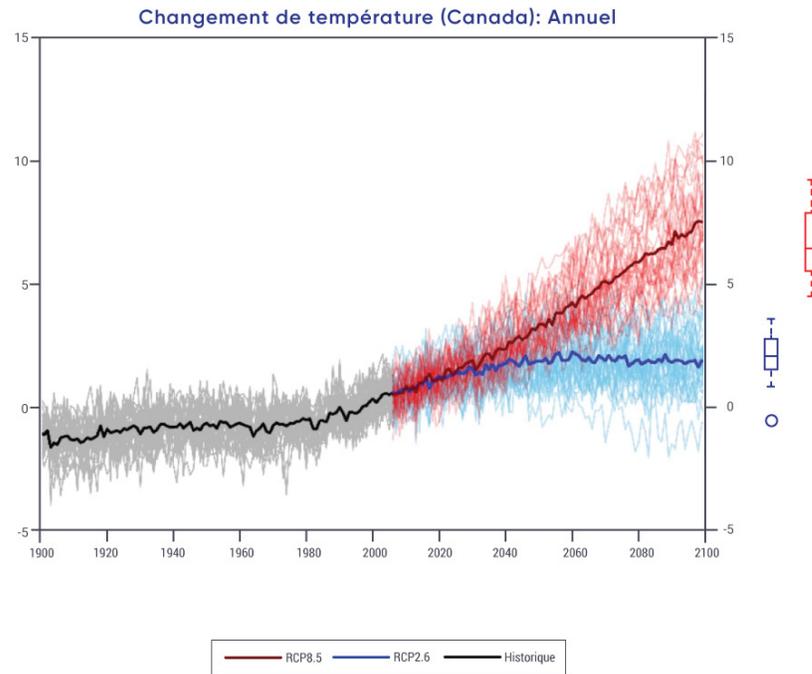
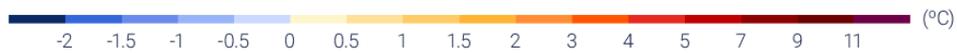
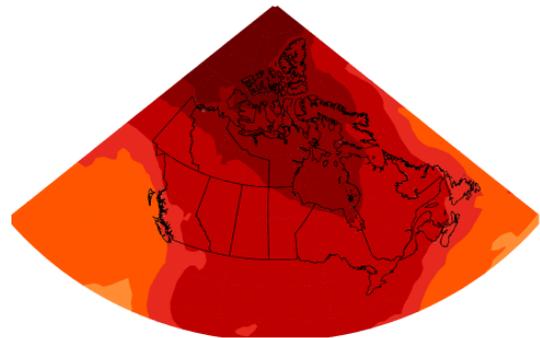
a) **Changement de température RCP2.6 de 2031 à 2050**
Annuelb) **Changement de température RCP8.5 de 2031 à 2050**
Annuelc) **Changement de température RCP2.6 de 2081 à 2100**
Annueld) **Changement de température RCP8.5 de 2081 à 2100**
Annuel

Figure 4.8 : Les changements de températures projetés annuels



Des cartes et séries chronologiques du changement projeté de la température (°C) moyenne annuelle, représenté par la médiane de l'ensemble multimodèle de la cinquième phase du Projet d'intercomparaison de modèles couplés (CMIP5). Les changements sont relatifs à la période de 1986 à 2005. Les cartes supérieures montrent le changement de température pour la période de 2031 à 2050 et les cartes inférieures, pour la période de 2081 à 2100. Les cartes du côté gauche montrent les changements entraînés par le scénario de faibles émissions (RCP2.6) alors que les cartes du côté droit montrent les changements du scénario d'émissions élevées (RCP8.5). Les séries chronologiques dans le bas de la figure montrent le changement de température en moyenne pour les régions terrestres du Canada et au cours de la période de 1900 à 2100. Les lignes minces montrent les résultats des modèles individuels de la cinquième phase du Projet d'intercomparaison de modèles couplés (CMIP5) et la large ligne correspond à la moyenne multimodèle. L'écart entre les modèles, évident dans les lignes minces, est quantifié par les tracés de boîtes et moustaches à la droite de chaque panneau. Ils montrent, pour la période de 2081 à 2100, la valeur du 5^e, 25^e, 50^e (médiane), 75^e et 95^e percentile.

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

Les cartes des figures 4.6, 4.7 et 4.8 illustrent la projection médiane de l'ensemble multimodèle CMIP5 – certains modèles projettent des changements plus importants et d'autres, de plus petits changements. La répartition entre les modèles offre une indication de l'incertitude de la projection discutée dans le chapitre 3, section 3.3.2. La répartition présente dans l'ensemble CMIP5 est seulement une mesure ponctuelle d'incertitude. L'incertitude réelle pourrait être plus importante parce que les modèles CMIP5 peuvent ne pas représenter la gamme complète des représentations possibles de tous les processus physiques pertinents (Kirtman et coll., 2013). La répartition entre les modèles comprend également la variabilité naturelle d'année en année, qui continue d'exister dans le futur autant qu'elle existait par le passé. Même lorsqu'on fait une moyenne pour une région aussi étendue que le Canada, les différences dans les températures projetées parmi les modèles sont de l'ordre de quelques degrés. Selon un scénario de faibles émissions (RCP2.6), le réchauffement moyen annuel au Canada se stabilise à environ 1,8 °C plus élevé en 2050 que la période de référence de 1986 à 2005 alors que, selon un scénario d'émissions élevées (RCP8.5), le réchauffement annuel continue tout au long du XXI^e siècle et au-delà, atteignant environ 6,3°C au-dessus de la période de référence d'ici 2100. Des valeurs supplémentaires pour l'ensemble du Canada et pour diverses régions sont présentées dans le tableau 4.2.

Le changement de température est l'un des indicateurs clés d'un climat changeant et bien d'autres variables climatiques sont directement ou indirectement liées à la température. Les changements dans la température moyenne sont la réponse projetée face aux émissions de GES et d'aérosols provenant d'activités humaines et la variabilité naturelle interne du climat continuera de se superposer sur ces changements forcés. La variabilité naturelle interne du climat est simulée par les modèles climatiques utilisés pour faire des projections de futurs changements climatiques et cela devient évident dans les séries chronologiques de la variabilité d'année en année de la température moyenne au Canada dans les figures 4.6, 4.7 et 4.8 (les lignes minces individuelles). En effet, cette variabilité d'année en année ressemble beaucoup à ce qui a été observé par le passé (voir la figure 4.2). En revanche, la réponse sous-jacente forcée (estimée par la moyenne multimodèle – la large ligne dans les figures) est une valeur changeante lentement et de façon monotone qui suit de près les émissions cumulatives de GES depuis l'ère préindustrielle (voir le chapitre 3, section 3.4.1). Dans l'évaluation des effets d'un réchauffement du climat, cette combinaison d'un lent changement forcé et de la variabilité naturelle interne est importante à garder à l'esprit – le futur continuera d'avoir des périodes de chaleur et de froid extrême superposées à un lent réchauffement forcé par les activités humaines.

Étant donné que les éléments du système climatique mondial sont étroitement reliés entre eux, le changement de température dans une région particulière, comme le Canada, est étroitement lié au changement de la moyenne mondiale. Cela est illustré dans le panneau gauche de la figure 4.9, qui montre le changement de la température moyenne au Canada par rapport au changement de la température moyenne mondiale. Comme indiqué précédemment, on prévoit que l'augmentation de la température moyenne canadienne sera environ deux fois plus importante que le taux moyen mondial, peu importe le scénario de forçage. Donc, la relation entre le changement de la température canadienne et mondiale demeure constante, comme le montre le fait que les résultats des différents scénarios sont tous alignés. Le lien entre le changement de la température moyenne mondiale et canadienne présente un moyen d'estimer les implications du changement mondial pour le Canada selon des scénarios de forçage alternatifs. Autrement dit, les effets estimés selon un scénario de forçage donné peuvent être échelonnés pour estimer les effets d'un autre scénario de forçage, puisque le rapport entre le changement de température canadien et le changement de température mondiale demeure à peu près constant. Bien sûr, cela suppose que les effets ont une corrélation directe avec la température (ce qui n'est pas toujours le cas).

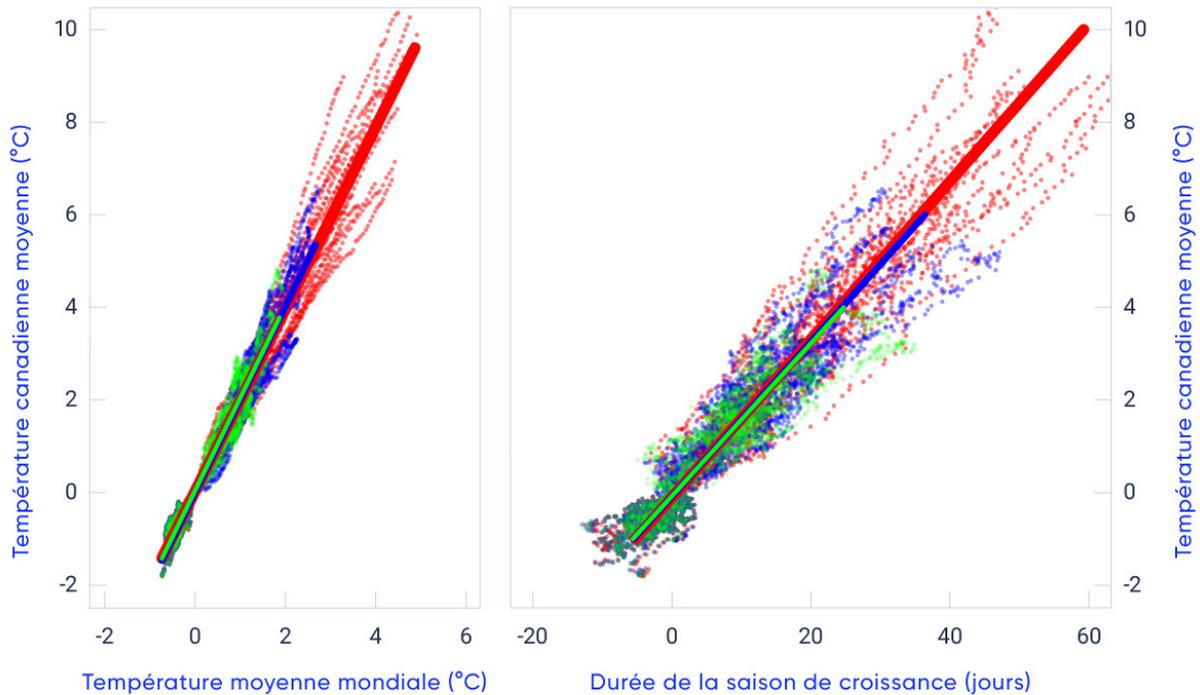


Figure 4.9 : Liens entre la température moyenne mondiale et le changement de la température moyenne au Canada et les changements dans la durée de la saison de croissance

Le panneau de gauche montre le changement de température moyenne canadienne tracé contre le changement de température moyenne mondiale (en °C pour les moyennes d'une période de 20 ans par rapport à la période de 1986 à 2005) des simulations des modèles de la cinquième phase du Projet d'intercomparaison de modèles couplés (CMIP5) pour trois différents scénarios de forçage (vert : RCP2.6; bleu : RCP4.5; rouge : RCP8.5). Les larges lignes sont des ajustements linéaires des moindres carrés, alors que les lignes pointillées plus minces correspondent aux résultats des modèles individuels. Le panneau de droite montre la longueur changeante de la saison de croissance (en jours, voir le chapitre 1, section 1.2) pour les cultures de la saison chaude dans les Prairies canadiennes, en tant que fonction de changement dans la température moyenne canadienne.

SOURCE DE LA FIGURE : ADAPTÉ DE LI ET COLL., 2018.

Le cinquième Rapport d'évaluation du GIEC a conclu que « les températures moyennes mondiales continueront d'augmenter au cours du XXI^e siècle si les émissions de GES continuent à un rythme soutenu » (Collins et coll., 2013, p. 1031). En raison des liens entre les changements à la moyenne mondiale et à la température moyenne canadienne, il est quasiment certain que la température continuera également d'augmenter au Canada tant que les émissions de GES continueront.

4.2.2: Températures extrêmes et autres indices

Cette sous-section décrit les changements dans les extrêmes de température et les autres indices pertinents aux évaluations d'impact. Tous sont dérivés des données de température quotidienne. Certains indices, comme les températures annuelles les plus élevées et les plus basses du jour ou de la nuit, représentent les extrêmes de température et ont des applications étendues, la conception des bâtiments, par exemple. D'autres sont importants pour des utilisateurs particuliers. Par exemple, les degré-jours sont un indicateur couramment utilisé pour la demande de refroidissement ou de chauffage du bâtiment et de la quantité de chaleur disponible pour la croissance des cultures. Les degré-jours de chauffage (la somme annuelle de la température moyenne quotidienne en dessous de 18 °C) ou les degré-jours de refroidissement (la somme annuelle de la température moyenne quotidienne au-dessus de 18 °C) sont utilisés pour la planification des services énergétiques, alors que les degré-jours de croissance (la somme de la température moyenne quotidienne au-dessus de 5 °C lors de la saison de croissance) sont un indice important pour l'agriculture. Certains indices, comme le nombre de jours où la température maximale quotidienne est au-dessus de 30 °C ou lorsque la température minimale quotidienne est au-dessus de 22 °C, ont d'importantes répercussions sur la santé (Casati et coll., 2013). Les changements observés dans les indices et extrêmes de température indiquent que les événements de chaleur deviennent plus intenses et plus fréquents, alors que les événements froids deviennent moins intenses et moins fréquents. Ceux-ci ont d'importantes répercussions; par exemple, les jours hivernaux d'extrême froid sont importants pour limiter la présence de certains indésirables forestiers (Goodsman et coll., 2018).

4.2.2.1: Changements observés

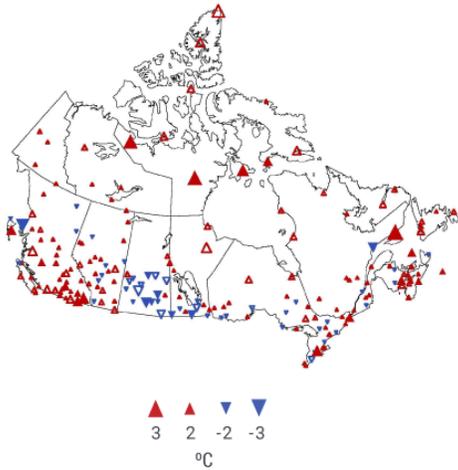
La température annuelle maximale quotidienne la plus élevée, la moyenne pour l'ensemble du pays, a augmenté de 0,61 °C entre 1948 et 2016 (mise à jour de Wan et coll., 2018). Les plus importantes augmentations étaient dans le Nord du Canada, alors que les diminutions étaient observées dans le sud des Prairies (voir la figure 4.10a). La température maximale quotidienne la plus élevée qui est enregistrée une fois en 20 ans, en moyenne, a également augmenté (Wang et coll., 2014). La température annuelle minimale quotidienne la moins élevée, la moyenne pour l'ensemble du pays, a augmenté de 3,3 °C entre 1948 et 2016, le plus intense réchauffement se produisant dans l'ouest (voir la figure 4.10 b) (mise à jour de Wan et coll., 2018). La température minimale quotidienne la moins élevée qui est enregistrée une fois en 20 ans, en moyenne, a augmenté plus fortement (Wang et coll., 2014). En général, les températures extrêmement froides augmentaient beaucoup plus rapidement que les températures extrêmement chaudes, une constatation cohérente avec un réchauffement plus important en hiver qu'en été, de même qu'un réchauffement plus important pendant la nuit que pendant le jour.

Les indices de haute température, comme les journées et les nuits chaudes, sont particulièrement pertinents en ce qui concerne la santé publique. Les journées chaudes, définies comme étant des journées avec une température maximale supérieure à 30 °C, sont rarement observées dans les régions au nord du 60^e degré de latitude nord. Dans le Sud du Canada, le nombre de journées chaudes a augmenté annuellement d'environ 1 à 3 jours à quelques stations au cours de la période de 1948 à 2016 (voir la figure 4.10c; voir également Vincent et coll., 2018). La plupart des endroits au Canada ne sont pas suffisamment chauds pour avoir des nuits chaudes, définies comme des nuits avec une température minimale quotidienne supérieure à 22 °C, et le nombre de nuits chaudes a significativement augmenté à seulement quelques stations dans le sud de l'Ontario et du Québec.

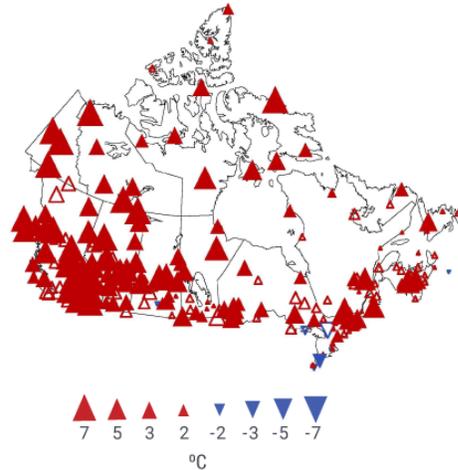


Le réchauffement en hiver et au printemps a entraîné une diminution significative dans le nombre de jour de gel (jours avec une température minimale quotidienne de 0 °C ou moins) et de jour de glace (jour avec une température maximale quotidienne de 0 °C ou moins) de même qu'un raccourcissement des saisons hivernales (Vincent et coll., 2018). En moyenne pour l'ensemble du pays, les jours de gel ont diminué de plus de 15 et les jours de glace de plus de 10 jours entre 1948 et 2016. Ces changements sont cohérents dans l'ensemble du pays. Par conséquent, la saison sans gel a été prolongée de 20 jours, commençant environ 10 jours plus tôt et finissant environ 10 jours plus tard. Les degré-jours de chauffage ont diminué alors que les degré-jours de refroidissement ont augmenté (voir la figure 4.10e et f). La durée des saisons de croissance (voir la figure 4.10d) et le nombre de degré-jours de croissance ont également augmenté. La saison de croissance, qui commence lorsqu'il y a six jours consécutifs avec une température moyenne quotidienne au-dessus de 5 °C au printemps ou à l'été et qui se termine lorsque cette condition n'est plus satisfaite vers la fin de l'année, commence plus tôt et se termine plus tard, entraînant une augmentation de la durée de la saison de croissance d'environ 15 jours pour la période de 1948 à 2016. Avec une saison de croissance plus longue, le nombre de degré-jours de croissance augmente.

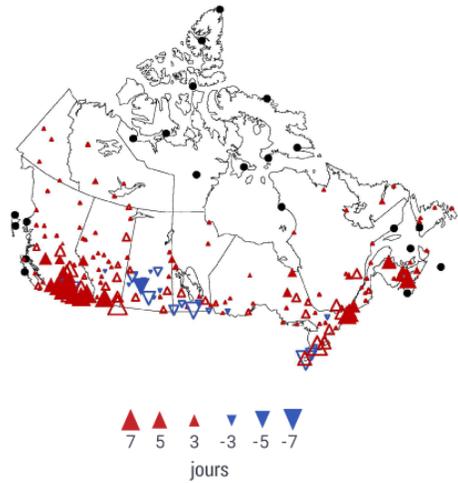
a) Maximum quotidien le plus élevé (°C)



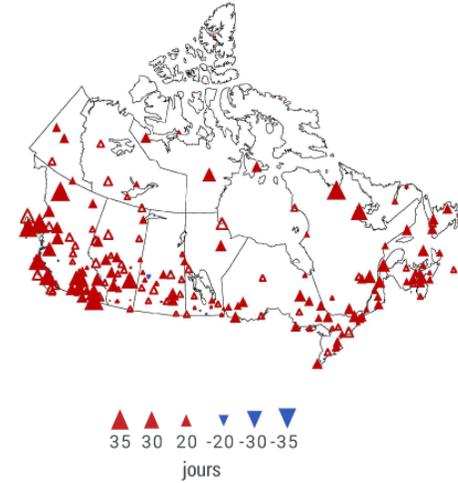
b) Minimum quotidien le moins élevé (°C)



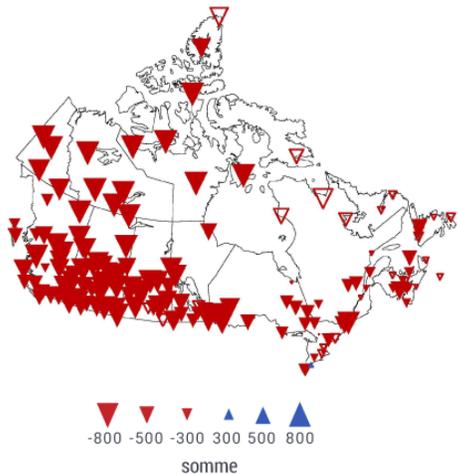
c) Nombre de journées chaudes (jours)



d) Durée de la saison de croissance (jours)



e) Degré-jours de chauffage (°C-jour)



f) Degré-jours de refroidissement (°C-jour)

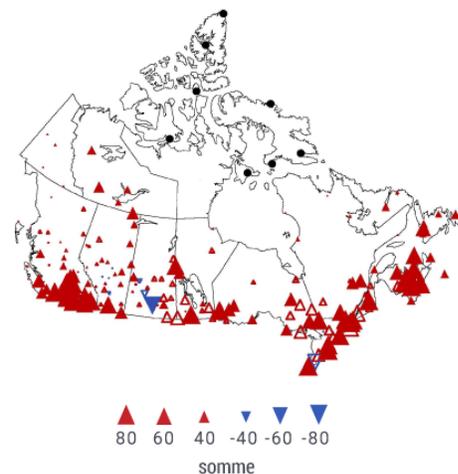


Figure 4.10 : Changement dans les indicateurs de température sélectionnés, de 1948 à 2016

Les changements observés dans : (a) la température annuelle maximale quotidienne la plus élevée, (b) la température annuelle minimale quotidienne la moins élevée, (c) le nombre annuel de journées chaudes (lorsque la température maximale quotidienne est supérieure à 30 °C), (d) la durée de la saison de croissance, (e) les degré-jours de chauffage et (f) les degré-jours de refroidissement. Les changements sont calculés selon les tendances linéaires lors de la période de 1948 à 2016. Les triangles solides indiquent des tendances d'importance significative à un niveau de 5 %. Les points noirs sur (c) et (f) indiquent les stations où les journées chaudes ou la température moyenne quotidienne au-dessus de 18 °C ne se produisent habituellement pas. La légende ne répertorie pas forcément les différentes tailles représentées dans la figure.

SOURCE DE LA FIGURE : ADAPTÉ DE VINCENT ET COLL., 2018.

4.2.2.2: Causes des changements observés

Il est *très probable* que le forçage anthropique ait contribué aux changements observés dans la fréquence et l'intensité des extrêmes de température quotidienne à l'échelle mondiale depuis le milieu du XX^e siècle (Bindoff et coll., 2013; voir également le chapitre 2, section 2.3.4). Plusieurs études de détection ont montré que la température minimale quotidienne la moins élevée (Zwiers et coll., 2011; Min et coll., 2013; Kim et coll., 2015) et la température annuelle maximale quotidienne la plus élevée (Wang et coll., 2017) ont été influencées par les activités humaines dans trois sous-régions de l'Amérique du Nord. Au Canada, une augmentation de 3,2 °C dans la température annuelle minimale quotidienne la moins élevée a été observée de 1948 à 2016 (Wan et coll., 2018). Seulement une petite fraction (environ 0,5 °C) de cette augmentation peut être liée à la variabilité naturelle interne du climat et l'influence anthropique peut avoir contribué jusqu'à 2,8 °C d'augmentation (plage probable de 1,5 °C à 4,2 °C) pour le réchauffement (voir la figure 4.5). De plus, la majeure partie du réchauffement observé dans la température annuelle maximale quotidienne la plus élevée peut également être attribuée à l'influence anthropique. Dans l'ensemble, la plus grande partie de l'augmentation des températures quotidiennes la plus froide (probable) et la plus chaude (*degré de confiance élevé*) durant l'année au Canada de 1948 à 2012 peut être attribuée à l'influence anthropique.

Bien qu'il y ait un manque d'études attribuant directement les changements observés dans d'autres indices de température, il y a un *degré de confiance élevé* que la plus grande partie des changements observés dans ces indices de températures sont également attribuables à une influence anthropique. Il est plus difficile de détecter l'influence anthropique dans les valeurs comme la température minimale quotidienne la moins élevée, dont on prend la lecture qu'une fois par année, que parmi d'autres indices de température qui intègrent l'information provenant de plusieurs prises de données par année. Ces indices sont moins touchés par la variabilité naturelle interne, tout en maintenant les réponses climatiques face au forçage externe.

4.2.2.3: Changements projetés et incertitudes

Les modèles utilisés pour faire des projections futures du climat sont discutés dans le chapitre 3, section 3.3. Lorsqu'on utilise les projections des modèles climatiques pour les études d'impact, il est souvent important de tenir compte du fait que le climat actuel simulé par le modèle peut différer du climat observé – une réflexion sur le biais des modèles (Flato et coll., 2013). De nombreux indices de température sont reliés aux seuils absolus (comme la température de congélation), et donc, les biais

sur la moyenne peuvent considérablement altérer leur utilité. Par conséquent, lorsque les valeurs absolues sont importantes, une certaine forme de correction du biais est nécessaire. Il s'agit d'une méthode de correction des résultats du modèle afin d'éliminer, dans la mesure du possible, l'influence du biais du modèle. Les évaluations des changements projetés dans les indices de température dont il est question dans ce paragraphe sont, à moins d'indication contraire, fondées sur des données sur le plan statistique à échelle réduite et dont les biais ont été corrigés (Li et coll., 2018; Murdock et coll., 2014; Werner and Cannon, 2016; voir le chapitre 3, section 3.5).

Les températures quotidiennes extrêmes, chaudes et froides, sont projetés d'augmenter considérablement (voir la figure 4.11). La température annuelle maximale quotidienne la plus élevée est projetée de suivre les changements projetés pour la température moyenne estivale, mais à un taux légèrement plus élevé (la plus importante différence entre les deux est de moins de 0,5 °C, apparaissant lors de la période de 2081 à 2100 selon le scénario d'émissions élevées [RCP8.5]). La température minimale quotidienne la moins élevée est projetée de se réchauffer plus rapidement que la température moyenne hivernale pour la majorité du Canada, augmentant la température minimale extrême dans le Sud du Canada d'environ 3 °C d'ici la fin du siècle selon le scénario d'émissions élevées (RCP8.5). Le tableau 4.3 résume les changements projetés pour le Canada. Par exemple, en moyenne pour le pays, les températures annuelles maximales quotidiennes les plus élevées sont projetées d'augmenter de 1,4 °C au cours de la période de 2031 à 2050 selon le scénario de faibles émissions (RCP2.6) et de 2 °C pour la même période selon le scénario d'émissions élevées (RCP8.5) par rapport au climat actuel (de 1986 à 2005). L'augmentation projetée correspondante pour la période de 2081 à 2100 selon le scénario de faibles émissions (RCP2.6) est de 1,5 °C, seulement un peu plus élevé que l'augmentation de 2031 à 2050. Une augmentation beaucoup plus importante, d'environ 6 °C, est prévue pour la période de 2081 à 2100 selon le scénario d'émissions élevées (RCP8.5).

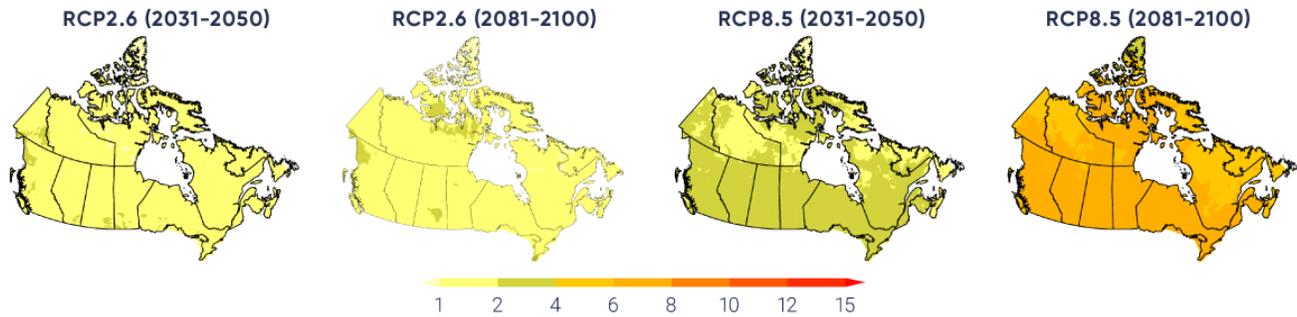
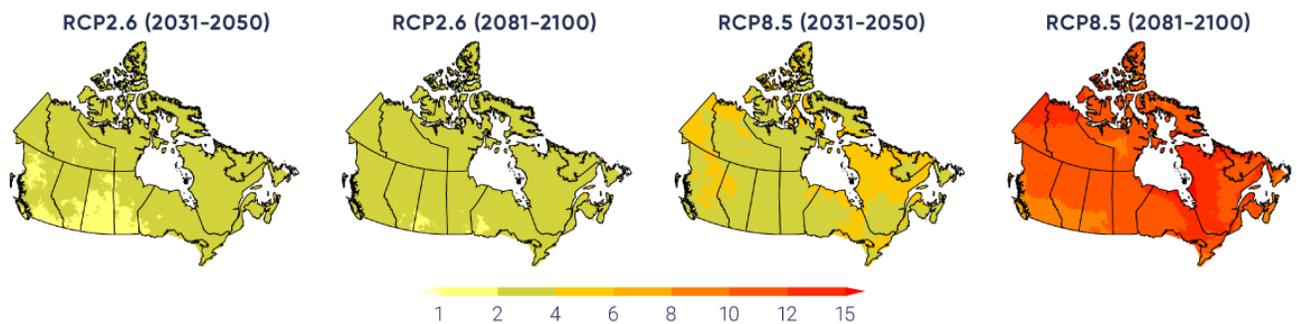
a) Température annuelle maximale quotidienne la plus élevée (°C)**b) Température annuelle minimale quotidienne la moins élevée (°C)**

Figure 4.11 : Projections futures pour certains indices de température (extrêmes)

Médiane multimodèle des changements projetés pour (a) la température annuelle maximale quotidienne la plus élevée, (b) la température annuelle minimale quotidienne la moins élevée. Toutes les cartes sont basées sur des données sur le plan statistique à échelle réduite de température dont le biais a été corrigé provenant des simulations de 24 modèles du système terrestre. Les deux panneaux de gauche montrent les projections de 2031 à 2050 et de 2081 à 2100 selon le scénario de faibles émissions (RCP2.6), alors que les deux panneaux de droite montrent des projections de 2031 à 2050 et de 2081 à 2100 selon le scénario d'émissions élevées (RCP8.5), respectivement.

SOURCE DE LA FIGURE : ADAPTÉ DE LI ET COLL., 2018.

Tableau 4.3: Changements multimodèles dans les indicateurs de température^a

| RÉGION ^b | SCÉNARIO; PÉRIODE; MÉDIANE (25E, 75E PERCENTILE) | | | |
|--|--|------------------|-------------------|-------------------|
| | RCP2.6 | | RCP8.5 | |
| | 2031–2050 | 2081–2100 | 2031–2050 | 2081–2100 |
| Température annuelle maximale quotidienne la plus élevée, °C | | | | |
| Colombie-Britannique | 1,7 (0,9, 2,4) | 1,7 (1,2, 2,4) | 2,3 (1,6, 3,2) | 6,7 (4,9, 7,9) |
| Prairies | 1,6 (0,9, 2,3) | 1,6 (1,1, 2,4) | 2,5 (1,8, 3,1) | 6,9 (5,2, 8,2) |
| Ontario | 1,6 (1,0, 2,4) | 1,5 (0,8, 2,2) | 2,5 (1,9, 3,0) | 6,6 (5,2, 7,7) |
| Québec | 1,4 (0,8, 2,2) | 1,3 (0,7, 2,0) | 2,1 (1,5, 2,7) | 5,9 (4,7, 7,1) |
| Atlantique | 1,4 (0,9, 1,9) | 1,2 (0,6, 1,9) | 1,9 (1,4, 2,4) | 5,5 (4,6, 6,5) |
| Nord | 1,3 (0,6, 2,2) | 1,5 (0,7, 2,2) | 1,8 (0,9, 2,7) | 5,7 (3,6, 7,3) |
| Canada | 1,4 (0,7, 2,3) | 1,5 (0,8, 2,2) | 2,0 (1,2, 2,8) | 6,1 (4,2, 7,5) |
| Température annuelle minimale quotidienne la moins élevée, °C | | | | |
| Colombie-Britannique | 2,1 (1,1, 3,7) | 2,7 (1,4, 4,2) | 3,7 (2,4, 5,3) | 10,1 (8,5, 11,7) |
| Prairies | 2,1 (1,3, 3,3) | 2,5 (1,6, 3,8) | 3,5 (2,5, 4,9) | 10,5 (9,3, 12,8) |
| Ontario | 2,6 (1,9, 3,5) | 2,7 (2,0, 3,8) | 3,9 (2,9, 4,7) | 11,7 (10, 13,8) |
| Québec | 2,8 (1,9, 3,9) | 3,2 (2,0, 4,4) | 4,2 (3,2, 5,3) | 12,6 (10,7, 15,7) |
| Atlantique | 2,8 (1,8, 3,8) | 3,0 (1,8, 4,5) | 3,8 (2,8, 4,9) | 11,2 (9,6, 13,6) |
| Nord | 2,6 (1,8, 3,4) | 2,9 (1,9, 4,0) | 3,9 (3,0, 4,8) | 11,1 (9,4, 14,0) |
| Canada | 2,5 (1,7, 3,5) | 2,8 (1,8, 4,1) | 3,8 (2,9, 4,9) | 11,2 (9,5, 13,8) |
| Nombre annuel de journées chaudes, jours | | | | |
| Colombie-Britannique | 1,6 (0,7, 2,5) | 1,5 (0,8, 2,5) | 2,5 (1,7, 3,6) | 16,0 (9,0, 20,0) |
| Prairies | 4,5 (2,5, 6,7) | 4,6 (2,6, 6,8) | 7,2 (5,2, 9,4) | 34,3 (22,8, 40,1) |
| Ontario | 5,4 (3,6, 7,1) | 4,7 (2,8, 6,8) | 8,8 (6,8, 10,8) | 38,0 (28,1, 44,5) |
| Québec | 1,7 (1,0, 2,3) | 1,4 (0,8, 2,1) | 2,7 (1,9, 3,4) | 14,5 (10,1, 17,3) |
| Atlantique | 1,4 (0,9, 2,0) | 1,2 (0,6, 1,8) | 2,1 (1,5, 2,8) | 12,1 (9,3, 16,7) |
| Nord | 0,3 (0,1, 0,5) | 0,3 (0,1, 0,5) | 0,5 (0,3, 0,7) | 3,5 (2,0, 5,1) |
| Canada | 1,6 (0,9, 2,3) | 1,5 (0,9, 2,3) | 2,6 (1,8, 3,3) | 13,2 (8,8, 16,2) |
| Durée de saison de croissance pour les cultures de la saison chaude, jours | | | | |
| Colombie-Britannique | 17,6 (12, 23,5) | 22 (14,3, 28,5) | 23,3 (17,7, 29,3) | 61,1 (48,1, 70,5) |
| Prairies | 11,5 (6,4, 16,0) | 13,5 (9,1, 18,3) | 15,5 (11,0, 20,5) | 43,6 (35,6, 50,8) |
| Ontario | 11,8 (6,9, 17,5) | 13,0 (8,0, 19,1) | 17,0 (11,8, 22,8) | 44,4 (36,9, 53,7) |
| Québec | 13,6 (8,7, 18,7) | 14,0 (7,7, 20,2) | 19,3 (13,2, 24,8) | 50,1 (40,2, 62,1) |
| Atlantique | 13,7 (8,6, 18,2) | 14,3 (8,9, 19,6) | 18,6 (13,7, 25,2) | 51,1 (42,5, 63,8) |
| Nord | 8,8 (4,7, 13,4) | 10,2 (5,0, 15,3) | 12,9 (7,3, 18,4) | 37,8 (25,5, 49,9) |
| Canada | 10,8 (6,3, 15,6) | 12,4 (7,0, 17,7) | 15,3 (9,9, 20,9) | 42,8 (31,9, 53,8) |

Tableau 4.3: Changements multimodèles dans les indicateurs de température^a

| | Degré-jours de refroidissement, °C-jour | | | |
|----------------------|---|--------------------|---------------------|----------------------|
| Colombie-Britannique | 16 (9, 22) | 16 (10, 25) | 26 (19, 34) | 168 (97, 211) |
| Prairies | 52 (32, 74) | 55 (32, 79) | 85 (66, 108) | 386 (260, 461) |
| Ontario | 67 (44, 90) | 58 (44, 89) | 108 (88, 125) | 408 (306, 491) |
| Québec | 25 (18, 37) | 23 (16, 32) | 42 (33, 49) | 183 (136, 236) |
| Atlantique | 28 (19, 40) | 29 (18, 37) | 42 (33, 54) | 187 (150, 268) |
| Nord | 6 (4, 10) | 7 (4, 10) | 10 (7, 13) | 58 (34, 83) |
| Canada | 21 (14, 30) | 21 (14, 31) | 35 (27, 43) | 160 (109, 204) |
| | Degré-jours de chauffage, °C-jour | | | |
| Colombie-Britannique | -497 (-651, -408) | -651 (-829, -502) | -731 (-907, -585) | -1873 (-2115, -1621) |
| Prairies | -545 (-654, -435) | -648 (-809, -508) | -781 (-957, -635) | -2036 (-2262, -1779) |
| Ontario | -550 (-681, -448) | -607 (-752, -448) | -770 (-948, -655) | -1990 (-2337, -1749) |
| Québec | -596 (-796, -477) | -646 (-913, -480) | -869 (-1061, -690) | -2257 (-2759, -1916) |
| Atlantique | -524 (-679, -418) | -573 (-839, -428) | -730 (-897, -592) | -1895 (-2372, -1662) |
| Nord | -744 (-977, -593) | -884 (-1174, -563) | -1057 (-1352, -877) | -2880 (-3568, -2447) |
| Canada | -656 (-850, -525) | -772 (-1020, -527) | -936 (-1178, -770) | -2503 (-3033, -2142) |

^a Basé sur la température statistiquement réduite provenant des simulations de 24 modèles du système terrestre (adapté de Li et coll., 2018).

^b Les régions sont définies par les frontières politiques; le « Nord » comprend les trois territoires (voir la figure 1.1).

En plus des changements de l'ampleur, on prévoit également des changements dans la fréquence de certains extrêmes de température. On prévoit que les températures extrêmement chaudes deviendront plus fréquentes, alors que les températures extrêmement froides seront moins fréquentes. Par exemple, selon le scénario d'émissions élevées (RCP8.5), la température annuelle quotidienne la plus élevée qui serait actuellement atteinte une fois tous les 10 ans, en moyenne, deviendra un événement se produisant une fois tous les deux ans d'ici 2050 – cinq fois plus fréquemment. La température annuelle quotidienne la plus élevée qui survient une fois tous les 50 ans dans le climat actuel est projetée de devenir un événement se produisant une fois tous les cinq ans d'ici 2050 – dix fois plus fréquemment (voir la figure 4.12). Ces changements projetés indiquent non seulement des extrêmes de température chaude plus fréquents, mais également des augmentations relativement importantes de la fréquence pour les événements plus rares (p. ex. un extrême par 10 ans plutôt qu'une fois par 50 ans; voir également Kharin et coll., 2018).

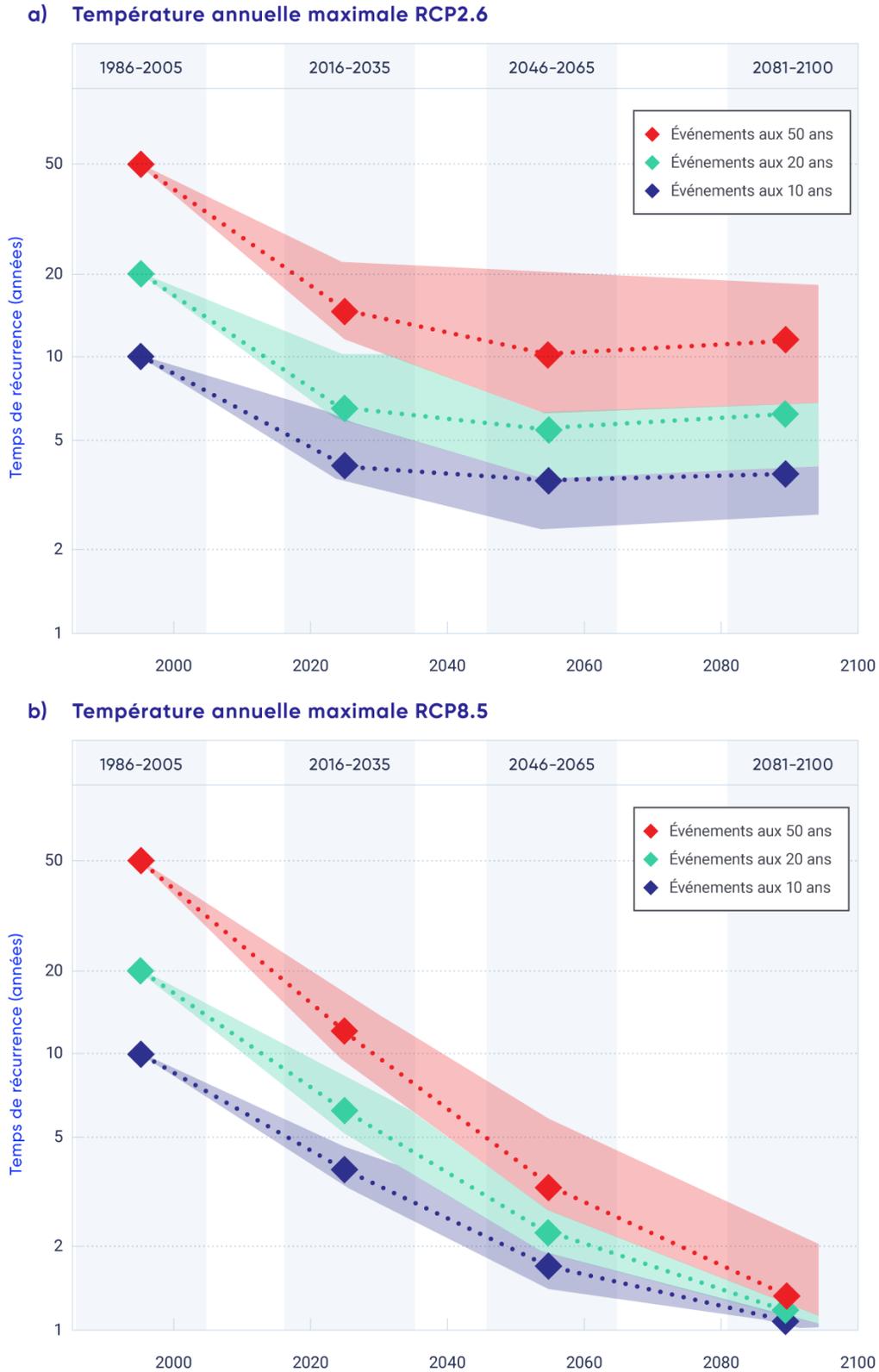


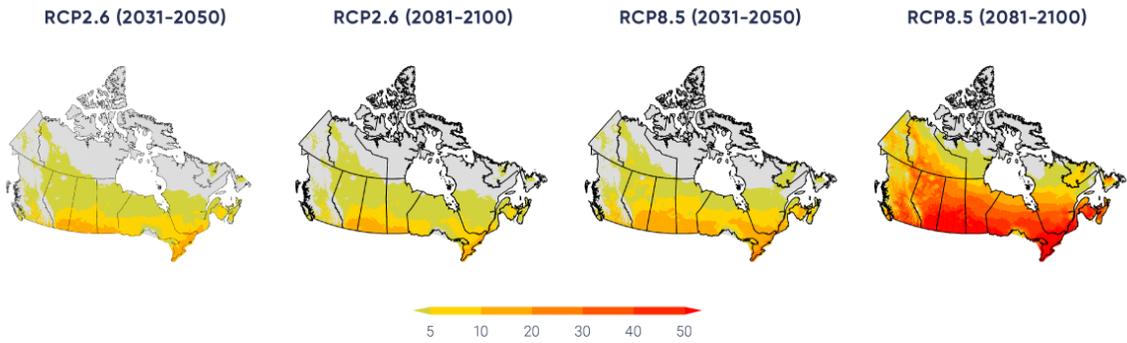
Figure 4.12: Les changements dans le temps de récurrence pour les températures extrêmes

Les changements projetés dans le temps de récurrence (en années) pour les températures annuelles les plus élevées qui se produisent, en moyenne, une fois tous les 10, 20 et 50 ans vers la fin du XX^e siècle partout au Canada, comme l'ont simulé les modèles du système terrestre contribuant à la cinquième phase du Projet d'intercomparaison de modèles couplés (CMIP5) selon le scénario de faibles émissions RCP2.6 (en haut) et le scénario de faibles émissions RCP8.5 (en bas). Les nuances de couleur indiquent la portée du 25^e au 75^e percentile.

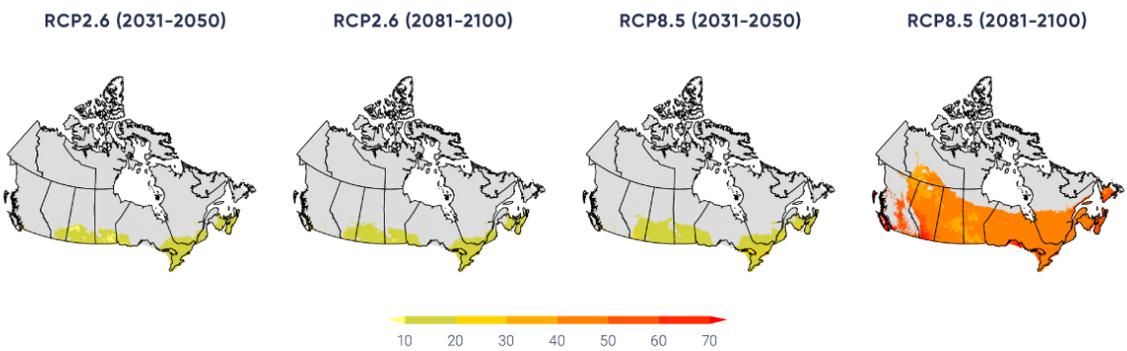
SOURCE DE LA FIGURE : LES VALEURS SONT CALCULÉES SELON KHARIN ET COLL., 2013, ADAPTÉES D'ECCE, 2013.

L'augmentation projetée dans le nombre de journées chaudes est considérable. Dans les régions qui vivent actuellement des journées chaudes, l'augmentation peut être de plus de 50 jours d'ici la fin du siècle selon un RCP8.5 (voir la figure 4.13a). Les régions avec des journées chaudes s'étendront progressivement vers le nord, selon le niveau de réchauffement planétaire. On prévoit la diminution du nombre de jour de gel et de jours de glace, avec des projections allant d'environ 10 jours de moins de 2031 à 2050 selon le scénario de faibles émissions (RCP2.6) à plus de 40 jours de moins de 2081 à 2100 dans le cas du scénario de fortes émissions (RCP8.5) (voir le tableau 4.3). On prévoit l'augmentation de la durée de la saison de croissance (voir la figure 4.13 b) et du nombre de degré-jour de refroidissement (voir la figure 4.13c), alors que le nombre de degré-jours de chauffage (voir la figure 4.13d) devrait diminuer (voir le tableau 4.3).

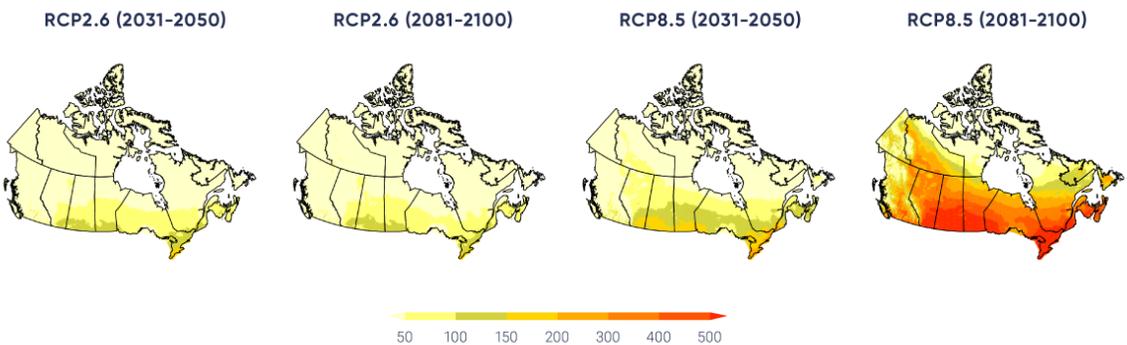
a) Nombre annuel de journées chaudes (en jours) lorsque la température maximale quotidienne est supérieure à 30°C (TX30)



b) La durée de la saison de croissance (DSC) pour les cultures de saison chaude (en jours)



c) Les degrés-jours de refroidissement (DJR, °C-jour)



d) Les degrés-jours de chauffage (DJC, °C-jour)

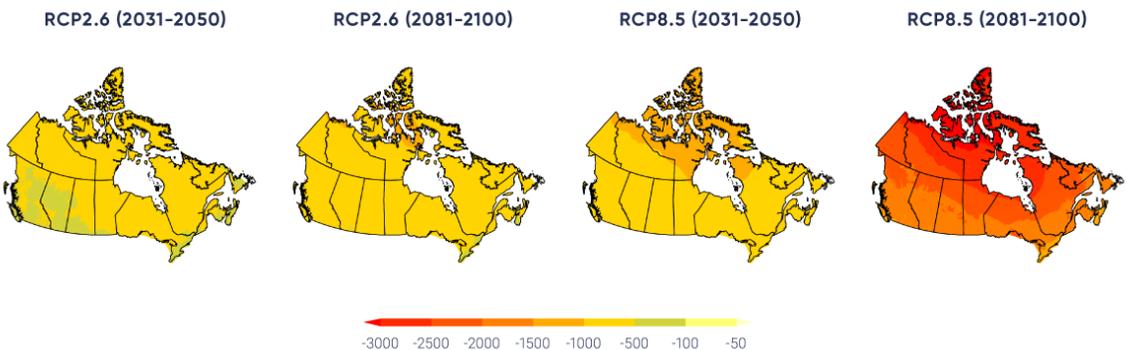


Figure 4.13 : Les projections futures pour certains indices de mesure de la température (degré-jours)

Les changements à la médiane multimodèle projetée pour (a) le nombre annuel de journées chaudes (en jours) lorsque la température maximale quotidienne est supérieure à 30 °C (TX30), (b) la durée de la saison de croissance (DSC) pour les cultures de saison chaude (en jours), (c) les degré-jours de refroidissement (DJR, °C-jours) et (d) les degré-jours de chauffage (DJC, °C-jours). Toutes les cartes sont basées sur des données sur le plan statistique à échelle réduite de température provenant des simulations de 24 modèles du système terrestre. Les deux panneaux de gauche montrent les projections de 2031 à 2050 et de 2081 à 2100 selon le scénario de faibles émissions (RCP2.6), alors que les deux panneaux de droite affichent des projections de 2031 à 2050 et de 2081 à 2100 selon le scénario d'émissions élevées (RCP8.5), respectivement. Les zones ayant en moyenne moins d'une journée chaude par année sont indiquées en gris dans le panneau (a), et les zones ayant une chaleur cumulative insuffisante lors de la saison de croissance pour appuyer la croissance des cultures de saison chaude comme le maïs et le soja sont indiquées en gris dans le panneau (b).

SOURCE DE LA FIGURE : ADAPTÉ DE LI ET COLL., 2018.

Les changements dans les indices et les extrêmes de température sont étroitement reliés aux changements dans la température moyenne. La relation linéaire entre le changement dans la durée de la saison de croissance et la température moyenne canadienne (le côté droit de la figure 4.9; Li et coll., 2018) est un exemple de la façon dont les effets (dans le cas présent, liés à la productivité agricole ou à la croissance des forêts) peuvent être liés à des changements de température, quelle que soit la voie des futures émissions de GES. De telles relations aident non seulement les évaluations d'impacts, mais aident aussi la communication en langage clair et simple concernant les efforts mondiaux d'atténuation ainsi que leurs effets sur les impacts du climat régional. Un deuxième exemple est les degré-jours de gel, une mesure de la rigueur de l'hiver (p. ex. Assel, 1980) qui est la somme annuelle de degré au-dessous de zéro pour chaque jour, exprimé en unité de °C-jours. Une réduction de plusieurs centaines de °C-jours est projetée dans l'ensemble du Sud du Canada vers la fin du siècle, avec des changements de 1000 °C-jours ou plus projetés pour le Nord (voir la figure 4.14). Pour le contexte, la valeur historique de degrés-jours de gel à Whitehorse est à peu près 1800 °C-jours; environ 1400 °C-jours à Edmonton; et environ 375 °C-jours à Toronto (selon les données de 1981 à 2010 http://climate.weather.gc.ca/climate_normals/index_f.html)

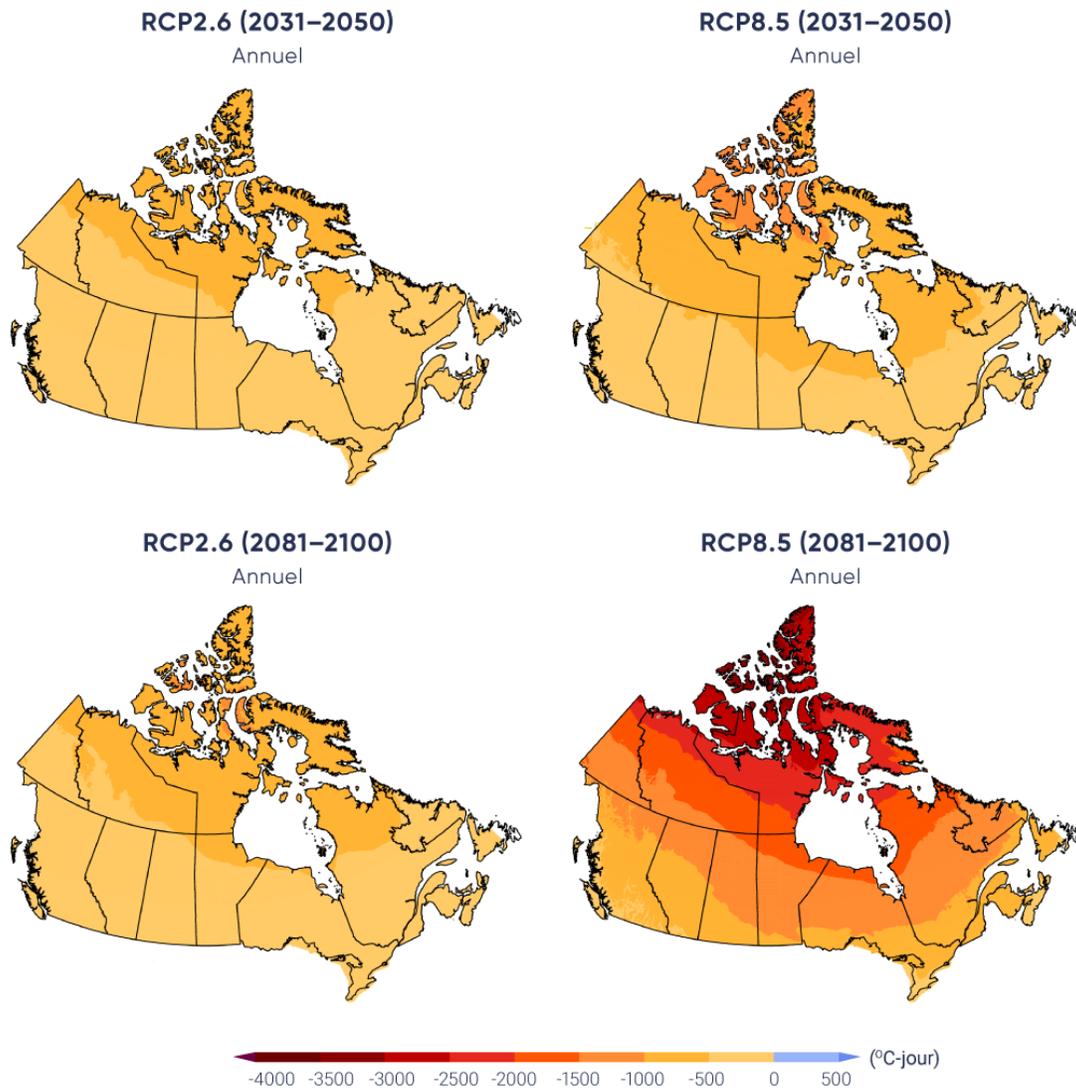


Figure 4.14 : Projections futures pour les degrés-jours de gel

Les changements projetés dans les degrés-jours de gel (°C-jours) pour la période de 2031 à 2050 (panneaux supérieurs) et de 2081 à 2100 (panneaux inférieurs) par rapport à la moyenne de 1986 à 2005, calculés à partir des températures quotidiennes sur le plan statistique à échelle réduite et fondées sur des simulations de 24 modèles de la cinquième phase du Projet d'intercomparaison de modèles couplés (CMIP5) (Li et coll., 2018). Les panneaux de gauche montrent les résultats pour un scénario de faibles émissions (RCP2.6) et les panneaux de droite montrent les résultats pour un scénario d'émissions élevées (RCP8.5).

SOURCE DE LA FIGURE : LI ET COLL., 2018.

Pour les indices et extrêmes de température, les projections par différents modèles pour le court terme (de 2031 à 2050) selon le scénario d'émissions élevées (RCP8.5) est d'accord sur l'orientation (augmentation ou diminution) des changements pour presque toutes les régions. Les projections des modèles pour la fin du siècle (de 2081 à 2100) sont également d'accord sur l'orientation des changements pour tous les extrêmes et les indices de température pour chaque région selon le scénario

d'émissions élevées (RCP8.5). Cela indique la solidité des changements projetés pour les indices de température pour le futur.

Il est **quasiment certain** que, dans la plupart des endroits dans le monde, il y aura plus d'extrêmes chauds et moins d'extrêmes froids au fur et à mesure que la température moyenne mondiale augmente (Collins et coll., 2013). Cela sera également le cas pour le Canada.

Résumé de la section

Pour résumer, il est **quasiment certain** que le climat canadien s'est réchauffé et qu'il se réchauffera davantage dans le futur, comme des émissions supplémentaires de GES sont inévitables. À ce jour, le réchauffement a été plus intense en hiver que dans les autres saisons. Des changements à grande échelle dans les indices de température et les extrêmes associés au réchauffement ont été observés. Les activités humaines et la variation naturelle du climat ont contribué à ce réchauffement, le facteur humain étant dominant. L'ampleur du futur réchauffement sera déterminée par la portée des futures mesures d'atténuation des GES. Les indices et les extrêmes de température continueront de changer alors que le Canada continuera de se réchauffer, influençant les systèmes naturels, sociaux et économiques du Canada. Des changements importants sont projetés pour les extrêmes de température. Il y aura plus d'extrêmes chauds et moins d'extrêmes froids. L'augmentation dans la température moyenne canadienne est d'environ le double de celle de la température moyenne mondiale. C'est le cas dans les dossiers historiques et s'applique également aux futurs changements, peu importe le profil d'évolution d'émissions que la terre suivra. Alors que les changements dans les indices et extrêmes de température sont étroitement liés aux changements dans la température moyenne, les changements dans le climat canadien et leurs effets sont étroitement liés aux changements dans la température moyenne mondiale et, ultimement, aux futures émissions de GES.

4.3: Précipitations

Message clé

Il y a un **degré de confiance moyen** que les précipitations moyennes annuelles ont augmenté, en moyenne, au Canada, avec un pourcentage d'augmentation plus élevé pour le Nord du Canada. Ces augmentations sont cohérentes avec les simulations des modèles de changement climatique anthropique.

Message clé

On prévoit que les précipitations annuelles et hivernales augmenteront partout au Canada au cours du XXI^e siècle, avec un pourcentage de changements plus important dans le Nord du Canada. On prévoit que les précipitations estivales diminueront dans le Sud du Canada dans un scénario d'émissions élevées vers la fin du XXI^e siècle, mais seulement de petits changements sont projetés dans un scénario de faibles émissions.

Message clé

Pour l'ensemble du Canada, il n'y a pas de preuves d'observations disponibles des changements dans les quantités de précipitation extrêmes, accumulées sur une période d'un jour ou moins. Cependant, dans l'avenir, les précipitations extrêmes quotidiennes sont projetées d'augmenter (*degré de confiance élevé*).

Les précipitations, en tant que source d'eau ultime pour nos terres, lacs et rivières, jouent un rôle important dans la société humaine et dans la formation et le maintien des écosystèmes. La société humaine et les systèmes naturels ont évolué et se sont adaptés aux précipitations variables par le passé. Cependant, les changements dans les précipitations au-delà de sa plage de variabilité historique pourraient avoir de profondes répercussions.

La quantité de précipitation varie grandement dans l'ensemble du Canada. La côte du Pacifique et les montagnes Rocheuses de l'ouest du Canada bloquent la majorité de l'humidité apportée par les vents d'ouest venant du Pacifique. Par conséquent, certains endroits sur la côte Ouest reçoivent en moyenne 3000 mm de précipitations ou plus par année. Au contraire, les précipitations moyennes annuelles peuvent être aussi peu que 300 mm dans certaines parties des Prairies. Étant donné que l'air chaud peut retenir plus d'humidité, la quantité de précipitations diminue du sud vers le Nord, les précipitations annuelles étant d'environ 200 mm dans le Grand Nord (Environnement Canada, 1995).

Les enregistrements de précipitations de certains endroits au Canada remontent jusqu'à plus d'un siècle. Bien que le Service météorologique du Canada ait de nombreuses stations d'observation en tout temps, y compris plus de 2500 stations actuellement actives, seulement quelques centaines de stations ont des dossiers continus à long terme. Comme avec les observations de température, il y a eu des changements significatifs dans les instruments et les procédures d'observation, y compris de nombreuses stations habitées qui ont été remplacées par des systèmes d'observation automatisés. Intégrer les données des observations humaines et automatisées en une série continue est difficile, puisque cela requiert l'accumulation de suffisamment de données provenant des nouveaux systèmes afin de comprendre leurs caractéristiques de façon compréhensive (Milewska et Hogg, 2002). La mesure des précipitations présente des défis supplémentaires lorsqu'on la compare à la mesure de la température, puisqu'elle est influencée par les conditions météorologiques au moment de l'observation. C'est parce que les thermomètres sont placés dans des abris bien protégés, tandis que les jauges de précipitations sont à l'air libre. En général, les jauges de précipitations captent seulement une portion des précipitations si les conditions sont venteuses et ils deviennent de moins en moins efficaces à mesure que la vitesse du vent augmente (Mekis et Vincent, 2011; Milewska et al., 2018). De plus, une petite quantité des précipitations est perdue en raison de l'évaporation et du mouillage de l'intérieur de la jauge. Les précipitations sous forme de neige sont particulièrement difficiles à observer. Une jauge peut capter seulement une petite fraction de la chute de neige totale; la poudrière complique davantage la mesure de la quantité de chutes de neige. L'introduction, au fil du temps, de nouvelles jauges de précipitation a involontairement introduit une inhomogénéité des données dans les dossiers. L'effet des conditions météorologiques et l'utilisation de différentes jauges pour les données d'observation doivent être soigneusement ajustés afin de refléter la quantité réelle de précipitations à un site particulier.

Surveiller les précipitations pour une région est difficile parce que la mesure de la jauge est un point d'observation et donc peut ne pas représenter les conditions des précipitations sur un vaste territoire. Comme les précipitations sont sporadiques dans le temps et l'espace, les points d'observation de la quantité de précipitations dans une journée peut représenter seulement un petit territoire entourant le site d'observation. Cependant, les stations d'observation de la quantité de précipitations accumulées sur de plus longues périodes (un mois ou une année) peuvent représenter de plus grands territoires. Par exemple, le total de

précipitation pour une saison peut être interpolé pour un endroit sans observations avec une exactitude raisonnable, si l'endroit se situe entre 20 et 120 km de distance des sites d'observation, selon la saison (Milewska et Hogg, 2001). Les facteurs comme la topographie, la saison et les systèmes météorologiques dominants ont tous une influence sur la représentation spatiale des points d'observation des précipitations.

En général, la densité des stations est suffisante au Canada pour calculer la moyenne nationale de précipitations avec une exactitude souhaitable; il y a donc un *degré de confiance faible* dans la quantification régionale ou nationale de la quantité totale de précipitations. C'est parce que la distance entre les stations d'observation ayant des dossiers à long terme (voir la figure 4.1) est généralement plus importante que 120 km et parce qu'il y a une importante variation spatiale dans les précipitations. Dans le Nord du Canada, la distance entre les stations est souvent de plus de 1 000 km. Les précipitations localement normalisées (la quantité de précipitations divisée par sa moyenne à long terme) ont été utilisées dans le passé comme une solution de rechange. Cette mesure est moins variable sur le plan spatial que la quantité de précipitations. Par conséquent, sa valeur à un emplacement donné peut représenter la moyenne sur un plus grand territoire. Les stations ayant des dossiers à long terme peuvent fournir des moyennes régionales pour les précipitations normalisées dans l'ensemble du Sud du Canada avec une exactitude raisonnable, même si ce n'est pas le cas pour le Nord du Canada (Milewska and Hogg, 2001). Donc, une grande partie de l'évaluation des changements régionaux ou nationaux des précipitations est fondée sur les précipitations localement normalisées, exprimées en pourcentage. Bien que cela permet de calculer certaines formes de moyennes nationales ou régionales, ces moyennes ne devraient pas être interprétées comme des moyennes normalisées spatiales de précipitations. Le facteur local de normalisation n'est pas constant sur le plan spatial.

4.3.1: Précipitations moyennes

4.3.1.1: Changements observés

En moyenne pour le pays, les précipitations normalisées ont augmenté d'environ 20 % de 1948 à 2012 (Vincent et coll., 2015; la figure 4.15 et le tableau 4.4). L'augmentation en pourcentage était plus importante dans le Nord du Canada – y compris le Yukon, les Territoires du Nord-Ouest, le Nunavut et le Nord-du-Québec – que dans le Sud du Canada. Néanmoins, il y avait des augmentations significatives dans certaines parties du Sud du Canada, y compris l'est du Manitoba, l'ouest et le sud de l'Ontario ainsi que dans la région de l'Atlantique. Étant donné que les précipitations moyennes sont habituellement plus élevées dans le Sud du Canada, l'augmentation de la quantité absolue des précipitations est plus élevée dans le sud, même si l'augmentation des précipitations normalisées est moins importante dans la région. La moyenne régionale des précipitations normalisées fondée sur les quelques données à long terme disponibles provenant des stations du Nord du Canada montre une augmentation d'environ 30 % de 1948 à 2012 (Vincent et coll., 2015); cependant, le *degré de confiance* dans la moyenne régionale demeure *faible*. Comme les tendances des endroits particuliers dans le Nord du Canada sont toutes à la hausse, il y a un *degré de confiance moyen* que les précipitations annuelles moyennes aient augmenté dans cette région. Dans l'ensemble, il y a un *degré de confiance moyen* que les précipitations annuelles ont augmenté pour l'ensemble du Canada. De plus, l'augmentation en pourcentage des précipitations normalisées est supérieure à ce que l'on pourrait s'attendre de l'augmentation causée par le réchauffement dans les capacités de rétention d'eau de l'atmosphère, menant à un doute sur l'ampleur des tendances historiques. Il y a un *degré de confiance faible* dans l'estimation de l'ampleur de la tendance.

Les précipitations ont augmenté pour toutes les saisons dans le Nord du Canada. Dans le Sud du Canada, les précipitations ont également augmenté dans la plupart des saisons, mais l'augmentation n'est pas significative sur le plan statistique, en général. Cependant, une diminution significative dans les précipitations hivernales a été observée en Colombie-Britannique, en Alberta et en Saskatchewan (Vincent et coll., 2015; la figure 4.16 et le tableau 4.4).

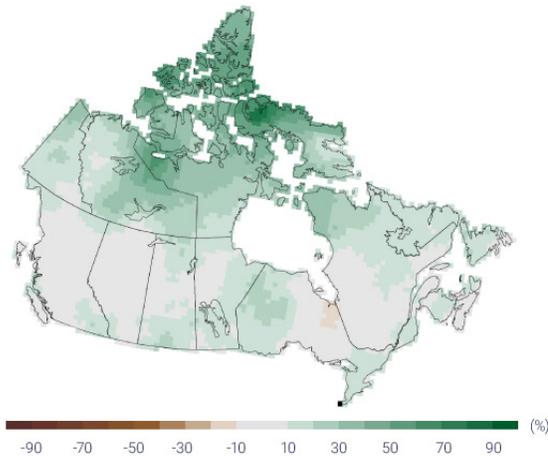
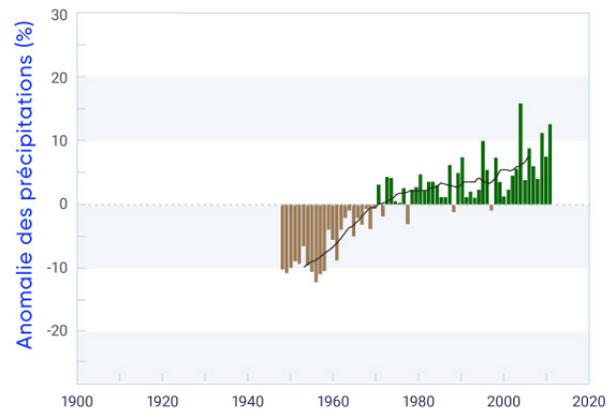
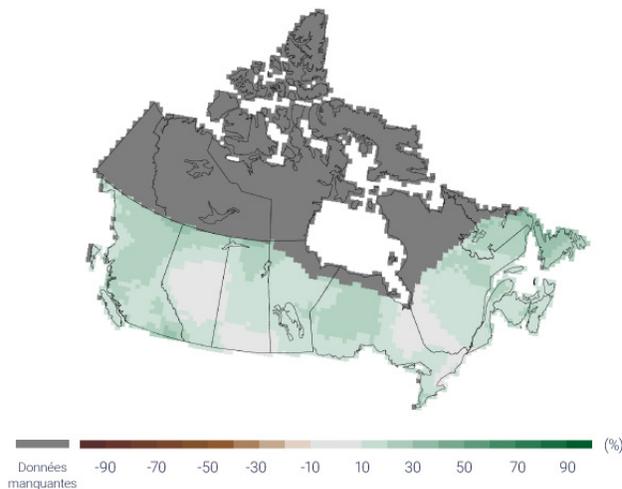
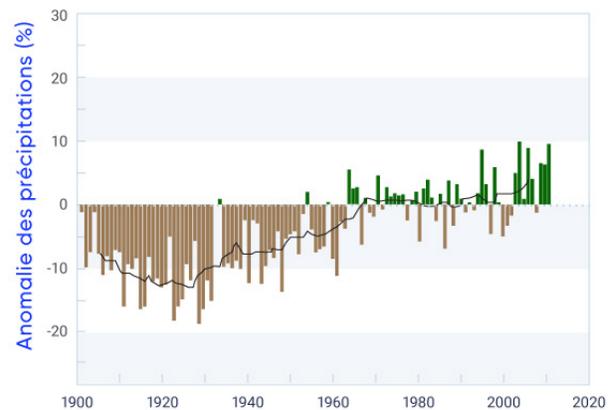
a) 1948–2012**b) 1948–2012****c) 1900–2012****d) 1900–2012**

Figure 4.15 : Changements dans les précipitations annuelles, de 1948 à 2012 et de 1900 à 2012

Les changements observés dans les précipitations annuelles localement normalisées (%), pour les périodes de (a) 1948 à 2012 et de (c) 1900 à 2012; les changements sont calculés selon les tendances linéaires au cours de leur période respective. La moyenne des précipitations normalisées par rapport à la moyenne de la période de 1961 à 1990 (b) dans l'ensemble du Canada et (d) dans le Sud du Canada (sud du 60° degré de latitude nord); les lignes noires sont la moyenne continue sur 11 ans. Des estimations sont dérivées des données interpolées des stations. Il y a un manque de données pour le Nord du Canada (voir la figure 4.1).

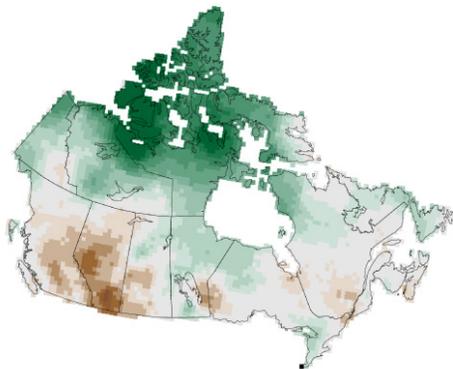
SOURCE DE LA FIGURE : MISE À JOUR DE LA FIGURE 4 DE VINCENT ET COLL., 2015.

Tableau 4.4: Changements observés dans les précipitations annuelles et saisonnières normalisées de 1948 à 2012 pour six régions et pour l'ensemble des terres canadiennes^a

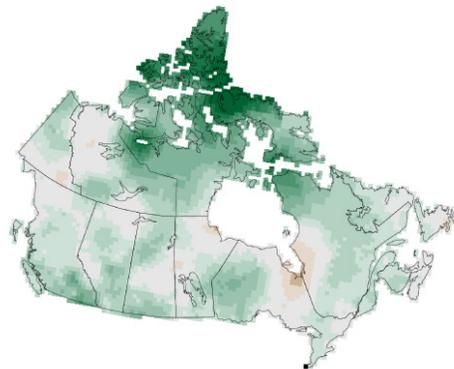
| RÉGION | CHANGEMENTS DANS LES PRÉCIPITATIONS, % | | | | |
|----------------------|--|-------|-----------|------|---------|
| | Annuel | Hiver | Printemps | Été | Automne |
| Colombie-Britannique | 5,0 | -9,0 | 18,2 | 7,9 | 11,5 |
| Prairies | 7,0 | -5,9 | 13,6 | 8,4 | 5,8 |
| Ontario | 9,7 | 5,2 | 12,5 | 8,6 | 17,8 |
| Québec | 10,5 | 5,3 | 20,9 | 6,6 | 20,0 |
| Atlantique | 11,3 | 5,1 | 5,7 | 11,2 | 18,2 |
| Nord du Canada | 32,5 | 54,0 | 42,2 | 18,1 | 32,1 |
| Canada | 18,3 | 20,1 | 25,3 | 12,7 | 19,0 |

^a Les changements sont représentés par des tendances linéaires tout au long de la période. Des estimations sont dérivées des données interpolées des stations. Il y a un manque de données pour le Nord du Canada (voir la figure 4.1 pour l'emplacement des stations), ce qui réduit la confiance dans l'estimation.

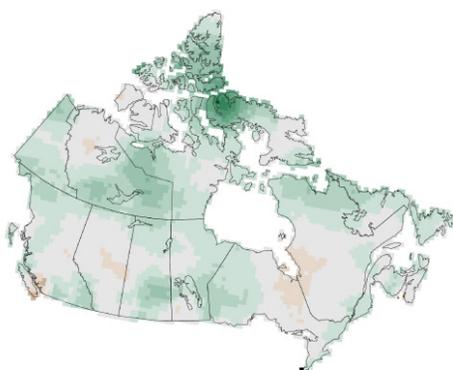
a) Hiver



b) Printemps



c) Été



d) Automne

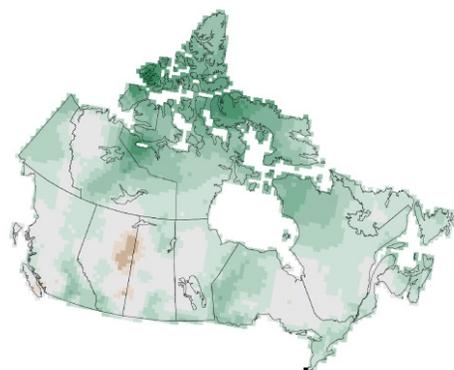


Figure 4.16: Changements dans les précipitations saisonnières, de 1948 à 2012

Les changements observés dans les précipitations saisonnières normalisées (%), pour la période de 1948 à 2012 pour les quatre saisons; les changements sont calculés selon les tendances linéaires au cours de leur période respective. Des estimations sont dérivées des données interpolées des stations. Il y a un manque de données pour le Nord du Canada (voir la figure 4.1).

SOURCE DE LA FIGURE : LA FIGURE 5 DE VINCENT ET COLL., 2015.

Pour les tendances à long terme observées, à l'échelle du siècle, les changements dans les précipitations peuvent être évalués seulement pour le Sud du Canada, en raison du manque de données pour le Nord du Canada. Une augmentation a été observée dans toutes les régions du Sud du Canada depuis 1900 et elle est significative sur le plan statistique sur l'échelle spatiale au seuil de 5 %. Le réchauffement a causé une diminution régulière et significative de la proportion de la quantité de précipitations tombant sous forme de neige (c.-à-d. le ratio de chute de neige par rapport au total de précipitations) dans le Sud du Canada, surtout lors du printemps et de l'automne (Vincent et coll., 2015). C'est également le cas pour la région de l'Arctique. Il y a une baisse prononcée de chute de neige en été au-dessus de l'océan Arctique et de l'archipel Arctique canadien et cette baisse est presque entièrement causée par le remplacement des chutes de neige par de la pluie (Screen et Simmonds, 2012). Un tel changement dans la forme des précipitations, de la neige à la pluie, a des répercussions profondes sur les autres éléments de l'environnement physique, comme le débit des cours d'eau, la crue printanière arrivant beaucoup plus tôt (Vincent et coll., 2015; voir le chapitre 6, section 6.2).

4.3.1.2: Causes des changements observés

Il y a un *degré de confiance moyen* qu'il y a une contribution humaine dans les changements observés à l'échelle mondiale pour les précipitations au-dessus des terres depuis 1950 (Bindoff et coll., 2013). La plupart des preuves de l'influence humaine sur les précipitations à l'échelle mondiale viennent de l'augmentation des précipitations dans les latitudes moyennes à élevées du Nord (Min et coll., 2008; Marvel et Bonfils, 2013; Wan et coll., 2014). Cette tendance à la hausse est claire dans les simulations des modèles climatiques avec du forçage historique (p. ex. Min et coll., 2008) et dans les projections futures (Collins et coll., 2013). Les précipitations observées dans les latitudes élevées de l'hémisphère nord, y compris au Canada, ont augmenté et peuvent être attribuées – du moins en partie – au forçage externe (Min et coll., 2008; Wan et coll., 2014). L'humidité atmosphérique augmente avec le réchauffement dans les observations et les simulations des modèles. La variabilité naturelle interne du climat d'une décennie à l'autre contribue peu aux changements observés (Vincent et coll., 2015). Ces données probantes, lorsque combinées, nous mène à conclure qu'il y a un *degré de confiance moyen* que l'augmentation observée dans les précipitations canadiennes est au moins en partie causée par l'influence humaine.

4.3.1.3: Changements projetés et incertitudes

Les projections multimodèles de changements en pourcentage (par rapport à la période de 1986 à 2005) en hiver, en été et pour les précipitations annuelles au Canada sont montrées dans les figures 4.17, 4.18 et 4.19. Les figures comprennent des cartes des changements pour le scénario de faibles émissions (RCP2.6) et d'émissions élevées (RCP8.5) pour le court terme (de 2031 à 2050) et la fin du siècle (de 2081 à 2100), ainsi que des séries chronologiques de moyennes nationales des changements locaux normalisés pour l'ensemble du Canada pour la période de 1900 à 2100. Contrairement à la température, qui est projetée d'augmenter partout dans toutes les saisons, les précipitations ont des tendances d'augmentation et de diminution. Dans le court terme, une petite (généralement moins de 10 %) augmentation des précipitations est projetée dans toutes les saisons, avec des valeurs légèrement plus importantes dans le nord-est du Canada. Vers la fin du siècle (de 2081 à 2100), selon le scénario d'émissions élevées, les changements sont beaucoup plus importants, avec de grands territoires ayant une augmentation des précipitations dans le Nord du Canada (plus de 30 % de la moyenne annuelle dans l'Extrême Arctique). Comme les précipitations annuelles moyennes sont faibles dans l'Arctique, même des changements modestes dans la quantité absolue se traduisent par un important changement dans le pourcentage. Par contre, on prévoit que de grandes régions du Sud du Canada verront une réduction dans les précipitations en été selon le scénario d'émissions élevées (RCP8.5); par exemple, une réduction de la médiane de plus de 30 % est projetée pour le sud-ouest de la Colombie-Britannique (voir la figure 4.18). La diminution projetée dans les précipitations estivales (également projetée dans d'autres parties du monde) est une conséquence du séchage de surface global et des changements dans la circulation atmosphérique (Collins et coll., 2013).

Comme c'était le cas avec la température, les séries chronologiques des moyennes nationales pour les précipitations dans les panneaux inférieurs des trois figures montrent des différences relativement petites entre le scénario de faibles émissions (RCP2.6) et celui d'émissions élevées (RCP8.5) pour le court terme (de 2031 à 2050). Les changements des précipitations hivernales projetés selon les deux scénarios divergent quelque peu vers la fin du siècle, alors que les changements estivaux sont près de zéro pour la totalité du siècle, peu importe le scénario d'émissions. Ce petit changement dans la moyenne nationale des précipitations localement normalisées cache le fait que les changements des précipitations estivales sont projetés d'être importants (et donc, ayant des répercussions) dans bien des régions du Canada. Les importantes augmentations en pourcentage dans le Nord du Canada sont généralement compensées par les importantes diminutions du pourcentage dans le Sud du Canada, alors la moyenne des changements en pourcentage pour l'ensemble du Canada dans les points des séries chronologiques montre peu de changement global dans les précipitations estivales. Comme les précipitations moyennes sont beaucoup plus importantes dans le Sud du Canada que dans le Nord du Canada, la diminution de la quantité absolue des précipitations dans le Sud du Canada est supérieure à la valeur absolue de l'augmentation des précipitations dans le Nord du Canada. Les différences régionales sont clairement importantes pour les études d'impact et l'information quantitative à l'échelle régionale est fournie dans le tableau 4.5. En général, les changements dans les précipitations montrent plus de variations temporelles et régionales que les changements de température, et donc, les résultats des projections pour les précipitations ont moins de confiance que les résultats de projections pour la température.

Changement des précipitations RCP2.6 (2031 à 2050) **Changement des précipitations RCP8.5 (2031 à 2050)**
décembre à février décembre à février



Changement des précipitations RCP2.6 (2081 à 2100) **Changement des précipitations RCP8.5 (2081 à 2100)**
décembre à février décembre à février

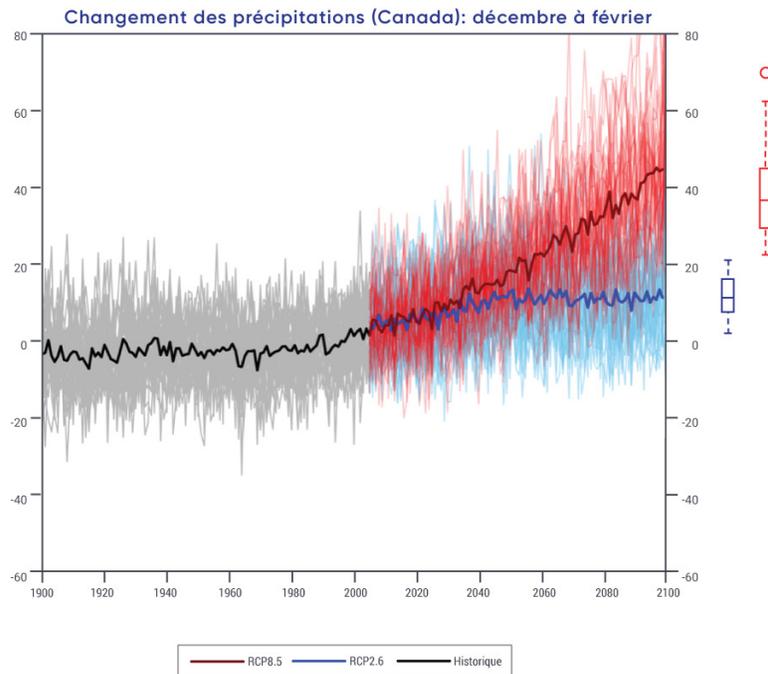
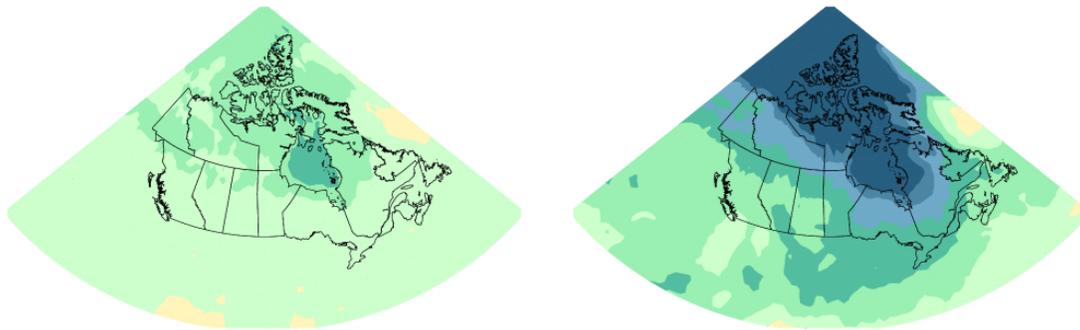


Figure 4.17 : Les changements dans les précipitations projetés pour la saison hivernale

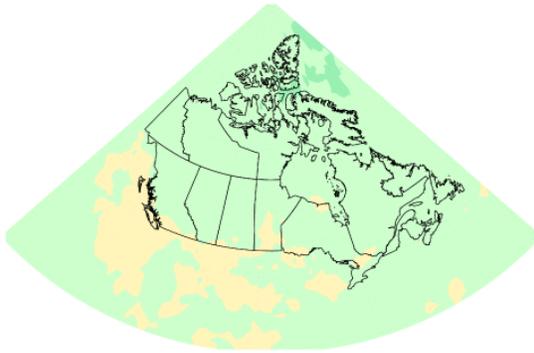


Des cartes et séries chronologiques du changement projeté des précipitations (%) pour décembre, janvier et février, représenté par la médiane de l'ensemble multimodèle de la cinquième phase du Projet d'intercomparaison de modèles couplés (CMIP5). Les changements sont relatifs à la période de 1986 à 2005. Les cartes supérieures montrent le changement dans les précipitations pour la période de 2031 à 2050 et les cartes inférieures, pour la période de 2081 à 2100. Les cartes du côté gauche montrent les changements entraînés par le scénario de faibles émissions (RCP2.6) alors que les cartes du côté droit montrent les changements du scénario d'émissions élevées (RCP8.5). Les séries chronologiques dans le bas de la figure montrent le changement en moyenne dans l'ensemble des terres canadiennes et tout au long de la période de 1900 à 2100. Les lignes minces montrent les résultats des modèles individuels du CMIP5 et la large ligne correspond à la moyenne multimodèle. L'écart entre les modèles, évident dans les lignes minces, est quantifié par les tracés de boîtes et moustaches à la droite de chaque panneau. Ils montrent, pour la période de 2081 à 2100, la valeur du 5^e, 25^e, 50^e (médiane), 75^e et 95^e percentile.

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

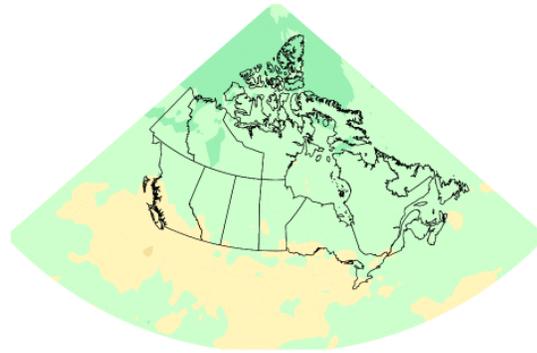
Changement des précipitations RCP2.6 (2031 à 2050)

juin à août



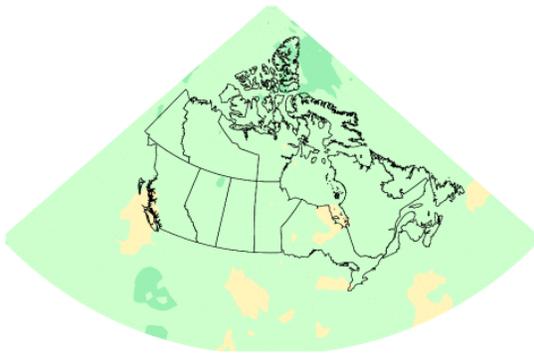
Changement des précipitations RCP8.5 (2031 à 2050)

juin à août



Changement des précipitations RCP2.6 (2081 à 2100)

juin à août



Changement des précipitations RCP8.5 (2081 à 2100)

juin à août

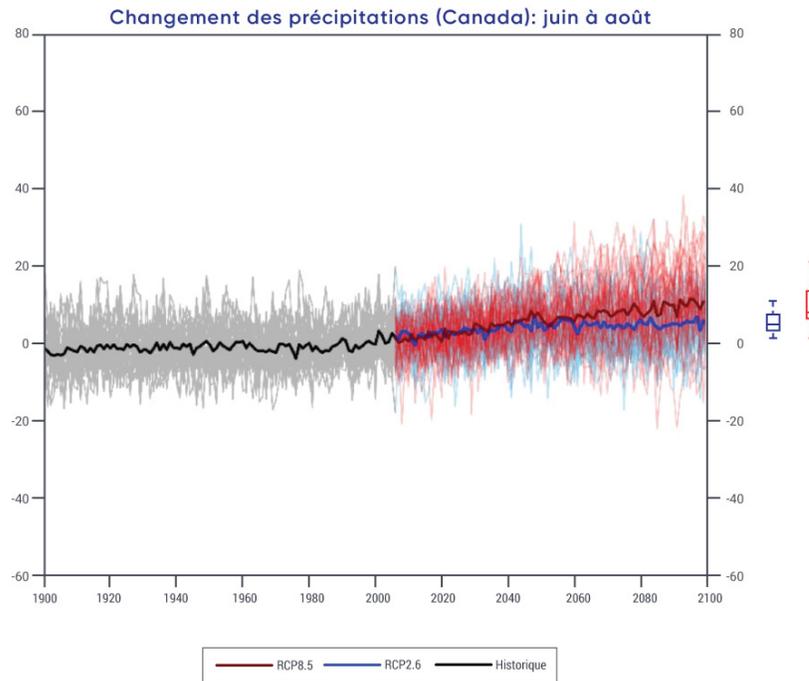
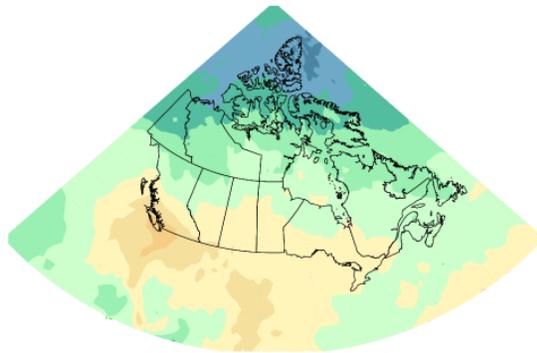


Figure 4.18: Les changements dans les précipitations projetés pour la saison estivale

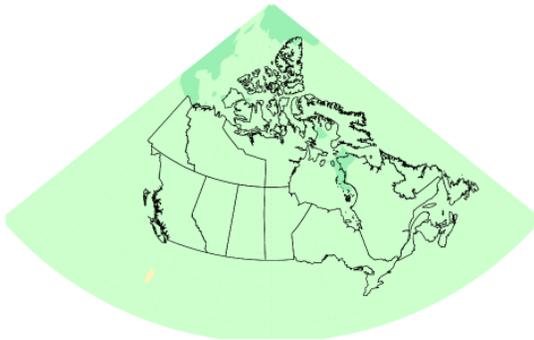


Des cartes et séries chronologiques du changement projeté des précipitations (%) pour juin, juillet et août, représenté par la médiane de l'ensemble multimodèle de la cinquième phase du Projet d'intercomparaison de modèles couplés (CMIP5). Les changements sont relatifs à la période de 1986 à 2005. Les cartes supérieures montrent le changement dans les précipitations pour la période de 2031 à 2050 et les cartes inférieures, pour la période de 2081 à 2100. Les cartes du côté gauche montrent les changements entraînés par le scénario de faibles émissions (RCP2.6) alors que les cartes du côté droit montrent les changements du scénario d'émissions élevées (RCP8.5). Les séries chronologiques dans le bas de la figure montrent le changement en moyenne dans l'ensemble des terres canadiennes et au cours de la période de 1900 à 2100. Les lignes minces montrent les résultats des modèles individuels du CMIP5 et la large ligne correspond à la moyenne multimodèle. L'écart entre les modèles, évident dans les lignes minces, est quantifié par les tracés de boîtes et moustaches à la droite de chaque panneau. Ils montrent, pour la période de 2081 à 2100, la valeur du 5^e, 25^e, 50^e (médiane), 75^e et 95^e percentile.

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

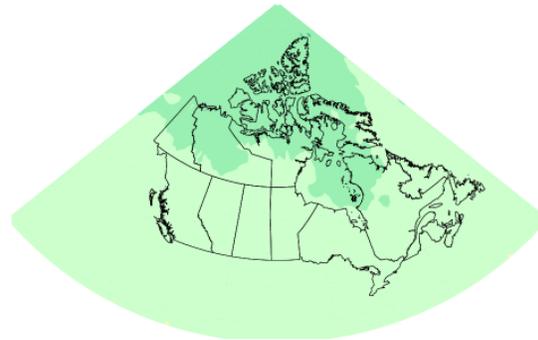
Changement des précipitations RCP2.6 (2031 à 2050)

Annuel



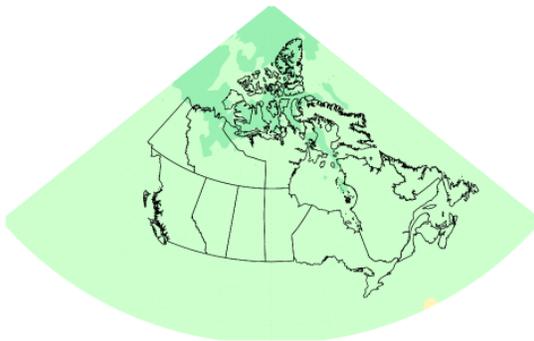
Changement des précipitations RCP8.5 (2031 à 2050)

Annuel



Changement des précipitations RCP2.6 (2081 à 2100)

Annuel



Changement des précipitations RCP8.5 (2081 à 2100)

Annuel

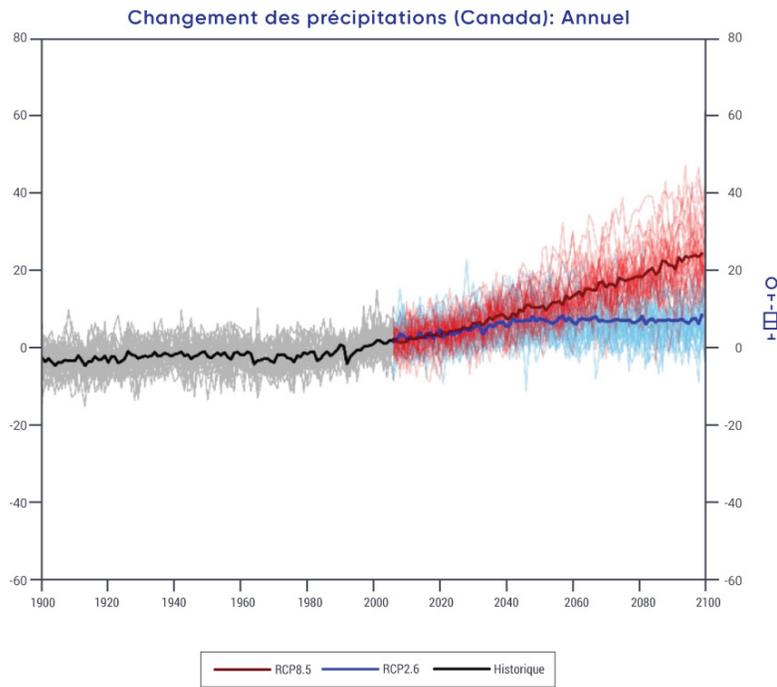
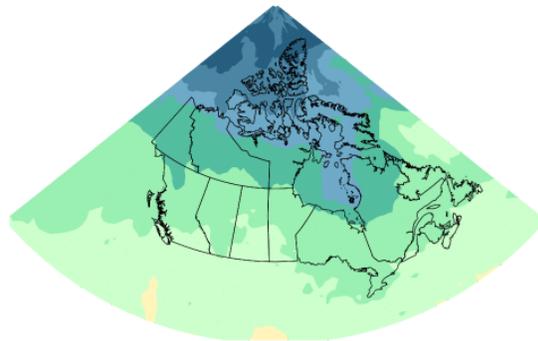


Figure 4.19: Les changements projetés annuels des précipitations



Des cartes et séries chronologiques du changement projeté des précipitations (%) moyenne annuelle, représentée par la médiane de l'ensemble multimodèle de la cinquième phase du Projet d'intercomparaison de modèles couplés (CMIP5). Les changements sont relatifs à la période de 1986 à 2005. Les cartes supérieures montrent le changement dans les précipitations pour la période de 2031 à 2050 et les cartes inférieures, pour la période de 2081 à 2100. Les cartes du côté gauche montrent les changements entraînés par le scénario de faibles émissions (RCP2.6) alors que les cartes du côté droit montrent les changements du scénario d'émissions élevées (RCP8.5). Les séries chronologiques dans le bas de la figure montrent le changement en moyenne dans l'ensemble des terres canadiennes et au cours de la période de 1900 à 2100. Les lignes minces montrent les résultats des modèles individuels du CMIP5 et la large ligne correspond à la moyenne multimodèle. L'écart entre les modèles, évident dans les lignes minces, est quantifié par les tracés de boîtes et moustaches à la droite de chaque panneau. Ils montrent, pour la période de 2081 à 2100, la valeur du 5^e, 25^e, 50^e (médiane), 75^e et 95^e percentile.

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

Tableau 4.5: Changement projeté dans les pourcentages des précipitations annuelles moyennes pour six régions et pour l'ensemble des terres canadiennes, par rapport à la période de 1986 à 2005^a

| RÉGION ^b | SCÉNARIO; PÉRIODE; MÉDIANE (25E, 75E PERCENTILE), % | | | |
|----------------------|---|------------------|------------------|-------------------|
| | RCP2.6 | | RCP8.5 | |
| | 2031–2050 | 2081–2100 | 2031–2050 | 2081–2100 |
| Colombie-Britannique | 4,3 (-0,4, 9,8) | 5,8 (0,4, 11,9) | 5,7 (0,0, 11,4) | 13,8 (5,7, 22,4) |
| Prairies | 5,0 (-0,7, 10,8) | 5,9 (-0,2, 12,1) | 6,5 (0,4, 13,1) | 15,3 (6,3, 24,9) |
| Ontario | 5,5 (0,4, 11,1) | 5,3 (-0,1, 10,8) | 6,6 (1,8, 12,4) | 17,3 (8,5, 26,1) |
| Québec | 7,1 (2,0, 12,2) | 7,2 (2,2, 13,0) | 9,4 (4,5, 14,7) | 22,5 (14,8, 32,0) |
| Atlantique | 3,8 (-0,8, 9,1) | 4,7 (0,3, 9,0) | 5,0 (0,6, 9,9) | 12,0 (5,7, 19,3) |
| Nord | 8,2 (2,1, 14,6) | 9,4 (2,8, 16,7) | 11,3 (5,4, 18,1) | 33,3 (22,1, 46,4) |
| Canada | 5,5 (0,2, 11,2) | 6,8 (0,4, 14,4) | 7,3 (2,0, 13,2) | 24,2 (13,7, 36,2) |

^a La médiane ou la valeur du 50e percentile est fondée sur l'ensemble des multimodèles du CMIP5. La valeur du 25e percentile indique que 25 % des projections du modèle CMIP5 ont des changements inférieurs à cette valeur. La valeur du 75e percentile indique que 25 % des projections du modèle CMIP5 ont des changements supérieurs à cette valeur.

^b Les régions sont définies par les frontières politiques; le « Nord » comprend les trois territoires (voir la figure 1.1).

Alors que le climat se réchauffe, particulièrement dans le Nord du Canada, il y aura inévitablement une probabilité accrue de précipitations tombant sous forme de pluie plutôt que de neige. Cela est cohérent avec les changements observés dans la proportion de chutes de neige remarquée précédemment. Bien qu'il n'y ait pas une analyse systématique pour le Canada, une analyse prévoit une diminution de la proportion des précipitations tombant sous forme de neige, surtout en automne et au printemps, pour le Sud de l'Alaska et l'est du Québec (Krasting et coll., 2013). De plus, les projections des modèles climatiques régionaux montrent une augmentation générale des événements de pluie sur neige au cours du siècle à venir (Jeong et Sushama, 2017).

Ces résultats pour les changements dans les précipitations moyennes sont cohérents avec la cinquième évaluation du GIEC, en ce sens que les latitudes élevées devraient connaître une forte augmentation des précipitations annuelles moyennes vers la fin du siècle selon le scénario d'émissions élevées (RCP8.5). L'augmentation projetée dans les précipitations annuelles moyennes pour les latitudes élevées est une caractéristique commune des générations de modèles climatiques. Cela peut être expliqué par l'importante augmentation de vapeur d'eau atmosphérique causée par le réchauffement (Collins et coll., 2013). Au cours de la période historique, une augmentation des précipitations annuelles totales dans les latitudes élevées a été détectée et peut être attribuée à l'influence humaine (Min et coll., 2008; Wan et coll., 2014). Il y a un **degré de confiance élevé** dans l'augmentation projetée pour les précipitations annuelles moyennes. La confiance dans les changements projetés pour les précipitations saisonnières moyennes est plus faible. Il devrait être noté que les modèles projettent généralement moins de précipitations estivales pour le Sud du Canada dans le cas d'un scénario d'émissions élevées.

4.3.2: Précipitations extrêmes

Les précipitations moyennes pendant une journée ou moins peuvent causer des dommages localisés aux infrastructures, comme les routes et les bâtiments, alors que des épisodes de fortes précipitations sur plusieurs jours peuvent produire des inondations sur un large territoire. Cette section évalue seulement les changements dans les précipitations extrêmes de courte durée (un jour ou moins), pour lesquelles il y a relativement plus de données et de recherche que pour les extrêmes de plus longue durée.

4.3.2.1: Changements observés

Il ne semble pas avoir de tendance détectable pour les précipitations extrêmes de courte durée pour l'ensemble du Canada selon les données disponibles des stations. Plus de stations ont enregistré une hausse qu'une diminution dans les plus grandes quantités de pluie tombée en une journée chaque année, mais la direction des tendances est plutôt aléatoire dans l'espace. Certaines stations montrent des tendances significatives, mais le nombre de sites qui ont des tendances significatives n'est pas plus élevé que ce à quoi on pourrait s'attendre de la chance (Shephard et coll., 2014; Mekis et coll., 2015; Vincent et coll., 2018). Cela semble être incohérent avec les résultats mondiaux (Westra et coll., 2013) et les résultats pour la région adjacente des États-Unis (Barbero et coll., 2017). Le nombre de jours avec de fortes précipitations¹⁸ a augmenté de seulement 2 ou 3 jours depuis 1948 à quelques endroits dans le Sud de la Colombie-Britannique, de l'Ontario, du Québec et des provinces de l'Atlantique (Vincent et coll., 2018). Le nombre de jours avec des précipitations totales supérieures à 10 mm par heure, des précipitations totales supérieures à 25 mm pour 24 heures ou des précipitations totales supérieures à 50 mm pour 48 heures n'a pas non plus montré de changement constant dans l'ensemble du pays (Mekis et coll., 2015). Les journées avec de fortes chutes de neige¹⁹ ont diminué de quelques jours à de nombreux endroits dans l'Ouest du Canada (de la Colombie-Britannique au Manitoba), alors que le nombre a augmenté à plusieurs endroits dans le Nord (Yukon, Territoires du Nord-Ouest, et l'ouest du Nunavut). La quantité de chutes de neige la plus élevée a diminué de plusieurs millimètres (équivalent en eau de la neige) à plusieurs endroits dans la région sud de la Colombie-Britannique et de l'Alberta (Mekis et coll., 2015; Vincent et coll., 2018).

Le manque d'un changement détectable dans les précipitations extrêmes au Canada n'est pas nécessairement une preuve d'un manque de changement. D'un côté, c'est incohérent avec les augmentations observées dans les précipitations moyennes. Comme la variance des précipitations est proportionnelle à la moyenne et qu'il y a une augmentation significative dans les précipitations moyennes, on peut s'attendre à voir une augmentation dans les précipitations extrêmes. D'un autre côté, les changements attendus en réponse au réchauffement peuvent bien être petits lorsqu'on les compare à la variabilité naturelle interne. Le réchauffement a entraîné une augmentation dans l'humidité atmosphérique, ce qui devrait mener à une augmentation des précipitations extrêmes si d'autres conditions, comme la circulation atmosphérique, ne changent pas. À l'échelle mondiale, les observations indiquent une augmentation dans les précipitations extrêmes associées au réchauffement. De plus, l'augmentation peut être attribuée à l'influence humaine (Min et coll., 2011; Zhang et coll., 2013). L'augmentation de la médiane dans les précipitations extrêmes est d'environ 7 % pour une augmentation de 1 °C dans la température moyenne mondiale, cohérent avec l'augmentation de la capacité de rétention de l'eau de l'atmosphère en raison du réchauffement (Westra et coll., 2013). Par rapport à la variabilité naturelle interne des précipitations, une augmentation de cette quantité serait trop petite pour être détectable à des endroits particuliers. Seulement environ 8,5 % de toutes les stations des régions

18 De fortes précipitations se définissent comme des précipitations plus importantes que le 90^e percentile annuel de tous les événements de précipitations de plus de 1 mm par jour.

19 De fortes chutes de neige se définissent comme des chutes de neige plus importantes que le 90^e percentile annuel de tous les événements de précipitations de plus de 1 mm par jour.

terrestres globales avec plus de 30 ans de données montrent une augmentation des précipitations extrêmes au seuil significatif de 5 %, ce qui est légèrement plus élevé que le taux de stations montrant une augmentation (5 %) dont on pourrait s'attendre du hasard (Westra et coll., 2013). La détection de l'intensité croissante des précipitations extrêmes au-dessus des régions terrestres du monde est possible en raison de la vaste quantité de données disponibles. À l'échelle régionale, il y a beaucoup moins de renseignements, ce qui est le cas pour le Canada, où les observations à long terme sont très limitées et la détection devient beaucoup plus difficile.

4.3.2.2: Changements projetés et incertitudes

Dans l'avenir, les précipitations extrêmes sont projetées d'augmenter au Canada. En moyenne au Canada, les précipitations extrêmes ayant une période de récurrence²⁰ de 20 ans dans le climat de la fin du siècle sont projetées de devenir des événements ayant une récurrence d'environ 15 ans, dans le cas d'un scénario de faibles émissions (RCP2.6) et des événements ayant une récurrence d'environ 10 ans dans la période de 2031 à 2050 dans le cas d'un scénario d'émissions élevées (voir la figure 4.20). Au-delà du milieu du siècle, on prévoit que ces changements se stabiliseront dans le cas d'un scénario de faibles émissions (RCP2.6), mais ils continueront dans le cas d'un scénario d'émissions élevées (RCP8.5). Un événement extrême qui se produit actuellement une fois tous les 20 ans est projeté de se produire tous les cinq ans d'ici la fin de siècle dans le cas d'un scénario d'émissions élevées (RCP8.5). En d'autres mots, les précipitations extrêmes d'une certaine ampleur devraient devenir plus fréquentes. De plus, le changement relatif dans la fréquence d'un événement est plus important pour les événements plus extrêmes et plus rares. Par exemple, un événement qui se produit actuellement une fois tous les 50 ans est projeté de se produire une fois tous les 10 ans d'ici la fin du XXI^e siècle dans le cas d'un scénario d'émissions élevées (RCP8.5). La quantité de précipitations ayant une certaine récurrence est projetée d'augmenter. La quantité de précipitations extrêmes pour 24 heures qui se produit une fois tous les 20 ans en moyenne est projetée d'augmenter d'environ 5 % dans le cas d'un scénario de faibles émissions (RCP2.6) et de 12 % dans le cas d'un scénario d'émissions élevées (RCP8.5) pour la période de 2031 à 2050 et d'augmenter jusqu'à 25 % pour la période de 2081 à 2100 dans le cas d'un scénario d'émissions élevées (RCP8.5). Les différences dans les changements projetés de pourcentage dans les précipitations annuelles maximales en 24 heures parmi les régions du Canada pour le même scénario d'émissions et la même période sont notamment petites. La valeur médiane pour chaque région est en général dans la plage du 25^e au 75^e percentile des autres régions, sauf dans le cas d'un scénario d'émissions élevées vers la fin du siècle (voir le tableau 4.6).

20 Une période de récurrence décrit la fréquence d'un événement. Par exemple, une période de récurrence de 20 ans signifie que l'événement a une probabilité de 1 sur 20 de se produire chaque année. Donc, on s'attend à ce qu'un événement sur 20 ans se produise une fois tous les 20 ans, en moyenne.

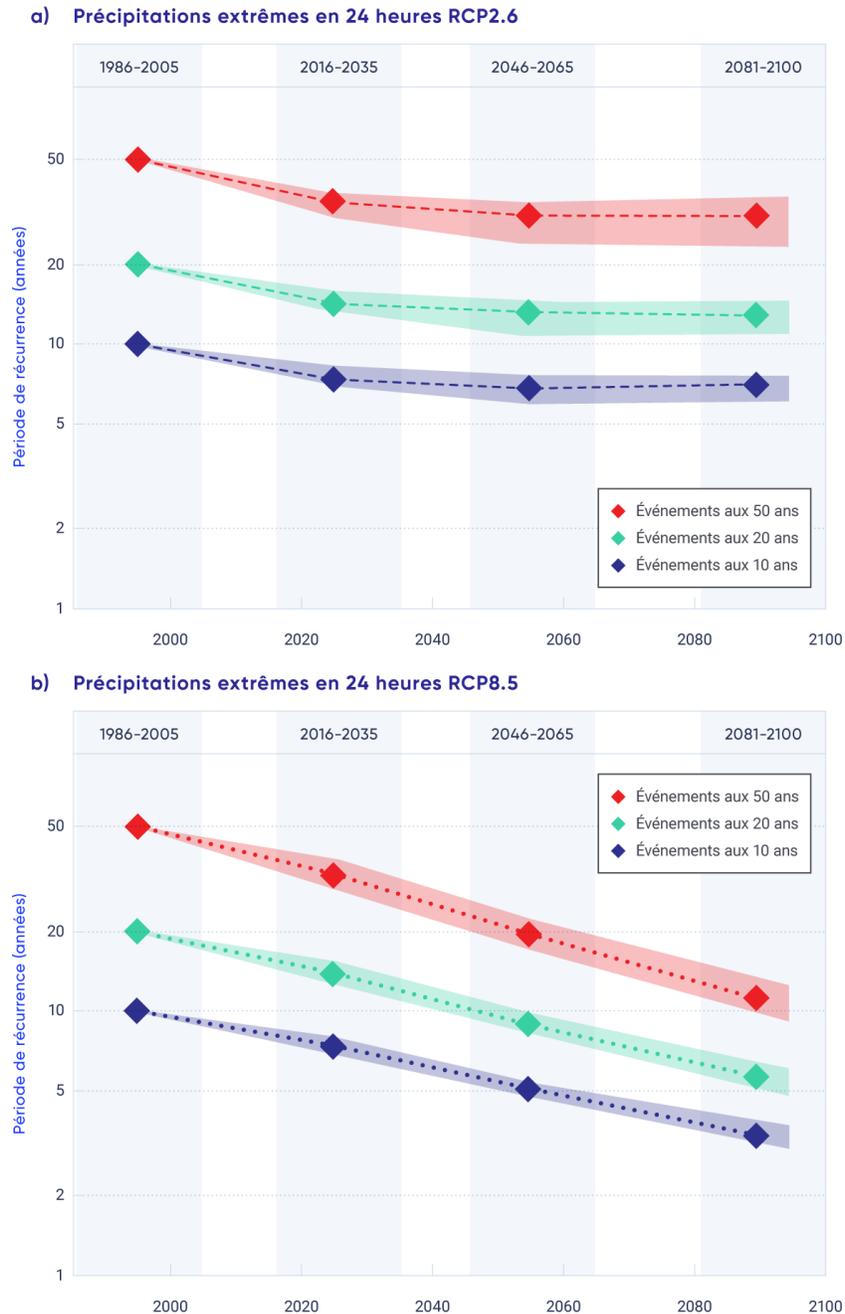


Figure 4.20: Les changements dans le temps de récurrence pour les précipitations extrêmes

Les changements projetés dans les périodes de récurrence pour les précipitations annuelles maximales en 24 heures qui se produisent, en moyenne, une fois tous les 10, 20 et 50 ans vers la fin du siècle pour l'ensemble du Canada, comme l'ont simulé les modèles du système terrestre contribuant à la cinquième phase du Projet d'intercomparaison de modèles couplés (CMIP5) dans le cas d'un scénario de faibles émissions (RCP2.6; en haut) et le scénario de fortes émissions (RCP8.5; en bas). Les projections correspondent à la résolution du modèle climatique mondial et les processus qui produisent des précipitations extrêmes en 24 heures à l'échelle locale ne sont pas bien représentés. Par conséquent, les projections devraient être interprétées avec précaution. Les nuances de couleur indiquent la portée du 25^e au 75^e percentile.

Tableau 4.6: Les changements projetés pour les précipitations annuelles maximales en 24 heures qui se produisent en moyenne, une fois tous les 10, 20 et 50 ans, comme l'ont simulé les modèles du système terrestre contribuant à la cinquième phase du Projet d'intercomparaison de modèles couplés (CMIP5)^a

| RÉGION ^b | SCÉNARIO; PÉRIODE; MÉDIANE (25E, 75E PERCENTILE), % | | | |
|--------------------------------|---|-----------------|------------------|-------------------|
| | RCP2.6 | | RCP8.5 | |
| | 2031–2050 | 2081–2100 | 2031–2050 | 2081–2100 |
| Valeur de récurrence de 10 ans | | | | |
| Colombie-Britannique | 5,9 (3,8, 9,3) | 8,0 (4,5, 13,3) | 9,8 (7,4, 12,7) | 26,1 (20,4, 31,3) |
| Prairies | 5,5 (2,3, 9,2) | 5,1 (2,2, 8,9) | 7,8 (4,5, 10,1) | 17,5 (12,6, 23,8) |
| Ontario | 6,0 (1,4, 8,4) | 5,3 (2,1, 10,9) | 8,5 (3,6, 11,4) | 20,5 (15,4, 26,7) |
| Québec | 6,8 (2,7, 10,6) | 7,2 (4,6, 10,2) | 10,0 (6,2, 15,6) | 26,0 (17,8, 30,2) |
| Atlantique | 6,8 (3,4, 10,2) | 8,5 (6,1, 11,1) | 13,5 (7,8, 18,2) | 30,2 (22,9, 38,3) |
| Nord | 7,1 (4,1, 8,7) | 7,8 (4,7, 10,8) | 10,8 (8,2, 13,5) | 29,8 (23,2, 36,2) |
| Canada | 6,1 (4,0, 8,5) | 6,7 (4,1, 9,5) | 8,4 (6,9, 11,4) | 22,9 (18,8, 26,9) |
| Valeur de récurrence de 20 ans | | | | |
| Colombie-Britannique | 6,3 (3,6, 9,9) | 6,7 (4,1, 14,1) | 9,8 (7,4, 13,6) | 25,8 (21,8, 30,8) |
| Prairies | 5,6 (2,6, 10,2) | 6,0 (2,6, 10,3) | 8,8 (4,7, 10,8) | 19,1 (14,1, 25,3) |
| Ontario | 5,7 (0,8, 7,8) | 5,1 (2,3, 10,7) | 8,2 (2,4, 12,2) | 20,1 (16,1, 25,6) |
| Québec | 6,0 (2,2, 10,8) | 8,6 (3,8, 9,9) | 10,2 (5,1, 15,8) | 25,8 (18,3, 32,0) |
| Atlantique | 7,9 (3,6, 11,9) | 9,5 (6,7, 11,8) | 13,7 (7,9, 19,2) | 30,9 (24,1, 39,1) |
| Nord | 6,8 (3,6, 9,4) | 7,4 (3,1, 11,4) | 10,7 (7,9, 13,3) | 30,0 (22,9, 35,1) |
| Canada | 6,1 (3,7, 8,7) | 6,9 (4,5, 10,0) | 8,8 (6,6, 11,6) | 24,2 (19,2, 27,8) |
| Valeur de récurrence de 50 ans | | | | |
| Colombie-Britannique | 7,0 (3,0, 10,5) | 9,2 (5,1, 16,0) | 10,1 (7,5, 15,5) | 28,7 (21,9, 33,5) |
| Prairies | 6,1 (2,3, 10,5) | 6,5 (2,0, 11,3) | 10,0 (6,2, 12,1) | 21,3 (14,8, 26,8) |
| Ontario | 4,9 (0,9, 8,4) | 7,6 (0,8, 11,0) | 8,5 (2,8, 13,0) | 20,1 (13,3, 28,0) |
| Québec | 6,3 (0,9, 9,9) | 7,7 (3,3, 11,9) | 10,8 (4,7, 17,1) | 26,5 (17,9, 33,8) |
| Atlantique | 7,7 (3,5, 12,8) | 9,2 (6,6, 14,3) | 14,3 (7,9, 21,2) | 32,4 (24,9, 42,6) |
| Nord | 4,9 (2,4, 9,0) | 6,4 (1,7, 10,2) | 10,8 (7,8, 13,0) | 30,1 (24,9, 33,8) |
| Canada | 6,2 (3,8, 9,2) | 7,4 (5,0, 10,4) | 9,2 (7,0, 11,9) | 24,7 (19,6, 29,7) |

^a La médiane ou la valeur du 50e percentile est fondée sur l'ensemble des multimodèles du CMIP5. La valeur du 25e percentile indique que 25 % des projections du modèle CMIP5 ont des changements inférieurs à cette valeur. La valeur du 75e percentile indique que 25 % des projections du modèle CMIP5 ont des changements supérieurs à cette valeur.

^b Les régions sont définies par les frontières politiques; le « Nord » comprend les trois territoires (voir la figure 1.1).

Bien que les résultats des projections des modèles climatiques mondiaux (comme ceux ci-dessus) soient utiles pour les évaluations d'impact et la planification d'adaptation, il y a une importante mise en garde, particulièrement pour les précipitations extrêmes. Il est difficile d'interpréter ces projections à l'échelle locale. La résolution spatiale des modèles climatiques mondiaux est grossière (typiquement de 100 à 250 km). Les précipitations extrêmes dans un modèle représentent donc des moyennes couvrant une région de plusieurs milliers de kilomètres carrés, transmettant ainsi une information différente que ce qui pourrait être requis pour les applications pratiques. Plus important encore, les modèles climatiques peuvent ne pas comprendre tous les processus physiques que produisent des orages locaux intenses. Cela influe sur le degré de confiance que nous avons dans les produits de réduction d'échelle statistique qui transforment les précipitations des modèles à résolution grossière en des régions plus petites. Même si les modèles climatiques régionaux peuvent fonctionner à des échelles beaucoup plus petites, les modèles climatiques régionaux conventionnels qui sont utilisés pour effectuer la majorité de la réduction d'échelle dynamique ne simulent pas précisément les processus importants comme la convection. On doit tenir compte de ces limites lors de l'utilisation de projections dans l'objectif d'adaptation locale et régionale; en particulier, les valeurs projetées données par ces modèles climatiques régionaux ou mondiaux ne devraient pas être interprétées littéralement comme une quantité mesurée de précipitations à un endroit précis.

Estimer les changements dans les précipitations extrêmes de courte durée à un endroit précis est complexe en raison du manque d'observations à beaucoup d'endroits et de la nature discontinue des précipitations à petite échelle. Prévoir de telles précipitations extrêmes est également difficile en raison du manque de simulations par des modèles ayant une très haute résolution qui résout les processus physiques qui produisent ces événements extrêmes (Zhang et coll., 2017). Néanmoins, plusieurs sources appuient le *degré de confiance élevé* dans la projection d'une augmentation dans les précipitations extrêmes à l'échelle mondiale. Ces sources comprennent l'attribution d'une augmentation observée dans les précipitations totales des latitudes élevées à l'influence humaine, une cohérence dans les augmentations projetées futures dans les précipitations extrêmes selon plusieurs modèles et la compréhension physique que le réchauffement entraînera une augmentation de l'humidité atmosphérique. Il est probable que les précipitations extrêmes augmenteront au Canada dans le futur, bien que l'ampleur de l'augmentation soit beaucoup plus incertaine.

Encadré 4.2: L'impact des changements combinés de température et de précipitations sur des changements observés et projetés dans les conditions météorologiques propices aux incendies forestiers

Les changements de température et des précipitations influencent tous les deux de nombreux secteurs. Cependant, les changements combinés de température et des précipitations peuvent avoir des répercussions supplémentaires et certains secteurs reposent sur l'information concernant les changements simultanés dans ces deux variables. Un exemple est les conditions météorologiques propices aux incendies forestiers. Le changement des précipitations et de la température (avec le vent changeant) modifie le risque de feux de forêt extrêmes qui peuvent se produire dans des conditions chaudes, sèches et venteuses. Comprendre les changements de la température et des précipitations offre une perspective dans les changements de risque d'incendies forestiers et la façon dont la situation peut évoluer dans le futur.

La Méthode canadienne de l'indice forêt-météo (IFM) est une collection d'indices qui utilise les variables météorologiques, y compris la température et les précipitations, pour caractériser le risque d'incendie. Cela comprend un indice, appelé IFM, qui synthétise l'information de la collection d'indices pour quantifier les changements quotidiens pour le risque de propagation d'un incendie. Un seuil de cet indice est souvent utilisé pour définir les jours propices à la propagation d'un incendie (Wang et

coll., 2015; Jain et coll., 2017). De plus, trois des indices les plus communément utilisés sont des codes d'humidité, décrivant la sécheresse de différentes catégories de combustibles (Wotton, 2009). Tous les indices de l'IFM représentent des facteurs influençant la possibilité d'incendie, les valeurs plus importantes indiquant une plus grande possibilité d'incendie, même si l'occurrence d'un important incendie forestier dépend également des sources de feu, des caractéristiques des combustibles et des mesures de gestion de l'incendie.

Quelques études ont examiné les tendances de ces indices partout au Canada. Une importante variabilité d'une année à l'autre dans les indices de l'IFM nuit à la détection des tendances (Amiro et coll., 2004; Girardin et coll., 2004). Les tendances peuvent quelques fois être discernées d'une très longue série de données, comme c'est le cas avec l'Indice de sécheresse dans le Nord du Canada et les diminutions dans l'Indice de sécheresse²¹ dans l'Ouest du Canada et certaines parties de l'Est du Canada lors du XX^e siècle (Girardin et Wotton, 2009). Une autre étude a révélé que le nombre moyen de jours de propagation du feu dans l'ensemble du Canada a augmenté lors de la période de 1979 à 2002, bien que les tendances varient à l'échelle régionale, et seulement certaines étaient significatives (Jain et coll., 2017). Malgré des tendances incohérentes dans les indices d'IFM, il y a une augmentation significative dans la superficie annuelle brûlée dans l'ensemble du Canada (Podur et coll., 2002; Gillett et coll., 2004).

Des températures plus élevées dans le futur contribueront à augmenter les valeurs des indices de l'IFM et donc, augmenter le risque d'incendie. L'augmentation dans les précipitations qui serait nécessaire pour compenser le réchauffement de la plupart des indices d'IFM dépasse les changements de précipitations projetés et raisonnables (Flannigan et coll., 2016). Des augmentations dans les valeurs extrêmes de l'Indice d'humidité de l'humus²² sont projetées dans la plupart des écozones forestières du Canada d'ici 2090 (Wotton et coll., 2010). Des augmentations dans les jours de propagation d'incendies et de valeurs extrêmes de l'IFM sont projetées, les plus importants changements se situant dans l'Ouest des Prairies (Wang et coll., 2015). Plusieurs autres études projettent également des augmentations dans les indices de l'IFM et la durée de la saison des feux au Canada dans le futur (Flannigan et coll., 2009; de Groot et coll., 2013; Flannigan et coll., 2013; Kochtubajda et coll., 2006). Même si l'ampleur des changements projetés varie parmi ces études, la plupart projettent des augmentations des indices de l'IFM qui correspondent à un risque accru d'incendies.

Résumé de la section

Pour résumer, il y a un *degré de confiance moyen* que les précipitations moyennes annuelles ont augmenté, en moyenne, au Canada, avec un pourcentage d'augmentation plus élevé pour le Nord du Canada. Il y a un *degré de confiance faible* dans l'ampleur de l'augmentation en raison d'une mauvaise couverture spatiale des dossiers d'observation à long terme. Ces augmentations sont cohérentes avec la réaction simulée des précipitations face aux changements climatiques anthropiques. On prévoit que les précipitations annuelles et hivernales augmenteront partout au Canada au cours du XXI^e siècle, avec un pourcentage de changement plus important dans le Nord du Canada. On prévoit que les précipitations estivales diminueront dans le Sud du Canada dans un scénario d'émissions élevées vers la fin du XXI^e siècle, mais seulement de petits changements

21 L'Indice de sécheresse décrit la sécheresse dans les couches les plus profondes du sol forestier et dans les gros débris; les précipitations influencent la quantité d'humidité dans cette couche et la température contrôle la vitesse à laquelle la couche sèche (Wotton et coll., 2009).

22 L'Indice d'humidité de l'humus décrit la sécheresse dans les couches supérieures des débris du sol forestier; les précipitations fournissent de l'humidité et la température ainsi que l'humidité relative contrôlent la vitesse à laquelle la couche sèche (Wotton et coll., 2009).

sont projetés dans un scénario de faibles émissions. Pour l'ensemble du Canada, il y a un manque de preuves d'observations disponibles des changements dans les précipitations quotidiennes extrêmes et de courte durée. Cela n'est pas surprenant dans la mesure où la réaction des précipitations extrêmes aux changements climatiques anthropiques au cours de la période historique aurait été faible par rapport à sa variabilité naturelle et donc, difficile à détecter. Cependant, dans l'avenir, les précipitations extrêmes quotidiennes sont projetées d'augmenter (*degré de confiance élevé*).

4.4: Attribution des événements extrêmes

Message clé

Le changement climatique anthropique a augmenté la probabilité de certains types d'événements extrêmes, comme les feux de forêt de Fort McMurray en 2016 (*degré de confiance moyen*) et les précipitations extrêmes qui ont produit les inondations au Sud de l'Alberta en 2013 (*degré de confiance faible*).

Il y a eu une augmentation dans les événements climatiques et météorologiques extrêmes coûteux à l'échelle mondiale (OMM, 2014) et dans l'ensemble du Canada (Kovacs et Thistlethwaite, 2014; BVGC, 2016; BDPB, 2016). Une grande partie de cette hausse est attribuable à une plus grande exposition aux effets de ces événements extrêmes, comme la population du Canada et la valeur de son infrastructure de soutien ont toutes les deux augmenté considérablement. Les changements dans l'intensité et la fréquence des événements climatiques et météorologiques extrêmes causant des dommages en raison des changements climatiques (GIEC, 2013) peuvent également jouer un rôle. Ces événements climatiques et météorologiques extrêmes attirent l'attention parce qu'ils sont rares et ont souvent des répercussions remarquables sur notre société et économie.

Il n'est généralement pas possible de répondre à la question : est-ce que les changements climatiques causés par l'humain causent un événement climatique ou météorologique particulier? Souvent, cet événement aurait pu se produire en l'absence d'effets humains. Au lieu de cela, des recherches récentes ont porté sur la question de savoir si l'activité humaine a influencé la probabilité de certains événements climatiques ou météorologiques ou, dans certains cas, la force ou l'intensité de ces événements. Alors que le climat change, attribuable en grande partie à des influences anthropiques, la probabilité d'une catégorie particulière d'événement – tous les événements aussi extrêmes ou plus extrêmes que celui défini dans l'étude – change également (NASEM, 2016). En ce sens, un événement extrême peut être attribuable à des causes extérieures au système climatique naturel. Donc, un nouveau domaine de la science du climat, appelée « attribution des événements », a émergé; elle évalue la façon dont la probabilité ou l'intensité d'un événement extrême, ou plus généralement, une catégorie d'événements extrêmes, a changé à la suite de l'augmentation des concentrations atmosphériques de GES provenant de l'activité humaine.

Un nombre croissant d'événements extrêmes au Canada et à l'échelle mondiale sont examinés de cette façon (p. ex. Herring et coll., 2017; NASEM 2016). Plusieurs de ces analyses d'attribution des événements sont pertinentes pour les Canadiens (voir le tableau 4.7). Deux exemples sont soulignés dans cette section, y compris une description des méthodes d'analyse dans l'encadré 4.3.

Tableau 4.7: Analyses d'attribution des événements pertinentes dans le contexte canadien

| ÉVÉNEMENT | RÉFÉRENCE | BREF APERÇU DES CONCLUSIONS |
|--|----------------------------------|--|
| Sécheresse | | |
| La sécheresse de 2015 dans l'Ouest canadien | Szeto et al., 2016 ^a | Les changements climatiques anthropiques ont augmenté la probabilité d'un printemps extrêmement chaud, mais aucune contribution à la tendance météorologique observée n'a été détectée. |
| Inondations | | |
| Inondations dans le sud-est de la région des Prairies en 2014 | Szeto et al., 2015 ^a | L'influence anthropique peut avoir augmenté les précipitations, mais la modification du paysage a joué un rôle clé dans l'augmentation du ruissellement. |
| Inondations de l'Alberta en 2013 | Teufel et al., 2017 ^b | Augmentation de la probabilité de précipitations extrêmes dans cette région en raison de l'élément anthropique, aucune influence anthropique détectée pour le ruissellement. |
| Froid extrême | | |
| Février froid en Amérique du Nord en 2015 | Bellprat et al., 2016 | L'événement déterminé était principalement en raison de la variabilité naturelle, malgré la possibilité d'une certaine contribution de la diminution de la glace marine de l'Arctique et de l'augmentation de la température à la surface de la mer. |
| Hiver extrêmement froid de 2013-2014 en Amérique du Nord | Yu and Zhang, 2015 | La tendance de réchauffement suggérée a rendu l'événement moins extrême qu'il aurait pu l'être. |
| Hiver extrêmement froid de 2013-2014 | Wolter et al., 2015 ^a | Des événements de froid extrême sont devenus beaucoup moins probables en raison de la tendance à long terme du réchauffement anthropique. |
| Chaleur extrême | | |
| Températures extrêmement chaudes de l'Arctique en novembre et décembre 2016 | Kam et al., 2017 ^a | Des températures extrêmement chaudes en Arctique ne se seraient probablement pas produits sans la contribution anthropique. |
| Températures extrêmement chaudes dans l'Est du Pacifique et de l'Ouest de l'Atlantique en 2014 | Kam et al., 2015 ^a | Des températures extrêmement chaudes dans l'Est du Pacifique et l'Ouest de l'Atlantique sont considérablement plus probables avec l'élément anthropique. |
| Glace marine de l'Arctique | | |

Tableau 4.7: Analyses d'attribution des événements pertinentes dans le contexte canadien

| | | |
|---|--|--|
| Étendue minimale de glace marine enregistrée en 2012 | Kirchmeier-Young et al., 2017 ^b | L'étendue minimale de glace marine enregistrée pendant l'été dans l'Arctique ne se serait pas produite sans la contribution anthropique. |
| Faible étendue de glace marine enregistrée en mars 2015 | Fučkar et al., 2016 ^a | L'étendue de la glace marine observée ne se serait pas produite sans l'influence sous-jacente des changements climatiques. |
| Étendue minimale de glace marine enregistrée en 2012 | Zhang and Knutson, 2013 | L'étendue minimale de glace marine enregistrée est extrêmement improbable d'avoir été causée par la variabilité interne. |
| Feux de forêt | | |
| Feux de forêt de Fort McMurray de 2016 | Kirchmeier-Young et al., 2017 ^{a,b} | La contribution anthropique a augmenté la probabilité de risque de feux de forêt extrêmes et la durée de la saison des feux. |
| Feux de forêt de Fort McMurray de 2016 | Tett et al., 2017 ^a | La contribution anthropique a augmenté la probabilité de déficit hygrométrique extrême, ce qui augmente le risque d'incendie. |
| Saison des feux de forêt d'Alaska en 2015 | Partain et al., 2016 ^a | La contribution anthropique a augmenté la probabilité de risque de feux de forêt extrêmes. |

^a Inclus dans les rapports spéciaux annuels du Bulletin of the American Meteorological Society sur l'attribution des événements.

^b Discuté plus en détail dans la présente section.

^c Discuté plus en détail dans le chapitre 5.

Encadré 4.3: Méthodes pour l'attribution des événements

L'attribution des événements est utilisée pour quantifier la façon dont les changements climatiques influencés par l'humain influencent l'occurrence d'un type (ou d'une classe) particulier d'événement extrême. Ses objectifs sont semblables à ceux des processus de détection et d'attribution décrits dans le chapitre 2 (voir la section 2.3.4), mais se concentrent sur les événements individuels. Les analyses d'attribution des événements (NASEM, 2016) comparent la probabilité d'une classe particulière d'événements (p. ex. tous les événements aussi extrêmes ou plus extrêmes que l'événement défini dans l'étude) entre un monde factuel, qui comprend l'élément humain et un monde contrefactuel qui comprend seulement les facteurs naturels – voulant dire, le « climat qui aurait pu exister » en l'absence de l'élément humain.

Pour démontrer, la figure 4.21 montre les distributions des valeurs possibles d'un climat variable pour le monde sans la contribution humaine en bleu et pour un scénario comme celui que nous avons vécu avec la contribution humaine en rouge. Les régions nuancées représentent la probabilité qu'un événement extrême particulier (un résultat aussi extrême, ou plus, que celui indiqué par la barre verticale) se produise dans chaque scénario. La probabilité de ces événements augmente lorsque la contribution humaine est incluse – de 1 sur 60 à 1 sur 5. Le ratio de la probabilité avec la contribution humaine à la probabilité sans la contribution humaine est référé comme « ratio de risque ». Bien que cet événement puisse de produire en l'absence d'influence humaine, il est 12 fois plus probable (ratio de risque de 12) lorsque l'élément humain est inclus.

Les conclusions d'une analyse d'attribution des événements dépendent souvent de la façon dont la question est posée. Cela comprend les choix faits lors de la définition d'événements et de l'élaboration de l'approche de l'analyse. Par exemple, le changement de probabilité entre les deux scénarios dans la figure 4.21 dépend de placement de la barre verticale ou de la limite inférieure de l'ampleur qui définit l'événement choisi. Les changements dans les probabilités d'extrêmes de température et de précipitations dépendent de la probabilité des événements dans le climat actuel, avec des ratios de risque plus important correspondant aux événements plus extrêmes (plus rares) (Kharin et coll., 2018). L'incertitude dans le ratio de risque (c.-à-d. le résultat d'attribution des événements) devient plus importante pour les événements plus rares, puisqu'il est plus difficile d'estimer les probabilités de ces événements très rares. Le choix de la variable ou de la région pour déterminer les distributions a également une influence sur les résultats.

Deux types de questions ont été posées dans les analyses d'attribution des événements : comment la probabilité d'événement extrême (fréquence) a-t-elle changé, et comment l'intensité de l'événement (ampleur) a-t-elle changé? À titre d'exemple, l'attribution d'un événement de précipitations intenses provoquant des inondations peut essayer de répondre aux questions suivantes : « est-ce que les changements climatiques causés par l'humain ont rendu ce type d'événement de précipitations intenses plus fréquent? » (fréquence) ou « est-ce que les changements climatiques causés par l'humain ont augmenté la quantité de précipitations dans ces types de tempêtes? » (ampleur). L'influence humaine pourrait avoir des répercussions différentes sur la fréquence que sur l'ampleur d'un événement particulier. Il est donc important de comprendre les caractéristiques de l'événement en évaluation et d'interpréter les résultats d'une analyse d'attribution des événements selon le contexte.

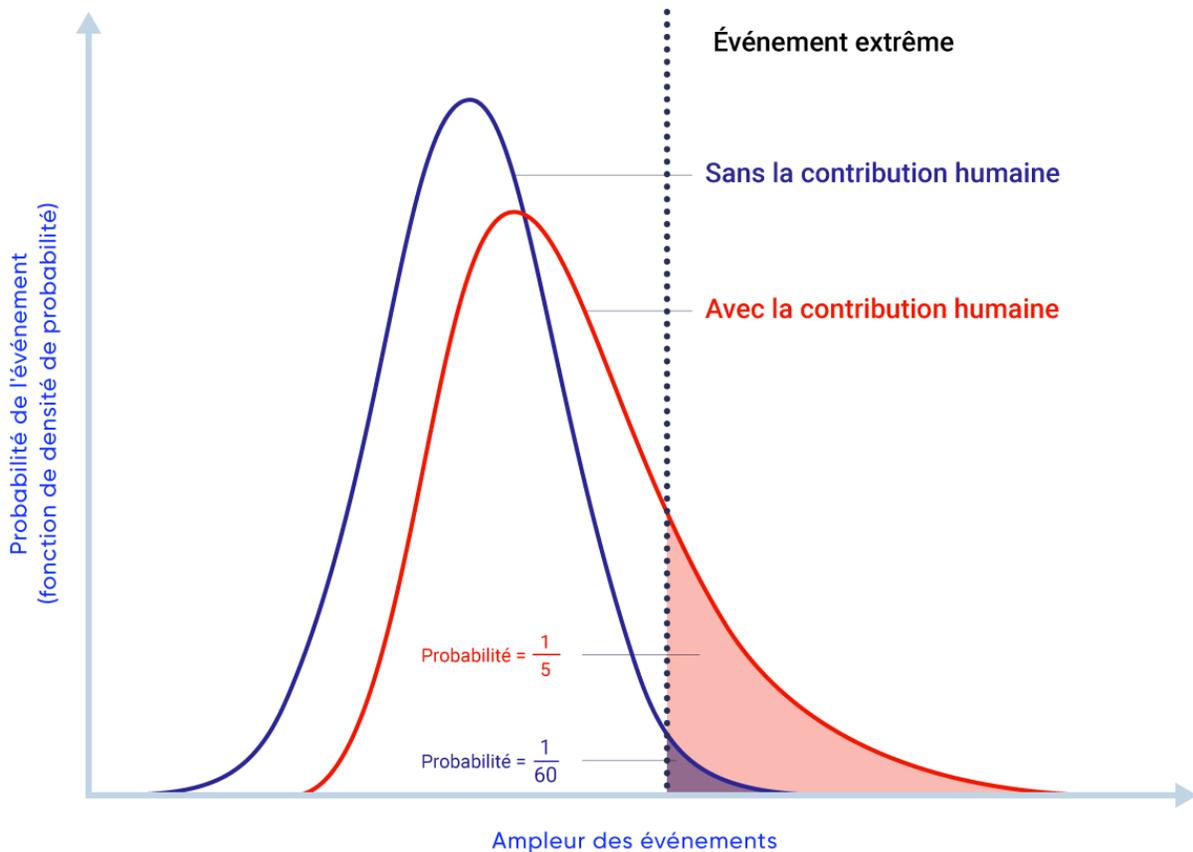


Figure 4.21: Illustration hypothétique de l'attribution d'un événement

La distribution bleue représente les valeurs possibles d'une variable du climat dans un monde sans influence humaine. La distribution rouge représente les valeurs possibles de la même variable avec la contribution humaine. Les zones de couleur indiquent la probabilité de vivre un événement extrême (défini par la barre verticale pointillée) dans chaque scénario.

SOURCE DE LA FIGURE : PRODUITE POUR CE RAPPORT PAR LE PACIFIC CLIMATE IMPACTS CONSORTIUM (PCIC).

4.4.1: Attribution de deux événements récents

4.4.1.1: Inondations au Sud de l'Alberta en 2013

En juin 2013, un événement d'inondations extrêmes dans le Sud de l'Alberta est devenu le désastre naturel le plus coûteux pour le Canada à ce jour, entraînant des dommages importants aux biens et infrastructures dans toute la région, y compris la ville de Calgary. L'inondation a entraîné le déplacement de près de 100 000 personnes et des dommages de 6 milliards de dollars, dont 2 milliards en pertes assurées (ECCC, 2017).

Une tempête produisant de fortes précipitations dans la région a provoqué une inondation dans le bassin de la Bow River, mais une combinaison de facteurs météorologiques et hydrologiques a entraîné une inondation extrême. Une étude récente (Teufel et coll., 2017) évalue les contributions de plusieurs de ces facteurs y compris les émissions de GES anthropiques.

L'étude a utilisé le modèle régional canadien du climat (MRCC) pour effectuer d'importants ensembles de simulations à haute résolution pour l'Amérique du Nord. Pour évaluer la contribution des changements climatiques anthropiques, les simulations du modèle ont été effectuées en utilisant les niveaux de GES d'aujourd'hui et également les niveaux préindustriels pour représenter le temps avant que les humains aient une influence visible sur le climat.

Pour estimer la probabilité de l'événement, des périodes de récurrence ont été calculées pour des totales de précipitations sur trois jours en mai et juin, dépassant la quantité observée. La période de récurrence pour l'événement observé à la Bow River dans le climat d'aujourd'hui était estimée à environ 60 ans. En utilisant les projections du climat, la période de récurrence est estimée d'être réduite à environ 20 ans d'ici la fin du XXI^e siècle (dans le cas d'un scénario d'émissions moyennes [RCP4.5] et d'un scénario d'émissions élevées [RCP8.5]), impliquant que le type de précipitations extrêmes qui a mené à l'inondation dans le sud de l'Alberta deviendra beaucoup plus courant dans le futur.

Les périodes de récurrence estimées ont été comparées entre le climat d'aujourd'hui et le climat préindustriel, afin de déterminer la contribution humaine (voir la figure 4.22). L'inclusion des émissions de GES d'origine humaine a entraîné des périodes de récurrence plus courtes (l'événement est encore plus probable) pour les précipitations maximales sur trois jours dans l'entière région du Sud de l'Alberta que pour les niveaux préindustriels (voir la figure 4.22a). La variabilité climatique et météorologique a tendance à être plus importante pour les plus petites régions, entraînant un plus petit ratio entre l'influence anthropique et la variabilité naturelle interne. Donc, l'influence anthropique sur les événements de précipitations dans la région du bassin de la Bow River était moins prononcée (voir la figure 4.22 b). Il n'y a pas de différence visible pour le ruissellement de surface maximal sur trois jours et donc, aucune influence anthropique n'est détectée pour cette variable (voir la figure 4.22c). Les auteurs reconnaissant les incertitudes liées à la modélisation des processus hydrologiques complexes de surface et suggèrent que toute augmentation des précipitations pourrait être compensée par une diminution du manteau neigeux ou des conditions de sol gelé.

En résumé, l'influence humaine a été détectée pour les précipitations produisant des inondations, particulièrement dans les plus grandes régions, mais l'influence humaine n'a pas pu être détectée pour l'inondation en elle-même. Une inondation est le résultat de nombreux facteurs en plus de la quantité de précipitations, y compris les conditions du sol, les caractéristiques du manteau neigeux ainsi que la taille et l'orientation de la tempête. Par conséquent, deux événements avec la même quantité de précipitations ne produisent pas nécessairement des inondations de la même ampleur. Les processus hydrologiques complexes qui se produisent après les que précipitations atteignent le sol ajoute une incertitude supplémentaire ce qui diminue la capacité à détecter l'influence humaine.

L'augmentation des émissions de GES, en grande partie à cause des activités humaines, entraîne une hausse des températures. Une augmentation des températures permet à plus d'humidité d'être disponible dans l'atmosphère pour des précipitations, menant à une augmentation de l'intensité des précipitations extrêmes. Les inondations au Sud de l'Alberta en 2013 étaient le résultat d'une combinaison de nombreux facteurs et cette étude démontre que les émissions de GES anthropiques ont augmenté la probabilité d'une quantité extrême de précipitations dans le Sud de l'Alberta, une augmentation au moins aussi importante que la quantité observée lors de cet événement.

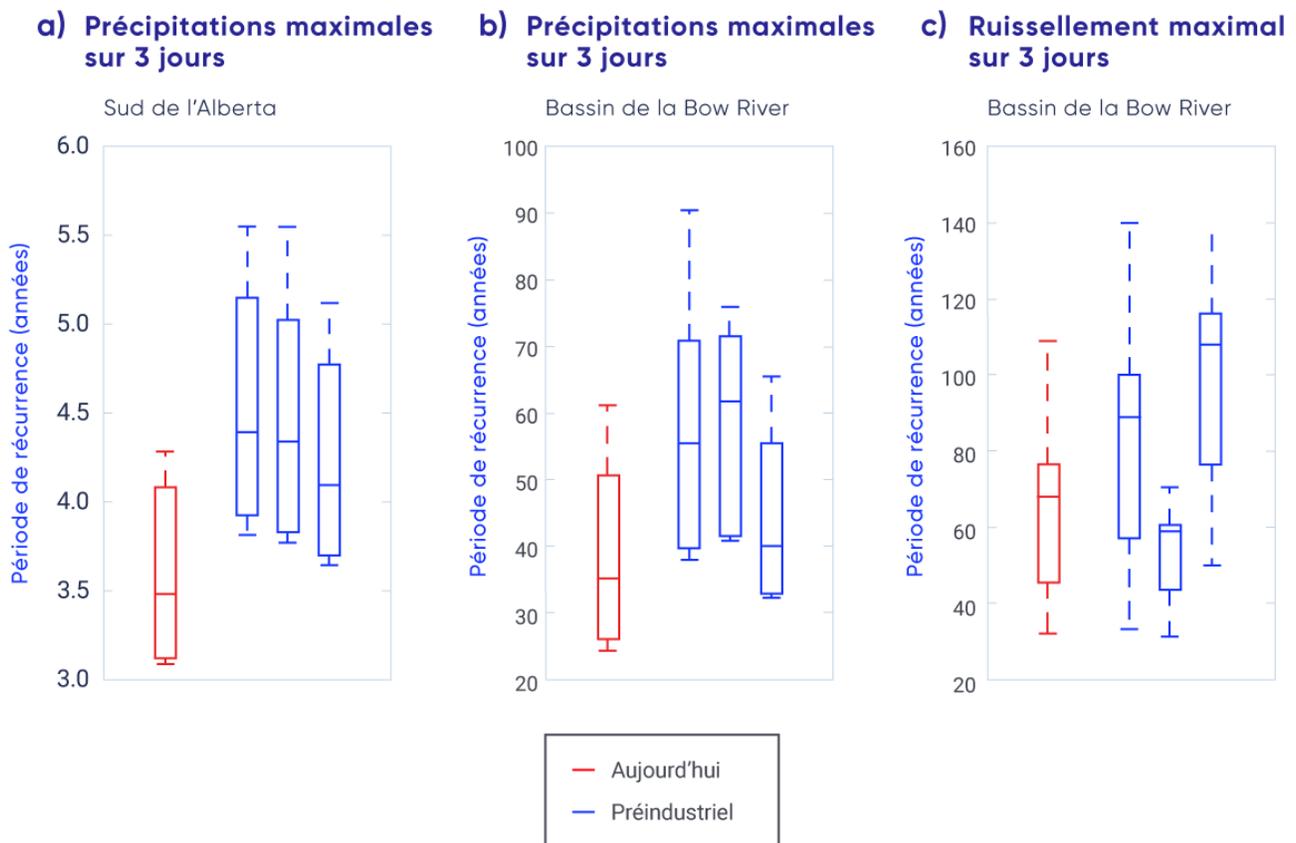


Figure 4.22: Précipitations et ruissellement qui ont mené à l'inondation dans le sud de l'Alberta en 2013

Les périodes de récurrence pour les précipitations maximales observées sur trois jours (a, b) et le ruissellement maximal sur trois jours (c) qui ont mené à l'événement extrême d'inondation du Sud de l'Alberta en 2013. Les périodes de récurrence d'aujourd'hui sont montrées en rouge et les périodes de récurrence de trois simulations préindustrielles sont montrées en bleu. L'analyse est pour la plus grande région dans le sud de l'Alberta (a) et le plus petit bassin de la Bow River (b, c). Les tracés de boîtes montrent l'étendue dans les périodes de récurrence pour différentes estimations des valeurs observées provenant des simulations de référence. Les limites des boîtes indiquent la portée du 25^e au 75^e percentile, la ligne du milieu indiquant le 50^e percentile, et les moustaches s'étendant à 1,5 fois la largeur de la boîte ou à la valeur la plus extrême.

SOURCE DE LA FIGURE : ADAPTÉ DE TEUFEL ET COLL., 2017.

4.4.1.2: Feux de forêt de Fort McMurray en 2016

Au début de mai 2016, un grand feu de forêt a brûlé près de 600 000 ha (couvrant une superficie de 6 000 kilomètres carrés) dans le Nord de l'Alberta. Ce feu a entraîné l'évacuation de tous les résidents de Fort McMurray (plus de 80 000 personnes) et a stoppé la production dans les sables bitumineux (gouvernement de l'Alberta, 2016). Les pertes assurées sont estimées à 3,5 milliards de dollars (IBC, 2016). Le coût total de l'événement est encore à déterminer, mais on s'attend à ce qu'il soit beaucoup plus élevé.

Le feu s'est déclenché près de la Horse River dans des conditions de combustible très sec. De forts vents quelques jours plus tard ont entraîné une propagation rapide et une croissance du feu. Une étude a utilisé l'attribution des événements pour évaluer l'influence des changements climatiques d'origine humaine sur plusieurs mesures de risques de feux de forêt (voir l'encadré 4.2), bien qu'il ne s'agisse pas de feu extrême, dans cette région (Kirchmeier-Young et coll., 2017 a).

Comme dans l'exemple précédent, l'étude a utilisé d'importants ensembles de simulations de modèles, dans ce cas employant le modèle canadien du système terrestre (CanESM²). Pour évaluer l'influence humaine, on a fait une simulation avec des forçages naturels (effets solaires et volcaniques) seulement et également avec une combinaison des forçages naturels et anthropiques. L'élément anthropique comprend les émissions de GES, les aérosols, les changements de l'ozone atmosphérique et le changement de l'utilisation des terres.

Les conditions météorologiques propices aux incendies forestiers (voir l'encadré 4.2), le comportement du feu et les mesures de la saison des feux ont été calculés pour caractériser le risque d'incendie à partir des résultats des modèles climatiques. Pour quantifier la contribution anthropique, un ratio de risque (NASEM, 2016) a été calculé en tant que ratio de deux probabilités : un pour l'occurrence de l'événement lorsque l'élément humain est inclus et un pour l'occurrence du même événement avec des facteurs naturels seulement. Le ratio de risque peut être interprété comme étant le nombre de fois plus probable que l'événement se produise en raison de facteurs anthropiques. Par exemple, un ratio de risque de 1 n'implique aucun changement dans la probabilité de l'occurrence et un ratio de risque de 2 indique que l'événement est deux fois plus probable ou qu'il y a eu une augmentation de 100 % dans la probabilité de l'événement par rapport au climat non perturbé.

Les résultats de l'analyse montrent que trois des indices de risque d'incendie – valeurs extrêmes de l'indice forêt-météo (IFM; voir l'encadré 4.2), un grand nombre de jours de propagation et de longues saisons de feux – montrent tous des valeurs de ratio de risque supérieures à 1 (voir la figure 4.23), ce qui indique que les valeurs extrêmes de chaque mesure de risque de feux de forêt sont plus probables lorsque le réchauffement anthropique est pris en compte. Les ratios de risque varient parmi les différents indices de risque d'incendie analysés. Cependant, les valeurs extrêmes de toutes les mesures décrivant le risque de feu de forêt sont plus probables avec le forçage anthropique.

Des augmentations de température, comme celles observées partout au Canada (voir la section 4.2) mèneront à des combustibles plus secs et donc un potentiel d'incendie plus élevé de même que des saisons des feux plus longues. Cela nécessiterait une augmentation des précipitations bien au-delà de ce qu'on s'attend à la suite des changements climatiques pour compenser l'augmentation des températures en matière des indices de l'IFM (Flannigan et coll., 2016). L'étude a démontré que le feu de forêt extrême de l'Alberta en 2016 s'est produit dans un monde où le réchauffement anthropique a augmenté le risque d'incendie, le potentiel de propagation de feu et la durée des saisons de feu dans certaines parties de l'Alberta et de la Saskatchewan.

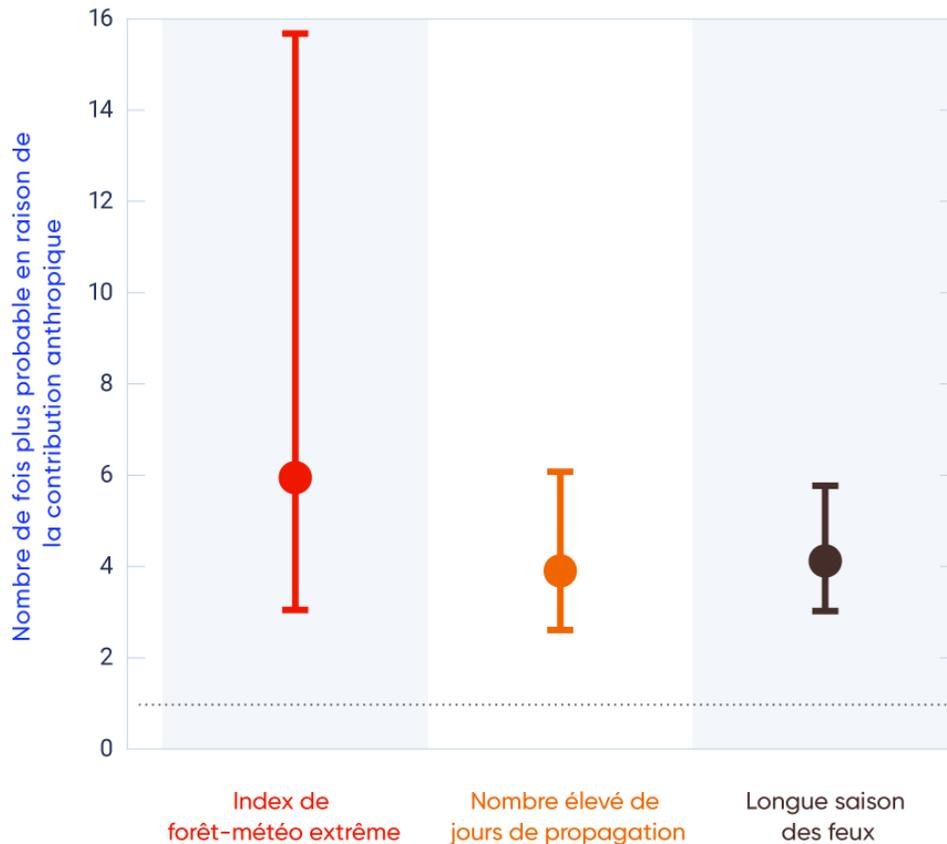


Figure 4.23: Ratios de risque pour trois mesures de risque de feux de forêt extrêmes

Ratios de risque pour trois mesures de risque de feux de forêt extrêmes dans les zones homogènes de régime des feux au Sud des Prairies (Boulanger et coll., 2014), montrant l'augmentation dans la probabilité en raison de la contribution anthropique. Un ratio de risque supérieur à 1 (ligne pointillée) indique que l'événement extrême est plus probable lorsque la contribution humaine est prise en compte. Les trois mesures utilisées pour caractériser le risque de feux de forêt extrêmes dans cette région sont les conditions météorologiques propices aux incendies forestiers (l'indice forêt-météo extrême), le comportement du feu (un nombre élevé de jours de propagation de feu) et la saison des feux (longues saisons des feux). Les barres d'erreur représentent la plage d'incertitude de 5% à 95%.

SOURCE DE LA FIGURE : ADAPTÉ DE KIRCHMEIER-YOUNG ET COLL., 2017A.





Résumé de la section

Pour résumer, un nouveau domaine d'attribution des événements a émergé, visant à évaluer le rôle des changements climatiques d'origine humaine dans les événements extrêmes. Certains événements extrêmes récents au Canada ont été analysés de cette façon, y compris les inondations au Sud de l'Alberta en 2013 et les feux de forêt de Fort McMurray en 2016. Pour le premier événement, les émissions de GES provenant d'activités humaines ont augmenté la probabilité de précipitations extrêmes produisant des inondations, mais le degré de confiance dans cette attribution est faible en raison des difficultés à modéliser des extrêmes de précipitations, qui exposent une importante variabilité à petite échelle, comme pour cet événement. Pour le second événement, il y a un *degré de confiance moyen* que les changements climatiques d'origine humaine augmentent la probabilité de risque d'incendie extrême associé aux feux de forêt de Fort McMurray de 2016. L'évaluation du *degré de confiance moyen* équilibre de *degré de confiance élevé* de l'influence humaine sur l'augmentation de température, qui influence fortement le risque d'incendie, avec de nombreux autres facteurs contribuant à cet événement qui sont plus difficiles à représenter dans un modèle climatique.

Références

Amiro, B.D., Logan, K.A., Wotton, B.M., Flannigan, M.D., Todd, J.B., Stocks, B.J. et Martell, D.L. « Fire weather index system components for large fires in the Canadian boreal forest », *International Journal of Wildland Fire*, vol. 13, 2007, pp. 391–400, doi:10.1071/WF03066.

Assel, R.A. « Maximum freezing degree-days as a winter verity index for the Great Lakes, 1897–1977 », *Monthly Weather Review*, vol. 108, 1980, pp. 1440–1445, doi:10.1175/1520-0493(1980)108%3C1440:MFDDAA%3E2.0.CO;2

Barbero, R., Fowler, H.J., Lenerink, G. et Blenkinsop, S. « Is the intensification of precipitation extremes with global warming better detected at hourly than daily resolutions? », *Geophysical Research Letters*, 2017. doi:10.1002/2016GL071917

BDPB (Bureau du Directeur parlementaire du budget). *Estimation du coût annuel moyen des Accords d'aide financière en cas de catastrophe causée par un événement météorologique*, Ottawa, Canada, 2016, < <https://www.pbo-dpb.gc.ca/fr/blog/news/DFAA>>.

Bellprat, O., Massonnet, F., García-Serrano, J., Fučkar, N. S., Guemas, V. et Doblas-Reyes, F. J. « The role of Arctic sea ice and sea surface temperatures on the cold 2015 February over North America », dans *Explaining Extreme Events of 2015 from a Climate Perspective, Bulletin of the American Meteorological Society*, vol. 97, 2016, pp. S36-S41. doi: 10.1175/BAMS-D-16-0159.1

Bindoff, N.L., Stott, P.A., AchutaRao, K.M., Allen, M.R., Gillett, N., Gutzler, D., Hansingo, K., Hegerl, G., Hu, Y., Jain, S., Mokhov, I.I., Overland, J., Perlwitz, J., Sebbari, R. et Zhang, X. « Détection et attribution des changements climatiques : de l'échelle mondiale à régionale », 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. 867–952. Version anglaise doi:10.1017/CBO9781107415324.008

Boulanger, Y., Gauthier, S. et Burton, P.J. « A refinement of models projecting future Canadian fire regimes using homogeneous fire regime zones », *Canadian Journal of Forest Research*, vol. 44, 2014, pp. 365–376, doi:10.1139/cjfr-2013-0372.

BVGC (Bureau du vérificateur général du Canada). Rapport 2 – L'atténuation des effets du temps violent, *Rapports de la commissaire à l'environnement et au développement durable*, 2016, <http://www.oag-bvg.gc.ca/internet/Francais/att_f_41392.html>.

Casati, B., Yagouti, A. et Chaumont, D. « Regional climate projections of extreme heat events in nine pilot Canadian communities for public health planning », *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, vol. 52, 2013, pp. 2669–2698. doi:10.1175/JAMC-D-12-0341.1

Collins, M., Knutti, R., Arblaster, J., Dufresne, J.-L., Fichefet, T., Friedlingstein, P., Gao, X., Gutowski, W.J., Johns, T., Krinner, G., Shongwe,

M., Tebaldi, C., Weaver, A.J. et Wehner, M.: « Changement climatique 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. Version anglaise doi:10.1017/CBO9781107415324.008

de Groot, W.J., Flannigan, M.D. et Cantin, A.S. « Climate change impacts on future boreal fire regimes », *Forest Ecology and Management*, vol. 294, 2013, pp. 35-44. doi:10.1016/j.foreco.2012.09.027.

DeBeer, C.M., Wheeler, H.S., Carey, S.K. et Chun, K.P. (2016): « Recent climatic, cryospheric, and hydrological changes over the interior of western Canada: a review and synthesis », *Hydrology and Earth System Sciences*, vol. 20, pp. 1573-1598. doi: 10.5194/hess-20-1573-2016

ECCC (Environnement et changement climatique Canada). « Données et scénarios climatiques pour le Canada : Synthèse des observations et des résultats récents de modélisation », 2016, Cat. No.: En84-132/2016E -PDF.

ECCC (Environment and Climate Change Canada) « Canada's top ten weather stories of 2013 », 2017 <<https://ec.gc.ca/meteo-weather/default.asp?lang=En&n=3318B51C-1>>.

Environnement Canada « The State of Canada's Climate: Monitoring Variability and Change », A State of the Environment Report, 2017, SOE report no. 95-1, Catalogue no. En1-11/95-1E, Environment Canada, Ottawa, ON.

Flannigan, M., Cantin, A.S., de Groot, W.J., Wotton, M., Newbery, A. et Gowman, L.M. « Global wildland fire season severity in the 21st century », *Forest Ecology and Management*, vol. 294, 2013, pp. 54-61. doi:10.1016/j.foreco.2012.10.022.

Flannigan, M.D., Krawchuk, M.A., de Groot, W.J., Wotton, B.M. et Gowman, L.M. « Implications of changing climate for global wildland fire », *International Journal of Wildland Fire*, vol. 18, 2009, pp. 483-507. doi:10.1071/WF08187.

Flannigan, M.D., Wotton, B.M., Marshall, G.A., de Groot, W.J., Johnston, J., Jurko, N. et Cantin, A.S. « Fuel moisture sensitivity to temperature and precipitation: climate change implications », *Climatic Change*, vol. 134, 2016, pp. 59-71. doi:10.1007/s10584-015-1521-0

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. (2013): « 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, F. 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, 2013, pp. 741-866. Version anglaise doi:10.1017/CBO9781107415324.008

Fučkar, N.S., Massonnet, F., Guemas, V., García-Serrano, J., Bellprat, O., Doblus-Reyes, F.J. and Acosta, M. « Record low Northern Hemisphere sea ice extent in March 2015 », dans *Explaining Extreme Events of 2015 from a Climate Perspective, Bulletin of the American Meteorological Society*, vol. 97, 2016, pp. S136-S140. doi: 10.1175/BAMS-D-16-0153.1

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, F. 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, 2013, pp. 3-29, <http://www2.cnrs.fr/sites/communique/fichier/onerc_spm_v3.pdf>.

Gillett, N.P., Weaver, A.J., Zwiers, F.W. et Flannigan, M.D. « Detecting the effect of climate change on Canadian forest fires », *Geophysical Research Letters*, vol. 31, 2004, 4 p. doi:10.1029/2004GL020876

Girardin, M.P. et Wotton, B.M. « Summer moisture and wildfire risks across Canada », *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, vol. 48, 2009, pp. 517–533, doi:10.1175/2008JAMC1996.1.

Girardin, M.-P., Tardif, J., Flannigan, M.D., Wotton, B.M. et Bergeron, Y. « Trends and periodicities in the Canadian Drought Code and their relationships with atmospheric circulation for the southern Canadian boreal forest », *Canadian Journal of Forest Research*, vol. 34, 2004, pp. 103–119, doi:10.1139/X03-195.

Goodsman, D.W., Grosklos, G., Aukema, B.H., Whitehouse, C., Bleiker, K.P., McDowell, N.G., Middleton, R.S. et Xu, C. « The effect of warmer winters on the demography of an outbreak insect is hidden by intraspecific competition », *Global Change Biology*, 2018. doi:10.1111/gcb.14284

Government of Alberta. *Final update 39: 2016 wildfires, 2016*

Gullett, D.W. et Skinner W.R. « The state of Canada's climate: temperature change in Canada », A State of the Environment Report, SOE report no. 92-2, Catalogue no. En1-11/92-2E, Environnement Canada, Ottawa, ON, 1992.

Hartmann, D.L., Klein Tank, A.M.G., Rusticucci, M., Alexander, L.V., Brönnimann, S., Charabi, Y., Dentener, F.J., Dlugokencky, E.J., Easterling, D.R., Kaplan, A., Soden, B.J., Thorne, P.W., Wild, M. et Zhai, P.M. « Observations: Atmosphère et Surface », 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. 159–254. Version anglaise doi:10.1017/CBO9781107415324.008

Herring, S.C., Christidis, N., Hoell, A., Kossin, J.P., Schreck III, C.J. et Stott, P.A. « Explaining extreme events of 2016 from a climate perspective », *Bulletin of the American Meteorological Society*, vol. 98, 2017, pp. S1-S157.

Herring, S.C., Hoell, A., Hoerling, M.P., Kossin, J.P., Schreck III, C.J. et Stott, P.A. « Explaining extreme events of 2015 from a climate perspective », *Bulletin of the American Meteorological Society*, vol. 97, 2016, pp. S1-S145.

IBC (Insurance Bureau of Canada). *Northern Alberta wildfire costliest insured natural disaster in Canadian history – estimate of insured losses: \$3.58 billion*, 2016, <<http://www.abc.ca/bc/resources/media-centre/media-releases/northern-alberta-wildfire-costliest-insured-natural-disaster-in-canadian-history>>.

Jain, P., Wang, X. et Flannigan, M.D. « Trend analysis of fire season length and extreme fire weather in North America between 1979 and 2015 », *International Journal of Wildland Fire*, vol. 26, 2017, pp. 1009–1020. doi:10.1071/WF17008

Jeong, D.I. et Sushama, L. « Rain-on-snow events over North America based on two Canadian regional climate models », *Climate Dynamics*, 2017. doi:10.1007/s00382-017-3609-x

Kam, J., Knutson, T.R., Zeng, F. et Wittenberg, A.T. « Record annual mean warmth over Europe, the northeast Pacific, and the northwest Atlantic during 2014: assessment of anthropogenic influence », dans *Explaining Extreme Events of 2014 from a Climate Perspective, Bulletin of the American Meteorological Society*, vol. 96, 2015, pp. S61-S65. doi:10.1175/BAMS-D-15-00101.1

Kam, J., Knutson, T.R., Zeng, F. et Wittenberg, A.T. « CMIP5 model-based assessment of anthropogenic influence on highly anomalous Arctic warmth during November-December 2016 », dans *Explaining extreme events of 2016 from a climate perspective, Bulletin of the American Meteorological Society*, vol. 98, 2017, pp. S34-S38. doi:10.1175/BAMS-D-17-0115.1

Kharin, V.V., Flato, G.M., Zhang, X., Gillett, N.P., Zwiers, F. et Anderson, K. « Risks from climate extremes change differently from 1.5°C to 2.0°C depending on rarity », *Earth's Future*, vol. 6, 2018, pp. 704-715.

Kharin, V.V., Zwiers, F.W., Zhang, X. et Wehner, M. « Changes in temperature and precipitation extremes in the MCIP5 ensemble », *Climatic Change*, vol. 119, 2013, pp. 345-357. doi:10.1007/s10584-013-0705-8

Kim, Y.-H., Min, S.-K., Zhang, X., Zwiers, F., Alexander, L.V., Donat, M.G. et Tung, Y.-S. « Attribution of extreme temperature changes during 1951-2010 », *Climate Dynamics*, vol. 46, 2015, pp. 1769-1782. doi: 10.1007/s00382-015-2674-2

Kirchmeier-Young, M.C., Zwiers, F.W., Gillett, N.P. et Cannon, A.J. « Attributing extreme fire risk in Western Canada to human emissions », *Climatic Change*, vol. 144, 2017a, pp. 365–379. doi:10.1007/s10584-017-2030-0

Kirchmeier-Young, M.C., Zwiers, F.W. et Gillett, N.P. « Attribution of extreme events in Arctic sea ice extent », *Journal of Climate*, vol. 30, 2017 b, pp. 553-571. doi:10.1175/JCLI-D-16-0412.1

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 climatique 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. Version anglaise doi:10.1017/CBO9781107415324.008

Kochtubajda, B., Flannigan, M.D., Gyakum, J.R., Stewart, R.E., Logan, K.A. et Nguyen, T.-V. « Lightning and fires in the Northwest Territories and responses to future climate change », *Arctic*, vol. 59, 2006, pp. 211–221.

Kovacs, P. et Thistlethwaite, J. « Industrie », dans *Vivre avec les Changements Climatiques au Canada : Perspectives des secteurs relatives aux impacts et à l'adaptation*, F.J. Warren et D.S. Lemmen, (éd.), gouvernement du Canada, Ottawa, ON, 2014, pp. 135-158.

Krasting, J.P., Broccoli, A.J., Dixon, K.W. et Lanzante, J.R. « Future changes in Northern Hemisphere snowfall », *Journal of Climate*, vol. 26, 2013, pp. 7813-7828 doi:10.1175/JCLI-D-12-00832.1

Li, G., Zhang, X., Cannon, A.J., Murdock, T., Sobie, S., Zwiers, F.W., Anderson, K. et Qian, B. « Indices of Canada's future climate for general and agricultural adaptation applications », *Climatic Change*, vol. 148, 2018, pp. 249-263.

Marvel, K. et Bonfils, C. « Identifying external influences on global precipitation », *Proceedings of the National Academy of Sciences*, vol. 110, 2013, 6 p. doi:10.1073/pnas.1314382110

Mekis, É. et Vincent, L.A. « An overview of the second generation adjusted daily precipitation dataset for trend analysis in Canada », *Atmosphere-Ocean*, vol. 49, 2011, pp. 163–177. doi:10.1080/07055900.2011.583910

Mekis, É., Vincent, L.A., Shephard, M.W. et Zhang, X. « Observed trends in severe weather conditions based on humidex, wind chill, and heavy rainfall events in Canada for 1953–2012 », *Atmosphere-Ocean*, vol. 53, 2015, pp. 383-397. doi:10.1080/07055900.2015.1086970

Milewska, E. et Hogg, W.D. (2001): « Spatial representativeness of a long-term climate network in Canada », *Atmosphere Ocean*, vol. 39, 2001, pp. 145-161.

Milewska, E. et Hogg, W.D. « Continuity of climatological observations with automation – temperature and precipitation amounts from AWOS (Automated Weather Observing System) », *Atmosphere-Ocean*, vol. 40, 2002, pp. 333–359. doi:10.3137/ao.400304

Milewska, E.J. et Vincent, L.A. « Preserving continuity of long-term daily maximum and minimum temperature observations with automation of reference climate stations using overlapping data and meteorological conditions », *Atmosphere-Ocean*, vol. 54, 2016, pp. 32-47. doi:10.1080/07055900.2015.1135784

Milewska, E.J., Vincent, L.A., Hartwell, M., Charlesworth, K. et Mekis, É. « Adjusting precipitation amounts from Geonor and Pluvio automated weighing gauges to preserve continuity of observations in Canada », *Canadian Water Resources Journal*, sous presse.

Min, S.-K., Zhang, X. et Zwiers, F.W. « Human-induced Arctic moistening », *Science*, vol. 320, 2008, pp. 518-520. doi:10.1126/science.1153468

Min, S.-K., Zhang, X., Zwiers, F.W. et Hegerl, G.C. « Human contribution to more intense precipitation extremes », *Nature*, vol. 470, 2011, pp. 378-381. doi:10.1038/nature09763

Min, S.-K., Zhang, X., Zwiers, F., Shiogama, H., Tung, Y.-S. et Wehner, M. « Multi-model detection and attribution of extreme temperature changes », *Journal of Climate*, vol. 26, 2013, pp. 7430-7451. doi: 10.1175/JCLI-D-12-00551.1

Murdock, T.Q., Cannon, A.J. et Sobie, S.R. *Statistical downscaling of future climate projections for North America*, Pacific Climate Impacts Consortium, Prepared for Environment Canada, Victoria, Canada, 2014, 37 p., <https://www.pacificclimate.org/sites/default/files/publications/PCIC_EC_downscaling_report_2014.pdf>.

Najafi, M.R., Zwiers, F.W. et Gillett, N.P. « Attribution of Arctic temperature change to greenhouse-gas and aerosol influences », *Nature Climate Change*, vol. 5, 2015, pp. 246–249. doi:10.1038/nclimate2524

Najafi, M.R., Zwiers, F. et Gillett, N. « Attribution of the observed spring snowpack decline in British Columbia to anthropogenic climate change », *Journal of Climate*, vol. 30, 2017a, pp. 4113–4130.

Najafi, M.R., Zwiers, F.W. et Gillett, N.P. « Attribution of observed streamflow changes in key British Columbia drainage basins », *Geophysical Research Letters*, vol. 44, 2017b, pp. 11012–11020.

NASEM (National Academies of Science, Engineering, and Medicine). *Attribution of extreme weather events in the context of climate change*, The National Academies Press, Washington, District of Columbia, 2016. doi:10.17226/21852

OMM (Organisation météorologique mondiale) « Atlas of mortality and economic losses from weather, climate and water extremes (1970-2012) », WMO-No. 1123, 2014.

Osborn, T.J. et Jones, P.D. « The CRUTEM4 land-surface air temperature data set: construction, previous versions and dissemination via Google Earth », *Earth System Science Data*, vol. 6, 2014, pp. 61–68. doi:10.5194/essd-6-61-2014

Partain, J.L., Alden, S., Bhatt, U.S., Bieniek, P.A., Brettschneider, B.R., Lader, R.T., Olsson, P.Q., Rupp, T.S., Strader, H., Thoman, R.L., Walsh, J., York, A.D. et Ziel, R.H. « An assessment of the role of anthropogenic climate change in the Alaska fire season of 2015 », dans *Explaining Extreme Events of 2015 from a Climate Perspective*, *Bulletin of the American Meteorological Society*, vol. 97, 2016, pp. S14-S18. doi:10.1175/BAMS-D-16-0149.1

Podur, J., Martell, D. L., et Knight, K. « Statistical quality control analysis of forest fire activity in Canada », *Canadian Journal of Forest Research*, vol. 32, 2002, pp. 195–205. doi: 10.1139/X01-183

Screen, J.A. et Simmonds, I. « Declining summer snowfall in the Arctic: causes, impacts and feedbacks », *Climate Dynamics*, vol. 38, 2012, pp. 2243-2256.

Shephard, M.W., Mekis, E., Morris, R.J., Feng, Y., Zhang, X., Kilcup, K. et Fleetwood, R. « Trends in Canadian short-duration extreme rainfall: Including an Intensity-Duration-Frequency Perspective », *Atmosphere-Ocean*, vol. 52, 2014, pp. 398-417.

Szeto, K., Brimelow, J., Gysbers, P. et Stewart, R. « The 2014 extreme flood on the southeastern Canadian Prairies », dans *Explaining Extreme Events of 2014 from a Climate Perspective, Bulletin of the American Meteorological Society*, vol. 96, 2015, pp. S20-S24. doi:10.1175/BAMS-D-15-00110

Szeto, K., Zhang, X., White, R.E. et Brimelow, J. « The 2015 extreme drought in western Canada », dans *Explaining Extreme Events of 2015 from a Climate Perspective, Bulletin of the American Meteorological Society*, vol. 97, 2016, pp. S42-S46. doi:10.1175/BAMS-D-16-0147.1

Tett, S.F.B., Falk, A., Rogers, M., Spuler, F., Turner, C., Wainwright, J., Dimdore-Miles, O., Knight, S., Freychet, N., Mineter, M.J. et Lehmann, C.E.R. « Anthropogenic forcings and associated changes in fire risk in western North America and Australia during 2015/16 », dans *Explaining Extreme Events of 2016 from a Climate Perspective, Bulletin of the American Meteorological Society*, vol. 98, 2017, pp. S60-S64. doi:10.1175/BAMS-D-17-0096.1

Teufel, B., Diro, G.T., Whan, K., Milrad, S.M., Jeong, D.I., Ganji, A., Huziy, O., Winger, K., Gyakum, J.R., de Elia, R., Zwiers, F.W. et Sushama, L. (2017): « Investigation of the 2013 Alberta flood from weather and climate perspectives », *Climate Dynamics*, vol. 48, p. 2881–2899. doi:10.1007/s00382-016-3239-8

Vincent, L.A., Milewska, E.J., Wang, X.L. et Hartwell, M.M. « Uncertainty in homogenized daily temperatures and derived indices of extremes illustrated using parallel observations in Canada », *International Journal of Climatology*, vol. 38, 2017, pp. 692-707. doi:10.1002/joc.5203

Vincent, L.A., Wang, X.L., Milewska, E.J., Wan, H., Yang, F. et Swail, V. « A second generation of homogenized Canadian monthly surface air temperature for climate trend analysis », *Journal of Geophysical Research*, vol. 117, 2012, 13 p. doi:10.1029/2012JD017859

Vincent, L.A., Zhang, X., Bonsal, B.R. et Hogg, W.D. « Homogenization of daily temperatures over Canada », *Journal of Climate*, vol. 15, 2002, pp. 1322-1334.

Vincent, L.A., Zhang, X., Brown, R.D., Feng, Y., Mekis, E., Milewska, E.J., Wan, H. et Wang, X.L. « Observed trends in Canada's climate and influence of low-frequency variability modes », *Journal of Climate*, vol. 28, 2015, pp. 4545–4560. doi: <http://dx.doi.org/10.1175/JCLI-D-14-00697.1>

Vincent, L.A., Zhang, X., Mekis, E., Wan, H. et Bush, E.J. « Monitoring changes in Canada's climate: Trends in temperature and precipitation indices based on daily monitoring data », *Atmosphere-Ocean*, 2018.

Wan, H., Zhang, X., Zwiers, F. et Min, S.-K. « Attributing Northern high-latitude precipitation change over the period 1966-2005 to human influence », *Climate Dynamics*, vol. 45, 2014, pp. 1713-1726. doi: 10.1007/s00383-014-2423-y

Wan, H., Zhang, X. and Zwiers, F.W. « Human influence on Canadian temperatures », *Climate Dynamics*, vol. 51, 2018, pp. 1–16.

Wang, X.L., Chen, H., Wu, Y., Feng, Y. et Pu, Q. (2010): « New techniques for detection and adjustment of shifts in daily precipitation data series », *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, vol. 49, p. 2416-2436. doi:10.1175/2010JAMC2376.1

Wang, X.L., Feng, Y. et Vincent, L.A. « Observed changes in one-in-20 year extremes of Canadian surface air temperatures », *Atmosphere-Ocean*, vol. 52, 2014, pp. 222-231. doi:10.1080/07055900.2013.818526

Wang, X., Thompson, D. K., Marshall, G. A., Tymstra, C., Carr, R. et Flannigan, M.D. « Increasing frequency of extreme fire weather in Canada with climate change », *Climatic Change*, vol. 130, 2015, pp. 573–586. doi:10.1007/s10584-015-1375-5

Wang, X.L., Wen, Q.H. et Wu, Y. « Penalized maximal t test for detecting undocumented mean change in climate data series », *Journal of Applied Meteorology and Climatology*, vol. 46, 2007, pp. 916-931. doi:10.1175/JAM2504.1

Wang, Z., Jiang, Y., Wan, H., Yan, J. et Zhang, X. « Detection and attribution of changes in extreme temperatures at regional scale », *Journal of Climate*, vol. 30, 2017, pp. 7035-7047.

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: 10.5191/hess-20-1483-2016

Westra, S., Alexander, L.V. et Zwiers, F.W. « Global increasing trends in annual maximum daily precipitation », *Journal of Climate*, vol. 26, 2013, pp. 3904–3918. doi:10.1175/JCLI-D-12-00502.1

Wolter, K., Hoerling, M., Eischeid, J.K., van Oldenborgh, G.J., Quan, X.-W., Walsh, J.E., Chase, T.N. et Dole, R.M. « How unusual was the cold winter of 2013/14 in the upper Midwest », dans *Explaining Extreme Events of 2014 from a Climate Perspective*, *Bulletin of the American Meteorological Society*, vol. 96, 2015, pp. S10-S14. doi:10.1175/BAMS-D-15-0126.1

Wotton, B.M. « Interpreting and using outputs from the Canadian Forest Fire Danger Rating System in research applications », *Environmental and Ecological Statistics*, vol. 16, 2009, pp. 107–131. doi:10.1007/s10651-007-0084-2.

Wotton, B.M., Nock, C.A. et Flannigan, M.D. « Forest fire occurrence and climate change in Canada », *International Journal of Wildland Fire*, vol. 19, 2010, pp. 253–271. doi:10.1071/WF09002

Yu, B. et Zhang, X. « A physical analysis of the severe 2013/2014 cold winter in North America », *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, vol. 120, 2015, pp. 10149-10165. doi:10.1002/2015JD02116

Zhang, R. et Knutson, T.R. « The role of global climate change in the extreme low summer Arctic sea ice extent in 2012 », dans *Explaining Extreme Events of 2012 from a Climate Perspective*, *Bulletin of the American Meteorological Society*, vol. 94, 2013, pp. S23–S26.

Zhang, X., Wan, H., Zwiers, F.W., Hegerl, G.C. et Min, S.-K. « Attributing intensification of precipitation extremes to human influence », *Geophysical Research Letters*, vol. 40, 2013, pp. 5252-5257. doi: 10.1002/grl.51010



Zhang, X., Zwiers, F.W., Li, G., Wan, H. et Cannon, A.J. « Complexity in estimating past and future extreme short-duration rainfall », *Nature Geoscience*, vol. 10, 2017. doi: 10.1038/ngeo2911

Zhang, X., Zwiers, F.W. et Stott, P. « Multi-model multi-signal climate change detection at regional scale », *Journal of Climate*, vol. 19, 2006, pp. 4294-4307.

Zwiers, F.W., Zhang, X. et Feng, Y. « Anthropogenic influence on long return period daily temperature extremes at regional scales », *Journal of Climate*, vol. 24, 2011, pp. 881-892. doi:10.1175/2010JCLI3908.1





CHAPITRE 5

Évolution de la neige, de la glace et du pergélisol à l'échelle du Canada

RAPPORT SUR LE CLIMAT CHANGEANT DU CANADA



Gouvernement
du Canada

Government
of Canada

Canada



Auteurs

Chris Derksen, Environnement et Changement climatique Canada

David Burgess, Ressources naturelles Canada

Claude Duguay, Université de Waterloo

Stephen Howell, Environnement et Changement climatique Canada

Lawrence Mudryk, Environnement et Changement climatique Canada

Sharon Smith, Ressources naturelles Canada

Chad Thackeray, University of California, Los Angeles

Megan Kirchmeier-Young, Environnement et Changement climatique Canada

Citation recommandée : Derksen, C., D. Burgess, C. Duguay, S. Howell, L. Mudryk, S. Smith, C. Thackeray et M. Kirchmeier-Young. « Évolution de la neige, de la glace et du pergélisol à l'échelle du Canada », chapitre 5 du Rapport sur le climat changeant du Canada, E. Bush et D.S. Lemmen (éd.), gouvernement du Canada, Ottawa, Ontario, 2019, p. 195–260.



Table des matières du chapitre

DÉFINITIONS

MESSAGES CLÉS DU CHAPITRE (PAR SECTION)

RÉSUMÉ

5.1 : Introduction

5.2 : Manteau neigeux

5.2.1 : Changements observés du manteau neigeux

5.2.2 : Changements projetés du manteau neigeux

5.3 : Glace marine

5.3.1 : Changements observés de la glace marine

Encadré 5.1 : L'influence des changements climatiques d'origine humaine sur l'étendue de la glace marine extrêmement faible dans les régions subarctiques en 2012

5.3.2 : Changements projetés de la glace marine

FAQ 5.1 : Où se trouvera la dernière zone de glace marine dans l'Arctique?

5.4 : Glaciers et calottes glaciaires

5.4.1 : Changements observés des glaciers et des calottes glaciaires

5.4.2 : Changements projetés des glaciers et des calottes glaciaires

5.5 : Glace des lacs et des rivières

5.5.1 : Changements observés de la glace des lacs et des rivières

5.5.2 : Changements projetés de la glace des lacs et des rivières

5.6 : Pergélisol

5.6.1 : Changements observés du pergélisol

5.6.2 : Changements projetés du pergélisol

5.7 : Analyse

A photograph of a snowy mountain landscape. The scene shows a snow-covered mountain slope with large, dark rocks scattered across it. In the foreground, there is a body of water, possibly a stream or a lake, reflecting the light. The background features more snow-capped mountain peaks under a clear sky. A white rectangular text box is overlaid on the center of the image, containing French text.

Ce chapitre présente des données probantes indiquant que la neige, la glace et le pergélisol changent à l'échelle du Canada en raison d'une hausse des températures et des changements des précipitations.

Messages clés du chapitre

5.2: Manteau neigeux

La partie de l'année où le manteau neigeux est présent a diminué dans presque tout le Canada (*degré de confiance très élevé*²³), tout comme l'accumulation de neige saisonnière (*degré de confiance moyen*). Depuis 1981, la fraction du manteau neigeux a diminué de 5 % à 10 % par décennie en raison de l'apparition plus tardive de la neige et de l'arrivée précoce de la fonte printanière. Depuis 1981, l'accumulation de neige saisonnière a diminué de 5 % à 10 % par décennie, à l'exception du sud de la Saskatchewan et de certaines régions de l'Alberta et de la Colombie-Britannique (augmentations de 2 % à 5 % par décennie).

Il est *très probable* que la durée du manteau neigeux diminue jusqu'au milieu du siècle au Canada en raison des hausses de la température de l'air à la surface dans tous les scénarios d'émissions. Les différences du manteau neigeux printanier projeté en fonction de scénarios font leur apparition à la fin du siècle, avec une perte de neige stabilisée dans un scénario d'émissions moyennes, mais une perte de neige continue dans un scénario d'émissions élevées (*degré de confiance élevé*). Une réduction de 5 % à 10 % par décennie de l'accumulation de neige saisonnière est projetée jusqu'au milieu du siècle pour une grande partie du sud du Canada; seuls de légers changements de l'accumulation de neige sont projetés pour les régions nordiques du Canada (*degré de confiance moyen*).

5.3: Glace marine

Dans l'Arctique canadien, la glace marine pluriannuelle est remplacée par une glace marine saisonnière plus mince (*degré de confiance très élevé*). La zone de glace marine en été (surtout celle de la glace pluriannuelle) a diminué dans tout l'Arctique canadien à un taux de 5 % à 20 % par décennie depuis 1968 (selon la région); la zone de glace marine en hiver dans l'Est du Canada a diminué de 8 % par décennie.

Il est *très probable* que les hausses de températures prévues dans tous les scénarios d'émissions entraînent une réduction continue de la zone de glace marine dans tout l'Arctique canadien en été et sur la côte est en hiver. La plupart des régions marines de l'Arctique canadien seront exemptes de glace marine durant une partie de l'été d'ici 2050 (*degré de confiance moyen*), même si la région située au nord de l'archipel arctique canadien et du Groenland sera la dernière région de l'Arctique où la glace pluriannuelle sera présente en été (*degré de confiance très élevé*). La glace pluriannuelle dérivera donc dans le passage du Nord Ouest (et présentera un danger de navigation pour le transport des marchandises), même lorsque l'océan Arctique sera exempt de glace marine durant l'été.

23 Le présent rapport utilise le même langage calibré pour l'incertitude que le cinquième rapport d'évaluation du GIEC. Les cinq termes suivants sont utilisés pour exprimer le degré de confiance évalué dans les constatations selon la disponibilité, la qualité et la cohérence des preuves : très faible, faible, moyen, élevé, très élevé. Les termes suivants sont utilisés pour indiquer la probabilité évaluée d'un résultat : quasiment certain (probabilité de l'ordre de 99 % à 100 %), extrêmement probable (probabilité de l'ordre de 95 % à 100 %), très probable (probabilité de l'ordre de 90 % à 100 %), probable (probabilité de l'ordre de 66 % à 100 %), à peu près aussi probable qu'improbable (probabilité de l'ordre de 33 % à 66 %), improbable (probabilité de l'ordre de 0 % à 33 %), très improbable (probabilité de l'ordre de 0 % à 10 %), extrêmement improbable (probabilité de l'ordre de 0 % à 5 %), exceptionnellement improbable (probabilité de l'ordre de 0 % à 1 %). Ces termes sont insérés en caractères italiques dans le texte. Voir le chapitre 1 pour plus de précisions.

5.4: Glaciers et calottes glaciaires

Les glaciers arctiques et alpins du Canada se sont amincis au cours des cinq dernières décennies en raison de la hausse des températures de surface; les taux de perte de masse sont sans précédent sur une période de plusieurs millénaires (*degré de confiance très élevé*). La perte de masse des glaciers et des calottes glaciaires dans l'Arctique canadien représente le troisième facteur cryosphérique en importance quant à l'incidence sur la hausse mondiale du niveau de la mer (après les Inlandsis du Groenland et de l'Antarctique) (*degré de confiance très élevé*).

Selon un scénario d'émissions moyennes, on projette que les glaciers de toute la Cordillère de l'Ouest perdront de 74 % à 96 % de leur volume d'ici la fin du siècle (*degré de confiance élevé*). Par conséquent, un déclin de l'écoulement d'eau de fonte glaciaire dans les rivières et les ruisseaux (avec des répercussions sur la disponibilité de l'eau douce) se présentera d'ici le milieu du siècle (*degré de confiance moyen*). La plupart des petites calottes glaciaires et platesformes de glace de l'Arctique canadien disparaîtront d'ici 2100 (*degré de confiance très élevé*).

5.5: Glace des lacs et des rivières

La durée de la couverture de glace saisonnière des lacs a diminué dans l'ensemble du Canada au cours des cinq dernières décennies en raison de la formation de glace tardive à l'automne et de la débâcle printanière précoce (*degré de confiance élevé*). La couverture de glace saisonnière maximale des Grands Lacs varie fortement depuis 1971 (*degré de confiance très élevé*), sans présenter de tendance importante.

La débâcle printanière des lacs aura lieu de 10 à 25 jours plus tôt d'ici le milieu du siècle, et l'englacement à l'automne aura lieu de 5 à 15 jours plus tard, selon le scénario d'émissions et les caractéristiques propres au lac, comme la profondeur (*degré de confiance moyen*).

5.6: Pergélisol

La température du pergélisol a augmenté au cours des trois et quatre dernières décennies (*degré de confiance très élevé*). Les observations régionales révèlent un taux de réchauffement d'environ 0,1 °C par décennie dans la partie centrale de la vallée du Mackenzie et de 0,3 °C à 0,5 °C par décennie dans l'Extrême-Arctique. L'épaisseur de la couche active a augmenté d'environ 10 % depuis 2000 dans la vallée du Mackenzie. Une formation généralisée de formes de relief thermokarstiques a été observée dans tout le Nord du Canada.

Des hausses de la température moyenne de l'air dans les régions pergélisolées sont projetées selon tous les scénarios d'émissions, entraînant un réchauffement et un dégel continu du pergélisol sur de grandes superficies d'ici le milieu du siècle (*degré de confiance élevé*), avec des répercussions sur les infrastructures nordiques et sur le cycle de carbone.

Résumé

Au cours des trois dernières décennies, la proportion des régions terrestres et marines du Canada qui sont couvertes de neige et de glace a diminué, et les températures du pergélisol ont augmenté (voir la figure 5.1). Ces changements de la cryosphère canadienne sont compatibles avec ceux observés dans d'autres régions nordiques (l'Alaska, l'Europe du Nord et la Russie).

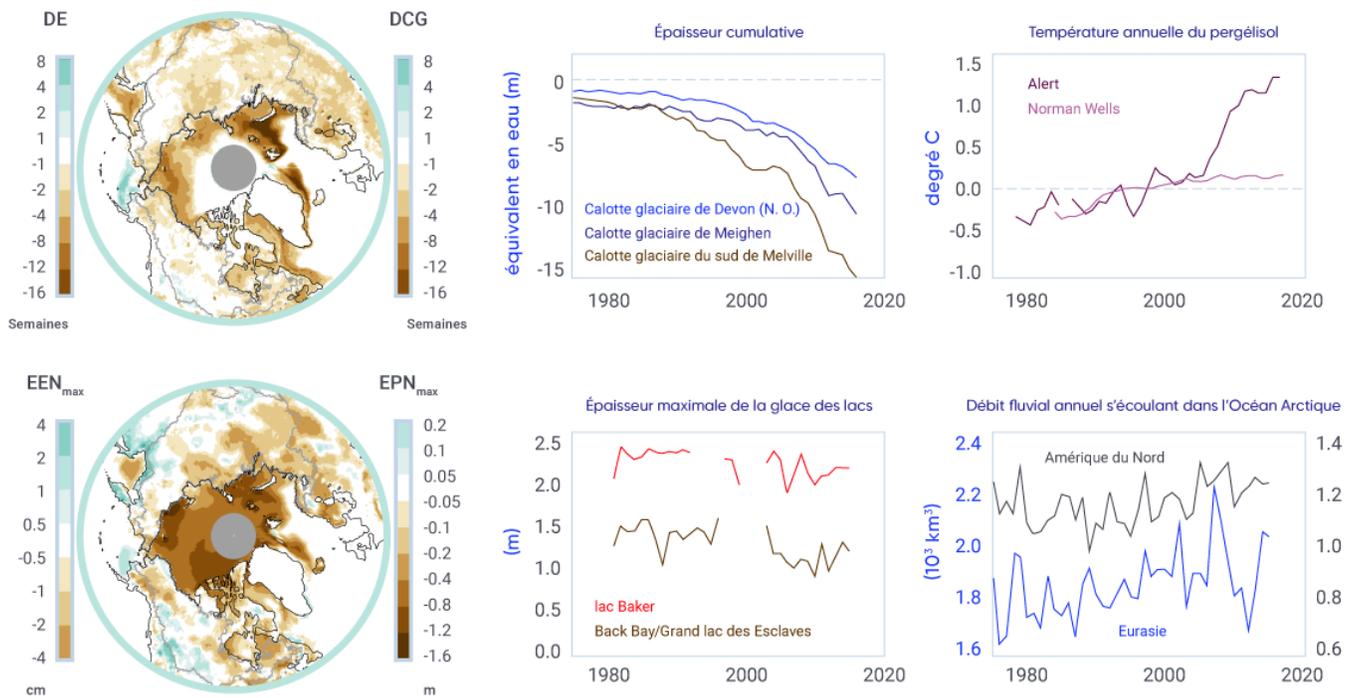


Figure 5.1: Indicateurs de changements de la cryosphère en conséquence du réchauffement

Gauche : Différence de la durée d'enneigement (DE) et de la durée de la couverture de glace marine (DCG; supérieure); et de l'équivalent en eau de neige saisonnier maximal (EEN_{max}) et de l'épaisseur de la glace marine saisonnière maximale (EGM_{max} ; inférieure) entre les périodes de 2006 à 2015 et de 1981 à 1990. Droite : Série temporelle de changement de volume spécifique cumulatif (le total cumulé du bilan de masse en surface de la calotte glaciaire divisé par la superficie de la calotte glaciaire) pour trois calottes glaciaires de l'Arctique canadien; température au sol moyenne annuelle dans la partie subarctique de la vallée du Mackenzie (Norman Wells) et dans l'Extrême-Arctique (Alert) par rapport à la moyenne de 1988 à 2007; épaisseur annuelle maximale de la glace des lacs (Grand lac des Esclaves, Territoires du Nord-Ouest, et lac Baker, Nunavut); et débit fluvial annuel total des rivières qui s'écoulent dans l'océan Arctique de l'Amérique du Nord et de l'Eurasie.

SOURCE DES FIGURES : DE ET L'EEN D'APRÈS UN MÉLANGE DE CINQ PRODUITS RELATIFS À LA NEIGE; LA DCG D'APRÈS DES DONNÉES PAR SATELLITE EN MICRO-ONDES PASSIVES; ET EGM D'APRÈS LA NOUVELLE ANALYSE DU VOLUME DE LA GLACE MARINE DANS L'ARCTIQUE AU MOYEN DU SYSTÈME DE MODÉLISATION DE LA GLACE ARCTIQUE ET D'ASSIMILATION (PIOMAS). LES DONNÉES SUR LE VOLUME DE LA CALOTTE GLACIAIRE VIENNENT DE DAVID BURGESS, RESSOURCES NATURELLES CANADA; CELLES SUR LA TEMPÉRATURE AU SOL, DE SHARON SMITH, RESSOURCES NATURELLES CANADA; CELLES SUR L'ÉPAISSEUR DE LA GLACE DES LACS, DE CLAUDE DUGUAY, UNIVERSITÉ DE WATERLOO; CELLES SUR LE DÉBIT FLUVIAL DANS L'ARCTIQUE, DE STEPHEN DERY, UNIVERSITY OF NORTHERN BRITISH COLUMBIA.

La fraction du manteau neigeux (FMN) a diminué dans l'ensemble du Canada pendant la période de 1981 à 2015 en raison de l'apparition tardive du manteau neigeux et de la fonte des neiges précoces au printemps. La variabilité régionale et saisonnière des tendances de la FMN témoigne de la variabilité interne du climat dans les tendances de la température de surface. Au cours de la même période, l'équivalent en eau de neige saisonnier maximal (EEN_{max}), qui représente une indication de la neige saisonnière accumulée qui est disponible pour la fonte printanière, a diminué dans les Maritimes, dans le sud de l'Ontario et sur presque toutes les superficies canadiennes au nord du 55^e degré de latitude nord, tandis qu'il a augmenté dans le sud de la Saskatchewan et dans certaines régions de l'Alberta et de la Colombie-Britannique.

D'importantes réductions de la zone de glace marine au cours de la période de 1968 à 2016 étaient évidentes en été et à l'automne dans tout l'Arctique canadien (de 5 % à 20 % par décennie, selon la région) et en hiver et au printemps dans les eaux de l'est du Canada (de 5 % à 10 % par décennie). Dans l'Arctique canadien, la glace marine pérenne est remplacée par une glace marine saisonnière plus mince : les pertes pluriannuelles de glace sont les plus grandes dans la mer de Beaufort et dans l'archipel arctique canadien (AAC), frisant les 10 % par décennie. Des registres de 60 ans portant sur l'épaisseur de la glace marine de rive comportent des preuves d'amincissement de la glace dans l'AAC.

Les glaciers du Canada ont reculé au cours du dernier siècle, avec une accélération rapide des pertes de superficie et de masse au cours de la dernière décennie, surtout en raison de la température de l'air en hausse. Le taux récent de perte de masse est sans précédent depuis des millénaires. La couverture de glace des lacs change partout au Canada, principalement sous l'effet de la débâcle printanière précoce. La durée de la couverture de glace saisonnière a diminué pour environ 80 % des lacs de l'Arctique entre 2002 et 2015. Dans les parties centrales et du sud de la vallée du Mackenzie, le pergélisol s'est réchauffé à un rythme d'environ 0,2 °C par décennie depuis le milieu des années 1980. Tout en étant modestes, ces hausses sont importantes parce que la température du pergélisol dans ces régions s'approche actuellement de zéro; le sol est donc susceptible de dégel. Dans l'Extrême-Arctique, la température du pergélisol a augmenté à un rythme supérieur à celui de la région subarctique, allant de 0,7 °C à 1 °C par décennie.

Ces changements de la cryosphère au cours des dernières décennies représentent en grande partie une réaction aux températures de surface en hausse. La variabilité régionale et saisonnière s'explique par la variabilité climatique naturelle des tendances de la température de surface, par les changements de quantité et de phase (pluie ou neige) de précipitations et par les influences éloignées du système climatique mondial (comme la variation de la circulation océanique et de la température à la surface de la mer). Les changements de composantes individuelles de la cryosphère sont interconnectés. À titre d'exemple, la neige est un isolant efficace; ainsi, les changements du moment de l'apparition du manteau neigeux et de l'accumulation saisonnière de neige influent fortement sur la température du sol sousjacent et sur l'épaisseur de la glace des lacs et des mers.

D'autres changements de la cryosphère au cours des décennies à venir sont quasiment certains, étant donné qu'on projette une hausse des températures selon tous les scénarios d'émissions futures. Des preuves rigoureuses montrent que l'étendue du manteau neigeux et l'accumulation de neige, la couverture de la glace marine et l'épaisseur générale de celle-ci, de même que la masse de glace terrestre continueront de diminuer dans l'ensemble du Canada tout au long du XXI^e siècle. La plupart des régions marines de l'Arctique canadien pourraient être exemptes de glace marine durant au moins un mois en été d'ici 2050, mais il y aura toujours de la glace marine le long de la côte nord de l'AAC. La réduction de la masse des glaciers dans l'Ouest du Canada aura une incidence sur l'ampleur et la saisonnalité de l'écoulement fluvial, ayant un effet sur la disponibilité de l'eau douce à usage humain. Le réchauffement conduira à une perte du pergélisol et à l'altération du paysage au fil du dégel. Ces changements de la cryosphère ne seront pas spatialement uniformes en raison des effets régionaux de la variabilité du climat naturel à des échelles temporelles décennales et multidécennales.

5.1: Introduction

Le terme « cryosphère » désigne les endroits de la Terre où l'eau est gelée; il englobe la neige, la glace marine, la glace terrestre (glaciers et calottes glaciaires), la glace d'eau douce (glace des lacs et des rivières), le pergélisol et le sol subissant un gel saisonnier. Même si le terme peut ne pas être bien connu de l'ensemble des Canadiens, la cryosphère est une composante déterminante du paysage du Canada durant une partie au moins de chaque année, et durant toute l'année aux hautes latitudes et élévations.

La cryosphère remplit un rôle clé dans le système climatique en influençant la réflectivité de la surface (albédo – la neige et la glace reflètent grandement l'énergie solaire reçue; voir le chapitre 2, encadré 2.3), le transfert de chaleur (la neige est un isolant hautement efficace du sol sous-jacent ou de la glace sous-jacente) et les processus hydrologiques (emménagement et ruissellement des eaux). La cryosphère présente aussi des liens importants avec l'écosystème, puisque de nombreux organismes se sont adaptés à la vie dans ou sur la neige et la glace. Il s'agit entre autres des communautés microbiennes distinctes, des phoques et des ours polaires, qui dépendent de la glace marine aux fins de reproduction, d'alimentation et de mobilité. La couverture de glace a une influence sur la saison de croissance des algues, la température de l'eau et le niveau d'oxygène, en plus de permettre aux espèces sauvages de parvenir au rivage et de traverser les plans d'eau. L'état de la cryosphère influe aussi sur l'économie canadienne en assurant l'approvisionnement en eau douce provenant de la neige et des glaciers pour un usage humain pendant les périodes de fonte, ayant une incidence sur les opérations extracôtières et de transport maritime, facilitant le transport et l'extraction des ressources dans le Nord du Canada au moyen des routes de glace et soutenant les loisirs hivernaux. De plus, la cryosphère contribue à un large éventail de dangers comme les crues printanières, les avalanches ainsi que l'instabilité du paysage au fil du dégel du pergélisol. La cryosphère revêt en outre une importance cruciale dans les modes de vie traditionnels de nombreuses collectivités autochtones, surtout dans la région du Nord. En plus d'influencer l'abondance et l'emplacement des ressources terrestres, marines et d'eau douce dont dépendent ces collectivités, la neige, la glace et le pergélisol ont aussi une incidence sur l'accès à ces ressources.

Ce chapitre présente une évaluation des changements observés et projetés de la cryosphère canadienne. Il s'agit d'une mise à jour d'un examen réalisé dans le cadre de l'année polaire internationale de 2007–2008 (Derksen et coll., 2012) et d'un aperçu antérieur du climat changeant du Canada (Bush et coll., 2014), ainsi qu'un complément d'évaluations récentes de la cryosphère mondiale (Vaughan et coll., 2013) et de l'Arctique (AMAP, 2017a). S'il y a lieu, on présente la plus longue des ensembles de données disponibles des mesures continues de la surface venant de sites d'observation (par exemple, le bilan massique des glaciers, la température du pergélisol). Autrement, on utilise des ensembles de données validés de télédétection et de modèles de surface du sol pour présenter des renseignements sur de grandes superficies (par exemple, la concentration de glace marine, la fraction du manteau neigeux, la couverture de glace des lacs). Les périodes historiques varient entre les composantes de la cryosphère, selon les données disponibles, mais elles vont à tout le moins de 1981 à aujourd'hui. Les changements projetés de la cryosphère sont fondés sur des simulations ultramodernes de modèles climatiques venant de la cinquième phase du Projet d'intercomparaison de modèles couplés (CMIP5) (<https://esgf-node.llnl.gov/projects/cmip5/>) (voir le chapitre 3, encadré 3.1). Dans certains cas, ces modèles simulent des variables qui peuvent être directement comparées avec les observations – par exemple, la fraction du manteau neigeux. Dans d'autres cas, l'analyse des projections de modèles est plus complexe, soit parce que les modèles ne simulent pas directement la variable d'intérêt (p. ex. la région pergélisolée doit être déduite d'après la température au sol) ou la résolution spatiale des modèles mondiaux est trop grossière pour donner de l'information sur des caractéristiques d'intérêt individuelles (c.à.d. des lacs ou des glaciers en particulier) (voir le chapitre 3, figure 3.2 pour une explication des modèles).

Les changements de température et de précipitations constituent les principaux facteurs de variabilité et de changement dans la cryosphère – ces variables sont discutées pour l'ensemble du Canada dans le chapitre 4. La température influe sur le moment, la durée et l'intensité des périodes de fonte, ainsi que sur la question de savoir si les précipitations se présentent sous forme de pluie ou de neige. Les événements de chute de neige déterminent l'accumulation de neige saisonnière, une couche réfléchissante et isolante importante, tandis que les changements de la profondeur de la neige influent sur l'épaisseur de la glace (celle des lacs et des mers) et sur la température au sol.

5.2: Manteau neigeux

Message clé

La partie de l'année où le manteau neigeux est présent a diminué dans la majeure partie du Canada (*degré de confiance très élevé*), tout comme l'accumulation de neige saisonnière (*degré de confiance moyen*). Depuis 1981, la fraction du manteau neigeux a diminué entre 5 % et 10 % par décennie en raison de l'apparition plus tardive de la neige et de l'arrivée précoce de la fonte printanière. Depuis 1981, l'accumulation de neige saisonnière a diminué de 5 % à 10 % par décennie, à l'exception du sud de la Saskatchewan et de certaines régions de l'Alberta et de la Colombie-Britannique (augmentations de 2 % à 5 % par décennie).

Message clé

Il est *très probable* que la durée du manteau neigeux diminue jusqu'au milieu du siècle au Canada en raison des hausses de la température de l'air à la surface dans tous les scénarios d'émissions. Les différences du manteau neigeux printanier projeté en fonction de scénarios font leur apparition à la fin du siècle, avec une perte de neige stabilisée dans un scénario d'émissions moyennes, mais une perte de neige continue dans un scénario d'émissions élevées (*degré de confiance élevé*). Une réduction de 5 % à 10 % par décennie de l'accumulation de neige saisonnière est projetée jusqu'au milieu du siècle pour une grande partie du sud du Canada; seuls de légers changements de l'accumulation de neige sont projetés pour les régions nordiques du Canada (*degré de confiance moyen*).

Le manteau neigeux est une caractéristique déterminante du paysage canadien durant quelques mois chaque hiver le long de la bordure sud du pays et durant jusqu'à neuf ou dix mois chaque année dans l'Extrême-Arctique. La neige est responsable d'une cascade d'interactions et de rétroactions qui touchent le système climatique, la disponibilité de l'eau douce, la végétation, l'activité biogéochimique, dont les échanges de dioxyde de carbone et des gaz à l'état de trace, et les services écosystémiques (Brown et coll., 2017). Pour comprendre les changements relatifs à la neige, il faut tenir compte de multiples variables, dont la fraction du manteau neigeux (FMN), qui est touchée par le moment de l'apparition de la neige et de la fonte des neiges, et l'équivalent en eau de neige saisonnier maximal (EENmax), la quantité d'eau emmagasinée par la neige et disponible pour la fonte printanière. Ces variables ont un effet sur l'échange d'énergie entre la surface et l'atmosphère (avec des rétroactions importantes dans le système climatique mondial) et sur la disponibilité de l'eau douce. En effet, presque tous les bassins versants canadiens sont dominés par la neige en hiver. La neige est essentielle aux déplacements et au tourisme hivernaux dans de nombreuses régions du pays et constitue une exigence clé pour la construction des routes d'hiver reliant les collectivités éloignées aux mines, surtout dans les Territoires du Nord-Ouest, le nord du Manitoba et le nord de l'Ontario.

Les observations de surface de la profondeur de la neige effectuées par les stations de surveillance climatique (de telles observations sont appelées « données recueillies sur place ») ne conviennent pas bien à la détection des tendances et de la variabilité du manteau neigeux, puisqu'elles ne mesurent la neige qu'à des emplacements individuels (Brown et Braaten, 1998). La profondeur de la neige peut varier considérablement à l'échelle locale en raison des interactions avec la végétation et la topographie (qu'influencent typiquement les vents), ce qui veut dire que les mesures à des emplacements uniques peuvent ne pas représenter la profondeur de la neige dans le paysage (Neumann et coll., 2006). De plus, les stations climatiques se font exceptionnellement rares au-dessus du 55^e degré de latitude nord au Canada, et elles sont biaisées en faveur des élévations inférieures dans les régions montagneuses et côtières subarctiques et arctiques. Il est donc difficile d'avoir recours au réseau canadien conventionnel d'observations climatiques pour une évaluation de la neige à l'échelle nationale. Des observations par satellite et des modèles de surface du sol disponibles présentent des données quotidiennes et spatialement continues à l'échelle du Canada, remontant à plusieurs décennies. Ces produits ont une résolution spatiale grossière (de 25 km à 50 km), ce qui pose problème dans les régions alpines et les régions où la couverture terrestre est mixte. Des chercheurs ont déployé d'importants efforts pour déterminer la concordance entre les ensembles de données de façon à garantir une analyse robuste des tendances (Mudryk et coll., 2018).

5.2.1: Changements observés du manteau neigeux

D'après une analyse de multiples ensembles de données visant la période de 1981 à 2015, la FMN (représentant la proportion des journées de chaque mois où la neige était présente au sol) a diminué de 5 % à 10 % dans la majeure partie du Canada pendant la plupart des saisons (Mudryk et coll., 2018; voir la figure 5.2), notamment, pour l'Est du Canada, au printemps (avril, mai et juin), et, pour la majeure partie de l'étendue terrestre canadienne, à l'automne (octobre, novembre et décembre). Cette perte du manteau neigeux est compatible avec des études antérieures utilisant des ensembles de données recueillis sur place et visant une plus longue période (Brown et Braaten, 1998; Vincent et coll., 2015); toutefois, la période de 1981 à 2015 se caractérise par de fortes réductions du manteau neigeux pendant la période d'apparition de la neige dans l'Est du Canada, en réaction au réchauffement automnal accru (conformément à Brown et coll., 2018). Les tendances en baisse de la FMN aux hautes latitudes au Canada vont dans le même sens que la réduction documentée de la durée d'enneigement (DE; le nombre de jours d'enneigement), dans toutes les régions terrestres circumpolaires de l'Arctique, de deux à quatre jours par décennie (soit d'environ 1 % à 2 % par décennie, en supposant que la durée d'enneigement moyenne est de 250 jours) (Brown et coll., 2017). Certaines études (Derksen et Brown, 2012; Derksen et coll., 2016; Brutel-Vuilmet et coll., 2013; Hernández-Henríquez et coll., 2015; Mudryk et coll., 2017) ont mis au jour des pertes de manteau neigeux au printemps légèrement supérieures à celles indiquées dans la figure 5.2, puisque d'autres ensembles de données et périodes ont été envisagés. Malgré ces différences, toutes les études faisaient systématiquement état de réductions de la FMN au printemps.

Une analyse de la température de surface d'après un mélange de six ensembles de données issus d'une nouvelle analyse atmosphérique a montré que des tendances de réchauffement au cours de la période de 1981 à 2015 se manifestent dans toutes les zones terrestres canadiennes présentant une réduction de la FMN (Mudryk et coll., 2018). Des tendances de refroidissement en hiver et au printemps sont associées aux régions où la FMN est en hausse (voir la figure 5.2). Les observations des stations climatiques dans les régions où les tendances de la FMN étaient en hausse de 1981 à 2015 ont également montré une diminution de la profondeur maximale de la neige et de la DE au cours de la période plus longue de 1950 à 2012 (Vincent et coll., 2015); ainsi, les tendances positives de 1981 à 2015 font état de la variabilité naturelle de la température de surface et des précipitations régionales.

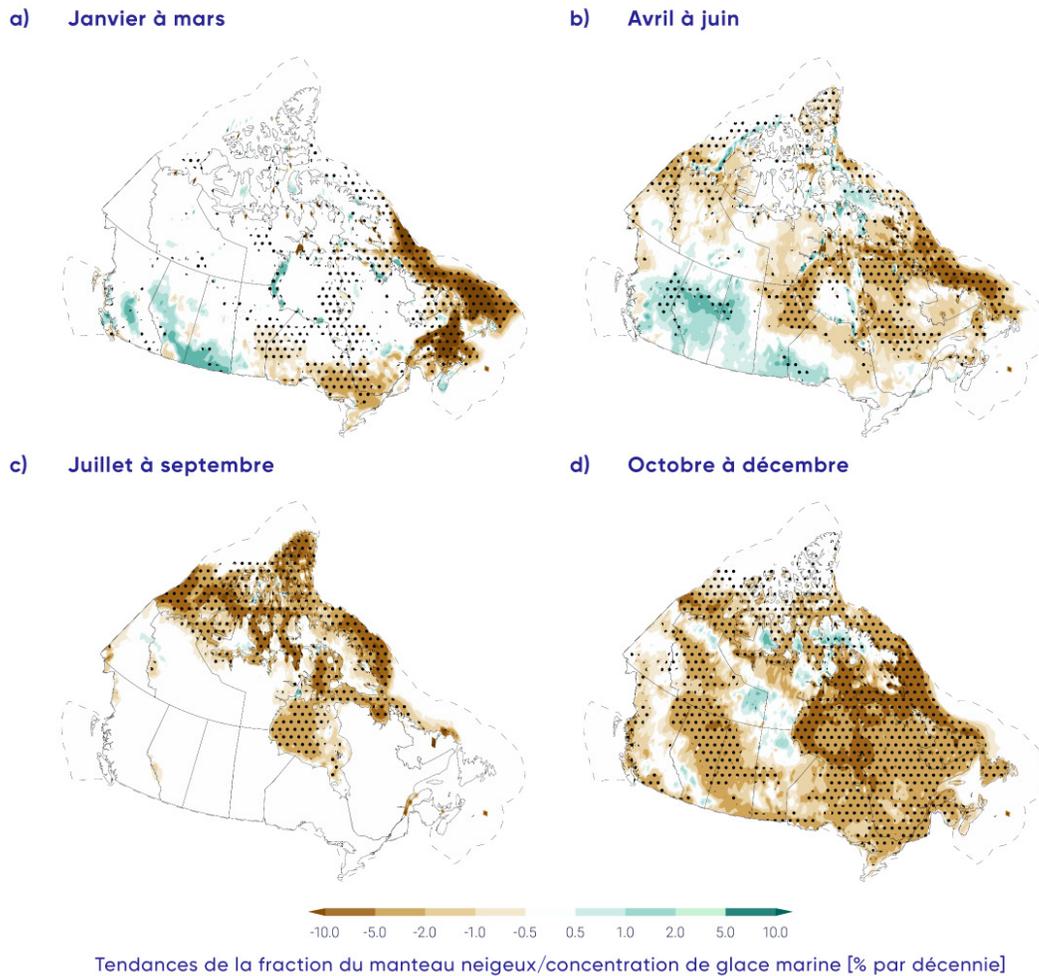


Figure 5.2: Tendances de la fraction du manteau neigeux et de la concentration de glace marine, de 1981 à 2015

Tendances saisonnières de la fraction du manteau neigeux terrestre et de la concentration de glace marine pour 1981 à 2015. Les pointillés indiquent l'importance statistique (il y a seulement 10% de chance que ces changements soient dus au hasard). La ligne pointillée marque la limite du territoire marin canadien. Les changements de la glace marine sont analysés dans la section 5.3.

SOURCE DE LA FIGURE : MUDRYK ET COLL. (2018)

Même si les renseignements sur la FMN sont importants afin de cerner les changements des endroits où la neige recouvre le sol, du point de vue des ressources hydriques, il est important de comprendre la quantité d'eau qui est emmagasinée sous forme de neige. On le détermine à partir de l' EEN_{max} préalable à la fonte. L' EEN_{max} a diminué de 5 % à 10 % dans une grande partie du Canada au cours de la période de 1981 à 2015, d'après l'analyse de multiples ensembles de données, qui est montrée dans la figure 5.3 (Mudryk et coll., 2018). Cela est compatible avec les tendances de la profondeur de la neige d'après les mesures de la surface (Brown et Braaten, 1998; Vincent et coll., 2015) et d'autres études d'observation (par exemple, Mudryk et coll., 2015). Les augmentations de l' EEN_{max} sont évidentes dans certaines parties de la Colombie-Britannique, de l'Alberta et du sud de la Saskatchewan. Les influences des changements de température et de précipitations doivent être séparées pour comprendre les mécanismes à l'origine des tendances de l' EEN_{max} (Raisanen, 2008; Brown et Mote, 2009; Mankin et Diffenbaugh, 2014; Sospedra-Alfonso et Merryfield, 2017).

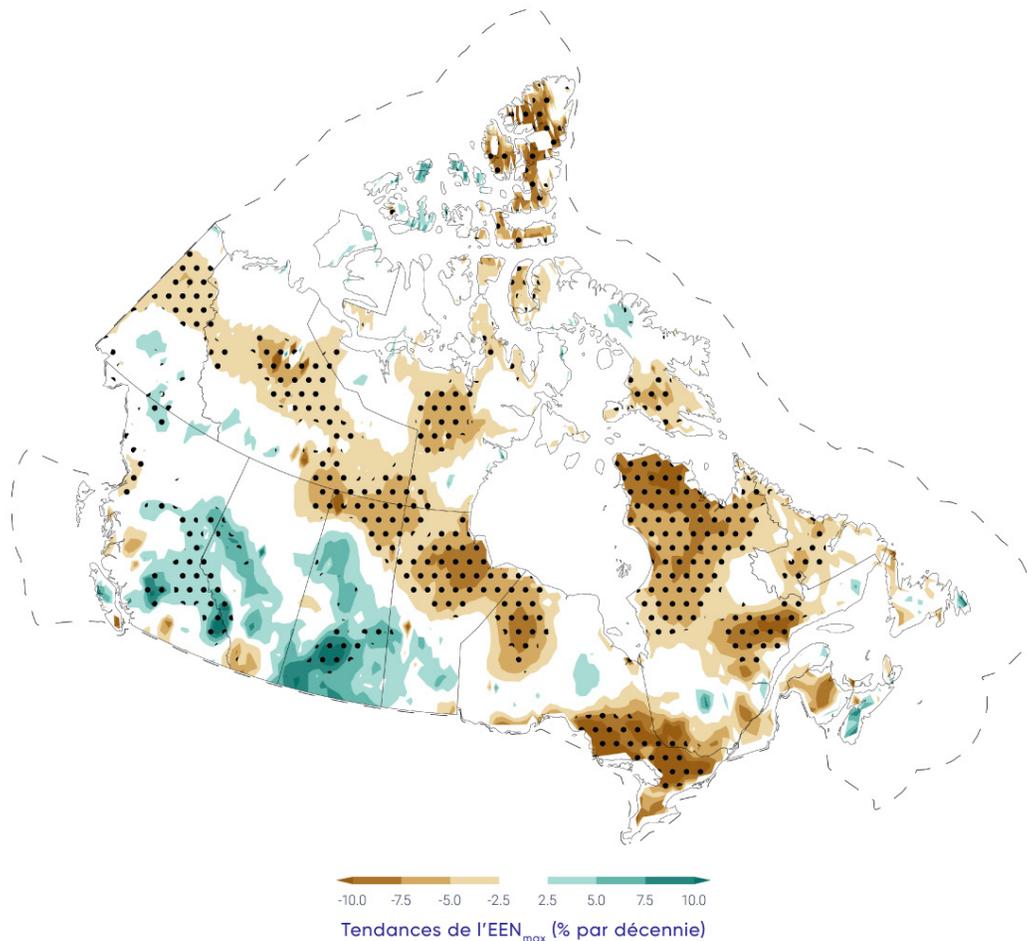


Figure 5.3: Tendances de l'équivalent en eau de neige maximal, de 1981 à 2015

Tendances de l'équivalent en eau de neige saisonnier maximal (EEN_{max}) (% par décennie) pour la période de 1981 à 2015. Les pointillés indiquent l'importance statistique (il y a seulement 10% de chance que ces changements soient dus au hasard).

SOURCE DE LA FIGURE : MUDRYK ET COLL. (2018).

5.2.2: Changements projetés du manteau neigeux

Les projections des températures de surface à l'échelle du Canada à court terme selon un scénario d'émissions élevées (RCP8.5) montre un réchauffement, pendant toutes les saisons, de la moyenne de l'ensemble des modèles (voir le chapitre 4, section 4.2.1.3), avec des diminutions simultanées de la FMN dans l'ensemble du Canada pendant toutes les saisons (figure 5.4; Mudryk et coll., 2018). En hiver, les réductions projetées du manteau neigeux seront les plus grandes dans le sud du Canada, où les hausses de température entraînent une réduction de la chute de neige en tant que proportion des précipitations totales. Aux hautes altitudes, les températures demeureront suffisamment froides pour qu'on ne projette pas de changement

de la FMN en hiver (janvier, février, mars) dans cette région en réaction au réchauffement. Pendant le printemps, la région de sensibilité de la neige aux forçages des températures devrait se déplacer vers le nord alors que le manteau neigeux reculera dans la forêt boréale, la région subarctique et l'Extrême-Arctique. Cela conduira à des tendances négatives projetées de la FMN (une perte de neige) dans ces régions au cours de la période d'avril à juin. Des différences importantes des projections du manteau neigeux au printemps entre les scénarios d'émissions font leur apparition d'ici la fin du siècle, alors que la perte de neige se stabilise selon un scénario d'émissions moyennes (RCP4.5), mais que la perte continue selon un scénario d'émissions élevées (RCP8.5) (Brown et coll., 2017).

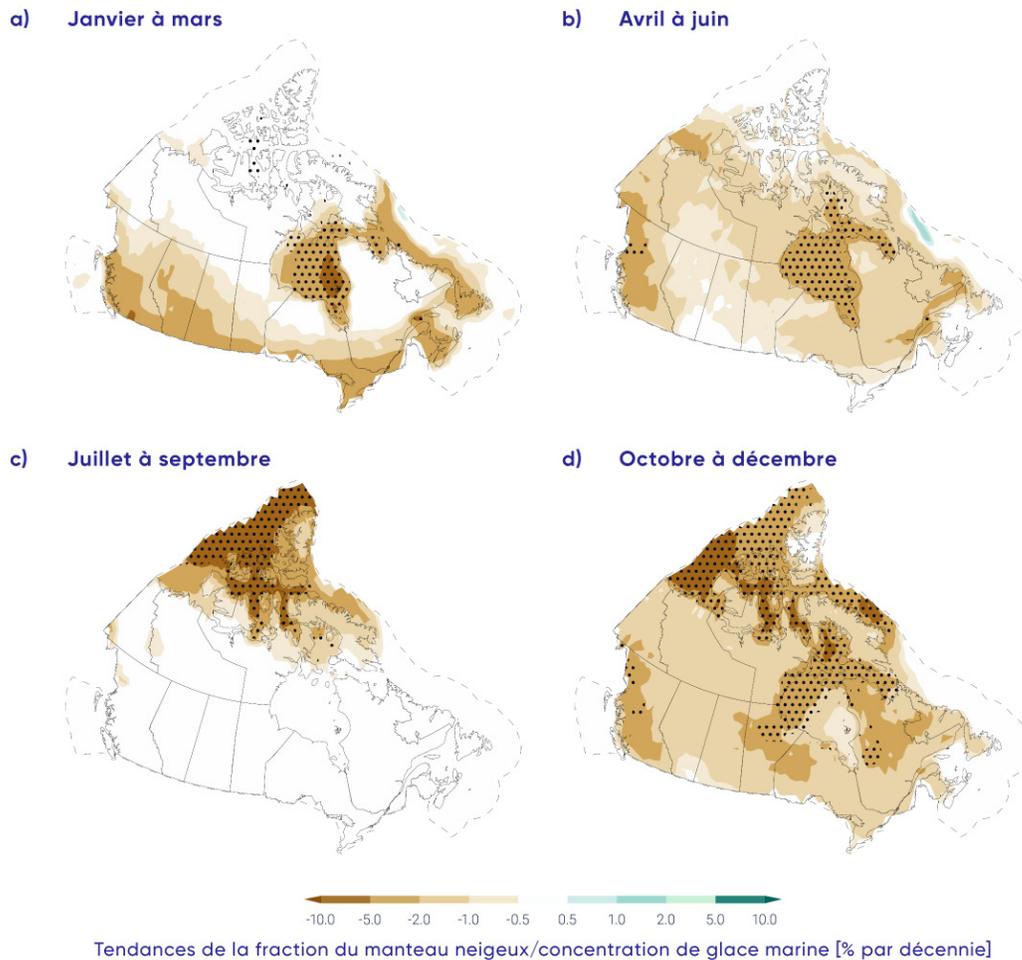


Figure 5.4: Tendances projetées de la fraction du manteau neigeux et de la concentration de glace marine, de 2020 à 2050

Tendances saisonnières terrestres projetées de la fraction du manteau neigeux et de la concentration de glace marine (% par décennie) pour la période de 2020 à 2050 pour les zones terrestres et marines du Canada. Les tendances sont calculées selon la moyenne obtenue à partir de multiples modèles climatiques (le Projet d'intercomparaison de modèles couplés - CMIP5), selon un scénario d'émissions élevées (RCP8.5). Le pointillé indique l'importance statistique (il y a seulement 10% de chance que ces changements soient dus au hasard).

SOURCE DE LA FIGURE : MUDRYK ET COLL. (2018)

Les changements projetés de l'EEN_{max} indiquent que les réductions seront considérables (de 5 % à 10 % par décennie jusqu'en 2050, ou une perte cumulative de 15 % à 30 % sur toute la période de 2020 à 2050) dans une grande partie du sud du Canada, les changements les plus importants survenant dans les Maritimes et en Colombie-Britannique (voir la figure 5.5). Les diminutions observées dans les Prairies, en Ontario, au Québec et dans les Maritimes sont attribuables aux températures en hausse, qui modifieront la proportion des précipitations totales qui prennent actuellement la forme de neige plutôt que de pluie (Sospedra-Alfonso et Merryfield, 2017). (Notons que les plus grandes réductions à court terme de l'EEN_{max}, d'après les projections des modèles climatiques, auront lieu tout juste au sud de la frontière canadienne.) Les changements projetés en Colombie-Britannique sont compatibles avec les réductions de l'EEN_{max} qui sont projetées dans la Cordillère occidentale (Fyfe et coll., 2017). Même si l'on projette une augmentation de l'EEN_{max} d'ici le milieu du siècle dans l'Arctique eurasien (Brown et coll., 2017), un changement minime est projeté dans les zones terrestres de haute altitude du Canada. En effet, l'augmentation de la chute de neige devrait être compensée par les températures en hausse, qui viennent raccourcir la saison d'accumulation de neige.

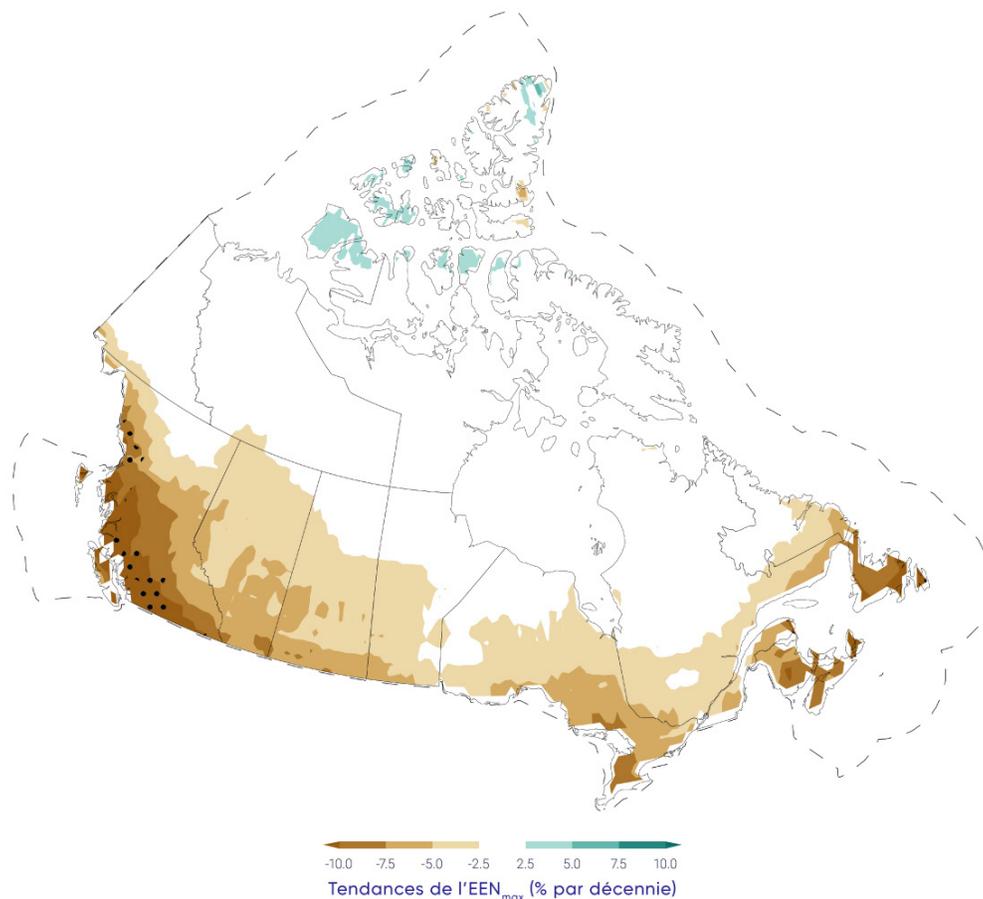


Figure 5.5: Tendances projetées de l'équivalent en eau de neige maximal, de 2020 à 2050

Tendances projetées de l'équivalent en eau de neige maximal (EEN_{max}, % par décennie) pour la période de 2020 à 2050 pour les zones terrestres canadiennes. Les tendances sont calculées selon la moyenne obtenue à partir de multiples modèles climatiques (le Projet d'intercomparaison de modèles couplés- CMIP5), selon un scénario d'émissions élevées (RCP8.5). Le pointillé indique l'importance statistique (il y a seulement 10% de chance que ces changements soient dus au hasard).

SOURCE DE LA FIGURE : MUDRYK ET COLL., 2018

La plus grande perte de neige à l'échelle du Canada qui est projetée au cours de la période de 2020 à 2050 devrait survenir dans les saisons intermédiaires (octobre et novembre, mai et juin; Thackeray et coll., 2016) (voir la figure 5.6). Au milieu de l'hiver, la variation en pourcentage de l'étendue projetée du manteau neigeux est minime parce que les températures hivernales dans les régions nordiques du Canada demeureront suffisamment froides pour soutenir le manteau neigeux et que l'étendue de la neige climatologique est supérieure en hiver, ce qui entraîne une plus faible variation en pourcentage (voir la figure 5.5). Les tendances projetées sont semblables au taux de changement qui est déjà observé pendant la période historique (voir la section 5.2.1). Les tendances d'un large ensemble de simulations venant du modèle canadien des systèmes terrestres (CanESM2) sont légèrement supérieures à la moyenne du CMIP5 obtenue de multiples modèles, puisque le réchauffement projeté est supérieur selon le modèle CanESM2 que la moyenne CMIP5 obtenue de multiples modèles (Thackeray et coll., 2016).

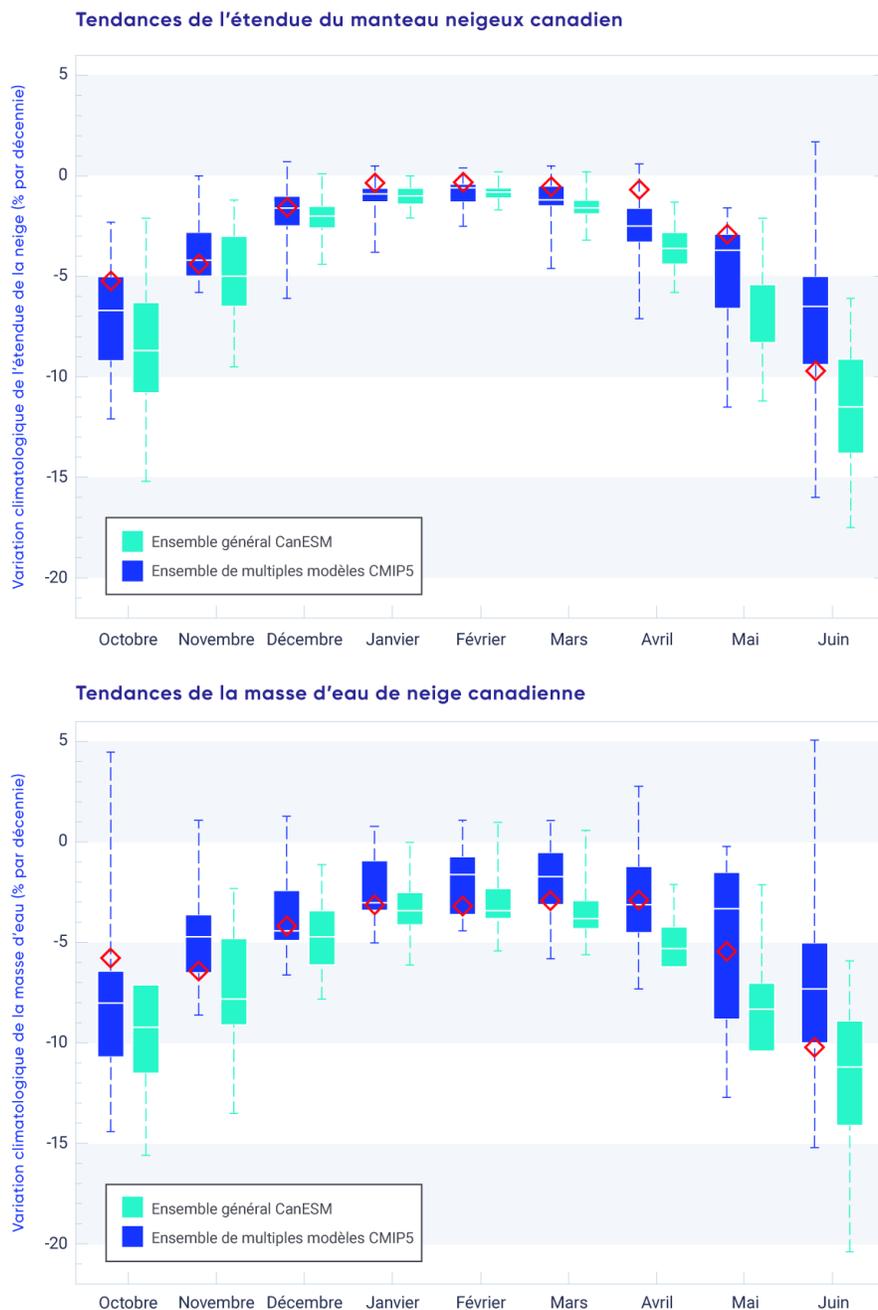


Figure 5.6: Tendances observées (de 1981 à 2015) et projetées de l'étendue du manteau neigeux canadien et de la masse de l'eau de neige canadienne, de 2020 à 2050

Tendances mensuelles projetées de l'étendue du manteau neigeux canadien (haut) et de la masse d'eau de neige (bas) d'après l'ensemble de multiples modèles du Projet d'intercomparaison de modèles couplés (CMIP5) et l'ensemble général du modèle canadien des systèmes terrestres (CanESM) (aquale), selon un scénario d'émissions élevées (RCP8.5). Les tendances de la moyenne mensuelle des observations (de 1981 à 2015) d'après l'ensemble de données relatif à la neige utilisé dans la section 5.1.1 sont montrées en rouge. Les encadrés montrent la fourchette des 25^e à 75^e centiles; la ligne horizontale montre la médiane; et les tirets illustrent le minimum et le maximum.

SOURCE DE LA FIGURE : MUDRYK ET COLL. (2018)

Résumé de la section

Pour résumer, une analyse de multiples sources de données sur la FMN venant de la télédétection et de modèles de surface du sol sur la période de 1981 à 2015 montre que la partie de l'année qui présente un manteau neigeux a diminué à l'échelle du Canada à un rythme de 5 % à 10 % par décennie. On a un **degré de confiance très élevé** dans ces tendances d'après l'uniformité de multiples ensembles de données et les relations quantitatives avec les tendances de la température de surface, où il y a aussi un **degré de confiance élevé** (voir le chapitre 4). L'accumulation de neige saisonnière a diminué à un rythme de 5 % à 10 % dans la majeure partie du Canada (de 1981 à 2015), à l'exception du sud de la Saskatchewan, de l'Alberta et de la Colombie-Britannique (augmentations de 2 % à 5 % par décennie), provoquées par les changements de températures et de précipitations. En raison de l'incertitude accrue des sources de données sur l'accumulation de neige (comparativement à la FMN), nous avons un **degré de confiance moyen** dans ces tendances. Il est **très probable** que la durée du manteau neigeux diminuera jusqu'au milieu du siècle au Canada en raison des hausses de la température de l'air à la surface selon tous les scénarios d'émissions. Cette évaluation de la probabilité est fondée sur la sensibilité nettement établie du manteau neigeux face à la température de surface dans les observations et les modèles climatiques. Les différences du manteau neigeux printanier projeté en fonction de scénarios font leur apparition à la fin du siècle, avec une perte de neige stabilisée dans des scénarios d'émissions faibles et moyennes (RCP 2.6 et 4.5), mais une perte de neige continue dans un scénario d'émissions élevées (RCP 8.5). Une réduction de 5 % à 10 % par décennie de l'accumulation de neige saisonnière (jusqu'en 2050) est projetée dans une grande partie du sud du Canada; seuls de légers changements de l'accumulation de neige sont projetés dans les régions nordiques du Canada, étant donné que les augmentations des précipitations hivernales devraient compenser la plus courte période d'accumulation de neige. Les projets de l'EEN revêtent une plus grande incertitude (comparativement à la DE) en raison de la plus grande variation de réactions aux modèles climatiques, qui s'explique par les effets concurrents de la température et des précipitations; nous avons donc un **degré de confiance moyen** dans ces résultats.

5.3: Glace marine

Message clé

Dans l'Arctique canadien, la glace marine pluriannuelle se remplace par une glace marine saisonnière plus mince (*degré de confiance très élevé*). La zone de glace marine en été (surtout celle de la glace pluriannuelle) a diminué dans tout l'Arctique canadien à un taux de 5 % à 20 % par décennie depuis 1968 (selon la région); la zone de glace marine en hiver dans l'Est du Canada a diminué de 8 % par décennie.

Message clé

Il est *très probable* que les hausses de températures prévues dans tous les scénarios d'émissions entraînent une réduction continue de la zone de glace marine dans tout l'Arctique canadien en été et sur la côte est en hiver. La plupart des régions marines de l'Arctique canadien seront exemptes de glace marine durant une partie de l'été d'ici 2050 (*degré de confiance moyen*), même si la région située au nord de l'archipel arctique canadien et du Groenland sera la dernière région de l'Arctique où la glace pluriannuelle sera présente en été (*degré de confiance très élevé*). La glace pluriannuelle dérivera donc dans le passage du Nord-Ouest (et présentera un danger de navigation pour le transport des marchandises), même lorsque l'océan Arctique sera exempt de glace marine durant l'été.

Les changements provoqués par le climat qui touchent la glace marine ont un effet sur les écosystèmes locaux de tout l'Arctique canadien et influencent les résidents du Nord du Canada en ayant des répercussions sur les déplacements, la chasse et la pêche, de même que des conséquences pour la vie, le moyen de subsistance, les pratiques culturelles et les activités économiques de la population. Des données obtenues par satellite montrent des changements radicaux de la couverture de la glace marine dans l'Arctique au cours des 40 dernières années. Ces changements sont sans précédent depuis 150 ans (Walsh et coll., 2017). La glace, jadis dominante, qui dure au moins une saison de fonte estivale au complet (glace pluriannuelle) dans l'océan Arctique a été remplacée par de la glace qui fond complètement en été (glace de première année annuelle ou GPA) (Maslanik et coll., 2011; Comiso, 2012). Ce changement est important parce que la GPA dérive et fond plus rapidement (Tandon et coll., 2018; Stroeve et coll., 2012). L'épaisseur moyenne de la glace sur l'océan Arctique a diminué considérablement (Kwok et Rothrock, 2009; Haas et coll., 2010; Laxon et coll., 2013; Richter-Menge et Farrell, 2013; Kwok et Cunningham, 2015; Tilling et coll., 2015). Depuis 2007, une série de couvertures de glace marine dont la faiblesse a établi un nouveau record ont été enregistrées dans l'Arctique pendant le mois de septembre (lorsque la couverture de la glace marine atteint son minimum annuel), avec un taux de perte d'environ 13 % par décennie par rapport à la moyenne de 1981 à 2010 (<<http://nsidc.org/arcticseaicenews/>>; Stroeve et coll., 2012). Dans la foulée de ces changements relatifs à la couverture de la glace, la navigation maritime sur les eaux arctiques canadiennes a augmenté au cours de la dernière décennie (Pizzolato et coll., 2016; Dawson et coll., 2018). Les diminutions de l'étendue de la glace marine ne se limitent plus aux mois où la couverture de la glace est faible (août, septembre et octobre); elles sont aussi observées en hiver, saison qui était jadis stable (Serreze et coll., 2007; Parkinson, 2014).

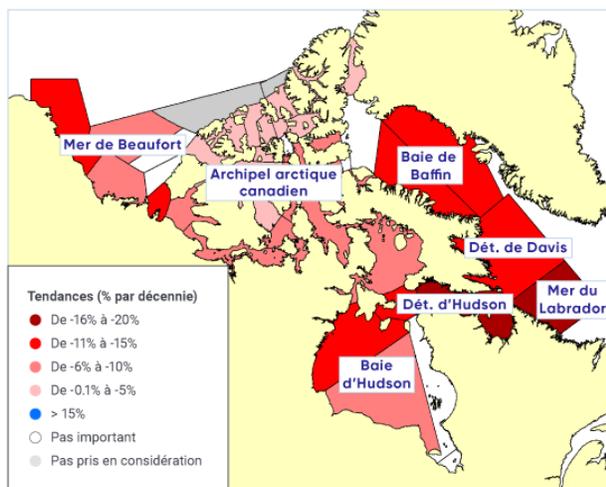
Même si les changements de l'étendue et du comportement de la glace marine dans l'Arctique sont radicaux, la variabilité régionale est considérable. Les zones canadiennes de glace marine sont composées de parties de l'océan Arctique ouvert où la glace peut circuler librement (la région de l'Arctique de l'Ouest et de la mer de Beaufort), ce qui fait contraste aux étroits cours d'eau de l'archipel arctique canadien (AAC), où la glace est attachée à la rive pendant la majeure partie de l'année. Le long de la côte est, plus modérée, et dans la baie d'Hudson, la glace fond complètement chaque printemps. (Il n'y a pas de glace marine sur la côte du Pacifique.)

5.3.1: Changements observés de la glace marine

Des estimations de la superficie totale de la glace et de la glace pluriannuelle sur les eaux de l'Arctique canadien peuvent être obtenues des Archives du Service canadien des glaces (ASCG), qui consistent en une intégration de divers ensembles de données, dont des mesures par satellite, des observations de surface, des rapports de trafic aérien et naval et les résultats de modèles opérationnels (voir Service canadien des glaces, 2007, et Tivy et coll., 2011a, pour tous les détails). Il a été prouvé que ces archives présentent des estimations plus exactes de la concentration de glace marine (CGM) sur les eaux canadiennes comparativement aux estimations venant de données par satellite en micro-ondes passives (Agnew et Howell, 2003). Une analyse des tendances des moyennes saisonnières de la CGM sur la période de 1981 à 2015 (choisie pour correspondre aux ensembles de données sur la neige décrits dans la section 5.2.1) a révélé des réductions sur les eaux canadiennes dans toutes les saisons (voir la figure 5.2). Les régions présentant les plus fortes baisses de la CGM étaient les eaux au large de l'Est du Canada, en hiver et au printemps, et l'AAC et la baie d'Hudson, en été et à l'automne. Les tendances de la CGM sont étroitement associées aux modèles de réchauffement au cours des saisons d'apparition et de croissance de la glace (d'octobre à mars). Cependant, des effets dynamiques (dont le vent, qui fait redistribuer la glace marine) influent également sur les réductions de glace observées au printemps et en été (Mudryk et coll., 2018).

De plus, dans les ASCG, les données sur la glace totale et la glace pluriannuelle remontent à 1968, soit près de 10 ans plus tôt que la couverture par les observations de données par satellite en micro-ondes passives. Entre 1968 et 2016, la zone de glace marine, dont la moyenne a été calculée sur la période estivale, a fortement diminué dans presque toutes les régions de l'Arctique canadien, soit de près de 20 % par décennie dans certaines régions (p. ex. le détroit d'Hudson et la mer du Labrador; voir la figure 5.7). Comparativement aux tendances calculées au cours des périodes de 1968 à 2008 (Tivy et coll., 2011a) et de 1968 à 2010 (Derksen et coll., 2012), plus de régions connaissent maintenant d'importantes diminutions, et le taux de diminution est plus élevé dans toutes les régions, sauf la baie d'Hudson. Les plus fortes diminutions de la glace pluriannuelle se sont produites dans l'AAC (environ 9 % par décennie) et sur la mer de Beaufort (environ 7 % par décennie).

Glace totale



Glace pluriannuelle

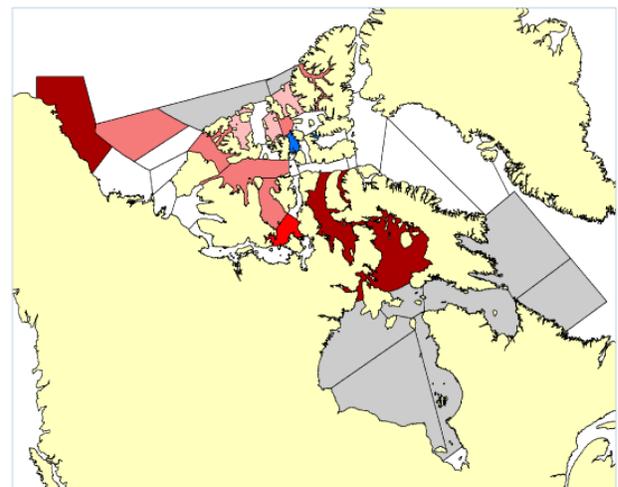


Figure 5.7: Tendances de la glace totale et de la glace pluriannuelle en été dans l'Arctique, de 1968 à 2016

Tendances de la glace totale (gauche) et de la glace pluriannuelle (droite) en été, de 1968 à 2016. L'été est défini comme la période du 25 juin au 15 octobre pour les régions de la mer de Beaufort, de l'AAc et de la baie de Baffin, et du 18 juin au 19 novembre pour la baie d'Hudson, le détroit d'Hudson, le détroit de Davis et la mer du Labrador, d'après Tivy et coll. (2011a) et Derksen et coll. (2012). Seules les tendances d'importance significative à un niveau de 5 % (il n'y a qu'une possibilité de 5 % que la tendance soit le fruit du hasard) sont montrées.

SOURCE DE LA FIGURE : ARCHIVES DU SERVICE CANADIEN DES GLACES; MUDRYK ET COLL. (2018)

Lorsque les différences d'une année sur l'autre sont grandes en raison de la variabilité naturelle, la série chronologique de la zone de glace marine (voir la figure 5.8) montre clairement des tendances négatives. En 2012, la zone de glace marine sur la mer de Beaufort a été exceptionnellement faible, établissant un nouveau record; cette mer est devenue quasiment exempte de glace peu avant la fin de la saison de fonte (figure 5.8a; Babb et coll., 2016). Cette situation s'est presque répétée en 2016. L'AAc a connu en 2011 et en 2012 des années où la faiblesse de la glace a établi un nouveau record, éclipsant celui établi précédemment en 1998 (figure 5.8b; Howell et coll., 2013). La baie de Baffin présente une zone de glace marine d'une faiblesse constante depuis 1999 (figure 5.8c), tandis que la zone de glace marine dans la baie d'Hudson est en baisse depuis le milieu des années 1990 (voir la figure 5.8d; Tivy et coll., 2011b; Hochheim et Barber, 2014). La modélisation a démontré que les niveaux extrêmement faibles de la CGM observés récemment dans l'Arctique ne se seraient pas produits sans les changements climatiques anthropiques (voir l'encadré 5.1).

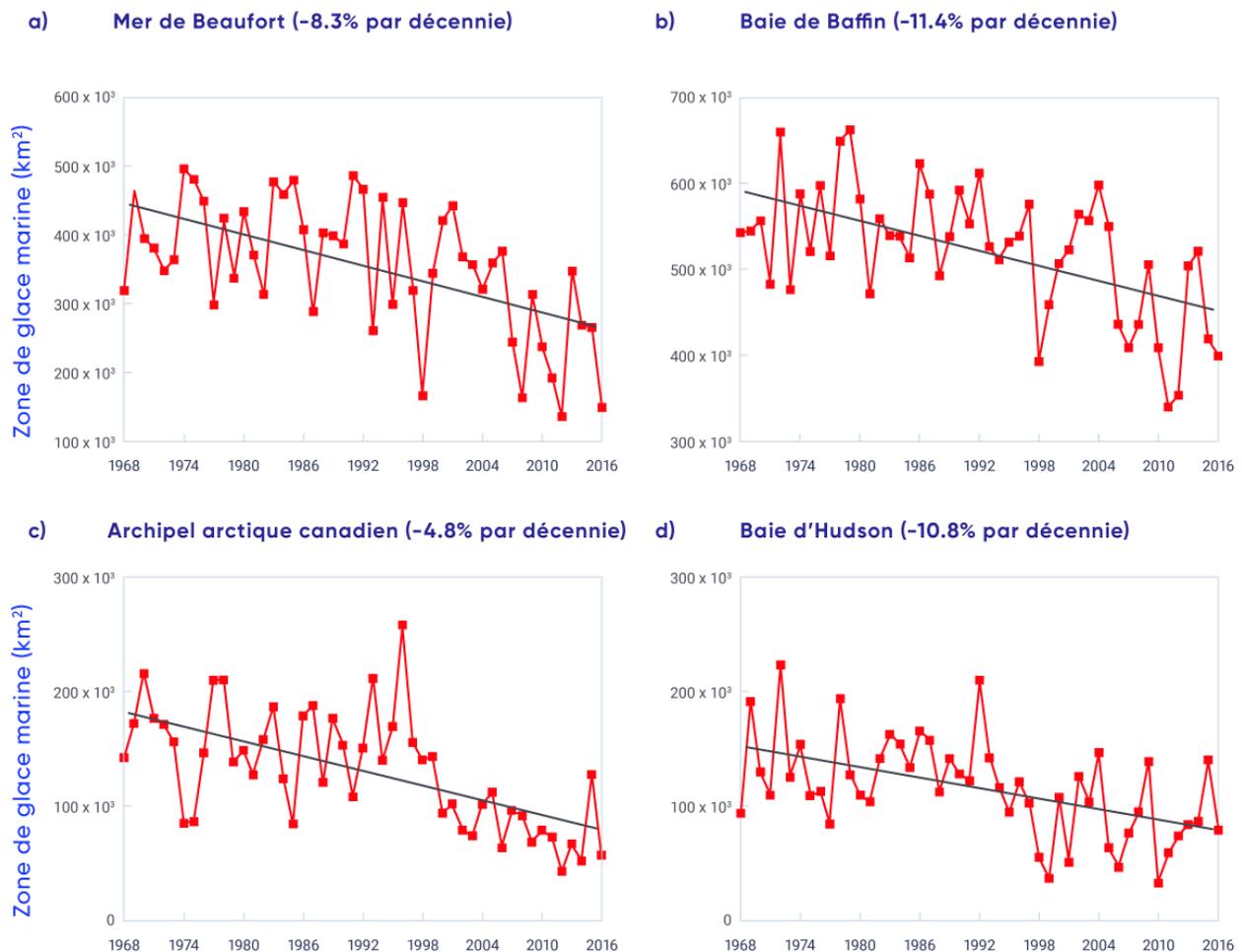


Figure 5.8: Zone totale de glace marine en été dans l'Arctique, de 1968 à 2016

Série temporelle de la zone de glace marine totale en été pour les régions a) de la mer de Beaufort, b) de l'archipel arctique canadien (AAC), c) de la baie de Baffin et d) de la baie d'Hudson, de 1968 à 2016.

SOURCE DE LA FIGURE : ARCHIVES DU SERVICE CANADIEN DES GLACES; MUDRYK ET COLL. (2018)

Encadré 5.1: L'influence des changements climatiques d'origine humaine sur l'étendue de la glace marine extrêmement faible dans les régions subarctiques en 2012

En septembre 2012, l'Arctique a connu une étendue de la glace marine (EGM) exceptionnellement faible, établissant un nouveau record. Une EGM extrêmement faible peut avoir des répercussions sur les collectivités, les écosystèmes et les activités économiques de l'Arctique. Il est important de déterminer le rôle des changements climatiques d'origine humaine pour ce qui est de l'EGM extrêmement faible dans l'Arctique. En effet, comprendre le rôle des gaz à effet de serre anthropogéniques comparativement à la variabilité naturelle est à la base de la compréhension des projections futures et de mesures d'adaptation éventuelles.

Les méthodes d'attribution des événements servent à déterminer l'influence des changements climatiques d'origine humaine sur l'occurrence (ou l'intensité) des événements extrêmes (NASEM, 2016). La probabilité qu'un événement extrême particulier survienne est comparée entre deux ensembles différents de simulations de modèles climatiques : le premier comprend la contribution des activités humaines et le second ne comprend que les facteurs naturels. La différence de ces probabilités indique l'effet des changements climatiques d'origine humaine sur l'événement. Les études d'attribution sont décrites plus en détail dans le chapitre 4, section 4.4.

Les températures en hausse dans l'Arctique ont été attribuées à des facteurs d'origine humaine dans de nombreuses études (Gillett et coll., 2008; Najafi et coll., 2015; Min et coll., 2008). En outre, des études d'attribution montrent qu'il était **extrêmement improbable** que l'EGM exceptionnellement faible qui a établi un nouveau record en 2012 soit uniquement attribuable à la variabilité naturelle du système climatique (Zhang et Knutson, 2013) et qu'elle ne se serait pas produite sans influence humaine sur le climat (Kirchmeier-Young et coll., 2017). La figure 5.9a montre l'EGM au mois de septembre dans l'Arctique au fil du temps d'après des simulations de modèles climatiques n'utilisant que des facteurs naturels (ligne bleue) et des simulations qui comprennent aussi la composante de l'origine humaine (ligne rouge). Les simulations qui comprennent la composante de l'origine humaine montrent une forte tendance en baisse, de façon analogue au déclin de l'EGM qui est observé (ligne noire). En revanche, les simulations qui ne comportent que des forçages naturels montrent une variabilité semblable d'une année sur l'autre, mais sans présenter de tendance.

Pour comparer la probabilité de l'événement de 2012 selon chaque ensemble de simulations, des distributions de probabilités sont montrées dans la figure 5.9b. Les distributions décrivent des valeurs possibles auxquelles on pourrait s'attendre chaque scénario, ainsi que leur probabilité. L'événement de faible EGM établissant un nouveau record qui a été observé en 2012 (la ligne pointillée verticale) fait partie de la fourchette de distribution des simulations qui comprennent la composante de l'origine humaine et est nettement inférieur aux valeurs de la distribution ne comportant que des forçages naturels. Lorsque la composante de l'origine humaine est comprise, il y a une possibilité de 10,3 % d'une EGM de septembre qui soit plus extrême que l'événement observé en 2012. Pour les simulations naturelles seulement, cette probabilité est extrêmement faible. Par conséquent, il était **extrêmement improbable** que l'EGM exceptionnellement faible qui a établi un nouveau record en

septembre 2012 soit seulement attribuable à la variabilité naturelle du climat, et cet événement ne se serait pas produit sans influence humaine sur le climat (Kirchmeier-Young et coll., 2017).

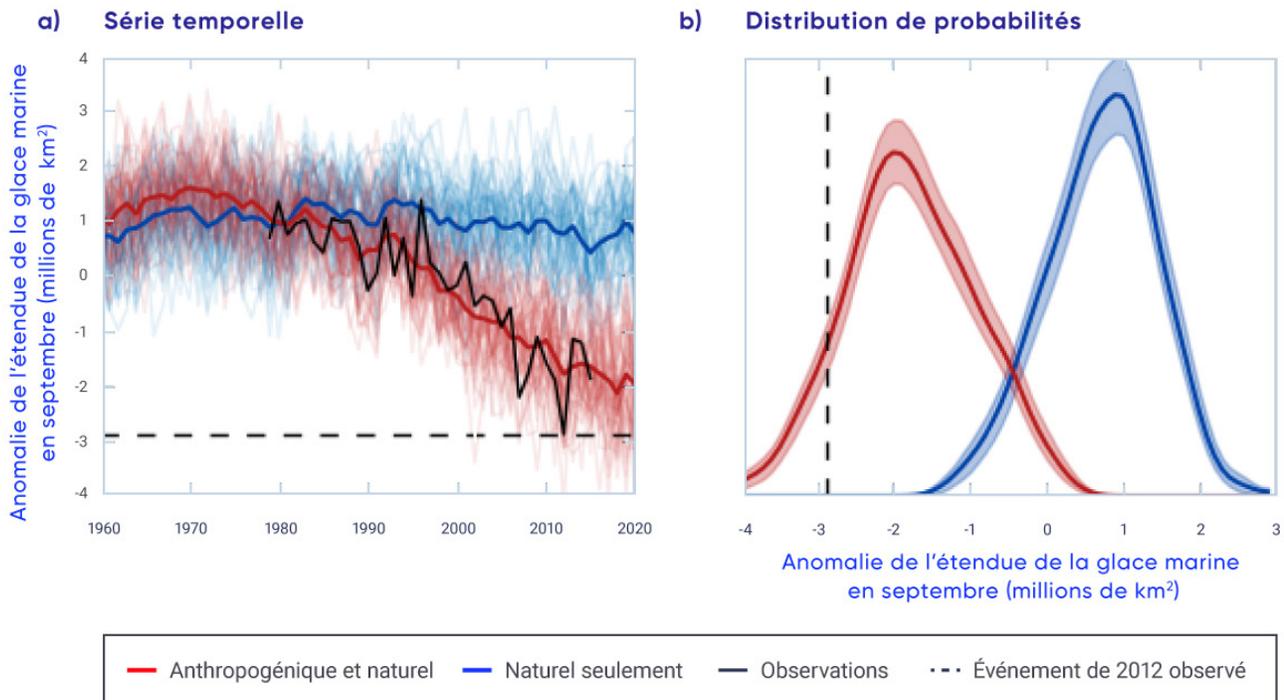


Figure 5.9: Comparaison de l'étendue de la glace marine dans l'Arctique entre des simulations avec et sans la contribution des activités humaines

a) Série temporelle de simulations de l'étendue de la glace marine (EGM) en septembre dans l'Arctique qui comprennent la composante de l'origine humaine (en rouge) et de simulations qui ne comprennent que des facteurs naturels (en bleu), représentés comme des anomalies. La série temporelle de 50 réalisations du modèle canadien des systèmes terrestres (CanESM2) est montrée, la moyenne étant représentée en gras. La série temporelle d'observations du Centre national de données sur la neige et la glace est montrée en noir. La ligne pointillée horizontale indique l'EGM dont la faiblesse a établi un nouveau record en 2012. b) Distributions de probabilités pour les valeurs de chaque ensemble de simulations avec (rouge) et sans (bleu) la composante de l'origine humaine. L'ombrage représente l'incertitude des distributions estimées, et la ligne pointillée verticale indique l'EGM dont la faiblesse a établi un nouveau record en 2012.

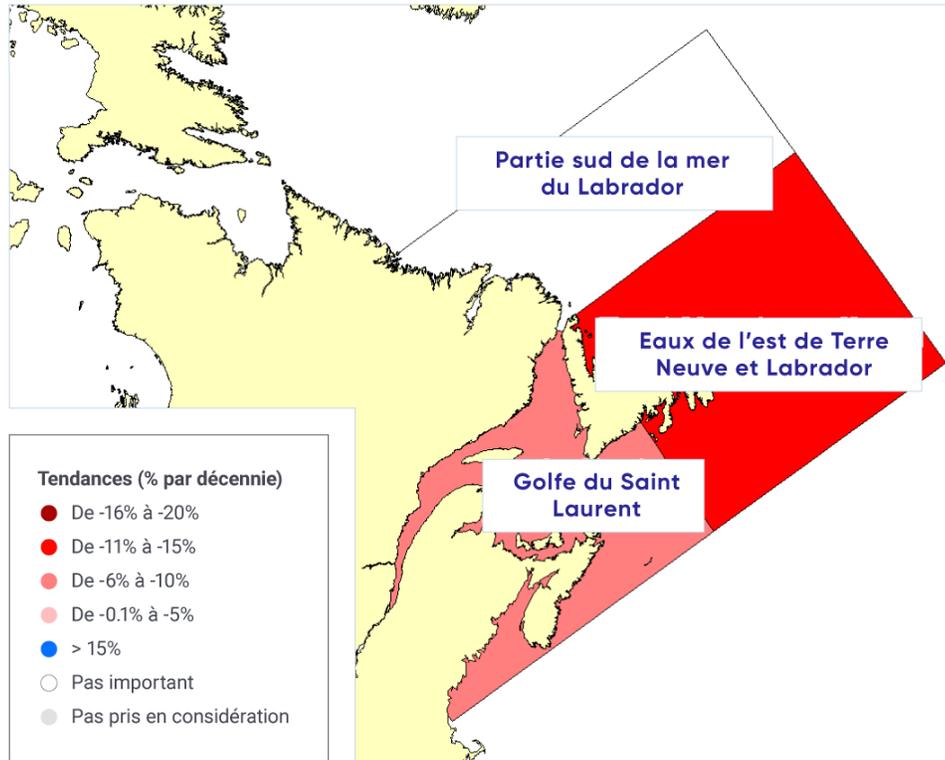
SOURCE DE LA FIGURE : ADAPTÉ DE KIRCHMEIER-YOUNG ET COLL. (2017)

Le déclin de la glace marine dans l'ensemble de l'Arctique canadien est provoqué par la température de l'air en hausse au printemps et par les augmentations correspondantes de la durée de la saison de fonte. Il en découle une plus grande étendue d'eau libre, une absorption accrue de la radiation solaire (qui vient contribuer davantage à la fonte de la glace), une augmentation de la température de l'eau et un englacement printanier tardif (Howell et coll., 2009a; Tivy et coll., 2011a; Stroeve et coll., 2014; Parkinson, 2014). Les changements de la couverture de la glace marine sont aussi provoqués par la circulation atmosphérique. La mer de Beaufort était jadis une région où la glace s'épaississait et vieillissait avant d'être transportée vers la mer des Tchouktches et de recirculer dans l'Arctique (Tucker et coll., 2001; Rigor et coll., 2002); toutefois, de nos jours, la région contribue fortement à la perte de glace pluriannuelle dans l'Arctique (Kwok et Cunningham, 2010; Maslanik et coll., 2011; Krishfield et coll., 2014; Galley et coll., 2016). La glace est toujours isolée du bassin Canada (l'un des deux bassins océaniques de l'océan Arctique) et transportée sur la mer de Beaufort pendant les mois d'été, mais cette glace est maintenant plus jeune et plus mince, et elle fond pendant son trajet vers la mer des Tchouktches (Howell et coll., 2016a). L'AAC était aussi une région où la perte de glace pluriannuelle était considérable d'un point de vue historique tout au long de la saison de fonte; or les conditions de la glace pluriannuelle sont devenues plus légères au cours des dernières années (voir la figure 5.7; Howell et coll., 2015).

L'épaisseur de la glace marine dans l'Arctique a diminué au cours des dernières années, phénomène qui est largement associé à la réduction et à l'amincissement de la fraction de la glace pluriannuelle (p. ex. Kwok et Rothrock, 2009; Haas et coll., 2010; Laxon et coll., 2013; Richter-Menge et Farrell, 2013; Kwok et Cunningham, 2015; Tilling et coll., 2015). Ces études indiquent que les diminutions de l'épaisseur sont plus grandes dans la mer de Beaufort que dans la côte de l'AAC qui fait face au nord, qui renferme toujours l'une des glaces marines les plus épaisses dans le monde (Haas et Howell, 2015). Malheureusement, les capteurs spatiaux servant à obtenir des renseignements sur l'épaisseur de la glace recouvrant l'océan Arctique n'offrent pas une résolution spatiale suffisante pour présenter des estimations de l'épaisseur dans les chenaux étroits de l'AAC. Même si quatre lieux seulement présentent des enregistrements stables et que les mesures à divers emplacements peuvent ne pas représenter des conditions représentatives à l'échelle régionale, l'enregistrement sur place, par le Service canadien des glaces, de l'épaisseur de la glace de rive représente l'un des ensembles de données les plus anciens de l'Arctique, s'étendant sur cinq décennies. L'épaisseur maximale de la glace a fortement diminué dans trois lieux de l'AAC (la baie Cambridge, Eureka et Alert), les diminutions allant de 3,6 cm à 5,1 cm (1,7 cm) par décennie de la fin des années 1950 à 2016 (Howell et coll., 2016b). Aucune tendance importante n'a été relevée à Resolute, résultat qui est différent d'une étude réalisée antérieurement par Brown et Cote (1992), qui faisait état d'une importante augmentation de l'épaisseur maximale de la glace à Resolute au cours de la période de 1950 à 1989.

La glace marine qui longe la côte est du Canada est saisonnière, fondant complètement chaque printemps. Un indicateur de changement robuste est la zone de glace marine saisonnière en hiver, que l'on définit comme la moyenne annuelle de janvier à mars. Le taux de diminution entre 1969 et 2016, déterminé d'après les ASCG pour toute la région de la côte est, est de 7,5 % par décennie (statistiquement significatif au niveau de 1 %; il n'y a qu'une possibilité de 1 % que la diminution soit le fruit du hasard; voir la figure 5.10). Ces données sont compatibles avec la série temporelle de données transmises par microondes, qui indique une diminution de 9,5 % par décennie au cours de la période de 1979 à 2015 (Peng et Meier, 2017). Il y a une variabilité régionale dans la région de la côte est, alors que le taux de diminution pour le golfe du Saint-Laurent (8,3 % par décennie) est inférieur à celui des eaux de l'Est de Terre-Neuve-et-Labrador (10,6 % par décennie), tandis que la diminution touchant la partie sud de la mer du Labrador n'est pas statistiquement significative au niveau de 5 % (il y a une possibilité de plus de 5 % que la diminution soit le fruit du hasard; voir la figure 5.10). La couverture de glace est plus importante qu'avant 1995, mais la région a aussi connu des années récentes de glace dense (en 2014 et en 2015). La variabilité de la glace marine dans cette région s'explique en grande partie par la température et par la circulation atmosphérique (c.à.d. les vents) associées à l'oscillation arctique (aussi appelée le mode annulaire du Nord [voir le chapitre 2, encadré 2.5]; Deser et Tang, 2008; Peterson et coll., 2015).

a)



b) Côte Est (-7.6% par décennie)

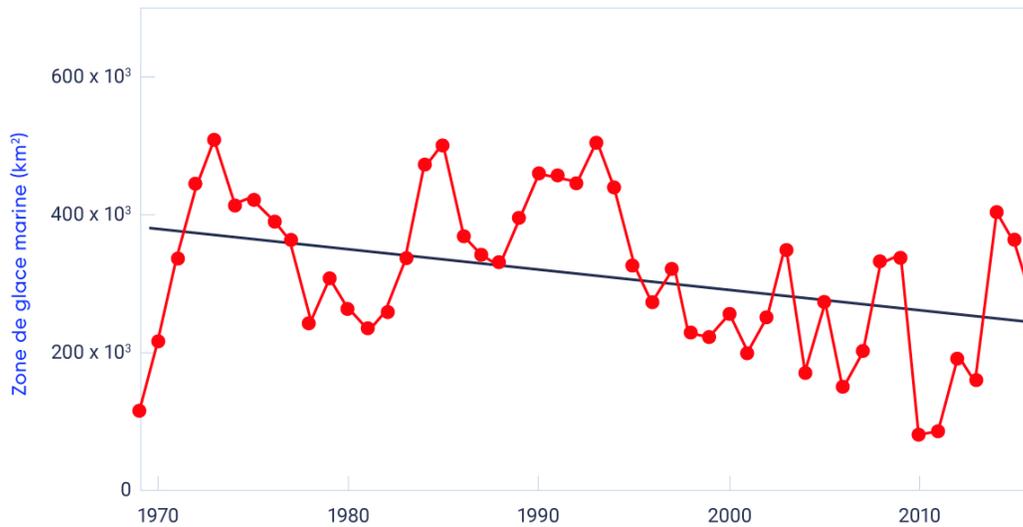


FIGURE 5.10: Tendances de l'étendue de la glace marine de la côte est, de 1969 à 2016

a) Carte des tendances moyennes de janvier à mars de la zone de glace marine pour les sous régions de la côte est et b) série temporelle des tendances moyennes de janvier à mars de la zone de glace marine pour toute la région, de 1969 à 2016.

SOURCE DE LA FIGURE : ARCHIVES DU SERVICE CANADIEN DES GLACES; MUDRYK ET COLL. (2018)

5.3.2: Changements projetés de la glace marine

Les chenaux étroits des eaux de l'Arctique canadien sont mal représentés par la résolution spatiale grossière des modèles climatiques. Même si l'incertitude des projections de modèles est donc plus grande pour l'AAC que pour l'ensemble de l'Arctique, une évaluation de simulations historiques montre que l'ensemble de multiples modèles CMIP5 (voir le chapitre 3, encadré 3.1) offre toujours un fondement quantitatif permettant de projeter les conditions futures de la glace marine (Laliberté et coll., 2016). Selon un scénario d'émissions élevées (RCP8.5), les projections de multiples modèles CMIP-5 indiquent des réductions généralisées de la CGM dans les saisons de la fonte de glace (l'été) et de la formation de glace (l'automne) (Mudryk et coll., 2018; voir la figure 5.4). Pour la côte est, des conditions quasiment exemptes de glace sont projetées durant les mois d'hiver d'ici le milieu du siècle selon un scénario d'émissions élevées (RCP8.5). Ces projections revêtent une certaine incertitude en raison des changements éventuels relatifs au transport de la glace marine de l'Arctique à la côte est (Loder et coll., 2015).

La probabilité et le moment des conditions futures exemptes de glace marine sont sensibles à la définition d'« exempt de glace » (Laliberté et coll., 2016). Lorsque l'on utilise un seuil de superficie de glace de 5 %, il y a une probabilité de 50 % que toutes les régions canadiennes soient exemptes de glace marine en septembre d'ici 2050 selon un scénario d'émissions élevées (RCP8.5; voir la figure 5.11). La probabilité que toutes les régions soient exemptes de glace est semblable pour le mois d'août, mais plus basse pour les mois d'octobre et de novembre. La baie d'Hudson, qui est déjà en grande partie exempte de glace en août et en septembre, a une probabilité élevée d'être exempte de glace durant quatre mois consécutifs (d'août à novembre) d'ici 2050. D'après une définition de 30 % d'étendue de glace, des conditions exemptes de glace plus persistante sont projetées. Il est projeté que la baie de Baffin soit exempte de glace d'août à octobre, et la mer de Beaufort et l'AAC pourraient être exemptes de glace en août et en septembre d'ici 2050.

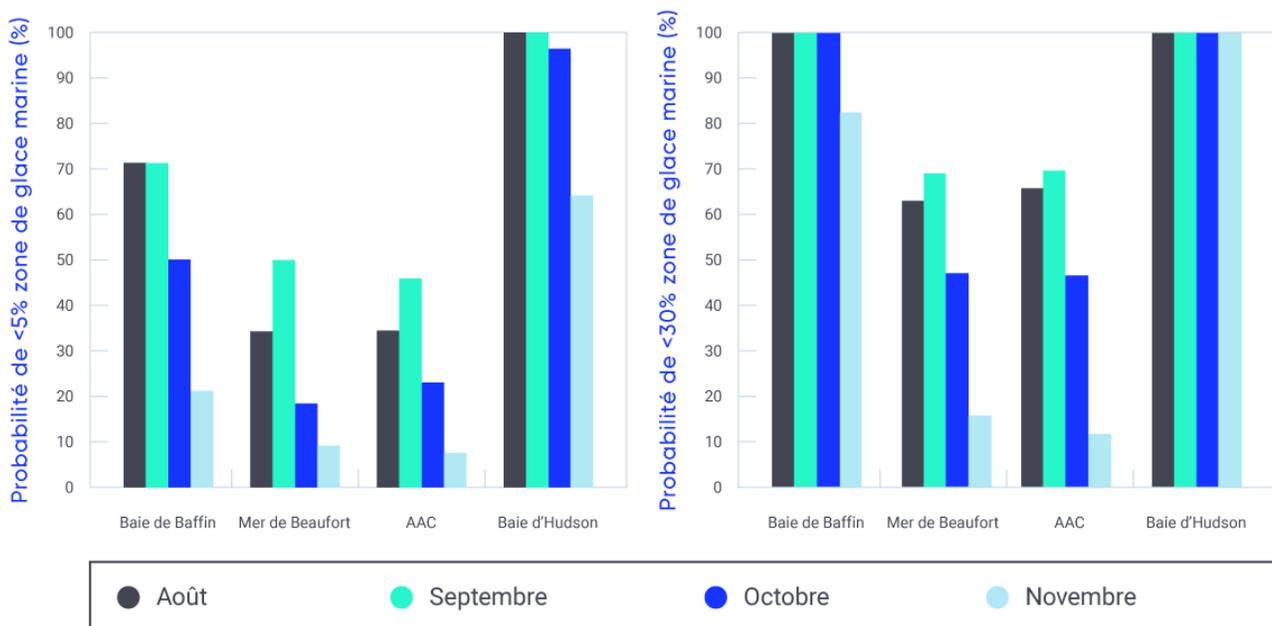


Figure 5.11: Probabilité de conditions exemptes de glace marine d'ici 2050

Probabilité de conditions exemptes de glace d'ici 2050 d'après un scénario d'émissions élevées (RCP8.5) selon la moyenne de multiples modèles du Projet d'intercomparaison de modèles couplés (CMIP5), en utilisant une définition de conditions exemptes de glace de 5 % (gauche) et de 30 % (droite) de zone de glace marine.

SOURCE DE LA FIGURE : MUDRYK ET COLL. (2018)

La probabilité de conditions exemptes de glace en été dans la partie centrale de l'Arctique est reliée à l'ampleur des hausses projetées de la température mondiale. La probabilité de conditions exemptes de glace est beaucoup plus élevée dans le cas d'un réchauffement mondial de 2 °C comparativement à un réchauffement de 1,5 °C (Jahn, 2018; Sigmond et coll., 2018). La région située au nord de l'AAC et du Groenland sera le dernier refuge de la glace marine estivale (y compris la glace pluriannuelle) dans l'Arctique en été (Wang et Overland, 2012; Laliberté et coll., 2016); ainsi, la glace dérivera toujours dans le passage du Nord-Ouest, où elle constituera un danger de navigation pour la navigation maritime, même lorsque l'océan Arctique est exempt de glace en été (voir la FAQ 5.1 : Où se trouvera la dernière étendue de glace marine dans l'Arctique?).

FAQ 5.1: Où se trouvera la dernière zone de glace marine dans l'Arctique?

Réponse brève

La dernière zone de glace marine de l'Arctique durant les mois d'été se situera le long des côtes nord du Groenland et de l'archipel arctique canadien (AAC), ainsi que dans des zones situées entre les îles du nord et l'AAC (figure 5.12), procurant un refuge important aux espèces qui dépendent de la glace marine. Pourvu que la glace marine soit présente dans cette région durant les mois d'été, elle continuera d'être transportée vers le sud jusqu'aux chenaux de navigation maritime de l'AAC, présentant un danger éventuel continu pour la navigation maritime dans cette région, même pendant que la majeure partie de l'Arctique sera exempt de glace marine.

Réponse détaillée

Le déclin de l'étendue de la glace marine en été dans l'Arctique qui est associé aux températures plus chaudes observées constitue peut-être la caractéristique la plus visible des changements climatiques depuis les 30 dernières années ou plus (Comiso, 2012; Fyfe et coll., 2013). La glace marine de l'Arctique est en outre plus mince parce que la glace pluriannuelle plus ancienne et plus épaisse a graduellement été remplacée par de la glace saisonnière plus jeune (Kwok et Cunningham, 2015). Une diminution continue de l'étendue et de l'épaisseur de la glace marine attribuable au réchauffement supplémentaire découlant des émissions de gaz à effet de serre est projetée par les plus récents modèles climatiques de pointe. Il s'en est suivi des questions concernant le moment où l'Arctique deviendra exempt de glace marine durant les mois d'été. Le consensus des modèles climatiques est qu'un Arctique exempt de glace en été pourrait devenir une réalité selon un scénario d'émissions élevées d'ici le milieu du siècle; toutefois, la variabilité régionale est considérable quant au moment des conditions exemptes de glace projetées durant les mois d'été (Laliberté et coll., 2016).

La « dernière étendue de glace » (DEG) désigne les régions de l'Arctique situées immédiatement au nord du Groenland et de l'AAC, de même que les zones situées entre les îles du nord de l'AAC (figure 5.12). Le concept de la DEG est né de simulations de modèles climatiques projetant la glace marine qui sera présente dans la DEG, même lorsque le reste de l'Arctique sera quasiment exempt de glace en septembre (Laliberté et coll., 2016). La glace marine persistera dans la DEG en raison de l'influence de la circulation atmosphérique à grande échelle (comme les vents dominants) sur le mouvement de la glace marine, alors que la haute pression atmosphérique de la mer de Beaufort provoque le mouvement dans le sens antihoraire (anticyclonique) de la glace marine dans le gyre de Beaufort. Par conséquent, la glace marine sur l'océan Arctique converge contre les côtes du nord du Groenland et de l'AAC, créant l'une des glaces marines les plus épaisses dans le monde, certains floes étant d'une épaisseur de plus de 5 m (Kwok and Cunningham, 2015). Cette glace épaisse est plus résistante à la fonte sous l'effet du réchauffement de l'Arctique. Ainsi, en supposant qu'aucun changement de taille ne survienne relativement aux modèles de circulation atmosphérique, la glace marine persistera dans la DEG en été, même pendant que le reste de l'Arctique sera exempt de glace.



Figure 5.12: Emplacement de la dernière zone de glace

Emplacement approximatif (ombragé de couleur blanche) de la dernière zone de glace marine dans l'Arctique durant les mois d'été.

SOURCE DE LA FIGURE : CARTE DE BASE – [HTTPS://NOAA.MAPS.ARCGIS.COM/HOME/ITEM.HTML?ID=94F14EB0995E4BFC9D-2439FC868345DA](https://noaa.maps.arcgis.com/home/item.html?id=94f14eb0995e4bfc9d-2439fc868345da); ESTIMATION DE LA DERNIÈRE ÉTENDUE DE GLACE – [WWW.WWF.CA/CONSERVATION/ARCTIC/LIA/](http://www.wwf.ca/conservation/arctic/lia/)

L'attention scientifique récente, dans le contexte de l'Accord de Paris aux termes de la Convention-cadre des Nations Unies sur les changements climatiques, a porté sur la probabilité que l'Arctique devienne exempt de glace marine en été. L'Accord de Paris vise à renforcer l'intervention mondiale face aux changements climatiques en limitant l'augmentation de la température moyenne mondiale à 2 °C au-dessus des niveaux préindustriels, tout en déployant des efforts en vue de limiter encore plus le réchauffement, soit à 1,5 °C. Les simulations des modèles climatiques montrent qu'un Arctique exempt de glace marine deviendra de plus en plus probable alors que la température moyenne mondiale augmentera au-dessus de 1,5 °C et atteindra les 2 °C (p. ex. Jahn, 2018; Sigmond et coll., 2018). Ces études définissent les conditions exemptes de glace marine pour l'Arctique comme un seuil d'étendue de glace marine de 1 million de km²; cette couverture de glace restante se trouvera dans la DEG.

La DEG constituera un refuge important pour les espèces marines qui dépendent de la glace marine pour leur habitat et la chasse, ainsi que pour les collectivités qui dépendent de ces espèces. La persistance de la glace marine dans la DEG a des conséquences pour la navigation maritime dans l'Arctique. Par exemple, même lorsque la majeure partie de l'Arctique sera exempt de glace en été, une épaisse glace pluriannuelle venant de la DEG continuera d'être transportée vers le sud dans les chenaux du passage du Nord-Ouest, présentant un danger pour les navires en transit (Haas et Howell, 2015).

Résumé de la section

Pour résumer, l'environnement de la glace marine dans l'Arctique a profondément changé au cours des dernières décennies (Barber et coll., 2017). La glace marine pérenne qui survit à la fonte estivale est remplacée par une glace marine saisonnière plus mince qui fond en été. La zone de glace marine en été (surtout la glace pluriannuelle) a diminué dans tout l'Arctique canadien dans une proportion de 5 % à 20 % par décennie (de 1968 à 2016, selon la région); la zone de glace marine en hiver a diminué dans l'Est du Canada (de 7,6 % par décennie, de 1969 à 2016). Nous avons un **degré de confiance très élevé** dans ces tendances, qui ont été formulées par des analystes qualifiés d'après des graphiques du Service canadien des glaces qui présentent des renseignements sur la glace marine propres à l'échelle régionale. Il est **très probable** que des réductions continues de la glace marine en été et à l'automne à l'échelle de l'Arctique canadien, et de la glace marine en hiver dans les eaux au large de l'Est du Canada, entraînent des hausses de température selon tous les scénarios d'émissions. La plupart des régions marines de l'Arctique canadien pourraient être exemptes de glace marine durant au moins un mois en été d'ici 2050 (**degré de confiance élevé**), d'après des simulations de modèles CMIP5. Nous avons un **degré de confiance très élevé** dans l'énoncé selon lequel la région située au nord de l'AAC et du Groenland sera la dernière région où une épaisse glace pluriannuelle sera présente dans l'Arctique durant l'été. D'après la compréhension actuelle de la dynamique de la glace marine, fondée sur des observations par satellite, cette glace pluriannuelle continuera de dériver sur les eaux canadiennes.

5.4: Glaciers et calottes glaciaires

Message clé

Les glaciers arctiques et alpins du Canada se sont amincis au cours des cinq dernières décennies en raison de la hausse des températures de surface; les taux de perte de masse sont sans précédent sur une période de plusieurs millénaires (*degré de confiance très élevé*). La perte de masse des glaciers et des calottes glaciaires dans l'Arctique canadien représente le troisième facteur cryosphérique en importance quant à l'incidence sur la hausse mondiale du niveau de la mer (après les Inlandsis du Groenland et de l'Antarctique) (*degré de confiance très élevé*).

Message clé

Selon un scénario d'émissions moyennes, on projette que les glaciers de toute la Cordillère de l'Ouest perdront de 74 % à 96 % de leur volume d'ici la fin du siècle (*degré de confiance élevé*). Un déclin associé de l'écoulement d'eau de fonte glaciaire dans les rivières et les ruisseaux (avec des répercussions sur la disponibilité de l'eau douce) se présentera d'ici le milieu du siècle (*degré de confiance moyen*). La plupart des petites calottes glaciaires et platesformes de glace de l'Arctique canadien disparaîtront d'ici 2100 (*degré de confiance très élevé*).

La masse terrestre du Canada supporte environ 200 000 km² de glace, dont des glaciers et des calottes glaciaires dans l'Ouest du Canada, l'archipel arctique canadien (AAC) et le nord du Labrador (Radic et coll., 2014; Clarke et coll., 2015). Ces glaciers réagissent aux changements climatiques à long terme depuis le Petit Âge glaciaire, de même qu'au rapide réchauffement anthropogénique des dernières décennies. Les plus grandes calottes glaciaires se trouvent sur les îles de la ReineÉlisabeth et sur l'île de Baffin, dans l'Arctique canadien. Puisqu'elles s'écoulent dans l'océan Arctique, ces calottes glaciaires représentent la plus grande contribution éventuelle du territoire canadien aux augmentations du niveau de la mer (Radic et coll., 2014). Les glaciers montagneux de l'Ouest du Canada recouvrent une zone beaucoup plus petite et sont moins susceptibles de toucher le niveau de la mer mondial. Ils constituent toutefois une source importante d'écoulement d'eau de fonte, puisque la fonte de ces glaciers apporte une contribution importante à l'écoulement fluvial en été dans les réseaux fluviaux (Jost et coll., 2012; Naz et coll., 2014; Bash et Marshall, 2014). La perte de glaciers montagneux peut donc influencer sur la quantité d'eau disponible, et sur les périodes où elle l'est, dans des zones en aval qui peuvent s'éloigner loin des régions sources.

Une mesure clé de la santé des glaciers et des calottes glaciaires est le bilan de masse en surface, la différence entre la masse annuelle acquise par l'accumulation de neige et la masse perdue sous l'effet du ruissellement dû à la fonte. Dans l'Arctique canadien, un milieu relativement sec, le bilan de masse en surface est principalement déterminé par la durée et l'intensité de la saison de fonte estivale (Koerner, 2005), tandis que les glaciers des régions plus modérées du Canada sont souvent grandement influencés par les variations de la chute de neige d'une année sur l'autre. Les mesures de télédétection ne peuvent généralement pas servir à estimer directement le bilan de masse, à l'exception des mesures gravimétriques de résolution très grossière venant de la mission GRACE de la NASA (environ 450 km sur 450 km); toutefois, la télédétection fait effectivement apport de renseignements utiles sur l'état de fonte et de gel (Wang et coll., 2005), sur les changements de l'épaisseur de la glace (Gray et coll., 2016; Krabill et coll., 2002; Berthier et coll., 2014) et sur le mouvement des glaciers et le vélage d'icebergs (Strozzi et coll., 2008; van Wychen et coll., 2016; Gray et coll., 2001). Dans le cas des régions plus vastes, des modèles peuvent servir à estimer le bilan de masse (Lenaerts et coll., 2013; Gardner et coll., 2011). Des enregistrements à long terme des mesures de bilan de masse en surface d'un petit nombre de glaciers canadiens sont disponibles par l'entremise du Service de surveillance mondial des glaciers (<<http://wgms.ch/latest-glacier-mass-balance-data/>>). D'un point de vue logistique, il est difficile d'acquérir des mesures en surface pour déterminer le bilan de masse des glaciers; ainsi, seuls certains glaciers de l'AAC et de la Cordillère de l'Ouest sont surveillés (voir la figure 5.13).

5.4.1: Changements observés des glaciers et des calottes glaciaires

Le réchauffement climatique, combiné avec des périodes de réduction des précipitations dans l'Ouest du Canada, a contribué à un amincissement total de 30 m à 50 m des glaciers de la Cordillère du Sud depuis le début des années 1980 (voir la figure 5.13) (Zemp et coll., 2015). Au milieu des années 1980, les glaciers du parc provincial Garibaldi, dans le sud de la Colombie-Britannique, s'étaient contractés d'une superficie de 208 km² depuis l'étendue maximale de 505 km² du Petit Âge glaciaire, avec un rétrécissement accéléré de 52 km² supplémentaires (ou 7 % du maximum du Petit Âge glaciaire) d'ici 2005 (Koch et coll., 2009). L'étendue des glaciers sur plusieurs sites dans les parties centrales et du sud des Rocheuses canadiennes a diminué d'environ 40 % de 1919 à 2006 (Tennant et coll., 2012). Les glaciers du champ de glace Columbia, dans les Rocheuses canadiennes, ont aussi connu des changements radicaux de 1919 à 2009, perdant 22,5 % de leur superficie totale tout en reculant de plus de 1,1 km en moyenne (Tennant et Menounos, 2013). Des photos aériennes montrent que tous les glaciers de la chaîne Cariboo, en Colombie-Britannique, ont reculé au cours de la période de 1952 à 2005, avec une perte d'étendue de surface d'environ 11 % (Beedle et coll., 2015). Dans l'Est du Canada, les petits glaciers alpins des monts Torngat, au Labrador (voir l'emplacement dans la figure 5.13) ont rapetissé de 27 % entre 1950 et 2005, le taux d'amincissement allant jusqu'à 6 m par année sur les 22 km² de glaciers qui restent dans cette zone (Barrand et coll., 2017).

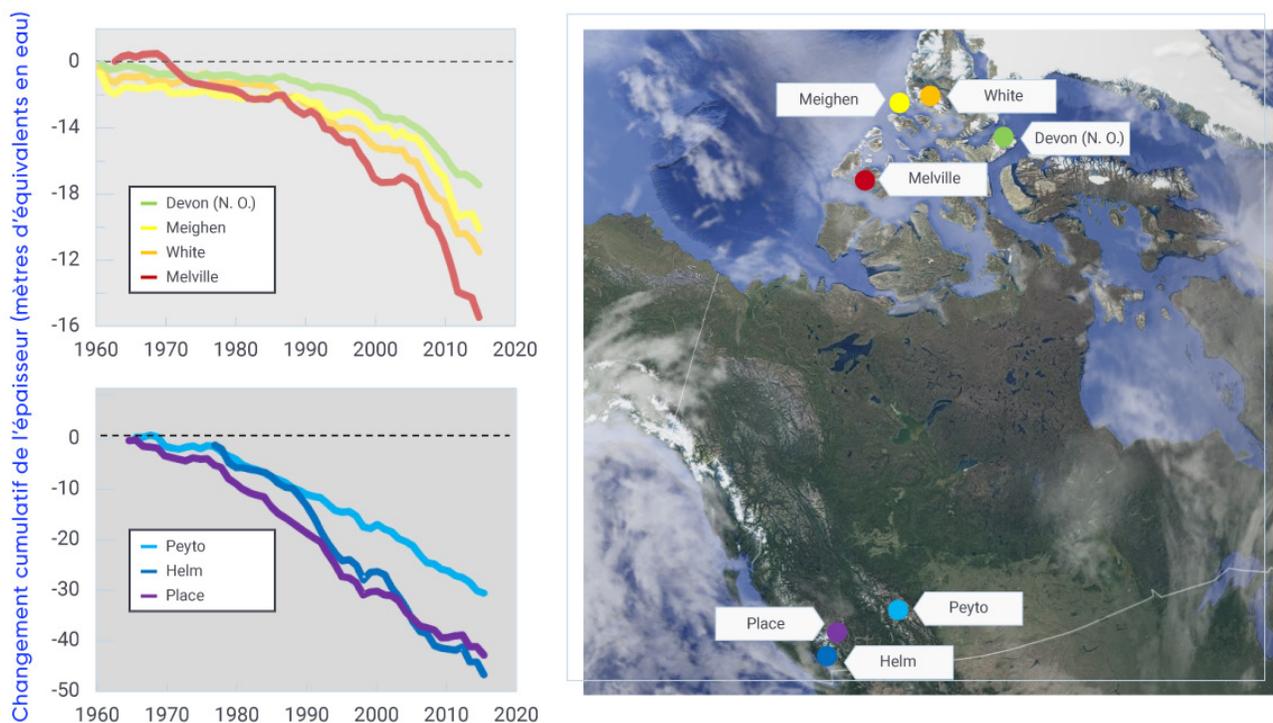


FIGURE 5.13: Changement cumulatif de l'épaisseur sur les sites de surveillance à long terme des glaciers au Canada

Une carte montre l'emplacement des sites de surveillance dans l'archipel arctique canadien et la Cordillère de l'Ouest (image courtoisie de Google Earth). Les graphiques montrent le changement de l'épaisseur cumulative des glaciers de référence dans l'Extrême-Arctique canadien (partie supérieure gauche) et dans la Cordillère de l'Ouest (partie inférieure gauche) depuis le début des années 1960. Notez que les échelles verticales se diffèrent entre les graphiques.

SOURCE DE LA FIGURE : LES DONNÉES SUR LE BILAN DE MASSE POUR DEVON (NORD-OUEST), MEIGHEN, MELVILLE ET TOUS LES SITES DE LA CORDILLÈRE DE L'OUEST VIENNENT DES ARCHIVES DE LA COMMISSION GÉOLOGIQUE DU CANADA, ET LES DONNÉES POUR LE GLACIER WHITE ONT ÉTÉ OBTENUES DE L'UNIVERSITÉ TRENT (DE 1960 À 2012; G. COGLEY) ET DE L'UNIVERSITÉ D'OTTAWA (DE 2013 À 2015; L. COPLAND).

Les glaciers et les champs de glace recouvrant environ 10 000 km² du Yukon ont diminué d'une superficie d'environ 22 % entre 1957 et 2007 et se sont amincis de 0,78 m d'équivalent en eau (plage d'incertitude de 90 % allant de 0,44 m à 1,12 m par année), apportant une contribution de 1,12 mm (plage d'incertitude de 90 % allant de 0,63 mm à 1,61 mm) au niveau de la mer mondiale au cours de cette période (Barrand et Sharp, 2010). Le bilan de masse des glaciers, mesuré dans trois sites de surveillance en Alaska (tous dans un rayon de 300 km du champ de glace de Kluane, au Yukon), indique que le bilan de masse des glaciers dans cette région est rapidement passé de positif à négatif à la fin des années 1980 (Wolken et coll., 2017).

La surveillance à long terme des glaciers sur place indique une tendance de perte considérable des glaciers et des calottes glaciaires dans l'AAC à compter du début des années 1990 (voir la figure 5.13). L'accélération de l'amincissement des glaciers dans cette région au milieu des années 2000 coïncidait avec des hausses du réchauffement en été, provoquées par l'advection de masses d'air chaud de l'Arctique en provenance d'altitudes plus au sud (Sharp et coll., 2011; Mortimer et coll., 2016). D'après les mesures par satellite et les modèles de bilan massif en surface, la perte de masse totale des glaciers et des calottes glaciaires dans l'AAC a plus que doublé, passant de 22 gigatonnes (Gt) par année entre 1995 et 2000 (Abdalati et coll., 2004) à 60 Gt par année (plage d'incertitude de 90 % allant de 52 à 66 Gt par année) au cours de la période de 2004 à 2009 (Gardner et coll., 2013), et à 67 Gt par année (plage d'incertitude de 90 % allant de 61 Gt à 73 Gt par année) au cours de la période de 2003 à 2010 (Jacob et coll., 2012), les pertes de masse continuant de s'accroître jusqu'en 2015 (Harig et Simons, 2016). D'après les évaluations les plus récentes du changement relatif régional aux glaciers, la fonte des glaciers dans l'AAC a apporté une contribution de 0,16 mm par année à l'augmentation du niveau de la mer mondiale depuis 1995, représentant 23 % de la contribution des Inlandsis du Groenland et 75 % de l'Inlandsis de l'Antarctique (Gardner et coll., 2013; Shepard et coll., 2012; Sharp et coll., 2016).

La calotte glaciaire de Barnes sur l'île de Baffin, le dernier vestige de l'Inlandsis Laurentides qui recouvrait la majeure partie du Canada pendant la dernière glaciation, a perdu 17 % de sa masse de 1900 à 2010 (Gilbert et coll., 2016). Environ 10 % de l'étendue totale de la glace de l'AAC est composée de petites calottes glaciaires stagnantes (les plus vieilles ont moins de 3 000 ans), situées presque entièrement sous la ligne altimétrique d'équilibre régionale, ce qui veut dire que ces glaces n'ont pas de zone d'accumulation et connaissent un amincissement net sur toute leur étendue pendant la plupart des années. Ces calottes glaciaires se rétrécissent (Serreze et coll., 2017) et se fragmentent rapidement (Burgess, 2017), beaucoup d'elles étant censées disparaître complètement au cours des prochaines décennies. D'un âge semblable aux petites calottes glaciaires, on trouve les plateformes de glace du nord de l'île d'Ellesmere, qui sont composées de glace de glacier flottant et/ou de vieille glace marine très épaisse. La superficie de ces plateformes de glace a diminué d'environ 90 % depuis 1900 (plus de 50 % de cette perte a eu lieu depuis 2003), et les plateformes ne devraient survivre que pendant la prochaine une ou deux décennies à venir (Mueller et coll., 2017).

Comme bien d'autres glaciers du monde, les glaciers du Canada sont en déséquilibre par rapport aux conditions climatiques actuelles et continueront de perdre de leur masse pendant l'avenir prévisible. Le réchauffement estival dans l'Arctique a provoqué la fonte extrême des calottes glaciaires et des glaciers au cours des deux dernières décennies, faisant en sorte que cette région représente le troisième facteur cryosphérique en importance quant à l'incidence sur la hausse mondiale du niveau de la mer (après les Inlandsis du Groenland et de l'Antarctique).

5.4.2: Changements projetés des glaciers et des calottes glaciaires

Les projections des modèles climatiques indiquent que l'Ouest du Canada et des États-Unis mis en ensemble (regroupés dans de nombreuses études en raison de leur domaine montagneux semblable) pourraient perdre environ 85 % (plage d'incertitude de 90 % allant de 74 % à 96 %) du volume de 2006 des glaciers d'ici la fin du siècle selon un scénario d'émissions moyennes (RCP4.5). Selon un scénario d'émissions élevées (RCP8.5), cette perte pourrait être de plus de 95 % (Radic et coll., 2014). Les glaciers des chaînes côtières de l'Ouest du Canada devraient perdre 75 % (plage d'incertitude de 90 % allant de 65 % à 85 %) de leur étendue de glace de 2005 et 70 % (plage d'incertitude de 90 % allant de 60 % à 80 %) de leur volume d'ici 2100 d'après la moyenne de quatre scénarios d'émissions (RCP2.6, 4.5, 6.0, 8.5) (Clarke et coll., 2015). Les glaciers de l'intérieur occidental canadien devraient perdre plus de 90 % de leur volume de 2005 selon tous les scénarios, sauf un scénario de faibles émissions (RCP2.6) (Clarke et coll., 2015). Ces changements, conjointement avec la perte projetée du manteau neigeux alpin, auront une incidence sur les ressources hydriques régionales (Fyfe et coll., 2017; voir le chapitre 6, section 6.2). Les rivières alimentées par les glaciers peuvent connaître des périodes de débit accru en raison des contributions accrues de l'eau de fonte dans un climat en réchauffement; toutefois, cette réaction est limitée, et la perte de masse des glaciers associée au réchauffement devrait entraîner une réduction du débit fluvial en été d'ici le milieu du siècle (Clarke et coll., 2015). Le rythme et le moment de cette transition auront des conséquences importantes pour la qualité et la température de l'eau des ruisseaux et des rivières, ainsi que pour la disponibilité de l'eau pour les usages humains, comme la production d'hydroélectricité et l'agriculture.

D'après les modèles de glace terrestre régionale, on projette que les glaciers et les calottes glaciaires dans l'Arctique canadien perdront 18 % de leur masse totale d'ici 2100 (Radic et coll., 2014; par rapport à une masse de bases de référence estimée par Radic et Hock, 2011) selon un scénario d'émissions moyennes (RCP4.5), ce qui correspond à une augmentation de 35 mm du niveau de la mer mondial (Lenaerts et coll., 2013; Marzeion et coll., 2012). Cette perte de volume de la glace terrestre dans l'Arctique canadien d'ici 2100 apportera une contribution de 41 mm d'équivalent en niveau de la mer (plage d'incertitude de 90 % allant de 26 mm à 56 mm) selon le scénario RCP4.5, et de 57 mm d'équivalent en niveau de la mer (plage d'incertitude de 90 % allant de 39 mm à 75 mm) d'après un scénario d'émissions élevées (RCP8.5) (Radic et coll., 2014). La densification du névé (neige granuleuse partiellement compactée qui se trouve au stade intermédiaire entre la neige et la glace glaciaire) à altitude élevée a fait en sorte de réduire ou d'éliminer la capacité d'emmagasinage intérieur des grandes calottes glaciaires (de plus de 2 000 km²) dans cette région, venant ainsi augmenter la sensibilité de celles-ci au réchauffement futur (Noël et coll., 2018). D'après les scénarios de la perte observée au cours des dernières décennies, bon nombre des petites calottes glaciaires restantes (de moins de 2 000 km²) et des platesformes de glace dans l'Arctique canadien devraient disparaître d'ici 2100.

Résumé de la section

Pour résumer, les glaciers arctiques et alpins du Canada se sont amincis au cours des trois à cinq dernières décennies en raison des températures de surface en hausse (*degré de confiance très élevé*). Même si l'échantillonnage spatial est limité, ces tendances à long terme du changement de l'épaisseur des glaciers ont été mesurées chaque année en suivant des protocoles normalisés, et elles concordent avec l'approche de la télédétection et celle fondée sur des modèles. De multiples évaluations effectuées à l'aide de données de satellite et de modèles montrent que la perte de masse des glaciers et des calottes glaciaires dans l'Arctique canadien représente le premier facteur cryosphérique en importance quant à l'incidence sur la hausse mondiale du niveau de la mer (après les Inlandsis du Groenland et de l'Antarctique; *degré de confiance très élevé*). D'après un modèle de

bilan de masse régional forcé par des scénarios climatiques futurs, les glaciers à l'échelle de la Cordillère de l'Ouest devraient perdre jusqu'à 85 % de leur volume d'ici la fin du siècle (*degré de confiance élevé*). Cela conduira à un déclin de l'écoulement d'eau de fonte glaciaire dans les rivières et les ruisseaux, bien que nous n'ayons qu'un *degré de confiance moyen* dans les répercussions absolues sur la disponibilité de l'eau douce en raison de plusieurs autres facteurs contribuant aux changements projetés du débit fluvial (voir le chapitre 6, section 6.2). D'après les données de sortie de divers modèles indépendants, les glaciers et les calottes glaciaires dans l'Arctique canadien perdront 18 % de leur masse totale d'ici la fin du siècle et continueront donc d'apporter une contribution importante à l'augmentation du niveau de la mer mondiale au-delà de 2100 (*degré de confiance élevé*). Les petites calottes glaciaires et platesformes de glace de l'Arctique canadien rapetissent rapidement. D'après les changements observés au cours des dernières décennies, ainsi que la sensibilité des calottes glaciaires et des platesformes de glace aux hausses de température projetées, on s'attend à ce que la plupart de celles-ci disparaissent bien avant 2100 (*degré de confiance très élevé*).

5.5: Glace des lacs et des rivières

Message clé

La durée de la couverture de glace saisonnière des lacs a diminué dans l'ensemble du Canada au cours des cinq dernières décennies en raison de la formation de glace tardive en automne et de la débâcle printanière précoce (*degré de confiance élevé*). La couverture de glace saisonnière maximale des Grands Lacs varie fortement depuis 1971 (*degré de confiance très élevé*), sans présenter de tendance importante.

Message clé

La débâcle printanière des lacs aura lieu de 10 à 25 jours plus tôt d'ici le milieu du siècle, et l'englacement à l'automne aura lieu de 5 à 15 jours plus tard, selon le scénario d'émissions et les caractéristiques propres au lac, comme la profondeur (*degré de confiance moyen*).

Le Canada est un pays riche en lacs, surtout dans la région du Nord, alors que de 20 % à 25 % environ des basses terres côtières de l'Arctique sont recouvertes de lacs (Duguay et coll., 2003). Par conséquent, le moment de l'englacement et de la débâcle des lacs et des rivières (ce que l'on appelle la phénologie de la glace) et l'épaisseur de la glace constituent des indicateurs importants de variabilité et de changements climatiques. La phénologie de la glace est sensible aux changements de température de l'air, tandis que les changements de l'épaisseur de la glace sont reliés autant aux changements relatifs à la température de l'air ainsi qu'à la chute de neige. En raison des propriétés isolantes de la neige, le moment de l'accumulation de neige sur la nouvelle glace et de l'accumulation saisonnière de neige influence l'épaisseur de la glace. Les enregistrements sur place de la couverture de la glace sont limités dans une grande partie du Canada, étant donné que la surveillance de la glace à la surface n'est pas pratique dans de nombreuses régions. Ainsi, la télédétection par satellite est couramment employée pour surveiller la glace des lacs et des rivières (Howell et coll., 2009).

Les changements relatifs à la phénologie et à l'épaisseur de la glace influencent le rôle que jouent les lacs dans les cycles régionaux de l'énergie et de l'eau (Rouse et coll., 2005). La couverture de la glace a également de puissants effets sur les processus biogéochimiques des lacs dans les régions froides : sur l'île d'Ellesmere, les changements relatifs à la productivité écologique dans les lacs de l'Extrême-Arctique sont principalement déterminés par les variations de la durée de la couverture de la glace (Griffiths et coll., 2017). Les réductions de la couverture de la glace peuvent aussi rendre possibles de plus

grandes émissions de méthane (un gaz à effet de serre) par les lacs de l'Arctique (Greene et coll., 2014; Tan et Zhuang, 2015). L'importance de la couverture de la glace pour les écosystèmes ne se limite pas à l'Arctique. Par exemple, la fonte précoce de la glace des Grands Lacs est reliée à la turbidité et à l'activité des phytoplanctons sous l'effet du brassage accru par le vent (Bai et coll., 2015). Les routes saisonnières traversant les lacs gelés servent de voies d'approvisionnement pour les collectivités éloignées et les mines durant les mois d'hiver, alors que la glace stable des lacs et des rivières est nécessaire aux loisirs et aux déplacements sécuritaires en hiver pour les résidents des collectivités nordiques.

5.5.1: Changements observés de la glace des lacs et des rivières

Des observations de surface montrent que la débâcle de la glace se produit plus tôt, et que l'englacement apparaît plus tard, sur les petits lacs du sud du Québec, de l'Ontario, du Manitoba et de la Saskatchewan (Brown et Duguay, 2010). Une tendance de déclin important de la couverture de la glace maximale annuelle a été observée pour les Grands Lacs laurentiens au cours de la période de 1973 à 2010 (déclin de 71 % pour tous les Grands Lacs laurentiens), les plus grands déclin se produisant sur le lac Ontario (88 %), le lac Supérieur (79 %) et le lac Michigan (77 %) (Wang et coll., 2012). Les années de glace dense de 2014, 2015 et 2018, toutefois, font en sorte qu'il n'y ait pas de tendance enregistrée pour la période complète de 1973-2018 (figure 5.14). La plus grande variation d'une année sur l'autre est associée aux oscillations arctique et nordatlantique (OA, ONA) ainsi qu'à l'El Niño-Oscillation australe (ENSO) (voir le chapitre 2, encadré 2.5). Par exemple, le niveau maximal de la couverture de la glace pendant l'hiver 2011–2012, qui a établi un nouveau record, s'est produit pendant une forte OA/ONA de phase positive et pendant la phase froide de l'ENSO (le phénomène La Niña) (Bai et coll., 2015). La question de savoir si la couverture de la glace variable contribue aux hausses observées de la température de l'eau dans les Grands Lacs laurentiens est une matière à débat. Des constatations récentes donnent à penser que les changements relatifs à la couverture de la glace des lacs en hiver ne jouent qu'un rôle mineur dans la tendance de réchauffement observée (Zhong et coll., 2016), tandis que la durée de la couverture de la glace a été reliée à la température de surface de l'eau en été (surtout dans les zones proches des côtes), où les lacs ont été examinés à une échelle spatiale plus fine (Mason et coll., 2016).

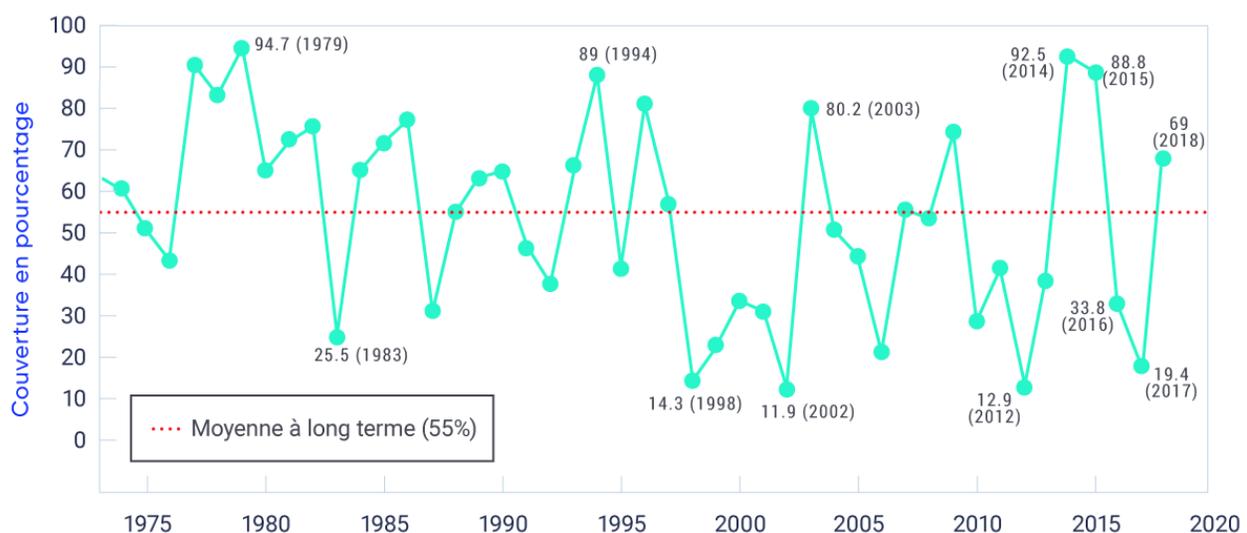


FIGURE 5.14: Couverture de la glace maximale annuelle sur les Grands Lacs laurentiens, de 1973 à 2018

Couverture de la glace maximale annuelle sur les Grands Lacs laurentiens (%) (de 1973 à 2017). La ligne pointillée rouge indique la moyenne à long terme.

SOURCE DE LA FIGURE : NOAA GREAT LAKES ENVIRONMENTAL RESEARCH LABORATORY, [HTTPS://WWW.GLERL.NOAA.GOV/DATA/LCE/](https://www.glerl.noaa.gov/data/lce/)

Les mesures par satellite montrent que les lacs de l'Arctique canadien connaissent aussi une arrivée précoce de la glace minimale (la dernière date de la présence de la couverture de la glace flottante sur la surface des lacs) et que l'eau y est exempte de glace plus tôt (voir la figure 5.15; voir aussi Duguay et coll., 2006; Prowse, 2012; Cooley et Pavelsky, 2016). Ces changements sont compatibles avec une évaluation circumpolaire récente qui montrait qu'environ 80 % des lacs de l'Arctique avaient connu un déclin de la durée de la couverture de la glace de 2002 à 2015 en raison de l'englacement tardif et de la débâcle précoce (Du et coll., 2017). Les résultats du nord de l'Alaska (qui sont probablement semblables à ceux du Nord-ouest du Canada) montrent que la glace des lacs a commencé à s'amincir au cours des dernières décennies (Alexeev et coll., 2016). De 1992 à 2011, le tiers environ des lacs peu profonds, où, d'un point de vue historique, le volume d'eau au complet gelait sur le lit d'ici la fin de l'hiver s'est changé en glace flottante (Arp et coll., 2012; Surdu et coll., 2014). Le lac le plus au nord du Canada, le lac Ward Hunt (situé sur l'île Ward Hunt), avait maintenu une couverture de glace continue à longueur d'année pendant de nombreuses décennies jusqu'aux étés très chauds de 2011 et de 2012, où la couverture de la glace a entièrement fondu (Paquette et coll., 2015). Cette perte de couverture de la glace d'eau douce pluriannuelle s'est produite presque en même temps que la chute de la plateforme de glace de Ward Hunt située à proximité (Mueller et coll., 2009; Veillette et coll., 2010). Une analyse d'une série temporelle sur 15 ans (de 1997 à 2011) d'imagerie radar et d'imagerie spatiale optique présente d'autres preuves selon lesquelles certains des lacs des parties du centre et de l'est de l'Extrême-Arctique canadien sont en période de transition, allant de la couverture de glace continue (à longueur d'année) à la couverture de glace saisonnière (Surdu et coll., 2016).

Il est difficile de présenter une évaluation des changements relatifs à la glace des rivières à l'échelle du Canada, et ce, en raison du peu d'observations existantes et du manque d'évaluations récentes des données disponibles. Il existe des preuves d'une débâcle précoce de la glace des rivières, ce qui va dans le même sens que les hausses de la température de surface (Prowse, 2012). Toutefois, on ne comprend pas entièrement l'incidence qu'auront, sur l'embâcle glaciaire et les inondations, les changements d'origine climatique relatifs à la phénologie et à l'épaisseur de la glace, combinée avec les régimes d'écoulement saisonnier en évolution (voir le chapitre 6, section 6.2) et l'influence des processus hydrauliques (c.à.d. la résistance changeante de la glace) (Beltaos et Prowse, 2009).

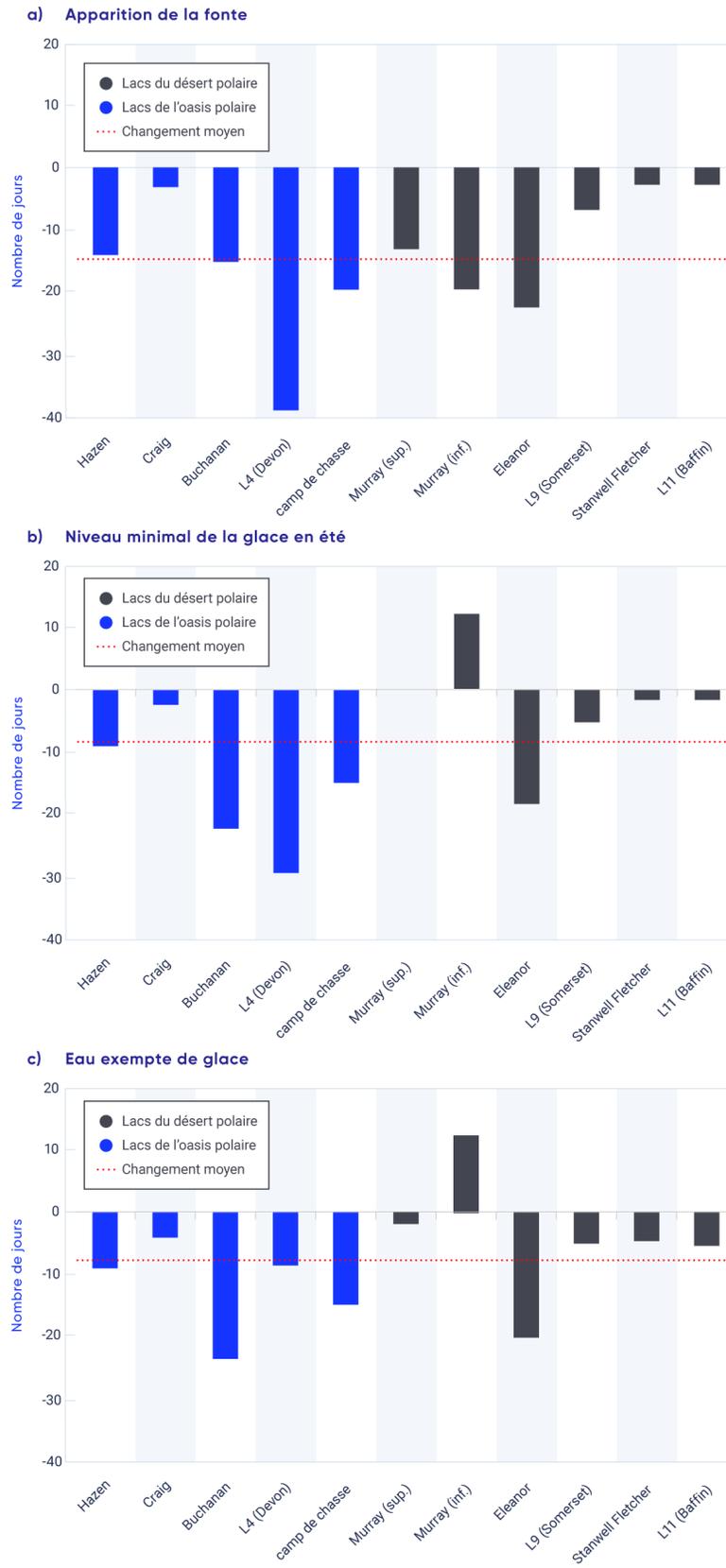


Figure 5.15: Changements de la couverture de la glace pour certains lacs de l'Extrême-Arctique canadien, de 1997 à 2011

Nombre de jours plus tôt (nombres négatifs) ou plus tard (nombres positifs) a) de l'apparition de la fonte, b) du niveau minimal de la glace en été et c) de la date à laquelle l'eau est exempte de glace pour certains lacs des parties du centre et de l'est de l'Extrême-Arctique canadien, de 1997 à 2011. Le changement du nombre de jours est déclaré par rapport à la date moyenne de 1997 à 2011 (d'après les observations par télédétection). Les lacs faisant partie de milieux d'oasis polaire (précipitations annuelles relativement élevées) sont représentés par des barres bleues, et les lacs faisant partie de milieux de désert polaire (précipitations annuelles relativement faibles) sont représentés par des barres noires. La ligne pointillée rouge indique le changement moyen de 1997 à 2011.

SOURCE DE LA FIGURE : SURDU ET COLL., 2016

5.5.2: Changements projetés de la glace des lacs et des rivières

Les changements relatifs à la glace des lacs ne peuvent être projetés qu'indirectement, puisque les modèles de lacs ne sont pas intégrés aux modèles climatiques mondiaux et que les lacs individuels ne sont pas résolus spatialement. Lorsqu'ils sont forcés par un climat futur selon un scénario d'émissions moyennes (RCP4.5), les modèles de glace des lacs projettent que la débâcle printanière aura lieu de 10 à 25 jours plus tôt d'ici le milieu du siècle (comparativement à la période de 1961 à 1990) et que l'englacement aura lieu jusqu'à 15 jours plus tard dans l'ensemble du Canada (Brown et Duguay, 2011; Dibike et coll., 2012) (figure 5.16). Cela entraîne une réduction de 15 à 40 jours de la durée de la couverture de la glace dans une grande partie du pays. Des réductions plus extrêmes jusqu'à 60 jours sont projetées dans les régions côtières. L'éventail de changements projetés s'explique par la variabilité régionale des changements relatifs à la température et à la chute de neige, ainsi que par des variables propres aux lacs comme la taille et la profondeur. Les Grands Lacs laurentiens peuvent être résolus par des modèles de lacs si l'on réduit l'échelle des données sur les forçages climatiques. Cette approche a produit des résultats cohérents : la durée de la couverture de la glace est réduite de 25 à 50 jours sur tous les Grands Lacs laurentiens d'ici le milieu du siècle en raison de l'englacement tardif et de la fonte précoce (Gula et Peltier, 2012). L'épaisseur de la glace saisonnière moyenne devrait diminuer de 10 cm à 50 cm d'ici le milieu du siècle, avec une diminution plus marquée dans la partie est de l'Extrême-Arctique canadien (Brown et Duguay, 2011).

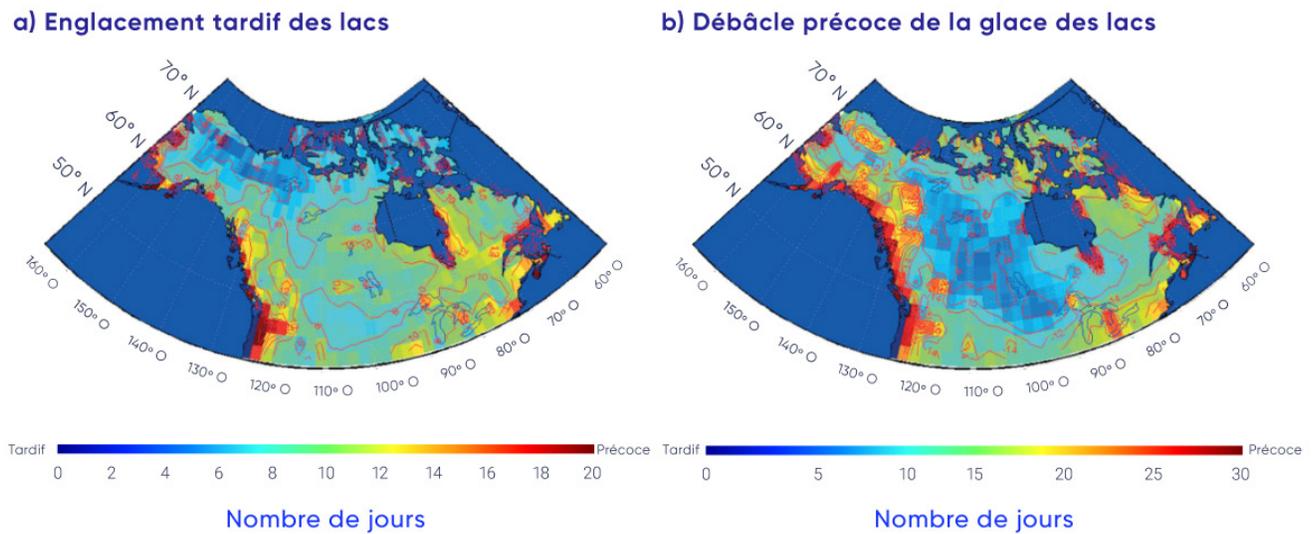


Figure 5.16: Changement projeté des dates d'englacement et de débâcle de la glace pour les lacs canadiens

Changement de la date moyenne (nombre de jours) a) de l'englacement et b) de la débâcle entre les périodes climatiques actuelles (de 1961 à 1990) et futures (de 2041 à 2070) pour un lac hypothétique d'une profondeur de 20 m. Il est à noter que tous les changements surviennent dans la direction positive (englacement tardif et débâcle précoce de la glace). Les simulations ont été effectuées au moyen du Modèle régional canadien du climat (MRC 4.2), selon le scénario d'émissions SRES A2.

SOURCE DE LA FIGURE : DIBIKE ET COLL., 2012

Le réchauffement devrait provoquer une débâcle précoce de la glace des rivières au printemps, et ce, en raison de la force mécanique réduite de la glace et de l'apparition précoce du débit de pointe (Cooley et Pavelsky, 2016). Une débâcle plus fréquente au milieu de l'hiver et des événements d'embâcle associés sont à prévoir (Beltaos et Prowse, 2009), même si les changements projetés des propriétés de la glace des rivières peuvent réduire les obstructions de glace pendant le passage de la crue printanière (le débit accru s'expliquant par la fonte de neige et de glace au printemps) (Prowse et coll., 2010). Une saison de couverture de glace plus courte et une épaisseur plus réduite de la glace peuvent influencer la sécurité alimentaire dans les collectivités nordiques en rendant moins fiables les itinéraires de chasse traditionnels fondés sur la glace et en rendant moins sécuritaires les déplacements sur la glace. La fiabilité et la prévisibilité des chemins de glace à titre de voies d'approvisionnement pour les collectivités et les sites de développement dans le Nord du Canada ne dépendent pas entièrement du climat, puisque ces chemins de glace sont partiellement travaillés chaque saison (c.à.d. que la neige est retirée pour accélérer la croissance de la glace). Cependant, il y a eu des cas où la saison de navigation sur les routes de glace a été gravement limitée en raison du temps inhabituellement doux au début de l'hiver (Sturm et coll., 2016). La durée opérationnelle saisonnière de ces routes de glace devrait diminuer sous l'effet du réchauffement en hiver (Perrin et coll., 2015; Mullan et coll., 2017).

Résumé de la section

Pour résumer, la durée de la couverture saisonnière de la glace sur les lacs est en déclin dans l'ensemble du Canada en raison de la formation de glace tardive en automne et de la débâcle printanière précoce, avec des conséquences pour les services écosystémiques reliés à l'eau douce, le tourisme et les loisirs ainsi que le transport. Même si le réseau de surveillance de surface est limité, nous avons un *degré de confiance élevé* dans cette tendance en raison de la concordance entre les observations par satellite et les simulations historiques des modèles de glace des lacs. Il y a une tendance négative faible quant à la couverture de glace saisonnière maximale des Grands Lacs laurentiens (de 1971 à 2017); l'importante variation d'une année sur l'autre est la caractéristique principale de la série temporelle (*degré de confiance très élevé*). Les changements relatifs à la glace des lacs sont difficiles à projeter, puisque les modèles de lacs ne sont pas intégrés aux modèles climatiques mondiaux et que les lacs individuels ne sont pas résolus spatialement. Les estimations de la phénologie de la glace des lacs sont plutôt tirées de modèles de lacs forcés par les climats futurs projetés. Ces simulations indiquent que la débâcle de la glace des lacs aura lieu de 10 à 25 jours plus tôt d'ici le milieu du siècle, avec un retard de l'englacement automnal de 5 à 15 jours, selon le scénario d'émissions. Même si l'incidence du réchauffement des températures sur la phénologie de la glace est évidente, nous n'avons qu'un *degré de confiance moyen* dans ces projections en raison des nombreuses sources d'incertitude, dont la qualité des projections de la chute de neige, les limites des modèles de glace des lacs et le rôle des caractéristiques propres aux lacs comme la profondeur et la morphologie.

5.6: Pergélisol

Message clé

La température du pergélisol a augmenté au cours des trois et quatre dernières décennies (*degré de confiance très élevé*). Les observations régionales révèlent un taux de réchauffement d'environ 0,1 °C par décennie dans la partie centrale de la vallée du Mackenzie et de 0,3 °C à 0,5 °C par décennie dans l'Extrême-Arctique. L'épaisseur de la couche active a augmenté d'environ 10 % depuis 2000 dans la vallée du Mackenzie. Une formation généralisée de formes de relief thermokarstiques a été observée dans tout le Nord du Canada.

Message clé

Des hausses de la température moyenne de l'air dans les régions pergélisolées sont projetées selon tous les scénarios d'émissions, entraînant un réchauffement continu du pergélisol et un dégel sur de grandes superficies d'ici le milieu du siècle (*degré de confiance élevé*), avec des répercussions sur les infrastructures nordiques et sur le cycle de carbone.

Le pergélisol constitue une composante importante du paysage canadien, soustendant environ 40 % de la masse terrestre et s'étendant sous l'océan dans certaines parties de l'Arctique canadien. Les propriétés du sol (dont le sol minéral profond et les couches de matières organiques, s'il y a lieu), la couverture végétale et l'épaisseur du manteau neigeux qui recouvre le tout (en raison des propriétés isolantes de la neige) exercent une influence importante sur la température du sol, et, donc, sur les caractéristiques du pergélisol. La couche de sol au-dessus du pergélisol qui dégèle et gèle chaque année est appelée la « couche active ».

Comprendre les conditions actuelles du pergélisol et la façon dont elles peuvent évoluer en réaction aux changements climatiques est essentiel à l'évaluation des répercussions des changements climatiques et à l'élaboration de stratégies d'adaptation dans le Nord du Canada. Les conditions du pergélisol sont reliées à des processus hydrologiques (p. ex. le drainage) et de masse terrestre (p. ex. l'érosion et les mouvements de pente); ainsi, le réchauffement et le dégel au sol peuvent avoir une incidence sur les écosystèmes. Le dégel du pergélisol riche en glace entraîne l'instabilité du sol; si l'on n'en tient pas compte à la phase de conception, cela peut toucher l'intégrité d'infrastructures comme les bâtiments et les bandes d'atterrissage. Les collectivités côtières font face à des défis uniques en raison de processus liés au dégel de l'avant-côte (Ford et coll., 2016). La région nordique circumpolaire du pergélisol conserve des réserves de carbone (d'environ 1 000 pentagrammes [Pg] dans la couche supérieure de 3 m), ce qui est autant que la quantité totale de carbone dans l'atmosphère (Hugelius et coll., 2014; Olofeldt et coll., 2016). Si le pergélisol dégelait, cela pourrait donc libérer une quantité massive de gaz à effet de serre (dioxyde de carbone et méthane) dans l'atmosphère (Romanovsky et coll., 2017a). Les sols nordiques emmagasinent de façon efficace le mercure, qui est susceptible d'être libéré en cas de dégel du pergélisol (Schuster et coll., 2018). Le dégel du pergélisol peut aussi libérer d'autres composés et matières dissoutes (p. ex. Kokelj et Jorgenson, 2013; Kokelj et coll., 2013), y compris les contaminants associés aux installations de gestion de déchets, qui peuvent dépendre du pergélisol aux fins de limitation (p. ex. Prowse et coll., 2009; Thienpont et coll., 2013).

5.6.1: Changements observés du pergélisol

Les conditions du pergélisol sont difficiles à surveiller parce qu'elles ne peuvent être déterminées directement à l'aide de mesures par satellite. Elles sont en grande partie déterminées par la surveillance sur place, qui entraîne des écarts dans la distribution spatiale des sites de mesure en raison de l'inaccessibilité relative de grandes parties du Nord du Canada et de l'accent mis historiquement sur la surveillance des régions présentant un potentiel de développement d'infrastructures (comme la vallée du Mackenzie Valley; Smith et coll., 2010). Les changements des conditions du pergélisol au cours des dernières décennies peuvent être évalués en suivant les changements de deux indicateurs clés : la température du pergélisol et l'épaisseur de la couche active. La température au sol, mesurée audessous de la profondeur, où elle varie d'une saison à l'autre, représente un bon indicateur des changements climatiques d'une décennie à un siècle, tandis que la couche active réagit aux fluctuations climatiques à court terme (Romanovsky et coll., 2010).

Dans tout le Nord du Canada, la température au sol est mesurée dans des trous de forage, généralement d'une profondeur de jusqu'à 20 m. Certains de ces sites de surveillance sont en activité depuis plus de deux décennies, tandis que de nombreux autres ont été mis en place au cours de l'Année polaire internationale (API, de 2007 à 2009) dans le but d'établir des mesures de référence de la température du pergélisol (Smith et coll., 2010; Derksen et coll., 2012). Une comparaison de données recueillies pendant environ cinq ans après l'établissement de la base de référence de l'API indique que le pergélisol s'est réchauffé sur de nombreux sites de la forêt boréale à la toundra (Smith et coll., 2015a), les plus grands changements touchant le pergélisol plus froid de l'est de l'Arctique et de l'Extrême-Arctique, où les températures ont augmenté de plus de 0,5 °C sur certains sites au cours de cette brève période. La collecte de données continue a fait en sorte de prolonger la série temporelle au-delà de 30 ans pour certains sites, permettant aux chercheurs de situer les changements survenus depuis l'API dans le contexte d'un enregistrement à plus long terme.

La température du pergélisol chaud (de plus de -2 °C) dans les parties du centre et du sud de la vallée du Mackenzie (c.à.d. Norman Wells, Wrigley) a augmenté depuis le milieu des années 1980, mais le rythme d'augmentation de la température est généralement plus bas depuis 2000 – moins de 0,2 °C environ par décennie (voir la figure 5.17 et le tableau 5.1). Le faible taux d'augmentation est observé parce que la température du pergélisol est déjà proche de 0 °C dans cette région; ainsi, l'énergie est dirigée vers la chaleur latente nécessaire pour faire fondre la glace au sol plutôt que de faire hausser davantage la température. Au Yukon, une comparaison de mesures récentes de la température au sol avec celles effectuées à la fin des années 1970 et au début des années 1980 indique un réchauffement semblable d'environ 0,2 °C par décennie (Duguay, 2013; Smith et coll., 2015b). À l'inverse, dans le Nord de la vallée du Mackenzie (les sites désignés Norris Ck et KC-07 dans la figure 5.17 et le tableau 5.1), les augmentations récentes de la température du pergélisol ont été de jusqu'à 0,9 °C par décennie, probablement associées aux augmentations plus marquées de la température de l'air à la surface dans cette région au cours de la dernière décennie, comparativement au sud de la vallée du Mackenzie (Wrigley, Norman Wells dans la figure 5.17; Smith et coll., 2017).

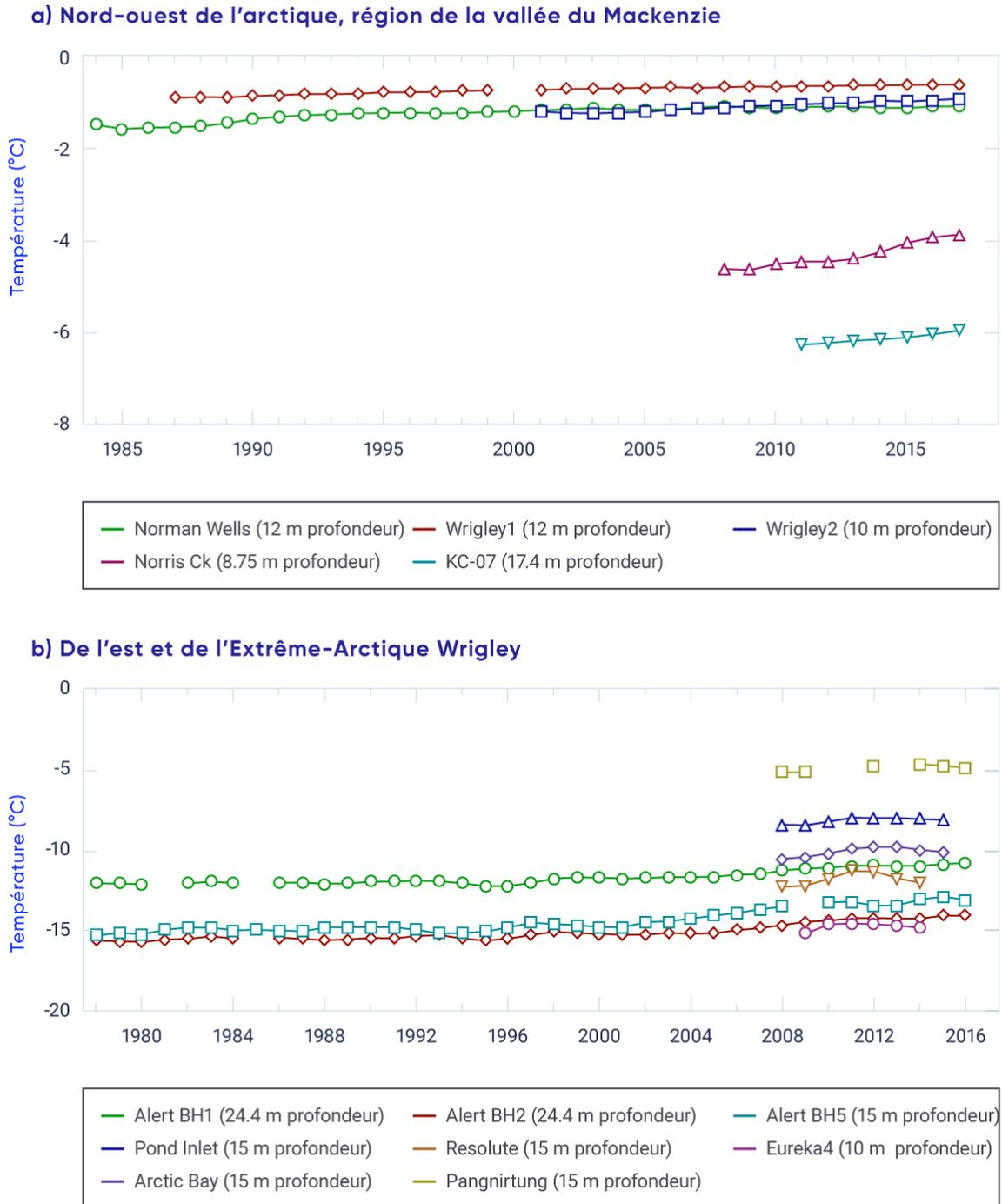


Figure 5.17: Tendances des températures du pergélisol

Tendances observées de la température du pergélisol pour des lieux du nord-ouest de l'Arctique, région de la vallée du Mackenzie (haut) et de l'est et de l'Extrême-Arctique (bas). Veuillez noter que l'étendue de la fourchette des y diffère selon les graphiques.

Tableau 5.1: Changements de la température du pergélisol pour certains sites du Nord du Canada

| Région | Sites | Hausse par décennie, °C | |
|---|---|-------------------------------|-------------------------------|
| | | Tous les enregistrements | Depuis 2000 |
| Partie centrale de la vallée du Mackenzie | Norman Wells, Wrigley | Jusqu'à 0,1 | < 0,1 to 0,2 |
| Nord de la vallée du Mackenzie | Norris Ck, KC-07 | NA | 0,5 to 0,9 |
| Île de Baffin | Pond, Arctic Bay, Pangnirtung | NA | 0,5 to 0,7 |
| Extrême-Arctique | Resolute, Eureka | NA | 0,4 to 0,7 |
| Extrême-Arctique | Alert | 0,5 (15 m), 0,3 to 0,4 (24 m) | 1,2 (15 m), 0,7 to 0,9 (24 m) |
| Nord du Québec (Nunavik) | Akulivik, Salluit, Quaqtaq, Puvirnituq, Tasiujaq, Umiujaq (11 à 20 m) | 0,7 to 1,0 | 0,5 to 0,9 |

SOURCE : TERRITOIRES DU NORD-OUEST ET NUNAVUT, DONNÉES MISES À JOUR D'APRÈS ROMANOVSKY ET COLL. (2017B); POUR LE NORD-DU-QUÉBEC, D'APRÈS ALLARD ET COLL. (2016).

Depuis 2000, la température du pergélisol dans l'Arctique a augmenté à un rythme plus élevé que celui observé dans la région subarctique, allant d'une augmentation de 0,7 °C à 0,9 °C à une profondeur de 24 m et de plus de 1,0 °C par décennie à une profondeur de 15 m (voir le tableau 5.1), conformément aux plus grandes augmentations de la température de l'air depuis 2000 (Smith et coll., 2015a). Les courts enregistrements de sites de la région de Baffin indiquent un réchauffement à une profondeur de 10 m à 15 m depuis 2000 (voir la figure 5.17 et le tableau 5.1), mais il y a eu depuis 2012 une baisse de la température du pergélisol (Ednie et Smith, 2015) qui témoigne probablement de la baisse de la température de l'air dans cette région depuis 2010. Dans le Nord-du-Québec, où les mesures sur certains sites ont commencé au début des années 1990, le pergélisol continue de se réchauffer à un rythme de 0,5 °C à 1,0 °C par décennie (Smith et coll., 2010; Allard et coll., 2016). Le pergélisol peut exister à de hautes altitudes dans les lieux plus au sud. L'occurrence la plus au sud de pergélisol au Canada, sur le mont Jacques-Cartier, dans la péninsule de Gaspé, montre une tendance de réchauffement générale à 14 m de profondeur de 0,2 °C par décennie depuis 1977 (Gray et coll., 2017).

Un réseau de tubes de dégel disposés partout dans la vallée du Mackenzie a fourni des renseignements sur les tendances de l'épaisseur de la couche active (ECA) entre 1991 et 2016 (voir la figure 5.18; Smith et coll., 2009). L'ECA affiche une plus grande variabilité d'une année à l'autre que la température au sol plus profonde, présentant des valeurs d'ECA plus élevées au cours d'années extrêmement chaudes comme 1998 (Duchesne et coll., 2015). L'ECA a généralement augmenté entre 1991 et 1998, mais a diminué au cours de la décennie suivante en réaction à la baisse de la température de l'air annuelle dans la région. Depuis 2008, il y a eu une augmentation générale de l'ECA dans la vallée du Mackenzie, avec des valeurs maximales enregistrées en 2012 (Duchesne et coll., 2015; Smith et coll., 2017). Sur les sites où le pergélisol est riche en glace, les augmentations du dégel estival ont été accompagnées d'un important tassement (affaissement) de la surface du sol (Duchesne et coll., 2015).

Un certain nombre d'études récentes fournissent d'autres preuves des conditions changeantes du pergélisol. Les observations du changement du paysage au fil du temps, souvent d'après l'interprétation de photos aériennes ou d'imagerie satellite, ont révélé des régions subissant des processus thermokarstique, comme la formation de lacs et l'effondrement de hauts plateaux et de paises (p. ex. Olefeldt et coll., 2016; Kokelj et Jorgenson, 2013). Au cours des 50 dernières années dans le Nord-du-Québec, il y a eu une perte de monticules de pergélisol, un affaissement des lithalses et des augmentations de la taille des mares thermokarstiques (Bouchard et coll., 2014; Beck et coll., 2015; Jolivel et Allard, 2017), tandis qu'une dégradation des paises a été observée sur les monts Mackenzie des Territoires du Nord-Ouest (Mamet et coll., 2017). Une répétition récente de l'enquête de 1964 sur les conditions du pergélisol sur le corridor de la route de l'Alaska, entre Whitehorse et Fort St. John, a indiqué que le pergélisol persiste dans les sols riches en matières organiques, mais est maintenant absent d'autres sites (James et coll., 2013). Les changements survenus dans la zone des lacs de la plaine Old Crow depuis 1951 ont aussi été reliés aux processus thermokarstiques (Lantz et Turner, 2015). Une intensification récente du glissement sous l'effet du dégel peut aussi être reliée aux changements climatiques, dont des augmentations des précipitations (Kokelj et coll., 2015, 2017a; Segal et coll., 2016; Rudy et coll., 2017). Dans le sud des Territoires du Nord-Ouest, la disparition rapide des forêts a été attribuée au dégel du pergélisol et à l'affaissement du sol (Sniderhan et Baltzer, 2016). L'érosion des côtes de l'Arctique sous forme de glissements rétrogressifs sous l'effet du dégel peut découler d'une combinaison de processus mécaniques (action des vagues) et thermiques (réchauffement du pergélisol), qu'aggrave possiblement la hausse du niveau de la mer (voir le chapitre 7, section 7.5; Ford et coll., 2016; Lamoureux et coll., 2015; Lantuit et Pollard, 2008).

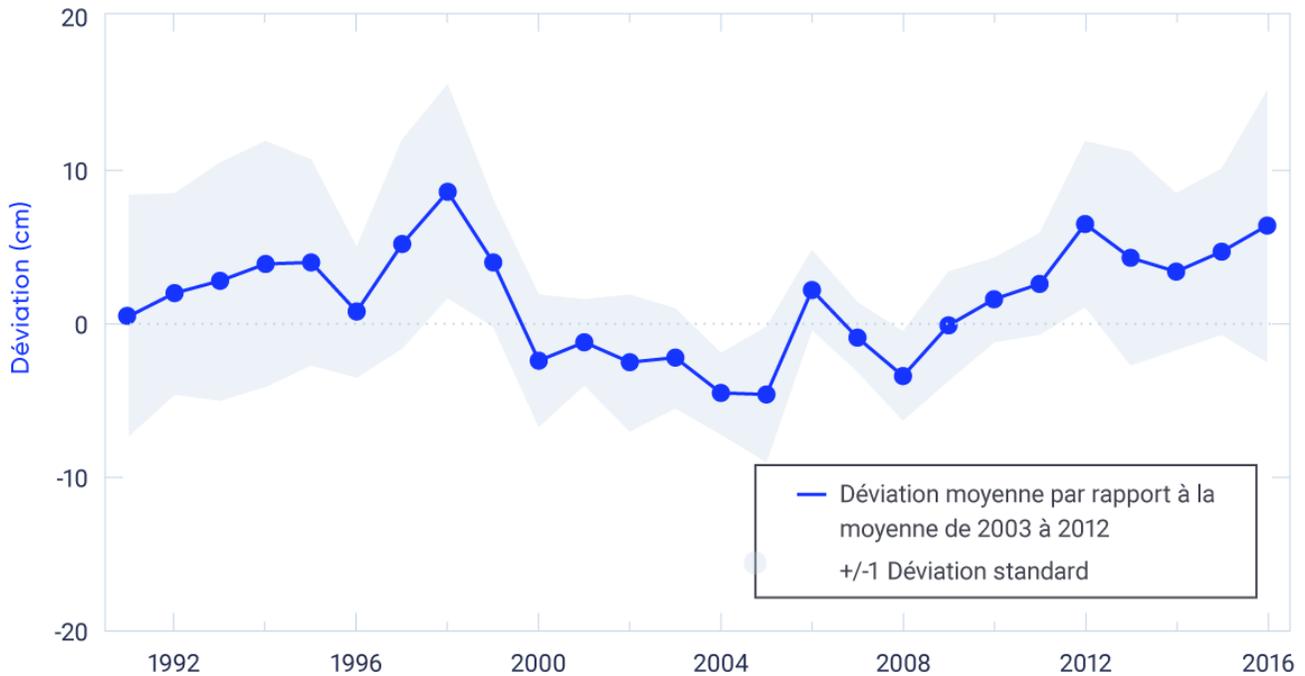


Figure 5.18: Déviations de l'épaisseur de la couche active, vallée du Mackenzie, Territoires du Nord-Ouest, de 1991 à 2016

Déviations de la moyenne de 2003 à 2012 (ligne pleine) de l'épaisseur de la couche active mesurée (et déviation standard, section ombragée) pour 25 sites de tubes de dégel dans la vallée du Mackenzie, Territoires du Nord-Ouest.

SOURCE DE LA FIGURE : DONNÉES MISES À JOUR D'APRÈS DUCHESNE ET COLL., 2015; SMITH ET COLL., 2017

5.6.2: Changements projetés du pergélisol

Les modèles climatiques projettent d'importantes augmentations de la température à la surface moyenne (d'environ 8 °C) dans toutes les régions pergélisolées actuelles d'ici la fin du XXI^e siècle selon un scénario d'émissions élevées (RCP8.5) (Koven et coll., 2013) (voir le chapitre 3, section 3.3.3). Même si ce réchauffement radical touchera sans doute les températures et les conditions du pergélisol (p. ex. Slater et Lawrence, 2013; Guo et Wang, 2016; Chadburn et coll., 2017), il est difficile de projeter les réductions associées de l'étendue du pergélisol d'après des simulations de modèles climatiques en raison de la représentation inadéquate des propriétés du sol (y compris la teneur en glace) et de l'incertitude associée à la compréhension de la réaction du pergélisol profond (qui peut dépasser des centaines de mètres sous la surface). Les simulations fondées sur un modèle tenant compte du pergélisol profond et influencées par des scénarios d'émissions faibles ou moyennes projettent que l'étendue recouverte de pergélisol au Canada diminuera d'environ 16 % à 20 % d'ici 2090 par rapport à la base de référence de 1990 (Zhang et coll., 2008a). Ces diminutions sont moins importantes que les projections d'autres études de modélisation qui n'examinaient que la température au sol près de la surface (Koven et coll., 2013; Slater et Lawrence, 2013). Ces simulations montrent aussi que le dégel du pergélisol se poursuivrait jusqu'à la fin du XXI^e siècle, même si la température de l'air se stabilisait d'ici le milieu du siècle (Zhang et coll., 2008b).

D'autres effets liés au climat viennent aussi influencer la réaction future du pergélisol au réchauffement et compliquer la modélisation des conditions futures (p. ex. Kokelj et coll., 2017b; Romanovsky et coll., 2017a). Par exemple, l'intensification de la chute de pluie semble être fortement reliée au glissement sous l'effet du dégel (Kokelj et coll., 2015). La croissance de nouveaux arbustes sur la toundra peut favoriser l'accumulation de neige et conduire à des conditions du sol plus chaudes en hiver (Lantz et coll., 2013). Le dégel et l'affaissement des plateaux tourbeux et des paises dans les mares adjacentes viennent augmenter la dégradation générale du pergélisol, et les ravines qui se forment en raison de la détérioration des coins de glace peut entraîner une érosion thermique et une détérioration supplémentaire du pergélisol (Mamet et coll., 2017; Beck et coll., 2015; Quinton et Baltzer, 2013; Godin et coll., 2016; Perreault et coll., 2017). Les dommages causés à la végétation et à la couche organique par les feux de friches (qui devraient avoir lieu plus souvent sous l'effet du réchauffement climatique) peuvent conduire au réchauffement du sol, à des augmentations de l'ECA et à la détérioration du pergélisol (Smith et coll., 2015c; Zhang et coll., 2015; Fisher et coll., 2016). De même, la destruction de la végétation et les perturbations de la surface causées par l'activité humaine et la construction d'infrastructures peuvent conduire au réchauffement et au dégel du sol et accroître les effets des changements de la température de l'air dans les milieux pergélisolés (Smith et Riseborough, 2010; Wolfe et coll., 2015).

Résumé de la section

Pour résumer, une grande partie du paysage du Nord du Canada a subi, ou subira bientôt, des changements entraînés par le dégel du pergélisol. La température du pergélisol augmente dans toute la région subarctique et dans tout l'Arctique canadien, et l'ECA a augmenté au cours de la dernière décennie dans la vallée du Mackenzie (*degré de confiance élevé*). Le rythme d'augmentation varie dans et entre les régions en raison de la variabilité des changements de la température à la surface, des propriétés du sol et des conditions de température précédentes. Nous avons un *degré de confiance élevé* dans ces tendances : celles-ci sont tirées de mesures de haute qualité effectuées au moyen de trous de forage (température du pergélisol) et de réseaux de tubes de dégel (ECA), même si les mesures sont spatialement dispersées. Les changements observés de la température du pergélisol et de l'ECA concordent avec les tendances de la température de l'air à la surface régionale, mais d'autres facteurs, comme le manteau neigeux, les changements relatifs à la végétation et la perturbation, peuvent aussi moduler la réaction du pergélisol aux changements climatiques. Un changement continu du paysage dans tout le Nord du Canada qui est associé à l'expansion des masses terrestres thermokarstiques a été relevé d'après les observations à la surface et la télédétection. Nous avons un *degré de confiance moyen* dans l'évaluation des changements thermokarstiques : ceux-ci sont associés à des processus bien compris reliés au dégel de pergélisol riche en glace, mais les taux de changement propres aux régions sont difficiles à déterminer. Les hausses de la température moyenne de l'air dans les régions pergélisolées qui sont projetées selon tous les scénarios d'émissions entraîneront un avertissement de réchauffement et de dégel du pergélisol dans de grandes régions du Canada d'ici le milieu du XXI^e siècle (*degré de confiance élevé*), avec des répercussions sur l'infrastructure nordique et le cycle de carbone. Il s'agit de la réaction prévue du pergélisol à la haute probabilité d'une augmentation de la température à la surface dans toutes les zones terrestres de l'Arctique. D'autres facteurs, comme les changements relatifs au manteau neigeux, à l'humidité de surface et à la perturbation, peuvent aussi influencer les conditions de pergélisol. La confiance dans les changements du pergélisol projetés d'après les simulations de modèles climatiques est touchée par la représentation inadéquate des propriétés du sol (dont la teneur en glace) et les incertitudes associées à la compréhension de la réaction du pergélisol profond.

5.7: Analyse

Cette évaluation des changements observés et projetés pour la cryosphère canadienne montre que la proportion de l'étendue terrestre et marine du Canada qui est recouverte de neige saisonnière, de glace des lacs et des rivières et de glace marine est en baisse au fil du temps; que les glaciers et les calottes glaciaires perdent de leur étendue et de leur masse; et que le pergélisol se réchauffe et dégel. D'autres changements de la cryosphère sont inévitables au cours des décennies à venir, provoqués par la température de l'air en hausse. Ces changements auront de profondes répercussions sur les écosystèmes terrestres, aquatiques et marins, de même que sur de nombreux secteurs de l'économie canadienne. Ces répercussions comprendront des risques pour l'approvisionnement en eau douce, des risques associés aux changements de la masse de neige maximale avant la fonte ainsi qu'au moment de la fonte de neige à l'échelle du pays (Sturm et coll., 2017; Fyfe et coll., 2017), ainsi que des risques découlant de la perte de glaciers dans la chaîne Côtière et les Rocheuses de l'Ouest. Le fait que plus de précipitations tombent sous forme de pluie plutôt que de neige, conjointement avec le dégel printanier anticipé, entraînera un écoulement fluvial précoce, avec des écoulements réduits par la suite à l'été et à l'automne. La détermination du moment probable des conditions exemptes de glace marine en été dans les régions canadiennes (Laliberté et coll., 2016) a des conséquences importantes pour la navigation maritime dans l'Arctique (Pizzolato et coll., 2016). Les conditions de la glace des lacs et des rivières sont importantes pour le transport terrestre dans la région subarctique et dans l'Arctique, autant pour les marchandises transportées au moyen des routes de glace (Sturm et coll., 2016; Furgal et Prowse, 2008) que pour l'accès local à la terre (Tremblay et coll., 2008). Le pergélisol en dégel peut libérer des gaz à effet de serre (Olefeldt et coll., 2016) et des contaminants (Schuster et coll., 2018), tandis que la détérioration du pergélisol a des effets sur les infrastructures nordiques, venant ajouter au coût élevé du développement dans le Nord du Canada (AMAP, 2017b; Pendakur, 2017; Prowse et coll. 2009).

On se fie fortement à la télédétection par satellite pour fournir une série spatialement continue et à long terme de données sur la cryosphère aux fins d'analyse climatique. Même si ces données sont assujetties à certaines limites, il n'y aurait essentiellement aucune capacité de surveillance de la neige et de la glace canadiennes (surtout dans l'Arctique) sans données satellitaires. Les modèles constituent une autre source importante d'information, bien qu'ils soient limités par l'incertitude quant au rendement des modèles et aux données servant à alimenter les modèles. Les changements relatifs au bilan de masse des glaciers et au pergélisol sont déterminés à partir de mesures observées d'un nombre limité de lieux. Même si les mesures individuelles sont de haute qualité, la couverture spatiale et la représentativité sont faibles. Certaines variables sont difficiles à surveiller, quel que soit le moyen. Par exemple, la neige alpine représente un défi unique en ce sens que la résolution grossière des données sur la masse de neige obtenues par satellite et de modèles globaux et que les réseaux limités d'observations de surface ne permettent pas de tenir compte de la variabilité de la couverture terrestre et des fortes déclivités topographiques dans les zones où le terrain est complexe. Il est important de régler ces défis méthodologiques et ces lacunes d'information, possiblement au moyen de simulations de modèles climatiques régionaux (Wrzesien et coll., 2018). En effet, les régions alpines sont extrêmement sensibles aux changements climatiques et ont une forte incidence sur les ressources hydriques (Fyfe et coll., 2017; Berg et Hall, 2017; Sospedra-Alfonso et coll., 2015). Un deuxième exemple est l'épaisseur de la glace marine dans l'Arctique canadien, où les observations de surface sont rares et les données satellitaires actuelles ne peuvent donner d'estimations dans les chenaux et les cours d'eau étroits de l'AAC. La profondeur de la neige influe sur l'épaisseur que la glace peut avoir, mais les mesures se limitent actuellement à des levés aériens, avec un échantillonnage limité au cours de périodes et sur des étendues géographiques en particulier.

Des études de détection et d'attribution montrent que les changements climatiques provoqués par l'activité humaine ont entraîné des changements observés à la cryosphère. Il s'agit entre autres du déclin du manteau neigeux au printemps dans



l'hémisphère Nord (Najafi et coll., 2016), de la perte de glace marine en été dans l'Arctique (Min et coll., 2008; Kirchmeier-Young et coll., 2017) et des déclins du bilan de masse de la glace terrestre (Marzeion et coll., 2014).

Les changements projetés de la cryosphère sont étroitement reliés à au réchauffement futur (Thackeray et coll., 2016; Mudryk et coll., 2017; Notz et Stroeve, 2016). Même si des hausses de température soutenues sont *très probables*, il y aura une variabilité naturelle à l'échelle décennale. Cela indique que l'influence de la variabilité naturelle du climat sur les tendances de la température de l'air fera moduler la réaction des composantes de la cryosphère dans des régions différentes du Canada au cours des prochaines décennies. Indépendamment de cette variabilité naturelle à l'échelle décennale, les deux messages clés tirés de cette évaluation intégrée des observations historiques et des projections de modèles climatiques pour la cryosphère canadienne sont clairs. La proportion des zones terrestres et marines du Canada qui sont recouvertes de neige et de glace a diminué, et la température du pergélisol est en hausse. Il est quasiment certain que ces changements observés de la cryosphère se poursuivent au cours du siècle à venir en réaction aux hausses à long terme de la température de l'air à la surface selon tous les scénarios d'émissions.

Références

Abdalati, W., Krabill, W., Frederick, E., Manizade, S., Martin, C., Sonntag, J., Swift, R., Thomas, R., Yungel, J. et Koerner, R. « Elevation changes of ice caps in the Canadian Arctic Archipelago », *Journal of Geophysical Research*, vol. 109, 2004. doi:10.1029/2003JF000045

Agnew, T. et Howell, S. « The use of operational ice charts for evaluating passive microwave ice concentration data », *Atmosphere-Ocean*, vol. 41, 2003, pp. 317–331. doi:10.3137/ao.410405

Alexeev, V., Arp, C., Jones, B. et Cai, L. « Arctic sea ice decline contributes to thinning lake ice trend in northern Alaska », *Environmental Research Letters*, vol. 11, 2016. doi:10.1088/1748-9326/11/7/074022

Allard, M., Sarrazin, D. et L'Hérault, E. « Températures du sol dans des forages et près de la surface dans le nord-est du Canada, v. 1.4 (1988-2016) », *Nordicana D8*, 2016. doi:10.5885/45291SL-34F28A9491014AFD

AMAP (Arctic Monitoring and Assessment Programme) « Snow, Water, Ice and Permafrost in the Arctic (SWIPA) 2017 », Arctic Monitoring and Assessment Programme (AMAP), Oslo, Norvège, 2017a, xiv + 269 p.

AMAP (Arctic Monitoring and Assessment Programme) « Adaptation Actions for a Changing Arctic: Perspectives from the Bering-Chukchi-Beaufort Region », Arctic Monitoring and Assessment Programme (AMAP), Oslo, Norvège, 2017b xiv + 255 p.

Arp, C., Jones, B., Lu, Z. et Whitman, M. « Shifting balance of thermokarst lake ice regimes across the Arctic Coastal Plain of northern Alaska », *Geophysical Research Letters*, vol. 39, 2012, pp. 1–5. doi:10.1029/2012GL052518

Babb, D., Galley, R., Barber, D. et Rysgaard, S. « Physical processes contributing to an ice free Beaufort Sea during September 2012 », *Journal of Geophysical Research*, vol. 121, 2016, pp. 267–283. doi:10.1002/2015JC010756

Bai, X., Wang, J., Austin, J., Schwab, D., Assel, R., Clites, A., Bratton, J., Colton, M., Lenters, J., Lofgren, B., Wohlleben, T., Helfrich, S., Vanderploeg, H., Luo, I. et Leshkevich, G. « A record-breaking low ice cover over the Great Lakes during winter 2011/2012: Combined effects of a strong positive NAO and La Nina », *Climate Dynamics*, vol. 44, 2015, pp. 1187–1213. doi:10.1007/s00382-014-2225-2

Barber, D.G., Meier, W.N., Gerland, S., Mundy, C.J., Holland, M., Kern, S., Li, Z., Michel, C., Perovich, D.K., Tamura, T., Berge, J., Bowman, J., Christiansen, J.S., Ehn, J.K., Ferguson, S., Granskog, M.A., Kikuchi, T., Kuosa, H., Light, B., Lundholm, N., Melnikov, I.A., Polashenski, C., Smedsrud, L.H., Spreen, G., Tschudi, M., Vihma, T., Webster, M. et Zhang, L. « Arctic Sea Ice », dans *Snow Water Ice and Permafrost, dans the Arctic (SWIPA) 2017 Assessment*, Arctic Monitoring and Assessment Programme, Oslo, Norvège, 2017, pp. 103–136.

Barrand, N. et Sharp, M. « Sustained rapid shrinkage of Yukon glaciers since the 1957/58 International Geophysical Year », *Geophysical Research Letters*, vol. 37, 2010. doi:10.1029/2009GL042030

Barrand, N., Way, R., Bell, T. et Sharp, M. « Recent changes in area and thickness of Torngat Mountain glaciers (northern Labrador, Canada) », *The Cryosphere*, vol. 11, 2017, pp. 157–168. doi:10.5194/tc-11-157-2017

Bash, E. et Marshall, S. « Estimation of glacial melt contributions to the Bow River, Alberta, Canada, using a radiation-temperature melt model », *Annals of Glaciology*, vol. 55, n° 66, 2014, pp. 138–152. doi:10.3189/2014AoG66A226

Beck, I., Ludwig, R., Bernier, M., Levesque, E. et Boike, J. « Assessing permafrost degradation and land cover changes (1986–2009) using remote sensing data over Umiujaq, sub-Arctic Québec », *Permafrost and Periglacial Processes*, vol. 26, 2015, pp. 129–141. doi:10.1002/ppp.1839

Beedle, M., Menounos, B. et Wheate, R. « Glacier change in the Cariboo Mountains, British Columbia, Canada (1952–2005) », *The Cryosphere*, vol. 9, 2015, pp. 65–80. doi:10.5194/tc-9-65-2015

Beltaos, S. et Prowse, T. « River-ice hydrology in a shrinking cryosphere », *Hydrological Processes*, vol. 23, 2009, pp. 122–144. doi:10.1002/hyp.7165

Berg, N. et Hall, A. « Anthropogenic warming impacts on California snowpack during drought », *Geophysical Research Letters*, vol. 44, 2017, pp. 2511–2518. doi:10.1002/2016GL072104

Berthier, E., Vincent, C., Magnússon, E., Gunnlaugsson, Á., Pitte, P., Le Meur, E., Masiokas, M., Ruiz, L., Pálsson, F., Belart, J. et Wagnon, P. « Glacier topography and elevation changes derived from Pléiades sub-meter stereo images », *The Cryosphere*, vol. 8, 2014, pp. 2275–2291. doi:10.5194/tc-8-2275-2014

Bouchard, F., Francus, P., Pientz, R., Laurion, I. et Feyte, S. « Subarctic thermokarst ponds: Investigating recent landscape evolution and sediment dynamics in thawed permafrost of northern Québec (Canada) », *Arctic, Antarctic, and Alpine Research*, vol. 46, 2014, pp. 251–271. doi:10.1657/1938-4246-46.1.251

Brown, R. et Braaten, R. « Spatial and temporal variability of Canadian monthly snow depths, 1946–1995 », *Atmosphere-Ocean*, vol. 36, 1998, pp. 37–45. doi:10.1080/07055900.1998.9649605

Brown, R. et Cote, P. « Interannual variability of landfast ice thickness in the Canadian high Arctic, 1950–89 », *Arctic*, vol. 45, 1992, pp. 273–284.

Brown, L. et Duguay, C. « The response and role of ice cover in lake-climate interactions », *Progress in Physical Geography*, vol. 34, 2010. doi:10.1177/0309133310375653

Brown, L. et Duguay, C. « The fate of lake ice in the North American Arctic », *The Cryosphere*, vol. 5, 2011, pp. 869–892. doi:10.5194/tc-5-869-2011

Brown, R. et Mote, P. « The response of Northern Hemisphere snow cover to a changing climate », *Journal of Climate*, vol. 22, 2009, pp. 2124–2145. doi:10.1175/2008JCLI2665.1

Brown, R., Barrette, C., Brown, L., Chaumont, D., Grenier, P., Howell, S. et Sharp, M. « Climate variability, trends and projected change », dans *From Science to Policy in the Eastern Canadian Arctic: An Integrated Regional*

Impact Study (IRIS) of Climate Change and Modernization, T. Bell et T.M. Brown (éd.), ArcticNet, Québec, Québec, 2018, pp. 57–93.

Brown, R., Schuler, D., Bulygina, O., Derksen, C., Luoju, K., Mudryk, L., Wang, L. et Yang, D. « Arctic terrestrial snow », dans *Snow Water Ice and Permafrost in the Arctic (SWIPA) 2017 Assessment*, Arctic Monitoring and Assessment Programme, Oslo, Norvège, 2017, pp. 40.

Brutel-Vuilmet, C., Ménégoz, M. et Krinner, G. « An analysis of present and future seasonal Northern Hemisphere land snow cover simulated by CMIP5 coupled climate models », *The Cryosphere*, vol. 7, 2013, pp. 67–80. doi:10.5194/tc-7-67-2013

Burgess, D. « Mass balance of ice caps in the Queen Elizabeth Islands: 2014–2015 », La commission géologique du Canada, Dossier public 8223, 2017, pp. 36. doi:10.4095/300231

Bush, E., Loder, J., James, T., Mortsch, L. et Cohen, S. « Un aperçu des changements climatiques au Canada », dans *Vivre avec les changements climatiques au Canada: perspectives des secteurs relatives aux impacts et à l'adaptation*, F.J. Warren et D.S. Lemmen (éd.), gouvernement du Canada, Ottawa, Ontario, 2014, pp. 23–64.

Chadburn, S., Burke, E., Cox, P., Friedlingstein, P., Hugelius, G. et Westernmann, S. « An observation-based constraint on permafrost loss as a function of global warming », *Nature Climate Change*, vol. 7, 2017, pp. 40–44. doi:10.1038/NCLIMATE3262

Clarke, G., Jarosch, A., Anslow, F., Radić, V. et Menounos, B. « Projected deglaciation of western Canada in the in the 21st century », *Nature Geoscience*, vol. 8, 2015, pp. 372–377. doi:10.1038/NGEO2407

Comiso, J. « Large decadal decline of the Arctic multiyear ice cover », *Journal of Climate*, vol. 25, 2012, pp. 1176–1193. doi:10.1175/JCLI-D-1100113.1

Cooley, S. et Pavelsky, T. « Spatial and temporal patterns in Arctic river ice breakup revealed by automated ice detection from MODIS imagery », *Remote Sensing of Environment*, vol. 175, 2016, pp. 310–322. doi:10.1016/j.rse.2016.01.004

Dawson, J., Pizzolato, L., Howell, S., Copland L. et Johnston, M. « Temporal and spatial patterns of ship traffic in the Canadian Arctic from 1990 to 2015 », *Arctic*, vol. 71, n° 7, 2018, pp. 15–26. doi:10.14430/arctic4698

Derksen, C. et Brown, R. « Spring snow cover extent reductions in the 2008–2012 period exceeding climate model projections », *Geophysical Research Letters*, vol. 39, 2012. doi:10.1029/2012GL053387

Derksen, C., Brown, R., Mudryk, L. et Luoju, K. « Terrestrial Snow (Arctic) », dans *State of the Climate in 2015*, Bulletin of the American Meteorological Society, vol. 97, 2016, S145–S147.

Derksen, C., Smith, S., Sharp, M., Brown, L., Howell, S., Copland, L., Mueller, D., Gauthier, Y., Fletcher, C., Tivy, A., Bernier, M., Bourgeois J., Brown, R., Burn, C., Duguay, C., Kushner, P., Langlois, A., Lewkowicz, A., Royer, A. et Walker, A. « Variability and change in the Canadian Cryosphere », *Climatic Change*, vol. 115, 2012, pp. 59–88. doi:10.1007/s10584-012-0470-0

Deser, C. et Teng, H. « Evolution of Arctic sea ice concentration trends and the role of atmospheric circulation forcing, 1979–2007 », *Geophysical Research Letters*, vol. 35, 2008. doi:10.1029/2007GL032023

Dibike, Y., Prowse, T., Bonsal, B., de Rham, L. et Saloranta, T. « Simulation of North American lake-ice cover characteristics under contemporary and future climate conditions », *International Journal of Climatology*, vol. 32, 2012, pp. 695–709. doi:10.1002/joc.2300

Du, J., Kimball, J., Duguay, C., Kim, Y. et Watts, J. « Satellite microwave assessment of Northern Hemisphere lake ice phenology from 2002 to 2015 », *The Cryosphere*, vol. 11, 2017, pp. 47–63. doi:10.5194/tc-11-47-2017

Duchesne, C., Smith, S., Ednie, M. et Bonnaventure, P. « Active layer variability and change in the Mackenzie Valley, Northwest Territories », dans *GEOQuébec 2015*, Procédure, 68ième Conférence Canadienne de Géotechnique et 7ème Conférence Canadienne sur le Pergélisol, Québec, Québec, 2015.

Duguay, M. « Permafrost changes along the Alaska Highway Corridor, Southern Yukon, from ground temperature measurements and DC electrical resistivity tomography », Thèse de maîtrise, Université d'Ottawa, Ottawa, Ontario, 2013. doi:10.20381/ruor-3084

Duguay, C., Flato, G., Jeffries, M., Menard, P., Morris, K. et Rouse, W. « Ice-cover variability on shallow lakes at high latitudes: Model simulations and observations », *Hydrological Processes*, vol. 17, 2003, pp. 3465–3483. doi:10.1002/hyp.1394

Duguay, C., Prowse, T., Bonsal, B., Brown, R. Lacroix, M. et Ménard, P. « Recent trends in Canadian lake ice cover », *Hydrological Processes*, vol. 20, 2006, pp. 781-801. doi:10.1002/hyp.6131

Ednie, M. et Smith, S. « Permafrost temperature data 2008–2014 from community-based monitoring sites in Nunavut », La commission géologique du Canada, Dossier public 7784, 2015. doi:10.4095/296705

Fisher, J., Estop-Aragones, C., Thierry, A., Charman, D., Wolfe S., Hartley I., Murton, J., Williams, M. et Phoenix, G. « The influence of vegetation and soil characteristics on active-layer thickness of permafrost soils in boreal forest » *Global Change Biology*, vol. 22, 2016, pp. 3127–3140. doi:10.1111/gcb.13248

Ford, J., Bell, T. et Couture, N. « Perspectives relatives à la région de la côte nord du Canada », dans *Le littoral maritime du Canada face à l'évolution du climat*, D.S Lemmen, F.J. Warren, T.S. James et C.S.L. Mercer Clarke (éd.), Gouvernement du Canada, Ottawa, Ontario, 2016, pp. 153–206.

Furgal, C. et Prowse, T. « Nord du Canada », dans *Vivre avec les changements climatiques au Canada 2007*, D.S. Lemmen, F.J. Warren, J. Lacroix et E. Bush (éd.), Gouvernement du Canada, Ottawa, Ontario, 2008, pp. 57–118.

Fyfe, J., Derksen, C., Mudryk, L., Flato, G., Santer, B., Swart, N., Molotch, N., Zhang, X., Wan, H., Arora, V., Scinocca, J. et Jiao, Y. « Large near-term projected snowpack loss over the western United States », *Nature Communications*, vol. 8, 2017. doi:10.1038/NCOMMS14996

Fyfe, J.C., von Salzen, K., Gillett, N.P., Aurora, V.K., Flato, G.F et McConnell, J.R. « One hundred years of Arctic surface temperature variation due to anthropogenic influence », *Scientific Reports*, vol. 3, article 2645, 2013. doi:10.1038/srep02645.

Galley, R., Babb, D., Ogi, M., Else, B., Geilfus, N.-X., Crabeck, O., Barber, D. et Rysgaard, S. « Replacement of multiyear sea ice and changes in the open water season duration in the Beaufort Sea since 2004 », *Journal of Geophysical Research*, vol. 121, 2016, pp. 1806–1823. doi:10.1002/2015JC011583

Gardner, A., Moholdt, G., Cogley, J., Wouters, B., Arendt, A., Wahr, J., Berthier, E., Hock, R., Pfeffer, W., Kaser, G., Ligtenberg, S., Bolch, T., Sharp, M., Hagen, J., Van Den Broeke, M. et Paul, F. « A reconciled estimate of glacier contributions to sea level rise: 2003 to 2009 », *Science*, vol. 340, 2013, pp. 852–857. doi:10.1126/science.1234532

Gardner, A., Moholdt, G., Wouters, B., Wolken, G., Burgess, D., Sharp, M., Cogley, G., Braun, C. et Labine, C. « Sharply increased mass loss from glaciers and ice caps in the Canadian Arctic Archipelago », *Nature*, vol. 473, 2011, pp. 357–360. doi:10.1038/nature10089

Gilbert, A., Flowers, G., Miller, G., Rabus, B., van Wychen, W., Gardner, A. et Copland, L. « Sensitivity of Barnes Ice Cap, Baffin Island, Canada, to climate state and internal dynamics », *Journal of Geophysical Research*, vol. 121, 2016, pp. 1516–1539. doi:10.1002/2016JF003839

Gillett, N., Stone, D., Stott, P., Nozawa, T., Karpechko, A., Hegerl, G., Wehner, M. et Jones, P. « Attribution of polar warming to human influence », *Nature Geoscience*, vol. 1, 2008, pp. 750–754. doi:10.1038/ngeo338

Godin, E., Fortier, D. et Levesque, E. « Nonlinear thermal and moisture response of ice-wedge polygons to permafrost disturbance increases heterogeneity of high Arctic wetland », *Biogeosciences*, vol. 13, 2016, pp. 1439–1452. doi:10.5194/bg-13-1439-2016

Gray, J., Davense, G., Fortier D. et Godin, E. « The thermal regime of mountain permafrost at the summit of Mont Jacques-Cartier in the Gaspé Peninsula, Québec, Canada: A 37 year record of fluctuations showing an overall warming trend », *Permafrost and Periglacial Processes*, vol. 28, 2017, pp. 266–274. doi:10.1002/ppp.1903

Gray, L., Burgess, D., Copland, L., Dunse, T., Langley, K. et Schuler, T. « Cryosat delivers monthly and inter-annual surface elevation change for Arctic ice caps », *The Cryosphere*, vol. 9, 2016, pp. 1895–1913. doi:10.5194/tc-9-1895-2015

Gray, L., Short, N., Mattar, K. et Jezek, K. « Velocities and flux of the Filchner Ice Shelf and its tributaries determined from speckle tracking interferometry », *Canadian Journal of Remote Sensing*, vol. 27, 2001, pp. 193–206. doi:10.1080/07038992.2001.10854936

Greene, S., Walter Anthony, K., Archer, D., Sepulveda-Jauregui, A. et Martinez-Cruz, K. « Modeling the impediment of methane ebullition bubbles by seasonal lake ice », *Biogeosciences*, vol. 11, 2014, pp. 6791–6811. doi:10.5194/bg-11-6791-2014

Griffiths, K., Michelutti, N., Sugar, M., Douglas M. et Smol, J. « Ice-cover is the principal driver of ecological change in High Arctic lakes and ponds », *PLoS ONE*, vol. 12, 2017. doi:10.1371/journal.pone.0172989

Gula, J. et Peltier, W. « 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:10.1175/JCLI-D-00388.1

Guo, D. et Wang, H. « CMIP5 permafrost degradation projection: A comparison among different regions », *Journal of Geophysical Research*, vol. 121, 2016, pp. 4499–4517. doi:10.1002/2015JD024108

Haas, C. et Howell, S. « Ice thickness in the Northwest Passage », *Geophysical Research Letters*, vol. 42, 2015, pp. 7673–7680. doi:10.1002/2015GL065704

Haas, C., Hendricks, S., Eicken, H. et Herber, A. « Synoptic airborne thickness surveys reveal state of Arctic sea ice cover », *Geophysical Research Letters*, vol. 37, n° 9, 2010. doi:10.1029/2010GL042652

Harig, C. et Simons, F. « Ice mass loss in Greenland, the Gulf of Alaska, and the Canadian Archipelago: Seasonal cycles and decadal trends », *Geophysical Research Letters*, vol. 43, 2016. doi:10.1002/2016GL067759

Hernández-Henríquez, M., Déry, S. et Derksen, C. « Polar amplification and elevation-dependence in trends of Northern Hemisphere snow cover extent, 1971–2014 », *Environmental Research Letters*, vol. 10, 2015. doi:10.1088/1748-9326/10/4/044010

Hochheim, K. et Barber, D. « An update on the ice climatology of the Hudson Bay system », *Arctic Antarctic and Alpine Research*, vol. 46, 2014, pp. 66–83. doi:10.1657/1938-4246-46.1.66

Howell, S., Brady, M., Derksen, C. et Kelly, R. « Recent changes in sea ice area flux through the Beaufort Sea during the summer », *Journal of Geophysical Research*, vol. 121, 2016a, pp. 2659–2672. doi:10.1002/2015JC011464

Howell, S., Brown, L., Kang, K. et Duguay, C. (2009): « Variability in ice phenology on Great Bear Lake and Great Slave Lake, Northwest Territories Canada, from SeaWinds/QuikSCAT: 2000–2006 », *Remote Sensing of Environment*, vol. 113, 2009, pp. 813–834. doi:10.1016/j.rse.2008.12.007

Howell, S., Derksen, C., Pizzolato, L. et Brady, M. « Multiyear ice replenishment in the Canadian Arctic Archipelago: 1997–2013 », *Journal of Geophysical Research*, vol. 120, 2015, pp. 1623–1637. doi:10.1002/2015JC010696

Howell, S., Duguay, C. et Markus, T. « Sea ice conditions and melt season duration variability within the Canadian Arctic Archipelago: 1979–2008 », *Geophysical Research Letters*, vol. 36, 2009a. doi:10.1029/2009GL037681

Howell, S., Laliberté, F., Kwok, R., Derksen, C. et King, J. « Landfast ice thickness in the Canadian Arctic Archipelago from Observations and Models », *The Cryosphere*, vol. 10, 2016b. doi:10.5194/tc-10-1463-2016

Howell, S., Wohlleben, T., Komarov, A., Pizzolato, L. et Derksen, C. « Recent extreme light years in the Canadian Arctic Archipelago: 2011 and 2012 eclipse 1998 and 2007 », *The Cryosphere*, vol. 7, 2013, pp. 1753–1768. doi:10.5194/tc-7-1753-2013

- Hugelius, G., Strauss, J., Zubrzycki, S., Harden, J., Schuur, E., Ping, C.-L., Schirmer, L., Grosse, G., Michaelson, G., Koven, C., O'Donnell, J., Elberling, B., Mishra, U., Camill, P., Yu, Z., Palmtag, J. et Kuhry, P. « Estimated stocks of circumpolar permafrost carbon with quantified uncertainty ranges and identified data gaps », *Biogeosciences*, vol. 11, 2014, pp. 6573–6593. doi:10.5194/bg-11-6573-2014
- Jacob, T., Wahr, J., Pfeffer, W. et Swenson, W. « Recent contributions of glaciers and ice caps to sea level rise », *Nature*, vol. 482, 2012, pp. 514–518. doi:10.1038/nature10847
- Jahn, A. « Reduced probability of ice-free summers for 1.5 °C compared to 2 °C warming », *Nature Climate Change*, vol. 8, 2018, pp. 409–413. doi:10.1038/s41558-018-0127-8
- James, M., Lewkowicz, A., Smith, S. et Miceli, C. « Multi-decadal degradation and persistence of permafrost in the Alaska Highway corridor, northwest Canada », *Environmental Research Letters*, vol. 8, 2013. doi:10.1088/1748-9326/8/4/045013
- Jolivel, M. et Allard, M. « Impact of permafrost thaw on the turbidity regime of a subarctic river: the Sheldrake River, Nunavik, Quebec », *Arctic Science*, vol. 3, 2017, pp. 451–474. doi:10.1139/as-2016-0006
- Jost, G., Moore, R., Menounos, B. et Wheate, R. « Quantifying the contribution of glacier runoff to streamflow in the upper Columbia River Basin, Canada », *Hydrology and Earth System Sciences*, vol. 16, 2012, pp. 849–860. doi:10.5194/hess-16-849-2012
- Kirchmeier-Young, M., Zwiers, F. et Gillett, N. « Attribution of extreme events in Arctic sea ice extent », *Journal of Climate*, vol. 30, 2017, pp. 553–571. doi:10.1175/JCLI-D-16-0412.1
- Koch, J., Clague, J. et Osborn, G. « Alpine glaciers and permanent ice and snow patches in western Canada approach their smallest sizes since the mid-Holocene, consistent with global trends », *The Holocene*, vol. 24, 2014, pp. 1639–1648. doi:10.1177/2F0959683614551214
- Koch, J., Menounos, B. et Clague, J. « Glacier change in Garibaldi Provincial Park, southern Coast Mountains, British Columbia, since the Little Ice Age », *Global and Planetary Change*, vol. 66, 2009, pp. 161–178. doi:10.1016/j.gloplacha.2008.11.006
- Koerner, R.M. « Mass balance of glaciers in the Queen Elizabeth Islands, Nunavut, Canada », *Annals of Glaciology*, vol. 42, 2005, pp. 417–423. doi:10.3189/172756405781813122
- Kokelj, S. et Jorgenson, M. « Advances in thermokarst research », *Permafrost and Periglacial Processes*, vol. 24, 2013, pp. 108–119. doi:10.1002/ppp.1779
- Kokelj, S., Lacelle, D., Lantz, T., Tunnicliffe, J., Malone, L., Clark, I. et Chin, K. « Thawing of massive ground ice in mega slumps drives increases in stream sediment and solute flux across a range of watershed scales », *Journal of Geophysical Research*, vol. 118, 2013, pp. 681–692. doi:10.1002/jgrf.20063
- Kokelj, S., Lantz, T., Tunnicliffe, J., Segal, R. et Lacelle, D. « Climate-driven thaw of permafrost preserved glacial landscapes, northwestern Canada », *Geology*, vol. 45, 2017a, pp. 371–374. doi:10.1130/G38626.1

Kokelj, S., Palmer, M., Lantz, T. et Burn, C. « Ground temperatures and permafrost warming from forest to tundra, Tuktoyaktuk Coastlands and Anderson Plain, NWT, Canada », *Permafrost and Periglacial Processes*, vol. 28, 2017b, pp. 543–551. doi:10.1002/ppp.1934

Kokelj, S., Tunnicliffe, J., Lacelle, D., Lantz, T., Chin, K. et Fraser, R. « Increased precipitation drives mega slump development and destabilization of ice-rich permafrost terrain, northwestern Canada », *Global and Planetary Change*, vol. 129, 2015, pp. 56–68. doi:10.1016/j.gloplacha.2015.02.008

Koven, C., Riley, W. et Stern, A. « Analysis of permafrost thermal dynamics and response to climate change in the CMIP5 Earth system models », *Journal of Climate*, vol. 26, 2013, pp. 1877–1900. doi:10.1175/JCLI-D-12-00228.1

Krabill, W., Frederick, E., Manizade, S., Martin, C., Sonntag, J., Swift, R., Thomas, R., Wright, W., Yungel, J. et Abdalati, W. « Aircraft laser altimetry measurements of changes of the Greenland ice sheet: Technique and accuracy assessment », *Journal of Geodynamics*, vol. 34, 2002, pp. 357–376. doi:10.1016/S0264-3707(02)00040-6

Krishfield, R., Proshutinsky, A., Tateyama, K., Williams, W., Carmack, E., McLaughlin, F. et Timmermans, M.-L. « Deterioration of perennial sea ice in the Beaufort Gyre from 2003 to 2012 and its impact on the oceanic freshwater cycle », *Journal of Geophysical Research*, vol. 119, 2014, pp. 1271–1305. doi:10.1002/2013JC008999

Kwok, R. et Cunningham, G. « Contribution of melt in the Beaufort Sea to the decline in Arctic multiyear sea ice coverage: 1993–2009 », *Geophysical Research Letters*, vol. 37, 2010. doi:10.1029/2010GL044678

Kwok, R. et Cunningham, G. « Variability of Arctic sea ice thickness and volume from CryoSat-2 », *Philosophical Transactions of the Royal Society A*, vol. 373, 2015. doi:10.1098/rsta.2014.0157

Kwok, R. et Rothrock, D. « Decline in Arctic sea ice thickness from submarine and ICESat records: 1958–2008 », *Geophysical Research Letters*, vol. 36, 2009. doi:10.1029/2009GL039035

Laliberté, F., Howell, S. et Kushner, P. « Regional variability of a projected sea ice-free Arctic during the summer months », *Geophysical Research Letters*, vol. 43, 2016. doi:10.1002/2015GL066855

Lamoureux, S., Forbes, D., Bell, T. et Manson, G. « The impact of climate change on infrastructure in the western and central Canadian Arctic », dans *From Science to Policy in the Western and Central Canadian Arctic: An Integrated Regional Impact Study (IRIS) of climate change and modernization*, G.A. Stern et A. Gaden (éd.), ArcticNet, Québec, 2015, pp. 301–341.

Lantuit, H. et Pollard, W. « Fifty years of coastal erosion and retrogressive thaw slump activity on Herschel Island, southern Beaufort Sea, Yukon Territory, Canada », *Geomorphology*, vol. 95, 2008, pp. 84–102. doi:10.1016/j.geomorph.2006.07.040

Lantz, T. et Turner, K. « Changes in lake area in response to thermokarst processes and climate in Old Crow Flats, Yukon », *Journal of Geophysical Research*, vol. 120, 2015, pp. 513–524. doi:10.1002/2014JG002744

Lantz, T., Marsh, P. et Kokelj, S. « Recent shrub proliferation in the Mackenzie Delta uplands and microclimatic implications », *Ecosystems*, vol. 16, 2013, pp. 47–59. doi:10.1007/s10021-012-9595-2

Laxon, S., Giles, K., Ridout, A., Wingham, D., Willatt, R., Cullen, R., Kwok, R., Schweiger, A., Zhang, J., Haas, C., Hendricks, S., Krishfield, R., Kurtz, N., Farrell, S. et Davidson, M. « CryoSat-2 estimates of Arctic sea ice thickness and volume », *Geophysical Research Letters*, vol. 40, 2013, pp. 732–737. doi:10.1002/grl.50193

Lenaerts, J., van Angelen, J., van den Broeke, M., Gardner, A., Wouters, B. et van Meijgaard, E. « Irreversible mass loss of Canadian Arctic Archipelago glaciers », *Geophysical Research Letters*, vol. 40, 2013, pp. 870–874. doi:10.1002/grl.50214

Loder, J., van der Baaren, A. et Yashayaev, I. « Climate comparisons and change projections for the Northwest Atlantic from six CMIP5 models », *Atmosphere-Ocean*, vol. 53, 2015, pp. 529–555. doi:10.1080/07055900.2015.1087836

Mamet, S., Chun, K., Kershaw, G., Loranty, M. et Kershaw, G. « Recent increases in permafrost thaw rates and areal loss of palsas in the western Northwest Territories, Canada », *Permafrost and Periglacial Processes*, vol. 28, 2017, pp. 619–633. doi:10.1002/ppp.1951

Mankin, J. et Diffenbaugh, N. « Influence of temperature and precipitation variability on near-term snow trends », *Climate Dynamics*, vol. 45, 2014, pp. 1099–1116. doi:10.1007/s00382-014-2357-4

Marzeion, B., Cogley, J. G., Richter, K. et Parkes, D. « Attribution of global glacier mass loss to anthropogenic and natural causes », *Science*, vol. 345, 2014, pp. 919–921. doi:10.1126/science.1254702

Marzeion, B., Jarosch, A., et Hofer, M. « Past and future sea-level change from the surface mass balance of glaciers », *The Cryosphere*, vol. 6, 2012, pp. 1295–1322. doi:10.5194/tc-6-1295-2012

Maslanik, J., Stroeve, J., Fowler, C. et Emery, W. « Distribution and trends in Arctic sea ice age through spring 2011 », *Geophysical Research Letters*, vol. 38, 2011. doi:10.1029/2011GL047735

Mason, L., Riseng, C., Gronewold, A., Rutherford, E., Wang, J., Clites, A., Smith, S. et McIntyre, P. « Fine-scale spatial variation in ice cover and surface temperature trends across the surface of the Laurentian Great Lakes », *Climatic Change*, vol. 138, 2016, pp. 71–83. doi:10.1007/s10584-016-1721-2

Min, S.-K., Zhang, X., Zwiers, F. et Agnew, T. « Human influence on Arctic sea ice detectable from early 1990s onwards », *Geophysical Research Letters*, vol. 35, 2008. doi:10.1029/2008GL035725

Mortimer, C., Sharp, M. et Wouters, B. « Glacier surface temperatures in the Canadian High Arctic, 2000–15 », *Journal of Glaciology*, vol. 62, 2016, pp. 963–975. doi:10.1017/jog.2016.80

Mudryk, L., Derksen, C., Howell, S., Laliberté, F., Thackeray, C., Sospedra-Alfonso, R., Vionnet, V., Kushner, P. et Brown, R. « Canadian snow and sea ice: historical trends and projections », *The Cryosphere*, vol. 12, 2018, pp. 1157–1176. doi:10.5194/tc-12-1157-2018

- Mudryk, L., Derksen, C., Kushner, P. et Brown, R. « Characterization of Northern Hemisphere snow water equivalent datasets, 1981–2010 », *Journal of Climate*, vol. 28, 2015, pp. 8037–8051. doi:10.1175/JCLI-D-15-0229.1
- Mudryk, L., Kushner, P., Derksen, C. et Thackeray, C. « Snow cover response to temperature in observational and climate model ensembles », *Geophysical Research Letters*, vol. 44, 2017. doi:10.1002/2016GL071789
- Mueller, D., Copland, L. et Jeffries, M. « Changes in Canadian Arctic ice shelf extent since 1906 », dans *Arctic Ice Shelves and Ice Islands*, L. Copland et D. Mueller (éd.), Springer-Verlag, 2017.
- Mueller, D., van Hove, P., Antoniadou, D., Jeffries, M. et Vincent, W. « High Arctic lakes as sentinel ecosystems: Cascading regime shifts in climate, ice cover, and mixing », *Limnology and Oceanography*, vol. 54, 2009, pp. 2371–2385. doi:10.4319/lo.2009.54.6_part_2.2371
- Mullan, D., Swindles, G., Patterson, T., Galloway, J., Macumber, A., Falck, H., Crossley, L., Chen, J. et Pisaric, M. « Climate change and the long-term viability of the World's busiest heavy haul ice road », *Theoretical and Applied Climatology*, vol. 129, 2017, pp. 1089–1108. doi:10.1007/s00704-016-1830-x
- Najafi, M., Zwiers, F. et Gillett, N. « Attribution of Arctic temperature change to greenhouse-gas and aerosol influences », *Nature Climate Change*, vol. 5, 2015, pp. 246–249. doi:10.1038/nclimate2524
- Najafi, M., Zwiers, F. et Gillett, N. « Attribution of the spring snow cover extent decline in the Northern Hemisphere, Eurasia and North America to anthropogenic influence », *Climatic Change*, vol. 136, 2016, pp. 571–586. doi:10.1007/s10584-016-1632-2
- NASEM (National Academies of Science, Engineering, and Medicine). « Attribution of extreme weather events in the context of climate change », *The National Academies Press*, 2016, pp. 186. doi:10.17226/21852
- Naz, B., Frans, C., Clarke, G., Burns, P. et Lettenmaier, D. « Modeling the effect of glacier recession on streamflow response using a coupled glacio-hydrological model », *Hydrology and Earth System Sciences*, vol. 18, 2014, pp. 787–802. doi:10.5194/hess-18-787-2014
- Neumann, N., Smith, C., Derksen, C. et Goodison, B. « Characterizing local scale snow cover using point measurements », *Atmosphere-Ocean*, vol. 44, 2006, pp. 257–269. doi:10.3137/ao.440304
- Noël, B., van de Berg, W., Lhermitte, S., Wouters, B., Schaffer, N. et van den Broeke, M. « Six decades of glacial mass loss in the Canadian Arctic Archipelago », *Journal of Geophysical Research*, vol. 123, 2018. doi:10.1029/2017JF004304
- Notz, D. et Stroeve, J. « Observed Arctic sea-ice loss directly follows anthropogenic CO₂ emission », *Science*, vol. 354, 2016. doi:10.1126/science.aag2345
- Olefeldt, D., Goswami, S., Grosse, G., Hayes, D., Hugelius, G., Kuhry, P., McGuire, A., Romanovsky, V., Sannel, A., Schuur, E. et Turetsky, M. « Circumpolar distribution and carbon storage of thermokarst landscapes », *Nature Communications*, vol. 7, 2016, pp. 1–11. doi:10.1038/ncomms13043

- Paquette, M., Fortier, D., Mueller, D., Sarrazin, D. et Vincent, W. « Rapid disappearance of perennial ice on Canada's most northern lake », *Geophysical Research Letters*, vol. 42, 2015, pp. 1433–1440. doi:10.1002/2014GL062960
- Parkinson, C. « Spatially mapped reductions in the length of the Arctic sea ice season », *Geophysical Research Letters*, vol. 41, 2014, pp. 4316–4322. doi:10.1002/2014GL060434
- Pendakur, K. « Territoires du Nord », dans *Risques climatiques et pratiques en matière d'adaptation pour le secteur canadien des transports 2016*, K. Palko et D.S. Lemmen (éd.), Gouvernement du Canada, Ottawa, Ontario, 2017, pp. 27–64.
- Peng, G. et Meier, W. « Temporal and regional variability of Arctic sea-ice coverage from satellite data », *Annals of Glaciology*, vol. 59, 2017, pp. 191–200. doi:10.1017/aog.2017.32
- Perrault, N., Levesque, E., Fortier, D., Gratton, D. et Lamarque, L. « Remote sensing evaluation of High Arctic wetland depletion following permafrost disturbance by thermo-erosion gully processes », *Arctic Science*, vol. 3, 2017, pp. 237–253. doi:10.1139/as-2016-0047
- Perrin, A., Dion, J., Eng, S., Sawyer, D., Nodleman, J., Comer, N., Auld, H., Sparling, E., Harris, M., Nodelman, J. et Kinnear, L. « Economic implications of climate change adaptations for mine access roads in northern Canada », Northern Climate ExChange, Yukon Research Centre, Yukon College, 2015, p. 93.
- Peterson, I., Pettipas, R. et Rosing-Asvid, A. « Trends and variability in sea ice and icebergs off the Canadian East Coast », *Atmosphere-Ocean*, vol. 53, 2015, pp. 582–594. doi:10.1080/07055900.2015.1057684
- Pizzolato, L., Howell, S., Dawson, J., Laliberté, F. et Copland, L. « The influence of declining sea ice on shipping activity in the Canadian Arctic », *Geophysical Research Letters*, vol. 43, 2016. doi:10.1002/2016GL071489
- Prowse, T. « Lake and River ice in Canada », dans *Changing Cold Environments: A Canadian Perspective, 1st edition*, H. French et O. Slaymaker (éd.), John Wiley & Sons, 2012, pp. 163–181.
- Prowse, T., Furgal, C., Chouinard, R., Melling, H., Milburn, D. et Smith, S. « Implications of climate change for economic development in Northern Canada: energy, resource, and transportation sectors », *Ambio*, vol. 38, 2009, pp. 272–281. doi:10.1479/0044-7447-38.5.272
- Prowse, T., Shrestha, R., Bonsal, B. et Dibike, Y. « Changing spring air-temperature gradients along large northern rivers: Implications for severity of river-ice floods », *Geophysical Research Letters*, vol. 37, 2010. doi:10.1029/2010GL044878
- Quinton, W. et Baltzer, J. « The active-layer hydrology of a peat plateau with thawing permafrost (Scotty Creek, Canada) », *Hydrogeology Journal*, vol. 21, 2013, pp. 201–220. doi: 10.1007/s10040-012-0935-2
- Radić, V. et Hock, R. « Regionally differentiated contribution of mountain glaciers and ice caps to future sea-level rise », *Nature Geoscience*, vol. 4, 2011, pp. 91–94. doi:10.1038/ngeo1052

Radić, V., Bliss, A., Beedlow, A., Hock, R., Miles, E. et Cogley, J.G. « Regional and global projections of twenty-first century glacier mass changes in response to climate scenarios from global climate models », *Climate Dynamics*, vol. 42, 2014, pp. 37–58. doi:10.1007/s00382-013-1719-7

Raisanen, J. « Warmer climate: less or more snow? », *Climate Dynamics*, vol. 30, 2008, pp. 307-319. doi: 10.1007/s00382-007-0289-y

Richter-Menge, J. et Farrell, S. « Arctic sea ice conditions in spring 2009–2013 prior to melt », *Geophysical Research Letters*, vol. 40, 2013, pp. 5888–5893. doi:10.1002/2013GL058011

Rigor, I., Wallace, J. et Colony, R. « Response of sea ice to the Arctic oscillation », *Journal of Climate*, vol. 15, 2002, pp. 2648–2663. doi: 10.1175/1520-0442(2002)015%3C2648:ROSITT%3E2.0.CO;2

Romanovsky, V., Isaksen, K., Drozdov, D., Anisimov, O., Instanes, A., Leibman, M., McGuire, A., Shiklomanov, N., Smith, S. et Walker, D. « Changing permafrost and its impacts; in Snow Water Ice and Permafrost in the Arctic (SWIPA) 2017 », Assessment, Arctic Monitoring and Assessment Programme, Oslo, Norvège, 2017a, p. 65–102.

Romanovsky, V., Smith, S. et Christiansen, H. « Permafrost thermal state in the polar Northern Hemisphere during the International Polar Year 2007–2009: a synthesis », *Permafrost and Periglacial Processes*, vol. 21, 2010, pp. 106–116. doi:10.1002/ppp.689

Romanovsky, V., Smith, S., Isaksen, K., Shiklomanov, N., Streletskiy, D., Kholodov, A., Christiansen, H., Drozdov, D., Malkova, G. et Marchenko, S. (2017b): « Terrestrial Permafrost », dans *Arctic Report Card 2017*, J. Richter-Menge, J.E. Overland, J.T. Mathis et E. Osborne (éd.). <<http://www.arctic.noaa.gov/Report-Card>> [July 2018].

Rouse, W., Oswald, C., Binyamin, J., Spence, C., Schertzer, W., Blanken, P., Bussières, N. et Duguay, C. « The role of northern lakes in a regional energy balance », *Journal of Hydrometeorology*, vol. 6, 2005, pp. 291–305.

Rudy, A., Lamoureux, S., Kokelj, S., Smith, I. et England, J. « Accelerating thermokarst transforms ice-cored terrain triggering a downstream cascade to the ocean », *Geophysical Research Letters*, vol. 47, 2017. doi:10.1002/2017GL074912

Schuster, P., Schaefer, K., Aiken, G., Antweiler, R., Dewild J., Gryziec, J., Gusmeroli, A., Hugelius, G., Jafarov, E., Krabbenhoft, D., Liu, L., Herman-Mercer, N., Mu, C., Roth, D., Schaefer, T., Striegl, R., Wickland, K. et Zhang, T. « Permafrost stores a globally significant amount of mercury », *Geophysical Research Letters*, vol. 45, 2018, pp. 1463–1471. doi:10.1002/2017GL075571

Segal, R., Lantz, T. et Kokelj, S. « Acceleration of thaw slump activity in glaciated landscapes of the Western Canadian Arctic », *Environmental Research Letters*, vol. 11, 2016. doi:10.1088/1748-9326/11/3/034025

Serreze, M., Holland, M. et Stroeve, J. « Perspectives on the Arctic's shrinking sea ice cover », *Science*, vol. 315, 2007, p. 1533–1536.

Serreze, M., Raup, B., Braun, C., Hardy, D. et Bradley, R. « Rapid wastage of the Hazen Plateau ice caps, northeastern Ellesmere Island, Nunavut, Canada », *The Cryosphere*, vol. 11, 2017, pp. 169–177. doi:10.5194/tc-11-169-2017

Services Canadien des glaces. « Regional Charts: History, Accuracy, and Caveats », CIS Archive Documentation Series No. 1, Ottawa, Ontario, 2007. <http://ice.ec.gc.ca/IA_DOC/cisads_no_001_e.pdf> [July 2018].

Sharp, M., Burgess, D., Cawkwell, F., Copland, L., Davis, J., Dowdeswell, E., Dowdeswell, J., Gardner, A., Mair, D., Wang, L., Williamson, S., Wolken, G. et Wyatt, F. « Remote sensing of recent glacier changes in the Canadian Arctic », dans *Global Land Ice Measurements from Space*, J. Kargel, G. Leonard, M. Bishop, A. Kääb et B. Raup (éd.), Springer, 2016, pp. 205–227. doi: 10.1007/978-3-540-79818-7doi

Sharp, M., Burgess, D., Cogley, J. G., Ecclestone, M., Labine, C. et Wolken, G. « Extreme melt on Canada's Arctic ice caps in the 21st century », *Geophysical Research Letters*, vol. 38, 2011, pp. 3–7. doi:10.1029/2011GL047381

Shepard, A., Ivins, E., Geruo, A., Barletta, V., Bentley, M., Bettadpur, S., Briggs, K., Bromwich, D., Forsberg, R., Galin, N., Horwath, M., Jacobs, S., Joughin, I., King, M., Lenaerts, J., Li, J., Ligtenberg, S., Luckman, A., Luthcke, S., McMillan, M., Meister, R., Milne, G., Mouginot, J., Muir, A., Nicolas, J., Paden, J., Payne, A., Pritchard, H., Rignot, E., Rott, H., Sørensen, L., Scambos, T., Scheuchl, B., Schrama, E., Smith, B., Sundal, A., Van Angelen, J., Van De Berg, W., Van Den Broeke, M., Vaughan, D., Velicogna, I., Wahr, J., Whitehouse, P., Wingham, D., Yi, D., Young, D. et Zwally, H. « A reconciled estimate of ice-sheet mass balance », *Science*, vol. 338, 2012, pp. 1183–1189.

Sigmond, M., Fyfe, J. et Swart, N. « Ice-free Arctic projections under the Paris Agreement », *Nature Climate Change*, vol. 8, 2018, pp. 404–408. doi:10.1038/s41558-018-0124-y

Slater, A. et Lawrence, D. « Diagnosing present and future permafrost from climate models », *Journal of Climate*, vol. 26, 2013, pp. 5608–5623. doi:10.1175/JCLI-D-12-00341.1

Smith, S. et Riseborough, D. « Modelling the thermal response of permafrost terrain to right-of-way disturbance and climate warming », *Cold Regions Science and Technology*, vol. 60, 2010, pp. 92–103.

Smith, S., Chartrand, J., Duchesne, C. et Ednie, M. « Report on 2016 field activities and collection of ground thermal and active layer data in the Mackenzie Corridor, Northwest Territories », La commission géologique du Canada, Dossier public 8303, 2017. doi:10.4095/306212

Smith, S., Lewkowicz, A., Duchesne, C. et Ednie, M. « Variability and change in permafrost thermal state in northern Canada », article 237 dans GEOQuébec 2015, Procédure, 68ième Conférence Canadienne de Géotechnique et 7ème Conférence Canadienne sur le Pergélisol, Québec, Québec, 2015a.

Smith, S., Lewkowicz, A., Ednie, M., Duguay, M. et Bevington, A. « A characterization of permafrost thermal state in the southern Yukon », article 331 dans GEOQuébec 2015, Procédure, 68ième Conférence Canadienne de Géotechnique et 7ème Conférence Canadienne sur le Pergélisol, Québec, Québec, 2015b.

Smith, S., Riseborough, D. et Bonnaventure, P. « Eighteen year record of forest fire effects on ground thermal regimes and permafrost in the central Mackenzie Valley, NWT, Canada », *Permafrost and Periglacial Processes*, vol. 26, 2015c, pp. 289–303. doi:10.1002/ppp.1849

Smith, S., Romanovsky, V., Lewkowicz, A., Burn, C., Allard, M., Clow, G., Yoshikawa, K. et Throop, J. « Thermal state of permafrost in North America - A contribution to the International Polar Year », *Permafrost and Periglacial Processes*, vol. 21, 2010, pp. 117–135. doi:10.1002/ppp.690

Smith, S., Wolfe, ST., Riseborough, D. et Nixon, F. « Active-layer characteristics and summer climatic indices, Mackenzie Valley, Northwest Territories, Canada », *Permafrost and Periglacial Processes*, vol. 20, 2009, pp. 201–220.

Sniderhan, A. et Baltzer, J. « Growth dynamics of black spruce (*Picea mariana*) in a rapidly thawing discontinuous permafrost peatland », *Journal of Geophysical Research*, vol. 121, 2016, pp. 2988–3000. doi:10.1002/2016JG003528

Sospedra-Alfonso, R. et Merryfield, W. « Influences of temperature and precipitation on historical and future snowpack variability over the Northern Hemisphere in the Second Generation Canadian Earth System Model », *Journal of Climate*, vol. 30, 2017, pp. 4633–4656. doi:10.1175/JCLI-D-16-0612.1

Sospedra-Alfonso, R., Melton, J. et Merryfield, W. « Effects of temperature and precipitation on snowpack variability in the Central Rocky Mountains as a function of elevation », *Geophysical Research Letters*, vol. 42, 2015, pp. 4429–4438. doi:10.1002/2015GL063898

Stroeve, J., Markus, T., Boisvert, L., Miller, J. et Barrett, A. « Changes in Arctic melt season and implications for sea ice loss », *Geophysical Research Letters*, vol. 41, 2014, pp. 1216–1225. doi:10.1002/2013GL058951

Stroeve, J., Serreze, M., Kay, J., Holland, M., Meier, W. et Barrett, A. « The Arctic's rapidly shrinking sea ice cover: A research synthesis », *Climatic Change*, vol. 110, 2012, pp. 1005–1027. doi:10.1007/s10584-011-0101-1

Strozzi, T., Kouraev, A., Wiesmann, A., Wegmüller, U., Sharov, A. et Werner, C. « Estimation of Arctic glacier motion with satellite L-band SAR data », *Remote Sensing of Environment*, vol. 112, 2008, pp. 636–645. doi:10.1016/j.rse.2007.06.007

Sturm, M., Goldstein, M., Huntington, H. et Douglas, T. « Using an option pricing approach to evaluate strategic decisions in a rapidly changing climate: Black-Scholes and climate change », *Climatic Change*, vol. 140, 2016, pp. 437–449. doi:10.1007/s10584-016-1860-5

Sturm, M., Goldstein, M. et Parr, C. « Water and life from snow: A trillion-dollar science question », *Water Resources Research*, vol. 53, 2017, pp. 3534–3544. doi:10.1002/2017WR020840

Surdu, C., Duguay, C., Brown, L. et Fernández Prieto, D. « Response of ice cover on shallow lakes of the North Slope of Alaska to contemporary climate conditions (1950–2011): Radar remote-sensing and numerical modeling data analysis », *The Cryosphere*, vol. 8, 2014, pp. 167–180. doi:10.5194/tc-8-167-2014

Surdu, C., Duguay, C. et Fernández Prieto, D. « Evidence of recent changes in the ice regime of high arctic lakes from spaceborne satellite observations », *The Cryosphere*, vol. 10, 2016, pp. 941–960. doi:10.5194/tc-10-941-2016

Tan, Z. et Zhuang, Q. « Arctic lakes are continuous methane sources to the atmosphere under warming conditions », *Environmental Research Letters*, vol. 10, 2015, pp. 1–9. doi:10.1088/1748-9326/10/5/054016

Tandon, N., Kushner, P., Docquier, D., Wettstein, J. et Li, C. « Reassessing sea ice drift and its relationship to long term Arctic sea ice loss in coupled climate models », *Journal of Geophysical Research*, 2018. doi:10.1029/2017JC013697

Tennant, C. et Menounos, B. « Glacier change of the Columbia Icefield, Canadian Rocky Mountains, 1919–2009 », *Journal of Glaciology*, vol. 59, 2013, pp. 671–686. doi:10.3189/2013JoG12J135

Tennant, C., Menounos, B., Wheate, R. et Clague, J. « Area change of glaciers in the Canadian Rocky Mountains, 1919 to 2006 », *The Cryosphere*, vol. 6, 2012, pp. 1541–1552. doi:10.5194/tc-6-1541-2012

Thackeray, C., Fletcher, C., Mudryk, L. et Derksen, C. « Quantifying the uncertainty in historical and future simulations of Northern Hemisphere spring snow cover », *Journal of Climate*, vol. 29, 2016, pp. 8647–8663. doi:10.1175/JCLI-D-16-0341.1

Thienpont, J., Kokelj, S., Korosi, J., Cheng, E., Desjardins, C., Kimpe, L., Blais, J., Pisaric, M. et Smol, J. « Exploratory hydrocarbon drilling impacts to Arctic lake ecosystems », *PLoS ONE*, vol. 8, 2013. doi:10.1371/journal.pone.0078875

Tilling, R., Ridout, A., Shepherd, A. et Wingham, D. « Increased Arctic sea ice volume after anomalously low melting in 2013 », *Nature Geoscience*, vol. 8, 2015, pp. 643–646. doi:10.1038/ngeo2489

Tivy, A., Howell, S., Alt, B., McCourt, S., Chagnon, R., Crocker, G., Carrieres, T. et Yackel, J. « Trends and variability in summer sea ice cover in the Canadian Arctic based on the Canadian Ice Service Digital Archive, 1960–2008 and 1968–2008 », *Journal of Geophysical Research*, vol. 116, 2011a. doi:10.1029/2009JC005855

Tivy A, Howell, S., Alt, B., Yackel, J. et Carrieres, T. « Origins and levels of seasonal forecast skill for sea ice in Hudson Bay using canonical correlation analysis », *Journal of Climate*, vol. 24, 2011b. doi:10.1175/2010JCLI3527.1

Tremblay, M., Furgal, C., Larrivee, C., Annanack, T., Tookalook, P., Qiisik, M., Angiyou, E., Swappie, N., Savard, J. et Barrett, M. « Climate change in Northern Quebec: Adaptation strategies from community-based research », *Arctic*, vol. 61, 2008, pp. 27–34.

Tucker III, W. Weatherly, J., Eppler, D., Farmer, L. et Bentley, D. « Evidence for rapid thinning of sea ice in the western Arctic Ocean at the end of the 1980s », *Geophysical Research Letters*, vol. 28, 2001, pp. 2851–2854. doi:10.1029/2001GL012967

Vaughan, D., Comiso, J., Allison, I., Carrasco, J., Kaser, G., Kwok, R., Mote, P., Murray, T., Paul, F., Ren, J., Rignot, E., Solomina, O., Steffen, K. et Zhang, T. « Observations: Cryosphère »; 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. Stocker, D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, S. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex et P. Midgley (éd.), Cambridge University Press, Cambridge, Royaume-Uni et New York, New York, États-Unis, 2013, pp. 317–382. doi :10.1017/CBO9781107415324.012

Veillette, J., Martineau, M., Antoniades, D., Sarrazin, D. et Vincent, W. « Effects of loss of perennial lake ice on mixing and phytoplankton dynamics: Insights from High Arctic Canada », *Annals of Glaciology*, vol. 51, 2010, pp. 56–70. doi: 10.3189/172756411795931921

Vincent, L., Zhang, X., Brown, R., Feng, Y., Mekis, E., Milewska, E., Wan, H. et Wang, X. « Observed trends in Canada's climate and influence of low-frequency variability modes », *Journal of Climate*, vol. 28, 2015, pp. 4545–4560. doi: 10.1175/JCLI-D-14-00697.1

Walsh, J., Fetterer, F., Stewart, J. et Chapman, W. « A database for depicting Arctic sea ice variations back to 1850 », *Geographical Review*, vol. 107, 2017, pp. 89–107. doi: 10.1111/j.1931-0846.2016.12195.x

Wang, J., Bai, X., Hu, H., Clites, A., Colton, M. et Lofgren, B. « Temporal and spatial variability of Great Lakes ice cover, 1973–2010 », *Journal of Climate*, vol. 25, 2012, pp. 1318–1329. Doi: 10.1175/2011JCLI4066.1

Wang, L., Sharp, M., Rivard, B., Marshall, S. et Burgess, D. « Melt season duration on Canadian Arctic ice caps, 2000–2004 », *Geophysical Research Letters*, vol. 32, 2005. doi:10.1029/2005GL023962

Wang, M. et Overland, J. « A sea ice free summer Arctic within 30 years: An update from CMIP5 models », *Geophysical Research Letters*, vol. 39, 2012. doi:10.1029/2012GL052868

Wolfe, S., Morse, P., Hoeve, T., Sladen, W., Kokelj, S. et Arenson, L. « Disequilibrium permafrost conditions on NWT Highway 3 », article 115 dans GEOQuébec 2015, Procédure, 68^{ième} Conférence Canadienne de Géotechnique et 7^{ème} Conférence Canadienne sur le Pergélisol, Québec, Québec, 2015

Wolken, G., Sharp, M., Andreassen, L.-M., Burgess, D., Copland, L., Kohler, J., O'Neel, S., Pelto, M., Thomson, L. et Wouters, B. « Glaciers and Ice Caps Outside Greenland; Section F of Chapter 5: The Arctic », dans *State of the Climate in 2016*, J. Blunden and D.S. Arndt (éd.), Bulletin of the American Meteorological Society, vol. 98, 2017, p. 140–145.

Wrzesien, M., Durand, M., Pavelsky, T., Kapnick, S., Zhang, Y., Guo, J. et Shum, C.K. « A new estimate of North American mountain snow accumulation from regional climate model simulations », *Geophysical Research Letters*, vol. 45, 2018, pp. 1423–1432. doi: 10.1002/2017GL076664

Zemp, M., Frey, H., Gärtner-Roer, I., Nussbaumer, S., Hoelzle, M., Paul, F., Haeberli, W., Denzinger, F., Ahlstrøm, A., Anderson, B., Bajracharya, S., Baroni, C., Braun, L., Càceres, B., Casassa, G., Cobos, G., Dàvila, L., Delgado Granados, H., Demuth, M., Espizua, L., Fischer, A., Fujita, K., Gadek, B., Ghazanfar, A., Hagen, J., Holmlund, P., Karimi, N., Li, Z., Pelto, M., Pitte, P., Popovnin, V., Portocarrero, C., Prinz, R., Sangewar, C., Severskiy, I., Sigurdsson, O., Soruco, A., Usabaliev, R. et Vincent, C. « Historically unprecedented global glacier changes in the early 21st century », *Journal of Glaciology*, vol. 61, 2015, pp. 745–762. doi:10.3189/2015JoG15J017

Zhang, R. et Knutson, T. « The role of global climate change in the extreme low summer Arctic sea ice extent in 2012 », dans *Explaining Extreme Events of 2012 from a Climate Perspective*, T.C. Peterson, M.P. Hoerling, P.A. Stott et S.C. Herring (éd.), Bulletin of the American Meteorological Society, vol. 94, 2013, pp. S23–S26.

Zhang, Y., Chen, W. et Riseborough, D. « Transient projections of permafrost distribution in Canada during the 21st century under scenarios of climate change », *Global and Planetary Change*, vol. 60, 2008a, pp. 443–456.

Zhang, Y., Chen, W. et Riseborough, D. « Disequilibrium response of permafrost thaw to climate warming in Canada over 1850–2100 », *Geophysical Research Letters*, vol. 35, 2008b. doi:10.1029/2007GL032117

Zhang, Y., Wolfe, S., Morse, P., Olthof, I. et Fraser, R. « Spatiotemporal impacts of wildfire and climate warming on permafrost across a subarctic region, Canada », *Journal of Geophysical Research*, vol. 120, 2015, pp. 2338–2356. doi: 10.1002/2015JF003679

Zhong, Y., Notaro, M., Vavrus, S. et Foster, M. « Recent accelerated warming of the Laurentian Great Lakes: Physical drivers », *Limnology and Oceanography*, vol. 61, 2016, pp. 1762–1786. doi:10.1002/lno.10331





CHAPITRE 6

Évolution de la disponibilité de l'eau douce à l'échelle du Canada

RAPPORT SUR LE CLIMAT CHANGEANT DU CANADA



Gouvernement
du Canada

Government
of Canada

Canada



Auteurs

Barrie R. Bonsal, Environnement et Changement climatique Canada

Daniel L. Peters, Environnement et Changement climatique Canada

Frank Seglenieks, Environnement et Changement climatique Canada

Alfonso Rivera, Ressources naturelles Canada

Aaron Berg, University of Guelph

Remerciements

Hayley O'Neil, University of Victoria

Citation recommandée : Bonsal, B.R., D.L. Peters, F. Seglenieks, A. Rivera et A. Berg. « Évolution de la disponibilité de l'eau douce au Canada », chapitre 6 du Rapport sur le climat changeant du Canada, E. Bush et D.S. Lemmen (éd.), gouvernement du Canada, Ottawa, Ontario, 2019, p. 262-342.



Table des matières du chapitre

RÉSUMÉ

6.1 : Introduction

6.2 : Écoulement de surface : écoulement fluvial

Encadré 6.1 : Réseau hydrométrique du Canada

6.2.1 : Ampleur de l'écoulement fluvial

6.2.2 : Rythme de l'écoulement fluvial

6.2.3 : Régime de l'écoulement fluvial

Encadré 6.2 : Régimes d'écoulement fluvial

6.2.4 : Inondations liées aux écoulements fluviaux

FAQ 6.1 : Y aura-t-il plus de sécheresses et d'inondations au Canada dans un climat plus chaud?

6.3 : Niveaux d'eau de surface : lacs et terres humides

6.3.1 : Grands Lacs laurentiens

6.3.2 : Autres lacs

6.3.3 : Terres humides et deltas

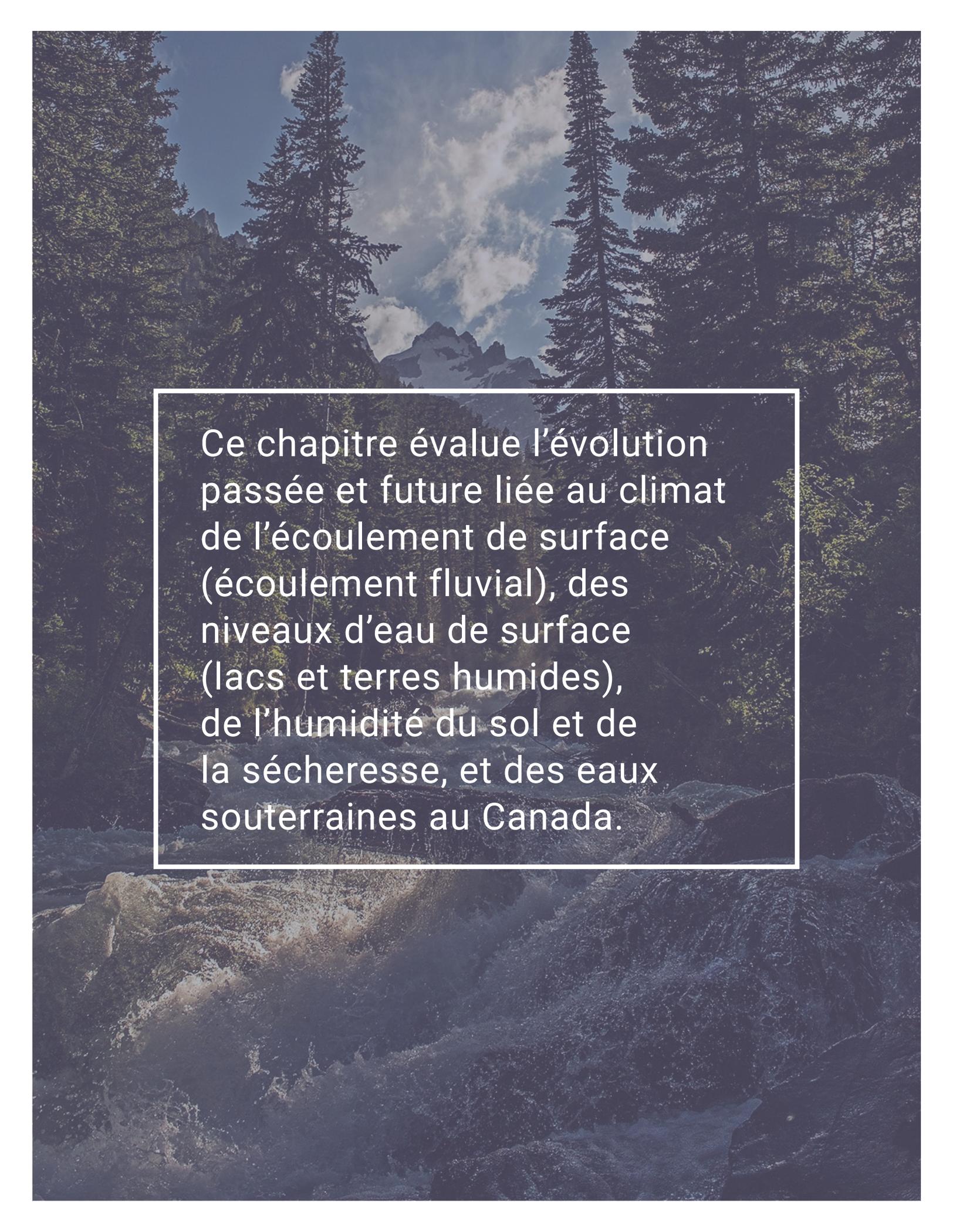
6.4 : Humidité du sol et sécheresse

6.4.1 : Humidité du sol

6.4.2 : Sécheresse

6.5 : Eau souterraine

Encadré 6.3 : Surveillance des eaux souterraines depuis l'espace



Ce chapitre évalue l'évolution passée et future liée au climat de l'écoulement de surface (écoulement fluvial), des niveaux d'eau de surface (lacs et terres humides), de l'humidité du sol et de la sécheresse, et des eaux souterraines au Canada.

Messages clés du chapitre

6.2: Écoulement de surface : écoulement fluvial

Le moment de pointe saisonnier de l'écoulement fluvial a changé en raison du réchauffement des températures. Au cours des dernières décennies au Canada, la pointe printanière de l'écoulement fluvial après la fonte des neiges s'est produit plus tôt, avec des écoulements plus élevés en hiver et au début du printemps (*degré de confiance élevé*²⁴). Dans certaines régions, on a observé une réduction des écoulements estivaux (*degré de confiance moyen*). Ces changements saisonniers devraient continuer, avec des décalages correspondants de régimes dominés par la fonte des neiges vers des régimes dominés par les pluies (*degré de confiance élevé*).

Il n'y a pas eu de tendance cohérente des quantités annuelles d'écoulement fluvial dans l'ensemble du Canada. À l'avenir, les écoulements annuels devraient augmenter dans la plupart des bassins nordiques, mais diminuer dans les régions continentales intérieures du Sud (*degré de confiance moyen*).

Les inondations liées aux écoulements fluviaux résultent de nombreux facteurs et, au Canada, ceux-ci se composent principalement des précipitations excédentaires, de la fonte des neiges, des embâcles, des événements de pluie sur neige ou d'une combinaison de ces facteurs. Il n'y a pas eu de tendance spatiale cohérente de ces facteurs causant des inondations ou des événements d'inondation dans l'ensemble du pays. On s'attend à ce que les augmentations prévues des précipitations extrêmes augmentent le potentiel d'inondation urbaine future (*degré de confiance élevé*). Les températures plus élevées prévues entraîneront un changement vers les inondations précoces associées à la fonte des neiges printanières, aux embâcles et aux événements de pluie sur neige (*degré de confiance moyen*). Il reste à déterminer la manière dont les températures plus élevées et les réductions du manteau neigeux se combineront pour influencer sur la fréquence et l'ampleur des inondations futures liées à la fonte des neiges.

6.3: Niveaux d'eau de surface : lacs et terres humides

Dans les régions du Canada où il y a suffisamment de données, il n'y a aucune indication de changements à long terme aux niveaux des lacs et des terres humides. Les niveaux futurs peuvent diminuer dans le Sud du Canada, où l'évaporation accrue peut dépasser les précipitations accrues (*degré de confiance faible*). Le réchauffement et le dégel du pergélisol prévus pourraient entraîner des changements futurs, y compris le drainage rapide, dans de nombreux lacs du Nord canadien (*degré de confiance moyen*).

24 Le présent rapport utilise le même langage calibré pour l'incertitude que le cinquième rapport d'évaluation du GIEC. Les cinq termes suivants sont utilisés pour exprimer le degré de confiance évalué dans les constatations selon la disponibilité, la qualité et la cohérence des preuves : très faible, faible, moyen, élevé, très élevé. Les termes suivants sont utilisés pour indiquer la probabilité évaluée d'un résultat : quasiment certain (probabilité de l'ordre de 99 % à 100 %), extrêmement probable (probabilité de l'ordre de 95 % à 100 %), très probable (probabilité de l'ordre de 90 % à 100 %), probable (probabilité de l'ordre de 66 % à 100 %), à peu près aussi probable qu'improbable (probabilité de l'ordre de 33 % à 66 %), improbable (probabilité de l'ordre de 0 % à 33 %), très improbable (probabilité de l'ordre de 0 % à 10 %), extrêmement improbable (probabilité de l'ordre de 0 % à 5 %), exceptionnellement improbable (probabilité de l'ordre de 0 % à 1 %). Ces termes sont insérés en caractères italiques dans le texte. Voir le chapitre 1 pour plus de précisions.

6.4: Humidité du sol et sécheresse

Des sécheresses périodiques ont eu lieu dans une grande partie du Canada, mais aucun changement à long terme n'est évident. Les sécheresses futures et les déficits d'humidité du sol devraient être plus fréquents et intenses dans le sud des Prairies canadiennes et l'intérieur de la Colombie-Britannique pendant l'été, et plus importants à la fin du siècle selon un scénario d'émissions élevées (*degré de confiance moyen*).

6.5: Eau souterraine

La complexité des systèmes d'eau souterraine et le manque d'information rendent difficile l'évaluation de l'évolution des niveaux des eaux souterraines depuis que les données sont recueillies. On s'attend à ce que les changements prévus à la température et aux précipitations influencent les niveaux d'eau souterraine futurs. Cependant, l'ampleur et même la direction du changement ne sont pas claires. La recharge printanière des aquifères dans la majeure partie du pays devrait se produire plus tôt à l'avenir, en raison de la fonte précoce des neiges (*degré de confiance moyen*).

Résumé

La disponibilité de l'eau douce au Canada est influencée par une multitude de facteurs : certains naturels et d'autres découlant de l'activité humaine. Les changements relatifs à la température et aux précipitations ont une forte influence, directement et indirectement, par l'évolution de la neige, de la glace et du pergélisol. Les perturbations du cycle de l'eau par les humains (barrages, déviations et prélèvements) rendent difficile le discernement des changements liés au climat. Les mesures directes des indicateurs de disponibilité de l'eau douce sont incohérentes dans l'ensemble du pays et, dans certains cas, trop rares pour évaluer les changements passés. En outre, les changements futurs sont déterminés à partir d'une multitude de modèles hydrologiques, à l'aide des résultats de nombreux modèles climatiques présentant différents scénarios d'émissions. Ces facteurs rendent difficile la réalisation d'une évaluation pancanadienne de la disponibilité de l'eau douce, et encore plus difficile de déterminer si les changements passés peuvent être attribués aux changements climatiques anthropiques. Le présent chapitre tient compte des études nationales et régionales, ainsi que des renseignements sur les changements de température et de précipitations du chapitre 4 et des changements à la cryosphère du chapitre 5, pour évaluer l'évolution de la disponibilité de l'eau douce au Canada.

Les changements antérieurs au caractère saisonnier des écoulements fluviaux ont été caractérisés par des crues printanières précoces (augmentation de l'écoulement résultant de la fonte des neiges et de la glace au printemps) en raison des écoulements débits de pointe précoce de la fonte des neiges printanières, de l'écoulement plus élevé à l'hiver et au début du printemps et, pour de nombreuses régions, de la réduction des écoulements d'été. Ces changements sont en accord avec le réchauffement observé et les changements liés à la neige et à la glace. Au cours des 30 à 100 dernières années, l'ampleur des écoulements fluviaux annuels, les niveaux d'eau de surface, la teneur en humidité du sol et les sécheresses et les aquifères peu profondes ont, pour la plupart, été variables, sans tendance claire à l'augmentation ou à la baisse. Cette variabilité correspond aux variations observées d'une année à l'autre et au cours de plusieurs années dans les précipitations, qui sont en partie influencées par la variabilité naturelle à grande échelle du climat (voir le chapitre 2, encadré 2.5). Toutefois, pour de nombreux indicateurs, il y a un manque de données probantes (en particulier dans les régions nordiques du pays) pour évaluer les changements passés dans l'ensemble du Canada à la disponibilité de l'eau douce.

On s'attend à ce que le réchauffement continu, et les réductions dans le manteau neigeux et les glaciers de montagne, et le dégel accéléré du pergélisol qui l'accompagnent continuent de produire des changements dans le caractère saisonnier des écoulements fluviaux. Cela comprend l'augmentation des écoulements hivernaux, des premières crues printanières encore plus précoces et la réduction des écoulements estivaux, ainsi que des décalages correspondants de régimes davantage dominés par la fonte des neiges vers des régimes dominés par les pluies. Les écoulements fluviaux annuels devraient augmenter dans certaines régions (principalement dans les régions nordiques), mais perdre de l'ampleur dans d'autres (régions de l'intérieur du Sud). La fonte du pergélisol pourrait entraîner des changements futurs, y compris un drainage rapide, dans de nombreux lacs du Nord canadien. La fréquence et l'intensité des inondations future entraînée par les écoulements fluviaux sont incertaines en raison de la complexité des facteurs en cause. Nous nous attendons à ce que l'augmentation des prévisions de précipitations extrêmes augmente les probabilités d'inondations urbaines à l'avenir. Toutefois, nous ne pouvons pas prévoir avec certitude l'incidence de la combinaison de l'augmentation des températures et de la réduction de la couverture de neige sur la fréquence et l'ampleur des inondations causées par la fonte des neiges. Les niveaux inférieurs d'eau de surface des lacs et des terres humides sont attendus, en particulier vers la fin de ce siècle, selon des scénarios d'émissions plus élevées (voir le chapitre 3, section 3.2), en raison de températures plus élevées et d'une évaporation accrue. Toutefois, l'ampleur de ces diminutions dépendra de la mesure dans laquelle les augmentations futures des précipitations contrebalancent l'évaporation accrue.



L'augmentation future des sécheresses et des baisses de l'humidité des sols de surface sont prévues à l'été dans le Sud des Prairies et l'intérieur de la Colombie-Britannique, où les déficits d'humidité découlant de l'évapotranspiration devraient être plus importants que les augmentations de précipitation. Ces changements devraient être plus importants vers la fin de ce siècle dans des scénarios d'émissions plus élevées. Cependant, il y a une incertitude considérable quant à leur ampleur. Les systèmes d'eau souterraine sont complexes et, bien qu'on s'attende à ce que les changements de température et de précipitation influencent les niveaux futurs, l'ampleur et même la direction du changement ne sont pas claires. Toutefois, à l'avenir, la recharge printanière des nappes phréatiques dans la majeure partie du pays devrait se produire plus tôt, à la suite d'une fonte des neiges précoce.

Ces changements prévus découlant du réchauffement climatique anthropique influenceront directement sur le volume et le rythme des approvisionnements en eau douce futurs, et ils peuvent être exacerbés par des altérations de la gestion humaine des systèmes d'eau douce. Les effets devraient être plus importants vers la fin de ce siècle dans des scénarios d'émissions plus élevées, compte tenu des changements climatiques plus importants qui y sont associés. Les effets dans les régions qui s'appuient actuellement sur la fonte des neiges et de la glace comme sources d'eau douce, ainsi que les zones intérieures continentales, où l'évapotranspiration accrue causée par les températures plus chaudes pourrait réduire les approvisionnements en eau futurs, sont particulièrement inquiétants. Toutefois, les approvisionnements en eau douce dans toutes les régions du Canada devraient être touchés d'une façon ou d'une autre. On prévoit également que les phénomènes extrêmes liés à l'eau, tels que les sécheresses et les inondations, vont intensifier ces effets.

6.1: Introduction

Le Canada possède de vastes quantités d'eau douce, sous forme de lacs, de rivières, de terres humides, de nappes phréatiques contenant des réserves d'eau souterraine, ainsi que d'eaux entreposées dans les accumulations de neige, les glaciers et le sol. Il y a plus de 8 500 rivières et plus de 2 millions de lacs couvrant près de 9 % du Canada (Monk et Baird, 2011), tandis que les terres humides occupent environ 16 % de la masse continentale du pays (Groupe de travail national sur les terres humides, 1988, 1997). Cette eau douce est fondamentale pour l'environnement (p. ex. les écosystèmes aquatiques) et pour de nombreuses activités sociales et économiques, y compris l'agriculture, l'industrie, la production d'hydroélectricité, l'approvisionnement en eau potable et les loisirs.

La disponibilité de l'eau douce est principalement régie par les processus et les interactions dans le cycle de l'eau (voir la figure 6.1). L'eau de pluie ou de fonte des neiges peut s'écouler à la surface vers les lacs et les ruisseaux, mais l'écoulement de surface direct est rare dans de nombreuses zones naturelles, comme les forêts. Une grande partie de la précipitation s'infiltré plutôt dans le sol, s'accumule à la surface comme neige, ou remplit les masses d'eau de surface, où elle finit par s'infiltrer dans le sol ou s'évaporer. Une partie de l'eau infiltrée reste dans un sol peu profond, où elle est reprise par la végétation et remonte à l'atmosphère. L'eau du sol peut s'écouler rapidement vers les ruisseaux et les lacs par des sous-sols très perméables ou s'infiltrer pour recharger les nappes phréatiques plus profondes. Cette eau plus profonde coule vers les ruisseaux beaucoup plus lentement, sur des périodes allant de jours à des milliers d'années, selon la perméabilité des formations géologiques. La gestion humaine de l'eau – y compris les barrages, les réservoirs et les prélèvements d'eau – est également devenue un élément important du cycle de l'eau.

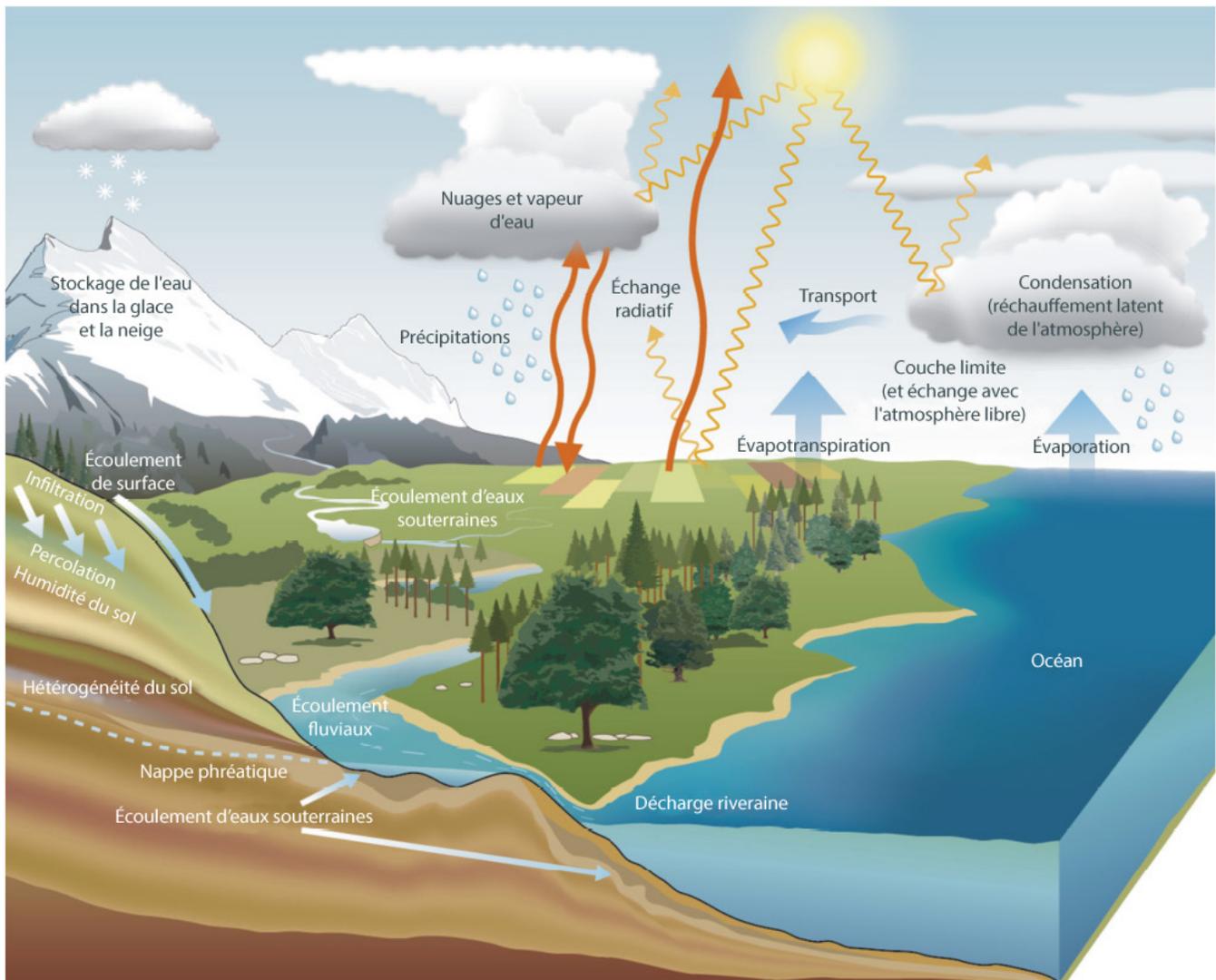


Figure 6.1: Le cycle de l'eau, ses composantes, les processus pertinents et les interactions

Dans le cycle de l'eau, l'eau qui s'évapore des océans est transportée au-dessus de la terre, où elle tombe sous forme de précipitation. Il se déplace alors soit de nouveau vers l'atmosphère à travers l'évapotranspiration, est emmagasinée sous forme de glace ou de neige, ou fait son chemin vers les rivières ou les ruisseaux (via diverses voies) où elle finit par s'écouler vers l'océan.

SOURCE DE LA FIGURE : MET OFFICE DU R.-U. (2018).

Dans le cycle de l'eau, la quantité et le rythme de l'eau douce sont influencés par plusieurs facteurs naturels, y compris la taille du bassin versant; la forme de relief; les caractéristiques d'emmagasinage (à la surface et dans le sol souterrain); le type, le taux et la quantité de précipitation; la présence de glace; la quantité de végétation; les propriétés du sol (y compris le pergélisol); et l'évaporation. Chacun de ces éléments agit sur une variété d'échelles dans le temps et l'espace. Cette complexité

est particulièrement importante au Canada, avec sa grande masse terrestre, son climat et ses écorégions diversifiées et sa géologie variée. En outre, une grande partie de l'eau de surface est actuellement gérée par les humains (en particulier dans les régions du Sud plus densément peuplées), ce qui rend difficile la séparation des effets du climat de ceux de la gestion.

La surveillance des eaux douces varie d'un bout à l'autre du Canada, avec une surveillance spatialement dense à de nombreux endroits dans certaines régions, mais un manque de surveillance dans d'autres régions, surtout dans une grande partie du Nord du Canada. La plupart des recherches sur la disponibilité passée et future de l'eau douce se font sur de grands bassins hydrographiques individuels ou des régions géographiques précisées, et les changements sont évalués sur différentes périodes, selon la disponibilité des données, avec peu d'évaluations pancanadiennes. Les études sur les changements futurs font appel à de nombreux modèles hydrologiques fondés sur les résultats de modèles climatiques globaux (MCG) et des modèles climatiques régionaux (MCR) (voir le chapitre 3, section 3.3). Par conséquent, il est difficile d'évaluer les changements passés et futurs de la disponibilité de l'eau douce dans un contexte pancanadien. Cependant, l'eau douce est fortement influencée par la température de surface et les précipitations (voir le chapitre 4) ainsi que la cryosphère (neige, glaciers, glace d'eau douce et pergélisol) (voir le chapitre 5), et il existe des renseignements considérables sur les changements passés et futurs de ces variables dans la majeure partie du Canada. Dans une grande partie du pays, la proportion de précipitations totales tombant sous forme de neige diminue, l'étendue et la durée de la couverture de neige diminuent, les glaciers reculent, le pergélisol dégèle, la température de l'air et l'évapotranspiration augmentent, et les précipitations augmentent. On prévoit que ces tendances se poursuivront et qu'elles influenceront sur la quantité et rythme de la disponibilité de l'eau douce.

Dans le présent chapitre, la disponibilité de l'eau douce est définie comme l'eau disponible à la surface (ruisseaux, lacs et terres humides), dans le sol et dans les aquifères (eaux souterraines). L'évaluation se concentre principalement sur les plans d'eau non touchés par la gestion humaine, en utilisant l'information des réseaux fédéraux, provinciaux et territoriaux de surveillance. Comme les inondations et les sécheresses sont directement liées à la disponibilité de l'eau douce, les changements passés et futurs dans ces événements sont également évalués (voir le chapitre 6, sections 6.2.4 et 6.4.2). Les effets des changements climatiques sur la qualité de l'eau ne sont pas abordés dans cette évaluation.

6.2: Écoulement de surface : écoulement fluvial

Message clé

Le moment de pointe saisonnier de l'écoulement fluvial a changé en raison du réchauffement des températures. Au cours des dernières décennies au Canada, la pointe printanière de l'écoulement fluvial après la fonte des neiges s'est produit plus tôt, avec des écoulements plus élevés en hiver et au début du printemps (*degré de confiance élevé*). Dans certaines régions, on a observé une réduction des écoulements estivaux (*degré de confiance moyen*). Ces changements saisonniers devraient continuer, avec des décalages correspondants de régimes dominés par la fonte des neiges vers des régimes dominés par les pluies (*degré de confiance élevé*).

Message clé

Il n'y a pas eu de tendance cohérente des quantités annuelles d'écoulement fluvial dans l'ensemble du Canada. À l'avenir, les écoulements annuels devraient augmenter dans la plupart des bassins nordiques, mais diminuer dans les régions continentales intérieures du Sud (*degré de confiance moyen*).

Message clé

Les inondations liées aux écoulements fluviaux résultent de nombreux facteurs et, au Canada, ceux-ci se composent principalement des précipitations excédentaires, de la fonte des neiges, des embâcles, des événements de pluie sur neige ou d'une combinaison de ces facteurs. Il n'y a pas eu de tendance spatiale cohérente de ces facteurs causant des inondations ou des événements d'inondation dans l'ensemble du pays. On s'attend à ce que les augmentations prévues des précipitations extrêmes augmentent le potentiel d'inondation urbaine future (*degré de confiance élevé*). Les températures plus élevées prévues entraîneront un changement vers des inondations précoces associées à la fonte des neiges printanières, aux embâcles et aux événements de pluie sur neige (*degré de confiance moyen*). Il reste à déterminer la manière dont les températures plus élevées et les réductions du manteau neigeux se combineront pour influencer sur la fréquence et l'ampleur des inondations futures liées à la fonte des neiges.

Le Canada compte plus de 8 500 rivières et cours d'eau de diverses longueurs (Monk et Baird, 2011). Plusieurs d'entre eux sont touchés par des altérations humaines, telles que la réglementation des écoulements (barrages, déversoirs et écluses), les prélèvements d'eau et les déviations, souvent associées aux installations hydroélectriques (ACB, 2016). Les études sur les changements antérieurs liés au climat dans les écoulements fluviaux dépendent fortement des données provenant de cours d'eau qui ne sont pas assujettis à ces formes de réglementation humaine (c.-à-d. non réglementées) ou à ceux dont la réglementation est limitée (voir l'encadré 6.1). Dans quelques cas, des études ont tenté de rendre compte de la réglementation en déterminant l'écoulement naturalisé en utilisant divers modèles (Peters et Buttle, 2010). Les changements futurs de l'écoulement fluvial sont évalués à l'aide de la production climatique (p. ex. précipitation et température) provenant de divers MCG et/ou MCR qui contribuent à un modèle hydrologique. La multitude de modèles climatiques et hydrologiques utilisés dans ces études ajoute une incertitude aux futurs changements dans les écoulements fluviaux (p. ex. Seneviratne et coll., 2012).

Encadré 6.1: Réseau hydrométrique du Canada

Les stations hydrométriques sont situées sur des lacs, des rivières et des ruisseaux de plusieurs tailles, allant de bassins de drainage aussi petits que quelques hectares à de grands bassins versants comme le bassin du Mackenzie (1 680 000 km²). Plus de 2 600 stations d'eau et d'écoulement fluvial actives sont actuellement exploitées en vertu d'ententes fédérales-provinciales et fédérales-territoriales de partage des coûts. L'écoulement fluvial est le volume d'eau qui coule au-delà d'un point sur une rivière dans une unité de temps (p. ex. mètres cubes par seconde). Comme la plupart des stations sont situées dans la partie Sud du Canada, le réseau est souvent inadéquat pour décrire les caractéristiques et les tendances de l'eau dans le Nord du Canada. Le réseau hydrométrique de référence (RHR) est un sous-ensemble de stations du réseau national qui sont utilisées principalement pour la détection, le suivi et l'évaluation des changements climatiques (ECCC, 2017). Ces stations sont caractérisées par des conditions hydrologiques quasi vierges ou stables et sont actives depuis au moins 20 ans (Harvey et coll., 1999) (voir la figure 6.2). Toutefois, le RHR est également réparti de façon inégale dans l'ensemble du Canada (avec presque aucune représentation des îles de l'extrême Arctique) et la longueur des dossiers de données varie (Whitfield et coll., 2012).

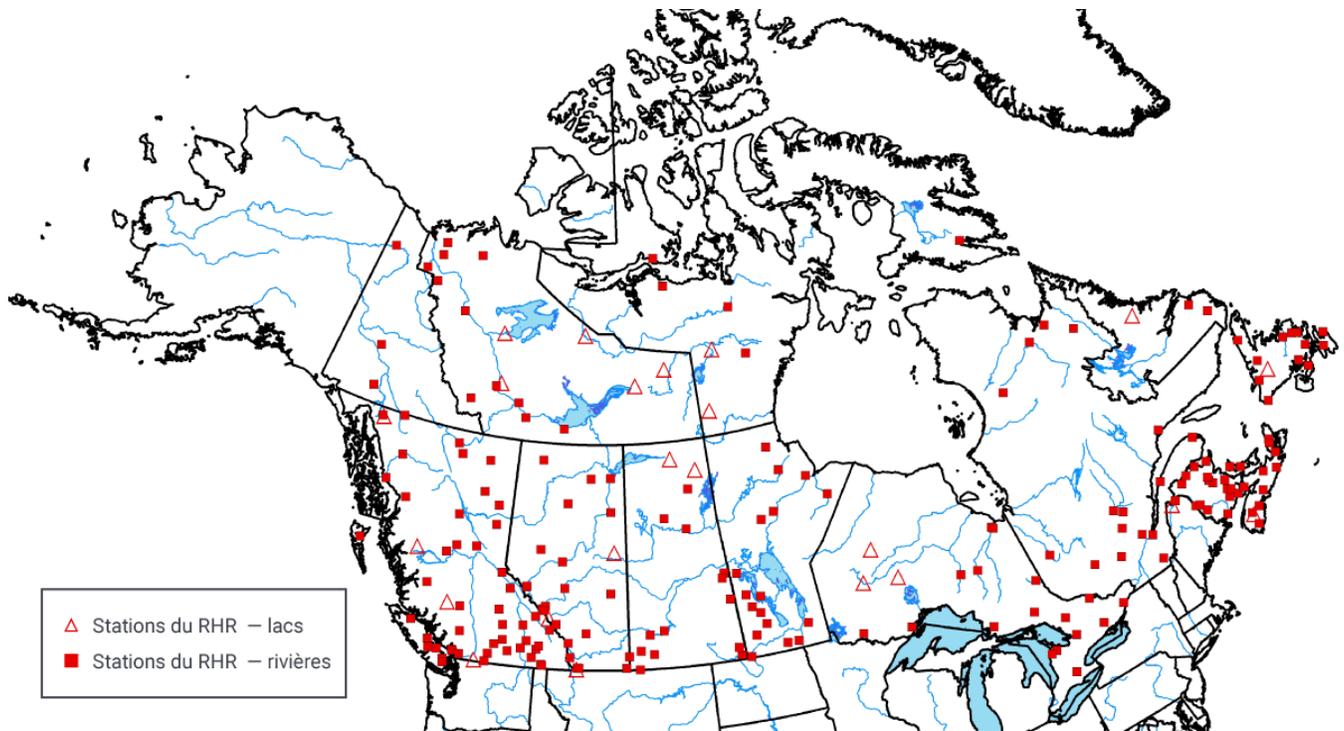


Figure 6.2: Réseau hydrométrique actuel de référence des stations du système fluvial à travers le Canada

Le réseau hydrométrique de référence du Canada (RHR), un sous-ensemble de stations qui ont connu peu ou pas d'altération de l'écoulement fluvial et qui ont donc été largement utilisées pour des études relatives aux écoulements. Cette évaluation s'appuie sur la littérature qui a incorporé principalement les stations du RHR.

SOURCE DE LA FIGURE : DÉRIVÉE À L'AIDE DES DONNÉES DES RELEVÉS HYDROLOGIQUES DU CANADA (ECCC, 2017) <[HTTPS://EAU.EC.GC.CA/INDEX_F.HTML](https://eau.ec.gc.ca/index_f.html)>.

6.2.1: Ampleur de l'écoulement fluvial

L'ampleur de l'écoulement fluvial (ruissellement) est un indicateur clé pour évaluer les changements dans les eaux de surface. Elle est évaluée de façon mensuelle, saisonnière et annuelle pour déterminer les changements dans l'ensemble des volumes d'écoulement et selon des échelles journalières à hebdomadaires pour évaluer les extrêmes des écoulements fluviaux élevés et faibles. Dans tous les cas, les analyses pancanadiennes sont peu fréquentes et, dans la plupart des cas, plus anciennes que les études régionales. Pour l'ensemble du Canada, les tendances annuelles des écoulements fluviaux étaient contradictoires. Des baisses importantes se sont produites à 11 % des stations et des augmentations significatives, à 4 % des stations pour la période de 1967 à 1996. La plupart des baisses étaient dans le Sud du Canada (Zhang et coll., 2001; résultats similaires dans Burn et Hag Elnur, 2002). Le ruissellement saisonnier au cours de la période de 1970 à 2005, dans la plupart des 172 stations évaluées, a été dominé par la variabilité naturelle. Douze pour cent des stations ont fait état d'augmentations importantes du ruissellement hivernal (de décembre à février), alors que seulement 5 % ont connu une diminution significative à l'hiver. Les tendances printanières et estivales étaient contradictoires, sans motif spatial (Monk et coll., 2011). De 1960 à 1997, des augmentations significatives de l'écoulement d'avril se sont produites dans près de 20 % des stations, et des baisses significatives de l'écoulement estival (de mai à septembre) ont été observées dans 14 % des sites (Burn et Hag Elnur, 2002). Des augmentations des écoulements d'avril ont également été recensées (25 % des stations) pour la période plus longue de 1950 à 2012 (Vincent et coll., 2015).

Les études régionales sur les tendances des écoulements fluviaux annuels et saisonniers sont résumées dans le tableau 6.1. Bien que ces études individuelles utilisent des périodes, des stations hydrométriques et des techniques d'analyse différentes, les résultats sont généralement conformes aux analyses pancanadiennes. Les écoulements annuels dans l'Ouest du Canada ont varié d'une région à l'autre, avec des tendances à la fois croissantes et décroissantes depuis environ les années 1960 et 1970 (p. ex. deBeer et coll., 2016). La plupart des baisses ont été observées dans les rivières drainant les pentes orientales des montagnes Rocheuses du centre et du sud, y compris les rivières Athabasca, Peace, Red Deer, Elbow et Oldman (Burnt et coll., 2004a; Rood et coll., 2005; Schindler et Donahue, 2006; St. Jacques et coll., 2010; Yip et coll., 2012; Peters et coll., 2013; Bawden et coll., 2014). Les registres des écoulements fluviaux à long terme (sur plus de 30 ans) des Territoires du Nord-Ouest, y compris le fleuve Mackenzie, indiquent des écoulements annuels croissants (St. Jacques et Sauchyn, 2009; Rood et coll., 2017). Cependant, le ruissellement annuel des rivières qui s'écoulent dans le Nord du Canada dans son ensemble (Océan Arctique occidental, ouest des baies d'Hudson et James, et mer du Labrador) n'a montré aucune tendance significative pour la période allant de 1964 à 2013 (Déry et coll., 2016). Les rivières du Yukon, de la Colombie-Britannique, de l'Ontario et du Québec ont rapporté des tendances annuelles mixtes (Fleming et Clarke, 2003; Brabets et Walvoord, 2009; Fleming, 2010; Fleming et Weber, 2012; Déry et coll., 2012; Nalley et coll., 2012; Hernández-Henríquez et coll., 2017).

Tableau 6.1: Tendances observées dans l'ampleur des écoulements fluviaux annuels, hivernaux et estivaux des études de cas à l'échelle des bassins au Canada

| Bassin hydrographique (d'ouest en est) | Tendances annuelles du ruissellement ou des écoulements fluviaux | Tendances hivernales du ruissellement ou des écoulements fluviaux | Tendances estivales du ruissellement ou des écoulements fluviaux | Source |
|---|--|---|--|-------------------------------------|
| Pan-Arctique | →(aucune tendance significative) de 1964 à 2013 vers la mer de Béring, Océan Arctique occidental, ouest des baies d'Hudson et James, et mer du Labrador ↑ et ↓ vers l'est des baies d'Hudson et James (Océan Arctique oriental) | | | Déry et al. (2016) |
| Fleuve Yukon (Yukon) | →de 1944 à 2005; ↑ pendant l'oscillation décennale du Pacifique (ODP) chaude de 1976 à 2005 | ↑de 1944 à 2005, en raison de l'ODP chaude, de 1976 à 2005 | ↓ pendant l'ODP chaude, de 1976 à 2005 | Brabets et Walvoord (2009) |
| Rivière White, rivière Alsek; glaciers dans les bassins (Yukon) | ↑de 1975 à 1999 | | | Fleming et Clarke (2003) |
| Rivière Dezadeash, aucun glacier dans le bassin (Yukon) | ↓de 1953 à 1999 | | | Fleming et Clarke (2003) |
| Big Creek, no glacier in basin (YT) | ↓de 1975 à 1999 | | | Fleming and Clarke (2003) |
| Région de la C.-B. | Tendances mixtes de 1966 à 2015 | | La plupart des tendances positives détectables se produisent au printemps dans les rivières glaciariées de l'ouest situées à > 1 200 m | Hernández-Henríquez et coll. (2017) |
| Rivières Campbell, Stave, Cheakamus et autres rivières du Sud des régions côtières de la C.B. | ↑ de 1984 à 2007 | ↑ décembre et janvier, ↓ février, de 1984 à 2007 | | Fleming et Weber (2012) |

Tableau 6.1: Tendances observées dans l'ampleur des écoulements fluviaux annuels, hivernaux et estivaux des études de cas à l'échelle des bassins au Canada

| | | | | | |
|--|-------------------------------------|------------------------------------|--|--|-------------------------------|
| Rivière Cowichan (C.-B.) | | | | ↓ août, de 1961 à 2006 | Fleming (2010) |
| Fleuve Fraser (C.-B.) | Variabilité croissante | | | | Déry et coll. (2012) |
| Fleuve Fraser (C.-B.) | | | | ↓ de juin à août, de 1958 à 2012 | BCMOE (2016) |
| Rivière Castle près de Beaver Mines (C.-B.) | ↓ de 1946 à 1948, de 1951 à 2002 | | | | Rood et coll. (2005) |
| Rivière Bridge (C.-B.) | Petite ↑ possible, de 1984 à 2007 | Petite ↑ possible, de 1984 à 2007 | | Petite ↑ possible, juin et juillet, ↓ août, de 1984 à 2007 | Fleming et Weber (2012) |
| Fleuve Columbia (C.-B.) | Petite ↑ possible, de 1984 à 2007 | ↑ de 1984 à 2007 | | Petite ↑ possible, juin et juillet, ↓ août, de 1984 à 2007 | Fleming et Weber (2012) |
| Fleuve Columbia à Fairmont Hot Springs (C.B.) | ↓ de 1946 à 1995 | | | | Rood et coll. (2005) |
| Rivière Peace (C.B.) | → de 1984 à 2007 | → de 1984 à 2007 | | → de 1984 à 2007 | Fleming et Weber (2012) |
| Rivière River au village de Peace River (Alberta) | | | | ↓ -57 %, de 1912 à 2003 | Schindler et Donahue (2006) |
| | ↑ de 1916 à 2013 | | | | Rood et coll. (2017) |
| Fleuve Mackenzie (C.B., Alberta, Yukon, SK, Nunavut) | De 1961 à 2002 | | | | Yip et coll. (2012) |
| | ↑ de 1965 à 2007 | | | | St. Jacques et Sauchyn (2009) |
| | ↑ de 1940 à 2013 | | | | Rood et coll. (2017) |
| Rivière Liard (Yukon, C.B., Alberta, Nunavut) | ↓ moyenne annuelle, de 1960 à 1999 | ↑ de 1975 à 1999 et de 1960 à 1999 | | ↓ juin et août, de 1975 à 1999 | Burn et coll. (2004a) |
| | ↑ minimale annuelle, de 1960 à 1999 | | | | |
| | ↓ maximale annuelle, de 1975 à 1999 | | | | |
| | ↑ de 1944 à 2013 | ↑ de 1944 à 2013 | | ↑ de 1944 à 2013 | Rood et coll. (2017) |
| Rivière Peel en amont de Fort McPherson (Nunavut) | → de 1975 à 2013 | | | | Rood et coll. (2017) |

Tableau 6.1: Tendances observées dans l'ampleur des écoulements fluviaux annuels, hivernaux et estivaux des études de cas à l'échelle des bassins au Canada

| | | | | |
|--|---|--|------------------------------------|--|
| Rivière Athabasca en aval de Fort McMurray (Alberta) | ↓ importante de 1958 à 2009 | | ↓ -19 %, de 1958 à 2003 | Schindler et Donahue (2006) |
| | | | ↓ -33,3 %, de 1970 à 2003 | Peters et coll. (2013) |
| | | | ↓ de -30 % à -20 %, de 1958 à 2009 | |
| Rivière Athabasca à Athabasca (Alberta) | → de 1913 à 2013 | | | Rood et coll. (2017) Peters et coll. (2013) |
| Bassins inférieurs des rivières Athabasca et Peace (C.B., Alberta, SK) | ↓ de 1966 à 2010 | Majoritairement des ↓ de 1966 à 2010, avec augmentations dans plusieurs bassins inférieurs | Majorité ↓ de 1966 à 2010 | Bawden et coll. (2014) |
| Rivières Red Deer (Alberta) et Bow (Alberta) | ↓ de 1913 à 2002 Petites ↓ de 1911 à 2002 et de 1912 à 2007 | | | Rood et coll. (2005) St. Jacques et coll. (2010) |
| Rivière Elbow en aval du barrage Glenmore (Alberta) | ↓ de 1912 à 2001 | | | St. Jacques et coll. (2010) |
| Rivière Oldman près de Lethbridge (Alberta) | ↓ de 1912 à 2001 | | | St. Jacques et coll. (2010) |
| | | | ↓ -42 %, de 1915 à 2003 | Schindler et Donahue (2006) |
| Rivière Saskatchewan Sud à Medicine Hat (Alberta) | ↓ de 1913 à 1930, de 1936 à 2002; ↑ de 1912 à 2001 (naturalisée, climat seulement) | | | Rood et coll. (2005); St. Jacques et coll. (2010) |
| Rivière Saskatchewan Sud à Saskatoon (Alberta, SK) | | | ↓ -84 %, de 1912 à 2003 | Schindler et Donahue (2006) |
| Rivière Saskatchewan Nord à Edmonton (Alberta) | ↓ de 1911 à 2007 | | | St. Jacques et coll. (2010) |
| Ruisseaux non réglementés des Prairies | ↓ de 1966 à 2005 | | ↓ de 1966 à 2005 | Burn et coll. (2008) |
| Rivière Winnipeg (Man.) | ↑ +58 % depuis 1924 | ↑ depuis 1924 | → depuis 1924 | St. George (2007) |

Tableau 6.1: Tendances observées dans l'ampleur des écoulements fluviaux annuels, hivernaux et estivaux des études de cas à l'échelle des bassins au Canada

| | | | | |
|--|--|---|--|------------------------|
| Baie d'Hudson (Man.) | ↓ de 1964 aux années 1980; ↑ années 1980 à 2008 | ↑ de 1964 à 2008 | ↓ de 1964 à 2008 | Déry et coll. (2011) |
| Churchill (MB) | ↓ de 1964 à 2008 | | | Déry et coll. (2011) |
| Nagagami River (Ont.) | ↑ de 1954 à 2008 | | | Nalley et coll. (2012) |
| Rivière Missinaibi (Ont.) | ↑ de 1954 à 2008 | | | Nalley et coll. (2012) |
| Rivière Black (Ont.) | ↑ de 1954 à 2008 | | | Nalley et coll. (2012) |
| Rivière Richelieu (Qc) | ↑ de 1954 à 2008 | | | Nalley et coll. (2012) |
| Rivière Eaton (Qc) | Petite ↓ de 1954 à 2007 | | | Nalley et coll. (2012) |
| Fleuve Saint-Laurent, affluents de la rive sud (Qc) | | ↓ de 1950 à 2000 | | Assani et coll. (2012) |
| Fleuve Saint-Laurent, affluents du nord et de l'ouest de Montréal (Qc) | | ↑ de 1950 à 2000 | | Assani et coll. (2012) |
| Treize rivières du Nouveau-Brunswick | | ↑ 11/13 (5 significatives à 70 %), ↓ 2/13, 1969–2006 | ↓ 9/13 (5 importantes à 70 %) de 1969 à 2006 | Arisz et coll. (2011) |

SOURCE DU TABLEAU : MISE À JOUR DE MORTSCH ET COLL. (2015).

D'un point de vue saisonnier, on constate une tendance constante à l'augmentation des écoulements d'hiver dans de nombreuses régions (voir le tableau 6.1), particulièrement dans les bassins nordiques, comme les rivières Mackenzie et Yukon, et ceux qui s'écoulent dans la baie d'Hudson. Les écoulements d'été ont généralement diminué dans la plupart des régions du Canada, bien que les baisses ne soient pas aussi répandues que pour l'hiver. Notez que ces études sont généralement cohérentes sur la direction du changement, mais il y a de grandes différences dans le taux des changements. Bon nombre de ces tendances régionales dans les écoulements étaient liées aux tendances des précipitations ou à la variabilité touchant l'ensemble du bassin, bien que le réchauffement hivernal et la fonte des neiges qui y est associée expliquent plusieurs des augmentations de l'écoulement hivernal et du début du printemps (p. ex. deBeer et coll., 2016). De plus, plusieurs écoulements ont été associés à la variabilité climatique interne naturelle (principalement El Niño-Oscillation australe, oscillation décennale du Pacifique [ODP] et oscillation arctique [OA]; voir le chapitre 2, encadré 2.5), particulièrement pour l'Ouest du Canada pendant l'hiver (p. ex. Bonsal et Shabbar, 2008; Whitfield et coll., 2010), le bassin du Mackenzie (St. Jacques et Sauchyn, 2009) et les rivières qui s'écoulent dans la baie d'Hudson (Déry et Wood, 2004).

Les changements dans les écoulements fluviaux extrêmes à court terme sont des indicateurs importants du risque d'inondation. L'ampleur des écoulements maximums d'un jour (l'écoulement le plus élevé d'un jour enregistré pendant l'année) de 1970 à 2005 a révélé que 11 % des sites hydrométriques à travers le Canada ont des tendances significativement décroissantes (niveaux d'écoulement maximaux plus faibles), alors que seulement un peu moins de 4 % ont des tendances à la hausse (niveaux d'écoulement maximaux plus élevés) (Monk et coll., 2011). Une étude plus récente utilisant un ensemble élargi de stations du RHR (280) pour la période 1961-2010 a donné des résultats très similaires, 10 % des sites affichant des baisses significatives et moins de 4 %, des augmentations significatives (Burn et Whitfield, 2016) (voir la figure 6.3).

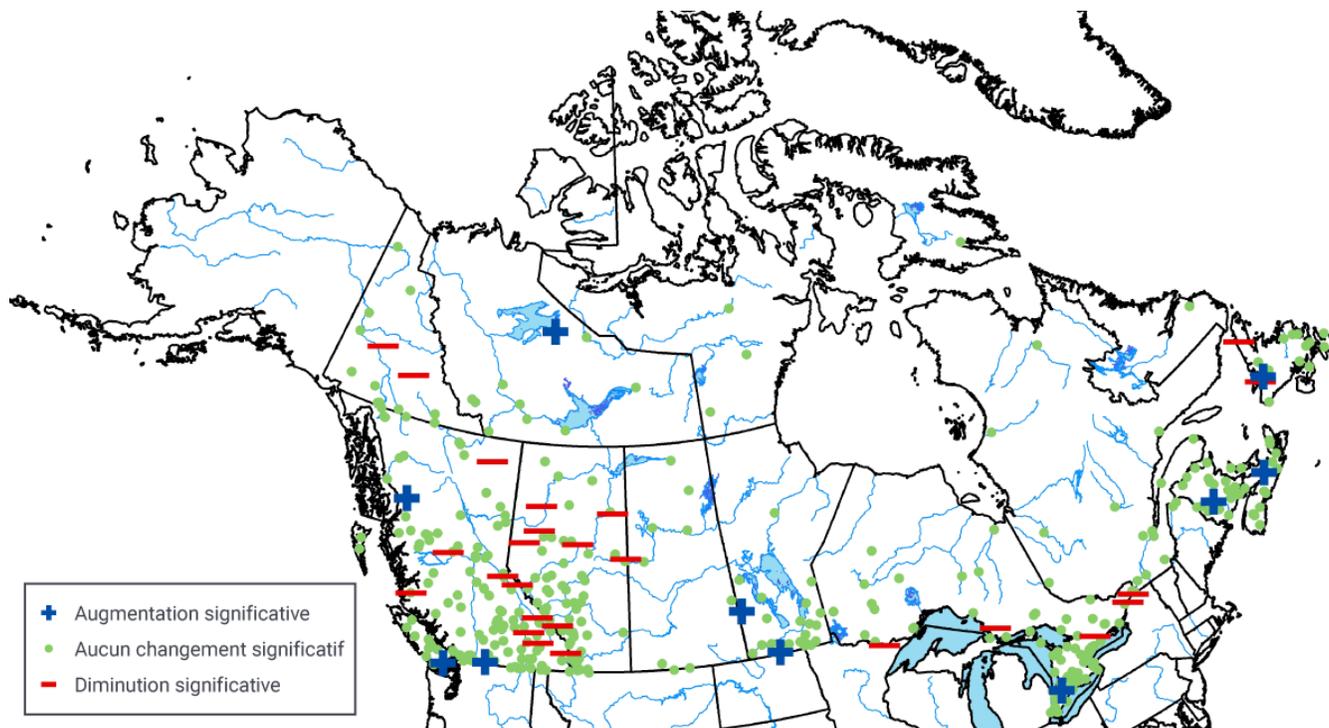


Figure 6.3: Évolution des écoulements fluviaux au Canada, tendances en matière d'écoulement maximal, 1961-2010

Résumé des tendances en matière d'écoulement maximal d'un jour au Canada à l'aide de stations sur des cours d'eau non réglementés du réseau hydrométrique de référence (voir l'encadré 6.1). Les tendances significatives indiquent qu'il y a seulement 5 % de possibilité que de tels changements soient dus à la chance.

SOURCE DE LA FIGURE : MODIFIÉE DE BURN ET WHITFIELD (2016).

Les écoulements faibles sont tout aussi importants pour les écosystèmes aquatiques et la société, car ils représentent des périodes de diminution de la disponibilité de l'eau. Le nombre des stations qui affichent des tendances d'écoulement minimum d'un jour (18 %) est nettement inférieur à celui des stations qui affichent des taux beaucoup plus élevés (8 %) (voir la figure 6.4) (Monk et coll., 2011). Les résultats d'un plus petit sous-ensemble de stations du RHR (Ehsanzadeh et Adamowski, 2007, pour 1961-2000 et Burn et coll., 2010, pour 1967-2006) ont révélé des tendances similaires dans les écoulements de sept jours, alors que les sites ayant des valeurs considérablement inférieures (36 % et 18 % pour chaque étude, respectivement) étaient plus nombreux que les sites dont les valeurs étaient plus élevées (7 % et 5 %, respectivement).

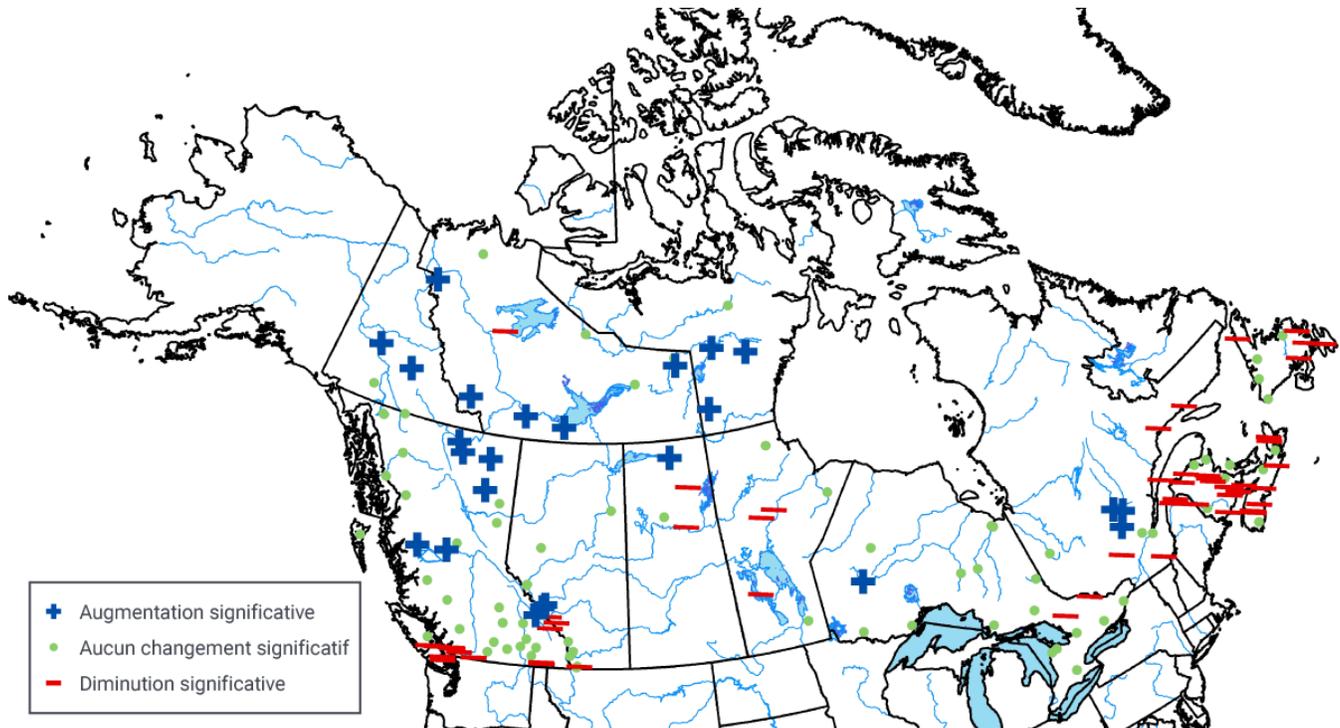


Figure 6.4: Évolution des écoulements fluviaux au Canada, tendances en matière d'écoulement minimal, de 1970 à 2005

Résumé des tendances d'écoulement minimal d'une journée au Canada à l'aide de stations sur des cours d'eau non réglementés du réseau hydrométrique de référence (voir l'encadré 6.1). Les tendances significatives indiquent qu'il y a seulement 10 % de possibilité que de tels changements soient dus à la chance.

SOURCE DE LA FIGURE : MODIFIÉE DE MONK ET COLL. (2011).

Parmi les indicateurs de la disponibilité de l'eau douce, on note l'écoulement de base, la portion de l'écoulement fluvial résultant de l'exfiltration d'eau du sol (liée aux eaux souterraines; voir la section 6.5). L'écoulement de base soutient souvent l'approvisionnement en eau des rivières pendant des périodes à faible écoulement. Pour la grande majorité des sites au Canada, les tendances annuelles en matière d'écoulement de base n'ont pas beaucoup changé de 1966 à 2005 (Rivard et coll., 2009). Cependant, l'analyse d'un indice d'écoulement de base dans l'ensemble du Canada a révélé que certains endroits avaient d'importantes tendances décroissantes (11 % des stations) et d'autres avec des tendances croissantes (9 %) (Monk et coll., 2011). De plus, dans le Nord-Ouest du Canada, l'écoulement de base hivernal a augmenté de façon significative dans 39 % des 23 rivières analysées. L'explication probable est une exfiltration accrue d'eau à partir du dégel du pergélisol dû au réchauffement climatique (St. Jacques et Sauchyn, 2009).

Une seule étude publiée a directement attribué des changements à l'ampleur de l'écoulement fluvial aux changements climatiques anthropiques. Cela incluait des baisses observées récemment (juin-août) à l'écoulement estival de quatre rivières de la Colombie-Britannique (Najafi et coll., 2017b). Ces diminutions étaient dues à une diminution des accumulations de neige à la fin du printemps (et par conséquent, un ruissellement estival inférieur), diminution qui a été attribuée à l'influence humaine sur le réchauffement des températures de la saison froide (Najafi et coll., 2017a) (voir le chapitre 4, section 4.3.1.2).

Les changements futurs prévus dans l'ampleur des écoulements fluviaux canadiens n'ont pas fait l'objet d'un examen approfondi à l'échelle nationale, bien que plusieurs évaluations régionales aient été réalisées (voir le tableau 6.2 et la figure 6.5). La majorité de ces études sont basées sur la troisième phase du Projet d'intercomparaison de modèles couplés (CMIP3) et des scénarios d'émission du Rapport spécial sur les scénarios d'émissions (Special Report on Emissions Scenarios ou SRES) (voir le chapitre 3, section 3.3) sauf indication contraire. Les résultats sont généralement cohérents sur la direction du changement, bien qu'il y ait de grandes incertitudes par rapport à l'ampleur. En général, pour le milieu du XXI^e siècle, les bassins hydrographiques de la Colombie-Britannique et du Nord de l'Alberta devraient enregistrer des augmentations de ruissellement annuel et hivernal, tandis que certains bassins versants en Alberta, au sud-ouest de la Colombie-Britannique et dans le Sud de l'Ontario devraient connaître une baisse de l'écoulement estival (Kerkhoven et Gan, 2011; Poitras et coll., 2011; Bennett et coll., 2012; Bohrn, 2012; Harma et coll., 2012; Schnorbus et coll., 2011; 2014; Shrestha et coll., 2012a; Eum et coll., 2017; Islam et coll., 2017). Dans la région des Prairies, on prévoit que la plupart des rivières du Sud de l'Alberta et de la Saskatchewan verront une diminution de ruissellement annuel et estival (Lapp et coll., 2009; Shepherd et coll., 2010; Forbes et coll., 2011; Kerkhoven et Gan, 2011; Kienzle et coll., 2012; Tanzeeba et Gan, 2012; St. Jacques et coll., 2013, 2017). Cependant, les rivières du Sud et du Nord du Manitoba devraient voir un écoulement croissant (Poitras et coll., 2011; Shrestha et coll., 2012b; Stantec, 2012). Les changements prévus dans le ruissellement annuel futur sont incohérents en Ontario (EBNFLO Environmental and AquaResource Inc., 2010; Grillakis et coll., 2011), tandis qu'au Québec, la majorité des études projetaient des écoulements annuels croissants (Quilbe et coll., 2008; Minville et coll., 2008, 2010; Boyer et coll., 2010; Chen et coll., 2011; Guay et coll., 2015). Une étude québécoise utilisant plusieurs modèles de la cinquième phase du Projet d'intercomparaison de modèles couplés (CMIP5) a constaté que les écoulements du milieu du siècle (2041-2070) pour les rivières du Sud dans des scénarios d'émissions moyennes et élevées (RCP4.5 et RCP8.5) seront caractérisés par un écoulement printanier de pointe plus précoce et plus faible et un ruissellement estival inférieur. L'écoulement moyen annuel devrait augmenter dans les régions nordiques et diminuer dans le Sud (CEHQ, 2015). L'écoulement fluvial annuel devrait augmenter pour le Nouveau-Brunswick (El-Jabi et coll., 2013) et le Labrador (Roberts et coll., 2012). Dans le Nord-Ouest du Canada, les données probantes indiquent que les bassins hydrographiques comme les bassins fluviaux du Mackenzie et du Yukon verront une augmentation de l'écoulement annuel, principalement en raison des précipitations plus élevées projetées à des latitudes plus élevées (p. ex. Poitras et coll., 2011; Thorne, 2011; Vetter et coll., 2017).

Tableau 6.2: Évolution prévue des écoulements fluviaux annuels et saisonniers des études de cas à l'échelle du bassin au Canada

| Bassin hydrographique (d'ouest en est) | Prévisions | Principales références |
|---|--|---|
| Rivière Baker (C.B.) | La plupart des scénarios pour les années 2050 prévoyaient une augmentation du ruissellement hivernal et une diminution du ruissellement estival, y compris une diminution de l'équivalent en eau de la neige | Bennett et coll. (2012) |
| Rivière Campbell (C.B.) | Augmentation du ruissellement hivernal dans les années 2050 et diminution du ruissellement estival; aucun consensus sur l'évolution du ruissellement annuel moyen | Schnorbus et coll. (2011); Bennett et coll. (2012) |

Tableau 6.2: Évolution prévue des écoulements fluviaux annuels et saisonniers des études de cas à l'échelle du bassin au Canada

| | | |
|---|---|---------------------------|
| Ruisseau Trepanier, bassin de l'Okanagan (C.B.) | Baisse de la moyenne de l'écoulement fluvial annuel et estival, et crue printanière survenant deux semaines plus tôt dans les années 2050 que durant la période allant de 1983 à 1993 | Harma et coll. (2012) |
| Rivière Ingenika (C.B.) | Hausse du ruissellement hivernal dans les années 2050; pas de consensus sur l'évolution du ruissellement estival | Bennett et coll. (2012) |
| Fleuve Fraser River (C.B.) | Pas de consensus sur l'extrapolation de la moyenne annuelle de l'écoulement dans les années 2050 pour le fleuve Fraser; l'écoulement estival devrait diminuer, quel que soit le scénario | Shrestha et coll. (2012a) |
| | La fonte précoce des neiges printanières dans les années 2050 (environ 25 jours), produisant plus de ruissellement en hiver et au printemps, et un retour précoce à des volumes d'écoulement moindres en été à l'embouchure | Islam et coll. (2017) |
| Fleuve Columbia (C.B.); Rivière Peace (C.B., Alberta) | Les prévisions d'écoulement fluvial pour les années 2050 indiquent que ces cours d'eau conserveront les caractéristiques d'un régime nival d'ici le milieu du siècle, bien que les décalages de la distribution des écoulements fluviaux se traduisent par des crues précoces et plus importantes à l'hiver, un ruissellement printanier plus élevé et un ruissellement estival moins élevé. Une augmentation globale du ruissellement annuel est prévue. | Schnorbus et coll. (2014) |
| Rivière Liard (Nunavut) | Augmentation générale de l'écoulement annuel dans les scénarios de réchauffement climatiques | Thorne (2011) |
| Fleuve Mackenzie (Nunavut) | Tendance croissante au ruissellement annuel moyen au cours du XXI ^e siècle | Vetter et coll. (2017) |
| Rivière Athabasca (Alberta) | Augmentations prévues des écoulements printaniers et hivernaux, augmentation des écoulements minimaux et maximaux, les écoulements estivaux devraient diminuer dans les 2050 et les 2080; augmentation globale du ruissellement annuel atteignant l'embouchure de la rivière | Eum et coll. (2017) |

Tableau 6.2: Évolution prévue des écoulements fluviaux annuels et saisonniers des études de cas à l'échelle du bassin au Canada

| | | |
|---|---|--|
| Sud des Prairies (affluents de la rivière Saskatchewan en Alberta et en Saskatchewan) | Diminution du ruissellement annuel dans les années 2050, à l'exception de l'augmentation de la rivière Cline, Alberta, en raison d'une forte augmentation du ruissellement hivernal, des augmentations de la rivière Rouge et des baisses de la rivière Old Man, en Alberta; un décalage vers un ruissellement printanier de pointe précoce et une fin d'été plus sèche sont attendus | Lapp et coll. (2009); Shepherd et coll. (2010); Forbes et coll. (2011); Kienzle et coll. (2012); St. Jacques et coll. (2013, 2017) |
| Churchill (Manitoba) | Dans une comparaison entre les modèles hydrologiques, deux des trois projections de modèles hydrologiques pour une série de scénarios climatiques augmentent le ruissellement annuel, tandis qu'un troisième modèle le réduit | Bohrn (2012) |
| Lac Winnipeg – Bassins supérieurs des rivières Assiniboine et Morris (Manitoba) | Augmentation du ruissellement annuel projeté pour le bassin supérieur de la rivière Assiniboine et pour la plupart des scénarios dans le bassin Morris | Shrestha et coll. (2012b); Stantec (2012) |
| Bassins de l'Ouest du Canada : rivières Columbia, Fraser, Yukon, Mackenzie, Churchill, Nelson et Saskatchewan | Augmentation de l'écoulement moyen annuel prévu pour les années 2050; augmentation de l'ampleur des écoulements fluviaux hivernaux et écoulement printanier de pointe précoce pour les bassins nordiques; augmentation importante de la fréquence de retour sur 10 ans des écoulements hivernaux et automnaux minimaux sur 15 jours et des écoulements élevés d'un jour pour les bassins de haute latitude de l'Ouest du Canada; diminution des événements d'écoulement élevé pour les bassins plus au Sud (Churchill, Saskatchewan et Athabasca) | Poitras et coll. (2011) |
| Ruisseau Spencer (Ontario) | Augmentation de la moyenne annuelle, ainsi que de la moyenne automnale et hivernale de l'écoulement fluvial, et diminution d'écoulement de pointe printanier (mars et avril) | Grillakis et coll. (2011) |
| Rivière Credit (Ontario) | Prévisions variées concernant l'écoulement fluvial annuel | EBNFLO Environmental and AquaResource Inc. (2010) |
| 305 affluents au Québec | Augmentation de l'écoulement fluvial annuel moyen pour la majeure partie des bassins hydrographiques du Québec; diminution de la contribution de juin à août à l'écoulement fluvial annuel | Guay et coll. (2015) |

Tableau 6.2: Évolution prévue des écoulements fluviaux annuels et saisonniers des études de cas à l'échelle du bassin au Canada

| | | |
|---|---|--------------------------|
| Rivières québécoises au sud d'environ 50 degrés Nord | Il est prévu que les écoulements annuels moyens des années 2050 diminueront dans les régions du Sud et augmenteront dans les régions nordiques; les inondations de printemps devraient avoir lieu plus tôt, le volume et la période de pointe diminuant dans le Sud; les crues estivales et automnales devraient être plus élevées, et les écoulements estivaux, moins élevés, sur une grande partie du Sud du Québec | CEHQ (2015) |
| Affluents du Saint-Laurent, au Québec (y compris les rivières Richelieu, Saint-François, Yamachiche, Saint-Maurice et Batiscan) | Hausse du ruissellement hivernal moyen dans les années 2050, la plupart des scénarios anticipant une diminution du ruissellement estival et une augmentation du ruissellement annuel | Boyer et coll. (2010) |
| Chaudière (Québec) | Légère diminution du ruissellement annuel dans les années 2020 | Quilbe et coll. (2008) |
| Chute-du-Diable (Québec) | La plupart des scénarios suggèrent des augmentations du ruissellement hivernal, printanier et automnal, alors que l'été devrait voir une diminution, avec des augmentations du ruissellement annuel pour les années 2050 et 2080 | Minville et coll. (2008) |
| Rivière Peribonka (Québec) | Le temps de crue du printemps arrivera généralement plus tôt, une pointe printanière légèrement plus élevée et un ruissellement annuel légèrement plus élevé sont prévus pour les années 2050 et 2080 | Minville et coll. (2010) |
| Rivières Saint John, Nashwaak, Canaan, Kennebecasis, Restigouche et Miramichi (Nouveau-Brunswick) | Augmentation des écoulements fluviaux annuels moyens dans les années 2050; selon le scénario et la tranche de temps utilisée, augmentation de la fréquence des inondations et des sécheresses | El-Jabi et coll. (2013) |
| Bassin de la rivière Pinus (Labrador, Terre-Neuve) | Augmentation des écoulements fluviaux annuels moyens dans les années 2050, avec une période de pointe printanière ayant lieu deux semaines plus tôt par rapport à la période de 1971 à 2000 | Roberts et coll. (2012) |

SOURCE DU TABLEAU : MODIFIÉ ET MIS À JOUR DE COHEN ET COLL. (2015).

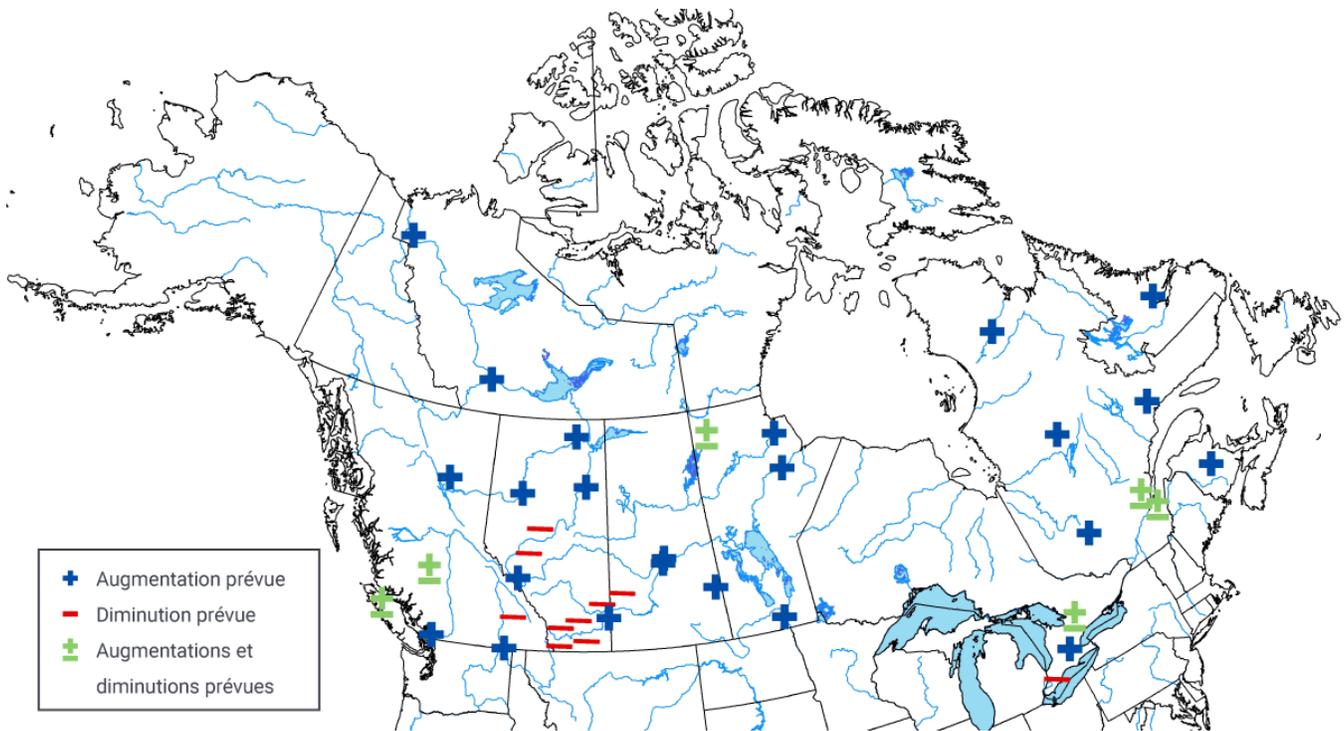


Figure 6.5: Évolution future prévue des écoulements fluviaux annuels au Canada

Résumé des changements prévus des écoulements fluviaux annuels dans l'ensemble du Canada du milieu à la fin du XXI^e siècle en fonction de divers scénarios d'émissions.

SOURCE DE LA FIGURE : MISES À JOUR DE BUSH ET COLL. (2014) ET DE COHEN ET COLL. (2015).

6.2.2: Rythme de l'écoulement fluvial

Un écoulement fluvial fiable est important pour les usagers de l'eau et les écosystèmes aquatiques, qui se sont habitués à un approvisionnement suffisant en eau à certains moments de l'année. Par conséquent, le rythme des écoulements fluviaux et les régimes connexes (voir la section 6.2.3) sont des indicateurs importants de la disponibilité de l'eau douce. Le rythme des événements d'écoulement fluvial est fortement influencé par le climat. Ces événements comprennent les crues printanières, lorsque l'écoulement augmente de façon spectaculaire, en raison de la fonte des neiges, et des écoulements maximaux et minimaux de plus courte durée (généralement d'un à sept jours) au cours de l'année. Les études pancanadiennes ont généralement rapporté que la saison des grands écoulements printaniers arrive désormais plus tôt (Zhang et coll. 2001; Déry et coll., 2009; Vincent et coll., 2015). Cette constatation est étayée par une étude utilisant 49 stations hydrométriques du RHR avec plus de 30 années de données, jusqu'à 2010 (Jones et coll., 2015; voir la figure 6.6). Le taux moyen de variation des stations ayant des tendances précédentes était d'environ deux jours par décennie, ce qui correspond à d'autres études montrant des crues précoces (p. ex. Prowse et coll., 2002).

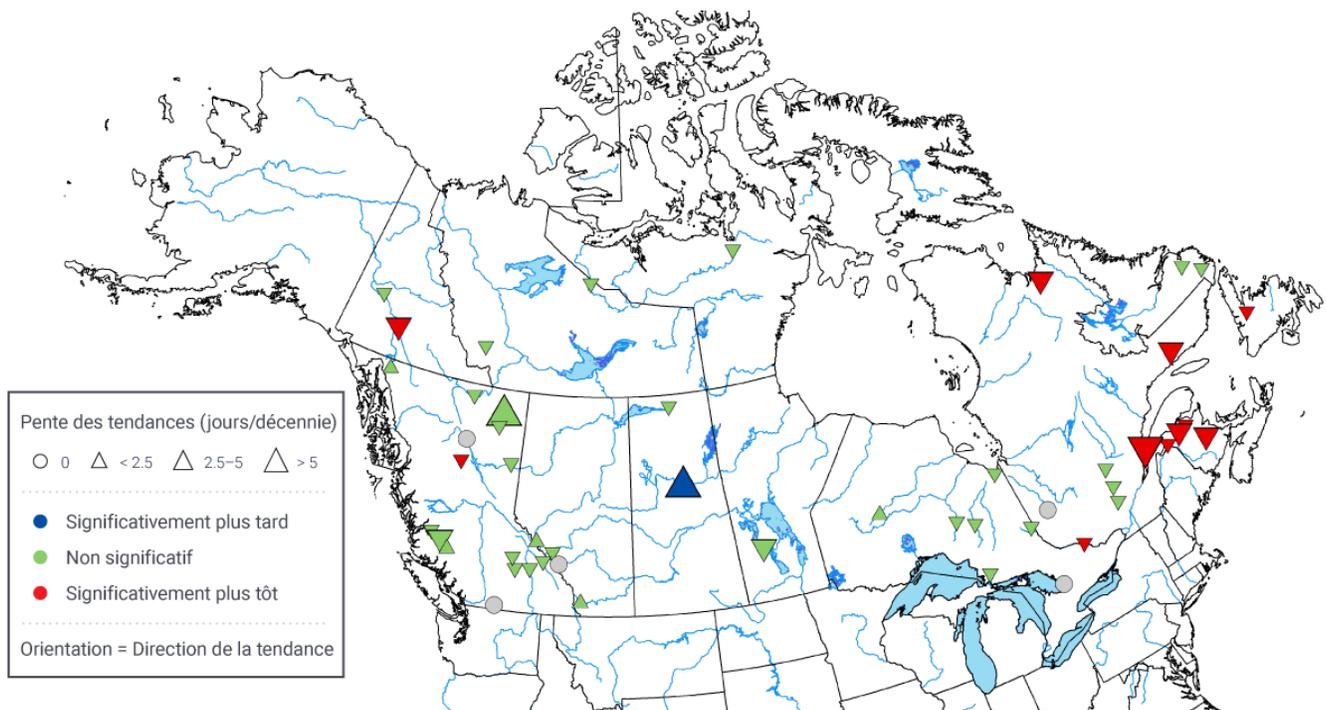


Figure 6.6: Évolution antérieure du rythme des crues printanières

Tendances en matière du rythme de crue du printemps (en jours par décennie avec une ampleur proportionnelle à la taille du triangle) pour 49 stations dans des cours d'eau non réglementés du réseau hydrométrique de référence (RHR; voir l'encadré 6.1). Les triangles pointant vers le bas représentent des crues plus tôt et les triangles pointant vers le haut, des crues plus tardives. Les triangles verts indiquent que la tendance n'est pas importante. Les tendances significatives indiquent qu'il y a seulement 5 % de possibilité que de tels changements soient dus à la chance. Les périodes couvertes par les données varient de 30 à 100 ans.

SOURCE DE LA FIGURE : MODIFIÉ À PARTIR DE JONES ET COLL. (2015).

Plusieurs études régionales dans l'Ouest du Canada, y compris dans les Territoires du Nord-Ouest, ont aussi révélé une apparition précoce des crues printanières au cours des dernières décennies (Burn et coll., 2004a, 2004b; Abdul Aziz et Burn, 2006; Burn, 2008; Rood et coll., 2008; Cunderlik et Ouarda, 2009). Par exemple, le fleuve Fraser, en Colombie-Britannique, a affiché une tendance pour des accumulations de neige moins importantes et pour l'apparition précoce de la fonte des neiges, ce qui a donné lieu à une crue printanière précoce de 10 jours (avec des réductions subséquentes des écoulements estivaux) pour la période de 1949 à 2006 (Kang et coll., 2016). Dans le bassin du Mackenzie (Colombie-Britannique, Alberta et Territoires du Nord-Ouest), la crue du printemps a progressé d'environ 2,7 jours par décennie au cours des 25 dernières années (Woo et Thorne, 2003). Ces tendances sont compatibles avec l'augmentation des températures printanières (voir le chapitre 4, section 4.2.1.1) et la fonte précoce des neiges résultante (p. ex. deBeer et coll., 2016).

Les périodes d'écoulements annuels faibles de diverses durées (un, sept, 15 et 30 jours) sont survenues de plus en plus tôt dans l'année au cours de la période de 1954 à 2003 dans le Sud de la Colombie-Britannique, le Centre et le Sud-Ouest de l'Alberta, le Centre de la Saskatchewan, la majeure partie de l'Ontario, ainsi que les provinces de l'Atlantique. Le Nord de la Colombie-Britannique, le Yukon, les Territoires du Nord-Ouest, le Nunavut et la région des Grands Lacs laurentiens ont connu des tendances importantes vers des dates plus tardives. Des résultats spatiaux semblables ont aussi été observés pour les écoulements faibles d'hiver et d'été (Khaliq et coll., 2008). Pour ce qui est du moment où les écoulements sont élevés, on a observé que les événements de pointe précipités par les pluies estivales se produisaient plus tôt dans certaines régions des Prairies (Burn et coll., 2008). Cependant, l'Ouest du Canada dans son ensemble n'a montré aucune tendance constante dans le rythme des écoulements élevés dominés par les pluies (p. ex. Cunderlik et Ouarda, 2009).

Aucune étude canadienne n'a directement attribué le changement du rythme des écoulements fluviaux aux changements climatiques anthropiques. Toutefois, comme les crues précoces du printemps sont le résultat d'un fort réchauffement hivernal et printanier, et que la plupart des réchauffements observés au Canada sont dus à l'influence humaine (voir le chapitre 4, section 4.2.1.2), il existe un solide raisonnement selon lequel les changements observés dans le caractère saisonnier des écoulements fluviaux sont au moins partiellement attribuables au réchauffement anthropique. De plus, les tendances vers les écoulements fluviaux précoces provoqués par la fonte des neiges dans l'Ouest des États-Unis depuis 1950 (y compris le bassin du fleuve Columbia qui s'étend dans le Sud de la Colombie-Britannique) ont été attribuées au réchauffement climatique anthropique (Hidalgo et coll., 2009).

Il y a peu d'études sur le rythme futur des écoulements fluviaux au Canada. Il est prévu qu'une période de pointe précoce de fonte des neiges et la crue printanière qui en résulte surviendront au milieu du siècle (2041-2070), dans l'Ouest du Canada, en particulier pour les bassins nordiques. Cette prévision repose sur le modèle climatique régional canadien et un scénario d'émissions élevées (A2). On a aussi prévu ce décalage pour les événements de faible écoulement vers la fin d'hiver pour la majorité des bassins de l'Ouest du Canada (Poitras et coll., 2011). L'écoulement précoce des crues printanières a aussi été prévu pour la période du milieu du siècle (2041-2070) à l'aide de plusieurs modèles CMIP5 sous des scénarios d'émissions moyennes (RCP4.5) et élevées (RCP8.5). Les crues printanières devraient progresser en moyenne de 25 jours (RCP4.5 et RCP8.5) dans le fleuve Fraser, en Colombie-Britannique (Islam et coll., 2017), et de 15 jours (RCP4.5) et 20 jours (RCP8.5) pour les rivières du Sud du Québec (CEHQ, 2015). Compte tenu de la poursuite du réchauffement printanier projeté pour le Canada (voir le chapitre 4, section 4.2.1.3), des crues printanières précoces sont également probables dans d'autres régions du Canada.

6.2.3: Régime de l'écoulement fluvial

Les changements suivants aux régimes d'écoulement fluvial (voir l'encadré 6.2) sont attendus dans un climat de réchauffement : (1) début précoce de la crue printanière; (2) des événements de fonte de neige de moindre importance; (3) une augmentation des écoulements pluviaux; (4) une transition de bassins nivaux vers des régimes mixtes et de régimes mixtes à des régimes pluviaux (Burn et coll., 2016). Les études régionales ont donné des résultats similaires. Par exemple, les tendances dans les régions sud de l'Ouest du Canada (bassins hydrographiques des fleuves Fraser et Columbia) sont associées à des changements dans le rythme du ruissellement, dont une saison de fonte des neiges et des glaciers plus courte, un début précoce de fonte printanière et une diminution des écoulements estivaux pendant environ les 50 dernières années (p. ex. Rood et coll., 2008; Déry et coll., 2009). Des décalages de régimes nivaux à des régimes mixtes ou même pluviaux ont été observés pour les petits ruisseaux de prairie (Burn et coll., 2008; Shook et Pomeroy, 2012; Dumanski et coll., 2015).

Encadré 6.2: Régimes d'écoulement fluvial

Le régime d'écoulement fluvial se réfère à la distribution saisonnière des écoulements, influencée principalement par le climat dominant dans la région (p. ex. Moore et coll., 2017). La température influe sur le type de précipitation (pluie ou neige), l'accumulation d'un manteau de neige et le rythme et la quantité de glace et de ruissellement à la fonte des neiges. Les précipitations déterminent l'amplitude potentielle de l'écoulement généré au cours des différentes périodes de l'année. Au Canada, les régimes d'écoulement fluvial sont classés comme nivaux (dominés par la fonte des neiges), glaciaires (dominés par les glaciers), pluviaux (dominés par les pluies) ou mixtes (voir la figure 6.7). Dans une grande partie du pays, la plupart des précipitations hivernales tombent sous forme de neige et fondent au printemps et au début de l'été. En conséquence, la grande majorité des rivières sont nivales (voir la figure 6.8). Ces régimes présentent des écoulements élevés au printemps et au début de l'été (en raison de la fonte des neiges), et le rythme dépend de l'emplacement géographique (puisque la fonte des neiges est plus tardive vers le nord ou à des altitudes plus élevées) et de la taille du bassin hydrographique (voir la figure 6.7a). Les régimes glaciaires sont confinés aux régions montagneuses de l'Ouest du Canada et des îles de l'extrême Arctique où sont présents des glaciers et des calottes glaciaires. Ces régimes sont associés à un ruissellement initial de la fonte des neiges, suivi d'un écoulement continu vers la fin de l'été, soutenu par la fonte des glaces (voir la figure 6.7b). Les régimes pluviaux sont maintenus par la distribution saisonnière des précipitations. À des altitudes inférieures sur la côte ouest du Canada, il s'agit d'écoulements élevés durant l'hiver et de faibles écoulements durant l'été et l'automne (voir la figure 6.7c). Sur la côte est, les écoulements plus élevés sont les plus courants au printemps et en automne. On trouve aussi des combinaisons de ces régimes (appelés régimes mixtes) au Canada (voir la figure 6.7d). Par exemple, les régimes nivo-pluviaux sont influencés par la neige et les précipitations, la proportion exacte dépendant de l'emplacement du ruisseau. En Colombie-Britannique, par exemple, les modes d'écoulements saisonniers passent de pluvial (dominé par la pluie) dans les régions côtières/basses altitudes à nival (dominé par la neige) vers l'intérieur continental de la province et des élévations plus élevées (Moore et coll., 2017).

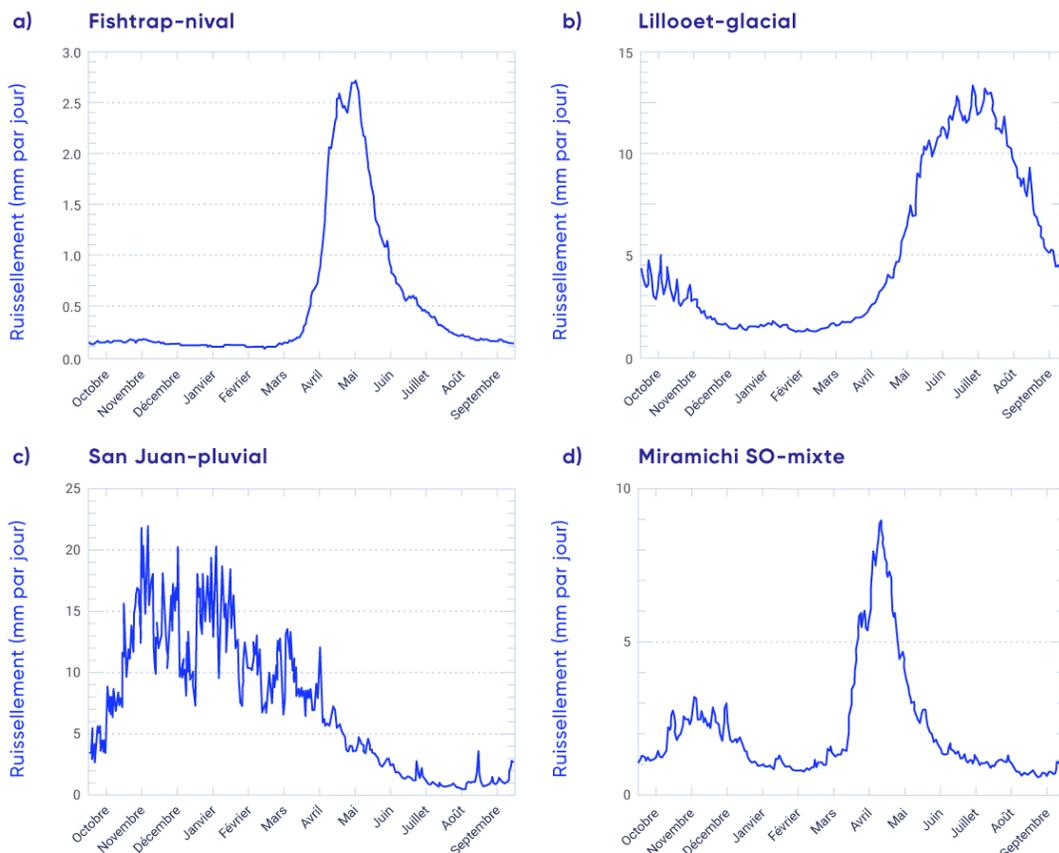


Figure 6.7: Régimes d'écoulement fluvial typiques à travers le Canada

Quantités moyennes à long terme de ruissellement quotidien pour (a) le ruisseau Fishtrap près de McLure (Colombie-Britannique) (nival), (b) la rivière Lillooet près de Pemberton (Colombie-Britannique) (glaciaire), (c) la rivière San Juan près de Port Renfrew (Colombie-Britannique) (pluvial) et (d) la rivière Miramichi sud-ouest à Blackville (Nouveau-Brunswick) (mixte). Toutes les données sont pour la période de 1981 à 2000.

SOURCES DE LA FIGURE : MODIFIÉ À PARTIR DE DÉRY ET COLL. (2009) AVEC LES DONNÉES OBTENUES DES RELEVÉS HYDROLOGIQUES DU CANADA (ECCC, 2017; <[HTTPS://EAU.EC.GC.CA/](https://eau.ec.gc.ca/)>).

Les bassins hydrographiques nivaux sont surtout situés dans le Nord et l'Ouest du Canada, tandis que les bassins pluviaux se situent sur les côtes est et ouest, et les bassins mixtes sont principalement dans le Sud de l'Ontario et du Québec et dans le Canada Atlantique (voir la figure 6.8). Les régimes glaciaires n'ont pas été identifiés dans cette analyse (Burn et coll., 2016). La caractérisation des régimes est basée sur des moyennes hydroclimatiques à plus long terme, mais, dans la majeure partie du Canada, il y a une variabilité considérable d'une année à l'autre dans ces tendances.

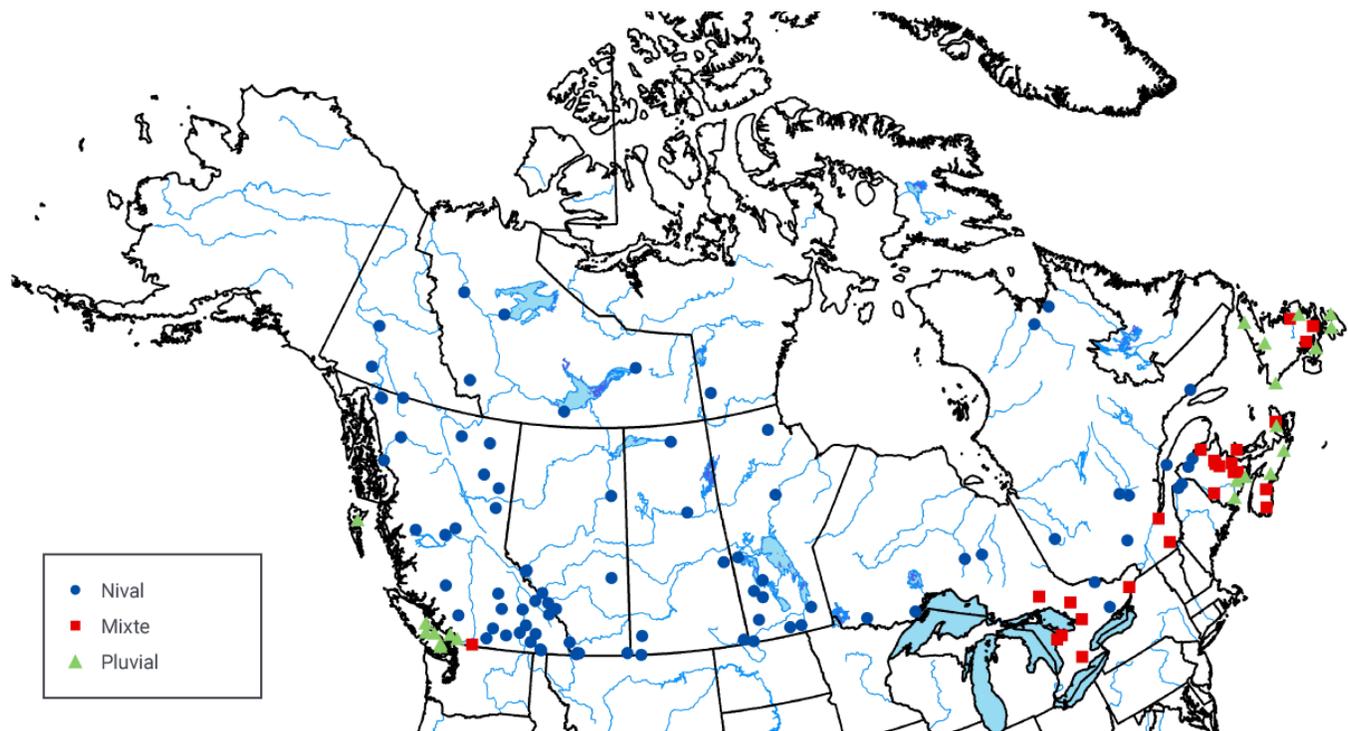


FIGURE 6.8: RÉPARTITION SPATIALE DES RÉGIMES D'ÉCOULEMENT FLUVIAL DANS L'ENSEMBLE DU CANADA

L'emplacement des régimes d'écoulement nivaux (dominés par la fonte des neiges), pluviaux (dominés par les pluies) et mixte à travers le Canada sur la base d'un sous-ensemble des stations du Réseau hydrométrique de référence pour la période de 1963 à 2012. Les régimes glaciaires n'ont pas été identifiés dans cette analyse.

SOURCE DE LA FIGURE : MODIFIÉ À PARTIR DE BURN ET COLL. (2016).

6.2.4: Inondations liées aux écoulements fluviaux

Une inondation est le débordement des limites normales d'un ruisseau ou d'un autre plan d'eau, ou l'accumulation d'eau sur des zones qui ne sont normalement pas submergées. Une inondation se produit typiquement au niveau local ou des bassins hydrographiques. Il y en a plusieurs types y compris fluviales, urbaines, éclairées et côtières (voir la FAQ 6.1 et, pour les inondations côtières, le chapitre 7, section 7.5.3; Seneviratne et coll., 2012). Cette section n'évalue que les inondations liées aux écoulements fluviaux, bien que les implications pour les inondations urbaines soient discutées. Les principales causes des inondations fluviales sont les précipitations intenses et/ou de longue durée, la fonte des neiges/glaces, la pluie sur neige, les embâcles la rivière ou une combinaison de ces causes. Le risque d'inondation est également touché par les conditions du bassin hydrographique, comme les niveaux d'eau préinondation dans les rivières; la présence de neige et de glace; le caractère du sol (p. ex. qu'il soit congelé, sa teneur en eau); l'urbanisation et l'existence de digues, de barrages et de réservoirs (p. ex. Bates et coll., 2008).

Les inondations fluviales sont un phénomène courant et naturel, mais les grands événements représentent souvent une catastrophe coûteuse pour les Canadiens (Buttle et coll., 2016; Peters et coll., 2016). Compte tenu de l'éventail des facteurs potentiels, les inondations peuvent survenir à n'importe quel moment de l'année, quelque part au Canada. Les inondations découlant de la fonte des neiges et des embâcles ont généralement lieu pendant le printemps, mais peuvent aussi être causées par des fontes mi-hivernales. Les inondations générées par des précipitations intenses et/ou excessives se produisent généralement à la fin du printemps et à l'été, lorsque les précipitations de convection atmosphériques (généralement brèves, mais intenses averses résultant de la convection de la chaleur formant des cumulonimbus) sont plus fréquentes. L'inondation du Sud de l'Alberta, en juin 2013, a été un exemple d'un événement coûteux, qui a été principalement entraîné par des pluies extrêmes (y compris des pluies sur neige à des altitudes plus élevées) associées à un système météorologique intense (Liu et coll., 2016; Teufel et coll., 2017) (voir le chapitre 4, section 4.4.1.1). En revanche, les embâcles sur les rivières Lower Peace et Athabasca dans le Nord de l'Alberta en 2014 ont entraîné une inondation généralisée des zones humides du delta, ce qui a été bénéfique pour le maintien de l'écosystème aquatique dans la région (Peters et coll., 2016). En 2014, un début tardif de la fonte des neiges et les pluies abondantes de mai et de juin ont entraîné des inondations majeures dans le Sud-Est des Prairies du Canada (Szeto et coll., 2015).

Les différentes régions du Canada sont classées selon le type d'inondation qu'elles connaissent généralement. Dans l'ensemble du pays, 32 % des 136 sites de jauge de courant (1913-2006) sont classés comme étant dominés par des crues printanières/ de débâcle de glace, 42 % comme étant dominés par des crues d'eau libre (c.-à-d. pendant la saison chaude) et 23 % comme étant un mélange de ces deux classes. Le moment où les niveaux d'eau de pointe influencés par la glace et la débâcle de la glace (qui peuvent entraîner des inondations) se produit plus tôt depuis la fin des années 1960 (von de Wall et coll., 2009; 2010) (voir aussi le chapitre 5, section 5.5). Il y a aussi des régions du Canada, comme la rivière Saint-Jean, au Nouveau-Brunswick, où les plaines inondables ont été soumises à des embâcles plus fréquents en milieu d'hiver et à des écoulements d'avril plus élevés, qui augmentent tous deux le risque d'inondation majeure (Beltaos, 2002). Cependant, des analyses plus récentes des rivières au Canada dominées par des crues de printemps et des inondations d'eau libre a révélé que les changements dans l'ampleur, le rythme, le nombre et la durée des événements à écoulement élevé montraient des tendances variables à travers le Canada, augmentant dans certains cas et diminuant dans d'autres. Dans le cas des bassins nivaux, il s'agissait de tendances pour des inondations moins importantes et plus précoces; ce qui est en accord avec une réduction de l'accumulation de neige (Burn et Whitfield, 2016). En outre, l'examen du caractère saisonnier des régimes d'inondation précédents dans 132 stations du RHR sur quatre périodes allant de 50 à 80 ans a révélé la diminution de l'importance des inondations à la fonte des neiges et l'importance accrue des inondations provoquées par les pluies sur neige et la fonte des neiges (Burn et coll., 2016). À la connaissance des auteurs, aucune étude n'a évalué les tendances passées des inondations urbaines au Canada.

Les interactions complexes entre les nombreux facteurs qui mènent à des inondations fluviales compliquent l'attribution de ces événements aux changements climatiques anthropiques. Une étude d'attribution des inondations du Sud de l'Alberta en 2013 a déterminé que le réchauffement induit par l'influence humaine a augmenté la probabilité de précipitations extrêmes, au moins aussi importantes que la quantité observée pendant cet événement (Teufel et coll., 2017). Toutefois, puisque l'inondation a résulté d'une combinaison de nombreux facteurs météorologiques et hydrologiques, l'influence humaine n'a pas pu être détectée pour l'inondation elle-même (voir le chapitre 4, section 4.4.1.1). De même, une étude d'attribution des inondations de 2014 dans le Sud-Est des Prairies a été incapable de détecter l'influence humaine sur cette inondation, en raison de multiples facteurs contributifs (Szeto et coll., 2015).

On s'attend à ce que les changements climatiques aient un effet sur plusieurs facteurs influant sur l'occurrence future d'inondations fluviales (voir la FAQ 6.1). Ceux-ci comprennent la quantité, le type et l'intensité des précipitations; la quantité et la durée de la couverture de neige; le moment et la fréquence des embâcles; et le potentiel pour les événements de pluie sur neige. Cependant, les interactions entre les facteurs générateurs d'inondations à l'échelle des bassins hydrographiques entraînent de grandes incertitudes quant à la fréquence et à l'intensité des inondations futures (Whitfield, 2012). Certaines études ont suggéré que la contribution de la fonte des neiges aux inondations printanières devrait généralement diminuer en raison de l'épuisement des accumulations (p. ex. Whitfield et Cannon, 2000; Zhang et coll., 2001; Peters et coll. 2006). Toutefois, il n'y a que quelques études à l'échelle des bassins hydrographiques sur les inondations fluviales futures (et/ou leurs facteurs connexes) au Canada, qui utilisent les projections du modèle climatique comme intrants dans un modèle hydrologique. Par exemple, on prévoit que l'épuisement du manteau neigeux lors d'événements de fonte à la mi-hiver entraînera une réduction importante de la fréquence des inondations printanières provoquées par des embâcles, mais pourrait accroître le risque d'inondations provoquées par des embâcles du milieu de l'hiver dans le delta Peace-Athabasca dans le Nord de l'Alberta (Beltaos et coll. 2006). Il est prévu que deux bassins hydrographiques de la Colombie-Britannique, l'un sur la côte et l'autre à l'intérieur, connaissent un potentiel accru d'inondation en raison d'une augmentation des pluies et des événements de pluies sur neige dans le bassin hydrographique côtier et d'une augmentation des pluies printanières et de l'accélération des événements de fonte des neiges dans le bassin intérieur (Loukas et coll., 2000; 2002). Pour le bassin de la rivière Rouge au Manitoba, l'accumulation de neige pendant l'hiver devrait diminuer, tandis que les pluies devraient augmenter pendant la période de fonte. Toutefois, en raison de la variabilité entre les modèles climatiques, il est difficile de déterminer si l'ampleur des inondations augmentera ou diminuera (Rasmussen, 2015). Dans le bassin hydrographique de la rivière Châteauguay au Québec, les crues de pointe du printemps, de l'été et de l'automne devraient perdre d'ampleur dans un scénario d'émissions moyennes (B2), mais il existe de grandes différences entre les trois modèles utilisés (Mareuil et coll., 2007). La seule étude des changements projetés dans les événements de pluie sur neige a suggéré des augmentations générales de ces événements de novembre à mars pour la majeure partie du Canada d'ici le milieu du siècle (2041-2070) pour les scénarios d'émissions de moyennes (RCP4.5) et élevées (RCP8.5) (Jeong et Sushama, 2018). À la connaissance des auteurs, aucune étude n'a évalué les changements projetés aux inondations urbaines au Canada. Toutefois, les augmentations des précipitations extrêmes sont considérées comme un facteur qui influera sur leur apparition future (p. ex. Buttle et coll., 2016; Sandink, 2016).

FAQ 6.1: Y aura-t-il plus de sécheresses et d'inondations au Canada dans un climat plus chaud?

Réponse brève

Lorsque les sécheresses et les inondations se produisent, il y a habituellement plusieurs facteurs contributifs. Cela rend la prévision des changements futurs dans ces événements très difficile. Certains facteurs contributifs seront touchés par le réchauffement climatique anthropique, et certains changeront en raison d'autres influences humaines (comme les changements dans le paysage). En outre, la variabilité naturelle du climat continuera de jouer un rôle. À mesure que la température augmentera, la menace de sécheresse augmentera dans de nombreuses régions du Canada. On s'attend à ce que les augmentations prévues des précipitations extrêmes dans un climat plus chaud augmentent la probabilité d'inondation produite par la pluie dans certaines régions. Les inondations liées à la fonte des neiges devraient se produire plus tôt dans l'année, mais il n'est pas clair de la manière dont le réchauffement projeté et les réductions de la couverture de neige se combineront pour influencer sur leur fréquence et leur ampleur.

Réponse détaillée

À mesure que les températures augmentent, la menace de sécheresse devrait augmenter dans de nombreuses régions du Canada. Cela comprend les prairies du Sud du Canada et l'intérieur de la Colombie-Britannique, ainsi que des régions qui dépendent de la fonte des neiges et/ou de l'eau de fonte glaciaire pour leur principale source d'approvisionnement en eau pendant la saison sèche. Cependant, il y a une incertitude considérable quant à la prévision des sécheresses futures. De même, alors que le réchauffement futur devrait influencer sur les facteurs provoquant des inondations, comme les précipitations extrêmes et la quantité et le moment de la fonte des neiges et de la glace, il n'est pas simple de savoir comment ces changements interagissent pour influencer sur la fréquence et l'ampleur des inondations à travers le Canada.

L'air plus chaud peut contenir plus d'humidité. Par conséquent, dans un monde plus chaud, on s'attend à ce que le cycle hydrologique devienne plus intense, avec plus de pluies concentrées dans des événements extrêmes et des périodes sèches plus longues entre ceux-ci (par exemple, Houghton, 2004). La disponibilité de l'eau au Canada est naturellement variable, avec des sécheresses et des inondations périodiques. La question de savoir si les extrêmes secs et humides augmenteront à l'avenir au Canada à la suite de changements climatiques anthropiques est une question qui met l'adaptation climatique au défi.

Sécheresses

Dans un monde plus chaud, la plupart des modèles climatiques prévoient des périodes chaudes plus fréquentes et plus longues; dans l'ensemble, une augmentation globale de la sécheresse estivale dans les régions moyennes intérieures de l'Amérique du Nord; et une fonte des neiges plus précoce et moins abondante (p. ex. Trenberth, 2011). Comme il est prévu que le climat canadien de chaque saison se réchauffe sous toute une gamme de scénarios d'émissions, le risque de sécheresse devrait augmenter dans de nombreuses régions du pays. En été, des températures plus élevées causent une évaporation accrue, y compris une plus grande perte d'humidité par les feuilles de plantes (transpiration). Cela conduit à un séchage plus rapide des sols si l'incidence des températures plus élevées n'est pas compensée par d'autres changements (comme la réduction de la vitesse du vent ou l'augmentation de l'humidité) (Sheffield et coll., 2012). La fréquence et l'intensité des

sécheresses estivales varieront selon que les précipitations estivales futures compenseront l'évaporation et la transpiration accrues. Les modèles climatiques actuels suggèrent que les prairies du Sud du Canada et l'intérieur de la Colombie-Britannique seront davantage exposés à la sécheresse à l'avenir, mais il y a une incertitude considérable dans les projections de sécheresse à venir. Les accumulations plus petites et la fonte précoce des neiges et de la glace associées au réchauffement pourraient accroître le risque de sécheresse dans les nombreux bassins alimentés par la fonte des neiges à travers le Canada qui dépendent de cette source d'eau, ainsi que dans les régions qui dépendent de l'eau de fonte glaciaire pour leur principale source d'approvisionnement en eau pendant la saison sèche (p. ex. Barnett et coll., 2005). Par conséquent, à mesure que les températures augmentent, la menace de sécheresse va augmenter dans de nombreuses régions du Canada.

Inondations

Les inondations se produisent typiquement à un éventail d'échelles, de l'échelle locale à l'échelle des bassins hydrographiques. Plusieurs types d'inondations touchent les Canadiens, mais les plus préjudiciables sont celles qui sont liées aux rivières et aux zones urbaines (parfois associées aux inondations des rivières). Au Canada, les principales causes des inondations des rivières sont les précipitations intenses et/ou de longue durée, la fonte des neiges et de la glace (y compris les événements de pluie ou de neige), les embâcles des cours d'eau ou une combinaison de ces causes. Les changements dans le paysage, comme le déboisement (y compris celui causé par les incendies et les maladies des arbres) et le drainage des terres humides, exacerbent les inondations des rivières. Les inondations urbaines sont habituellement causées par des précipitations intenses de courte durée (p. ex. celles associées à des orages). L'urbanisation crée de vastes zones de surfaces imperméables (routes, terrains de stationnement, bâtiments) qui augmentent le ruissellement immédiat, et les fortes averses peuvent dépasser la capacité des égouts pluviaux (Melillo et coll., 2014).

Alors que le réchauffement futur devrait influencer sur les facteurs qui causent les inondations, il n'est pas simple de savoir comment ces changements interagiront pour influencer sur la fréquence et l'ampleur des inondations futures au Canada. Les augmentations prévues des précipitations extrêmes (voir le chapitre 4) devraient augmenter la probabilité d'inondations urbaines générées par la pluie dans certaines régions. De plus, lorsque des précipitations extrêmes surviennent dans les zones touchées par la sécheresse, les sols plus secs et plus compacts sont moins aptes à absorber l'eau, augmentant ainsi la probabilité d'écoulement de surface et le potentiel de causer des inondations (p. ex. Houghton, 2004). Les températures hivernales et printanières plus élevées qui sont prévues entraîneront des changements au moment de la fonte des neiges et de la glace et engendreront un potentiel plus élevé pour les événements de pluie sur neige. Le risque d'embâcles des cours d'eau peut aussi augmenter à la suite des dégels hivernaux. Toutefois, comme les températures plus chaudes seront associées à de plus petites accumulations, il n'est pas clair de l'incidence que le réchauffement aura sur la fréquence et l'ampleur des inondations futures liées à la fonte des neiges (p. ex. Whitfield, 2012). Néanmoins, les inondations liées à la fonte des neiges devraient se produire plus tôt dans l'année, en moyenne, en association avec des températures plus élevées. Certaines données probantes sur ce décalage ont déjà été observées dans certains cours d'eau canadiens au cours des dernières décennies (Burn et Whitfield, 2016).



Questions pour la recherche future

Les changements climatiques peuvent aussi influencer sur les conditions météorologiques et les tempêtes. Par exemple, les modèles climatiques prédisent des changements dans les phénomènes susceptibles de causer des précipitations extrêmes, comme les rivières atmosphériques (bandes étroites d'humidité concentrée dans l'atmosphère qui pénètrent dans l'Ouest du Canada depuis l'océan Pacifique; p. ex. Radic et coll., 2015), et l'intensification rapide des systèmes de tempête (parfois appelés « bombes météorologiques », p. ex. Seiler et coll., 2018). Ces changements pourraient influencer sur l'occurrence future et l'emplacement des inondations au Canada. De plus, il a été démontré que les modes naturels de variabilité climatique, y compris El Niño-Oscillation australe, l'oscillation décennale du Pacifique et l'oscillation nord-atlantique, influent sur les sécheresses et les inondations au Canada (p. ex. Bonsal et Shabbar, 2008). Les changements climatiques anthropiques peuvent entraîner des changements dans ces modes de variabilité climatique au XXI^e siècle, influant ainsi sur les sécheresses et les inondations futures au Canada. Tous ces sujets sont des domaines de recherche actifs.

Résumé de la section

Pour résumer, de nombreuses études nationales et quelques études régionales ont examiné les changements passés à l'écoulement de surface au cours des dernières décennies. La plupart ont incorporé des stations du RHR (voir l'encadré 6.1), minimisant ainsi les effets de la réglementation de l'eau. Il y a un grand accord entre ces analyses – et donc un **degré de confiance élevé** – que la crue printanière arrive maintenant plus tôt, avec des écoulements d'hiver et de début de printemps plus élevés (voir le tableau 6.1 et la figure 6.6). Il y a moins de preuves – et donc un **degré de confiance moyen** – que les écoulements estivaux ont diminué, ce qui a été principalement documenté dans l'Ouest du Canada (voir le tableau 6.1). Tous ces changements sont en accord avec le réchauffement observé en hiver et au printemps (voir le chapitre 4, section 4.2.1.1) et les changements qui en résultent au manteau de neige, y compris moins de neige à des altitudes plus élevées, qui maintiennent souvent le ruissellement estival (voir le chapitre 5, section 5.2.1). Ils peuvent aussi être partiellement attribués à des changements climatiques anthropiques. Les études nationales et régionales sur les écoulements annuels antérieurs ont révélé peu de cohérence au Canada (voir le tableau 6.1) et reflètent généralement les variations régionales des précipitations et de la variabilité climatique naturelle (voir le chapitre 2, section 2.3.3).

Compte tenu du réchauffement prévu (voir le chapitre 4, section 4.2.1.3) et des réductions résultantes de la couverture de neige et des glaciers de montagne et l'augmentation du dégel du pergélisol (voir le chapitre 5), il y a un **degré de confiance élevé** que les changements saisonniers observés dans les écoulements fluviaux se poursuivront. Des preuves cohérentes de ces changements prévus, caractérisées par des crues printanières encore plus précoces, des écoulements hivernaux plus élevés et des écoulements estivaux réduits, sont fournies dans de nombreuses études régionales (voir le tableau 6.2). On s'attend à ce que ces changements dans le climat physique transforment les régimes nivaux (dominés par la fonte des neiges) en régimes pluviaux (dominé par les pluies). Il y a cependant de grandes incertitudes quant à l'ampleur des changements projetés. Les études régionales projettent à la fois des augmentations et des diminutions de l'écoulement fluvial annuel, avec des augmentations principalement dans les bassins nordiques, et des diminutions principalement dans les bassins intérieurs de l'Ouest (voir le tableau 6.2 et la figure 6.5). En raison des incertitudes de modélisation et de la complexité des facteurs associés à l'écoulement annuel, il y a un **degré de confiance moyen** que ces changements annuels projetés se produiront.

Les inondations liées aux écoulements fluviaux résultent de nombreux facteurs, notamment les précipitations intenses et/ou de longue durée, la fonte des neiges, les embâcles, les événements de pluie sur neige ou une combinaison de ces facteurs. Les études ne révèlent aucune tendance spatialement cohérente dans ces facteurs, y compris les événements d'écoulement fluvial extrêmes d'une journée (voir la figure 6.3), partout au pays. Il n'y a pas non plus d'indication des tendances spatialement cohérentes d'inondations urbaines ou liées aux écoulements fluviaux pour l'ensemble du Canada. On s'attend à ce qu'un climat changeant exerce diverses formes d'influence sur les facteurs causant des inondations. Par exemple, bien qu'aucune étude évaluant les changements futurs dans les inondations urbaines n'ait été identifiée, il s'ensuit directement – et donc un **degré de confiance élevé** – que les augmentations prévues dans les précipitations extrêmes (voir le chapitre 4, section 4.3.2.2) entraînent une augmentation de l'incidence des inondations urbaines générées par la pluie dans certaines régions. L'augmentation prévue des températures (voir le chapitre 4, section 4.2.1.3) suggère un décalage vers des inondations liées à la fonte des neiges plus précoces, y compris celles associées à la fonte des neiges printanières, aux embâcles et aux événements de pluie sur glace. Ce décalage est compatible avec la tendance pour des crues printanières plus précoces (voir la section 6.2.2) et avec quelques études qui ont recensé une tendance semblable vers des inondations liées à la fonte des neiges et des écoulements fluviaux de pointe touchés par la glace au cours des dernières décennies. Toutefois, compte tenu de la complexité des facteurs associés aux inondations liées à la fonte des neiges et du caractère limité des études connexes, il n'y a qu'un **degré de confiance moyen** que ce décalage se produise. Il existe une incertitude considérable quant à savoir si ces augmentations de température et

cette réduction du manteau neigeux (voir le chapitre 5, section 5.2.2) auront une incidence sur la fréquence et l'ampleur des inondations futures liées à la fonte des neiges. La diminution des accumulations de neige implique que la contribution de la fonte des neiges aux inondations diminuera, y compris les inondations induites par les embâcles ou les événements de pluie sur neige. Des études individuelles ont permis de recenser de plus petites inondations liées à la fonte des neiges dans certains bassins nivaux à travers le pays au cours des dernières décennies et une diminution prévue des inondations causées par les embâcles dans le delta Peace-Athabasca en raison de la réduction du manteau neigeux. Les températures plus chaudes impliquent également un potentiel plus élevé de pluie sur neige, et une étude a montré des augmentations prévues de ces événements partout au Canada. Toutefois, étant donné que les accumulations devraient être plus petites à l'avenir, il n'est pas certain qu'une augmentation de la pluie sur neige entraînerait un plus grand potentiel d'inondation. Par conséquent, il y a un manque de preuves cohérentes concernant les effets des changements climatiques sur les inondations futures liées à la fonte des neiges dans l'ensemble du pays.

6.3: Niveaux d'eau de surface : lacs et terres humides

Message clé

Dans les régions du Canada où il y a suffisamment de données, il n'y a aucune indication de changements à long terme pour les niveaux des lacs et des terres humides. Les niveaux futurs peuvent diminuer dans le Sud du Canada, où l'évaporation accrue peut dépasser les précipitations accrues (*degré de confiance faible*). Le réchauffement et le dégel du pergélisol prévus pourraient entraîner des changements futurs, y compris le drainage rapide, dans de nombreux lacs du Nord canadien (*degré de confiance moyen*).

Le Canada compte plus de 2 millions de lacs couvrant 7,6 % de la superficie du pays, dont 578 ont une superficie supérieure à 100 km² (Comité national canadien, 1975; Monk et Baird, 2011). Il y a un large éventail de types de lacs, dont les Grands Lacs laurentiens (Supérieur, Michigan, Huron, Érié et Ontario) et les Grands Lacs du Mackenzie (Grand lac des Esclaves et Grand lac de l'Ours), les lacs arctiques et subarctiques, glaciaires, boréaux et des Prairies et les lacs alcalins fermés peu profonds (Schertzer et coll., 2004). Le niveau de certains lacs est surveillé par le réseau hydrométrique du Canada (voir l'encadré 6.1). Autre que dans quelques cas choisis, il y a peu d'information sur les tendances passées et les changements prévus dans les niveaux des lacs. De plus, bon nombre des plus grands lacs sont réglementés par les humains et il n'y a pas d'ensemble de données national exhaustif pour les lacs non réglementés. Il serait donc difficile de réaliser une évaluation pancanadienne des tendances passées et des changements futurs. Cette section se concentre sur les grands lacs et plans d'eau, reflétant la documentation disponible et les données de surveillance.

Les niveaux d'eau douce des lacs et des terres humides sont gouvernés par une simple équation :

$$\text{Intrants} - \text{extrants} = \text{variation du stockage (c.-à-d. niveau d'eau ou apport net du bassin [ABN])}$$

Les principaux intrants comprennent l'afflux de rivières (ruissellement), les précipitations directes sur le plan d'eau, la fonte des neiges et l'afflux d'eaux souterraines. Les extrants comprennent l'écoulement fluvial, l'évaporation et l'échange avec les eaux souterraines. La contribution de ces variables varie considérablement avec la taille du plan d'eau. Les plus grands lacs situés

dans de très grands bassins hydrographiques sont touchés par des événements loin en amont, en plus du climat local/régional. Les plus petits lacs et terres humides sont plus sensibles aux conditions climatiques locales. Les plans d'eau de surface au Canada deviennent de plus en plus vulnérables à divers stress, tant liés au climat qu'à la gestion humaine (réglementation des écoulements et changement d'utilisation des terres) (p. ex. Schertzer et coll., 2004).

6.3.1: Grands Lacs laurentiens

Compte tenu de leur importance pour le Canada et les États-Unis, les Grands Lacs laurentiens sont parmi les plans d'eau les plus étudiés en Amérique du Nord. Les niveaux de ces lacs sont surveillés depuis plus de 100 ans par des organismes fédéraux canadiens et américains. Les niveaux présentent un grand degré de variabilité en raison des variations climatiques naturelles, ainsi que de la gestion humaine directe (p. ex. dragage, déviations). Ces fluctuations ont des répercussions importantes sur l'érosion des berges, l'inondation des propriétés, la navigation, les loisirs, l'économie, les écosystèmes aquatiques et la santé humaine. De façon saisonnière, les niveaux d'eau progressent généralement d'un maximum estival à un minimum hivernal/printanier (Argyilan et Forman, 2003). Les lacs présentent aussi des fluctuations annuelles et pluriannuelles inférieures à 2,0 m, variant selon le lac (Wilcox et coll., 2007; MPO, 2013).

Dans l'ensemble, les Grands Lacs laurentiens ont tous connu une grande variabilité de l'ANB et ses principales composantes individuelles (précipitation à l'échelle du bassin, évaporation du lac et écoulement des cours d'eau) au cours des dernières décennies (voir la figure 6.9). Cette variabilité d'année en année et pluriannuelle est fortement influencée par les modes de variabilité climatique à grande échelle qui se produisent naturellement, y compris l'ODP, l'OA et l'oscillation multidécennale de l'Atlantique (voir le chapitre 2, encadré 2.5) (p. ex. Ghanbari et Bravo, 2008; Hanrahan et coll., 2010). Compte tenu de la grande étendue géographique du bassin des Grands Lacs laurentiens, les tendances en matière d'ANB et de ses composants individuels varient d'un lac à l'autre. Dans le lac Supérieur, l'évaporation augmente et le ruissellement diminue, entraînant une baisse significative de l'ANB. Ces tendances sont également observées pour le lac Érié (mais pas à des niveaux statistiquement significatifs). Dans le lac Ontario, l'ANB a augmenté de façon significative, principalement en raison de l'augmentation des précipitations et du ruissellement, bien que les changements dans ces composantes individuelles ne soient pas significatifs. Pour les autres lacs, les tendances sont insignifiantes et incohérentes. Par exemple, le ruissellement diminue pour le lac Érié, mais augmente pour les lacs Michigan, Huron et Ontario. L'évaporation a augmenté au cours des 70 dernières années dans les lacs Supérieur et Érié, mais montre relativement peu de changements dans les autres lacs (bien que les valeurs aient augmenté depuis environ 1998). Les précipitations ont augmenté dans le lac Ontario, mais elles ont diminué dans le lac Supérieur, alors qu'aucune tendance n'est évidente dans les autres lacs.

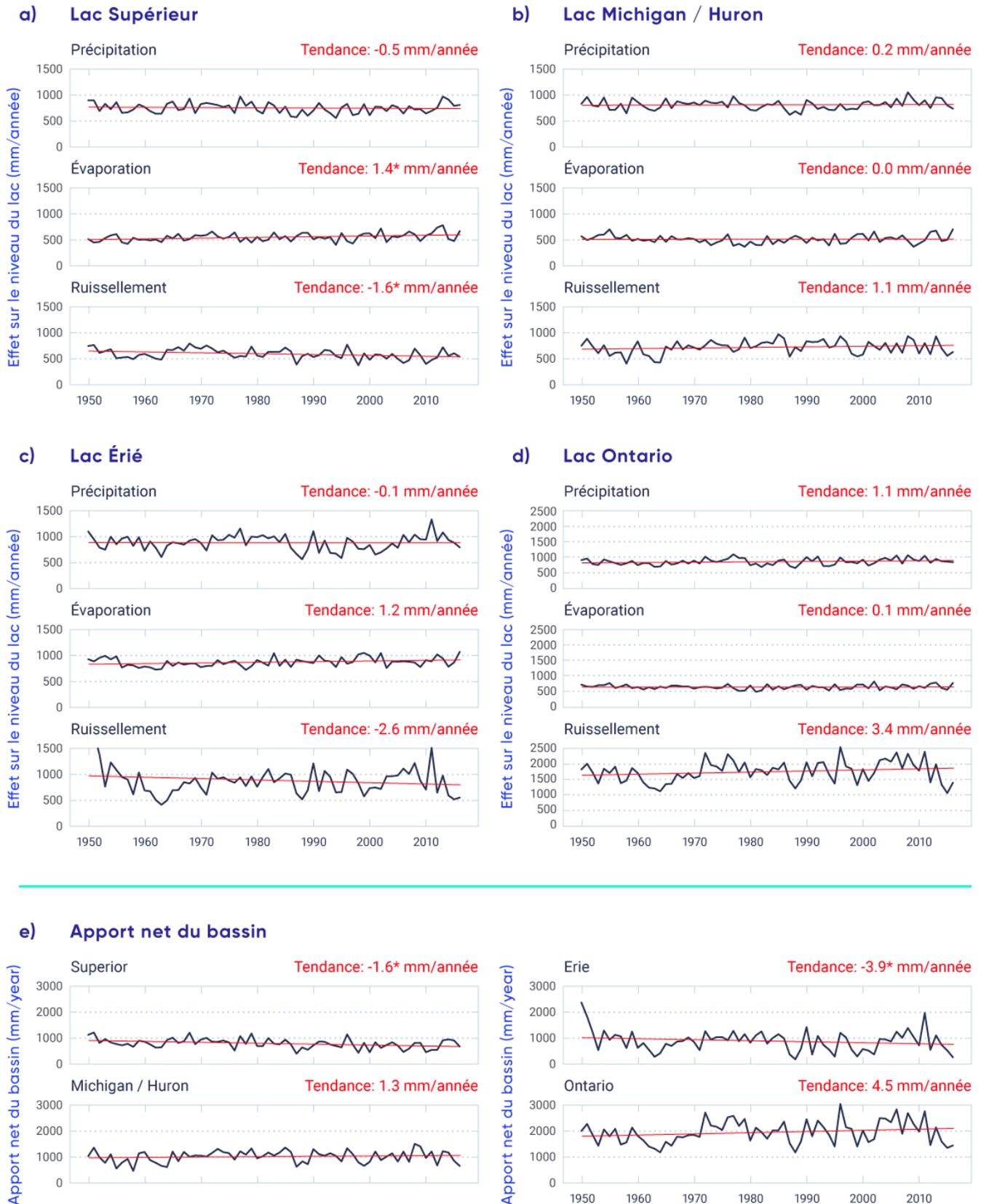


Figure 6.9: Série chronologique historique des variables de l'eau, Grands Lacs laurentiens, 1950-2016

Série chronologique de précipitations moyennes au-dessus du lac, d'évaporation et d'écoulement des cours d'eau (mesurés comme effets sur le niveau des lacs) pour la période de 1950 à 2016 pour (a) le lac Supérieur, (b) les lacs Michigan/Huron, (c) le lac Érié et (d) le lac Ontario. (e) Série chronologique d'approvisionnement net de bassin (ANB) pour la période de 1950 à 2016 pour les lacs Supérieur, Michigan/Huron, Érié et Ontario. Les lignes rouges et le texte représentent des tendances linéaires. *Tendances significatives (il y a seulement 5 % de probabilité que de tels changements soient dus à la chance). Les lacs Michigan et Huron sont reliés par le détroit de Mackinac et ont donc le même niveau d'eau. Ils sont donc considérés comme un seul lac.

SOURCE DE LA FIGURE : GLERL (2017).

De 1998 à 2013, les Grands Lacs laurentiens ont tous connu une longue période de faibles niveaux, y compris des baisses record dans les lacs Michigan et Huron en décembre 2012 et janvier 2013. Cette période s'est terminée par une hausse rapide du niveau de tous les lacs à partir de 2013. Septembre 2014 a été le premier mois depuis 1998 que tous les lacs étaient au-dessus des niveaux moyens à long terme (1918-2013). La hausse de 2013 a été attribuée à une augmentation des précipitations, tandis que la hausse de 2014 résultait d'une combinaison d'évaporation inférieure à la moyenne et de précipitations et de ruissellements supérieurs à la moyenne (Gronewold et coll., 2016). Au printemps 2017, une série d'événements de précipitation au-dessus de la moyenne a causé le niveau le plus élevé du lac Ontario depuis le début des mesures fiables en 1918 (CMI, 2017). Ces deux extrêmes, qui ont eu lieu à quelques années l'un de l'autre, révèlent la variabilité des niveaux des Grands Lacs laurentiens et illustrent la difficulté de prévoir les niveaux futurs des lacs en fonction des changements climatiques.

La plupart des études sur les niveaux futurs ont été fondées sur les projections générées par des MCR (Angel et Kunkel, 2010; Hayhoe et coll., 2010; ÉIGLA, 2012; MacKay et Seglenieks, 2013) en utilisant la saisie de données des projections des MCG du CMIP3 (voir le chapitre 3, encadré 3.1). Les MCR sont essentiels pour modéliser les Grands Lacs laurentiens, puisque leur résolution spatiale plus fine (typiquement environ 50 km par rapport aux grilles des MCG d'environ 200 à 250 km; voir le chapitre 3, section 3.5) permet de modéliser explicitement les différents lacs. En conséquence, les modèles comprennent des phénomènes qui peuvent avoir des effets significatifs sur l'équilibre hydrique, comme la neige à effet de lac, qui transfèrent de grandes quantités d'eau du lac à la surface du sol. Les ANB prévus font état de changements considérables dans le cycle saisonnier des lacs Michigan et Huron pour 2041-2070 par rapport à 1961-2000 (voir la figure 6.10). Ces changements comprennent une augmentation de l'ANB pendant l'hiver et le début du printemps et une diminution en été et au début de l'automne, en grande partie en raison des changements prévus dans les précipitations saisonnières. D'autres lacs ont des résultats similaires. Dans l'ensemble, ces changements saisonniers prévus devraient entraîner une diminution de l'ANB de 1,7 % à 3,9 % dans les lacs Supérieur, Michigan, Huron et Érié, et de 0,7 % dans le lac Ontario (ÉIGLA, 2012). En moyenne, dans le cadre d'une série de scénarios d'émissions, la plupart des MCR examinés prévoient une diminution des niveaux futurs des lacs de 0,2 m pour la période de 30 ans centrée sur les années 2050, comparativement à la moyenne de 1971 à 2000. Cependant, il y a une portée considérable (d'une augmentation de 0,1 m à une diminution de 0,5 m) (Angel et Kunkel, 2010; Hayhoe et coll., 2010; ÉIGLA, 2012). Ces changements sont inférieurs à ceux projetés en utilisant les extraits statistiquement réduits d'un MCG qui n'incorpore pas les lacs individuels (MacKay et Seglenieks, 2013). Les études s'entendent pour dire qu'il y aura une grande variabilité d'une année à l'autre et pluriannuelle dans les niveaux des lacs, peut-être même au-dessus et au-dessous des extrêmes observés historiquement (ÉIGLA, 2012; Music et coll., 2015).

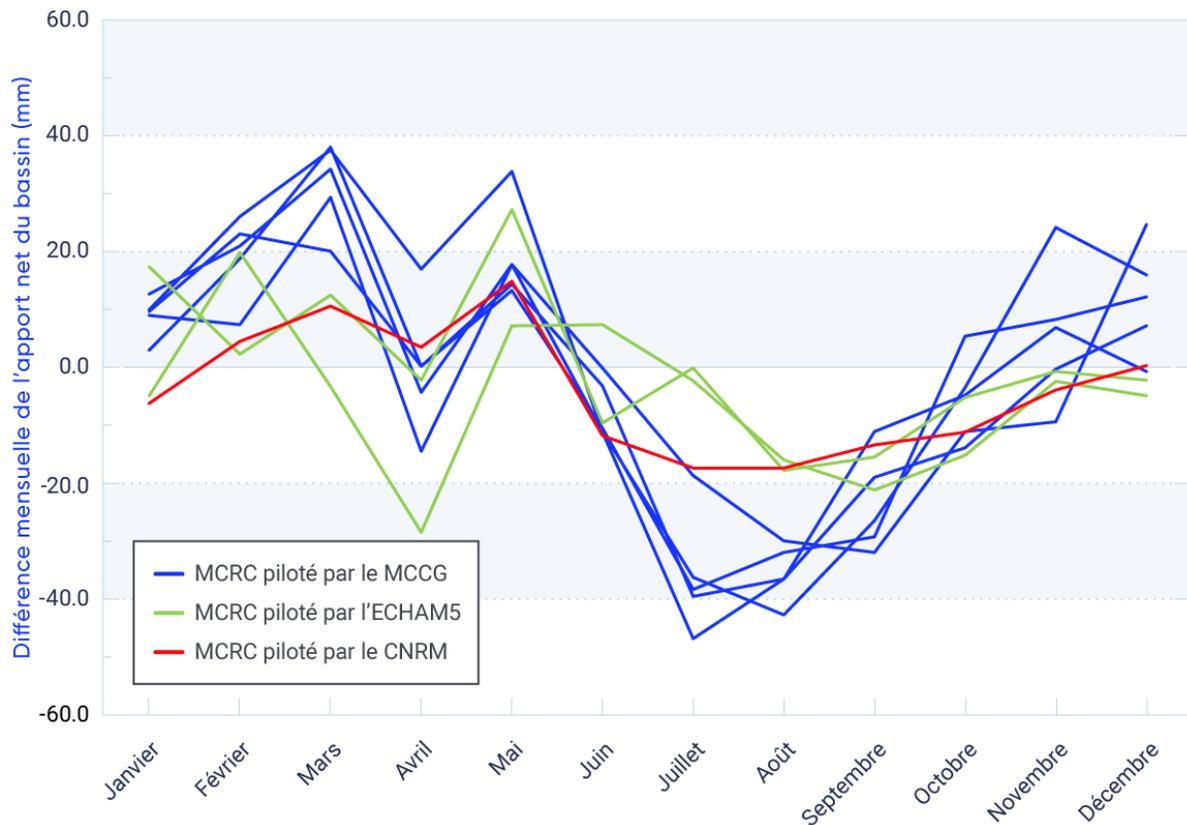


Figure 6.10: Différence mensuelle de l'apport net du bassin futur des lacs Michigan et Huron

Différence mensuelle de l'apport net du bassin (ANB) des lacs Michigan et Huron, entre 2041-2070 et 1961-2000, en utilisant le modèle climatique régional canadien (MCRC) piloté par trois modèles climatiques globaux utilisés dans la troisième phase du Projet de comparaison de modèles couplés (CMIP3) : le modèle canadien de climat mondial version 3 (MCGG) (cinq simulations distinctes), le modèle climatique ECHAM version 5 (ECHAM5) (deux simulations distinctes) et le Centre national de recherches météorologiques version 5.1 (CNRM) (une simulation).

SOURCE DE LA FIGURE : ADAPTÉ DE L'ÉIGLA, 2012.

6.3.2: Autres lacs

Bien que les niveaux de la plupart des autres grands lacs au Canada (p. ex. lacs Winnipeg, Athabasca et Grand lac des Esclaves) soient surveillés, ces lacs sont influencés par la réglementation humaine, ce qui rend difficile l'évaluation des tendances passées liées au climat. Une exception est le Grand lac de l'Ours dans les Territoires du Nord-Ouest, qui n'est pas réglementé. La figure 6.11 illustre les niveaux élevés et bas récurrents de ce lac, sans tendance perceptible à long terme. Les

niveaux ont varié, en partie, en raison des conditions climatiques régionales. En particulier, il a connu des années les plus sèches à la fin des années 1940 et au début des années 1950, lorsque les eaux ont atteint un niveau faible record, avec un autre niveau faible enregistré au milieu des années 1990. Les années les plus humides et les niveaux les plus élevés ont été enregistrés du début au milieu des années 1960, avec un autre pointe au début des années 1970 (MacDonald et coll., 2004).

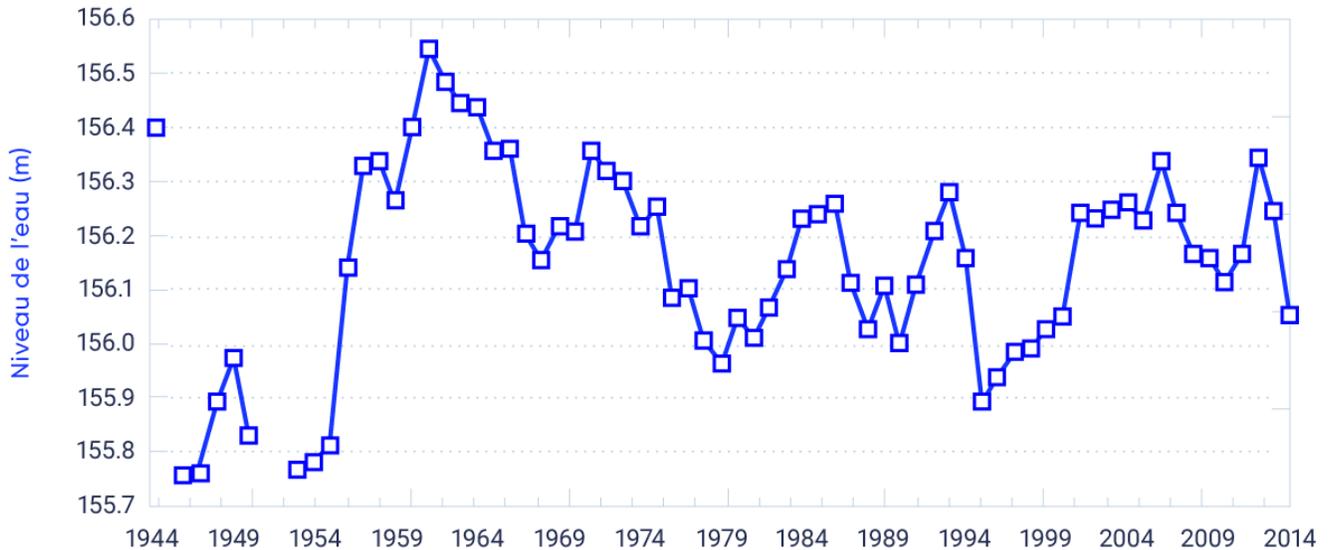


Figure 6.11: Niveaux d'eau du Grand lac de l'Ours, 1944-2014

Niveaux annuels de l'eau de surface (septembre à août) pour le Grand lac de l'Ours de 1944 à 2014.

SOURCE DE LA FIGURE : FIGURE ORIGINALE DE MACDONALD ET COLL. (2004) <[HTTP : WWW.DFO-MPO.GC.CA/LIBRARY/278592.PDF](http://www.dfo-mpo.gc.ca/library/278592.pdf)>. LA FIGURE A ÉTÉ MODIFIÉE ET MISE À JOUR JUSQU'EN 2014 À L'AIDE DES DONNÉES QUOTIDIENNES OBTENUES À PARTIR DES RELEVÉS HYDROLOGIQUES DU CANADA (ECCC, 2017) <[HTTPS : EAU.EC.GC.CA](https://eau.ec.gc.ca/)>.

Dans la région des Prairies, la glaciation et le climat sec ont donné lieu à de nombreux lacs salins à bassin fermé qui drainent à l'intérieur et qui produisent un ruissellement rarement. Le stockage de l'eau dans ces lacs est sensible au climat, variant en fonction des précipitations, du ruissellement local et de l'évaporation. De 1910 à 2006, les niveaux de plusieurs lacs à bassin fermé de la région des Prairies ont affiché une baisse globale de 4 à 10 m (voir la figure 6.12), en raison, en partie, des températures plus élevées de la saison chaude (et de l'évaporation qui en résulte) et de la baisse du ruissellement de la fonte des neiges vers les lacs. Toutefois, les variables climatiques à elles seules n'expliquaient pas les déclin, et d'autres facteurs contributifs, comme les changements d'utilisation des terres (barrages, fossés, drainage des terres humides et étangs-réservoirs) et les changements dans les pratiques agricoles étaient également en cause (van der Kamp et coll., 2008). De la fin des années 2000 à 2016 (voir la figure 6.12), il y a eu un renversement brutal des niveaux de plusieurs de



ces lacs (une élévation pouvant atteindre de 6 à 8 m), reflétant les conditions exceptionnellement humides dans les Prairies au cours de ces années (p. ex. Bonsal et coll., 2017). Le renversement a donné lieu à plusieurs cas d'inondation par voie terrestre, illustrant la variabilité hydroclimatique naturelle dans cette région et la susceptibilité des plans d'eau de surface aux extrêmes météorologiques, tant en matière de sécheresse que de précipitations. Bien qu'aucune étude n'ait examiné les effets climatiques futurs sur les niveaux de ces lacs, ils continueront d'être touchés par des extrêmes secs et humides. Toutefois, compte tenu des températures plus élevées prévues (voir le chapitre 4, section 4.2.1.3) et, en conséquence, l'évaporation accrue, les niveaux futurs devraient baisser, même si l'ampleur dépendra de la mesure dans laquelle l'augmentation future des précipitations compensera l'évaporation.

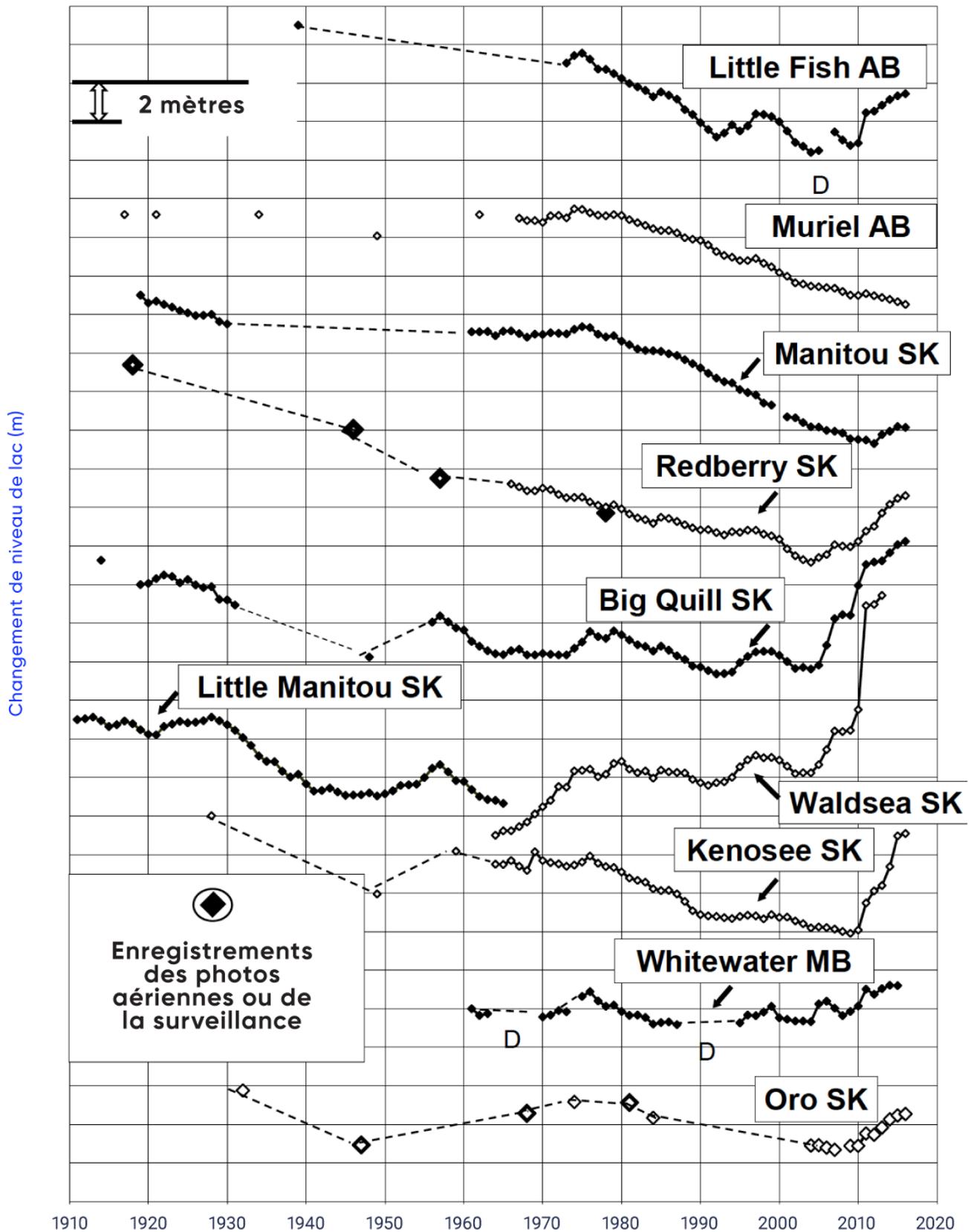


Figure 6.12: Changements du niveau d'eau de 10 lacs représentatifs du Sud des Prairies canadiennes de 1910 à 2016

Changements relatifs du niveau d'eau de 10 lacs représentatifs à bassins fermés du Sud des Prairies canadiennes pour leur période de référence. Les lignes pointillées reliant les points de données séparés ne sont pas représentatives des niveaux d'eau mesurés entre les points. « D » indique que le lac était sec au moment de la mesure.

SOURCE DE LA FIGURE : VAN DER KAMP ET COLL. (2008); DONNÉES MISES À JOUR JUSQU'EN 2016.

Les lacs et les étangs plus petits sont une caractéristique de l'Arctique canadien, avec un grand nombre de lacs de dégel du pergélisol dans le Nord du Yukon et dans les Territoires du Nord-Ouest (voir le chapitre 5, section 5.6). Ces plans d'eau sont de taille variable, avec des diamètres de 10 à 10 000 m et des profondeurs de 1 à 20 m (Plug et coll., 2008; Vincent et coll., 2012). Le réchauffement dû à l'amplification dans l'Arctique aux latitudes élevées peut influencer sur la taille des lacs pergélisolés. En particulier, ceux qui se trouvent dans le pergélisol continu peuvent prendre de l'ampleur en raison de l'accélération des processus de dégel du pergélisol qui les ont formés, alors que ceux en pergélisol discontinu (c.-à-d. les plaques de pergélisol) peuvent rétrécir et même disparaître en raison d'un drainage rapide lorsque le pergélisol sous-jacent dégèle complètement (p. ex. Hinzman et coll., 2005; Smith et coll., 2005). Certaines données probantes de ces processus ont été observés dans certaines régions à haute latitude, dont le Canada. Par exemple, la superficie totale des lacs de la plaine Old Crow (Yukon) a diminué d'environ 6 000 hectares de 1951 à 2007, et près de la moitié de cette perte est attribuable au drainage rapide et persistant de 38 grands lacs. Ce drainage a également entraîné la formation de nombreux petits étangs résiduels. Les instances de drainage catastrophique de lacs dans cette région ont plus que quintuplé au cours des dernières décennies, et il a été suggéré que ces changements sont associés à des augmentations de la température et des précipitations régionales (Lantz et Turner, 2015). Cette observation est en accord avec les perceptions locales que les lacs de la plaine Old Crow affichent des niveaux d'eau en baisse (p. ex. Wolfe et coll., 2011). Cependant, d'autres études arctiques canadiennes ont révélé des résultats mixtes. Par exemple, des photographies aériennes et des cartes topographiques ont montré que, dans une région de 10 000 km² à l'est du delta du Mackenzie, dans les Territoires du Nord-Ouest, 41 lacs ont été drainés entre 1950 et 2000, mais que le taux de drainage a diminué au fil du temps (Marsh et coll., 2009). De même, la superficie totale des lacs de la péninsule de Tuktoyaktuk sur la côte de l'océan Arctique des Territoires du Nord-Ouest, de 1978 à 2001, variait d'une augmentation de 14 % à une baisse de 11 %. Les augmentations se sont produites principalement entre 1978 et 1992 et les diminutions, entre 1992 et 2001, sous la forte influence des précipitations annuelles (Plug et coll., 2008).

Le réchauffement futur et le dégel approfondi du pergélisol (voir le chapitre 5, section 5.6.2) devraient avoir un effet substantiel sur l'eau de surface dans l'Arctique. Les lacs de dégel du pergélisol ont actuellement des cycles naturels d'expansion, d'érosion, de drainage et de reformation (p. ex. Van Huissteden et coll., 2011), qui peuvent s'accélérer dans des conditions climatiques plus chaudes. Les MCG prévoient une augmentation des précipitations sur l'Arctique canadien (voir le chapitre 4, section 4.3.1.3). Toutefois, ces augmentations seront partiellement compensées par une plus grande évaporation due aux températures plus chaudes en été et à une diminution de la durée de la couverture de glace. De plus, de nombreux lacs de l'extrême Arctique dépendent de la neige et des glaciers tout au long de l'année et sont donc vulnérables au réchauffement rapide de la cryosphère. En conséquence, l'étendue des lacs nordiques est très vulnérable aux changements en raison de l'augmentation de la perte d'eau due à l'évaporation et/ou au drainage (p. ex. Vincent et coll., 2012).

6.3.3: Terres humides et deltas

Les terres humides sont des terres saturées d'eau en permanence ou presque, avec des sols mal drainés et une végétation adaptée aux milieux humides. Ils sont souvent associés à l'eau stagnante de surface et les profondeurs sont généralement inférieures à 2 m. Le Canada compte environ 1,5 million de km² de terres humides – communément appelés marécages, marais, tourbières, fondrières, étangs et bourbiers – représentant environ 16 % de la masse continentale du pays (Groupe de travail national sur les terres humides, 1988, 1997). La majorité des terres humides sont des tourbières dans les régions arctiques, subarctiques, boréales, des Prairies et tempérées (van der Kamp et Marsh, 2004). Le Canada possède également plusieurs deltas qui se forment à partir de sédiments déposés par des rivières qui pénètrent dans un grand lac ou un océan. Parmi les exemples les plus importants, mentionnons les deltas des rivières Mackenzie (avec plus de 25 000 lacs et terres humides peu profonds), Fraser, Peace-Athabasca, des Esclaves, Saskatchewan et Sainte-Claire. Les événements d'écoulement élevée et bas occasionnels sont essentiels à la résilience des écosystèmes de delta. Les événements de crue élevée peuvent entraîner des écoulements terrestres (embâcles et inondations d'eau libre) et constituent une source cruciale de réapprovisionnement en eau pour les plans d'eau déconnectés perchés au-dessus du système d'écoulement principal (voir ci-dessous; Peters et coll., 2013).

En emmagasinant l'eau et en la libérant lentement, les terres humides et les deltas sont importants pour la disponibilité de l'eau douce du Canada. Dans certaines conditions, les terres humides peuvent atténuer les inondations, maintenir le niveau des eaux souterraines et de l'écoulement fluvial, filtrer les sédiments et les polluants, faire circuler les nutriments et séquestrer le carbone (Gouvernements fédéral, provinciaux et territoriaux du Canada, 2010). Ils sont étroitement liés au climat, car ils gagnent de l'eau des précipitations directes, du ruissellement des terres environnantes et de l'afflux d'eau souterraine. Ils perdent de l'eau par évapotranspiration et écoulement de surface/eau souterraine. Certaines terres humides doivent aussi leur existence en partie aux hivers froids du Canada et au pergélisol, à la fonte des neiges et aux embâcles. Ainsi, les hivers plus courts et l'évaporation accrue due à des étés plus longs augmenteront le stress dans les terres humides, à moins que les augmentations des précipitations ne compensent la perte d'eau par évaporation (van der Kamp et Marsh, 2004).

Malgré l'importance des terres humides, il n'existe pas de programme exhaustif d'inventaire ou de surveillance pour l'ensemble du pays (Fournier et coll., 2007). Cependant, depuis 1979, Canards Illimités Canada utilise la photographie aérienne et l'imagerie satellite pour inventorier des millions d'hectares de terres humides partout au Canada. De plus, le US Fish and Wildlife Service produit un rapport annuel résumant l'état des populations d'oiseaux aquatiques d'Amérique du Nord et de leurs habitats, avec l'apport du Canada (US Fish and Wildlife Service, 2017). La figure 6.13 indique le nombre d'étangs des Prairies canadiennes en mai de 1961 à 2017. La série montre une variabilité pluriannuelle importante et aucune tendance à long terme. Les niveaux correspondent étroitement à la variabilité à long terme des précipitations dans la région. Dans de nombreuses régions du Canada, les terres humides sont perdues en raison de la conversion des terres, du contrôle du niveau de l'eau et des changements climatiques (p. ex. Watmough et Schmoll, 2007; Canards Illimités Canada, 2010).

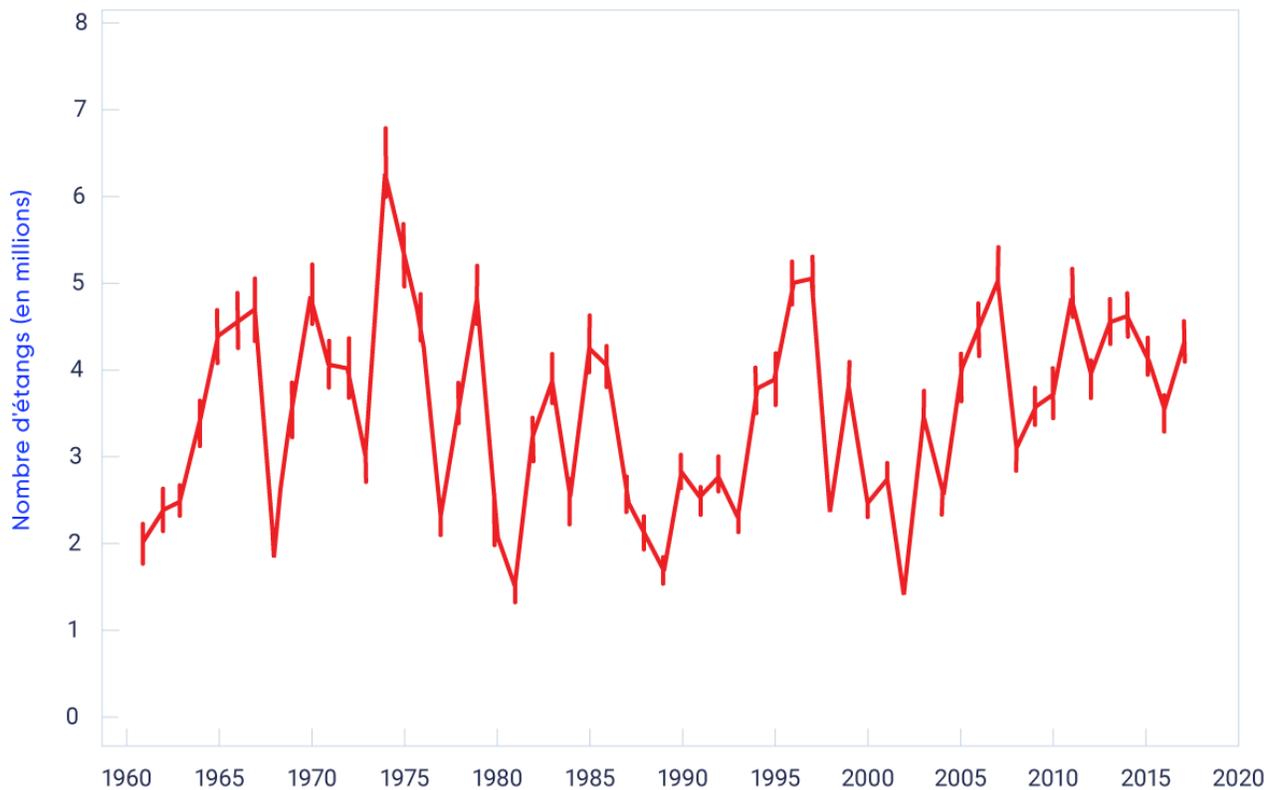


Figure 6.13: Étangs dans les Prairies canadiennes, 1961-2016

Nombre d'étangs en mai dans les Prairies canadiennes. Les barres verticales montrent des intervalles de confiance de 90 %.

SOURCE DE LA FIGURE : ADAPTÉ DU US FISH AND WILDLIFE SERVICE (2017).

De nombreux petits lacs dans les deltas d'eau douce sont des « bassins perchés », situés à une altitude plus élevée que les rivières avoisinantes. Ces bassins connaissent généralement une baisse des niveaux d'eau pendant les périodes plus sèches et le réapprovisionnement pendant les inondations du cycle continu (p. ex. Marsh et Lesack, 1996; Peters et coll., 2006; Lesack et Marsh, 2010). Par exemple, dans le delta Peace-Athabasca, l'évaporation dépassait les précipitations de 1900 à 1940; les conditions opposées prévalaient entre 1940 et le milieu des années 1970; et cela a été suivi par un retour à des conditions plus sèches qui a continué jusqu'en 2009 (Peters et coll., 2006; Peters, 2013). Les deltas des rivières Mackenzie, des Esclaves et Saskatchewan ont une variabilité semblable (p. ex. Lesack et Marsh, 2010; Peters, 2013). Sous un climat plus chaud et plus humide à l'avenir (2070-2099; ensemble du MCG CMIP3; scénarios d'émissions élevées [A2] et moyennes [B2]), une saison glaciaire plus courte (de deux à quatre semaines), une couverture de glace plus mince et l'épuisement du manteau de neige en milieu d'hiver entraîneront une réduction importante de la fréquence des inondations printanières dues aux embâcles dans le delta Peace-Athabasca (Beltaos et coll., 2006). Cette réduction aurait de graves répercussions écologiques, notamment la perte accélérée de l'habitat aquatique, à moins que les niveaux d'inondation estivale ne puissent atteindre les bassins perchés (Peters et coll., 2006).

Résumé de la section

Pour résumer, les changements dans les niveaux d'eau de surface sont influencés par de nombreux facteurs, notamment la distribution saisonnière des précipitations, les intrants de la fonte des neiges et des rivières, l'évaporation (influencée par la durée de la couverture glaciaire et la température de surface), les sorties, les échanges avec les eaux souterraines et la présence de pergélisol. Plusieurs des plus grands lacs sont réglementés par les humains, tandis que la plupart des autres plans d'eau de surface au Canada sont surveillés de façon infréquentée ou pas du tout. Pour les quelques régions où des analyses ont été effectuées (principalement les Prairies et les Grands Lacs laurentiens), les données probantes révèlent que les niveaux d'eau ont varié d'une année à l'autre et de façon pluriannuelle, sans aucune tendance à long terme (voir les figures 6.9, 6.11, 6.12 et 6.13). Les précipitations semblaient être le principal moteur de ces fluctuations, certaines d'entre elles étant influencées par des variabilités climatiques internes (voir le chapitre 2, encadré 2.5). Certaines données probantes indiquent que le réchauffement à haute latitude (voir le chapitre 4, section 4.2.1.1) et le dégel du pergélisol associé (voir le chapitre 5, section 5.6.1) ont influé sur les niveaux des lacs du Nord-Ouest du Canada, y compris une incidence plus élevée de drainage rapide de lacs. Cependant, les résultats ne sont pas cohérents.

Les Grands Lacs laurentiens sont la seule région du Canada où les changements prévus au niveau d'eau de surface ont été examinés, et on prévoit que ces lacs montreront de faibles baisses moyennes (0,2 m) de niveaux d'ici le milieu du XXI^e siècle. Cependant, on s'attend à ce que les niveaux d'eau changent de façon saisonnière, avec une augmentation des niveaux d'eau pendant l'hiver et le début du printemps et une diminution en été et au début de l'automne (voir la figure 6.10). Compte tenu de l'étroite association entre les niveaux d'eau passés et le climat de surface, les changements prévus aux précipitations et à la température devraient influencer les niveaux futurs. Cependant, la direction et l'amplitude du changement dépendront de l'équilibre entre les augmentations futures des précipitations et les augmentations de l'évaporation dues à des températures plus élevées et à des périodes sans glace plus longues. Les régions du Sud du Canada pourraient voir baisser les niveaux d'eau futurs en raison de la diminution prévue des précipitations estivales dans le cadre d'un scénario à émissions élevées (RCP8.5) (voir le chapitre 4, section 4.3.2.2) et une évaporation plus élevée associée à des températures plus élevées. Il y a cependant un *degré de confiance faible* dans cette évaluation en raison de l'absence d'études sur le niveau futur de l'eau et de la complexité des facteurs qui influent sur les niveaux d'eau de surface. Comme le réchauffement des hautes latitudes (voir le chapitre 4, section 4.2.1.1) et le dégel connexe du pergélisol (voir chapitre 5, section 5.6.1) ont influé sur les niveaux des lacs de dégel du pergélisol dans le Nord-Ouest du Canada, le réchauffement projeté dans le Nord canadien (voir le chapitre 4, section 4.2.1.3) et le dégel continu du pergélisol (voir le chapitre 5, section 5.6.2) devraient modifier de nombreux lacs arctiques, y compris en provoquant un drainage rapide. Comme aucune étude n'a directement évalué les changements futurs du niveau de l'eau dans le Nord, il n'y a qu'un *degré de confiance moyen* dans cette évaluation.

6.4: Humidité du sol et sécheresse

Message clé

Des sécheresses périodiques ont eu lieu dans une grande partie du Canada, mais aucun changement à long terme n'est évident. Les sécheresses et les déficits d'humidité du sol prévus devraient être plus fréquents et plus intenses dans le sud des Prairies canadiennes et l'intérieur de la Colombie-Britannique pendant l'été, et être plus importants à la fin du siècle selon un scénario à émissions élevées (*degré de confiance moyen*).

L'humidité du sol influe directement sur le ruissellement et les inondations, car elle a une forte influence sur la quantité de précipitation/fonte des neiges qui fait son chemin vers les plans d'eau de surface. Elle détermine aussi l'échange d'eau et d'énergie thermique entre la surface terrestre et l'atmosphère par l'évaporation et la transpiration des plantes, et influe sur l'occurrence des précipitations par le recyclage de l'humidité (voir Seneviratne et coll., 2010 pour une explication détaillée des interactions humidité-climat du sol). Il y a peu de mesures directes de l'humidité du sol au Canada, et les quantités sont donc estimées par télédétection (p. ex. par satellite) et/ou par modélisation. L'absence d'un vaste réseau de surveillance rend difficile l'évaluation à grande échelle des tendances passées (p. ex. Mortsch et coll., 2015). Les changements futurs dans l'humidité du sol sont principalement évalués en utilisant les extrants directs d'humidité du sol des MCG. Ces changements sont influencés par les précipitations et l'évaporation futures (dont la dernière peut être touchée par des changements de végétation). Cependant, l'humidité modélisée du sol est associée à de grandes incertitudes, en raison de la complexité de la représentation de l'évapotranspiration réelle, de la croissance de la végétation et de l'efficacité de l'utilisation de l'eau dans des concentrations atmosphériques accrues de dioxyde de carbone (p. ex. Seneviratne et coll., 2010; Wehner et coll., 2017). La variabilité du climat à plus long terme, y compris les sécheresses et les périodes de pluies excessives, est souvent directement liée à l'humidité du sol (et à d'autres aspects de la disponibilité de l'eau douce). En conséquence, cette section évalue également les changements passés et futurs des indicateurs pertinents de la sécheresse.

6.4.1: Humidité du sol

La quantification de l'humidité du sol sur les grands domaines est difficile en raison de la variabilité de l'humidité du sol au fil du temps et entre les régions (Famiglietti et coll., 2008). Il existe plusieurs réseaux d'humidité du sol à l'échelle nationale au monde (Doringo et coll., 2011), dont deux aux États-Unis (Schaefer et coll., 2007; Bell et coll., 2013). Bien qu'il n'y ait pas de réseau national à travers le Canada, il existe certains sites régionaux/provinciaux. Par exemple, l'Alberta a surveillé les sécheresses au cours des 15 dernières années, y compris les conditions d'humidité du sol, sur un vaste réseau provincial, tandis que la Saskatchewan, le Manitoba et l'Ontario ont établi des stations de surveillance de l'humidité du sol et de la météo pour certaines régions. Ces réseaux ont été utilisés pour la validation des données de télédétection (décrites ci-dessous) (p. ex. Adams et coll., 2015; Pacheco et coll., 2015; Champagne et coll., 2016) et pour l'étalonnage et la validation des modèles hydrologiques (Hayashi et coll., 2010). En raison des difficultés (y compris les coûts élevés) de la surveillance directe de l'humidité du sol, de nombreuses approches de télédétection ont été utilisées (Chan et coll., 2016; Colliander et coll., 2017). À l'heure actuelle, les estimations continues de l'humidité du sol pour le Canada dans son ensemble sont disponibles à partir de la mission par satellite sur l'humidité du sol et la salinité des océans (SMOS) (2010 jusqu'à présent) et, plus récemment, dans le cadre de la mission de l'humidité du sol active passive (SMAP) (2015 jusqu'à présent) (p. ex. Champagne et coll., 2011, 2012). Les données SMOS sont distribuées par Agriculture et Agroalimentaire Canada (<<http://open.canada.ca/data/fr/dataset/723bbb4c-d209-4599-b39b-0ede5a0a0371>>).

Une des limites des estimations de l'humidité du sol par télédétection est la profondeur d'observation relativement limitée, qui est généralement restreinte aux quelques centimètres supérieurs de la surface. Des valeurs plus profondes dans la zone racinaire (c.-à-d. le premier mètre) sont souvent déterminées à l'aide de systèmes d'assimilation des données, dans lesquels les données sur l'humidité du sol des capteurs satellitaires sont fusionnées avec les estimations d'un modèle hydrologique (p. ex. Reichle et coll.). Au Canada, cela se fait sur le plan opérationnel et national dans le cadre du Système canadien d'assimilation des données au sol (Carrera et coll., 2015). En raison de l'enregistrement relativement court, aucune étude n'a examiné les tendances de ces données. Les valeurs quotidiennes d'humidité du sol dans les provinces des Prairies canadiennes pour trois profondeurs de couche de sol (0-20 cm, 20-100 cm et 0-100 cm) ont cependant été reconstruites de 1950 à 2009 à l'aide du modèle d'hydrologie terrestre de la capacité d'infiltration variable (CIV). L'humidité du sol reconstituée correspondait aux observations antérieures dans les Prairies, mais aucune tendance n'a été signalée (Wen et coll., 2011).

Il y a eu quelques études mondiales sur l'humidité future du sol à l'aide de la production du MCG. Un ensemble de 15 MCG de CMIP3 a projeté une diminution de l'humidité du sol de juin à août pour la majeure partie du Canada pour la fin du siècle dans le cadre d'un scénario d'émissions moyennes-élevées (SRES 1Ab) (Wang, 2005). Les changements prévus pour la fin du siècle dans l'humidité des sols de surface, totale et couche par couche à l'aide de 25 MCG inclus dans le CMIP5 dans le cadre d'un scénario d'émissions élevées (RCP 8.5) indiquent que, dans la plupart des latitudes moyennes de l'hémisphère nord, y compris le Sud du Canada, les 10 premiers centimètres du sol deviendront plus secs pendant l'été, mais le reste du sol, jusqu'à 3 m, restera mouillé (Berg et coll., 2016; Wehner et coll., 2017).

6.4.2: Sécheresse

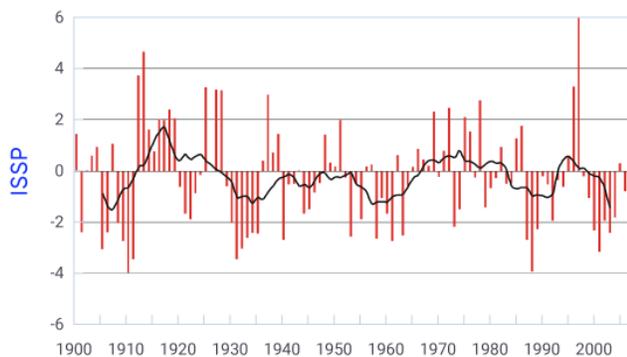
La sécheresse est souvent définie comme une période de temps anormalement sec suffisamment longue pour causer un déséquilibre hydrologique grave (p. ex. Seneviratne et coll., 2012) et donc susceptible d'avoir des incidences sur plusieurs composantes du cycle de l'eau. Ces incidences peuvent aussi être exacerbées par l'augmentation de l'évapotranspiration associée à des températures élevées. Toutefois, les effets de la sécheresse varient selon le moment où ils se produisent. En général, les sécheresses de saison chaude influent non seulement sur la production agricole (généralement due aux déficits d'humidité du sol), mais aussi les niveaux de l'eau de surface et souterraine. Les déficits de précipitation associés à la saison de ruissellement (y compris l'accumulation de neige hivernale) influent principalement sur la reconstitution des systèmes d'eau douce.

De nombreux indices de sécheresse (qui recensent aussi l'excédent d'humidité) ont été utilisés pour caractériser leur occurrence et leur intensité. Les indices incorporent divers intrants hydroclimatiques (p. ex. précipitation, température, écoulement fluvial, eau souterraine et accumulation de neige), et chaque indice a ses propres forces et faiblesses (voir OMM, 2016 pour une liste exhaustive). Certains indices sont basés uniquement sur les précipitations (p. ex. l'indice normalisé des précipitations [INP] [McKee et coll., 1993]) et ne tiennent pas compte du fait que des températures plus élevées sont souvent associées à des précipitations inférieures à la normale. Par conséquent, l'évapotranspiration accrue n'est pas prise en considération. Quelques indices incorporent les précipitations et les estimations de l'évapotranspiration potentielle (basée sur la température de l'air), par exemple l'indice de sévérité de sécheresse de Palmer (ISSP) (Palmer, 1965) et l'indice normalisé d'évapotranspiration des précipitations (SPEI) (Vicente-Serrano et coll., 2010). Une lacune de ces indices est qu'ils utilisent l'évapotranspiration potentielle comme substitut de l'évapotranspiration réelle et, par conséquent, ne considèrent pas comment l'humidité du sol et la végétation peuvent limiter l'évapotranspiration et le développement ultérieur de la sécheresse. Cela peut entraîner une surestimation de l'intensité de la sécheresse, en particulier pour les projections des changements climatiques (p. ex. Donohue et coll., 2010; Milly et Dunne, 2011, 2016; Shaw et Riha, 2011). La grande majorité des analyses mondiales et canadiennes des tendances historiques et des changements prévus à la sécheresse ont utilisé des indices basés uniquement

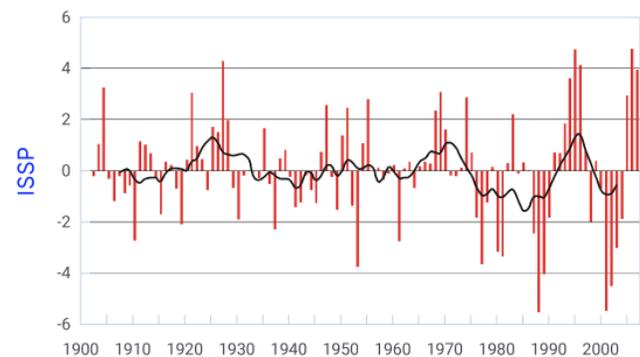
sur les précipitations ou sur les effets combinés de la température et des précipitations (p. ex. Bonsal et coll., 2011), et ce sont ceux-ci qui se trouvent au centre de cette évaluation.

Quelques études mondiales ont mis en évidence les tendances passées dans certaines régions, dont, par exemple, le séchage au-dessus des régions de latitude moyenne du Canada, de 1950 à 2008 (Dai, 2011 à l'aide de l'ISSP). Toutefois, depuis le début du XX^e siècle, la fréquence de la sécheresse mondiale reste généralement inchangée; il semble qu'au cours de cette période plus longue, les augmentations de la température mondiale et de l'évapotranspiration potentielle aient été compensées par des augmentations des précipitations annuelles (p. ex. Sheffield et coll., 2012; McCabe et Wolock, 2015). Les analyses des tendances de la sécheresse au Canada sont fragmentées, et aucune analyse exhaustive n'a encore eu lieu au pays. La majorité s'est concentrée sur la région des Prairies, en raison de la plus grande fréquence de sécheresse dans cette région (p. ex. Mortsch et coll., 2015). Un examen de la sécheresse au Canada (Bonsal et coll., 2011) a fourni des exemples de changements du 20^e siècle dans l'ISSP de stations individuelles dans diverses régions du pays (1900 à 2007) (voir la figure 6.14). Une variabilité pluriannuelle considérable est évidente, sans aucune tendance perceptible à long terme. Cette variabilité est également apparue dans les études régionales de SPEI (1900-2011) en été (juin-août) et au cours de l'« année de l'eau » (octobre-septembre) dans le Sud-Est de l'Alberta et le Sud-Ouest de la Saskatchewan (Bonsal et Cuell, 2017) et dans le bassin de la rivière Athabasca (Bonsal et Cuell, 2017). D'autres études sur la sécheresse dans la région des Prairies canadiennes ont mis en évidence des sécheresses périodiques pendant les années 1890, 1910, 1930, 1980 et au début des années 2000 (p. ex. Chipanshi et coll., 2006; Bonsal et Regier, 2007; Bonsal et coll., 2013). Du milieu à la fin des années 2000 à environ 2014, la région des Prairies a connu des conditions exceptionnellement humides, soulignant la forte variabilité dans cette région (p. ex. Bonsal et coll., 2017).

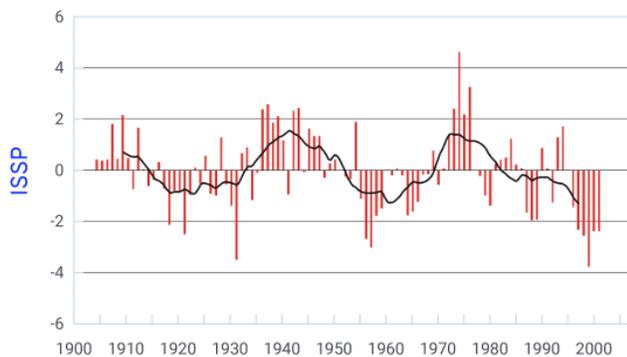
a) Kamloops, BC



b) Saskatoon, SK



c) Sherbrooke, QC



d) Yarmouth, NS

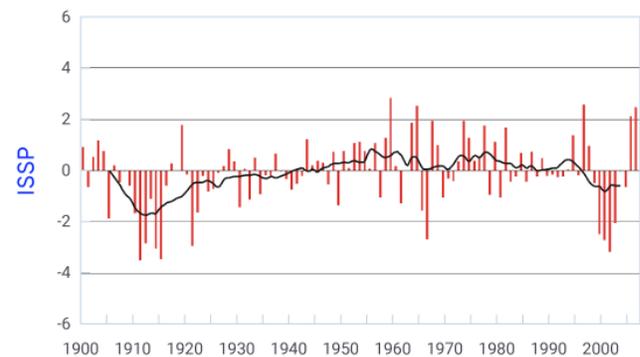


Figure 6.14: Indice annuel de sévérité de sécheresse de Palmer pour quatre endroits au Canada, 1900-2007

Valeurs de l'indice annuel de sévérité de sécheresse de Palmer (ISSP) de 1900 à 2007 pour (a) Kamloops (Colombie-Britannique), (b) Saskatoon (Saskatchewan), (c) Sherbrooke (Québec) et (d) Yarmouth (Nouvelle-Écosse). Les lignes solides représentent des moyennes sur 10 ans. Les valeurs positives indiquent des conditions plus humides, les valeurs négatives indiquent des conditions plus sèches.

SOURCE DE LA FIGURE : BONSAI ET COLL. (2011).

Dans d'autres régions du pays, le Code canadien de la sécheresse (basé sur la température maximale et les précipitations) a montré que la sévérité de la sécheresse au-dessus des régions de la forêt boréale du Sud du Canada était variable, sans tendance à long terme de 1913 à 1998 (Girardin et coll., 2004). Une analyse plus récente utilisant l'ISSP et l'indice de l'humidité du climat (différence entre les précipitations annuelles et l'évapotranspiration potentielle) a indiqué que, pour la zone boréale canadienne dans son ensemble, plusieurs régions ont connu un séchage important entre 1951 et 2010, mais il y avait aussi certaines zones avec un mouillage important (Wang et coll., 2014). Une analyse des épisodes de sécheresse du XX^e siècle (1920-1999) dans le Sud de l'Ontario a révélé des occurrences en 1930, 1933, 1934, 1936, 1963, 1998 et 1999, sans tendance à long terme (Klaassen, 2002). Les tendances pancanadiennes de l'évapotranspiration réelle de 1960 à 2000 ont montré des valeurs croissantes considérables dans 35 % des stations, principalement sur les côtes du Pacifique et de l'Atlantique et dans les zones des Grands Lacs laurentiens et du Saint-Laurent (Fernandes et coll., 2007). D'autres études ont révélé que les tendances annuelles de l'évapotranspiration réelle dans la région des Prairies étaient incohérentes (p. ex. Gan, 1998). L'évaporation et l'évapotranspiration estimative potentielle observées pour 11 sites de la région des Prairies, des années 1960 au début des années 2000, ont permis de déceler des tendances importantes décroissantes et croissantes à différents endroits. Dans l'ensemble, les endroits affichant une diminution de l'évapotranspiration potentielle étaient plus nombreux et se concentraient en juin et juillet (Burn et Hesch, 2006).

Aucune étude canadienne n'a tenté d'attribuer directement les tendances passées de la sécheresse aux changements climatiques anthropiques, bien qu'il y ait eu des recherches sur l'événement de la sécheresse extrême de 2015 dans l'Ouest du Canada. Les changements climatiques anthropiques ont accru la probabilité du printemps extrêmement chaud, mais aucune influence humaine n'a été décelée sur la tendance persistante de la sécheresse (Szeto et coll., 2016).

À ce jour, aucune étude pancanadienne sur les prévisions en matière de sécheresse n'a été réalisée. Il existe cependant plusieurs analyses à l'échelle régionale, la majorité se concentrant sur la région des Prairies et incorporant un ou plusieurs indices de sécheresse. Par exemple, les résultats de trois MCG CMIP3 incorporant des scénarios d'émissions élevées (A2), moyennes-élevées (A1B) et moyennes (B2) ont été utilisés pour projeter l'ISSP d'étés futurs (2011-2012) dans les prairies du Sud du Canada. Des sécheresses plus persistantes sont projetées, en particulier après 2040, et des sécheresses pluriannuelles de 10 ans ou plus devraient devenir plus probables (Bonsal et coll., 2013). De même, le modèle climatique régional canadien dans le cadre d'un scénario à émissions élevées (A2) prévoyait que de longues sécheresses de six à dix mois augmenteraient et deviendraient plus sévères au milieu du siècle dans le Sud du Manitoba et de la Saskatchewan et les pentes orientales des Rocheuses. Toutefois, dans la région des prairies nordiques, les longs épisodes de sécheresse seront moins graves et moins fréquents (PaiMazumder et coll., 2012). Un certain nombre d'autres études de la région des Prairies ont examiné les changements de sécheresse pour la période du milieu du siècle à l'aide de plusieurs modèles climatiques qui font partie du Programme régional nord-américain d'évaluation des changements climatiques (Mearns et coll., 2009). Pour la région du Sud des Prairies, les résultats obtenus dans le cadre d'un scénario à émissions élevées (A2) indiquent un risque global de sécheresse accru pour l'été comme pour l'hiver. Il y avait des différences considérables entre les modèles, avec des projections allant d'une augmentation substantielle de la sécheresse avec un degré plus élevé de variabilité d'une année à l'autre, à une absence relative de changement des conditions actuelles (Jeong et coll., 2014; Masud et coll., 2017; Bonsal et coll., 2017). Plus au nord, dans le bassin de la rivière Athabasca, les projections ont révélé un changement moyen vers une plus grande

sécheresse estivale, mais, encore une fois, il y avait une gamme importante parmi les modèles climatiques (Bonsal et Cuell, 2017). Les futurs changements annuels et estivaux selon le SPEI dans tous les bassins des cours d'eau de l'Ouest du Canada ont été évalués avec six MCG CMIP5 pour les périodes 2041-2070 et 2071-2100 (par rapport à 1971-2000) à l'aide de scénarios à émissions moyennes (RCP4.5) et à émissions élevées (RCP8.5). Les bassins versants du Sud ont connu une augmentation progressive du déficit hydrique annuel tout au long du XXI^e siècle, tandis que le contraire était vrai pour les bassins nordiques. Toutefois, pour l'été, tous les bassins des cours d'eau, sauf ceux de l'extrême nord, devraient connaître une diminution de la disponibilité de l'eau (voir la figure 6.15) (Dibike et coll., 2017). Douze MCG CMIP3 incorporant des scénarios à émissions moyennes (B1), moyennes-élevées (A1B) et élevées (A2) ont montré qu'à la fin du XXI^e siècle, les changements combinés des précipitations et de la température entraîneront des conditions généralement plus sèches dans une grande partie de la région de la forêt boréale de l'Ouest du Canada et à une plus grande probabilité de sécheresse. Cependant, certaines régions de l'Est pourraient devenir légèrement plus humides (Wang et coll., 2014).

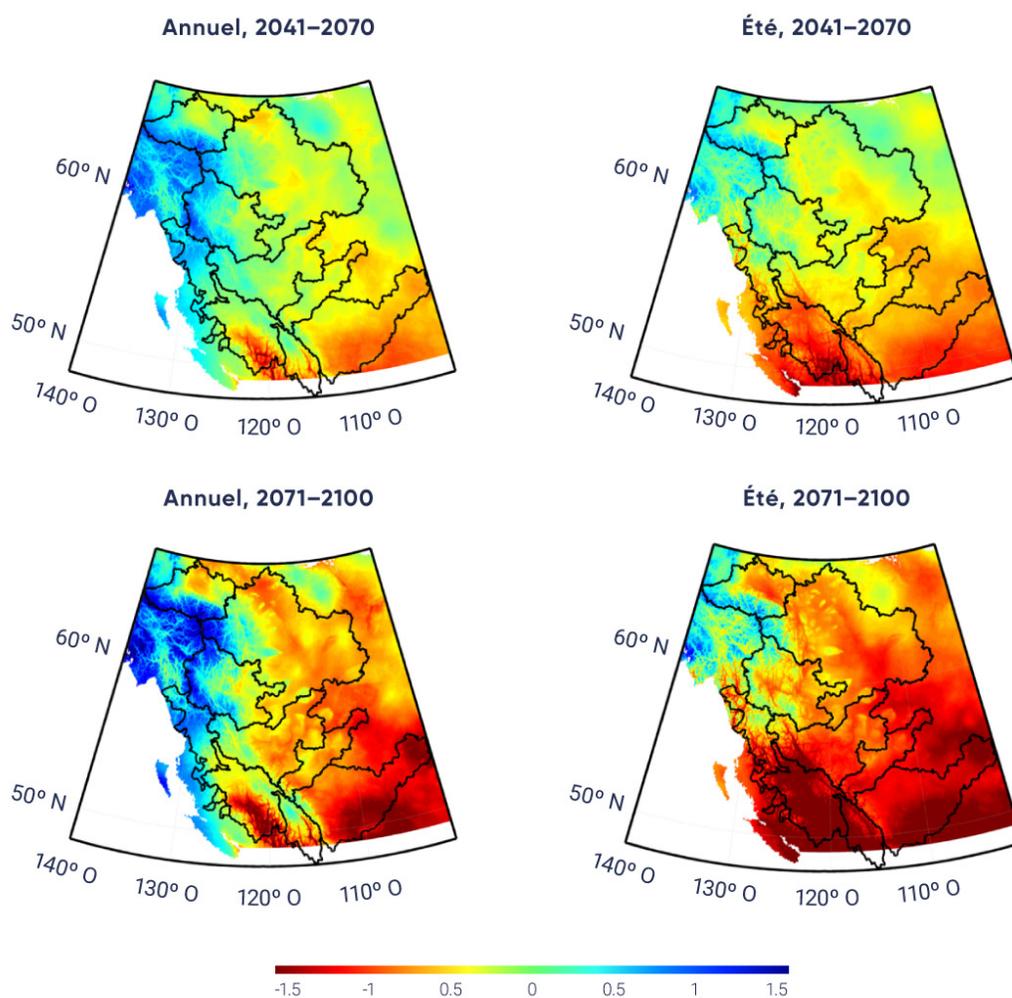


Figure 6.15: Changements dans l'indice normalisé annuel moyen d'évapotranspiration des précipitations pour les bassins hydrographiques de l'Ouest canadien

Variation de la moyenne annuelle de l'indice normalisé d'évapotranspiration des précipitations (SPEI) (à gauche) et estivale (juin-août) (à droite) entre la ligne de base (1971-2000) et 2041-2070 (en haut) et entre la ligne de base et 2071-2100 (en bas) pour les bassins hydrographiques de l'Ouest du Canada. Le SPEI est déterminé à

partir de la température et des précipitations provenant d'un ensemble de six MCG du CMIP5 selon un scénario à émissions élevées (RCP8.5). Les valeurs positives indiquent des conditions plus humides, les valeurs négatives indiquent des conditions plus sèches.

SOURCE DE LA FIGURE : DIBIKE ET COLL. (2017).

Ces prévisions sont compatibles avec d'autres études de l'Amérique du Nord et à l'échelle mondiale utilisant des indices de sécheresse similaires. À titre d'exemple, les projections de sécheresse utilisant de nombreux MCG du CMIP5 (scénario à émissions moyennes [RCP 4.5]) ont montré que la fréquence des conditions de sécheresse sévères à extrêmes devrait augmenter d'ici la fin du XXI^e siècle pour une grande partie du Sud du Canada, y compris le Sud-Est Colombie-Britannique, les Prairies et l'Ontario (mesurés par l'ISSP et l'humidité du sol) (Dai, 2012; Zhao et Dai, 2015, 2016). Des résultats semblables ont été projetés à l'aide de l'ISSP et du SPEI dans le cadre d'un scénario à émissions élevées (RCP 8.5) (Cook et coll., 2014; Touma et coll., 2015). Cela incluait des augmentations de l'amplitude et de la fréquence de la sécheresse sur l'Ouest, le centre et l'Est de l'Amérique du Nord, avec le plus grand changement dans les régions occidentales et centrales. La variabilité d'une année à l'autre de l'INP devrait augmenter d'ici la fin du siècle (2080-2099) dans diverses régions de l'Amérique du Nord, ce qui suggère des extrêmes plus prononcés. Cependant, ces résultats sont très incertains en raison de grandes différences entre les régions et parmi les 21 MCG du CMIP5 (Swain et Hayhoe, 2015). Bien qu'il y ait une cohérence générale quant à la probabilité accrue de sécheresse future au-dessus des régions continentales intérieures du Sud du Canada, il y a incertitude quant à l'ampleur de ces changements. Ceci est principalement dû aux insuffisances des indices qui estiment l'évapotranspiration potentielle, ce qui peut mener à une surestimation de l'intensité de la sécheresse (p. ex. Sheffield et coll., 2012; Trenberth et coll., 2014; Milly et Dunne, 2016).

Résumé de la section

Pour résumer, les relevés de l'humidité du sol directement mesurée et/ou télédéetectée ne sont pas assez longs pour évaluer les changements passés. Les effets des changements climatiques sur l'humidité du sol spécifiquement pour le Canada n'ont pas été étudiés, bien qu'il y ait eu quelques études à l'échelle mondiale. Les résultats ont révélé un consensus selon lequel l'humidité du sol en été diminuera à la fin de ce siècle dans des scénarios d'émissions moyennes à élevées dans plusieurs régions continentales intérieures du globe, y compris le Sud du Canada (intérieur de la Colombie-Britannique et le Sud des Prairies). Ce sont aussi les régions du Canada où les sécheresses devraient devenir plus fréquentes, en raison de l'évapotranspiration accrue causée par des températures plus élevées. Cependant, il y a une incertitude considérable dans les prévisions en matière d'humidité du sol en raison de la complexité des interactions entre les précipitations, l'évapotranspiration et la végétation, qui sont intrinsèquement difficiles à modéliser et qui sont simulées de diverses façons parmi les modèles individuels. Par conséquent, il n'y a qu'un *degré de confiance moyen* que l'humidité du sol d'été diminuera à l'avenir dans les régions intérieures du Sud du Canada.

Il y a eu plusieurs évaluations à l'échelle régionale de l'occurrence antérieure de la sécheresse, la majorité se concentrant sur la région des Prairies. Les résultats ont révélé que, pour la plupart, les sécheresses ont été caractérisées par des variations d'année en année et pluriannuelles (voir la figure 6.14). Cette constatation est conforme à l'évaluation des niveaux d'eau de surface (voir la section 6.3). Aucune étude pancanadienne sur les sécheresses futures n'est actuellement disponible, mais plusieurs ont été réalisées dans l'Ouest du Canada (principalement dans la région des Prairies). Il y a un accord entre ces études concernant l'augmentation de la fréquence et de l'intensité des sécheresses, en particulier à la fin du siècle selon les scénarios d'émissions plus élevées. Cela est conforme à plusieurs études de sécheresse à l'échelle mondiale qui ont principalement montré un potentiel de sécheresse accru en été sur les régions continentales de l'intérieur (y compris l'intérieur de la Colombie-Britannique et de la région du Sud des Prairies). Cependant, toutes ces études incorporent les indices de sécheresse selon lesquels les grandes augmentations de l'évapotranspiration potentielle (basées uniquement sur les changements de température futurs) étaient considérées comme la principale raison du séchage généralisé. Des approches utilisant l'évapotranspiration potentielle comme substitut à l'évapotranspiration réelle ne considèrent pas comment l'humidité du sol et la végétation peuvent limiter l'évapotranspiration et le développement ultérieur de la sécheresse. Par conséquent, ces études ont tendance à surestimer l'intensité des sécheresses futures, augmentant ainsi l'incertitude des prévisions en matière de sécheresse. En conséquence, il n'y a qu'un *degré de confiance moyen* relativement aux prévisions concernant la fréquence et l'intensité accrues des sécheresses au-dessus des régions intérieures du Sud du Canada (voir la FAQ 6.1).



6.5: Eau souterraine

Message clé

La complexité des systèmes d'eau souterraine et le manque d'information rendent difficile l'évaluation de l'évolution des niveaux des eaux souterraines depuis que les données sont recueillies. On s'attend à ce que les changements prévus à la température et aux précipitations influencent les niveaux d'eau souterraine futurs. Cependant, l'ampleur et même la direction du changement ne sont pas claires. La recharge printanière des aquifères dans la majeure partie du pays devrait se produire plus tôt à l'avenir, en raison de la fonte précoce des neiges (*degré de confiance moyen*).

Les eaux souterraines se composent d'eau qui se trouve sous la terre dans les fissures et les espaces dans le sol, le sable et la roche. Elles sont formées à partir des précipitations et des eaux de surface qui s'infiltrent dans le sol pour former des aquifères (un corps de roche saturée à travers laquelle l'eau peut facilement passer). Les eaux souterraines et de surface sont inextricablement interconnectées, car les eaux souterraines se déversent dans les rivières, les lacs, les zones humides et les réservoirs. Ainsi, la quantité et la disponibilité des eaux souterraines influencent l'eau de surface. De plus, l'eau souterraine joue un rôle important dans le maintien des écoulements de base de nombreuses rivières canadiennes (voir la section 6.2.1). Les eaux souterraines sont généralement mesurées à l'échelle locale (puits individuel) ou hydrographique (centaines de kilomètres carrés). Au Canada, les principales sources de données sont les organismes gouvernementaux provinciaux, qui détiennent des observations sur les niveaux des eaux souterraines, les registres des puits, les cartes hydrogéologiques et l'information sur l'extraction des eaux souterraines (CCME, 2010). Bien que les puits provinciaux représentent des données directes pour l'estimation de la recharge des aquifères, les données sont localisées et typiquement à court terme (environ 30 ans et aucune source de plus de 50 ans) (Rivard et coll., 2009). Les puits ne sont pas toujours situés près des stations climatiques et/ou d'écoulement fluvial, ce qui rend les comparaisons avec les conditions de surface difficiles et peut aussi être influencé par le prélèvement des eaux souterraines (Rivera et coll., 2004). Récemment, cependant, les aquifères à grande échelle ont été cartographiés à l'aide de la télédétection, une méthode qui a un grand potentiel (voir l'encadré 6.3). Les changements futurs dans les eaux souterraines sont évalués à l'aide de la production climatique (p. ex. précipitation et température de l'air de surface) de nombreux MCG incorporés à divers modèles d'eau souterraine et hydrologiques. Ces nombreux modèles et la complexité des systèmes d'eau souterraine donnent lieu à un degré élevé d'incertitude dans l'évaluation des changements futurs dans les eaux souterraines (p. ex. Smerdon, 2017).

Encadré 6.3: Surveillance des eaux souterraines depuis l'espace

La télédétection satellitaire est un puissant moyen de cartographier les aquifères et d'évaluer les ressources en eau souterraine. La recherche actuelle consiste à cartographier les eaux souterraines à l'aide des satellites de la Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE). Les satellites de la GRACE étaient actifs de mars 2002 à octobre 2017, et l'un de leurs principaux objectifs était de surveiller les changements dans le stockage de l'eau. Cette surveillance se poursuit avec le lancement d'un autre satellite de la GRACE en mai 2018. Au cours de la dernière décennie, plusieurs études ont cherché à analyser les changements dans le stockage de l'eau à l'aide des données de la GRACE à la meilleure résolution possible dans le temps et l'espace. Ressources naturelles Canada a divers projets expérimentaux visant à cartographier la variabilité des eaux souterraines dans le temps dans les grands bassins d'eau du pays à l'aide de données de la GRACE et d'autres mesures de la neige, de la glace, de l'eau de surface et de l'humidité du sol, ainsi que des mesures ponctuelles des eaux souterraines. Ces cartes fournissent une nouvelle vision nationale de l'eau souterraine dans son ensemble et ont servi à quantifier les changements récents dans

le stockage des eaux souterraines dans quatre régions canadiennes : le bassin des Grands Lacs laurentiens, l'Alberta, les montagnes Rocheuses orientales et le Canada dans son ensemble. Deux d'entre eux sont abordés ci-dessous.

Changements dans le stockage des eaux souterraines dans le bassin des Grands Lacs laurentiens

Les changements dans le stockage des eaux souterraines (SES) dans le bassin des Grands Lacs laurentiens ont été estimés pour la période 2002-2010 à l'aide des données de la GRACE et auxiliaires (voir la figure 6.16). Les changements moyens dans le SES révèlent des cycles annuels distincts, avec une ampleur de pointe à pointe d'environ 50 mm d'équivalent d'épaisseur d'eau (c.-à-d. une couche d'eau de 50 mm sur toutes les zones terrestres du bassin). Les pertes moyennes de SES étaient de 5,0 km³ par année pendant cette période (équivalent à 6,5 mm de perte d'eau souterraine par an sur toutes les zones terrestres du bassin) (Huang et coll., 2012). Cette tendance devrait être interprétée avec prudence, compte tenu de la courte période d'analyse et de l'incertitude dans les modèles utilisés pour les changements d'humidité du sol. D'autres observations de la GRACE sont nécessaires pour évaluer l'évolution à plus long terme du SES dans le bassin des Grands Lacs laurentiens.

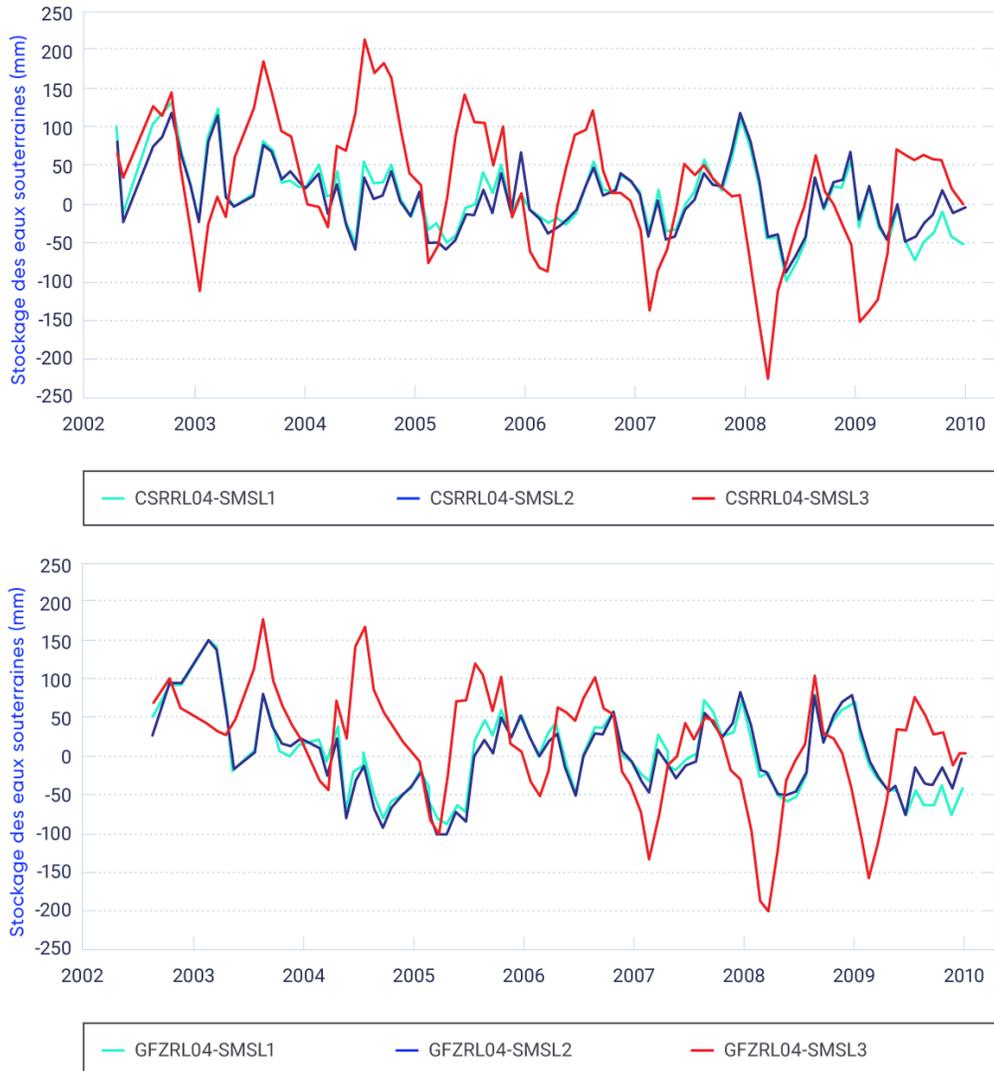


Figure 6.16: Variation du stockage des eaux souterraines dans le bassin des Grands Lacs laurentiens, 2002-2010

Le stockage des eaux souterraines (SES) dérivées mesuré par l'équivalent d'épaisseur d'eau au-dessus des terres du bassin des Grands Lacs en utilisant à l'aide de la version 04 (RL04) du Centre de recherche spatiale (CRS) (en haut) et la version 04 (RL04) du GeoForschungsZentrum (GFZ) (en bas) des modèles de la Gravity Recovery and Climate Experiment (GRACE). Chaque modèle comprend trois gisements d'eau de sol, de neige et de lac (SMSL) qui ont des modèles de surface terrestre différents.

SOURCE DE LA FIGURE : HUANG ET COLL. (2012)

Cartographie des variations de stockage des eaux souterraines en Alberta

Les données de la GRACE ont servi à représenter les modèles à grande échelle des variations de SES en Alberta pour la période de 2002 à 2014 (voir la figure 6.17) (Huang et coll., 2016). Le SES a montré une tendance positive qui a augmenté d'ouest en est. La tendance moyenne pour l'ensemble de la province était de 11 mm par année. Les variations en SES ont été validées à l'aide de puits provinciaux de surveillance des eaux souterraines et ont fait état d'associations prononcées. Cette tendance à court terme devrait être interprétée avec prudence, mais ces résultats sont prometteurs pour la surveillance future des eaux souterraines dans les prairies à l'aide de la GRACE.

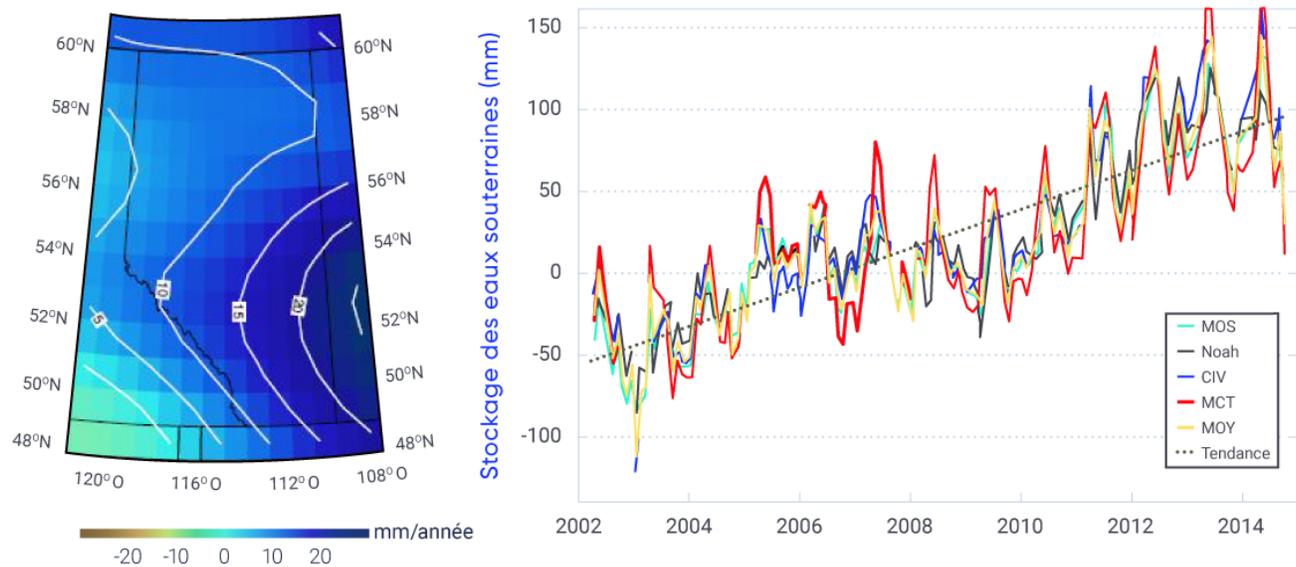


Figure 6.17: Tendances en matière d'entreposage des eaux souterraines en Alberta, de 2002 à 2014

Les tendances moyennes en matière de stockage des eaux souterraines (SES) en Alberta établies à l'aide de la version 05 du modèle gravitationnel mensuel de la GRACE pour la période d'avril 2002 à octobre 2014 (à gauche). La moyenne est déterminée à l'aide de quatre modèles terrestres du système mondial d'assimilation des données terrestres : Mosaic (MOS), Noah, Capacité d'infiltration variable (CIV) et Modèle communautaire des terres (MCT). La moyenne des séries chronologiques sur l'ensemble de la province pour chaque modèle (ainsi que la moyenne des quatre modèles [MOY]), et les tendances linéaires sont fournies sur la droite. Douze cartes des variations mensuelles moyennes du SES ont été produites à partir des 139 grilles de variation mensuelle des SES pour caractériser les variations annuelles en SES.

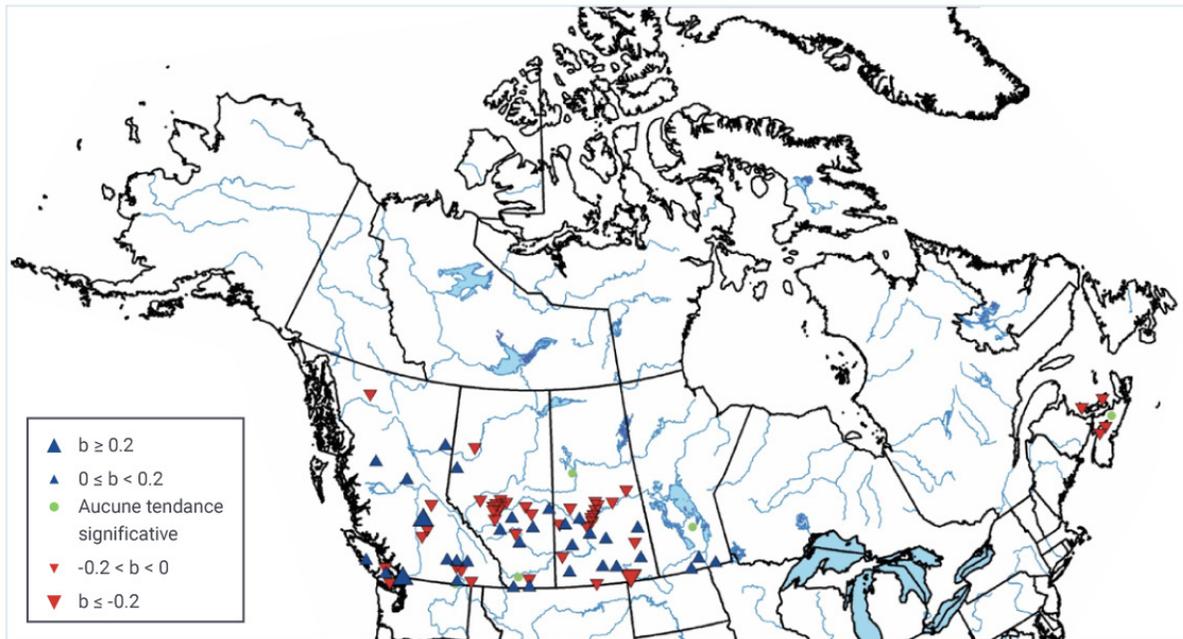
SOURCE DE LA FIGURE : HUANG ET COLL. (2016).

La recharge des eaux souterraines (reconstitution) se produit de plusieurs façons : par infiltration de l'eau de pluie et/ou de fonte des neiges, par l'échange de rivières ou de réservoirs, et par des dépressions dans le paysage alimentées par l'écoulement de surface (Allen et coll., 2014). La plupart des études considèrent la recharge comme un pourcentage des précipitations, mais le pourcentage varie considérablement, selon le climat de la région et les caractéristiques géologiques et hydriques de l'aquifère. Au Canada, les taux de recharge sont généralement de 65 % ou moins des précipitations annuelles (Rivera, 2014), mais ils sont difficiles à quantifier, surtout sur de grandes régions. La détermination de ces taux exige normalement de mesurer les précipitations puis d'effectuer un bilan hydrique en évaluant tous les autres flux d'eau de surface (ruissellement, évaporation et transpiration). Il y a des différences régionales marquées dans les estimations de recharge des eaux souterraines sur la masse continentale canadienne. Dans l'Est du Canada, elles varient entre 1 000 et 1 500 mm par année; dans la région des Prairies, entre 50 et 400 mm par année; et en Colombie-Britannique, de 500 à 2000 mm par année (bien qu'il existe une incertitude considérable) (Allen et coll., 2014). Il n'y a pas assez d'information pour estimer les taux de recharge pour le Nord du Canada.

L'écoulement des eaux souterraines (c.-à-d. la perte d'eau) se produit par écoulement vers un plan d'eau de surface, écoulement par des formations, ou pompage d'un puits. Dans les régions semi-arides, comme les Prairies canadiennes, l'évaporation ou l'évapotranspiration, directes de la nappe phréatique peu profonde, est le principal mécanisme pour la perte des eaux souterraines. La décharge des eaux souterraines est également difficile à quantifier, surtout dans les zones dominées par le pompage de puits ou l'évaporation.

Une seule étude des tendances des niveaux d'eau souterraine au Canada a été réalisée. Des analyses des données disponibles des puits provinciaux (138 avec des données de 30 ans et 53 avec 40 années de données, répartis sur six provinces) ont montré qu'environ 80 % des puits affichaient des tendances importantes (voir la figure 6.18). Des tendances mixtes ont généralement été observées dans la majeure partie de l'Ouest du Canada, tandis que, pour les provinces maritimes, les tendances décroissantes ont dominé le record de 30 ans. Dans l'ensemble, le nombre de tendances ascendantes et descendantes était similaire et, dans certains cas, les puits avoisinants affichaient des tendances opposées. Ce n'est pas surprenant, car certains puits sont plus touchés par le pompage que d'autres. Les auteurs ont déclaré que ces tendances étaient possiblement attribuables aux variations climatiques (p. ex. augmentation de pluie non compensée par une augmentation de l'évapotranspiration), mais aussi à des activités humaines (changements dans l'utilisation des terres, pompage, recharge artificielle) ou aux méthodes statistiques utilisées pour l'estimation des tendances (Rivard et coll., 2009).

30 années



40 années

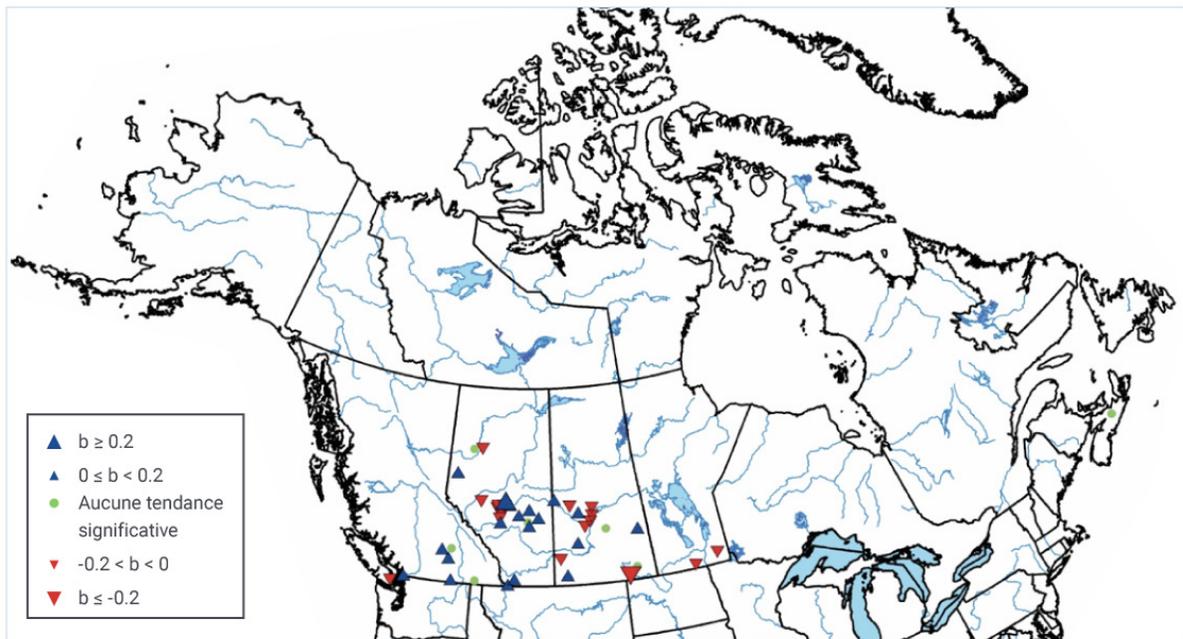


Figure 6.18: Tendances annuelles moyennes du niveau des eaux souterraines pour certaines régions du Canada

Tendances pour les niveaux annuels moyens d'eau souterraine pour les séries de 30 ans (1976-2005, haut) et de 40 ans (1966-2005, bas). Le « b » représente l'ampleur de la tendance en mètres par année. Les tendances significatives dénotent qu'il y a seulement 10 % de probabilité que de tels changements soient dus à la chance.

SOURCE DE LA FIGURE : MODIFIÉ DE RIVARD ET COLL. (2009).

Certaines études de cas ont comparé les niveaux des eaux souterraines avec les précipitations (c.-à-d. les périodes humides et sèches) et ont déterminé que les deux variables tendent à se refléter, les niveaux des eaux souterraines répondant aux précipitations après un certain temps, qui varie selon la région (p. ex. Chen et coll., 2002, 2004). Par exemple, la figure 6.19 fait état des précipitations annuelles à l'aéroport international James Armstrong Richardson de Winnipeg et des niveaux d'eau moyens de 24 puits d'eau souterraine dans la région de Winnipeg. Les eaux souterraines prennent environ 2,2 ans pour réagir (graphique supérieur). Si les précipitations annuelles sont devancées de 2,2 ans, les deux variables sont significativement corrélées (il y a seulement 5 % de probabilité que de tels changements soient dus à la chance) ($r = 0,85$, graphique inférieur). La température moyenne annuelle a eu une corrélation négative significative ($r = -0,72$) avec les niveaux d'eau souterraine (Chen et coll., 2004). Au cours des dernières décennies, la recharge annuelle dans un petit bassin hydrographique de la prairie en Alberta était significativement corrélée avec une combinaison de précipitations de saison de croissance (de mai à septembre) et de ruissellement de fonte des neiges (Hayashi et Farrow, 2014). Pour l'Est du Canada, la recharge des aquifères au Québec, au Nouveau-Brunswick et à l'Île-du-Prince-Édouard variait de façon semblable aux précipitations (au cours de la période 1960-2000), en particulier au site du Nouveau-Brunswick (Allen et coll., 2014). La relation était la plus répandue dans les délais à long terme (décennies), mais elle n'était pas uniforme au fil du temps. Par conséquent, certains éléments indiquent que la variabilité des précipitations peut influencer sur la recharge des eaux souterraines, les systèmes moins profonds répondant plus rapidement que les aquifères plus profonds (Allen et coll., 2014).

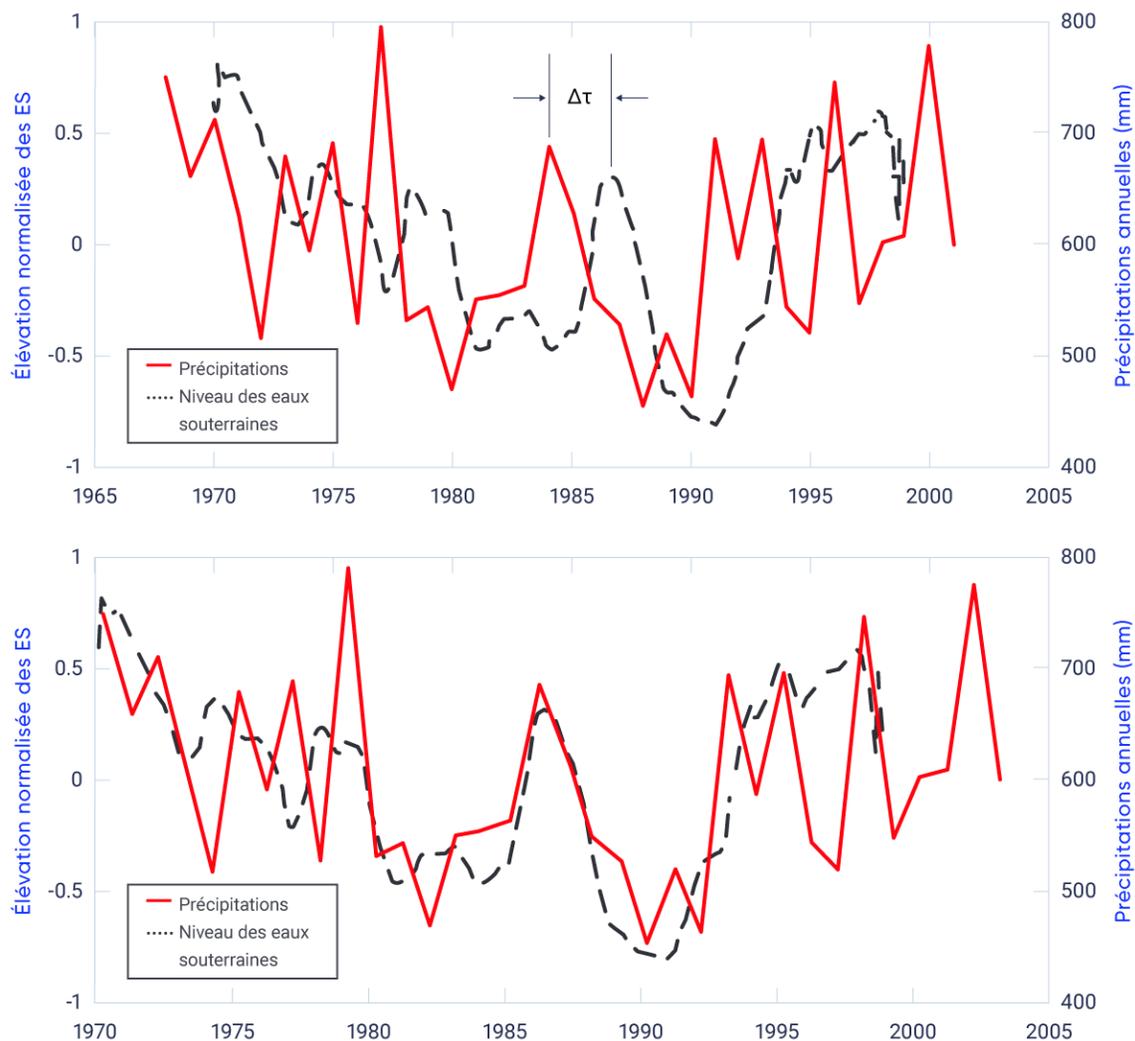


Figure 6.19: Précipitations et niveaux d'eau souterraine dans la région de Winnipeg, 1968-2003

Précipitation annuelle et niveaux moyens d'eau souterraine normalisés dans 24 puits de surveillance de la région de Winnipeg (Manitoba). Le graphique supérieur indique les valeurs réelles, tandis que le graphique inférieur fournit des valeurs avec des précipitations devancées de 2,2 ans (comme noté par le $\Delta\tau$ dans le graphique supérieur).

SOURCE DE LA FIGURE : ALLEN ET COLL. (2014).

Les changements futurs dans la température et les précipitations devraient modifier la recharge des eaux souterraines (en modifiant le ruissellement, l'évapotranspiration et les accumulations de neige). Plusieurs études ont examiné divers aspects des changements climatiques et de la recharge des eaux souterraines dans différentes régions du monde et ont souligné le grand degré d'incertitude dans la modélisation des recharges futures. À l'heure actuelle, il n'est pas possible de projeter clairement l'ampleur de la recharge future des eaux souterraines ou si elle va augmenter ou diminuer (par exemple, Rivard et coll., 2009; Smerdon, 2017). Il y a eu quelques études à l'échelle régionale sur les effets potentiels des changements climatiques sur les recharges futures (diverses périodes) dans l'ensemble du Canada, et elles montrent aussi un large éventail de résultats. Par exemple, dans le Centre-Sud de la Colombie-Britannique, une recharge plus élevée est prévue du printemps à l'été (Scibek et Allen, 2006) alors que, dans les aquifères peu profonds du Sud du Manitoba, la recharge peut diminuer, principalement en raison de la température croissante (Chen et coll., 2004). Pour l'ensemble de l'Ontario, les taux moyens de recharge prévus pour plusieurs bassins hydrographiques allaient d'augmentations de 32 % à des diminutions de 3 % (Southam et coll., 1999; Jyrkama et Sykes, 2007; Sultana et Coulibaly, 2011; Oni et coll., 2014; Nikolik et Simonovic, 2015; Motiee et McBean, 2017). Le Québec avait tendance à afficher des changements de recharge plus faibles, allant de diminutions de 10 % à des augmentations de 20 % (Sulis et coll., 2011, 2012; Bourgault et coll., 2014; Levison et coll., 2014a, 2014b; CEHQ, 2015; Lemieux et coll., 2015; Levison et coll., 2016), tandis que dans les provinces de l'Atlantique, les variations moyennes allaient de baisses de 8 % à des augmentations de 30 % (Kurylyk et MacQuarrie, 2013; Green et MacQuarrie, 2014; Kurylyk et coll., 2014; Rivard et coll., 2014). Dans la plupart de ces analyses de l'Est du Canada, on a systématiquement projeté une recharge précoce due à la fonte précoce des neiges.

Résumé de la section

Pour résumer, les niveaux d'eau souterraine sont difficiles à évaluer en raison de leur complexité dans le paysage canadien et des pressions humaines (p. ex. les prélèvements). La seule analyse à l'échelle nationale (pour les provinces où les données étaient disponibles) a permis de cerner des tendances croissantes et décroissantes des niveaux des eaux souterraines au cours des 30 à 40 dernières années. Dans certains cas, les puits voisins avaient des tendances opposées (voir la figure 6.18). Dans certaines études régionales, les changements observés dans les niveaux ont été reflétés dans les variations à long terme des précipitations et de la fonte des neiges, en particulier pour les aquifères peu profonds (voir la figure 6.19). Toutefois, les relations dans de nombreuses régions du pays n'ont pas été analysées et, par conséquent, il est difficile d'établir un lien direct climat-eau souterraine pour la période d'observation.

Quelques études ont évalué les effets des changements climatiques sur la recharge des eaux souterraines dans différentes régions du monde et ont souligné le grand degré d'incertitude dans la modélisation des recharges futures. Les études sur les changements climatiques au Canada ont révélé des augmentations et des diminutions. Ces études intègrent différents modèles de surface et d'eau souterraine, ainsi qu'une variété de modèles climatiques, de scénarios d'émissions et d'horizons temporels futurs. En outre, ils ne comprennent pas toutes les régions du pays, avec des lacunes notables dans le Nord du Canada. Étant donné qu'il existe des preuves d'une association entre les précipitations, la fonte des neiges et – dans une moindre mesure – la température, d'une part, et la recharge des eaux souterraines, de l'autre, il est prévu que les changements prévus dans ces variables influenceront sur les niveaux des eaux souterraines. Toutefois, en raison de la complexité et de l'absence de preuves cohérentes, il existe un degré élevé d'incertitude quant à l'ampleur et même à la direction du changement. En outre, l'ampleur des prélèvements futurs des eaux souterraines est inconnue, ce qui ajoute à l'incertitude. Néanmoins, de nombreuses études montrent un décalage saisonnier vers une recharge précoce en association avec la fonte des neiges plus précoce et, par conséquent, il y a un *degré de confiance moyen* que cette recharge printanière des aquifères dans la majeure partie du pays se produira plus tôt à l'avenir.

Références

Abdul Aziz, O.I. et Burn, D.H. « Trends and variability in the hydrological regime of the Mackenzie River Basin », *Journal of Hydrology*, vol. 319, 2006, pp. 282–294.

ACB (Association canadienne des barrages). « Dams in Canada », Association canadienne des barrages, Toronto, Ontario, 2016. <https://www.cda.ca/EN/Dams_in_Canada/EN/Dams_In_Canada.aspx?hkey=11c76c52-7794-4ddf-b541-584f9ea2dbe9>.

Adams, J.R., McNairn, H., Berg, A.A. et Champagne, C. « Evaluation of near-surface soil moisture data from an AAFC monitoring network in Manitoba, Canada: Implications for L-band satellite validation », *Journal of Hydrology*, vol. 521, 2015, pp. 582–592.

Allen, D., Hayashi, M., Nastev, M., Chen, Z. et Turner, B. « Recharge and Climate; Chapter 4 », dans *Canada's Groundwater Resources*, A. Rivera (éd), Fitzhenry & Whiteside Limited, Markham, Ontario, 2014, pp. 101–148.

Angel, J.R. et Kunkel, K.E. « The response of Great Lakes water levels to future climate scenarios with an emphasis on Lake Michigan-Huron », *Journal of Great Lakes Research*, vol. 36, 2010, pp. 51–58.

Argyilan, E.P. et Forman, S.L. « Lake level response to seasonal climatic variability in the Lake Michigan-Huron system from 1920 to 1995 », *Journal of Great Lakes Research*, vol. 29, 2003, pp. 488–500.

Arisz, H., Dalton, S., Scott, D. et Burrell, B.C. « Trends in New Brunswick hydrometric data » dans *Proceedings of the Annual Conference of the Canadian Society for Civil Engineering*, Ottawa, Ontario, 2011, pp. 2995–3005.

Assani, A.A., Landry, R. et Laurencelle, M. « Comparison of interannual variability modes and trends of seasonal precipitation and streamflow in Southern Quebec (Canada) », *River Research and Applications*, vol. 28, 2012, pp. 1740–1752.

Barnett, T.P., Adam, J.C. et Lettenmaier, D.P. « Potential Impacts of a warming climate on water availability in snow-dominated regions », *Nature*, vol. 438, 2005, pp. 303–309.

Bates, B.C., Kundzewics, Z.W., Wu, S. et Palutikof, J.P. « Climate Change and Water », Technical Paper of the Intergovernmental Panel on Climate Change, IPCC Secrétariat, Genève, Suisse, 2008, 210 p.

Bawden, A.J., Linton, H.C., Burn, D.H. et Prowse, T.D. « A spatiotemporal analysis of hydrological trends and variability in the Athabasca River region, Canada », *Journal of Hydrology*, vol. 509, 2014, pp. 333–342.

BCMOE (British Columbia Ministry of the Environment) « Indicators of Climate Change for British Columbia 2016 Update », British Columbia Ministry of the Environment, 2016. <http://www2.gov.bc.ca/assets/gov/environment/research-monitoring-and-reporting/reporting/envreportbc/archived-reports/climate-change/climatechangeindicators-13sept2016_final.pdf>.

Bell, J.E., Palecki, M.A., Baker, C.B., Collins, W.G., Lawrimore, J.H., Leeper, R.D., Hall, M.E., Kochendorfer, J., Meyers, T.P., Wilson, T. et Diamond, H.J. « U.S. Climate Reference Network soil moisture and temperature observations », *Journal of Hydrometeorology*, vol. 14, 2013, pp. 977–988.

- Beltaos S. « Effects of climate on mid-winter ice jams », *Hydrological Processes*, vol. 16, 2002, pp. 789–804.
- Beltaos, S., Prowse, T., Bonsal, B., Carter, T., MacKay, R., Romolo, L., Pietroniro, A. et Toth, B. « Climatic effects on ice-jam flooding of the Peace-Athabasca Delta », *Hydrological Processes*, vol. 20, 2006, pp. 4031–4050.
- Bennett, K.E., Werner, A.T. et Schnorbus, M. « Uncertainties in hydrologic and climate change impact analyses in headwater basins of British Columbia », *Journal of Climate*, vol. 25, 2012, pp. 5711–5730.
- Berg, A., Sheffield, J. et Milly, P.C.D « Divergent surface and total soil moisture projections under global warming », *Geophysical Research Letters*, vol. 44, 2016, pp. 236–244.
- Born, S.K. « Climate change impacts assessment and uncertainty analysis at the hydrology of a northern, data-sparse catchment using multiple hydrological models », Thèse de maîtrise, génie civil, Université du Manitoba, Winnipeg, 2012, 207 p., <<http://mspace.lib.umanitoba.ca/handle/1993/13692>>
- Bonsal, B.R. et Cuell, C. « Hydro-climatic variability and extremes over the Athabasca river basin: Historical trends and projected future occurrence », *Canadian Water Resources Journal*, vol. 42, 2017, pp. 315–335. doi:10.1080/07011784.2017.1328288
- Bonsal, B.R. et Regier, M. « Historical comparison of the 2001/2002 drought in the Canadian Prairies », *Climate Research*, vol. 33, 2007, pp. 229–242.
- Bonsal, B.R. et Shabbar, A. « Impacts of large-scale circulation variability on low streamflows over Canada: A review », *Canadian Water Resources Journal*, vol. 33, 2008, pp. 137–154.
- Bonsal, B.R., Aider, R. Gachon, P. et Lapp, S. « An Assessment of Canadian Prairie drought: Past, present, and future », *Climate Dynamics*, vol. 41, 2013, pp. 501–516.
- Bonsal, B.R., Cuell, C., Wheaton, E., Sauchyn, D.J. et Barrow E. « An assessment of historical and projected future hydro-climatic variability and extremes over southern watersheds in the Canadian Prairies », *International Journal of Climatology*, vol. 37, 2017, pp. 3934–3948. doi:10.1002/joc.4967
- Bonsal, B.R., Wheaton, E.E., Chipanshi, A., Lin, C., Sauchyn, D.J. et Wen, L. « Drought research in Canada: A review », *Atmosphere-Ocean*, vol. 49, 2011, pp. 303–319.
- Bourgault, M.A., Larocque, M. et Roy, M. « Simulation of aquifer-peatland-river interactions under climate change », *Hydrology Research*, vol. 45, 2014, pp. 425–440.
- Boyer, C., Chaumont, D., Chartier, I. et Roy, A.G. « Impact of climate change on the hydrology of St. Lawrence tributaries », *Journal of Hydrology*, vol. 384, 2010, pp. 65–83.
- Brabets, T.P. et Walvoord, M.A. « Trends in streamflow in the Yukon River Basin from 1944 to 2005 and the influence of the Pacific Decadal Oscillation », *Journal of Hydrology*, vol. 371, 2009, pp. 108–119.

Burn, D.H. « Climatic influences on streamflow timing in the headwaters of the Mackenzie River Basin », *Journal of Hydrology*, vol. 352, 2008, pp. 225–238.

Burn, D.H. et Hag Elnur, M.H. « Detection of hydrologic trends and variability », *Journal of Hydrology*, vol. 255, 2002, pp. 107–122.

Burn, D.H. et Hesch, N.M. « A comparison of trends in potential and pan evaporation for the Canadian Prairies », *Canadian Water Resources Journal*, vol. 31, 2006, pp. 173–184.

Burn D.H. et Whitfield, P.H. « Changes in floods and flood regimes in Canada », *Canadian Water Resources Journal*, vol. 41, 2016, pp. 139–150. doi: 10.1080/07011784.2015.1026844

Burn, D.H., Abdul Aziz, O.I. et Pietroniro, A. « A comparison of trends in hydrological variables for two watersheds in the Mackenzie River Basin », *Canadian Water Resources Journal*, vol. 29, 2004a, pp. 283–298.

Burn, D.H., Cunderlik, J.M. et Pietroniro, A. « Hydrological trends and variability in the Liard River basin », *Hydrological Sciences Journal*, vol. 49, 2004b, pp. 53–67.

Burn, D.H., Fan, L. et Bell, G. « Identification and quantification of streamflow trends on the Canadian Prairies », *Hydrological Sciences Journal*, vol. 53, 2008, pp. 538–549.

Burn, D.H., Sharif, M. et Zhang, K. « Detection of trends in hydrological extremes for Canadian watersheds », *Hydrological Processes*, vol. 24, 2010, pp. 1781–1790. doi: 10.1002/hyp.7625

Burn, D.H., Whitfield, P.H. et Sharif, M. « Identification of changes in floods and flood regimes in Canada using a peaks over threshold approach », *Hydrological Processes*, vol. 30, 2016, pp. 3303–3314. doi: 10.1002/hyp.10861

Bush, E.J., Loder, J.W., James, T.S., Mortsch, L.D. et Cohen, S.J. « Un aperçu des changements climatiques au Canada » dans *Vivre avec les changements climatiques au Canada : perspectives des secteurs relatives aux impacts et à l'adaptation*, F.J. Warren et D.S. Lemmen (éd.), Gouvernement du Canada, Ottawa, Ontario, 2014, pp. 23–64, <https://www.rncan.gc.ca/sites/www.rncan.gc.ca/files/earthsciences/pdf/assess/2014/pdf/Chapitre2-Apercu_Fra.pdf>

Buttle, J.M., Allen, D.M., Cassie, D., Davison, B., Hayashi, M., Peters, D.L., Pomeroy, J.W., Simonovic, S., St-Hilaire, A. et Whitfield, P.H. « Flood processes in Canada: regional and special aspects », *Canadian Water Resources Journal*, vol. 41, 2016, pp. 7–30. doi: 10.1080/07011784.2015.1131629

Canadian National Committee « Canadian survey on the water balance of lakes », dans *International Hydrological Decade Report*; Environment Canada, Ottawa, Ontario, 1975.

Canards illimités Canada. « Southern Ontario wetland conversion analysis: final report »; Canards illimités Canada; Barrie, Ontario, 2010, 23 p. <http://www.ducks.ca/assets/2010/10/duc_ontariowca_optimized.pdf>.

Carrera, M.L., Bélair, S. et Bilodeau, B. « The Canadian land data assimilation system (CaLDAS): Description and synthetic evaluation study », *Journal of Hydrometeorology*, vol. 16, 2015, pp. 1293–1314. doi: 10.1175/JHM-D-14-0089.1

CCME (Conseil canadien des ministres de l'environnement). *Review and assessment of Canadian groundwater resources, management, current research mechanisms and priorities*, Conseil canadien des ministres de l'environnement, 2010. <http://www.ccme.ca/files/Reources/water/groundwater/gw_phase1_smry_en_1.1.pdf>.

CEHQ (Centre d'Expertise Hydrique Québec). *Atlas hydroclimatique du Québec méridional: Impact des changements climatiques sur les régimes de crue, d'étiage et d'hydraulicité à l'horizon 2050*, Centre d'expertise hydrique du Québec, Québec, Québec, 2015, 81 p. <https://www.cehq.gouv.qc.ca/hydropetrie/atlas/Atlas_hydroclimatique_2015.pdf>

Champagne, C., Berg, A.A., McNairn, H., Drewitt, G. et Huffman, T. « Evaluation of soil moisture extremes for agricultural productivity in the Canadian prairies », *Agricultural and Forest Meteorology*, vol. 165, 2012, pp. 1–11.

Champagne, C., McNairn, H. et Berg, A.A. « Monitoring agricultural soil moisture extremes in Canada using passive microwave remote sensing », *Remote Sensing of Environment*, vol. 115, 2011, pp. 2434–2444.

Champagne, C., Rowlandson, T., Berg, A., Burns, T., L'Heureux, J., Tetlock, E., Adams, J.R., McNairn, H., Toth, B. et Itenfisu, D. « Satellite surface soil moisture from SMOS and Aquarius: Assessment for applications in agricultural landscapes », *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, vol. 45, 2016, pp. 143–154.

Chan, S.K., Bindlish, R., O'Neill, P.E., Njoku, E., Jackson, T., Colliander, A., Chen, F., Burgin, M., Dunbar, S., Piepmeier, J., Yuch, S., Entekhabi, D., Cosh, M.H., Caldwell, T., Walker, J., Wu, X., Berg, A., Rowlandson, T., Pacheco, A., McNairn, H., Thibeault, M., Martinez-Fernandez, J., Gonzalez-Zamora, A., Seyfried, M., Bosch, D., Starks, P., Goodrich, D., Prueger, J., Palecki, M., Small, E.E., Zreda, M., Calvet, J.C., Crow, W. et Kerr, Y. « Assessment of the SMAP passive soil moisture product », *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 54, 2016, pp. 4994–5007.

Chen, J., Brissette, F.P., Poulin, A. et Leconte, R. « Overall uncertainty study of the hydrological impacts of climate change for a Canadian watershed », *Water Resources Research*, vol. 47, 2011. doi: 10.1029/2011WR010602

Chen, Z., Grasby, S. et Osadetz, K. « Predicting groundwater variation from climatic variables: an empirical model », *Journal of Hydrology*, vol. 260, 2002, pp. 102–117.

Chen, Z., Grasby, S. et Osadetz, K. « Relation between climate variability and groundwater levels in the upper carbonate aquifer, southern Manitoba, Canada », *Journal of Hydrology*, vol. 290, 2004, pp. 43–62.

Chipanshi, A.C., Findlater, K.M., Hadwen, T. et O'Brien, E.G. « Analysis of consecutive droughts on the Canadian Prairies », *Climate Research*, vol. 30, 2006, pp. 175–187.

CMI [Commission mixte internationale]. Problèmes et conditions extrêmes créés par les crues du lac Ontario et du fleuve Saint Laurent 2017. <<https://www.ijc.org/fr/problemes-et-conditions-extremes-crees-par-les-crues-du-lac-ontario-et-du-fleuve-saint-laurent-0>>.

- Cohen, S., Koshida, G. et Mortsch, L. « Climate and water availability indicators in Canada: Challenges and a way forward. Part III – Future scenarios », *Canadian Water Resources Journal*, vol. 40, 2015, pp. 160–173.
- Colliander, A., Jackson, T.J., Bindlish, R. Chan, S., Das, N., Kim, S.B., Cosh, M.H., Dunbar, R.S., Dang, L., Pashaian, L., Asanuma, J., Aida, K., Berg, A., Rowlandson, T., Bosch, D., Caldwell, T., Caylor, K., Goodrich, D., al Jassar, H., Lopez-Baeza, E., Martínez-Fernandez, J., Gonzalez-Zamora, A., Livingston, S., McNairn, H., Pacheco, A., Moghaddam, M., Montzka, C., Notarnicola, C., Niedrist, G., Pellarin, T., Prueger, J., Pulliainen, J., Rautiainen, K., Ramos, J., Seyfried, M., Starks, P., Su, Z., Zeng, Y., van der Velde, R., Thibeault, M., Dorigo, W., Vreugdenhil, M., Walker, J.P., Wu, X., Monerris, A., O'Neill, P.E., Entekhabi, D., Njoku, E.G. et Yueh, S. « Validation of SMAP surface soil moisture products with core validation sites », *Remote Sensing of Environment*, vol. 191, 2017, pp. 215–231.
- Cook, B.I., Smerdon, J.E., Seager, R. et Coats, S. « Global Warming and 21st Century Drying », *Climate Dynamics*, vol. 43, 2014, pp. 2607–2627.
- Cunderlik, J.M. et Ouarda, T.M.B.J. « Trends in the timing and magnitude of floods in Canada », *Journal of Hydrology*, vol. 375, 2009, pp. 471–480.
- Dai, A. « Characteristics and trends in various forms of the Palmer Drought Severity Index during 1900–2008 », *Journal of Geophysical Research*, vol. 116, 2011, D12115. doi: 10.1029/2010JD015541
- Dai, A. « Increasing Drought under Global Warming in Observations and Models », *Nature Climate Change*, vol. 3, 2012, pp. 52–58.
- DeBeer, C.M., Wheeler, H.S., Carey, S.K. et Chun, K.P. « Recent, climatic, cryospheric, and hydrological changes over the interior of western Canada: A review and synthesis », *Hydrology and Earth System Sciences*, vol. 20, 2016, pp. 1573–1598.
- Déry, S.J. et Wood, E.F. « Teleconnection between the Arctic Oscillation and Hudson Bay river discharge », *Geophysical Research Letters*, vol. 31, 2004, L18205. doi: 10.1029/2004GL020729
- Déry, S.J., Hernández-Henríquez, M.A., Owens, P.N., Parkes, M.W. et Petticrew, E.L. « A century of hydrological variability and trends in the Fraser River Basin », *Environmental Research Letters*, vol. 7, 2012, 024019. doi:10.1088/1748-9326/7/2/024019
- Déry, S.J., Mlynowski, T.J., Hernández-Henriquez, M.A. et Straneo, F. « Interannual variability and interdecadal trends in Hudson Bay streamflow », *Journal of Marine Systems*, vol. 88, 2011, pp. 341–351.
- Déry, S.J., Stadnyk, T.A., MacDonald, M.K. et Gaudi-Sharma, B. « Recent trends and variability in river discharge across northern Canada », *Hydrology and Earth System Sciences*, vol. 20, 2016, pp. 4801–4818.
- Déry, S.J., Stahl, K., Moore, R.D., Whitfield, P.H., Menounos, B. et Burford, J.E. « Detection of runoff timing changes in pluvial, nival, and glacial rivers of western Canada », *Water Resources Research*, vol. 45, 2009, W04426. doi:10.1029/2008WR006975
- Dibike, Y.D., Prowse, T.D., Bonsal, B.R. et O'Neil, H.C.L. « Implications of future climate on water availability in the western Canadian river basins », *International Journal of Climatology*, vol. 37, 2017, pp. 3247–3263.

Donohue, R.J., McVicar, T.R. et Roderick, M.L. « Assessing the ability of potential evaporation formulations to capture the dynamics in evaporative demand within a changing climate », *Journal of Hydrology*, vol. 386, 2010, pp. 186–197.

Doringo, W.A., Wagner, W., Hohensinn, R., Hahn, S., Paulik, C., Xaver, A., Gruber, A., Drusch, M., Mecklenburg, S., van Oevelen, P., Robock, A. et Jackson, T. « The international soil moisture network: a data hosting facility for global in situ soil moisture measurements », *Hydrology and Earth System Sciences*, vol. 15, 2011, pp. 1675–1698.

Duguay, C., Ernou, Y. et Hawkings, J. « SAR and optical satellite observations of ice covered thermokarst lakes, Old Crow Flats, Yukon Territory », présentation au 56th Eastern Snow Conference, Fredericton, Nouveau-Brunswick, Canada, 1999.

Dumanski, S., Pomeroy, J.W. et Westbrook, C.J. « Hydrological regime changes in a Canadian Prairie basin », *Hydrological Processes*, vol. 29, 2015, pp. 3893–3904.

EBNFLO Environmental and AquaResource Inc. « Guide for assessment of hydrologic effects of climate change in Ontario », le ministère des Richesses naturelles et le ministère de l'Environnement de l'Ontario en partenariat avec Credit Valley Conservation, 2010. <https://www.researchgate.net/profile/Linda_Mortsch/publication/309565142_Guide_for_assessment_of_hydrologic_effects_of_climate_change_in_Ontario/links/58adeba892851cf7ae85b0db/Guide-for-assessment-of-hydrologic-effects-of-climate-change-in-Ontario.pdf>.

ECCC (Environnement et changements climatiques Canada). « Water level and flow », Environnement et changements climatiques Canada, 2017. <<https://wateroffice.ec.gc.ca/>>.

Ehsanzadeh, E. et Adamowski, K. « Detection of trends in low flows across Canada », *Canadian Water Resources Journal*, vol. 32, 2007, pp. 251–264.

ÉIGLA [Étude internationale sur les Grands Lac d'amont]. « Lake Superior regulation: Addressing uncertainty in upper Great Lakes water levels », Rapport final à la Commission mixte internationale, 2012, 215 p.

El-Jabi, N., Turkkan, N. et Caissie, D. « Regional climate index for floods and droughts using Canadian Climate Model (CGCM3.1) », *American Journal of Climate Change*, vol. 2, 2013, pp. 106–115.

Eum, H., Dibike, Y. et Prowse, T. « Climate-induced alteration of hydrologic indicators in the Athabasca River Basin, Alberta, Canada », *Journal of Hydrology*, vol. 544, 2017, pp. 327–342.

Famiglietti, J.S., Ryu, D., Berg, A., Rodell, M. et Jackson, T.J. « Field observations of soil moisture availability across scales », *Water Resources Research*, vol. 44, 2008, W01423. doi:10.1029/2006WR005804

Fernandes, R., Korolevych, V. et Wang, S. « Trends in land evapotranspiration over Canada for the period 1960–2000 based on in situ climate observations and a land surface model », *Journal of Hydrometeorology*, vol. 8, 2007, pp. 1016–1030.

Fleming, S.W. « Signal-to-noise ratios of geophysical and environmental time series », *Environmental and Engineering Geoscience*, vol. 16, 2010, pp. 389–399.

Fleming, S.W. et Clarke, G.K.C. « Glacial control of water resource and related environmental responses to climatic warming: Empirical analysis using historical streamflow data from Northwestern Canada », *Canadian Water Resources Journal*, vol. 28, 2003, pp. 69–86.

Fleming, S.W. et Weber, F.A. « Detection of long-term change in hydroelectric reservoir inflows: Bridging theory and practice », *Journal of Hydrology*, vol. 470, 2012, pp. 36–54.

Forbes, K.A., Kienzle, S.W., Coburn, C.A., Byrne, J.M. et Rasmussen, J. « Simulating the hydrological response to predicted climate change on a watershed in southern Alberta, Canada », *Climatic Change*, vol. 105, 2011, pp. 555–576.

Fournier, R.A., Grenier, M., Lavoie, A. et Hélie, R. « Towards a strategy to implement the Canadian Wetland Inventory using satellite remote sensing », *Canadian Journal of Remote Sensing*, vol. 33, 2007, pp. S1–S16.

Gan, T.Y. « Hydroclimatic trends and possible climatic warming in the Canadian Prairies », *Water Resources Research*, vol. 34, 1998, pp. 3009–3015.

Ghanbari, R.N. et Bravo, H.R. « Coherence between atmospheric teleconnections, Great Lakes water levels, and regional climate », *Advances in Water Resources*, vol. 31, 2008, pp. 1284–1298.

Girardin, M.P., Tardif, J., Flannigan, M.D., Wotton, B.M. et Bergeron, Y. « Trends and periodicities in the Canadian drought code and their relationships with atmospheric circulation for the southern boreal forest », *Canadian Journal of Forest Research*, vol. 34, 2004, p. 103–119.

GLERL [Great Lakes Environmental Research Laboratory] « GLERL Great Lakes monthly hydrologic data (1860–Recent) », 2017. <https://www.glerl.noaa.gov/pubs/tech_reports/glerl-083/UpdatedFiles/>.

Gouvernements fédéral, provinciaux et territoriaux du Canada. *Biodiversité canadienne : état et tendances des écosystèmes*, 2010, Conseils canadiens des ministres des ressources, Ottawa, Ontario, 2010, 142 p.

Green, N.R. et MacQuarrie, K.T.B. « An evaluation of the relative importance of the effects of climate change and groundwater extraction on seawater intrusion in coastal aquifers in Atlantic Canada », *Hydrogeology Journal*, vol. 22, 2014, pp. 609–623.

Grillakis, M.G., Koutroulis, A.G. et Tsanis, I.K. « Climate change impact on the hydrology of Spencer Creek watershed in Southern Ontario, Canada », *Journal of Hydrology*, vol. 409, 2011, pp. 1–19.

Gronewold, A.D., Bruxer, J., Durnford, D., Smith, J.P., Clites, A.H., Seglenieks, F., Qian, S.S., Hunter, T.S. et Fortin, V. « Hydrological drivers of record-setting water level rise on Earth's largest lake system », *Water Resources Research*, vol. 52, 2016, pp. 4026–4042. doi:10.1002/2015WR018209

Guay C., Minville M. et Braun M. « A global portrait of hydrological changes at the 2050 horizon for the province of Quebec », *Canadian Water Resources Journal*, vol. 40, 2015, pp. 285–302.

- Hanrahan, J.L., Kravtsov, S.V. et Roebber, P.J. « Connecting past and present climate variability to the water levels of Lakes Michigan and Huron », *Geophysical Research Letters*, vol. 37, 2010, L01701. doi:10.1029/2009GL041707
- Harma, K. J., Johnson, M.S. et Cohen, S.J. « Future water supply and demand in the Okanagan basin, British Columbia: A scenario-based analysis of multiple, interacting stressors », *Water Resources Management*, vol. 26, 2012, pp. 667–689.
- Harvey, K.D., Pilon, P.J. et Yuzyk, T.R. « Canada's Reference Hydrometric Basin Network (RHBN) », dans *Proceedings of the Canadian Water Resources Association 51st Annual Conference, Partnerships in Water Resources Management*, Nova Scotia, Canada, 1999.
- Hayashi, M. et Farrow, C.R. « Watershed-scale response of groundwater recharge to inter-annual and inter-decadal variability in precipitation (Alberta, Canada) », *Hydrogeology Journal*, vol. 22, 2014, pp. 1825–1839.
- Hayashi, M., Jackson, J.F. et Xu, L. « Application of the versatile soil moisture budget model to estimate evaporation from prairie grassland », *Canadian Water Resources Journal*, vol. 35, 2010, pp. 187–208.
- Hayhoe, K., VanDorn, J., Croley, T., Schlegal, N. et Wuebbles, D. « Regional climate change projections for Chicago and the US Great Lakes », *Journal of Great Lakes Research*, vol. 36, 2010, pp. 7–21.
- Hernández-Henríquez, M.A., Sharma, A.R. et Déry, S.J. « Variability and trends in runoff in the rivers of British Columbia's Coast and Insular Mountains », *Hydrological Processes*, vol. 31, 2017, pp. 3269–3282.
- Hidalgo, H.G., Das, T., Dettinger, M.D., Cayan, D.R., Pierce, D.W., Barnett, T.P., Bala, G., Mirin, A., Wood, A.W., Bonfils, C., Santer, B.D. et Nozawa, T. « Detection and attribution of streamflow timing changes to climate change in the western United States », *Journal of Climate*, vol. 22, 2009, pp. 3838–3855.
- Hinzman, L.D., Bettez, N.D., Bolton, W.R., Chapin, F.S., Dyurgerov, M.B., Fastie, C.L., Griffith, B., Hollister, R.D., Hope, A., Huntington, H.P., Jensen, A.M., Jia, G.L., Jorgenson, T., Kane, D.L., Klein, D.R., Kofinas, G., Lynch, A.H., Lloyd, A.H., McGuire, A.D., Nelson, F.E., Thomas, W.C., Osterkamp, E., Racine, C.H., Romanovsky, V.E., Stone, R.S., Stow, D.A., Sturm, M., Tweedie, C.E., Vourlitis, G.L., Walker, M.D., Walker, D.A., Webber, P.J., Welker, J.M., Winker, K.S. et Yoshikawa, K. « Evidence and implications of recent climate change in northern Alaska and other Arctic regions », *Climatic Change*, vol. 72, 2005, pp. 251–298.
- Houghton, J. « *Global Warming: The Complete Briefing* (3rd edition) », Cambridge University Press, Cambridge, Royaume Uni, 2004, 351 p.
- Huang, J., Halpenny, J., van der Wal, W., Klatt, C., James, T.S. et Rivera, A. « Detectability of groundwater storage change within the Great Lakes Water Basin using GRACE », *Journal of Geophysical Research*, vol. 117, 2012. doi:10.1029/2011JB008876
- Huang, J., Pavlic, G., Rivera, A., Palombi, D. et Smerdon, B. « Mapping groundwater storage variations with GRACE: a case study in Alberta, Canada », *Hydrogeology Journal*, vol. 24, 2016, pp. 1663–1680.

Islam, S.U., Déry, S.J. et Werner, A.T. « Future climate change impacts on snow and water resources of the Fraser River Basin, British Columbia », *Journal of Hydrometeorology*, vol. 18, 2017, pp. 473–496.

Jeong, D.I. et Sushama, L. « Rain-on-snow events over North America based on two Canadian regional climate models », *Climate Dynamics*, vol. 50, 2018, pp. 303–316.

Jeong, D.I., Sushama, L. et Khaliq, M.N. « The role of temperature in drought projections over North America », *Climatic Change*, vol. 127, 2014, pp. 289–303.

Jones, N.E., Petreman, I.C. et Schmidt, B.J. « High flows and freshet timing in Canada: Observed trends », Climate Change Research Report CCRR-42, Ontario Ministry of Natural Resources and Forestry, Science and Research Branch, Peterborough, Ontario, 2015. <http://www.climateontario.ca/MNR_Publications/CCRR42.pdf>.

Jyrkama, M.I. et Sykes, J.F. « The impact of climate change on spatially varying groundwater recharge in the Grand River watershed (Ontario) », *Journal of Hydrology*, vol. 338, 2007, pp. 237–250.

Kang, D.H., Gao, H., Shi, H., Islam, S. et Dery, S.J. « Impacts of a rapidly declining mountain snowpack on streamflow timing in Canada's Fraser River basin », *Scientific Reports*, vol. 6, 2016. doi:10.1038/srep19299

Kerkhoven, E. et Gan, T.Y. « Differences and sensitivities in potential hydrologic impact of climate change to regional-scale Athabasca and Fraser River basins of the leeward and windward sides of the Canadian Rocky Mountains respectively », *Climatic Change*, vol. 106, 2011, pp. 583–607.

Khaliq, M.N., Ouarda, T.B.M.J., Gachon, P. et Sushama, L. « Temporal evolution of low-flow regimes in Canadian rivers », *Water Resources Research*, vol. 44, 2008. doi:10.1029/2007WR006132

Kienzle, S.W., Nemeth, M.W., Byrne, J.M. et MacDonald, R.J. « Simulating the hydrological impacts of climate change in the upper North Saskatchewan River basin, Alberta, Canada », *Journal of Hydrology*, vol. 412–413, 2012, pp. 76–89.

Klaassen, J. « A climatological assessment of major 20th century drought in southern Ontario, Canada », Proceedings of the 13th Conference on Applied Climatology, 13–16 May 2002; American Meteorological Society, Portland, Oregon, 2002.

Kurylyk, B.L. et MacQuarrie, K.T.B. « The uncertainty associated with estimating future groundwater recharge: A summary of recent research and an example from a small unconfined aquifer in a northern humid-continental climate », *Journal of Hydrology*, vol. 492, 2013, pp. 244–253.

Kurylyk, B.L., MacQuarrie, K.T.B. et Voss, C.I. « Climate change impacts on the temperature and magnitude of groundwater discharge from shallow, unconfined aquifers », *Water Resources Research*, vol. 50, 2014, pp. 3253–3274.

Lantz, T.C. et Turner, K.W. « Changes in lake area in response to thermokarst processes and climate in Old Crow Flats, Yukon », *Journal of Geophysical Research: Biogeosciences*, vol. 120, 2015, pp. 513–524.

Lapp, S., Sauchyn, D.J. et Toth, B. « Constructing scenarios of future climate and water supply for the SSRB: Use and limitations for vulnerability assessment », *Prairie Forum*, vol. 34, 2009, pp. 153–180.

Lemieux, J.M., Hassaoui, J., Molson, J., Therrien, R., Therrien, P., Chouteau, M. et Ouellet, M. « Simulating the impact of climate change on the groundwater resources of the Magdalen Islands, Québec, Canada », *Journal of Hydrology: Regional Studies*, vol. 3, 2015, pp. 400–423.

Lesack, L.F.W. et Marsh, P., «River-to-lake connectivities, water renewal, and aquatic habitat diversity in the Mackenzie River Delta», *Water Resources Research*, vol. 46, 2010. doi:10.1029/2010WR009607

Levison, J., Larocque, M., Fournier, V., Gagné, S., Pellerin, S. et Ouellet, M.A. « Dynamics of a headwater system and peatland under current conditions and with climate change », *Hydrological Processes*, vol. 28, 2014a, pp. 4808–4822.

Levison, J., Larocque, M. et Ouellet, M.A. « Modeling low-flow bedrock springs providing ecological habitats with climate change scenarios », *Journal of Hydrology*, vol. 515, 2014b, pp. 16–28.

Levison, J., Larocque, M., Ouellet, M.A., Ferland, O. et Poirier, C. « Long-term trends in groundwater recharge and discharge in a fractured bedrock aquifer – past and future conditions », *Canadian Water Resources Journal*, vol. 41, 2016, pp. 500–514.

Liu, A.Q., Mooney, C., Szeto, K., Thériault, J.M., Kochtubajda, B., Stewart, R.E., Boodoo, S., Goodson, R., Li, Y. et Pomeroy, J. « The June 2013 Alberta Catastrophic Flooding Event: Part 1—Climatological aspects and hydrometeorological features », *Hydrological Processes*, vol. 30, 2016, pp. 4899–4916.

Loukas, A., Vasiliades, L. et Dalezios, N.R. « Flood producing mechanisms identification in southern British Columbia, Canada », *Journal of Hydrology*, vol. 227, 2000, pp. 218–235.

Loukas, A., Vasiliades, L. et Dalezios, N.R. « Climatic impacts on the runoff generation processes in British Columbia, Canada », *Hydrology and Earth System Sciences*, vol. 6, 2002, pp. 211–227.

MacDonald, D.D., Levy, D.A., Czarnecki, A., Low, G. et Richea, N. « State of the Aquatic Knowledge of Great Bear Watershed », Préparé pour: Water Resources Division Indian and Northern Affairs Canada, Yellowknife, Northern Territory, 2004. <<http://www.dfo-mpo.gc.ca/Library/278592.pdf>>.

MacKay, M. et Seglenieks, F. « On the simulation of Laurentian Great Lakes water levels under projections of global climate change », *Climatic Change*, vol. 117, 2013, pp.55–67.

Mareuil, A., Leconte, R., Rissette, F. et Minville, M. « Impacts of climate change on the frequency and severity of floods in the Châteauguay River basin, Canada », *Canadian Journal of Civil Engineering*, vol. 34, 2007, pp. 1048–1060.

Marsh P. et Lesack L. « The hydrologic regime of perched lakes in the Mackenzie Delta: Potential responses to climate change », *Limnology and Oceanography*, vol. 41, 1996, pp. 849–856.

Marsh, P., Russell, M., Pohl, S., Haywood, H. et Onclin, C. « Changes in thaw lake drainage in the Western Canadian Arctic from 1950 to 2000 », *Hydrological Processes*, vol. 23, 2009, pp. 145–158.

Masud, M.B., Khaliq, M.N. et Wheeler, H.S. « Future changes to drought characteristics over the Canadian Prairie Provinces based on NARCCAP multi-RCM ensemble », *Climate Dynamics*, vol. 48, 2017, pp. 2685–2705.

McCabe, G.J. et Wolock, D.M. « Variability and trends in global drought », *Earth and Space Science*, vol. 2, 2015, pp. 223–228.

McKee, T.B., Doeskin, N.J. et Kleist, J. « The relationship of drought frequency and duration to time scales », *Proceedings of the 8th Conference on Applied Climatology*, 17–22 January 1993, American Meteorological Society, Boston, Massachusetts, 1993, pp. 179–184.

Mearns, L.O., Gutowski, W.J., Jones, R., Leung, L.Y., McGinnis, S., Nunes, A.M.B. et Qian, Y. « A regional climate change assessment program for North America », *EOS*, vol. 90, 2009, pp. 311–312.

Melillo, J.M., Richmond, T.C. et Yohe, G.W. (éd.). « Highlights of Climate Change Impacts in the United States: The Third National Climate Assessment », U.S. Global Change Research Program, 2014, 148 p.

Milly, P.C.D. et Dunne, K.A. « Hydrologic adjustment of climate-model projections: The potential pitfall of potential evapotranspiration », *Earth Interactions*, vol. 15, 2011, pp. 1–14.

Milly, P.C.D. et Dunne, K.A. « Potential evapotranspiration and continental drying », *Nature Climate Change Letters*, vol. 6, 2016, pp. 946–949.

Minville, M., Brissette, F. et Leconte, R. « Uncertainty of the impact of climate change on the hydrology of a Nordic watershed », *Journal of Hydrology*, vol. 358, 2008, pp. 70–83.

Minville, M., Krau, S., Brissette, F. et Leconte, R. « Behaviour and performance of a water resource system in Québec (Canada) under adapted operating policies in a climate change context », *Water Resources Management*, vol. 24, 2010, pp. 1333–1352.

Monk, W.A. et Baird, D.J. « Ecosystem status and trends report: biodiversity in Canadian lakes and rivers; Canadian Biodiversity: Ecosystem Status and Trends 2010 », Technical Thematic Report No. 20, Canadian Councils of Resource Ministers, Ottawa, Ontario, 2011, 79 p.

Monk, W.A., Peters, D.L., Curry, R.A. et Baird, D.J. « Quantifying trends in indicator hydroecological variables for regime-based groups of Canadian rivers », *Hydrological Processes*, vol. 25, 2011, pp. 3086–3100.

Moore, R.D., Sidle, R.C., Eaton, B., Takahashi, G. et Wilford, D. « Water and watersheds », dans *Sustainable Forest Management: From Concept to Practice*, J.L. Innes et A.V. Tikina (éd.), Routledge, Taylor and Francis Group, New York, New York, États-Unis, 2017, 396 p.

Mortsch, L., Cohen, S. et Koshida, G. « Climate and water availability indicators in Canada: Challenges and a way forward. Part II – Historic trends », *Canadian Water Resources Journal*, vol. 40, 2015, pp. 146–159.

Motiee, H. et McBean, E. « Assessment of climate change impacts on groundwater recharge for different soil types-Guelph region in Grand River basin, Canada », *ECOPERSIA*, vol. 5, 2017, pp. 1731–1744.

MPO [Pêches et Océans Canada] Service hydrographique du Canada. Niveaux d'eau, Grands Lacs et port de Montréal, Bulletin mensuel, 2013. <<http://publications.gc.ca/site/fra/430022/publication.html>>

Music B., Frigon A., Longfren B., Turcotte R. et Cyr J.F. « Present and future Laurentian Great Lakes hydroclimatic conditions as simulated by regional climate models with an emphasis on Lake Michigan-Huron », *Climate Change*, vol. 130, 2015, pp. 603–618.

Najafi, M.R., Zwiers, F. et Gillett, N. « Attribution of the observed spring snowpack decline in British Columbia to anthropogenic climate change », *Journal of Climate*, vol. 30, 2017a, pp. 4113–4130.

Najafi, M.R., Zwiers, F. et Gillett, N. « Attribution of observed streamflow changes in key British Columbia drainage basins », *Geophysical Research Letters*, vol. 44, 2017b, pp. 11012–11020.

Nalley, D., Adamowski, J. et Khalil, B. « Using discrete wavelet transforms to analyze trends in streamflow and precipitation in Quebec and Ontario (1954–2008) », *Journal of Hydrology*, vol. 475, 2012, pp. 204–228.

Groupe de travail national sur les terres humides. *Terres humides du Canada*, série de la classification écologique du territoire, no 24. Direction du développement durable, Environnement Canada, Ottawa, Ontario, et Polyscience Publications, Montréal, Québec, 1988.

Groupe de travail national sur les terres humides. *Système de classification des terres humides du Canada*, 2^e éd., B.G. Warner et C.D.A. Rubec (éd.), Centre de recherche sur les terres humides, Université de Waterloo, Waterloo, Ontario, 1997, 68 p.

Nikolik, V.V. et Simonovic, S.P. « Multi-method modeling framework for support of integrated water resources management », *Environmental Processes*, vol. 2, 2015, pp. 461–483.

OMM (Organisation météorologique mondiale) et le Partenariat mondial de l'eau. *Handbook of Drought Indicators and Indices*; M. Svoboda et B.A. Fuchs (éd.), Integrated Drought Management Programme (IDMP), Integrated Drought Management Tools and Guidelines Series 2, Genève, Suisse, 2016.

Oni, S.K., Futter, M.N., Molot, L.A., Dillon, P.J. et Crossman, J. « Uncertainty assessments and hydrological implications of climate change in two adjacent agricultural catchments of a rapidly urbanizing watershed », *Science of the Total Environment*, vol. 473–474, 2014, pp. 326–337.

Pacheco, A., McNairn, H., Mahmoodi, A., Champagne, C. et Kerr, Y.H. « The impact of national land cover and soils data on SMOS soil moisture retrieval over Canadian agricultural landscapes », *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing*, vol. 8, 2015, pp. 5281–5293.

PaiMazumder, D., Sushama, L., Laprise, R., Khaliq, M.N. et Suachyn, D. « Canadian RCM projected changes to short and long-term drought characteristics over the Canadian Prairies », *International Journal of Climatology*, vol. 33, 2012, pp. 1409–1423.

Palmer, W.C. « Meteorological Drought », Research Paper No. 45, Weather Bureau, Washington, District of Columbia, 1965, 58 pp.

Peters, D.L. « Multi-Scale Hydroclimatic Controls on the Duration of Pondered Water in Wetland-Lake Environments of a Cold Regions Delta », WSTD Contribution No. 11-083; National Hydrology Research Centre, Saskatoon, Saskatchewan, 2013, 43 p.

Peters, D.L. et Buttle, J.M. « The effects of flow regulation and climatic variability on obstructed drainage and reverse flow contribution in a Northern river–lake–delta complex, Mackenzie basin headwaters », *River Research and Application*, vol. 26, 2010, pp. 1065–1089.

Peters, D.L., Atkinson, D., Monk, W.A., Tenenbaum, D.E. et Baird, D.J. « A multi-scale hydroclimatic analysis of runoff generation in the Athabasca River, western Canada », *Hydrological Processes*, vol. 27, 2013, pp. 1915–1934.

Peters D.L., Cassie, D., Monk, W.A., Rood, S. et St-Hilaire, A. « Ecological Aspects of Floods in Canada: Special Issue on Floods in Canada », *Canadian Water Resources Journal*, vol. 41, 2016, pp. 288–306.

Peters, D.L., Prowse, T.D., Pietroniro, A. et Leconte, R. « Flood hydrology of the Peace-Athabasca Delta, northern Canada », *Hydrological Processes*, vol. 20, 2006, pp. 4073–4096.

Plug, L.J., Walls, C. et Scott, B.M. « Tundra lake changes from 1978 to 2001 on the Tuktoyaktuk Peninsula, western Canadian Arctic », *Geophysical Research Letters*, vol. 35, 2008. doi:10.1029/2007GL032303

Poitras, V., Sushama, L., Seglenieks, F., Khaliq, M.N. et Soulis, E. « Projected changes to streamflow characteristics over western Canada as simulated by the Canadian RCM », *Journal of Hydrometeorology*, vol. 12, 2011, pp. 1395–1413.

Prowse, T.D., Bonsal, B.R., Lacroix, M.P. et Beltaos, S. « Trends in river-ice breakup and related temperature controls », dans *Ice in the Environment*, V.A. Squire et P. Lannghome (éd.), Proceedings of the 16th IAHR Conference on Sea Ice Processes, International Association of Hydraulic Engineering and Research, Dunedin, Nouvelle Zélande, 2002, pp. 64–71.

Quilbe, R., Rousseau, A.N., Moquet, J.S., Trinh, N.B., Dibike, Y., Gachon, P. et Chaumont, D. « Assessing the effect of climate change on river flow using general circulation models and hydrological modelling: Application to the Chaudière River, Québec, Canada », *Canadian Water Resources Journal*, vol. 33, 2008, pp. 73–94.

Radic, V., Cannon, A.J., Menounos, B. et Gi, N. « Future changes in autumn atmospheric river events in British Columbia, Canada, as projected by CMIP5 global climate models », *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, vol. 120, 2015, pp. 9279–9302.

Rasmussen, P.F. « Assessing the impact of climate change on the frequency of floods in the Red River basin », *Canadian Water Resources Journal*, vol. 41, 2015, pp. 331–342.

Reichle, R.H., Draper, C.S., Liu, Q., Giroto, M., Mahanama, S.P.P., Koster, R.D. et De Lannoy, G.J.M. « Assessment of MERRA-2 land surface hydrology estimates », *Journal of Climate*, vol. 30, 2017, pp. 2937–2960.

Rivard, C., Paniconi, C., Vigneault, H. et Chaumont, D. " A watershed-scale study of climate change impacts on groundwater recharge (Annapolis Valley, Nova Scotia, Canada) », *Hydrological Sciences Journal*, vol. 59, 2014, pp. 1437–1456.

Rivard, C., Vigneault, H., Piggott, A.R., Larocque, M. et Anctil, F. « Groundwater recharge trends in Canada », *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 46, 2009, pp. 841–854.

Rivera, A. « Groundwater Basics », dans *Canada's Groundwater Resources*, A. Rivera (éd.), Fitzhenry & Whiteside Limited, Markham, Ontario, 2014, pp. 22–61.

Rivera, A., Allen, D.M. et Maathuis, M. « Climate Variability and Change: Groundwater Resources », dans *Threats to Water Availability in Canada*, NWRI Scientific Assessment Report Series No. 3 and ACSD Science Assessment Series No. 1., National Water Research Institute, Burlington, Ontario, 2004, pp. 77–83.

Roberts, J., Pryse-Phillips, A. et Snelgrove, K. " Modeling the potential impacts of climate change on a small watershed in Labrador, Canada », *Canadian Water Resources Journal*, vol. 37, 2010, pp. 231–251.

Rood, S.B., Kaluthota, S., Philipsen, L.J., Rood, N.J. et Zanewich, K.P. « Increasing discharge from the Mackenzie River system to the Arctic Ocean », *Hydrological Processes*, vol. 31, 2017, pp. 150–160.

Rood, S.B., Pan, J., Gill, K.M., Franks, C.G., Samuelson, G.M. et Shepherd, A. « Declining summer flows of Rocky Mountain rivers: Changing seasonal hydrology and probable impacts on floodplain forests », *Journal of Hydrology*, vol. 349, 2008, pp. 397–410.

Rood, S.B., Samuelson, G.M., Weber, J.K. et Wywrot, K.A. « Twentieth-century decline in streamflows from the hydrographic apex of North America », *Journal of Hydrology*, vol. 306, 2005, pp. 215–233.

Sandink, D. « Urban flooding and ground-related homes in Canada: an overview », *Journal of Flood Risk Management*, vol. 9, 2016, pp. 208–223.

Schaefer, G.L., Cosh, M.H. et Jackson, T.J. « The USDA natural resources conservation service soil climate analysis network (SCAN) », *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, vol. 24, 2007, pp. 2073–2077.

Schertzer, W.M., Rouse, W.R., Lam, D.C.L., Bonin, D. et Mortsch, L.D. «Chapter 12. Climate Variability and Change: Lakes and Reservoirs », dans *Threats to Water Availability in Canada*, NWRI Scientific Assessment Report Series No. 3 and ACSD Science Assessment Series No. 1., National Water Research Institute, Burlington, Ontario, 2004, pp. 91–99.

Schindler, D.W. et Donahue, W.F. « Inaugural article: An impending water crisis in Canada's western prairie provinces », *Proceedings of the National Academy of Sciences*, vol. 103, 2006, pp. 7210–7216.

Schnorbus, M.A., Bennett, K.E., Werner, A.T. et Berland, A.J. « Hydrologic impacts of climate change in the Peace, Campbell and Columbia Watersheds, British Columbia, Canada », *Hydrologic Modelling Project Final Report (Part II)*, Victoria Colombie Britannique; Université de Victoria, Pacific Climate Impacts Consortium, 2011. <<https://pacificclimate.org/sites/default/files/publications/Schnorbus.HydroModelling.FinalReport2.Apr2011.pdf>>.

Schnorbus, M., Werner, A. et Bennett, K. « Impacts of climate change in three hydrologic regimes in British Columbia, Canada », *Hydrological Processes*, vol. 28, 2014, pp. 1170–1189.

Scibek, J. et Allen, D.M. « Modeled impacts of predicted climate change on recharge and groundwater levels », *Water Resources Research*, vol. 41, 2006. doi: 10.1029/2005WR004742

Seiler, C., Zwiers, F.W., Hodges, K.I. et Scinocca, A.F. « How does dynamical downscaling affect model biases and future projections of explosive extratropical cyclones along North America's Atlantic coast? », *Climate Dynamics*, vol. 50, 2018, pp. 677–692.

Seneviratne, S.I., Corti, T., Davin, E.L., Hirschi, M., Jaeger, E.B., Lehner, I., Orlowsky, B. et Teuling, A.J. « Investigating soil moisture-climate interactions in a changing climate: a review », *Earth-Science Reviews*, vol. 99, 2010, pp. 125–161.

Seneviratne, S.I., Nicholls, N., Easterling, D., Goodess, C.M., Kanae, S., Kossin, J., Luo, Y., Marengo, J., McInnes, K., Rahimi, M., Reichstein, M., Sorteberg, A., Vera, C. et Zhang, X. « Changes in climate extremes and their impacts on the natural physical environment », dans *Managing the Risks of Extreme Events and Disasters to Advance Climate Change Adaptation*, C.B. Field, V. Barros, T.F. Stocker, D. Qin, D.J. Dokken, K.L. Ebi, M.D. Mastrandrea, K.J. Mach, G.K. Plattner, S.K. Allen, M. Tignor et P.M. Midgley (éd.), Rapport special des groupes de travail I et II du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat, Cambridge University Press, Cambridge, Royaume-Uni et New York, New York, États-Unis, 2012, pp. 109–230.

Shaw, S.B. et Riha, S.J. « Assessing temperature-based PET equations under a changing climate in temperate, deciduous forests », *Hydrological Processes*, vol. 25, 2011, pp. 1466–1478.

Sheffield, J., Wood, E.F. et Roderick, M.L. « Little change in global drought over the past 60 years », *Nature*, vol. 491, 2012, pp. 435–438.

Shepherd, A., Gill, K.M. et Rood, S.B. « Climate change and future flows of Rocky Mountain rivers: Converging forecasts from empirical trend projection and down-scaled global circulation modelling », *Hydrological Processes*, vol. 24, 2010, pp. 3864–3877.

Shook, K. et Pomeroy, J. « Changes in the hydrological character of rainfall on the Canadian Prairies », *Hydrological Processes*, vol. 26, 2012, pp. 1752–1766.

Shrestha, R.R., Berland, A.J., Schnorbus, M.A. et Prowse, T.D. « Modelling of climate-induced hydrologic changes in the Lake Winnipeg watershed », *Journal of Great Lakes Research*, vol. 38, 2012b, pp. 83–94.

Shrestha, R.R., Schnorbus, M.A., Werner, A.T. et Berland, A.J. « Modelling spatial and temporal variability of hydrologic impacts of climate change in the Fraser River basin, British Columbia, Canada », *Hydrological Processes*, vol. 26, 2012a, pp. 1840–1860.

Smerdon, B.D. « Synopsis of climate change effects on groundwater recharge », *Journal of Hydrology*, vol. 555, 2017, pp. 125–128.

Smith, L.C., Sheng, Y., MacDonald, G.M. et Hinzman, L.D. « Disappearing Arctic lakes », *Science*, vol. 308, 2005, pp. 1429.

Southam, C.F., Mills, B.N., Moulton, R.J. et Brown, D.W. « The potential impact of climate change in Ontario's Grand River basin: Water supply and demand issues », *Canadian Water Resources Journal*, vol. 24, 1999, pp. 307–328.

St. George, S. « Streamflow in the Winnipeg River basin, Canada: Trends, extremes and climate linkages », *Journal of Hydrology*, vol. 332, 2007, pp. 396–411.

St. Jacques, J.M. et Sauchyn, D.J. « Increasing winter baseflow and mean annual streamflow from possible permafrost thawing in the Northwest Territories, Canada », *Geophysical Research Letters*, vol. 36, 2009. doi:10.1029/2008GL035822

St. Jacques, J.M., Andreichuk, Y., Sauchyn, D.J. et Barrow, E. « Projecting Canadian Prairie Runoff for 2041–2070 with North American Regional Climate Change Assessment Program (NARCCAP) Data », *Journal of the American Water Resources Association*, 2017. doi:10.1111/1752-1688.12642

St. Jacques, J.M., Lapp, S.L., Zhao, Y., Barrow, E.M. et Sauchyn, D.J. « Twenty-first century central Rocky Mountain river discharge scenarios under greenhouse forcing », *Quaternary International*, vol. 310, 2013, pp. 34–46.

St. Jacques, J.M., Sauchyn, D.J. et Zhao, Y. « Northern Rocky Mountain streamflow records: Global warming trends, human impacts or natural variability? », *Geophysical Research Letters*, vol. 37, 2010.

Stantec « Assiniboine River Basin Hydrologic Model – Climate Change Assessment », préparé pour Manitoba Conservation, Climate Change Branch, 2012, 102 p. <http://www.parc.ca/rac/fileManagement/upload/2FINAL_AssiniboineRBasin_Hydrologic_Model_20120323.pdf>.

Sulis, M., Paniconi, C., Marrocu, M., Huard, D. et Chaumont, D. « Hydrologic response to multimodel climate output using a physically based model of groundwater/surface water interactions », *Water Resources Research*, vol. 48, 2012.

Sulis, M., Paniconi, C., Rivard, C., Harvey, R. et Chaumont, D. « Assessment of climate change impacts at the catchment scale with a detailed hydrological model of surface-subsurface interactions and comparison with a land surface model », *Water Resources Research*, vol. 47, 2011.

Sultana, Z. et Coulibaly, P. « Distributed modelling of future changes in hydrological processes of Spencer Creek watershed », *Hydrological Processes*, vol. 25, 2011, pp. 1254–1270.

Swain, S. et Hayhoe, K. « CMIP5 projected changes in spring and summer drought and wet conditions over North America », *Climate Dynamics*, vol. 44, 2015, pp. 2737–2750.

Szeto, K., Brimelow, J., Gysbers, P. et Stewart, R. « The 2014 extreme flood on the southeastern Canadian Prairies »; dans *Explaining Extremes of 2014 from a Climatic Perspective*, *Bulletin of the American Meteorological Society*, vol. 96, 2015, S20–S24.

Szeto, K., Zhang, X., White, R.E. et Brimelow, J. « The 2015 extreme drought in western Canada », dans *Explaining Extremes of 2015 from a Climatic Perspective; Bulletin of the American Meteorological Society*, vol. 97, 2016, S42–S46.

Tanzeeba, S. et Gan, T.Y. « Potential impact of climate change on the water availability of South Saskatchewan River Basin », *Climatic Change*, vol. 112, 2012, pp. 355–386.

Teufel, B., Diro, G.T., Whan, K., Milrad, S.M., Jeong, D.I., Ganji, A., Huziy, O., Winger, K., Gyakum, J.R., de Elia, R., Zwiers, F.W. et Sushama, L. « Investigation of the 2013 Alberta flood from weather and climate perspectives », *Climate Dynamics*, vol. 48, 2017, pp. 2881–2899.

Thorne, R. « Uncertainty in the impacts of projected climate change on the hydrology of a subarctic environment: Liard River Basin », *Hydrology Earth System Sciences*, vol. 15, 2011, pp. 1483–1492.

Touma, D., Ashfaq, M., Nayak, M.A., Kao, S.C. et Diffenbaugh, N.S. « A multi-model and multi-index evaluation of drought characteristics in the 21st century », *Journal of Hydrology*, vol. 526, 2015, pp. 196–207.

Trenberth, K.E. « Changes in precipitation with climate change », *Climate Research*, vol. 47, 2011, pp. 123–138.

Trenberth, K.E., Dai, A., van der Schrier, G., Jones, P.D., Barichivich, J., Briffa, K.R. et Sheffield, J. « Global warming and changes in drought », *Nature Climate Change*, vol. 4, 2014, pp. 17–22.

UK Met Office (United Kingdom Meteorological Office). « Water cycle for kids », 2018. <<http://www.metoffice.gov.uk/learning/weather-for-kids/water-cycle/>>.

US Fish and Wildlife Service. « Waterfowl population status, 2017 », U.S. Department of the Interior, Washington, District de Columbia, États-Unis, 2017. <<https://www.fws.gov/migratorybirds/pdf/surveys-and-data/Population-status/Waterfowl/WaterfowlPopulationStatusReport17.pdf>>.

van der Kamp, G. et Marsh, P. « Climate Variability and Change: Wetlands », dans *Threats to Water Availability in Canada*, NWRI Scientific Assessment Report Series No. 3 and ACSD Science Assessment Series No. 1.; National Water Research Institute, Burlington, Ontario, 2004, pp. 101–106.

van der Kamp, G., Keir, D. et Evans, M.S. « Long-term water-level changes in closed-basin lakes of the Canadian prairies », *Canadian Water Resources Journal*, vol. 33, 2008, pp. 23–38.

van Huissteden, J., Berrittella, C., Parmentier, F.J.W., Mi, Y., Maximov, T.C. et Dolman, A.J. « Methane emissions from permafrost thaw lakes limited by lake drainage », *Nature Climate Change*, vol. 1, 2011, pp. 119–123.

Vetter, T., Reinhart, J., Florke, M., van Griensven, A., Hattermann, F., Huang, S., Koch, H., Pechlivanidis, I.G., Plotner, S., Seidou, O., Su, B., Vervoort, R.W. et Krysanova, V. « Evaluation of sources of uncertainty in projected hydrological change under climate change in 12 large-scale river basins », *Climatic Change*, vol. 141, 2017, pp. 419–433.

Vicente-Serrano, S.M., Begueria, S. et Lopez-Moreno, J.I. « A multiscalar drought index sensitive to global warming: The Standardized Precipitation Evapotranspiration Index », *Journal of Climate*, vol. 23, 2010, pp. 1696–1718.

Vincent, L.A., Zhang, X., Brown, R.D., Feng, Y., Mekis, E., Milewska, E.J., Wan, H. et Wang, X.L. « Observed trends in Canada's climate and influence of low frequency variability modes », *Journal of Climate*, vol. 28, 2015, pp. 4545–4560.

Vincent, W.F., Laurion, I., Pienitz, R. et Walter-Anthony, K.M. « Climate impacts on Arctic lake ecosystems », dans *Climatic Change and Global Warming of Inland Waters: Impacts and Mitigation for Ecosystems and Societies*, C.R. Goldman, M. Kumagai, et R.D. Robarts (éd.), John Wiley & Sons, 2012, 496 p.

von de Wall, S., de Rham L.P. et Prowse, T.D. « Open water and ice-induced extreme water levels on Canadian rivers », dans *Proceedings of the 17th International Northern Research Basins Symposium and Workshop, 12–18 August 2009*, K.L. Young et W. Quinton (éd.), Iqaluit-Pangnirtung-Kuujjaq, Nunavut, 2009, pp. 337–347.

von de Wall, S., de Rham, L.P. et Prowse, T.D. « The river ice breakup season in Canada: Variations in water levels and timing » dans *Proceedings of the 67th Eastern Snow Conference, 8–10 June, 2010*, Hancock, Massachusetts, 2010, pp. 5–15.

Wang, G. « Agricultural drought in a future climate: Results from 15 Global Climate Models participating in the IPCC 4th assessment », *Climate Dynamics*, vol. 25, 2005, pp. 739–753.

Wang, Y., Hogg, E.H., Price, D.T., Edwards, J. et Williamson, T. « Past and projected future changes in moisture conditions in the Canadian boreal forest », *The Forestry Chronicle*, vol. 90, 2014, pp. 678–691.

Watmough, M.D. et Schmoll, M.J. « Environment Canada's Prairie and Northern Region habitat monitoring program phase II: recent habitat trends in the Prairie Habitat Joint Venture », Technical Report Series No. 493; Environment Canada, Canadian Wildlife Service, Edmonton, Alberta, 2007, 135 p.

Wehner, M.F., Arnold, J.R., Knutson, T. Kunkel, K.E. et LeGrande, A.N. « Droughts, floods, and wildfires », dans *Climate Science Special Report: Fourth National Climate Assessment*, vol. 1, D.J. Wuebbles, D.W. Fahey, K.A. Hibbard, D.J. Dokken, B.C. Stewart et T.K. Maycock (éd.), U.S. Global Change Research Program, Washington, District de Columbia, États-Unis, 2017, pp. 231–256.

Wen, L., Lin, C.A., Wu, Z., Lu, G., Pomeroy, J. et Zhu, Y. « Reconstructing sixty year (1950–2009) daily soil moisture over the Canadian Prairies using the Variable Infiltration Capacity model », *Canadian Water Resources Journal*, vol. 36, 2011, pp. 83–102.

Whitfield, P.H. « Floods in future climates: a review », *Journal of Flood Risk Management*, vol. 5, 2012, pp. 336–365.

Whitfield, P.H. et Cannon, A.J. « Recent variations in climate and hydrology in Canada », *Canadian Water Resources Journal*, vol. 25, 2000, pp. 19–65.



Whitfield, P.H., Burn, D.H., Hannaford, J., Higgins, H., Hodgkins, G.A., Marsh, T. et Looser, U. « Reference hydrologic networks: The status and potential future directions of national reference hydrologic networks for detecting trends », *Hydrological Sciences Journal*, vol. 57, 2012, pp. 1562–1579.

Whitfield, P.H., Moore, R.D., Fleming, S.W. et Zawadzki, A. « Pacific Decadal Oscillation and the hydroclimatology of western Canada – Review and prospects », *Canadian Water Resources Journal*, vol. 35, 2010, pp. 1–28.

Wilcox, D.A., Thompson, T.A., Booth, R.K. et Nicholas, J.R. « Lake-level variability and water availability in the Great Lakes », Circular 1311, US Geological Survey, National Water Availability and Use Program, Virginie, États-Unis, 2007.

Wolfe, B.B., Humphries, M.M., Pisaric, M.F.J., Balasubramaniam, A.M., Burn, C.R., Chan, L., Cooley, D., Froese, D.G., Graupe, S., Hall, R.I., Lantz, T., Porter, T.J., Roy-Leveille, P., Turner, K.W., Wesche, S.D. et Williams, M. « Environmental change and traditional use of the Old Crow Flats in Northern Canada: An IPY opportunity to meet the challenges of the New Northern Research Paradigm », *Arctic*, vol. 64, 2011, pp. 127–135.

Woo, M.K et Thorne, R. « Streamflow in the Mackenzie Basin, Canada », *Arctic*, vol. 56, 2003, pp. 328–340.

Yip, Q.K.Y., Burn, D.H., Seglenieks, F., Pietroniro, A. et Soulis, E.D. « Climate impacts on hydrological variables in the Mackenzie River Basin », *Canadian Water Resources Journal*, vol. 37, 2012, pp. 209–230.

Zhang, X., Harvey, K.D., Hogg, W.D. et Yuzyk, T.R. « Trends in Canadian streamflow », *Water Resources Research*, vol. 37, 2001, pp. 987–998.

Zhao, T. et Dai, A. « The magnitude and causes of global drought changes in the twenty-first century under a low-moderate emissions scenario », *Journal of Climate*, vol. 28, 2015, pp. 4490–4512.

Zhao, T. et Dai, A. « Uncertainties in historical changes and future projections of drought: Part II: Model simulated historical and future drought changes », *Climatic Change*, vol. 144, 2016, pp. 535–548.
doi:10.1007/s10584-016-1742-x





CHAPITRE 7

Changements touchant les océans qui bordent le Canada

RAPPORT SUR LE CLIMAT CHANGEANT DU CANADA



Gouvernement
du Canada

Government
of Canada

Canada



Auteurs

Blair J. W. Greenan, Pêches et Océans Canada

Thomas S. James, Ressources naturelles Canada

John W. Loder, Pêches et Océans Canada

Pierre Pépin, Pêches et Océans Canada

Kumiko Azetsu-Scott, Pêches et Océans Canada

Debby Ianson, Pêches et Océans Canada

Roberta C. Hamme, Université de Victoria

Denis Gilbert, Pêches et Océans Canada

Jean-Éric Tremblay, Université Laval

Xiaolan L. Wang, Environnement et Changement climatique Canada

Will Perrie, Pêches et Océans Canada

Remerciements

Jim Christian, Pêches et Océans Canada

Eugene Colbourne, Pêches et Océans Canada

Peter Galbraith, Pêches et Océans Canada

Phil Greyson, Pêches et Océans Canada

Guoqi Han, Pêches et Océans Canada

Dave Hebert, Pêches et Océans Canada

Roger Pettipas, Pêches et Océans Canada

Marie Robert, Pêches et Océans Canada

Tetjana Ross, Pêches et Océans Canada

Nadja Steiner, Pêches et Océans Canada

Igor Yashayaev, Pêches et Océans Canada

Li Zhai, Pêches et Océans Canada

Citation recommandée : Greenan, B.J.W., T.S. James, J.W. Loder, P. Pépin, K. Azetsu-Scott, D. Ianson, R.C. Hamme, D. Gilbert, J-E. Tremblay, X.L. Wang et W. Perrie. « Changements touchant les océans qui bordent le Canada », chapitre 7 dans Rapport sur le climat changeant du Canada, E. Bush et D.S. Lemmen (éd.), gouvernement du Canada, Ottawa, Ontario, 2019, p. 344–425.



Table des matières du chapitre

MESSAGES CLÉS DU CHAPITRE (PAR SECTION)

RÉSUMÉ

7.1 : Introduction

Encadré 7.1 : Littoraux marins du Canada

Encadré 7.2 : Courants et tourbillons océaniques

7.2 Température de l'océan

7.2.1 : Observations

7.2.1.1 : Océan Pacifique Nord-Est

7.2.1.2 : Océan Atlantique Nord-Ouest

7.2.1.3 : Océan Arctique

7.2.2 : Projections futures

7.3 : Salinité et stratification de la densité océanique

Encadré 7.3 : Rejet de saumure

Encadré 7.4 : Stratification de la densité océanique

7.3.1 : Observations

7.3.1.1 : Océan Pacifique Nord-Est

7.3.1.2 : Océan Pacifique Nord-Ouest

7.3.1.3 : Océan Arctique

7.3.2 : Projections futures

7.4 : Vents marins, tempêtes et vagues

7.4.1 : Vents marins et tempêtes

7.4.2 : Vagues

7.5 : Niveau de la mer

7.5.1 : Historique du niveau de la mer



7.5.2 : Projections futures

7.5.2.1 : Élévation mondiale du niveau de la mer

7.5.2.2 : Mouvement vertical des terres

7.5.2.3 : Autres effets

7.5.2.4 : Projections de l'élévation relative du niveau de la mer

7.5.3 : Niveaux d'eau extrêmes

Encadré 7.5 : Inondation causée par une onde de tempête

7.6 : Chimie des océans

7.6.1 : Acidification des océans

Encadré 7.6 : Cycle du carbone de l'océan

7.6.2 : Oxygène dissous et hypoxie

7.6.3 : Nutriments des océans



Le présent chapitre décrit les changements physiques et chimiques dans les océans qui bordent le Canada à des échelles décennales et à plus long terme, et il traite de ces changements dans le contexte des changements climatiques anthropiques et de la variabilité naturelle du climat.

Messages clés du chapitre

7.2: Température des océans

La température de la partie supérieure océanique a augmenté dans le nord-est du Pacifique et dans la plupart des régions du nord-ouest de l'Atlantique au cours du dernier siècle, ce qui correspond aux changements climatiques anthropiques (*degré de confiance élevé*²⁵). La partie supérieure océanique s'est réchauffée dans l'Arctique canadien en été et en automne en raison de l'augmentation de la température de l'air et du déclin de la glace marine (*degré de confiance moyen*).

Les océans qui bordent le Canada devraient continuer de se réchauffer au cours du XXI^e siècle en raison des émissions passées et futures des gaz à effet de serre. Le réchauffement en été sera plus important dans les zones libres de glace de l'Arctique et au large du sud du Canada atlantique, où les eaux subtropicales devraient se déplacer davantage vers le nord (*degré de confiance moyen*). Au cours de l'hiver des prochaines décennies, la partie supérieure océanique bordant le Canada atlantique est l'endroit où le réchauffement se fera le plus sentir, le nord-est du Pacifique connaîtra des taux de réchauffement intermédiaires et les zones océaniques arctiques et subarctiques orientales (notamment la baie d'Hudson et la mer du Labrador) se réchaufferont le moins (*degré de confiance moyen*).

7.3: Salinité et stratification de la densité océanique

Il y a eu une légère dessalure à long terme des eaux de la partie supérieure océanique dans la plupart des régions au large du Canada en raison de divers facteurs liés aux changements climatiques anthropiques, en plus de la variabilité naturelle à l'échelle décennale (*degré de confiance moyen*). La salinité a augmenté sous la surface dans certaines zones de latitude moyenne, ce qui indique un déplacement vers le nord de l'eau subtropicale plus salée (*degré de confiance moyen*).

La dessalure de la surface océanique devrait se poursuivre dans la plupart des régions au large du Canada pendant le reste du siècle, selon divers scénarios d'émissions, en raison de l'augmentation des précipitations et de la fonte de la glace terrestre et marine (*degré de confiance moyen*). Toutefois, on s'attend à une augmentation de la salinité dans les eaux du plateau continental au sud du Canada atlantique en raison du déplacement vers le nord de l'eau subtropicale (*degré de confiance moyen*). La dessalure et le réchauffement de la partie supérieure océanique devraient accroître la stratification verticale de la densité de l'eau, ce qui aura une incidence sur la séquestration des gaz à effet de serre dans les océans, les niveaux d'oxygène dissous et les écosystèmes marins.

7.4: Vents marins, tempêtes et vagues

La hauteur des vagues de surface et la durée de la saison des vagues dans l'Arctique canadien ont augmenté depuis 1970 et devraient continuer d'augmenter au cours du siècle à mesure que la glace marine diminue (*degré de confiance élevé*). Au large de la côte est du Canada, les régions qui ont actuellement de la glace marine saisonnière devraient également connaître une augmentation de l'activité des vagues à l'avenir, à mesure que la durée de la glace saisonnière diminue (*degré de confiance moyen*).

25 Le présent rapport utilise le même langage calibré pour l'incertitude que le cinquième rapport d'évaluation du GIEC. Les cinq termes suivants sont utilisés pour exprimer le degré de confiance évalué dans les constatations selon la disponibilité, la qualité et la cohérence des preuves : très faible, faible, moyen, élevé, très élevé. Les termes suivants sont utilisés pour indiquer la probabilité évaluée d'un résultat : quasiment certain (probabilité de l'ordre de 99 % à 100 %), extrêmement probable (probabilité de l'ordre de 95 % à 100 %), très probable (probabilité de l'ordre de 90 % à 100 %), probable (probabilité de l'ordre de 66 % à 100 %), à peu près aussi probable qu'improbable (probabilité de l'ordre de 33 % à 66 %), improbable (probabilité de l'ordre de 0 % à 33 %), très improbable (probabilité de l'ordre de 0 % à 10 %), extrêmement improbable (probabilité de l'ordre de 0 % à 5 %), exceptionnellement improbable (probabilité de l'ordre de 0 % à 1 %). Ces termes sont insérés en caractères italiques dans le texte. Voir le chapitre 1 pour plus de précisions.

Un léger déplacement vers le nord des trajectoires des tempêtes, ainsi qu'une diminution de la vitesse des vents et de la hauteur des vagues au large du Canada atlantique a été observé, ce qui devrait se poursuivre à l'avenir (*degré de confiance faible*). Au large de la côte du Pacifique du Canada, on a observé que la hauteur des vagues augmente en hiver et diminue en été, et ces tendances devraient se poursuivre à l'avenir (*degré de confiance faible*).

7.5: Niveau de la mer

À l'échelle mondiale, le niveau de la mer s'est élevé et devrait continuer de s'élever. Selon les prévisions, le niveau de la mer à l'échelle mondiale devrait s'élever de plusieurs dizaines de centimètres au XXI^e siècle, et il pourrait dépasser un mètre. Toutefois, le niveau relatif de la mer dans différentes régions du Canada devrait s'élever ou baisser, selon le mouvement vertical des terres locales. En raison de l'affaissement du sol, certaines régions du Canada atlantique devraient connaître une variation relative du niveau de la mer supérieure à la moyenne mondiale au cours du prochain siècle (*degré de confiance élevé*).

Dans les endroits où il est projeté que le niveau relatif de la mer s'élèvera (la plupart des côtes de l'Atlantique et du Pacifique et de la mer de Beaufort dans l'Arctique), la fréquence et l'ampleur des événements extrêmes de niveau d'eau élevé augmenteront (*degré de confiance élevé*). Il s'ensuivra une augmentation des inondations, ce qui devrait causer des dommages aux infrastructures et aux écosystèmes, ainsi que l'érosion du littoral, mettant les collectivités à risque. Des mesures d'adaptation doivent être conçues selon les projections locales du changement relatif du niveau de la mer.

On s'attend à ce que les événements extrêmes de niveau d'eau élevé prennent de l'ampleur et se produisent plus souvent dans les régions et pendant les saisons où il y a une augmentation des eaux libres le long des côtes arctiques et atlantiques du Canada, en raison du déclin de la couverture de glace marine, ce qui entraîne une augmentation de l'activité des vagues et des ondes de tempête (*degré de confiance élevé*).

7.6: Chimie des océans

Une augmentation de l'acidité (diminution du pH) des eaux de la partie supérieure océanique bordant le Canada a été observée, ce qui correspond à une augmentation de l'absorption de dioxyde de carbone par l'atmosphère (*degré de confiance élevé*). Cette tendance devrait se poursuivre, l'acidification se produisant le plus rapidement dans l'océan Arctique (*degré de confiance élevé*).

Les concentrations d'oxygène subsurfaces ont diminué dans le Pacifique Nord-Est et l'Atlantique Nord-Est au large du Canada (*degré de confiance élevé*). L'augmentation de la température et de la stratification de la densité de la partie supérieure océanique associée aux changements climatiques anthropiques a contribué à cette diminution (*degré de confiance moyen*). Les conditions de faibles concentrations d'oxygène subsurfaces deviendront plus répandues et préjudiciables à la vie marine à l'avenir, en raison des changements climatiques continus (*degré de confiance moyen*).

L'apport en nutriments de la partie supérieure océanique a généralement diminué dans le nord de l'océan Pacifique, ce qui correspond à une stratification croissante de la partie supérieure océanique (*degré de confiance moyen*). Aucune tendance constante des changements dans les nutriments n'a été observée pour l'Atlantique Nord-Est au large du Canada. Il n'y a aucune donnée à long terme sur les nutriments dans l'Arctique canadien.

Résumé

L'océan mondial couvre environ 71 % de la surface de la Terre et est un vaste réservoir d'eau, d'énergie, de carbone et de nombreuses autres substances. Il est un élément clé du système climatique et interagit directement avec l'atmosphère et la cryosphère. Les ressources en eau douce sont également liées à l'océan par l'apport d'eau douce dans les zones côtières. L'océan joue un rôle important dans l'atténuation des changements climatiques anthropiques par sa capacité à absorber des quantités importantes de chaleur et de carbone.

Le Canada est bordé par des océans sur trois côtés : le Pacifique, l'Arctique et l'Atlantique. Il existe des données probantes de changements d'origine humaine au cours du dernier siècle dans les principales propriétés climatiques des océans — telles que la température, la glace marine, le niveau de la mer, l'acidité et l'oxygène dissous — au large du Canada. Le réchauffement de la température de l'océan a contribué à la diminution de la glace marine et à la hausse du niveau de la mer. Toutefois, il y a une région au sud du Groenland où il y a eu peu de réchauffement océanique, de sorte que les tendances régionales diffèrent. Le réchauffement et une légère dessalure de la partie supérieure océanique ont réduit sa densité, ce qui a entraîné une augmentation des différences verticales de densité (appelées « stratification de la densité ») dans les océans au large du Canada; cette stratification pourrait avoir des conséquences sur le transport vertical de la chaleur, du carbone et des nutriments et, par conséquent, la santé et les services de l'écosystème.

Le niveau mondial de la mer augmente en raison de l'expansion thermique des océans et de la diminution des glaciers et des nappes glaciaires qui alimentent les océans en eau. Les variations du niveau de la mer par rapport au littoral du Canada sont également touchées par le mouvement vertical de la terre (vers le haut, appelé « soulèvement » ou vers le bas, appelé « affaissement ») en réponse au recul de la dernière nappe glaciaire. Le niveau relatif de la mer a augmenté dans la plupart des régions du Canada au cours du dernier siècle et a même dépassé le taux mondial de changement dans le sud du Canada atlantique, où les terres s'affaissent. Toutefois, il y a des régions du Canada (p. ex. la baie d'Hudson) où le niveau relatif de la mer a baissé parce que le taux de soulèvement est plus élevé que le taux de hausse du niveau de la mer dans le monde. L'augmentation du niveau relatif de la mer augmente également les risques pour les infrastructures et les collectivités côtières. Cette situation est aggravée par l'augmentation de la hauteur des vagues océaniques dans les régions qui ont connu des réductions saisonnières de la glace marine.

La chimie des océans a subi des changements, tels que l'augmentation de l'acidité et la diminution des concentrations d'oxygène subsurfaces, en raison des changements climatiques anthropiques. Les tendances physiques et chimiques observées dans les océans bordant le Canada correspondent aux changements observés dans l'atmosphère, la cryosphère, les systèmes d'eau douce et les océans adjacents.

Les principes fondamentaux qui régissent la façon dont l'environnement physique et chimique de l'océan réagira à l'augmentation du dioxyde de carbone atmosphérique ont permis de faire des projections fondées sur des modèles des conditions futures dans les océans bordant le Canada dans un éventail de scénarios d'émissions. En général, un réchauffement et une dessalure à la surface des océans sont prévus au cours de ce siècle, ce qui continuera d'accroître la stratification et de réduire la glace marine. La hausse du niveau de la mer le long de certains littoraux canadiens sera supérieure à la moyenne mondiale au cours du présent siècle, ce qui entraînera une hausse des inondations et de l'érosion. L'acidification des océans et la diminution des concentrations d'oxygène subsurfaces se poursuivront, ce qui aura de plus en plus d'effets néfastes sur les écosystèmes marins.

7.1: Introduction

L'océan mondial, composé d'un système d'océans interconnectés, fait partie intégrante du système climatique et connaît des changements dans ses propriétés physiques, chimiques et biologiques. L'océan a absorbé plus de 90 % de l'augmentation de l'énergie de chaleur dans le système climatique entre 1971 et 2010 (Rhein et coll., 2013; Jewett et Romanou, 2017). Cela a entraîné une augmentation du contenu thermique des océans, un indicateur solide du réchauffement de la planète (Cheng et coll., 2017). L'océan emmagasine et distribue également l'eau de la fonte des glaciers et des nappes glaciaires, ce qui en fait un réservoir très important dans le cycle mondial de l'eau. L'augmentation du contenu thermique, qui entraîne l'expansion et qui occupe davantage de volume, et l'ajout d'eau de fonte provenant des glaciers sont les principales sources de l'élévation du niveau de la mer à l'échelle mondiale, ce qui représente environ les trois quarts de la variation entre 1971 et 2010 (Church et coll., 2013). L'océan a également absorbé plus d'un quart de toutes les émissions de dioxyde de carbone (CO₂) de l'activité humaine dans l'atmosphère au cours de la période de 1750 à 2011 (Rhein et coll., 2013), ce qui a augmenté l'acidité de l'eau de mer (acidification de l'océan).

Le littoral du Canada est vaste, soit environ 230 000 km de longueur, dont la moitié borde l'océan Arctique (voir l'encadré 7.1). Les océans au large du Canada ont en général une zone côtière relativement étroite, accompagnée d'échancures et des eaux peu profondes, d'un plateau continental dont la profondeur type est de 100 à 300 m et d'un talus continental dont les profondeurs s'accroissent pour atteindre 3 000 à 5 000 m dans les bassins océaniques majeurs. Il existe d'importantes différences régionales quant aux températures des océans bordant le Canada (voir la figure 7.1). La côte ouest est influencée par le courant du Pacifique Nord coulant vers l'est, qui alimente en eau les tourbillons océaniques subtropicaux et subpolaires du Pacifique Nord (voir l'encadré 7.2). Les régions du courant de l'Alaska qui coule vers le nord et du courant de la Californie qui coule vers le sud en résultant sont toutes deux d'importantes zones de remontée des eaux, qui apportent de l'eau riche en nutriments à la surface et qui soutiennent divers écosystèmes marins. L'eau du Pacifique est transportée vers l'Arctique de l'ouest par le détroit de Béring entre l'Alaska et la Russie. La circulation dans l'océan Arctique est complexe, mais la principale caractéristique de l'Arctique de l'Ouest au large du Canada est le tourbillon océanique de la mer de Beaufort qui circule dans le sens antihoraire, ainsi qu'un flux côtier vers l'est. Une partie de l'eau du Pacifique qui entre dans l'Arctique se déverse par l'entremise de l'archipel Arctique canadien à la mer de Baffin et puis au sud, à la mer du Labrador et au-delà. L'Atlantique Nord au large du Canada est influencé par les courants intenses de la frontière occidentale de ses deux tourbillons océaniques à l'échelle du bassin : le courant du Labrador (tourbillon subpolaire) et le Gulf Stream (tourbillon subtropical). Comme le montre la figure 7.1, les régions du plateau continental et du talus du Labrador et de Terre-Neuve et le golfe du Saint-Laurent sont liées à l'écoulement sortant de l'Arctique par le courant du Labrador, mais le golfe du Saint-Laurent est une mer côtière presque fermée qui est également fortement influencée par l'apport d'eau douce du réseau du fleuve Saint-Laurent. Le plateau néo-écossais, le golfe du Maine, le sud du plateau de Terre-Neuve et leurs régions du talus continental adjacentes présentent de forts gradients spatiaux (ou différences) quant à la température et à la salinité associée au courant froid et plus doux du Labrador qui s'écoule vers le sud le long du bord du plateau continental et au Gulf Stream chaud et salin qui s'écoule vers le nord-est plus au large.

Encadré 7.1: Évaluation des littoraux marins du Canada

Une évaluation scientifique récente, *Le littoral maritime du Canada face à l'évolution du climat*, porte sur les littoraux du Canada (Lemmen et coll., 2016). Elle comprenait une vue d'ensemble de l'environnement physique des littoraux du Canada, des répercussions prévues des changements climatiques, d'une discussion sur les défis liés à l'adaptation côtière et de nombreuses études de cas sur l'adaptation. Les chapitres régionaux traitaient séparément des littoraux est, nord et ouest du Canada. L'évaluation présentait également des projections du niveau de la mer pour les régions côtières canadiennes, fondées sur les projections de l'élévation du niveau de la mer à l'échelle mondiale tirées du cinquième Rapport d'évaluation du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat (GIEC) (Church et coll., 2013). Dans ce chapitre, il y a une discussion sur les projections des niveaux de la mer et des niveaux d'eau extrêmes, mais l'évaluation *Le littoral maritime du Canada face à l'évolution du climat* est recommandée pour plus de renseignements sur les littoraux canadiens.



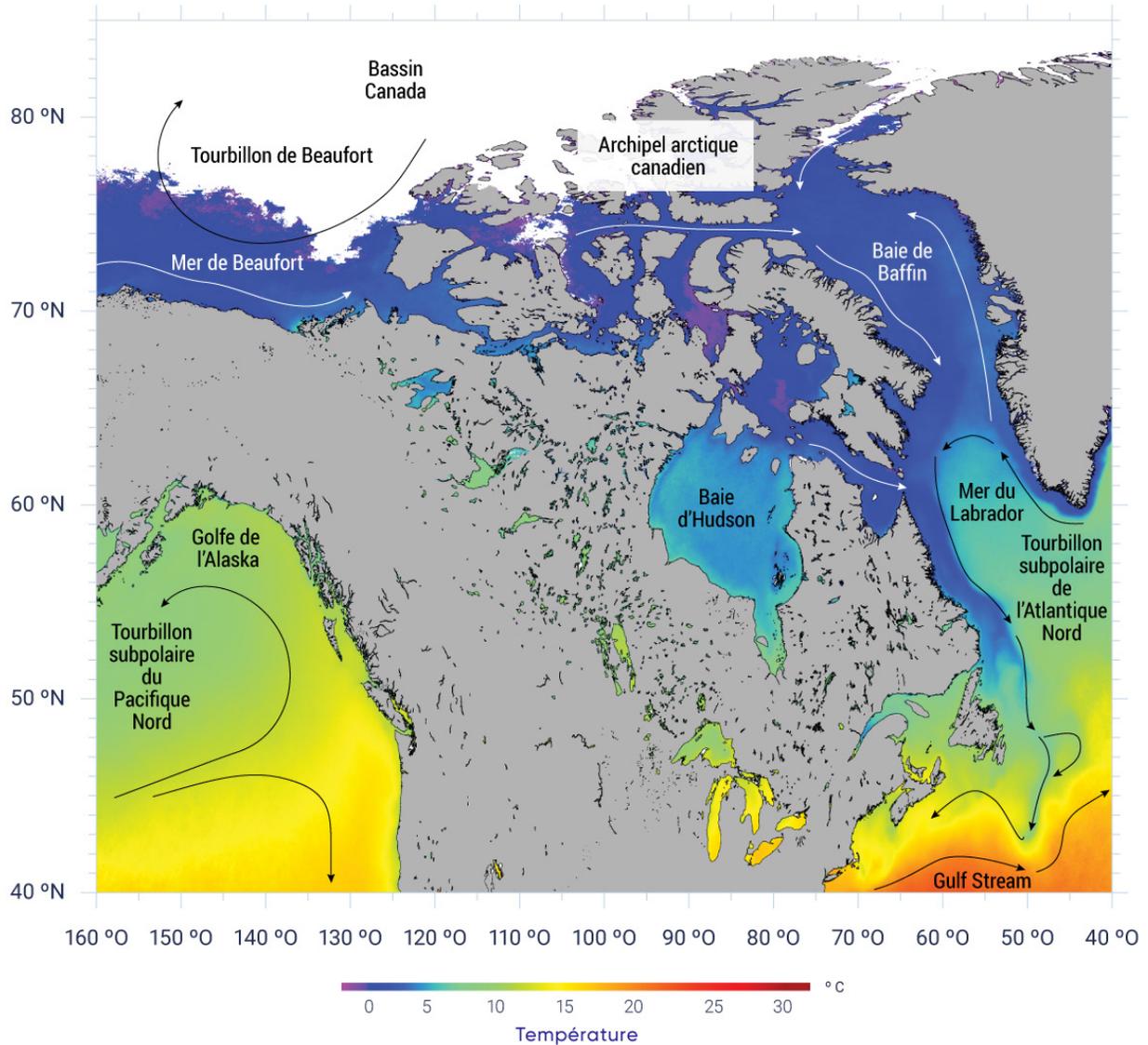


Figure 7.1: Températures de surface de la mer, courants et tourbillons dans les océans bordant le Canada

Température moyenne à la surface de la mer à l'automne (de septembre à novembre) (de 1985 à 2013) dans les océans bordant le Canada, d'après l'imagerie infrarouge par satellite de radiomètre perfectionné à très haute résolution. Les lignes (en noir et blanc) munies de flèches représentent la direction générale des courants de la partie supérieure océanique. Les secteurs marins couverts de glaces sont de couleur blanche.

SOURCE DE LA FIGURE : ADAPTÉ DE LAROCHE ET DE GALBRAITH (2016).

Encadré 7.2: Courants et tourbillons océaniques

La circulation océanique à grande échelle est généralement décrite en termes de courants océaniques majeurs et de tourbillons océaniques. Dans ce contexte, les courants océaniques sont des flux d'eau cohérents (comme des rivières) dans l'océan, analogues au courant-jet dans l'atmosphère. Ils peuvent s'étendre sur de longues distances, comme en témoignent des caractéristiques comme le Gulf Stream dans l'Atlantique Nord ou son pendant, le courant de Kuroshio (et son extension, le courant du Pacifique Nord) dans le Pacifique, sur des échelles plus petites dans les eaux côtières et au grand large. Les courants océaniques sont naturellement variables dans les modèles d'écoulement et l'intensité au fil du temps. Les courants océaniques à grande échelle sont formés principalement par le vent soufflant à la surface de l'océan et par les différences spatiales de température, de salinité et de pression de l'eau de mer. Leurs trajectoires sont influencées par la rotation de la Terre ainsi que par l'emplacement des continents et la topographie du fond de l'océan. Ils sont importants parce qu'ils peuvent transporter l'eau, la glace marine, la chaleur, le sel, les gaz dissous comme le dioxyde de carbone et l'oxygène, et d'autres matières sur de longues distances, ce qui fait de l'océan un élément essentiel du système climatique de la Terre. D'autres courants océaniques ayant une variabilité sur de courtes échelles de temps (comme les courants de marée et de tempête) contribuent également au climat océanique en générant de la turbulence, ce qui est important pour le mélange vertical de diverses propriétés océaniques (p. ex. la température, le sel, les nutriments) parmi ses couches supérieures, intermédiaires et profondes.

Un aspect important des courants océaniques persistants est qu'ils ramènent parfois l'eau à sa position initiale par des circuits quasi fermés, appelés « tourbillons océaniques ». Ceux-ci peuvent varier, allant des tourbillons subtropicaux et subpolaires à l'échelle du bassin (dont les principaux courants, comme le Gulf Stream et le courant du Labrador sont des éléments clés), en passant par les tourbillons régionaux, comme le tourbillon de Beaufort, jusqu'à ceux à plus petite échelle se trouvant au-dessus des bancs sous-marins sur les plateaux continentaux. Les tourbillons océaniques sont essentiellement des masses d'eau rotatives, qui ont souvent des propriétés significativement différentes (p. ex. la température et la salinité) de celles des eaux environnantes. De nombreux aspects de la variabilité climatique de l'océan peuvent être décrits en fonction des changements de position, de force, de propriétés et d'interactions de ces tourbillons.

Le système de courants dont l'échelle est la plus grande est la circulation méridienne de retournement, un modèle de circulation tridimensionnelle qui déplace l'eau (et des propriétés comme la chaleur et le carbone) entre la partie supérieure et inférieure de l'océan et entre les bassins océaniques du monde. Il joue un rôle majeur dans la régulation du climat de la Terre en transportant la chaleur des régions équatoriales aux régions polaires. Les tourbillons subpolaires et subtropicaux contribuent à cette circulation à grande échelle. Selon des études de paléocéanographie, la circulation méridienne de retournement a considérablement changé au cours des cycles glaciaires et interglaciaires historiques, et on s'attend à ce qu'elle joue un rôle régulateur dans le changement climatique anthropique.

La mer du Labrador, entre le Canada atlantique et le Groenland, joue un rôle clé dans le système climatique mondial parce qu'il s'agit de l'une des rares régions de l'océan mondial où les eaux de surface deviennent assez denses, en raison du refroidissement hivernal, pour sombrer jusqu'à des profondeurs océaniques intermédiaires de 2 400 m, grâce à un processus appelé « convection profonde ». Cela fournit une branche de la circulation méridienne de retournement des océans de la planète (parfois appelée le « transporteur à courroie mondial »), un système de courants de surface et profonds qui transporte

de grandes quantités d'eau, de chaleur, de sel, de carbone, de nutriments et d'autres substances partout dans le monde. Sous l'effet des changements climatiques anthropiques, le réchauffement et la dessalure de la surface, ainsi que l'augmentation de la stratification de la partie supérieure océanique qui y est associée (voir l'encadré 7.4) devraient réduire les profondeurs de convection dans la mer du Labrador; de son côté, cela réduirait la séquestration du carbone anthropique dans les profondeurs des océans (voir l'encadré 7.6). Une telle séquestration dans les profondeurs des océans empêche le carbone d'entrer en contact avec l'atmosphère pendant des siècles. Ces changements devraient avoir une incidence sur la force de la branche atlantique de la circulation méridienne de retournement et les conditions océaniques au large du Canada atlantique, ainsi que sur le climat mondial.

Les mesures mondiales du contenu thermique des océans et de l'élévation du niveau de la mer ont fourni des indicateurs selon lesquels le changement climatique anthropique change les océans à l'échelle mondiale (Cheng et coll., 2017). Toutefois, il est plus difficile de déterminer les causes des changements observés à l'échelle régionale. La variabilité naturelle du climat interne joue un rôle plus important à l'échelle spatiale régionale et sur des échelles de temps allant des années aux décennies (voir le chapitre 2, section 2.3.3). La vaste étendue des océans bordant le Canada pose d'importants défis logistiques pour la surveillance du climat, surtout dans l'Arctique éloigné, et les programmes de surveillance systématique au-delà de la télédétection par satellite sont quelque peu limités. Les inférences au sujet du rôle des changements climatiques anthropiques à partir d'enregistrements de moins de 50 ans doivent être faites avec prudence, compte tenu des contributions connues de la variabilité naturelle (voir les sections 7.2 et 7.3). Vu les changements rapides qui se produisent dans l'Arctique (par exemple, l'augmentation de la température de l'air, diminution de la glace marine), des signes de changements climatiques anthropiques sont apparus plus tôt dans cette région que dans les régions océaniques au large du sud du Canada. Les changements passés et futurs dans l'atmosphère, la cryosphère et les systèmes d'eau douce qui sont les moteurs des changements dans l'océan sont traités dans les chapitres précédents du présent rapport. Les facteurs clés parmi ceux-ci sont la hausse des températures à la surface de l'air et de la mer (voir le chapitre 2, section 2.2.1 et le chapitre 4, section 4.2), les changements relatifs aux précipitations (le chapitre 2, section 2.2.2 et le chapitre 4, section 4.3), les réductions de la glace marine et terrestre (le chapitre 5, sections 5.3 et 5.4) et les changements quant au caractère saisonnier et à l'ampleur de l'écoulement fluvial des systèmes d'eau douce (le chapitre 6, section 6.2).

La détection et la projection de la variabilité du climat sont plus difficiles pour les zones côtières (comportant de petites échancrures et des eaux littorales) bordant le Canada en raison de la topographie très irrégulière des côtes et des fonds marins; des influences de l'atmosphère, du terrain et du large de l'océan; et de la sensibilité de la circulation océanique côtière à l'orientation du littoral par rapport aux divers vents. Par conséquent, il est plus difficile de faire des inférences à partir des observations limitées et de modèles climatiques à une échelle grossière. Toutefois, certains sites d'observation côtière à long terme sont représentatifs des eaux au large (et des eaux côtières avoisinantes), comme nous le verrons dans le présent chapitre.

7.2: Température de l'océan

Message clé

La température de la partie supérieure océanique a augmenté dans le nord-est du Pacifique et dans la plupart des régions du nord-ouest de l'Atlantique au cours du dernier siècle, ce qui correspond aux changements climatiques anthropiques (*degré de confiance élevé*). La partie supérieure océanique s'est réchauffée dans l'Arctique canadien en été et en automne en raison de l'augmentation de la température de l'air et du déclin de la glace marine (*degré de confiance moyen*).

Message clé

Les océans qui bordent le Canada devraient continuer de se réchauffer au cours du XXI^e siècle en raison des émissions passées et futures des gaz à effet de serre. Le réchauffement en été sera plus important dans les zones libres de glace de l'Arctique et au large du sud du Canada atlantique, où les eaux subtropicales devraient se déplacer davantage vers le nord (*degré de confiance moyen*). Au cours de l'hiver des prochaines décennies, la partie supérieure océanique bordant le Canada atlantique est l'endroit où le réchauffement se fera le plus sentir, le nord-est du Pacifique connaîtra des taux de réchauffement intermédiaires et les zones océaniques arctiques et subarctiques orientales (notamment la baie d'Hudson et la mer du Labrador) se réchaufferont le moins (*degré de confiance moyen*).

L'océan absorbe la radiation provenant du soleil et des gaz à effet de serre dans l'atmosphère, et l'emmagasine sous forme de chaleur dans ses couches supérieures, dont une partie finit par se répandre dans les eaux plus profondes. L'eau ayant une capacité thermique beaucoup plus élevée que l'air, l'océan peut absorber de plus grandes quantités d'énergie thermique avec des augmentations de température plus faibles. Étant donné qu'il faut des siècles pour que les changements de chaleur dans la partie supérieure océanique se propagent partout aux profondeurs abyssales, l'étendue verticale du réchauffement de l'océan est bien inférieure à celle de la couche inférieure de l'atmosphère, bien qu'elle ait absorbé plus de 90 % de la chaleur supplémentaire accumulée par la Terre depuis 1955. Entre 1971 et 2010, les 75 m supérieurs de l'océan se sont réchauffés à un rythme de 0,11 °C par décennie, mais le taux de réchauffement n'a été que de 0,015 °C par décennie à 700 m (Rhein et coll., 2013).

La moyenne mondiale des températures à la surface de la mer (TSM) a affiché une tendance au réchauffement de 0,07 °C par décennie entre 1900 et 2016 (Jewett et Romanou, 2017) et de 0,1 °C par décennie entre 1950 et 2016 (Huang et coll., 2017). À l'instar de la température moyenne globale combinée de l'air et de la surface de la mer (voir le chapitre 2, section 2.2.1), la TSM montre également une variation pluridécennale liée aux changements des émissions de gaz à effet de serre et d'aérosols et à la variabilité naturelle du climat interne, ainsi que des variations à court terme principalement attribuables aux éruptions volcaniques et aux événements El Niño et La Niña. À l'échelle régionale, la TSM est également influencée par d'autres modes dominants de la variabilité naturelle du climat, tels que l'oscillation pluridécennale de l'Atlantique, l'oscillation de l'Atlantique Nord et l'oscillation décennale du Pacifique. Ces modes de variabilité comportent généralement des patrons à grande échelle dans la circulation atmosphérique ou océanique, qui entraînent des changements dans les vents de surface au-dessus de l'océan et des transferts de chaleur à travers l'interface air-mer (voir le chapitre 2, encadré 2.5).

7.2.1: Observations

Les observations des températures soutenues dans les océans bordant le Canada ont commencé au début du XX^e siècle, mais ces séries chronologiques sont limitées à quelques endroits. Dans l'océan Arctique, il y a eu très peu d'observations continues, et celles qui existent sont limitées aux dernières décennies. Les observations de la température de l'océan ont évolué depuis l'échantillonnage de l'océan du XIX^e siècle à partir des navires jusqu'à une couverture plus systématique et quasi mondiale à partir des satellites pour les eaux de surface (p. ex. Larouche et Galbraith, 2016) et les bouées Argo (profileurs autonomes qui mesurent la température et la salinité de la partie supérieure de 2 000 m de l'océan) pour les fonds marins (Riser et coll., 2016). Les observations de la température sous la surface de l'océan sur les plateaux continentaux bordant le Canada continuent d'être faites principalement au moyen de profils verticaux pris par les navires de recherche, complétées par des séries chronologiques continues (généralement par échantillonnage horaire) à partir d'instruments amarrés dispersés. La présente section portera sur les observations des températures de l'océan à long terme recueillies dans le cadre de programmes de surveillance du ministère des Pêches et Océans (MPO), qui s'appuyaient sur les données provenant de diverses sources de l'échantillonnage régulier entrepris à certains sites au début du XX^e siècle. Les séries chronologiques propres au site présentées dans la présente section sont représentatives de la température sur les plateaux plus vastes et les régions océaniques au grand large (Ouellet et coll., 2011, Petrie et Dean-Moore, 1996).

7.2.1.1: Océan Pacifique Nord-Est

Les températures à la surface de la mer et de la partie supérieure océanique du Pacifique Nord-Est sont fortement influencées par la variabilité naturelle associée à El Niño–Oscillation australe (ENSO) et à l'oscillation décennale du Pacifique (Christian et Foreman, 2013; Huang et coll., 2017). Sur la côte ouest du Canada, le MPO a deux programmes de surveillance à long terme qui fournissent des données continues sur la température des océans, soit le Programme de station côtière de Colombie-Britannique, qui comporte des séries chronologiques côtières (représentatives des eaux du plateau continental près de la surface) remontant à 1914 (Chandler et coll., 2017) et le programme de la ligne P, qui surveille les profondeurs de l'océan depuis 1956, jusqu'à l'ancienne station météorologique océanique Papa (Crawford et coll., 2007) (voir la figure 7.2). Des tendances de réchauffement à long terme de 0,08 °C par décennie ont été observées à la pointe Amphitrite et à l'île Kains, sur la côte ouest de l'île de Vancouver, et de 0,15 °C par décennie, à l'île Entrance, dans le détroit de Georgia (voir la figure 7.3). Au large, dans la partie supérieure océanique (de 10 à 50 mètres) à la station P, la tendance au réchauffement à long terme est de 0,14 °C par décennie, tandis que les eaux subsurfaces (100 à 150 m) présentent un réchauffement plus faible (0,07 °C par décennie) et une variation d'échelle décennale semblable à l'ampleur de celle des eaux de la partie supérieure océanique. Ces taux d'augmentation de la partie supérieure océanique sont semblables aux tendances de la TSM (de 1950 à 2016) observées dans les régions côtières du nord-ouest des États-Unis (0,07 °C par décennie) et de l'Alaska (0,12 °C par décennie) (Jewett et Romanou, 2017).

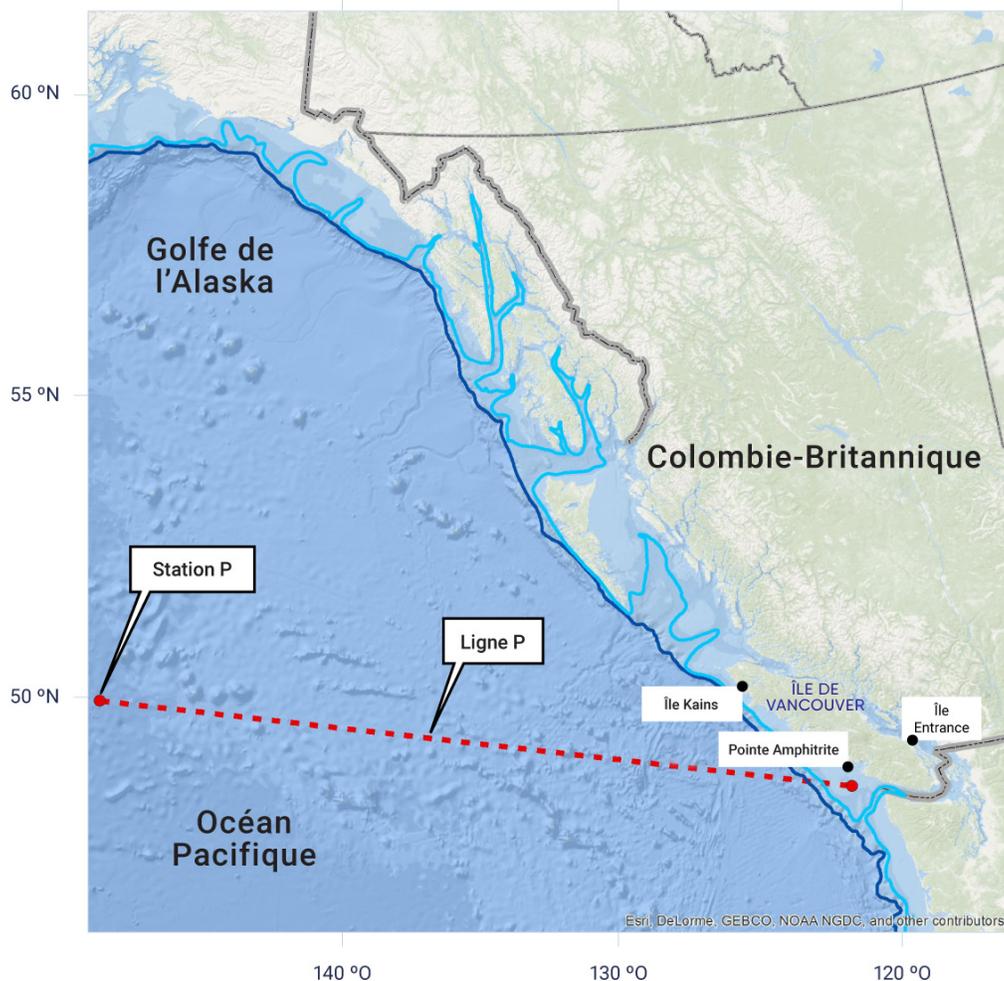


Figure 7.2: Emplacement des sites de surveillance au Pacifique Nord, au large de la Colombie-Britannique

Carte montrant l'emplacement des sites du Programme de station côtière de Colombie-Britannique sur les côtes est (île Entrance) et ouest (pointe Amphitrite et île Kains) de l'île de Vancouver. Les observations de la température, de la salinité et d'autres éléments au large sont recueillies par le programme de surveillance de la ligne P du MPO s'étendant jusqu'à la station P, qui est l'ancien emplacement de la station météorologique océanique Papa. Les contours de profondeur de 200 m et de 1 000 m sont indiqués par les lignes bleu clair et bleu foncé.

SOURCE DE LA FIGURE : PÊCHES ET OCÉANS CANADA

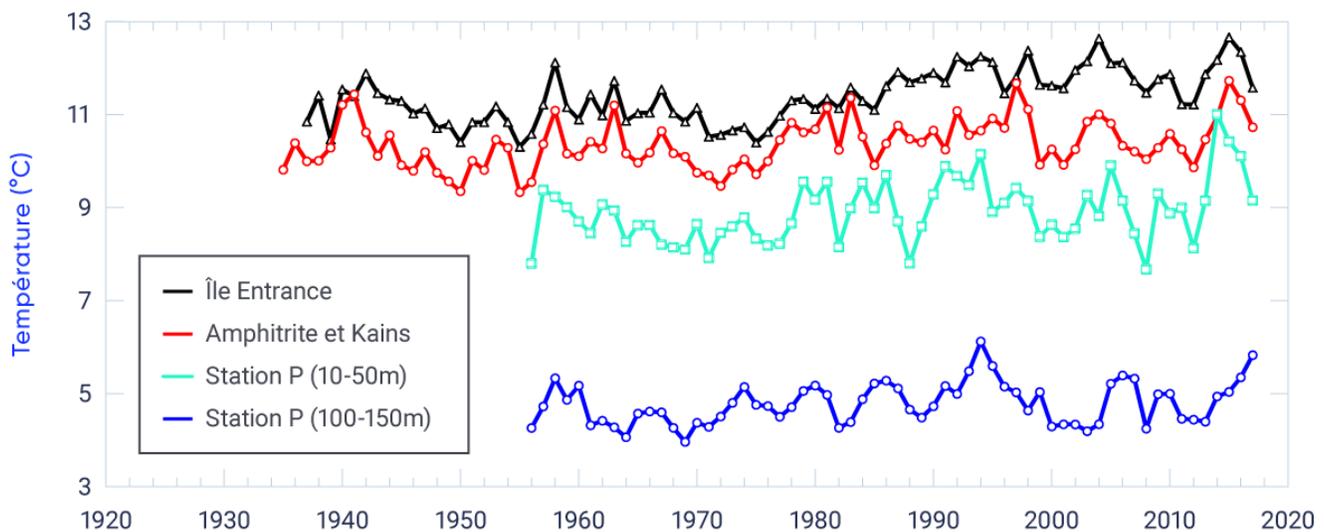


Figure 7.3: Températures moyennes annuelles du Pacifique Nord-Ouest, au large de la Colombie-Britannique

Série chronologique des températures côtières recueillies aux sites de surveillance du MPO à l'est (île Entrance, tendance positive de 0,15 °C par décennie, significative à un niveau de 1 % [il n'y a que 1 % de possibilité que de tels changements soient attribuables au hasard]) et à l'ouest (île Amphitrite Point et île Kains, tendance positive de 0,08 °C par décennie, significative à un niveau de 1 %) des côtes de l'île de Vancouver. La température au large de l'océan, à la station P, est présentée pour la partie supérieure océanique (de 10 à 50 m, tendance positive de 0,14 °C par décennie, significative à 1 % de niveau) et la plage de profondeur de la thermocline permanente (couche dans laquelle la température diminue fortement avec la profondeur; de 100 à 150 m, tendance positive de 0,07 °C par décennie, significative à un niveau de 5 %).

SOURCE DE LA FIGURE : DONNÉES DES PROGRAMMES DE SURVEILLANCE DU MPO. PROGRAMME DE STATION CÔTIÈRE DE COLOMBIE-BRITANNIQUE : PROGRAMME DE SURVEILLANCE DE LA LIGNE P : [HTTP://WWW.DFO-MPO.GC.CA/SCIENCE/DATA-DONNEES/LINE-P/INDEX-FRA.HTML](http://www.dfo-mpo.gc.ca/science/data-donnees/line-p/index-fra.html).

7.2.1.2: Océan Atlantique Nord-Ouest

Dans l'océan Atlantique Nord-Ouest au large des provinces de l'Atlantique (figure 7.4), les tendances du réchauffement à long terme sont évidentes d'après les données recueillies sur place (Galbraith et coll., 2017; Hebert et coll., 2016) dans le golfe du Saint-Laurent, le plateau néo-écossais et le golfe du Maine (figures 7.5 et 7.6). La variabilité de la température annuelle moyenne à la surface depuis 1985 dans le golfe du Saint-Laurent correspond fortement à celle de la température de l'air régionale, y compris une tendance au réchauffement (Galbraith et coll., 2012). Le taux de réchauffement plus élevé près du fond marin (0,23 °C par décennie) est lié à l'influence croissante des eaux subtropicales du Gulf Stream transportées en profondeur dans le chenal Laurentien (Gilbert et coll., 2005), une vallée sous-marine qui s'écoule de l'embouchure du fleuve Saint-Laurent, en passant par le golfe du Saint-Laurent, jusqu'à la limite du plateau continental.

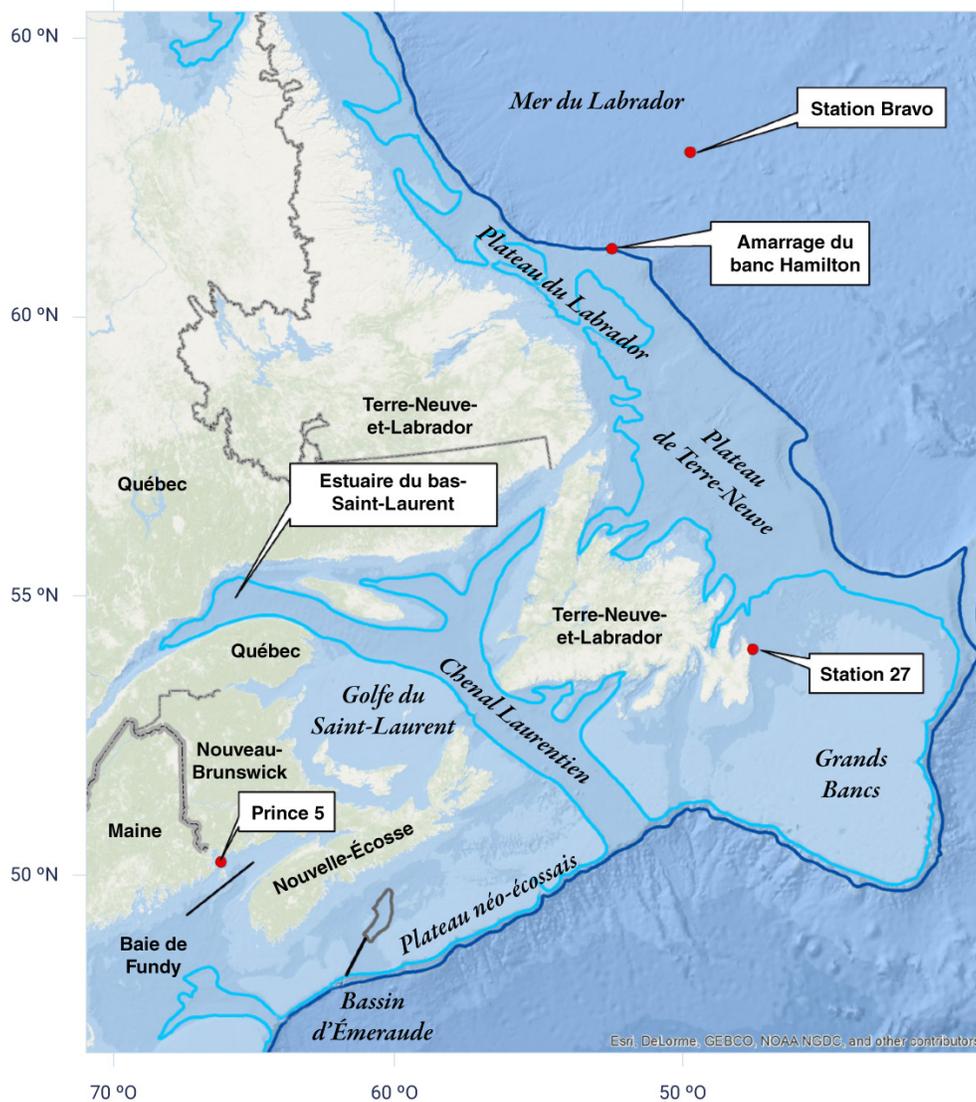


Figure 7.4: Échantillonnage de lieux dans l'Atlantique Nord-Ouest, au large des provinces de l'Atlantique

Carte indiquant les zones de l'océan Atlantique Nord-Ouest dans lesquelles des séries chronologiques de température et de salinité sont présentées dans le présent rapport. Ces endroits comprennent la mer du Labrador, le plateau de Terre-Neuve, le plateau néo-écossais, le golfe du Saint-Laurent et la baie de Fundy. Les observations océaniques sont recueillies par les programmes de surveillance de la zone Atlantique (PMZA) du MPO. Les contours de profondeur de 200 m et de 1 000 m sont indiqués par les lignes bleu clair et bleu foncé.

SOURCE DE LA FIGURE : PÊCHES ET OCÉANS CANADA

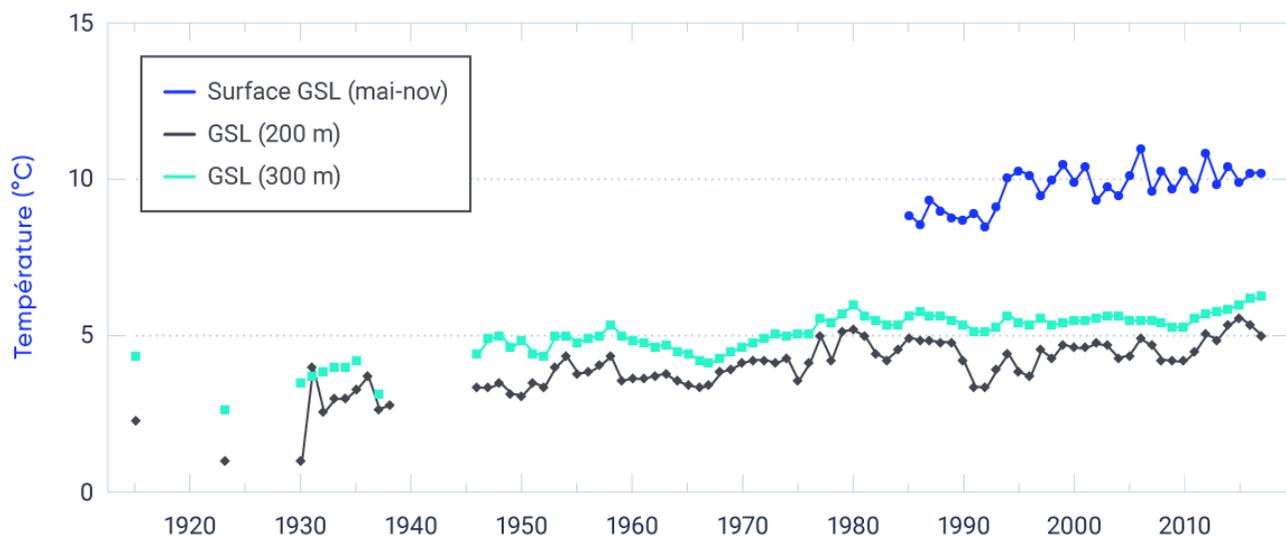


Figure 7.5: Température océanique dans le golfe du Saint-Laurent

Série chronologique des températures de l'océan pour la surface et à des profondeurs de 200 et 300 m dans le golfe du Saint-Laurent recueillies par les programmes de surveillance du MPO. Température à la surface de la mer (moyenne de mai à novembre, période libre de glace) à partir des observations par satellite de radiomètre perfectionné à très haute résolution (1985 à 2017, tendance positive de 0,46 °C par décennie, significative à un niveau de 1 %). La température des observations recueillis sur place à des profondeurs de 200 m (de 1915 à 2017, tendance positive de 0,25 °C par décennie, significative à un niveau de 1 %) et de 300 m (de 1915 à 2017, tendance positive de 0,23 °C par décennie, significative à un niveau de 1 %) indique un réchauffement dans les profondeurs du golfe du Saint-Laurent au cours du dernier demi-siècle.

SOURCE DE LA FIGURE : DONNÉES DES PROGRAMMES DE SURVEILLANCE DU MPO (GALBRAITH ET COLL., 2012; (GALBRAITH ET COLL., 2017). PROGRAMME DE MONITORAGE DE LA ZONE ATLANTIQUE : [HTTP://WWW.MEDS-SDMM.DFO-MPO.GC.CA/ISDM-GDSI/AZMP-PMZA/INDEX-FRA.HTML](http://www.meds-sdmm.dfo-mpo.gc.ca/isdm-gdsi/AZMP-PMZA/INDEX-FRA.HTML)

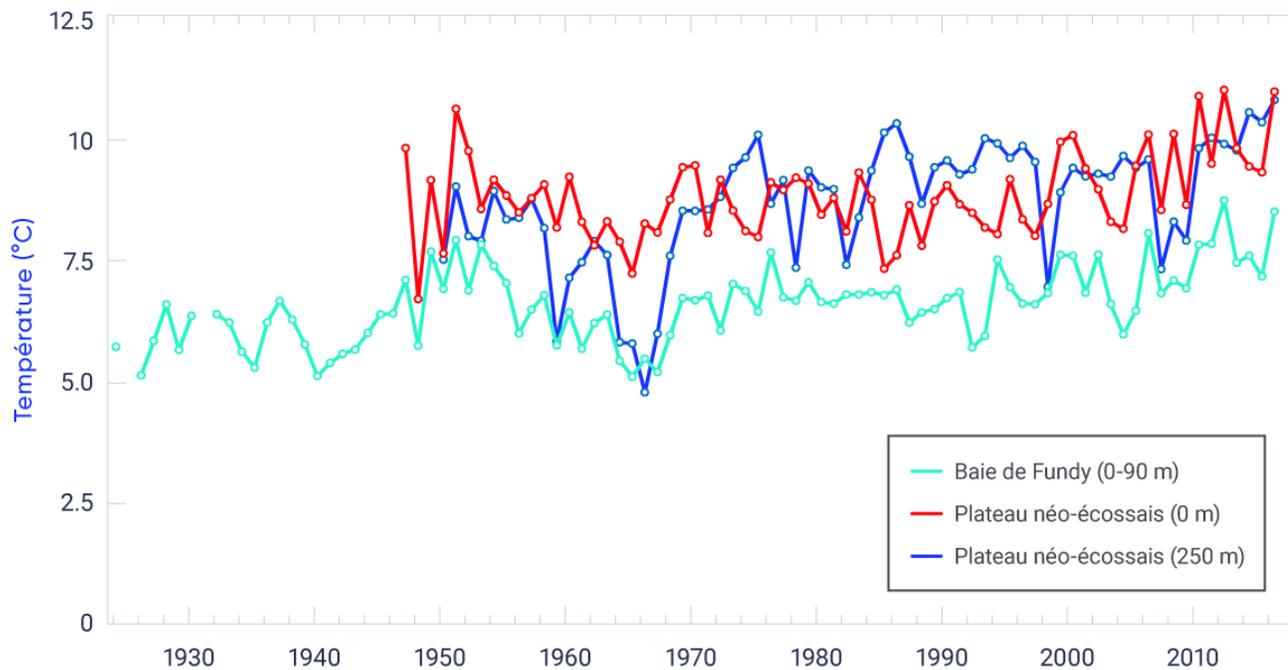


Figure 7.6: Températures moyennes annuelles sur le plateau néo-écossais et la baie de Fundy

Séries chronologiques des températures de l'océan sur le plateau néo-écossais et une série pour la baie de Fundy, recueillies par les programmes de surveillance du MPO. Des augmentations à long terme sont observées à partir de la température à la surface de la mer recueillis sur place (0 m, de 1947 à 2016, tendance positive de 0,15 °C par décennie, significative à un niveau de 1 %) et pour la couche plus profonde (250 m, de 1947 à 2016, tendance positive de 0,36 °C par décennie, significative à un niveau de 1 %) de la région du bassin d'Émeraude du plateau néo-écossais. La température moyenne de la profondeur de l'océan (de 0 à 90 m) prise à la station Prince 5 dans la baie de Fundy (de 1924 à 2016, tendance positive de 0,16 °C par décennie, significative à un niveau de 1 %) indique une tendance semblable au réchauffement à long terme.

SOURCE DE LA FIGURE : DONNÉES DES PROGRAMMES DE SURVEILLANCE DU MPO (HEBERT ET COLL., 2016). PROGRAMME DE MONITORAGE DE LA ZONE ATLANTIQUE : [HTTP://WWW.MEDS-SDMM.DFO-MPO.GC.CA/ISDM-GDSI/AZMP-PMZA/INDEX-FRA.HTML](http://www.meds-sdmm.dfo-mpo.gc.ca/isdm-gdsi/azmp-pmza/index-fra.html).

Contrairement aux zones susmentionnées (qui se trouvent à l'ouest des Grands Bancs et de l'île de Terre-Neuve), aucune tendance significative de réchauffement au cours du siècle dernier n'a été observée dans la température moyenne à toutes les profondeurs au site de surveillance du plateau de Terre-Neuve (station 27, voir la figure 7.4) ni dans la partie supérieure océanique (moyenne de 20 à 150 m) dans le centre de la mer du Labrador près de l'ancien site de la station météorologique océanique Bravo (Colbourne et coll., 2017; Yashayaev et Loder, 2017). Toutefois, le réchauffement de surface est évident au cours des dernières décennies sur les plateaux du Labrador et de Terre-Neuve, comme l'illustre la tendance au réchauffement de 0,13 °C par décennie à la station 27 depuis 1950 (voir la figure 7.7).

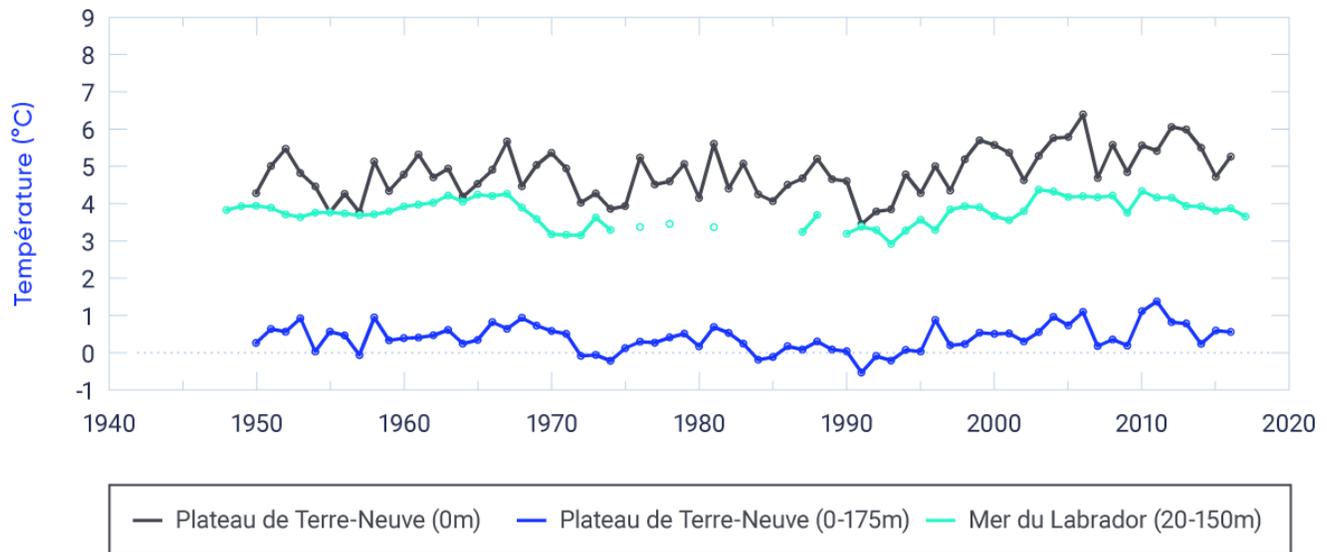


Figure 7.7: Températures moyennes annuelles sur le plateau de Terre-Neuve et dans la mer du Labrador

Série chronologique des températures de l'océan sur le plateau de Terre-Neuve et la mer du Labrador recueillie par les programmes de surveillance du MPO. Température à la surface de la mer (0 m) sur le plateau de Terre-Neuve à la station 27 du PMZA près de St. John's (de 1950 à 2016, tendance positive de 0,13 °C par décennie, significative à un niveau de 1 % [il n'y a que 1 % de possibilité que de tels changements soient attribuables au hasard]) et température moyenne de l'océan sur un éventail de profondeurs (de 0 à 175 m) à ce site (de 1950 à 2016, tendance positive non significative de 0,02 °C par décennie). La température de la partie supérieure océanique (20 à 150 m) du bassin central de la mer du Labrador (station météorologique océanique Bravo) ne démontre pas de réchauffement à long terme (de 1948 à 2016, tendance positive non significative de 0,03 °C par décennie).

SOURCE DE LA FIGURE : DONNÉES DES PROGRAMMES DE SURVEILLANCE DU MPO (COLBOURNE ET COLL., 2017; YASHAYAEV ET LODER, 2017). PROGRAMME DE MONITORAGE DE LA ZONE ATLANTIQUE : [HTTP://WWW.MEDS-SDMM.DFO-MPO.GC.CA/ISDM-GDSI/AZMP-PMZA/INDEX-FRA.HTML](http://www.meds-sdmm.dfo-mpo.gc.ca/isdm-gdsi/azmp-pmza/index-fra.html). PROGRAMME DE MONITORAGE DE LA ZONE ATLANTIQUE AU LARGE DU PLATEAU CONTINENTAL : [HTTP://WWW.BIO.GC.CA/SCIENCE/MONITORING-MONITOREGE/AZOMP-PMZAO/AZOMP-PMZAO-FR.PHP](http://www.bio.gc.ca/science/monitoring-monitorege/azomp-pmzao/azomp-pmzao-fr.php).

La confiance dans les changements de température dans l'Atlantique Nord-Ouest au cours du dernier siècle est renforcée par les comparaisons des mesures recueillis sur place des sites de surveillance du MPO (Colbourne et coll., 2017; Galbraith et coll., 2017; (Hebert et coll., 2016; Yashayaev et Loder, 2017) avec trois ensembles de données mondiaux des TSM interpolés tous les mois, qui remontent à la fin du XIX^e siècle (Loder and Wang, 2015). Les tendances des TSM moyennes annuelles au large du Canada atlantique depuis 1900 et 1950 sont généralement semblables aux tendances mondiales (Jewett et Romanou, 2017), sauf au large de la mer du Labrador, où les tendances sont faibles (et non significatives sur le plan statistique). Les tendances depuis 1981 sont généralement de deux à trois fois plus importantes que celles à plus long terme, en raison de la combinaison du réchauffement planétaire anthropique et d'une phase de réchauffement de l'oscillation pluridécennale de l'Atlantique depuis les années 1970 (Loder et Wang, 2015).

L'absence d'une tendance au réchauffement à long terme dans la région subpolaire de la mer du Labrador correspond à la vaste zone au sud du Groenland, où aucun réchauffement net n'a été observé dans les températures de l'air et de l'eau de surface au cours du dernier siècle (Lozier et coll., 2008; GIEC, 2013; Loder et Wang, 2015). Cette situation est généralement attribuée à la prédominance de la variabilité naturelle du climat dans cette région (p. ex. Delworth et Zeng, 2016) et à une réduction possible de la force de la circulation méridienne de retournement de l'Atlantique (p. ex. Rahmstorf et coll., 2015). Un exemple de l'importance de la variabilité à l'échelle décennale (et des écueils associés) dans l'Atlantique Nord-Ouest est fourni par le plus long enregistrement de température disponible des instruments amarrés au large du Canada atlantique, en particulier à une profondeur de 1 000 m sur le talus du Labrador. Cet enregistrement montre un faible réchauffement net (inférieur à 0,2 °C) entre 1987 et 2015, mais un réchauffement de plus de 0,5 °C entre 1995 et 2011 à la suite d'une convection profonde record et d'un refroidissement subsurface dans la mer du Labrador au début des années 1990 (Yashayaev et Loder, 2016). Des séries chronologiques plus longues des températures du centre de la mer du Labrador (voir la figure 7.7) indiquent qu'il n'y a pas eu de réchauffement net de cette masse d'eau (ce qui est important pour la circulation méridienne de retournement de l'Atlantique) depuis 1950. De toute évidence, il faut faire preuve de prudence pour inférer les changements climatiques anthropiques à partir de données d'observation de seulement quelques décennies dans les eaux des océans Atlantique et Pacifique au large du Canada. À ce jour, la variabilité naturelle à l'échelle décennale dans ces eaux est d'une ampleur comparable à celle des changements climatiques anthropiques mondiaux.

Les variations saisonnières des TSM au Canada atlantique au cours des dernières décennies ont été étudiées en déterminant à quel moment les seuils de températures printanières et automnales ont été atteints chaque année, estimées à partir des données satellitaires (Galbraith et Larouche, 2013). Toutes les régions du Canada atlantique ont connu un réchauffement printanier plus précoce entre 1985 et 2011, avec des tendances variant entre 0,6 semaine par décennie plus tôt sur le plateau néo-écossais et 1,6 semaine par décennie plus tôt sur le plateau du Labrador. Toutefois, seules quelques régions limitées ont connu des tendances différentes sur le plan statistique de zéro pour ce qui est des changements du moment du refroidissement à l'automne, avec des taux de 0,5 à 0,7 semaine par décennie plus tard dans l'année. Si ces changements étaient entièrement associés au réchauffement atmosphérique, certaines régions du Canada atlantique pourraient voir des conditions de TSM estivales prolongées jusqu'à deux semaines pour chaque augmentation globale de 1 °C de la température régionale de l'air. Au cours de la période de 1982 à 2014, on a également estimé que la durée de l'été avait augmenté de trois semaines par décennie dans la région du plateau néo-écossais et du golfe du Maine (Thomas et coll., 2017), mais ce changement comprend probablement une contribution importante de la variabilité à l'échelle décennale.

7.2.1.3: Océan Arctique

La détection et la compréhension des changements climatiques dans le secteur canadien de l'océan Arctique au cours du dernier siècle présentent des défis en raison du manque d'enregistrements d'observation à long terme adéquats. Toutefois, il y a des preuves solides que les températures de l'air en surface ont augmenté dans l'Arctique canadien et que l'étendue et le volume de la glace marine ont diminué (voir les chapitres 4.2.1.1 et 5.3.1). Ces changements indiquent un réchauffement associé de la partie supérieure océanique dans la région (particulièrement en raison de la chaleur inhérente de la transformation de la glace marine en eau de mer).

Les observations satellitaires indiquent que les TSM d'août dans la plupart des zones d'eau libre saisonnière de la mer de Beaufort, de la baie d'Hudson et de la baie de Baffin ont augmenté de plus de 0,5 °C par décennie entre 1982 et 2017 (Timmermans et coll., 2018; voir également Larouche et Galbraith, 2016), mais elles indiquent aussi un réchauffement limité ou nul dans d'autres secteurs (qui peut simplement refléter des données éparses dans les zones de glace marginales). Dans la mer de Beaufort, à 50 m de profondeur sur le plateau médiocontinental, aucune tendance significative n'a été observée au cours des 25 dernières années (Steiner et coll., 2015). Cette absence de tendance de la température correspond aux

observations de la partie supérieure océanique mélangée dans le sud de la mer de Beaufort et le bassin Canada (l'un des deux bassins de l'océan Arctique); Peralta-Ferriz et Woodgate, 2015). Dans les bassins hors plateau continental de l'océan Arctique, les températures subsurfaces (entre 150 et 900 m de profondeur) ont augmenté de 0,48 °C par décennie depuis 1970 (Polyakov et coll., 2012).

Dans l'archipel Arctique canadien, les températures près du fond marin, à 145 m de profondeur dans l'ouest du détroit de Lancaster, ont augmenté d'environ 0,2 °C (de 2002 à 2011), ce qui indique un réchauffement de la couche d'eau arctique plus profonde qui traverse ce passage en allant vers l'Atlantique Nord-Ouest (Hamilton et Wu, 2013; Steiner et coll., 2015). Pour le plateau de l'île de Baffin, aucune tendance de température ne peut être relevée dans la couche supérieure de 50 m (de 1950 à 2005), mais dans la couche de 50 à 200 m, il y a une légère tendance de refroidissement de 0,05 °C par décennie (Hamilton et Wu, 2013; Zweng et Münchow, 2006). Au centre de la baie de Baffin, on a observé une tendance de refroidissement d'environ 0,16 °C par décennie à la surface (de 0 à 50 m) et aucune tendance n'a été observée dans la couche de 50 à 200 m depuis 1950, et une tendance de réchauffement d'environ 0,13 °C par décennie a été observée dans le bassin profond (de 600 à 800 m) depuis 1960 (Hamilton et Wu, 2013; Zweng et Münchow, 2006).

7.2.2: Projections

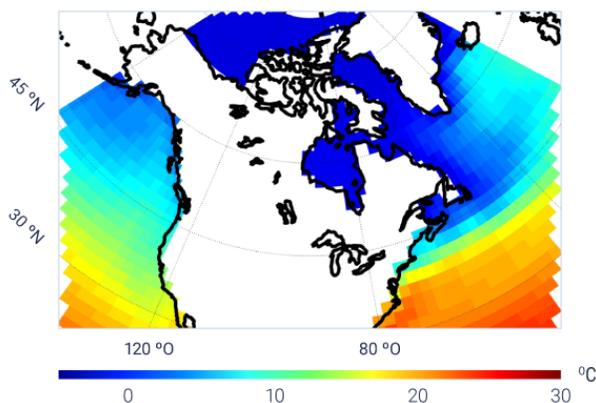
Étant donné que la capacité thermique de l'eau est beaucoup plus élevée que celle de l'air, le réchauffement anthropique des océans devrait être légèrement inférieur à celui de la couche inférieure de l'atmosphère au-dessus de la terre, sauf peut-être à certains endroits où il y a des changements dans la circulation océanique (p. ex. le Gulf Stream chaud se déplace vers le nord). Les projections tirées des modèles de la cinquième phase du Projet d'intercomparaison de modèles couplés (CMIP5; voir le chapitre 3, encadré 3.1) utilisés dans le cinquième Rapport d'évaluation (RE5) du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat (GIEC) indiquent généralement un réchauffement généralisé de la partie supérieure océanique qui bordent le Canada au XXI^e siècle, avec un réchauffement plus important pour les scénarios d'émissions plus élevées. Une variation substantielle est évidente entre les saisons et d'une région à l'autre (Loder et coll., 2015; Christian et Holmes, 2016, Steiner et coll., 2015; Christian et Foreman, 2013). Les changements prévus de TSM au milieu du siècle (moyenne pour 2046 à 2065 par rapport à celle de 1986 à 2005) pour un scénario d'émissions élevées (RCP8.5) ont été calculés comme la moyenne d'ensemble de six des modèles du CMIP5 (Loder et coll., 2015). Les émissions mondiales depuis 2005 (p. ex. Peters et coll., 2013; 2017) et les décisions de politique climatique (p. ex. Sanford et coll., 2014) ont été plus près de ce scénario que celui de faibles émissions (RCP2.6). Les augmentations prévues de la TSM au milieu du siècle pour le scénario d'émissions moyennes (RCP4.5) sont d'environ 70 % de celles pour le scénario RCP8.5 ayant des caractéristiques spatiales semblables, ce qui correspond à l'évolutivité des changements prévus de la température de l'air dont il est question au chapitre 4 (voir aussi Markovic et coll., 2013). À titre de bonne approximation, ces augmentations prévues peuvent s'appliquer jusqu'au milieu du siècle, en supposant seulement une réduction supplémentaire limitée des émissions.

Dans le Pacifique Nord-Est, au large de la Colombie-Britannique, l'augmentation prévue de la TSM jusqu'au milieu du siècle est d'environ 2 °C en hiver et de 3 °C en été, avec une petite augmentation au fur et à mesure avec la latitude (voir la figure 7.8). En revanche, les augmentations prévues dans les eaux canadiennes de l'Arctique (y compris la baie d'Hudson) et l'Atlantique Nord-Ouest connaissent des variations saisonnières et spatiales plus importantes. Les variations prévues de TSM dans l'Arctique en hiver sont très petites (en raison de la présence continue prévue de la glace marine d'hiver), mais elles sont en été jusqu'à 4 °C dans des zones telles que la mer de Beaufort et la baie d'Hudson, où on prévoit une réduction de la couverture de la glace marine. Les modèles du CMIP5 n'ont pas une résolution spatiale adéquate et des représentations de la glace marine et de la physique des océans dans l'archipel Arctique canadien en raison de la complexité pour projeter de façon fiable les détails des variations de température des océans en été et en automne, mais on peut s'attendre à des changements importants à la structure spatiale dans les océans associés aux changements liés à la glace marine (p. ex. Sou et Flato, 2009; Hu et Myers,

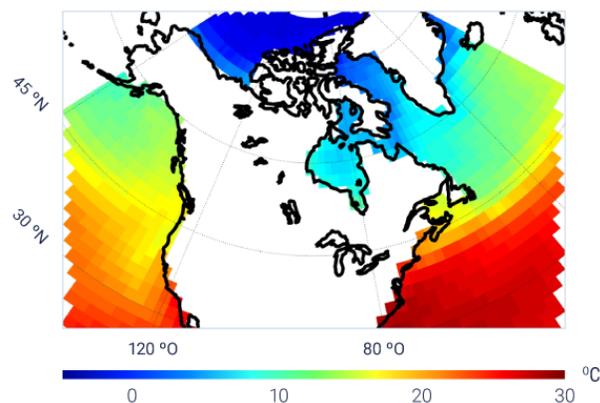
2014; Steiner et coll., 2015). Des projections fiables des conditions océaniques dans cette région nécessiteront probablement une combinaison de résolution spatiale plus élevée dans les modèles climatiques mondiaux et l'inclusion des composantes de la glace marine et de l'océan dans les modèles climatiques régionaux utilisés dans la réduction d'échelle dynamique (voir le chapitre 3.5).

TSM moyenne (1986-2005)

a) Février

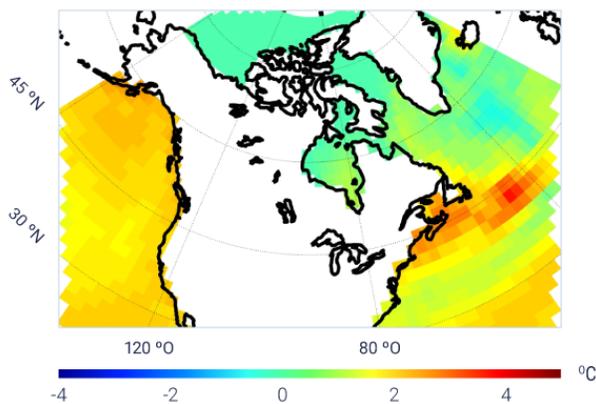


b) Août

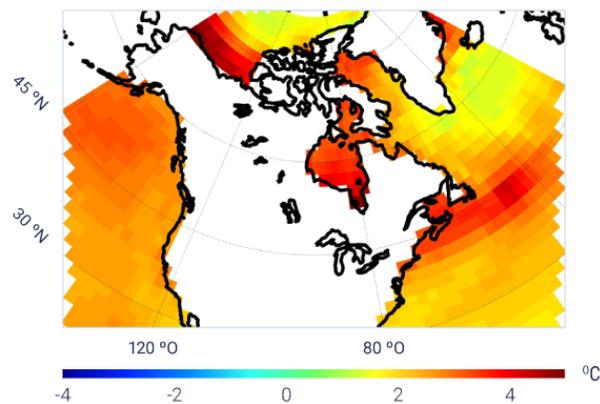


Changement de TMS moyenne: (2046-2065) - (1986-2005)

c) Février

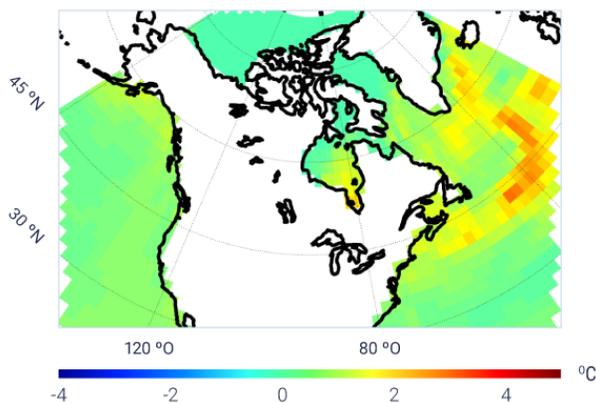


d) Août



Écart-type du changement de la TMS moyenne

e) Février



f) Août

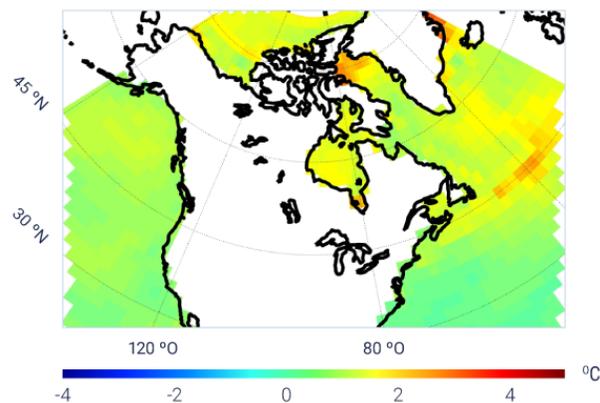


Figure 7.8: Températures de surface de la mer futures prévues dans les océans bordant le Canada

Cinquième phase du Projet d'intercomparaison de modèles couplés (CMIP5) – moyenne d'ensemble de la température à la surface de la mer (TSM) pour la période de 1986 à 2005 (rangée supérieure) pour février (a) et août (b). Variation de la moyenne de la TSM pour le milieu du siècle (de 2046 à 2065) relativement à la période de 1986 à 2005 pour février (c) et août (d) pour le scénario à émissions élevées (RCP8.5). Écart-type dans la variation de la TSM pour le milieu du siècle relativement à la période de 1986 à 2005 pour février (e) et août (f). En général, l'écart-type est faible, indiquant que les modèles s'entendent, sauf pour le nord de la baie de Baffin et les régions sud de la Nouvelle-Écosse, de Terre-Neuve et du Groenland, ce qui peut être attribuable à la difficulté de modéliser les dynamiques océaniques de ces régions.

SOURCE DE LA FIGURE : ADAPTÉ DE LODER ET VAN DER BAAREN (2013).

Les augmentations de la température de l'air devraient être plus importantes que les augmentations de la TSM dans la plupart des régions de l'Atlantique Nord-Ouest (Loder et coll., 2015), ce qui concorde avec le fait que le réchauffement atmosphérique est le principal facteur du réchauffement des océans (p. ex. Collins et coll., 2013; Hegerl et coll., 2007). La variation latitudinale du changement future de la TSM dans les eaux extracôtières sera différente de l'augmentation avec la latitude de la température de l'air sur le continent associée à l'amplification de l'Arctique. Contrairement à la température de l'air du Canada dans son ensemble, l'augmentation de la TSM dans l'Atlantique Nord-Ouest devrait être la plus importante aux latitudes moyennes et la plus faible vers le nord dans les eaux subpolaires. La TSM hivernal augmente d'ici le milieu du siècle, jusqu'à 3 °C au large des provinces maritimes, mais seulement de 1 °C au large du Labrador, selon les projections pour le scénario d'émissions élevées (RCP8.5). De même, on prévoit des augmentations de la TSM d'été allant jusqu'à 4 °C au milieu du siècle au large des provinces maritimes, mais les augmentations sont limitées à 2 °C au large du Labrador. Le maximum de latitude moyenne de l'augmentation de la TSM est lié, en particulier, aux changements prévus de la circulation océanique à grande échelle et à une légère expansion vers le nord du tourbillon océanique subtropical (et du déplacement du Gulf Stream).

Dans l'Atlantique Nord, au sud du Groenland, la plupart des modèles indiquent que le réchauffement futur sera plus limité, la circulation méridienne de retournement de l'Atlantique transportant moins de chaleur vers le nord (Drijfhout et coll., 2012). Toutefois, une incertitude importante subsiste quant à la possibilité d'une réduction importante de cette circulation à l'avenir, en raison de la complexité du système atmosphère-glace-océan dans l'Atlantique Nord-Ouest et de la capacité limitée des modèles climatiques actuels de simuler des processus importants dans ce système complexe (Sgubin et coll., 2017).

Comme c'est le cas pour l'archipel arctique canadien, la résolution horizontale grossière de l'océan dans les modèles du système terrestre du CMIP5 (d'environ 100 km) pose un défi pour la modélisation de l'océan au large du Canada atlantique, où la topographie du littoral et du fond marin est complexe. Il en résulte un biais « chaud » dans la TSM en raison d'une mauvaise représentation de la limite entre les tourbillons océaniques subtropicaux et subpolaires; ainsi, les projections des changements climatiques existantes sont fondées sur une circulation océanique régionale modélisée qui diffère de la réalité (Loder et coll., 2015; Saba et coll., 2016). Cela est important pour le Canada Atlantique, en particulier, qui se trouve dans une région ayant des différences spatiales importantes dans la température océanique (figure 7.1). La réduction régionale de l'échelle des changements climatiques a fourni des renseignements détaillés sur la structure spatiale des changements potentiels pour le Canada atlantique (Long et coll., 2016), mais l'ampleur globale des changements est incertaine.

Résumé de la section

Pour résumer, la température de la partie supérieure océanique a augmenté dans le nord-est du Pacifique et dans la plupart des régions du nord-ouest de l'Atlantique au cours du dernier siècle, ce qui correspond aux changements climatiques anthropiques (*degré de confiance élevé*). Cet énoncé de confiance est fondé sur des observations recueillies sur place de haute qualité concernant la température à la surface et à la subsurface de la mer, qui sont généralement compatibles avec les variations régionales des ensembles de données interpolées mondiales sur la TSM. Le nombre de lieux ayant de longues séries chronologiques subsurfaces est limité et, même si ces données devraient être représentatives des grandes régions, leur confiance est moindre. La variabilité décennale naturelle est comparable pour ce qui est de l'ampleur aux changements à long terme de la température des océans; il y a une région au sud du Groenland où il y a eu peu ou pas de réchauffement océanique au cours du dernier siècle. Il n'y a pas de mesures à long terme de la température de l'océan Arctique, mais le réchauffement s'est vraisemblablement produit pendant les périodes d'été et d'automne, selon les augmentations de la température de l'air observées (voir le chapitre 4, section 4.2.1.1) et les diminutions de la glace marine (voir le chapitre 5, section 5.3.1) (*degré de confiance moyen*). Cet énoncé de confiance est fondé sur quelques courtes séries de températures et sur le jugement d'experts quant au couplage de l'atmosphère, de la cryosphère et de la partie supérieure océanique.

Les océans qui bordent le Canada devraient continuer de se réchauffer au cours du XXI^e siècle en raison des émissions passées et futures des gaz à effet de serre. Le réchauffement en été sera plus important dans les zones libres de glace de l'Arctique et au large du sud du Canada atlantique, où les eaux subtropicales devraient se déplacer davantage vers le nord (*degré de confiance moyen*). Au cours de l'hiver des prochaines décennies, la partie supérieure océanique bordant le Canada atlantique est l'endroit où le réchauffement se fera le plus sentir, le nord-est du Pacifique connaîtra des taux de réchauffement intermédiaires et les zones océaniques arctiques et subarctiques orientales (notamment la baie d'Hudson et la mer du Labrador) se réchaufferont le moins (*degré de confiance moyen*). Ces énoncés de confiance sont fondés sur une analyse de six projections de TSM des modèles du CMIP5 pour les océans bordant le Canada, qui montrent une augmentation de la TSM pour toutes les saisons dans les océans Pacifique Nord-Est et Atlantique Nord-Ouest. Les énoncés sont également fondés sur une compréhension physique des processus liés à l'augmentation de la température de l'air en surface, ce qui entraîne un transfert de chaleur positif dans les eaux de surface de l'océan. Le niveau de confiance est moyen au lieu d'élevé en raison des différences dans les projections régionales des modèles du système terrestre.

7.3: Salinité et stratification de la densité océanique

Message clé

Il y a eu une légère dessalure à long terme des eaux de la partie supérieure océanique dans la plupart des régions au large du Canada en raison de divers facteurs liés aux changements climatiques anthropiques, en plus de la variabilité naturelle à l'échelle décennale (*degré de confiance moyen*). La salinité a augmenté sous la surface dans certaines zones de latitude moyenne, ce qui indique un déplacement vers le nord de l'eau subtropicale plus salée (*degré de confiance moyen*).

Message clé

La dessalure de la surface océanique devrait se poursuivre dans la plupart des régions au large du Canada pendant le reste du siècle, selon divers scénarios d'émissions, en raison de l'augmentation des précipitations et de la fonte de la glace terrestre et marine (*degré de confiance moyen*). Toutefois, on s'attend à une augmentation de la salinité dans les eaux du plateau continental au sud du Canada atlantique en raison du déplacement vers le nord de l'eau subtropicale (*degré de confiance moyen*). La dessalure et le réchauffement de la partie supérieure océanique devraient accroître la stratification verticale de la densité de l'eau, ce qui aura une incidence sur la séquestration des gaz à effet de serre dans les océans, les niveaux d'oxygène dissous et les écosystèmes marins.

L'océan est un élément clé du cycle de l'eau de la Terre (voir le chapitre 6, figure 6.1), et les changements dans les taux d'évaporation et de précipitation se reflètent dans la dessalure ou la salinité relative de l'eau de surface de l'océan (Helm et coll., 2010). La salinité peut également changer à la suite de l'apport d'eau douce du continent, de la fonte et du gel de la glace marine (voir l'encadré 7.3) ainsi que de la circulation et du mélange de l'océan. Les changements à proximité de la surface de la mer ont une incidence sur les profondeurs de l'océan (couches intermédiaires et profondes) par des processus tels que le mélange vertical et la convection profonde (p. ex. Yashayaev et Loder, 2016). La salinité de l'océan, combinée à la température et à la pression (profondeur), détermine la densité de l'eau de mer qui, à son tour, influe sur la circulation océanique, la stratification verticale de la densité (voir l'encadré 7.4) et le mélange vertical. Les différences quant à la salinité de la surface de la mer entre les différentes régions de l'océan mondial se sont accentuées depuis les années 1950. Les eaux de surface relativement salines dans les latitudes moyennes inférieures dominées par l'évaporation sont devenues plus salées, tandis que les eaux de surface faisant l'objet d'une dessalure relative dans les régions tropicales dominées par la pluie et les régions polaires influencées par la glace font l'objet d'une dessalure accrue (Rhein et coll., 2013).

Encadré 7.3: Rejet de saumure

Le rejet de saumure est un processus qui se produit pendant la formation de la glace marine, dans laquelle le sel est rejeté de la glace, au fur et à mesure qu'elle se forme, dans l'eau de mer environnante. Ainsi, le sel de la glace marine est plus dilué que celui de l'eau de mer à partir de laquelle elle s'est formée. Lorsque la glace marine fond, une couche d'eau douce se développe à la surface de l'océan où la fonte a eu lieu.

Encadré 7.4: Stratification de la densité océanique

La densité de l'eau de mer est une fonction de sa température, salinité et pression (qui augmente avec la profondeur sous la surface de la mer). La « stratification de la densité océanique » signifie la différence dans la densité de l'eau entre les couches marines. Une eau près de la surface, légère, relativement chaude et ayant moins de sel recouvre l'eau de subsurface froide et plus dense. Dans la partie supérieure océanique, cette stratification est saisonnière. Elle se développe au printemps et à l'été à la suite du réchauffement de l'eau près de la surface par la lumière du soleil et la chaleur atmosphérique, et à la dessalure de l'eau près de la surface attribuable à l'écoulement continental, à la fonte de la glace marine ou aux précipitations. Elle disparaît ensuite en raison de la dessalure de l'automne et du mélange généré par les vents. Une stratification plus faible persiste toute l'année sous la couche mélangée de l'hiver. La stratification limite le mélange vertical dans l'océan, particulièrement dans la partie supérieure océanique au printemps et à l'été. La variabilité de cette stratification d'une région à l'autre et au fil du temps a des répercussions importantes sur le mélange de la chaleur et du dioxyde de carbone vers le bas de l'océan et le mélange des nutriments (nécessaires pour la croissance du plancton) vers le haut dans les couches de surface. En raison de l'accroissement du réchauffement et de l'apport d'eau douce attribuables aux changements climatiques anthropiques dans les océans Arctique et subpolaires, la stratification de ces eaux devrait augmenter. Cet effet peut réduire la capacité de l'océan d'absorber le dioxyde de carbone découlant des activités humaines, amplifiant ainsi le réchauffement mondial. Il pourrait également réduire la remontée des nutriments dans les eaux bordant le Canada, ce qui nuirait aux sources alimentaires pour l'ensemble du réseau alimentaire marin.

7.3.1: Observations

Des observations sur la salinité des océans ont été formulées depuis la fin du XIX^e siècle par les croisières de recherche. La couverture de ces observations est cependant plus éparse que les observations sur la température, car la salinité est plus difficile à mesurer que la température. Les observations de la salinité des océans sur les plateaux continentaux bordant le Canada sont faites principalement au moyen de profils verticaux pris par les navires de recherche, complétées par des séries chronologiques continues à partir d'instruments amarrés dispersés.

7.3.1.1: Océan Pacifique Nord-Est

Tout comme pour les températures dans le Pacifique Nord (voir la section 7.2.1.1), la salinité de la surface de la mer subit une forte influence de la variabilité naturelle associée aux saisons, à l'apport terrestre d'eau douce et aux processus à plus long terme comme l'ENSO et l'oscillation décennale du Pacifique. Les observations au large, à la station P, montre une légère dessalure à long terme (une baisse de la salinité de 0,015 par décennie)²⁶ près de la surface et une légère augmentation de la salinité à long terme (mais non différente de zéro sur le plan statistique) dans les profondeurs (voir la figure 7.9). Les eaux côtières le long de la côte ouest de l'île de Vancouver présentent une légère dessalure (une baisse de 0,043 par décennie), ce qui correspond à ce qui a été observé à la station P, tandis que celles le long de la côte est (dans le détroit de Georgia) présentent de légères augmentations de salinité de la même ampleur. La complexité de l'apport d'eau douce contribue à la variabilité observée à ces stations côtières.

26 La salinité est une quantité sans dimension (sans unités) qui correspond à des parties par millier (de sel dans l'eau de mer) ou à des grammes de sel par kilogramme d'eau de mer.

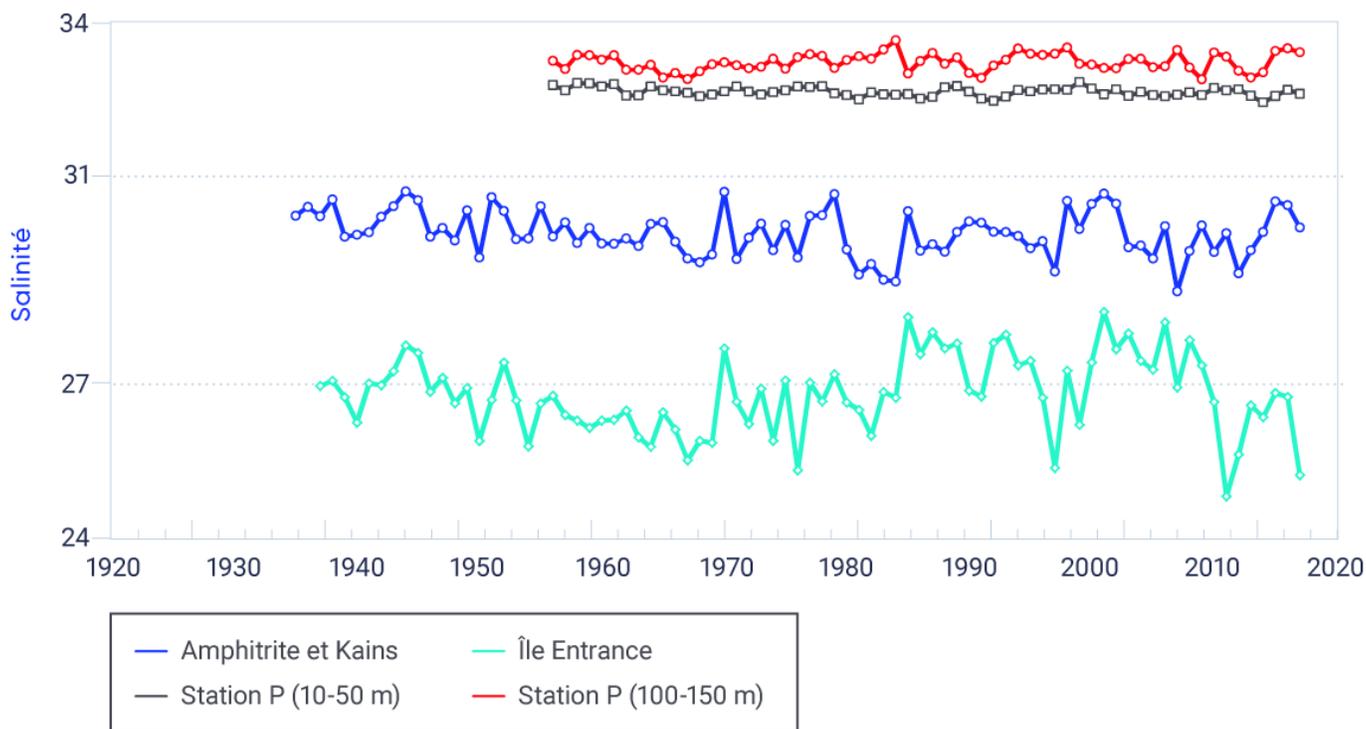


Figure 7.9: Changements de salinité de l'océan Pacifique au large de la côte ouest du Canada

Salinité moyenne annuelle dans l'océan Pacifique au large de la Colombie-Britannique aux mêmes sites que ceux de la température moyenne à la figure 7.2. Les tendances à long terme de ces séries chronologiques sont faibles, mais statistiquement différentes de zéro pour la couche près de la surface à la station P (de 10 à 50 m) (de 1956 à 2017, tendance à la baisse de 0,015 par décennie, significative à un niveau de 5 % [il n'y a que 5 % de possibilité que la tendance soit attribuable au hasard]) et pour les îles Amphitrite et Kains (de 1935 à 2017, tendance à la baisse de 0,043 par décennie, significative à un niveau de 5 %). La variabilité interannuelle et décennale est importante à l'île Entrance (à l'est de l'île de Vancouver) par rapport aux sites de la côte ouest de l'île de Vancouver et à la station P. Les tendances à long terme ne sont pas statistiquement différentes de zéro à l'île Entrance (de 1937 à 2017, tendance à la hausse de 0,038 par décennie) ni à la couche profonde de la station P (de 100 à 150 m) (de 1956 à 2017, tendance à la hausse de 0,013 par décennie).

SOURCE DE LA FIGURE : LES DONNÉES PROVIENNENT DES PROGRAMMES DE SURVEILLANCE DU MPO. PROGRAMME DE STATION CÔTIÈRE DE COLOMBIE-BRITANNIQUE : [HTTP://WWW.PAC.DFO-MPO.GC.CA/SCIENCE/OCEANS/DATA-DONNEES/LIGHTSTATIONS-PHARES/INDEX-FRA.HTML](http://www.pac.dfo-mpo.gc.ca/science/oceans/data-donnees/lightstations-phares/index-fra.html). PROGRAMME DE SURVEILLANCE DE LA LIGNE P : [HTTP://WWW.DFOMPO.GC.CA/SCIENCE/DATA-DONNEES/LINE-P/INDEX-FRA.HTML](http://www.dfompo.gc.ca/science/data-donnees/line-p/index-fra.html).

La stratification de la partie supérieure océanique le long de la ligne P a augmenté au cours de la période de 1956 à 2011 (Freeland, 2013). Ce phénomène est principalement attribuable à la dessalure des eaux près de la surface (Durack et Wijffels, 2010; Durack et coll., 2012), et est renforcé par la tendance vers l'augmentation de la salinité sous le niveau des 100 m.

7.3.1.2: Océan Atlantique Nord-Ouest

Au large de la côte atlantique, les changements de salinité à long terme ont généralement montré une légère tendance à la dessalure (diminution) de la partie supérieure océanique et une tendance à la hausse dans les eaux profondes du golfe du Saint-Laurent (voir la figure 7.10). Les divers facteurs qui contribuent aux tendances à long terme de la salinité sont partiellement compensés aux latitudes moyennes, de sorte que la variabilité naturelle d'une décennie à l'autre est importante. Sur le plateau de Terre-Neuve, il y a une dessalure, la salinité diminuant d'environ 0,013 par décennie (Colbourne et coll., 2017). Dans le centre de la mer du Labrador et de la baie de Fundy, la faible tendance de la partie supérieure océanique est semblable à celle observée sur le plateau de Terre-Neuve, mais elle n'est pas statistiquement différente de zéro (Hebert et coll., 2016; Yashayaev et coll., 2014; Yashayaev et Loder, 2016). La tendance de salinité la plus importante et la plus robuste dans les eaux canadiennes de l'Atlantique a été observée dans les eaux profondes (de 200 à 300 m sous la surface) du golfe du Saint-Laurent, où il y a eu une augmentation statistiquement significative de la salinité de 0,019 par décennie au cours des 90 dernières années. Cette tendance correspond à un déplacement vers le nord des eaux subtropicales à salinité plus élevée, ce qui est également indiqué par les observations de température (voir la section 7.2.1.2) et d'oxygène (voir la section 7.6.2) (Gilbert et coll., 2005; Galbraith et coll., 2017).

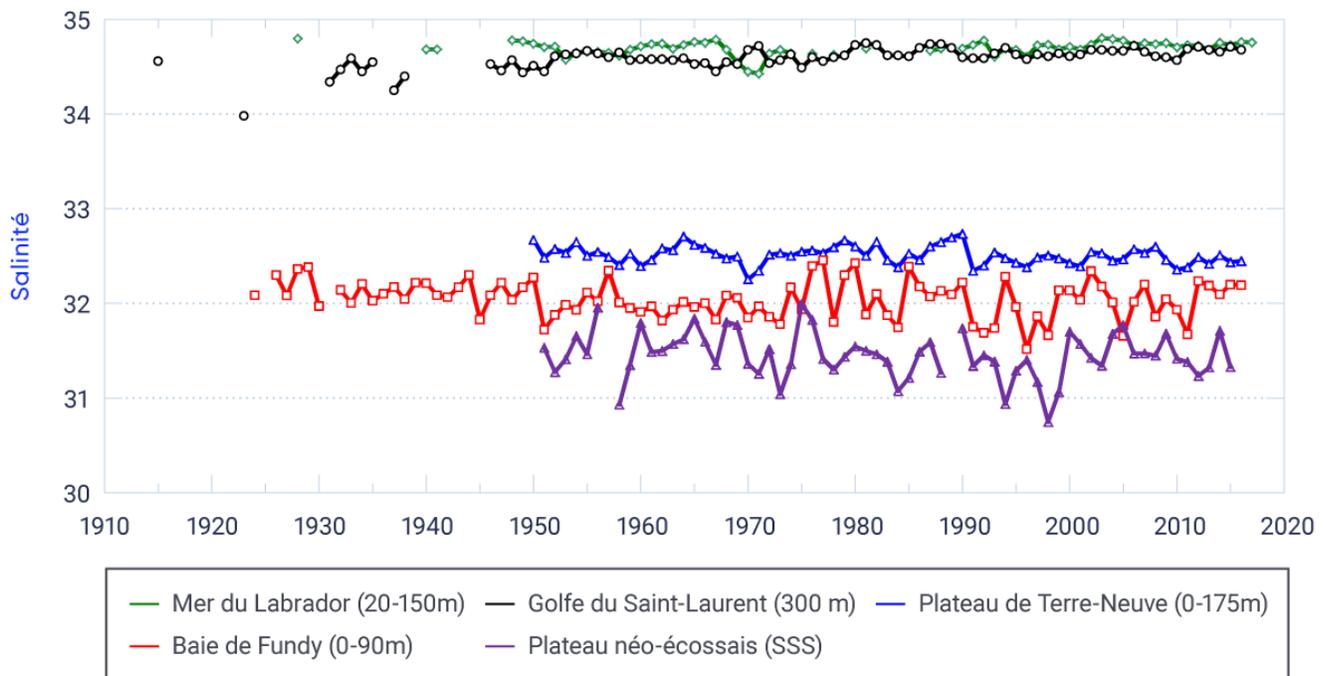


Figure 7.10: Changements de salinité de l'océan Atlantique au large de la côte est du Canada

Salinité moyenne annuelle à des sites représentatifs de cinq régions différentes au large du Canada atlantique, tirée des programmes de surveillance du ministère des Pêches et Océans (MPO). La tendance à long terme du golfe du Saint-Laurent (profondeur de 300 m) est très positive (de 1915 à 2016, tendance de 0,019 par décennie, significative à un niveau de 1 %), contrairement aux autres sites, qui ont tous des tendances négatives. La

tendance à la baisse sur le plateau de Terre-Neuve (station 27, de 0 à 175 m, de 1950 à 2016, tendance à la baisse de 0,013 par décennie, significative à un niveau de 5 %) est statistiquement différente de zéro. Les sites restants n'ont pas de tendances qui sont statistiquement différentes de zéro (mer du Labrador, de 20 à 150 m, de 1928 à 2012, tendance à la baisse de 0,005 par décennie; plateau néo-écossais [bassin d'Émeraude] de 1951 à 2016, tendance à la baisse de 0,022 par décennie; baie de Fundy, de 0 à 90 m, de 1924 à 2016, tendance à la baisse de 0,009 par décennie).

SOURCE DE LA FIGURE : LES DONNÉES PROVIENNENT DES PROGRAMMES DE SURVEILLANCE DU MPO (HEBERT ET COLL., 2016; COLBOURNE ET COLL., 2017; GALBRAITH ET COLL., 2017; YASHAYAEV ET LODER, 2017).

Il y a des signes d'une augmentation à long terme de la stratification de la partie supérieure océanique pour la période de 1948 à 2017, le taux sur le plateau néo-écossais étant d'environ deux fois celui observé sur le plateau de Terre-Neuve (voir la figure 7.11). Cette tendance résulte des changements à long terme de la température et de la salinité des eaux de surface. En général, ces tendances cadrent avec les tendances positives de stratification observées pour de nombreux endroits sur les plateaux continentaux au Canada atlantique, ce qui a été évalué au cours de la période de 1951 à 2009 (Hebert, 2013). Toutefois, il est également évident que la variabilité naturelle pluridécennale est une influence importante sur la stratification dans ce secteur (voir la figure 7.11). Certaines régions ont connu une diminution de la stratification au cours des dernières décennies, telles que l'ouest du golfe du Saint-Laurent et l'estuaire du Saint-Laurent, qui sont fortement influencés par les changements de débit de l'eau douce (Galbraith et coll., 2017).

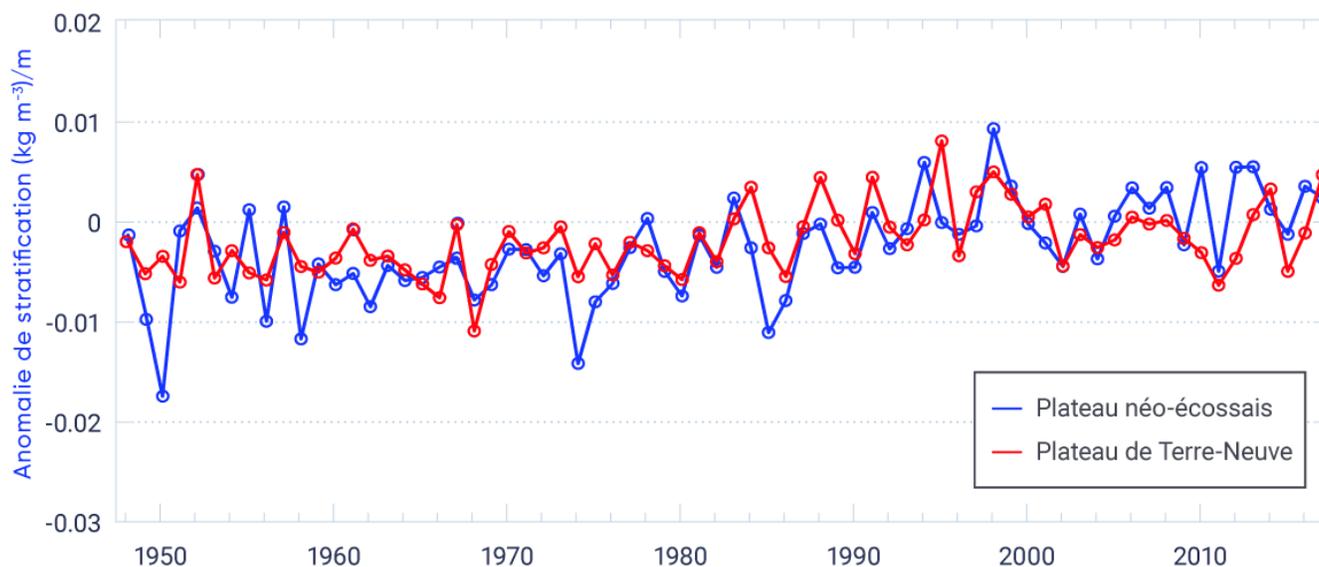


Figure 7.11: Changements de la stratification de l'océan sur les plateaux néoécossais et de Terre-Neuve

L'indice de stratification (différence de densité de la surface de l'océan [0 m] à la profondeur de 50 m) est exprimé en tant qu'anomalie moyenne annuelle (écart par rapport à la normale) pour la période de 1948 à 2017. La série chronologique pour le plateau néo-écossais est tirée de données recueillies dans plusieurs endroits sur le

plateau, qui sont combinées afin de fournir une seule estimation annuelle de l'anomalie. La série chronologique pour le plateau de Terre-Neuve est fondée sur les données recueillies à la station 27 du Programme de monitoring de la zone Atlantique (PMZA). La tendance à long terme est positive de façon significative pour le plateau néo-écossais (de 1948 à 2017, tendance positive de 0,0015 [kg/m⁴] par décennie, significative à un niveau de 1 %) et pour le plateau de Terre-Neuve, tendance positive de 0,00074 (kg/m⁴) par décennie, significative à un niveau de 1 %.

SOURCE DE LA FIGURE : DONNÉES DES PROGRAMMES DE SURVEILLANCE DU MPO (HEBERT ET COLL., 2016; COLBOURNE ET COLL., 2017).

7.3.1.3: Océan Arctique

L'eau douce s'accumule dans l'océan Arctique, l'archipel Arctique canadien et la baie de Baffin, puisqu'il y a eu davantage d'eau douce au cours de la décennie des années 2000 que la moyenne pour la période de 1980 à 2000 (Haine et coll., 2015); cette accumulation est particulièrement élevée du tourbillon océanique de Beaufort. Contrairement à la dessalure généralisée de la couche mélangée de l'océan Arctique, la salinité de l'été dans le sud de la mer de Beaufort a augmenté d'environ deux par décennie pour la période de 1982 à 2012 (Peralta-Ferriz et Woodgate, 2015). Le sud de la mer de Beaufort est fortement influencé par l'apport d'eau douce du fleuve Mackenzie ainsi que par les changements de circulation du tourbillon océanique de Beaufort et ses effets sur les eaux côtières, et il est difficile d'évaluer la vigueur et l'origine de cette augmentation de salinité. La salinité a été mesurée au site du plateau médian dans la mer de Beaufort depuis 1999, mais il n'y a pas de tendance perceptible dans les données recueillies (Steiner et coll., 2015).

Dans l'archipel Arctique canadien, la salinité près du fond marin, à 145 m de profondeur dans l'ouest du détroit de Lancaster, a augmenté au cours de la période de 2002 à 2011, ce qui concorde avec le réchauffement à cet endroit (Steiner et coll., 2015; Hamilton et Wu, 2013). Pour le plateau de l'île de Baffin, aucune tendance de salinité ne peut être relevée dans la couche supérieure de 50 m (de 1950 à 2005), mais dans la couche de 50 à 200 m, il y avait une tendance de dessalure (baisse de 0,15 par décennie) au cours de la période de 1976 à 2002 (Hamilton et Wu, 2013). Dans le centre de la baie de Baffin, il n'y a pas de tendance significative à long terme de la salinité dans la couche de 0 à 50 m ou la couche profonde de 600 à 800 m (Zweng et Münchow, 2006).

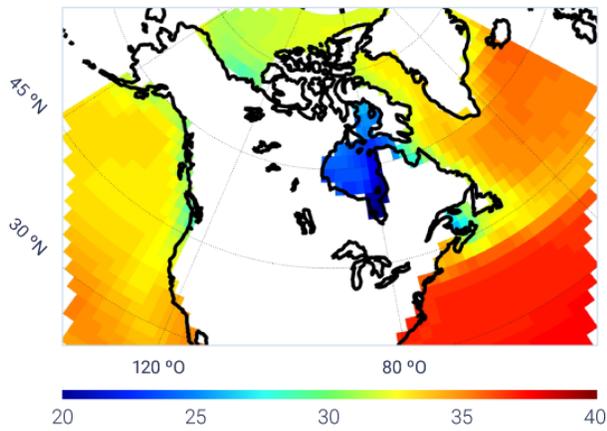
7.3.2: Projections

Dans le contexte mondial, selon les projections du modèle climatique du CMIP5, les régions subtropicales ayant une salinité à la surface de la mer élevée, dominées par l'évaporation nette, deviendraient plus salines à mesure que le siècle avancera. Les régions à haute latitude ayant une salinité plus faible à la surface de l'océan devraient faire l'objet d'une dessalure au cours du siècle prochain (Collins et coll., 2013).

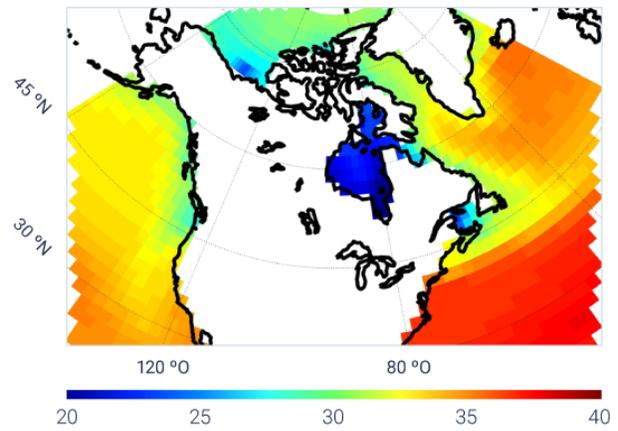
Pour le Pacifique Nord-Est, au large du Canada, les projections futures indiquent une dessalure importante d'ici le milieu du siècle (voir la figure 7.12), avec peu de changement dans la structure spatiale dans un scénario d'émission moyenne (RCP4.5) ou élevée (RCP8.5) (Christian et Foreman, 2013).

SSM moyenne (1986–2005)

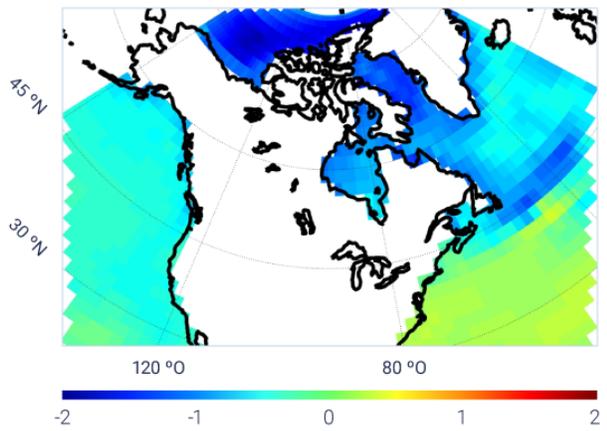
a) Février



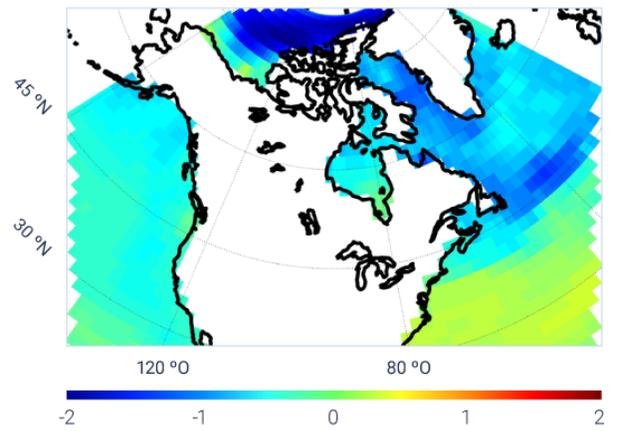
b) Août

**Changement de SSM moyenne: (2046–2065) – (1986–2005)**

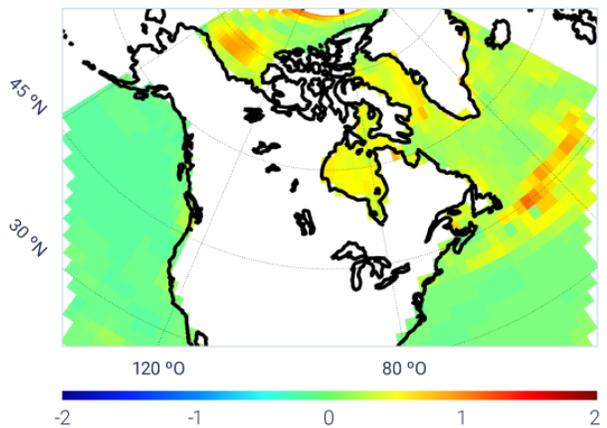
c) Février



d) Août

**Écart-type du changement de SSM moyenne**

e) Février



f) Août

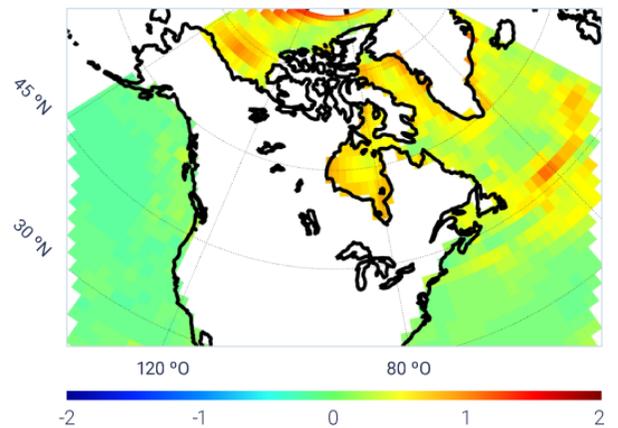


Figure 7.12: Changements futurs de salinité dans les océans bordant le Canada

Cinquième phase du Projet d'intercomparaison de modèles couplés (CMIP5) — moyenne d'ensemble de la salinité à la surface de la mer (SSM) pour la période de 1986 à 2005 (rangée supérieure) pour février (a) et août (b). Variation de la moyenne de la SSM pour le milieu du siècle (de 2046 à 2065) relativement à la période de 1986 à 2005 pour février (c) et août (d) pour le scénario d'émissions élevées (RCP8.5). Écart-type dans la variation de la SSM pour le milieu du siècle relativement à la période de 1986 à 2005 pour février (e) et août (f). Les panneaux (c) et (d) présentent une dessalure générale de la surface de la mer dans le Pacifique Nord-Est et l'Atlantique Nord-Ouest au nord du 40° de latitude nord (diminution générale de moins de 1). Dans le tourbillon subtropical de l'Atlantique Nord, la projection indique une augmentation de la salinité (augmentation généralement moindre que 1). Dans le Pacifique Nord-Est, l'écart-type est faible, ce qui indique que les modèles s'entendent. Dans de nombreuses régions de l'océan Arctique et de l'Atlantique Nord-Ouest, l'écart-type important indique des divergences plus importants entre les projections du modèle dans ces régions, dans lesquelles la glace marine et la dynamique complexe des océans sont des processus importants et difficiles à simuler.

SOURCE DE LA FIGURE : ADAPTÉ DE LODER ET VAN DER BAAREN (2013).

Une dessalure importante d'ici le milieu du siècle pour l'Atlantique Nord-Ouest est également prévue dans les scénarios d'émissions moyennes (RCP4.5) et élevées (RCP8.5) (voir la figure 7.12; également Loder et coll., 2015). En revanche, la salinité accrue est prévue dans le tourbillon subtropical, accroissant ainsi la différence quant à la salinité entre les deux tourbillons océaniques de l'Atlantique Nord. La différence accrue est importante, car de petits changements dans la limite entre les tourbillons océaniques feront varier la salinité locale (et, éventuellement, la stratification et la circulation). La limite du passage de l'augmentation à la diminution des tendances de salinité se situe généralement autour de 40° de latitude nord (Loder et coll., 2015), mais il y a des différences importantes entre les projections pour cette région par rapport aux différents modèles du CMIP5; par conséquent, le niveau de confiance dans le regroupement des projections de la salinité de la surface de la mer est faible. Un modèle climatique à haute résolution prévoit des changements beaucoup plus importants de la salinité au fond de l'océan, sur le plateau continental, dans le sud du Canada atlantique (c.-à-d. le plateau néo-écossais), ce qui donne à penser que les projections du CMIP5 relatives aux changements climatiques pour le plateau continental de l'Atlantique Nord-Ouest entre le cap Hatteras et les Grands Bancs pourraient sous-estimer les changements de salinité prévus (Saba et coll., 2016). Les modèles mondiaux du CMIP5 ne résolvent pas la topographie du plateau continental ni la structure spatiale de l'océan qui le recouvre. Les modèles mondiaux du CMIP5 ne résolvent pas adéquatement la séparation du Gulf Stream au large du cap Hatteras, en Caroline du Nord. Par conséquent, la position du Gulf Stream est trop au nord dans les simulations des modèles du climat océanique régional passé et présent.

Les pertes continues prévues de glace marine ajouteront de l'eau de fonte douce à l'océan (voir l'encadré 7.3), ce qui, combiné à l'augmentation prévue des précipitations (voir le chapitre 4, section 4.3.1.3), aura une incidence sur l'apport d'eau douce dans l'océan Arctique. Les simulations du modèle mondial du CMIP5 projettent une eau comportant moins de sel (diminution d'environ 2 d'ici le milieu du siècle) près de la surface de l'océan dans la mer de Beaufort et la région au nord de l'archipel Arctique canadien dans le cadre du scénario d'émissions élevées (RCP8.5) (voir la figure 7.12). Le schéma spatial de la salinité en surface montre une dessalure accrue à une distance au nord du côté dans la mer de Beaufort (Steiner et coll., 2015). Une simulation de modèle à haute résolution pour l'archipel Arctique canadien prévoit une forte variabilité décennale de la salinité en surface, mais sans tendance claire au milieu du siècle (Hu et Myers, 2014). Le transport vers le sud de l'eau douce qui est actuellement bloquée dans la glace marine dans l'Arctique contribuera à l'expansion vers le sud de l'eau de faible salinité au large du Canada atlantique. Avec moins de glace marine saisonnière, ce mécanisme de transport devrait s'affaiblir et, une fois qu'il n'y aura plus de couverture de glace saisonnière, il finira par disparaître.

Résumé de la section

Pour résumer, il y a eu une légère dessalure à long terme des eaux de la partie supérieure océanique dans la plupart des régions au large du Canada en raison de divers facteurs liés aux changements climatiques anthropiques, en plus de la variabilité naturelle à l'échelle décennale (*degré de confiance moyen*). La salinité a augmenté sous la surface dans certaines zones de latitude moyenne, ce qui indique un déplacement vers le nord de l'eau subtropicale plus salée (*degré de confiance moyen*). Ces énoncés de confiance sont fondés sur la concordance des observations recueillis sur place de grande qualité de la salinité en surface et en subsurface, tirées des bases de données du MPO. Le nombre d'emplacements ayant une longue série chronologique est plus limité que celui de la température des océans, ce qui réduit le niveau de confiance dans la représentativité à plus grande échelle des tendances. La variabilité décennale naturelle est comparable sur le plan de l'ampleur aux changements à long terme de la salinité des océans dans la plupart des zones, ce qui réduit également le niveau de confiance dans les tendances. Les observations de l'océan Arctique dans son ensemble indiquent une dessalure dans la plupart des zones, mais une salinité accrue dans d'autres. Compte tenu du manque de données, aucun énoncé de confiance n'a été formulé sur les tendances relatives aux changements climatiques dans l'Arctique.

La dessalure de la surface océanique devrait se poursuivre dans la plupart des régions au large du Canada pendant le reste du siècle, selon divers scénarios d'émissions, en raison de l'augmentation des précipitations et de la fonte de la glace terrestre et marine (*degré de confiance moyen*). Toutefois, on s'attend à une augmentation de la salinité dans les eaux du plateau continental au sud du Canada atlantique en raison du déplacement vers le nord de l'eau subtropicale (*degré de confiance moyen*). La dessalure et le réchauffement de la partie supérieure océanique devraient accroître la stratification verticale de la densité de l'eau, ce qui aura une incidence sur la séquestration des gaz à effet de serre dans les océans, les niveaux d'oxygène dissous et les écosystèmes marins. Ces énoncés de confiance sont fondés sur l'analyse de six projections des modèles du CMIP5 de la salinité à la surface de la mer pour les océans bordant le Canada et des études sur le modèle régional. Il y a des différences quant à l'ampleur du changement de salinité entre les projections des modèles du CMIP5 dans l'Atlantique Nord-Ouest, ce qui signifie qu'il y a plus d'incertitude dans les projections pour cette région.

7.4: Vents marins, tempêtes et vagues

Message clé

La hauteur des vagues de surface et la durée de la saison des vagues dans l'Arctique canadien ont augmenté depuis 1970 et devraient continuer d'augmenter au cours du siècle à mesure que la glace marine diminue (*degré de confiance élevé*). Au large de la côte est du Canada, les régions qui ont actuellement de la glace marine saisonnière devraient également connaître une augmentation de l'activité des vagues à l'avenir, à mesure que la durée de la glace saisonnière diminue (*degré de confiance moyen*).

Message clé

Un léger déplacement vers le nord des trajectoires des tempêtes, ainsi qu'une diminution de la vitesse des vents et de la hauteur des vagues au large du Canada atlantique, a été observé, ce qui devrait se poursuivre à l'avenir (*degré de confiance faible*). Au large de la côte du Pacifique du Canada, on a observé que la hauteur des vagues augmente en hiver et diminue en été, et ces tendances devraient se poursuivre à l'avenir (*degré de confiance faible*).

Les tempêtes marines ont des répercussions sur l'économie extracôtière et les communautés côtières. Les vents constituent une caractéristique importante des tempêtes marines, et les vagues découlent directement du vent qui souffle sur la surface de l'océan. Quoique les changements de l'activité orageuse (fréquence et intensité des tempêtes) aient des conséquences négatives potentielles (p. ex. l'interruption des pêches), l'incertitude quant à l'activité orageuse mondiale passée et future demeure élevée, en raison de piètres données d'observation historiques, du manque d'uniformité des études de recherche et des différences de projections tirées des modèles climatiques mondiaux et régionaux (Hartmann et coll., 2013). Étant donné que les tempêtes sont des événements dynamiques de courte durée, il est difficile de déterminer si les changements régionaux observés sont attribuables à la variabilité naturelle du climat interne ou aux changements climatiques anthropiques. Par conséquent, le niveau de confiance dans les projections liées à la circulation atmosphérique (p. ex. tempête) est plus faible que dans les changements des propriétés thermodynamiques telles que la température (Hartmann et coll., 2013; Shepherd, 2014).

7.4.1: Vents marins et tempêtes

Comme c'est le cas à l'échelle mondiale, l'évaluation des changements historiques liés aux vents et aux tempêtes pour les océans bordant le Canada est entravée par des preuves limitées, en partie en raison des rares observations et des défis liés à l'intégration des premières observations marines, des enregistrements instrumentaux et des données satellitaires. Toutefois, il y a des signes d'un léger déplacement vers le nord des trajectoires des tempêtes d'environ 180 km au-dessus de l'océan Atlantique Nord (60° à l'ouest à 10° à l'est) et d'environ 260 km pour le Canada dans son ensemble (120° à l'ouest à 70° à l'ouest) pour la période de 1982 à 2001 par rapport à celle de 1958 à 1977 (Wang et coll., 2006). Cette tendance concorde avec les évaluations mondiales selon lesquelles un déplacement vers le pôle des trajectoires de tempêtes et du courant-jet depuis les années 1970 a été observé (Wu et coll., 2012; Hartmann et coll., 2013) et devrait se poursuivre tout au long de ce siècle (Colins et coll., 2013). Le déplacement vers les pôles entraîne une diminution modeste prévue de la vitesse du vent et de la hauteur des vagues dans les zones marines du Canada atlantique (Casas-Prat et coll., 2018).

Une tendance à la hausse de la fréquence des tempêtes extrêmes d'automne (d'octobre à décembre) (systèmes de la pression centrale à basse pression de moins de 980 hPa) sur la période de 1958 à 2010 a été observée dans les zones marines du Canada atlantique, mais il n'y a aucune tendance statistiquement significative pour les tempêtes extrêmes d'autres saisons pour les côtes de l'Atlantique et du Pacifique du Canada (Wang et coll., 2016). Cela concorde avec la recherche qui a démontré que les activités humaines ont contribué à une tendance de la hausse observée dans l'activité des ouragans de l'Atlantique Nord depuis les années 1970 (Kossin et coll., 2017). Les projections modélisées des tempêtes de la fin de l'été et de l'automne au large du Canada atlantique portent à croire qu'il y a un léger déplacement vers le nord des trajectoires des tempêtes et une réduction modeste de l'intensité des tempêtes, bien que les tempêtes extrêmes puissent être d'une intensité accrue (Jiang et Perrie, 2007, 2008; Perrie et coll., 2010; Guo et coll., 2015).

Pour l'Arctique au-dessus de 75° latitude nord, une tendance à la hausse de la fréquence et de l'intensité des tempêtes a été observée dans tous les ensembles de données à long terme couvrant les périodes de 1958 à 2010 ou de 1900 à 2010 (voir Wang et coll., 2016). Cette tendance est indépendante des différentes méthodes d'identification et d'analyse des tempêtes et correspond à la tendance croissante de la hauteur des vagues de surface océanique dans cette région, comme le montrent les données satellitaires (Francis et coll., 2011; Liu et coll., 2016) et les données de la nouvelle analyse des vagues (Wang et coll., 2015; voir également la section 7.4.2). Toutefois, les observations sont rares dans la région de l'Arctique, ce qui réduit notre niveau de confiance dans les tendances de tempêtes de cette région. On prévoit une augmentation de la vitesse des vents de surface au-dessus des secteurs canadiens de l'océan Arctique, en grande partie en raison de la diminution prévue de la glace marine (Casas-Prat et coll., 2018).

7.4.2: Vagues

Les vagues constituent une caractéristique physique importante de la surface de l'océan qui influe sur les flux d'énergie, de chaleur et de gaz entre l'atmosphère et l'océan, ainsi que sur la sécurité et le transport maritimes. Les vagues de surface sont générées par le forçage du vent, et la « hauteur significative des vagues » est une mesure à peu près égale à la moyenne du tiers le plus élevé des hauteurs des vagues. Des séries chronologiques mondiales et régionales des caractéristiques des vagues sont tirées des données des bouées, des rapports d'observation volontaire des navires, des mesures satellitaires ainsi que de la nouvelle analyse et des simulations rétrospectives des vagues modélisées (c.-à-d. des simulations des conditions passées à l'aide d'observations d'autres variables climatiques).

Dans l'Arctique, au cours de la période de 1970 à 2013, les hauteurs de vagues importantes ont augmenté au-dessus de la mer de Beaufort canadienne vers l'ouest jusqu'au nord de la mer des Tchouktsches en septembre, la hauteur moyenne des vagues régionales des mers de Beaufort, des Tchouktsches et de Sibérie ayant augmenté significativement de 3 % à 8 % par décennie pendant la période de juillet à septembre (Wang et coll., 2015). Ces tendances portent à croire que l'augmentation de l'énergie des vagues pourrait constituer un mécanisme pour briser la glace marine et accélérer le recul des glaces (Thomson et Rogers, 2014; Wang et coll., 2015); toutefois, le taux de réduction de la glace marine pourrait également être amplifié par le mélange des vagues dans la partie supérieure océanique, ce qui entraînerait un dégagement de chaleur supplémentaire (Smith et coll., 2018). Pour les régions qui connaissent une perte de glace marine (voir le chapitre 5, section 5.3), des augmentations saisonnières importantes des vagues sont prévues pour l'avenir (Casas-Prat et coll., 2018). La réduction de la couverture de glace marine entraînera de plus grandes distances d'eau libre pour permettre aux vagues de traverser et, avec une direction moyenne des vagues vers le sud pour l'océan Arctique, ce qui se traduira par une augmentation des répercussions des vagues sur l'infrastructure et les collectivités côtières de l'Arctique canadien.

En ce qui concerne les eaux au large de la côte du Pacifique, une analyse des relevés sur les vagues provenant des bouées a révélé que les hauteurs des vagues dans la région au large de la Colombie-Britannique ont diminué considérablement au cours des trois à quatre dernières décennies en été et ont augmenté légèrement en hiver, ce qui montre de légères tendances annuelles à la baisse (Gemrich et coll., 2011). Les mêmes tendances et le caractère saisonnier des tendances sont évidentes dans d'autres études (Wang et Swail, 2001) et devraient également se poursuivre à l'avenir (Wang et coll., 2014; Casas-Prat et coll., 2018; Erikson et coll., 2015). L'augmentation de la hauteur des vagues en hiver dans cette région est également constatée dans les observations des navires d'observation bénévoles (NOB) de 1958 à 2002, mais ces résultats montrent des augmentations beaucoup plus importantes (Gulev et Griforieva, 2006). La raison de la différence entre les résultats des NOB et d'autres sources est incertaine.



Au cours du dernier demi-siècle, la tendance à grande échelle des hauteurs des vagues de l'Atlantique Nord est caractérisée par des augmentations dans l'Atlantique Nord-Est, ainsi que des diminutions dans les latitudes moyennes de l'Atlantique Nord en hiver (Wang et Swail, 2001, 2002; Wang et coll., 2012; Bromirski et Cayan, 2015). Pour les eaux au large du Canada atlantique, de petites augmentations (environ 2 cm par décennie) de la hauteur des vagues en été et des diminutions négligeables en hiver ont été observées pour la période de 1948 à 2008 (Bromirski et Cayan, 2015). Des tendances semblables sont également constatées dans d'autres études d'observation des vagues (Wang et Swail, 2001, 2002). Ces résultats diffèrent des observations faites par les NOB pour la période de 1958 à 2002, qui montrent des augmentations en hiver d'environ 0,1 m par décennie pour les eaux au large du Canada atlantique (Gulev et Griforieva, 2006), et la raison de cet écart n'est pas claire. Des diminutions modestes de la hauteur des vagues dans la région au large du Canada atlantique sont prévues au cours du prochain siècle (Wang et coll., 2014; Casas-Prat et coll., 2018). Dans le golfe du Saint-Laurent, les projections à l'échelle réduite indiquent une diminution de la hauteur moyenne significative des vagues en été et une augmentation de la hauteur des vagues en hiver, la réduction de la glace marine saisonnière jouant un rôle important (Long et coll., 2015; Perrie et coll., 2015; Wang et coll., 2018).

Résumé de la section

Pour résumer, les tendances significatives constantes des vents, des tempêtes et des vagues n'ont pas été observées pour la plupart des eaux au large du Canada, en partie en raison des données limitées et des effets importants de la variabilité naturelle. Les données à long terme sont très limitées, ont tendance à avoir une résolution spatiale très grossière et ne couvrent pas les zones près des côtes. Un léger déplacement vers le nord des trajectoires des tempêtes, ainsi qu'une diminution de la vitesse des vents et de la hauteur des vagues au large du Canada atlantique, a été observé, ce qui devrait se poursuivre (*degré de confiance faible*). Au large de la côte du Pacifique, on a observé une augmentation de la hauteur des vagues en hiver et une diminution en été, et ces tendances devraient se poursuivre à l'avenir (*degré de confiance faible*). Ces énoncés de confiance reflètent la quantité limitée de documents publiés sur les vents et les vagues dans les régions marines au large du Canada, le manque de données historiques de grande qualité et les écarts dans les tendances provenant de différents ensembles de données.

La hauteur des vagues de surface et la durée de la saison des vagues dans l'Arctique canadien ont augmenté depuis 1970 et devraient continuer d'augmenter au cours du siècle à mesure que la glace marine diminue (*degré de confiance élevé*). Au large de la côte est du Canada, les régions qui ont actuellement de la glace marine saisonnière devraient également connaître une augmentation de l'activité des vagues à l'avenir, à mesure que la durée de la glace saisonnière diminue (*degré de confiance moyen*). Le présent message clé est fondé sur les séries chronologiques limitées sur les vagues dans les régions ayant une couverture de glace saisonnière et peu d'études régionales; toutefois, il existe de solides preuves des tendances passées et des projections de diminution de la glace marine dans l'Arctique et au Canada atlantique (voir le chapitre 5, section 5.3). Une activité de vagues accrue découlant de la réduction de la glace marine est fondée sur la modélisation des résultats et du jugement d'experts concernant la compréhension des processus d'interaction entre l'air et la mer.

7.5: Niveau de la mer

Message clé

À l'échelle mondiale, le niveau de la mer s'est élevé et devrait continuer de s'élever. Selon les prévisions, le niveau de la mer à l'échelle mondiale devrait s'élever de plusieurs dizaines de centimètres au XXI^e siècle, et il pourrait dépasser un mètre. Toutefois, le niveau relatif de la mer dans différentes régions du Canada devrait s'élever ou baisser, selon le mouvement vertical des terres locales. En raison de l'affaissement du sol, certaines régions du Canada atlantique devraient connaître une variation relative du niveau de la mer supérieure à la moyenne mondiale au cours du prochain siècle (*degré de confiance élevé*).

Message clé

Dans les endroits où il est projeté que le niveau relatif de la mer s'élèvera (la plupart des côtes de l'Atlantique et du Pacifique et la côte de la mer de Beaufort dans l'Arctique), la fréquence et l'ampleur des événements extrêmes de niveau d'eau élevé augmenteront (*degré de confiance élevé*). Il s'ensuivra une augmentation des inondations, ce qui devrait causer des dommages aux infrastructures et aux écosystèmes, ainsi que l'érosion du littoral, mettant les collectivités à risque. Des mesures d'adaptation doivent être conçues selon les projections locales du changement relatif du niveau de la mer.

Message clé

On s'attend à ce que les événements extrêmes de niveau d'eau élevé prennent de l'ampleur et se produisent plus souvent dans les régions et pendant les saisons où il y a une augmentation des eaux libres le long des côtes arctiques et atlantiques du Canada, en raison du déclin de la couverture de glace marine, ce qui entraîne une augmentation de l'activité des vagues et des ondes de tempête (*degré de confiance élevé*).

Le niveau moyen mondial de la mer devrait augmenter de 28 à 98 cm au cours de ce siècle, et possiblement plus, principalement en raison de l'expansion thermique des océans et de la diminution de la glace terrestre (glaciers, calottes glaciaires et glaciers continentaux) (p. ex. GIEC, 2013; Church et coll., 2013). De récentes publications soulèvent la possibilité d'une élévation mondiale plus importante du niveau de la mer d'ici 2100, principalement en raison de l'écoulement plus rapide des glaces de l'Antarctique dans les océans (p. ex. Ritz et coll., 2015; Deconto et Pollard, 2016). L'élévation du niveau de la mer mène à une augmentation d'inondations côtières et d'érosion, selon la nature physique du littoral. Par conséquent, les projections de changement du niveau de la mer sont importantes pour la prévision de risque pour les populations, pour la planification et l'entretien des infrastructures et pour la gestion de l'habitat (p. ex. Nicholls et coll., 2011).

L'on parle souvent du changement moyen mondial du niveau de la mer en termes « absolus », ce qui signifie que le point de référence est le centre de la Terre. Sur les côtes, le changement du niveau de la mer observé par rapport à la terre est appelé le changement « relatif » du niveau de la mer. Cela peut différer du changement absolu du niveau de la mer en raison des processus géophysiques qui entraînent le mouvement de la terre vers le haut (« soulèvement ») ou vers le bas (« affaissement »). Les projections du niveau relatif (local) de la mer pour les côtes du Canada (James et coll., 2014, 2015; Lemmen et coll., 2016) fondées sur CMIP5 et d'autres résultats (Church et coll., 2013) sont examinées et mises à jour dans cette section.

Les projections du changement relatif du niveau de la mer sont fournies pour un certain nombre de profils représentatifs d'évolution de concentration (RCP), lesquels définissent les scénarios de même qu'un scénario supplémentaire. Le scénario à faibles émissions (RCP2.6) représente un profil de forte atténuation nécessitant une action mondiale concertée (Moss et coll., 2010). À l'heure actuelle, les concentrations de dioxyde de carbone atmosphérique sont situées au-dessus du scénario à faibles émissions (PNUE 2017), et il est recommandé de prendre en considération les risques associés aux scénarios d'émissions plus élevées dans la planification de l'adaptation.

7.5.1: Niveau de la mer historique

Mondialement, pour la majorité du XX^e siècle (jusqu'en 1990), le niveau moyen de la mer s'élevait à un taux moyen légèrement supérieur à 1 mm par année (moyenne [plage d'incertitude de 90 %] : 1,2 [de 1,0 à 1,4] mm par année [Hay et coll., 2015]; 1,1 [de 0,5 à 1,7] mm par année [Dangendorf et coll., 2017]). Récemment, le taux d'élévation moyenne du niveau de la mer a augmenté et le taux d'élévation moyenne mondiale du niveau de la mer après 1993 est presque trois fois plus élevé (moyenne [plage d'incertitude de 90 %] : 3,0 [de 2,3 à 3,7] mm par année, de 1993 à 2010 [Hay et coll., 2015]; 3,1 [de 0,3 à 5,9] mm par année, de 1993 à 2012 [Dangendorf et coll., 2017]).

Les tendances à long terme dans le niveau relatif de la mer observées aux maréographes du Canada varient de façon importante d'un endroit à l'autre. Une partie de la variabilité est attribuable aux facteurs océanographiques touchant l'élévation absolue de la surface de la mer, mais un facteur majeur du changement relatif du niveau de la mer au Canada est



le mouvement vertical des terres. L'affaissement des terres augmente le niveau relatif de la mer, alors que le soulèvement des terres fait le contraire. Dans une grande partie du Canada, le soulèvement ou l'affaissement des terres est principalement causé par les effets retardés de la dernière glaciation continentale (âge glaciaire), appelée l'ajustement isostatique glaciaire (AIG). L'AIG provoque encore des soulèvements dans la croûte continentale de l'Amérique du Nord dans les zones à proximité du centre des anciens glaciers continentaux, comme la baie d'Hudson, et des affaissements dans les régions qui étaient à la limite des anciens glaciers continentaux, comme la partie sud de la région de l'Atlantique, comme le démontrent les données du système mondial de positionnement (GPS) (voir la figure 7.13). Sur la côte ouest, la tectonique active et, dans le delta du fleuve Fraser, la consolidation des sédiments (Mazzotti et coll., 2009) contribuent au mouvement vertical des terres.

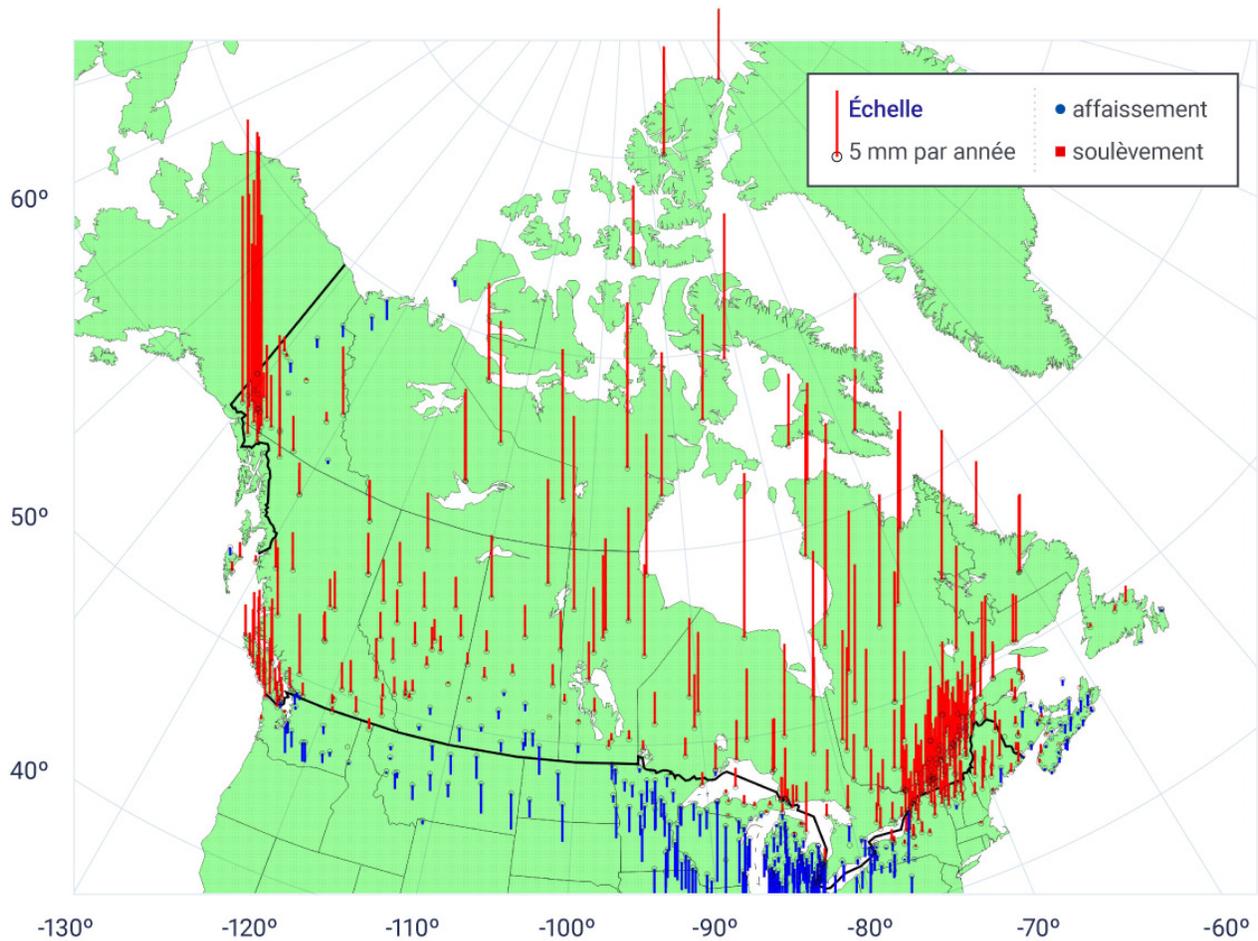


Figure 7.13: Taux de soulèvement et d'affaissement de la croûte terrestre pour la masse continentale du Canada

Taux de soulèvement et d'affaissement des terres déterminé par les données provenant du système mondial de positionnement (GPS) (en millimètres par année).

SOURCE DE LA FIGURE : CRAYMER ET ROBIN, 2016.

Dans la région de l'Atlantique, le mouvement vertical mesuré des terres varie entre des taux de soulèvement de 1 à 4,5 mm par année pour les sites du Québec, et des taux d'affaissement allant jusqu'à 2 mm par année à certains endroits en Nouvelle-Écosse (voir la figure 7.13). Sur la côte ouest du Canada, les taux de mouvement vertical varient entre des valeurs négligeables près de Vancouver et un soulèvement de presque 4 mm par année dans la partie centrale de l'île de Vancouver, ainsi que de plus faibles taux de soulèvement plus au nord. La variation la plus importante dans le mouvement vertical des terres est observée dans l'Arctique. Les côtes de la baie d'Hudson se soulèvent à un taux de 10 mm ou plus par année. Des parties importantes des côtes de l'archipel Arctique canadien se soulèvent à un taux de quelques millimètres par année en raison d'une combinaison de l'AIG et de la réponse de la croûte terrestre aux changements actuels de la masse de glace, alors que le littoral de la mer de Beaufort dans l'ouest de l'Arctique s'affaisse en raison de l'AIG à un taux de 1 à 2 mm par année.

Les effets du mouvement vertical des terres sont évidents dans les enregistrements des marégraphes (voir la figure 7.14). Lorsque la terre se soulève rapidement en raison de l'AIG, comme à Churchill, au Manitoba (dans la baie d'Hudson), le niveau de la mer a diminué rapidement, à un taux de 9,3 mm par année. Lorsque la terre s'affaisse en raison de l'AIG, comme une grande partie des Maritimes, le sud de Terre-Neuve et le long du littoral de la mer de Beaufort dans les Territoires du Nord-Ouest et au Yukon, le niveau de la mer augmente plus rapidement que la moyenne mondiale. À Halifax, le niveau de la mer a augmenté à un taux d'environ 3,3 mm par année lors du XX^e siècle.

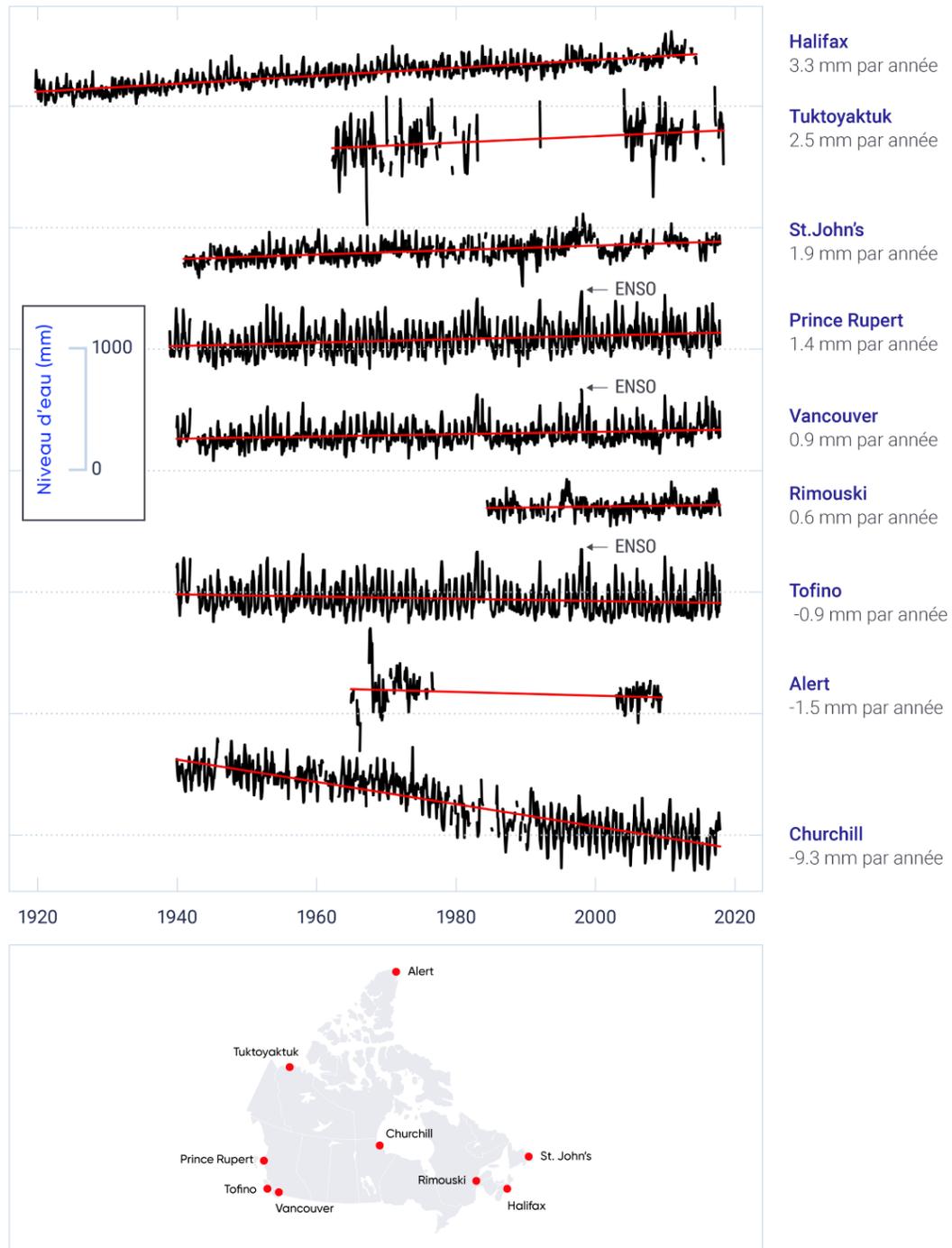


Figure 7.14: Les tendances à long terme aux changements relatifs du niveau de la mer à des sites représentatifs au Canada

Les enregistrements du niveau de l'eau (valeurs mensuelles, sans compter les marées) de neuf maréographes placés autour du Canada. Les enregistrements montrent des tendances linéaires divergentes d'un emplacement à un autre, indiquant principalement différentes quantités du mouvement vertical des terres découlant de l'ajustement isostatique glaciaire ainsi que d'autres facteurs. Superposée à ce changement à long terme est la variabilité substantielle d'une année à l'autre, indiquant la nature changeante des océans et l'influence des cycles du climat ainsi que d'autres processus. Pour la côte ouest, El Niño-Oscillation australe (ENSO) de 1997-1998 (indiqué par des flèches) était une période de niveau d'eau élevé lors des mois d'hiver. Les données enregistrées par chacun des maréographes sont espacées verticalement pour les besoins de l'affichage.

SOURCE DE LA FIGURE : LES DONNÉES DE MARÉOGRAPHES DU PERMANENT SERVICE FOR MEAN SEA LEVEL SE TROUVENT ICI <[HTTP://WWW.PSMSL.ORG/DATA/OBTAINING](http://www.psmsl.org/data/obtaining)> ET ONT ÉTÉ CONSULTÉES LE 19 SEPTEMBRE 2017.

7.5.2: Projections

Les projections des changements relatifs au niveau de la mer pour les régions côtières du Canada, fondées sur les projections de modèles du CMIP5 utilisés dans l'AR5 du GIEC (Church et coll., 2013), tiennent en compte les projections du changement mondial du niveau de la mer, du mouvement vertical des terres, des changements océanographiques dynamiques et de la redistribution de l'eau de fonte des glaciers, des calottes glaciaires et des glaciers continentaux dans les océans (James et coll., 2014, 2015; Han et coll., 2015 b, 2015 c; Zhai et coll., 2015; Lemmen et coll., 2016). Ce qui suit donne une brève description des facteurs contribuant au changement du niveau de la mer.

7.5.2.1: Élévation mondiale du niveau de la mer

L'élévation mondiale (absolue) du niveau de la mer est le résultat d'une variété de sources : l'expansion thermique des eaux océaniques qui se réchauffent; l'ajout d'eau provenant des glaciers de montagne, des calottes glaciaires et des glaciers continentaux du Groenland et de l'Antarctique; les activités humaines qui contribuent directement à l'élévation du niveau de la mer (p. ex. l'épuisement de la nappe phréatique) et à la diminution du niveau de la mer (de l'eau retenue par des barrages nouvellement construits).

On prédit, dans l'ARS du GIEC, que le niveau moyen mondial (absolu) de la mer s'élèvera de 28 à 98 cm d'ici 2100, par rapport à la période de 1986 à 2005 (Church et coll., 2013; voir la figure 7.15), selon le scénario d'émissions. Mais l'élévation du niveau moyen mondial de la mer pourrait dépasser 1 m d'ici 2100 si des contributions supplémentaires d'eau proviennent des secteurs marins de la Inlandsis de l'Antarctique (Church et coll., 2013). Il y a une possibilité d'effondrement dans certaines parties de la nappe glaciaire qui sont en contact direct avec les eaux océaniques qui se réchauffent, par l'intermédiaire de plateformes de glace flottante s'étendant dans l'océan. Il y a un *degré de confiance moyen* que cette contribution supplémentaire ne dépassera pas quelques dixièmes d'un mètre d'élévation du niveau de la mer au cours du XXI^e siècle (Church et coll., 2013). Les plus récents résultats de modélisation sont cohérents avec l'évaluation de l'ARS du GIEC (Cornford et coll., 2015; Golledge et coll., 2015; Joughin et coll., 2014; Levermann et coll., 2014; Ritz et coll., 2015). Une exception est une étude de modélisation (DeConto et Pollard, 2016) qui projette jusqu'à un mètre ou plus d'élévation du niveau de la mer provenant seulement de l'Antarctique d'ici 2100 pour un scénario d'émissions élevées (RCP8.5). Cette élévation plus importante du niveau mondial de la mer pourrait avoir des répercussions significatives sur les populations côtières.

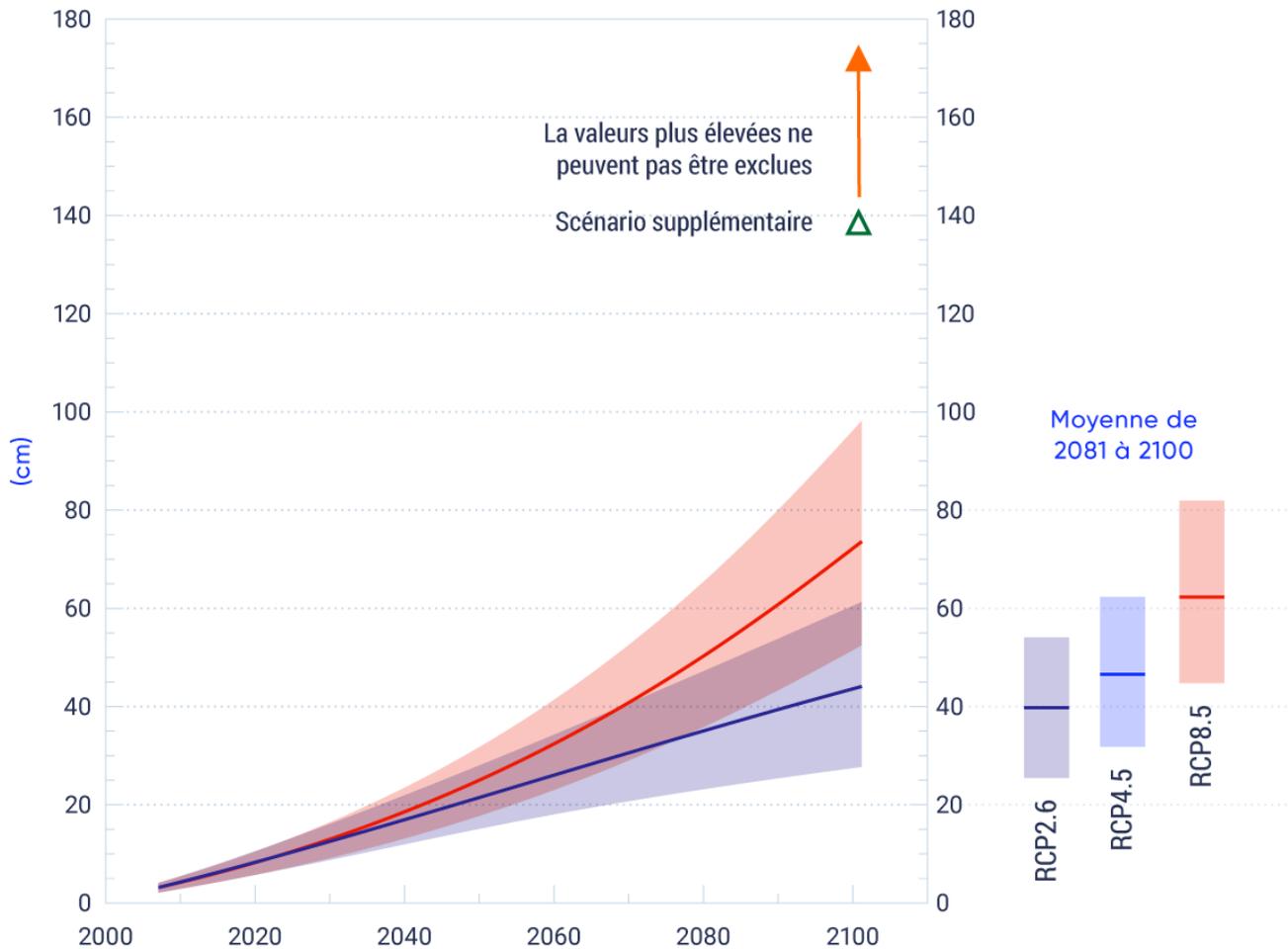


Figure 7.15: Élévation projetée du niveau mondial de la mer au cours du XXI^e siècle

Projections de l'élévation mondiale moyenne du niveau de la mer par rapport à la période de 1986 à 2005 pour les scénarios de faibles émissions (RCP2.6) et d'émissions élevées (RCP8.5) de l'ARS du GIEC (Church et coll., 2013). On démontre également un scénario supplémentaire reflétant de plus grandes quantités de glace libérée de l'Antarctique et contribuant à l'élévation mondiale du niveau de la mer (voir le tableau 7.1). Les lignes indiquent la projection médiane et l'ombrage indique l'intervalle évalué (du 5^e au 95^e centile, soit une plage d'incertitude de 90 %). L'élévation projetée du niveau moyen mondial de la mer pendant la période de 2081 à 2100 (par rapport à celle de 1986 à 2005) est présentée à la droite pour ces scénarios ainsi que pour un scénario à émissions moyennes (RCP4.5). Les lignes et ombrages sont les mêmes que pour le graphique principale.

SOURCE DE LA FIGURE : FIGURE SPM.9, GIEC, 2013.

Dans le tableau 7.1, on présente les scénarios de changement global du niveau de la mer utilisés afin de générer les projections du niveau de mer relatif pour le Canada selon les scénarios de faibles émissions [RCP2.6], d'émissions moyennes [RCP4.5] et d'émissions élevées [RCP8.5], de même qu'un scénario supplémentaire d'émissions élevées). Le scénario supplémentaire d'émissions élevées évalue spécifiquement l'effet d'une réduction plus rapide des parties de l'Inlandsis de l'Antarctique occidental sur le changement du niveau de la mer au Canada. Le scénario supplémentaire a été créé en augmentant le scénario d'émissions élevées (RCP8.5), le scénario le plus susceptible d'être associé à une libération rapide provenant de la nappe glaciaire, en ajoutant une élévation supplémentaire de 65 cm²⁷ en provenance de l'Antarctique occidental. Ce scénario, avec un total d'élévation mondiale du niveau de la mer de 139 cm d'ici 2100, se trouve au-dessus des résultats de modélisation les plus récents et dans l'intervalle des résultats de la récente étude de DeConto et Pollard (2016). Il s'agit d'un scénario extrême plausible, mais une élévation du niveau de la mer plus élevée encore ne peut pas être écartée.

Tableau 7.1: Élévation mondiale projetée du niveau de la mer d'ici 2100

| SCÉNARIO D'ÉMISSIONS | ÉLÉVATION MONDIALE PROBABLE DU NIVEAU DE LA MER D'ICI 2100 (CM), MÉDIANE [PLAGE D'INCERTITUDE DE 90%] ¹ |
|---|--|
| Faibles (RCP2.6) | 44 [de 28 à 61] |
| Moyennes (RCP4.5) | 53 [de 36 à 71] |
| Élevées (RCP8.5) | 74 [de 52 à 98] |
| Supplémentaire; RCP8.5 auquel on ajoute la réduction de l'Inlandsis de l'Antarctique ² | 74 + 65 = 139 |

¹Par rapport à la période de 1986 à 2005.

²Le scénario est indicatif, les valeurs percentiles (la plage d'incertitude) ne sont donc pas fournies.

SOURCE DU TABLEAU : TABLEAU 2, P.50, ATKINSON ET COLL., 2016

Les répercussions potentielles d'une élévation extrême du niveau de la mer sur les établissements humains, l'activité économique et les écosystèmes côtiers sont considérables et poseraient d'importants défis en matière d'adaptation (p. ex. Parris et coll., 2012; Mercer Clarke et coll., 2016). Il peut être approprié d'examiner des scénarios ayant une élévation encore plus importante du niveau de la mer, étant donné les importantes incertitudes concernant la stabilité des secteurs marins de l'Inlandsis de l'Antarctique. L'évaluation nationale du climat des États-Unis prend en considération un scénario « extrême » d'une élévation mondiale du niveau de la mer de 2,5 m d'ici 2100 afin de « tester des plans et des politiques, lorsque confrontés par des cas extrêmes ayant une faible chance de se produire, mais avec des conséquences graves si cela se produisait » (Sweet et coll., 2017).

27 La valeur de 65 m est dérivée de la moyenne de quatre documents mis à la disposition de l'ARS du GIEC (Church et coll., 2013) indiquant la hauteur supplémentaire de l'élévation du niveau de la mer qui peut être créée par l'Inlandsis de l'Antarctique d'ici 2100 en raison de l'instabilité de la nappe glaciaire (voir James et coll. [2014] pour de plus amples renseignements sur la dérivation du scénario).

7.5.2.2: Mouvement vertical des terres

Comme il est mentionné dans la section 7.5.1, le mouvement vertical des terres influence fortement les changements dans le niveau de la mer (figure 7.13). Le mouvement vertical des terres à cause de l'AIG continuera à un rythme près de celui déjà observé.

7.5.2.3: D'autres effets

L'eau de fonte des glaciers, des calottes glaciaires et des nappes glaciaires n'est pas distribuée uniformément dans les différents océans du monde (Farrell et Clark, 1976; Mitrovica et coll., 2001, 2011) parce que la croûte terrestre répond de façon élastiquement aux changements de la masse de glace et l'eau des océans est sujette à une réduction de l'attraction gravitationnelle à proximité d'une masse de glace qui rétrécit. Ces effets sont intégrés dans les calculs de redistribution de l'eau de fonte afin de déterminer le changement du niveau de la mer.

Les courants océaniques mondiaux sont associés aux variations spatiales dans la topographie « dynamique » de surface de la mer d'une amplitude pouvant atteindre 1 m (c'est-à-dire, environ 2 m du sommet à un creux). Les changements dans les courants océaniques peuvent mener à des changements dans les niveaux absolus et relatifs de la mer. Une élévation du niveau de la mer supplémentaire en raison de la réduction de la circulation méridienne de retournement de l'Atlantique (voir la section 7.1) projetée dans les modèles du CMIP5 est prévue pour la côte nord-est de l'Amérique du Nord, y compris le Canada atlantique, au cours du prochain siècle (Yin et coll., 2010; Yin, 2012; Church et coll., 2013).

7.5.2.4: Projections de l'élévation relative du niveau de la mer

Les projections relatives du niveau de la mer pour les collectivités côtières et d'autres endroits au Canada, intégrant les facteurs décrits ci-dessus (voir également Han et coll., 2015b), démontrent l'effet de l'élévation mondiale du niveau de la mer de même que les différences d'une région à l'autre en raison du mouvement vertical des terres (James et coll., 2014; voir la figure 7.16²⁸). Les changements projetés du niveau de la mer diffèrent généralement d'une région à l'autre de la même façon que le changement du niveau relatif de la mer historique mesuré aux maréographes (voir la figure 7.14).

28 Les données régionales sur le niveau de la mer de l'AR5 du GIEC, offertes en format net CDF par le Integrated Climate Data Center (ICDC), Université de Hambourg, Hambourg, Allemagne, sont disponibles ici <<http://icdc.cen.uni-hamburg.de/1/daten/ocean/ar5-slr.html>>. Le mouvement vertical de la croûte terrestre modélisé a été retiré des fichiers de données et remplacé par le mouvement vertical des terres à des sites GPS pour générer les projections du niveau de la mer décrites ici. Voir James et coll. (2014) pour obtenir de plus amples renseignements sur la façon dont les projections relatives du niveau de la mer, y compris les projections pour le scénario supplémentaire, ont été générées.

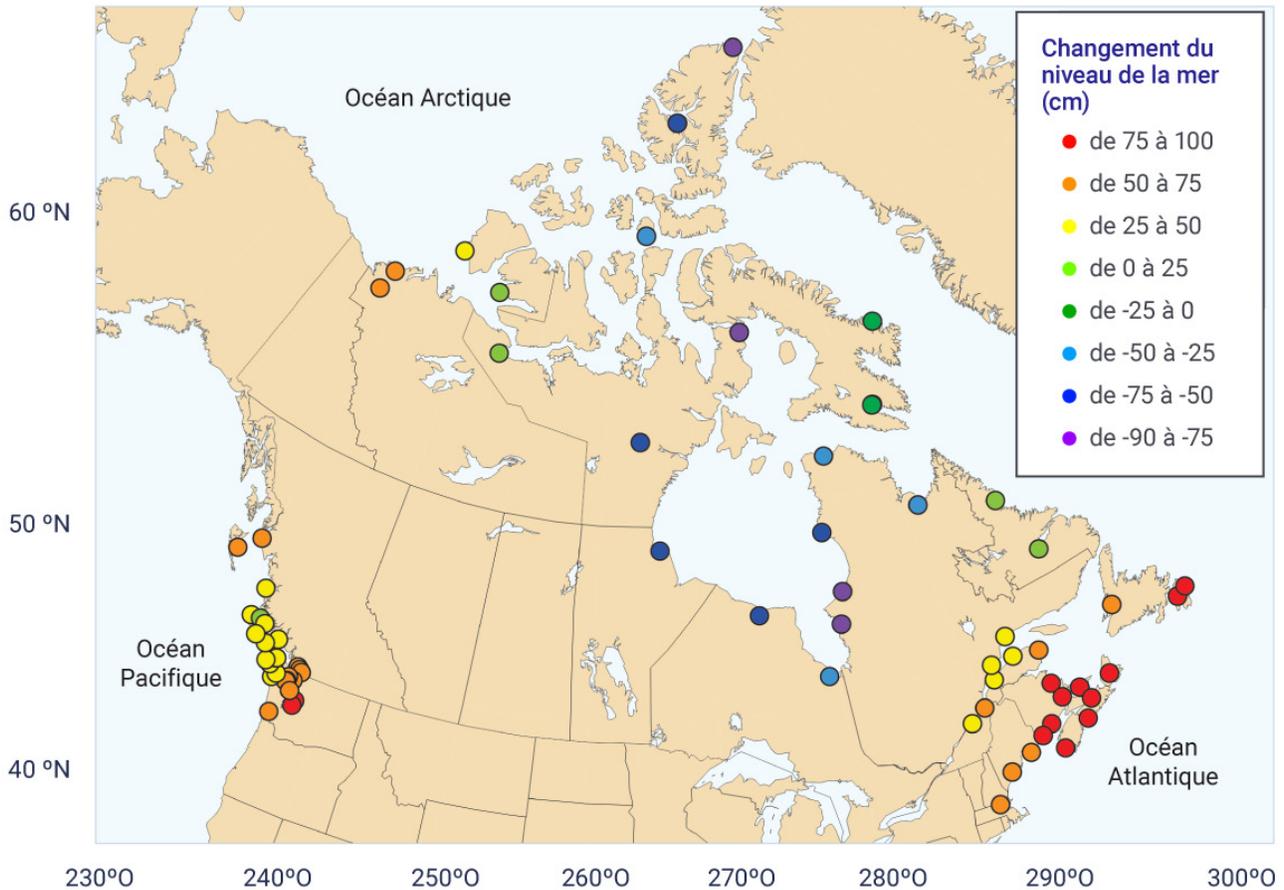


Figure 7.16: Projection du changement du niveau relatif de la mer le long des côtes canadiennes à la fin du siècle

Projections des changements relatifs du niveau de la mer en 2100 pour la médiane d'un scénario d'émissions élevées (RCP8.5) à 69 endroits côtiers au Canada et dans le nord des États-Unis. Les valeurs vont d'une diminution du niveau de la mer de 84 cm à une élévation du niveau de la mer de 93 cm et sont relatives aux conditions moyennes de la période de 1986 à 2005. À titre de comparaison, la projection médiane du changement mondial du niveau de la mer d'ici 2100 pour le scénario d'émissions élevées est de 74 cm.

SOURCE DE LA FIGURE : JAMES ET COLL. (2014, 2015); LEMMEN ET COLL. (2016).

La plus importante projection de l'élévation du niveau de la mer, dépassant 75 cm pour la projection médiane du scénario d'émissions élevées d'ici 2100 (points rouges sur la figure 7.16), est projetée là où la terre est actuellement en train de s'affaisser à cause de l'AIG dans le Canada atlantique (voir la figure 7.13). D'autres secteurs où la terre est également en train de s'affaisser ou de se soulever en raison de l'AIG, avec une projection de l'élévation du niveau de la mer plus élevée que 50 cm (points orange sur la figure 7.16), comprennent le littoral de la mer de Beaufort, certaines parties de Québec et du sud de Terre-Neuve, ainsi que les basses terres du fleuve Fraser et le nord de la Colombie-Britannique. Aux endroits où la terre se

soulève le plus rapidement, dans la baie d'Hudson et l'archipel Arctique canadien, on prévoit que le niveau de la mer continuera de diminuer de plus de 50 cm d'ici 2100 (points bleu foncé et violets sur la figure 7.16). Dans l'Extrême-Arctique et l'est de l'Arctique, les effets des changements d'aujourd'hui sur la masse de glace (en raison de la perte des glaciers de l'Arctique et des calottes glaciaires, ainsi que de l'Inlandsis du Groenland) contribuent à des projections d'une élévation réduite ou d'une petite diminution du niveau de la mer (voir la section 7.5.2.3).

La figure 7.17 résume les projections du niveau de la mer de tous les scénarios pour Halifax (Nouvelle-Écosse); Vancouver (Colombie-Britannique); Nain (Terre-Neuve et Labrador); et La Grande 1 (Québec). Ces endroits couvrent une zone de mouvement vertical de la croûte terrestre, de l'affaissement d'environ 1 mm par année (Halifax) au soulèvement rapide d'environ 15 mm par année (La Grande 1). Le scénario supplémentaire d'émissions élevées (triangle vert) fournit notamment des projections de changements relatifs du niveau de la mer qui dépassent 150 cm à Halifax d'ici 2100 et une diminution négligeable du niveau de la mer à l'emplacement où la terre se soulève le plus rapidement, à La Grande 1. Par contre, le scénario de faibles émissions (RCP2.6) prévoit une élévation d'environ 50 cm du niveau de la mer à Halifax et une diminution du niveau de la mer de plus de 100 cm à La Grande 1. De plus amples détails sur la variabilité régionale des projections des changements du niveau de la mer sont présentés dans Lemmen et coll. (2016; voir le chapitre 2 de ce rapport pour une vue d'ensemble et les chapitres 4, 5 et 6 de ce rapport pour un aperçu régional).

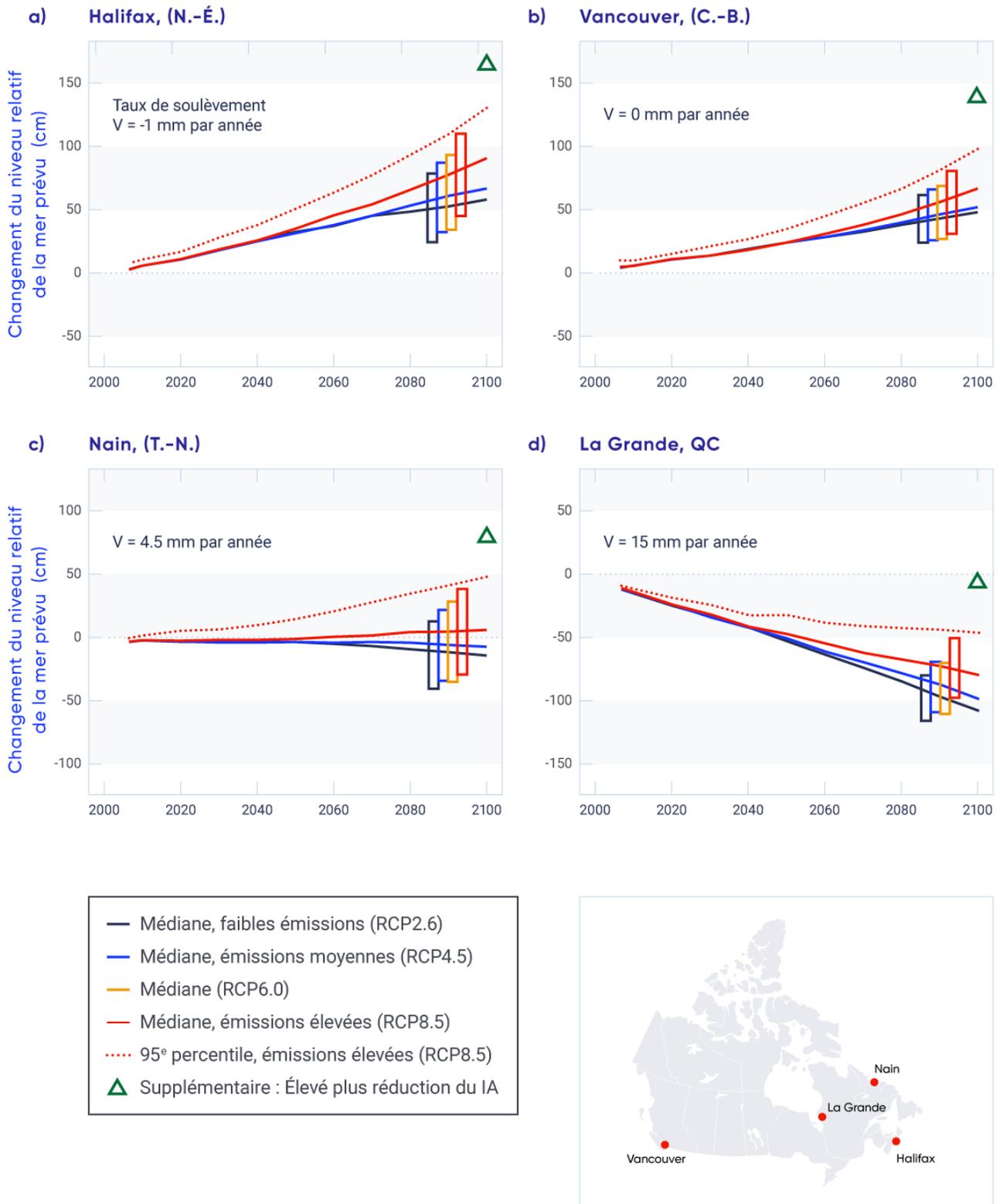


Figure 7.17: Projections du changement du niveau relatif de la mer pour les endroits côtiers représentatifs au Canada

Projection du changement du niveau relatif de la mer selon les projections mondiales du niveau de la mer de Church et coll. (2013) et le mouvement vertical (V) de la croûte terrestre (taux de soulèvement, au 0,5 mm près par année) dérivé des observations du système de positionnement global (GPS) indiquées dans chaque tableau pour (a) Halifax, (b) Vancouver, (c) Nain et (d) La Grande 1 (James et coll., 2014, 2015; Lemmen et coll., 2016). Les projections sont établies pour le siècle en cours pour des scénarios de faibles émissions (RCP2.6), d'émissions moyennes (RCP4.5) et d'émissions élevées (RCP8.5). La valeur projetée d'ici 2100 est également donnée pour le scénario supplémentaire (RCP8.5 plus 65 cm, reflétant la réduction de la Inlandsis de l'Antarctique (IA); triangle vert). Des rectangles indiquent la plage d'incertitude de 90 % (du 5^e au 95^e centile) de la projection moyenne au cours de la période de 2081 à 2100 et comprennent également un autre scénario d'émissions moyennes (RCP6.0); la ligne rouge pointillée illustre la valeur du 95^e centile pour le scénario d'émissions élevées.

SOURCE DE LA FIGURE : JAMES ET COLL. (2014, 2015), LEMMEN ET COLL. (2016).

Le niveau mondial de la mer continuera de s'élever pendant des siècles après 2100, avec des taux dépendant des futures émissions de gaz à effet de serre et de la fonte potentielle des nappes glaciaires du Groenland et de l'Antarctique occidental (Church et coll., 2013; Atkinson et coll., 2016). Les profils spatiaux généraux des projections du changement du niveau relatif de la mer au Canada au-delà de 2100 devraient être semblables à ceux du siècle actuel. On prévoit une élévation relative du niveau de la mer à un taux supérieur à la moyenne mondiale dans les régions où la terre est en train de s'affaisser, la diminution du niveau de la mer (mais à une vitesse réduite) dans les zones où la terre se soulève relativement vite devrait se poursuivre, et il pourrait y avoir un changement de la diminution à l'augmentation du niveau de la mer dans certains endroits..

7.5.3: Niveaux d'eau extrêmes

La hauteur de la surface des océans varie selon des échelles de temps, de quelques secondes à des heures, à des années, en raison des vagues, des marées et de la circulation atmosphérique et océanique. Ces variations peuvent découler des modes de variabilité climatique interne à grande échelle (ENSO, oscillation décennale du Pacifique et oscillation de l'Atlantique Nord; voir l'encadré 2.6), du réchauffement saisonnier ainsi que du ruissellement, des tempêtes et des changements dans la circulation océanique. Des événements ENSO extrêmes peuvent entraîner des changements du niveau de la mer pour le littoral de quelques dizaines de centimètres (voir la figure 7.14; voir les niveaux de crue aux sites de Colombie-Britannique à la fin de 1997 et au début de 1998). Le cycle ENSO peut s'intensifier avec le réchauffement mondial (Cai et coll., 2014) et cela pourrait générer de plus importants niveaux d'eau maximaux lors d'événements El Niño sur la côte ouest du Canada. Ensemble, ces facteurs, superposés au cycle des marées, produisent une variabilité qui cause un changement substantiel des niveaux d'eau maximaux au cours de l'année ainsi que d'année en année.

L'une des conséquences les plus graves de l'élévation du niveau de la mer est son effet sur le niveau de l'eau extrêmement élevé pour le littoral et les inondations. Ces événements sont généralement associés à des ondes de tempête qui coïncident avec les marées hautes (vois l'encadré 7.5). Les ondes de tempête peuvent atteindre une hauteur de 1 m ou plus au-dessus du niveau de la marée haute (Bernier et Thompson, 2006; Han et coll., 2012; Ma et coll., 2015; Manson et Solomon, 2007; Thomson et coll., 2008), avec la montée des vagues ajoutant à l'étendue de l'inondation. Dans les endroits où il est projeté que le niveau relatif de la mer s'élèvera, on prévoit que des niveaux de mer extrêmement élevés (combinaison de la marée et de l'onde) seront encore plus élevés et ce, plus fréquemment, à l'avenir.

Encadré 7.5: Inondation causée par une onde de tempête

Les ondes de tempête ont produit des événements où le niveau de l'eau élevé était extrême sur les trois côtes du Canada, causant l'inondation des infrastructures et de l'habitat de même que de l'érosion du littoral (voir les photos). Une inondation causée par une onde de tempête se produit lors des marées hautes, lorsque d'importantes tempêtes approchent de la terre (voir la figure 7.18).



GAUCHE – Onde de tempête sur l'autoroute Sunshine Coast (route 101) à Davis Bay (Colombie-Britannique) située sur la côte continentale au nord de Vancouver (Colombie-Britannique) le 6 février 2006. Photo gracieusement fournie par B. Oakford.

DROITE – Exemple de l'érosion côtière et des dommages routiers à Conrads Road sur la Queensland Beach (Nouvelle-Écosse) à la suite de la tempête de neige du 4 janvier 2018 (voir <https://en.wikipedia.org/wiki/January_2018_North_American_blizzard>). Crédit de photo : Colleen Jones, CBC, le 5 janvier 2018.

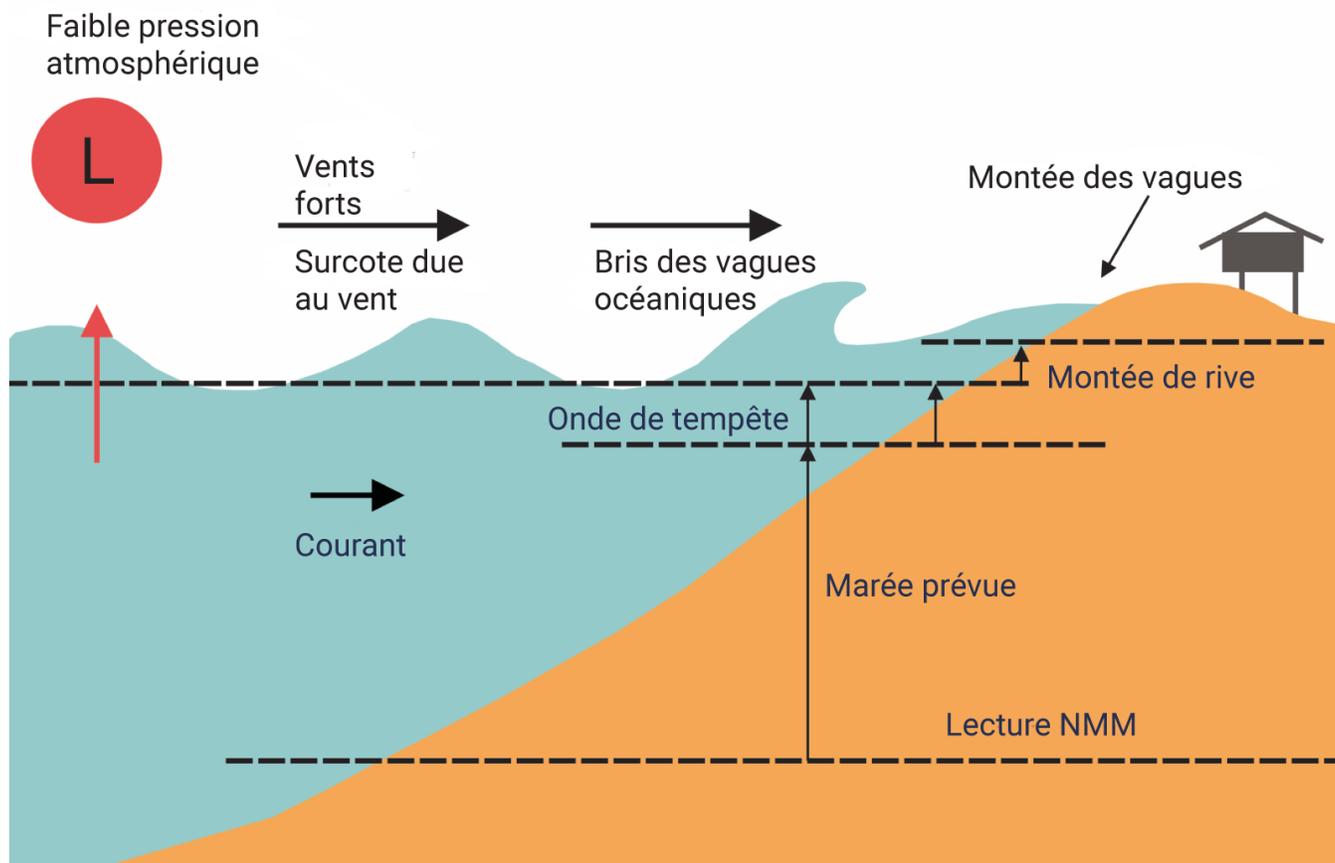


Figure 7.18: Facteurs contribuant aux ondes de tempête

Une onde de tempête est causée par un système dépressionnaire atmosphérique et de forts vents soufflant vers la terre lors de grandes tempêtes. De solides systèmes dépressionnaires soulèvent la surface de l'océan en raison de leur pression atmosphérique réduite. Des vents qui soufflent vers la terre incitent l'eau à couler vers le littoral, entraînant une surcote due au vent (une élévation du niveau de l'eau en raison du vent se produit à la surface de l'eau). Au moment où les vagues frappent les côtes peu profondes et se brisent, le jet de rive (élévation du niveau de l'eau en raison de vagues déferlantes) soulève davantage le niveau de l'eau. Les vagues déferlant sur une plage ou une structure génèrent une montée additionnelle des vagues. Tous ces facteurs contribuent à des niveaux d'eau élevés qui se superposent à la marée prévue. Lecture NMM = lecture du niveau moyen de la mer.

SOURCE DE LA FIGURE : ADAPTÉ DE MULLAN ET COLL., 2005.

Des événements de niveau de l'eau extrêmement élevé posent des risques aux collectivités, aux réseaux routiers et aux écosystèmes (Lemmen et coll., 2016). Des mesures d'adaptation doivent être élaborées compte tenu des projections régionales des changements relatifs du niveau de la mer, de la glace marine, des tempêtes et d'autres facteurs climatiques touchant les régions côtières. Des outils d'adaptation pour la planification d'infrastructures côtières pour des projections de niveaux de l'eau extrêmes sont en conception pour application au Canada (p. ex. Zhai et coll., 2014, 2015).

L'effet d'une élévation du niveau de la mer sur les niveaux de l'eau extrêmes est illustré pour Halifax (voir la figure 7.19). Le niveau de la mer s'est élevé à Halifax et les niveaux d'eau dépassant le niveau d'inondation de 2,3 m (ligne rouge dans la figure 7.19) ont augmenté au cours du XX^e siècle et au début du XXI^e siècle. Le dossier montre que, pour ce niveau d'inondation particulier, 131 inondations se sont produites selon le dossier historique (de 1901 à 2018), tandis que pour un niveau d'inondation de 2,1 m (ligne magenta) il y a eu 596 inondations, ce qui est quatre fois de plus. Une élévation de 20 cm du niveau moyen de la mer, qui devrait se produire d'ici deux ou trois décennies à Halifax pour tous les scénarios d'émissions (figure 7.17), veut dire qu'on peut donc s'attendre à une augmentation des inondations de 2,3 m à cet endroit par environ le même facteur multiplicateur de quatre. De manière générale, une projection d'élévation du niveau moyen de la mer est prévue d'augmenter le nombre d'événements extrêmes du niveau d'eau à un niveau d'inondation donné en plus d'augmenter la hauteur maximale d'inondation (Church et coll., 2013). Par exemple, d'importants événements, ayant des répercussions, comme le niveau d'eau atteint une fois tous les 50 ans à Halifax par le passé, peuvent se produire aussi fréquemment que tous les deux ans d'ici le milieu du siècle selon l'élévation relative du niveau de la mer causée par un scénario d'émissions élevées (Atkinson et coll., 2016).

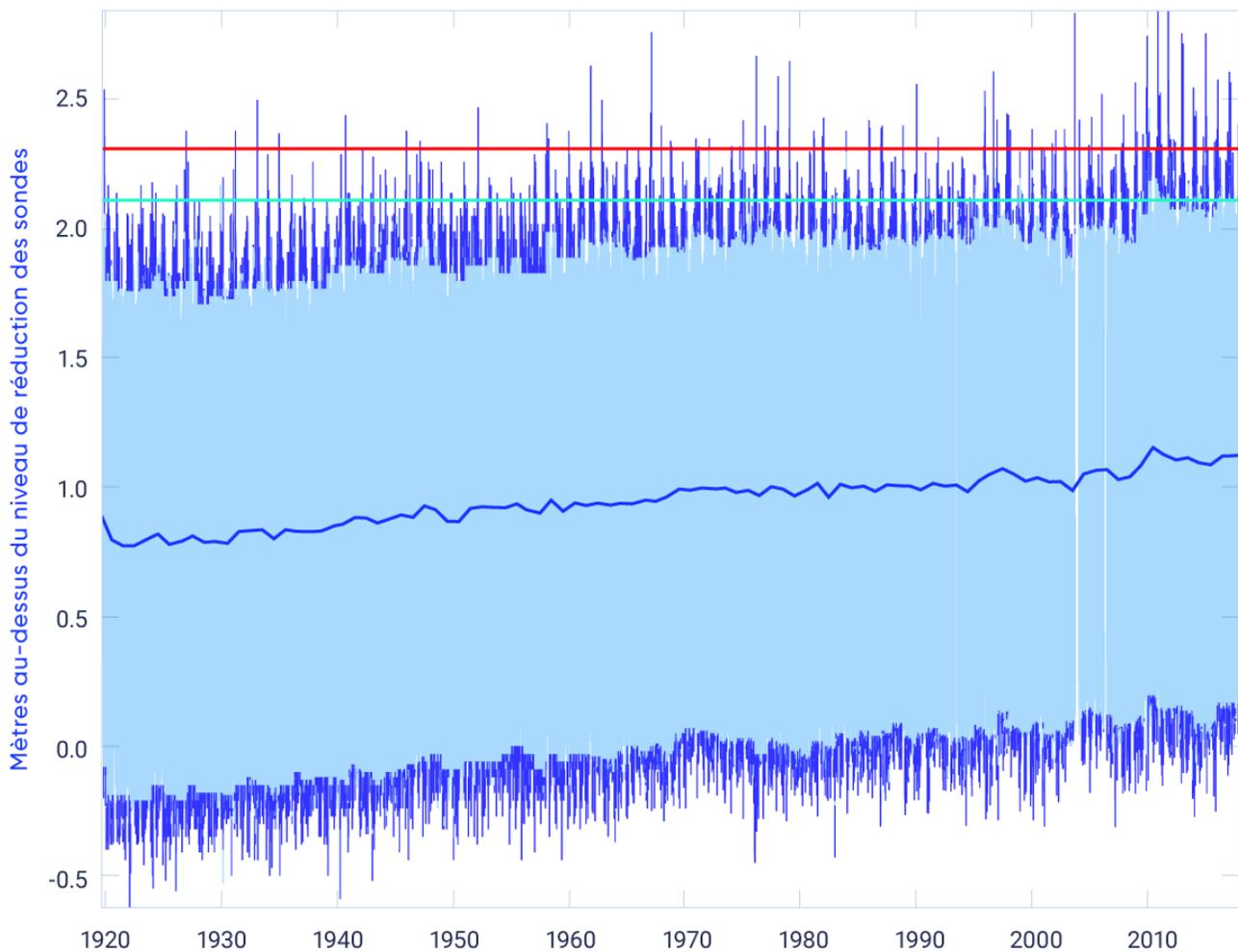


Figure 7.19: Les enregistrements du maréographe du havre d'Halifax et les niveaux d'eau extrêmes

Les niveaux d'eau enregistrés chaque heure au havre d'Halifax de 1920 à 2018, avec un 5 % de niveaux extrêmes illustrés en bleu foncé et le 90 % d'intervalle moyen en bleu pâle. Le niveau moyen de la mer (grosse ligne bleu) démontre une variabilité à court terme superposée à une augmentation à long terme tout au long de la durée des enregistrements. Les niveaux d'inondation à 2,3 m (ligne rouge) et 2,1 m (ligne aqua) montrent un nombre croissant d'événements extrêmes de niveau d'eau tout au long de la durée d'enregistrement, une conséquence de l'élévation du niveau moyen de la mer. Le nombre d'événements au niveau d'inondation de 2,1 m (596) est beaucoup plus élevé qu'au niveau supérieur d'inondation de 2,3 m (131).

SOURCE DE LA FIGURE : SERVICE HYDROGRAPHIQUE DU CANADA, PÊCHES ET OCÉANS CANADA.

Une augmentation dans la fréquence ou l'intensité des tempêtes contribuerait à augmenter davantage le nombre d'événements extrêmes de niveau de l'eau; cependant, projeter ces augmentations est difficile parce que les projections de tempêtes spécifiques aux régions ne sont pas solides (Hartmann et coll., 2013; voir la section 7.4.1). Même si plus d'énergie thermique dans une atmosphère plus chaude devrait mener à une augmentation du nombre de tempêtes à l'échelle mondiale, le nombre de tempêtes peut augmenter ou non dans une région donnée, selon les régions d'où proviennent les tempêtes et les trajectoires de celles-ci. Les projections de changements de la hauteur des vagues dans les océans qui bordent le Canada sont également incertaines (voir la section 7.4.2), mais là où les vents et les vagues poussées par les vents augmentent, la formation et la montée des vagues (le niveau maximal que les vagues atteignent) augmenteront également (voir l'encadré 7.5). De plus grandes vagues ont généralement un pouvoir d'érosion et un potentiel de dommage plus importants.

La réduction de la couverture de glace marine (voir chapitre 5, section 5.3) a également d'importantes conséquences pour les vagues poussées par le vent (voir la section 7.4.2), les ondes de tempêtes et les niveaux d'eau extrêmement élevés. La glace marine dans le littoral empêche les vagues de se briser directement sur le rivage et réduit la montée des vagues (Forbes et Taylor, 1994; Allard et coll., 1998). La glace au large reflète les vagues et réduit leur hauteur avant qu'elles n'atteignent le rivage (Wadhams et coll., 1988; Squire, 2007). Une plus grande quantité d'eau libre entraîne de plus grandes vagues, même si les vents sont inchangés (p. ex. Lintern et coll., 2011). Une augmentation des vents au-dessus de l'eau libre et des vagues plus hautes, découlant de la réduction de la glace marine qui, autrement, aurait diminué les ondes de tempête, conduit à des niveaux extrêmes d'eau encore plus élevés. Donc, dans les régions où on prévoit que la glace marine continuera de diminuer, comme dans le Canada atlantique en hiver et au printemps (Han et coll., 2015 a) et l'Arctique pendant l'été et l'automne, il y a un potentiel d'augmentation des niveaux d'eau extrêmement élevés en raison de la montée des vagues et des ondes de tempête plus fortes.

Résumé de la section

Pour résumer, le niveau moyen mondial de la mer a augmenté et on prévoit qu'il continuera d'augmenter de plusieurs dizaines de centimètres, dépassant possiblement un mètre, d'ici 2100. Cela est principalement attribuable à l'expansion thermique des océans et à l'eau retournée aux océans provenant des glaciers et des nappes glaciaires en constante décroissance. Partout au Canada, cependant, on prévoit que le niveau relatif de la mer augmentera ou diminuera, selon l'élévation mondiale du niveau de la mer et le mouvement local et vertical des terres. En raison de l'affaissement postglaciaire des terres, il est prévu que certaines parties du Canada atlantique subissent un plus grand changement du niveau relatif de la mer que la moyenne mondiale lors du prochain siècle (confiance élevée). Cette énoncé de confiance est fondée sur une solide compréhension mécanique des processus contrôlant les niveaux relatifs et mondiaux de la mer. Une incertitude demeure au sujet de l'ampleur de certaines sources du niveau mondial de la mer, surtout les projections sur la quantité d'eau libérée par l'Inlandsis de l'Antarctique. Tous les scénarios d'émissions devraient entraîner une augmentation mondiale moyenne du niveau de la mer, dont l'ampleur du changement diverge entre les scénarios dans la seconde moitié du XXI^e siècle. Les mesures du mouvement vertical des terres sont cohérentes sur les échelles spatiales générales, ce qui contribue à la confiance dans les projections relatives du niveau de la mer. Des mesures d'adaptation doivent être personnalisées aux projections locales du changement du niveau relatif de la mer.

Là où on prévoit une élévation relative du niveau de la mer (la plupart des côtes de l'Atlantique et du Pacifique ainsi que la côte de Beaufort en Arctique), la fréquence et l'ampleur des événements extrêmes de niveau d'eau élevé augmenteront (*degré de confiance élevé*). Cela entraînera une augmentation des inondations, ce qui devrait causer des dommages à l'infrastructure et à l'écosystème de même qu'à l'érosion du littoral, mettant les collectivités à risque. Cet énoncé de confiance est fondée sur les mesures à long terme du niveau de la mer le long du littoral et la compréhension mécanique des processus contrôlant les événements extrêmes du niveau d'eau. On prévoit que des niveaux de marée haute extrême (combinaison de la marée et de l'onde) seront plus élevés et plus fréquents dans le futur où il y aura une élévation relative du niveau de la mer. Pour l'instant, les projections de l'intensité et la fréquence des tempêtes régionales ne sont pas solides; donc, leur contribution potentielle aux changements concernant les événements extrêmes du niveau de l'eau est incertaine.

On prévoit que les événements de niveau d'eau extrêmement élevé deviendront plus importants et plus fréquents dans les endroits, et pendant les saisons, où il y a une augmentation d'eau libre le long des côtes canadiennes de l'Atlantique et de l'Arctique, en conséquence de la diminution de la couverture de la glace marine, menant à une augmentation de l'activité des vagues et à des ondes de tempêtes plus importantes (*degré de confiance élevé*). La déclaration de confiance est fondée sur une compréhension mécanique des processus contrôlant les événements extrêmes du niveau d'eau et sur le jugement des experts. Ce résultat est appuyé par le chapitre 5, qui témoigne de baisses importantes de la glace marine estivale dans la zone observée de l'Arctique canadien, alors que la zone de glace marine hivernale diminue dans l'est du Canada (p. ex. golfe du Saint-Laurent). On prévoit que la glace marine continuera de diminuer dans l'Arctique canadien et des réductions supplémentaires de la glace marine saisonnière sont prévues pour l'est du Canada (chapitre 5, section 5.3.2).

7.6: Chimie des océans

Message clé

Une augmentation de l'acidité (diminution du pH) des eaux de la partie supérieure océanique bordant le Canada a été observée, ce qui correspond à une augmentation de l'absorption de dioxyde de carbone par l'atmosphère (*degré de confiance élevé*). Cette tendance devrait se poursuivre, l'acidification se produisant le plus rapidement dans l'océan Arctique (*degré de confiance élevé*).

Message clé

Les concentrations d'oxygène subsurfaces ont diminué dans le Pacifique Nord-Est et l'Atlantique Nord-Ouest au large du Canada (*degré de confiance élevé*). L'augmentation de la température et de la stratification de la densité de la partie supérieure océanique associée aux changements climatiques anthropiques a contribué à cette diminution (*degré de confiance moyen*). Les conditions de faibles concentrations d'oxygène subsurfaces deviendront plus répandues et préjudiciables à la vie marine à l'avenir, en raison des changements climatiques continus (*degré de confiance moyen*).

Message clé

L'apport en nutriments de la partie supérieure océanique a généralement diminué dans le nord de l'océan Pacifique, ce qui correspond à une stratification croissante de la partie supérieure océanique (*degré de confiance moyen*). Aucune tendance constante des changements dans les nutriments n'a été observée pour l'Atlantique Nord-Est au large du Canada. Il n'y a aucune donnée à long terme sur les nutriments dans l'Arctique canadien.

Bien qu'il existe une vaste gamme de sujets sur la chimie des océans associés à la variabilité et au changement climatique, cette section se concentre sur l'acidification des océans, les niveaux d'oxygène dissous et les nutriments. L'acidification des océans est fortement liée à l'absorption du CO₂ atmosphérique et de sa séquestration dans les océans. L'absorption et la séquestration du CO₂ sont fortement influencées par les processus physiques dans l'océan, y compris le mélange vertical (mouvement ascendant et descendant de l'eau) et la convection profonde, ce qui entraîne la ventilation des océans (descente des eaux de surface vers les profondeurs de l'océan et leur exportation loin de leurs sources). Les changements des concentrations en oxygène dans l'océan sont liés aux changements climatiques par l'augmentation de la température des eaux de surface et de la stratification par densité, ce qui touche également la disponibilité des nutriments. La modification de la chimie des océans en conséquence des changements climatiques a des répercussions importantes sur l'écosystème marin et certains changements pourraient causer des retours positifs, amplifiant les concentrations atmosphériques de CO₂.

7.6.1: Acidification des océans

Une augmentation de la concentration atmosphérique de CO_2 ne contribue pas seulement au réchauffement par effet de serre du système climatique mondial, elle a également un effet sur le cycle du carbone dans l'océan (voir l'encadré 7.6) et modifie la chimie fondamentale des océans. L'océan a absorbé plus d'un quart du CO_2 produit par les activités humaines, principalement de la combustion de combustibles fossiles, depuis le début de l'ère industrielle (Sabine et coll., 2004; Rhein et coll., 2013; Jewett et Romanou, 2017). Même si cette absorption a aidé à ralentir les changements climatiques anthropiques, cela a également entraîné une augmentation de l'acidité des océans (appelé acidification des océans).

Encadré 7.6: Cycle du carbone de l'océan

Le cycle du carbone de l'océan (voir la figure 7.20) est composé de processus qui échangent le carbone dans l'océan, de même que dans l'atmosphère, les côtes et le fond océanique. Une partie du cycle du carbone de l'océan transforme le carbone entre les matières vivantes et non vivantes, représentées par le biote marin. L'océan contient environ 50 fois plus de carbone inorganique (carbone non associé avec des organismes vivants, le CO_2 par exemple) que la quantité retrouvée dans l'atmosphère (Raven et Falkowski, 1999). Alors que la concentration de CO_2 anthropique augmente dans l'atmosphère, les océans en absorbent plus et l'un des résultats est l'augmentation de l'acidité de l'eau de mer.

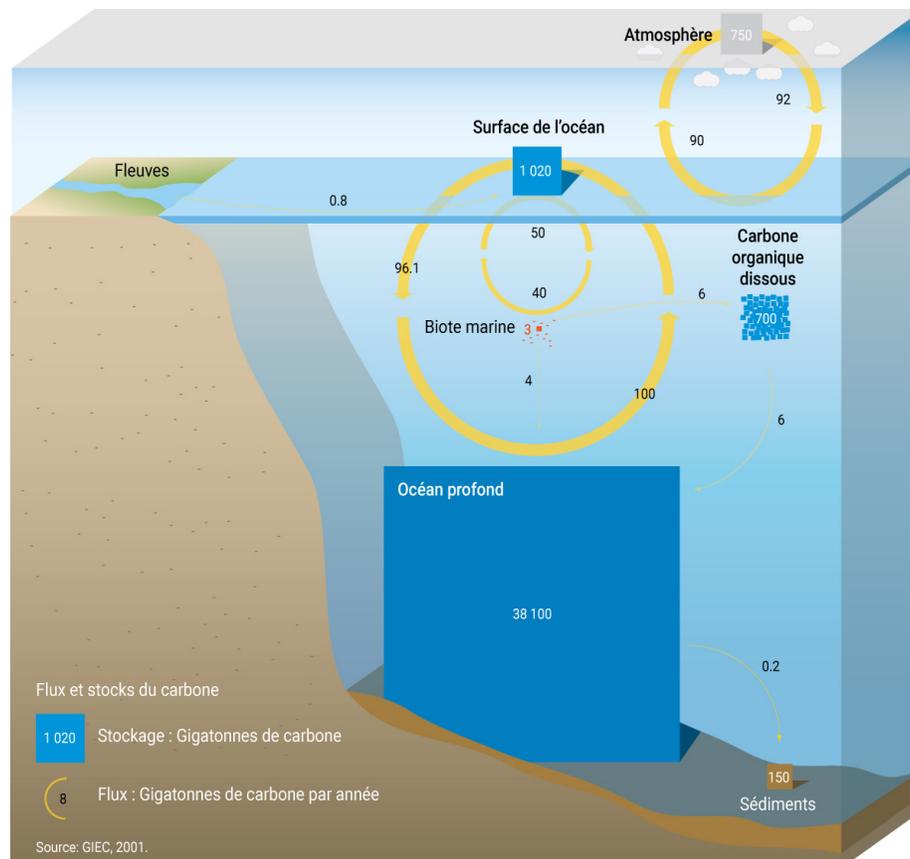


Figure 7.20: Cycle du carbone de l'océan

Le cycle du carbone de l'océan est représenté par des flux (flèches jaunes), qui comprennent le transfert annuel net de dioxyde de carbone (CO_2) entre l'atmosphère et la surface de l'océan. L'inventaire du carbone (rectangles) indique que l'océan profond est un large réservoir de stockage qui est important pour le climat terrestre.

SOURCE DE LA FIGURE : RICCARDO PRAVETTONI, PNUE/GRID-ARENDA, <[HTTP://WWW.GRIDA.NO/RESOURCES/7555](http://www.grida.no/resources/7555)>

L'acidification a lieu après que le CO_2 atmosphérique est transféré dans la surface de l'océan, où il se dissout et forme de l'acide carbonique. Ce processus cause une diminution de pH et de la concentration en ions carbonate (CO_3^{2-}), une composante de base des organismes avec des coquilles et des squelettes de carbonate de calcium (CaCO_3). Ce processus entraîne également une diminution du taux de saturation de l'océan (une mesure du potentiel thermodynamique pour un minéral particulier de prendre une forme solide ou de se dissoudre) en ce qui concerne le CaCO_3 . Ces changements peuvent donner à l'eau de mer un effet corrosif sur les coquilles et les squelettes en les dissolvant, en inhibant leur croissance ou en leur exigeant une plus grande demande en énergie pour croître. L'acidification des océans peut avoir de nombreux autres effets néfastes pour les organismes marins, y compris l'augmentation de la mortalité des jeunes, le changement de comportement, les changements de la chaîne alimentaire, la réduction des habitats propices pour certaines espèces et l'augmentation de la prolifération d'algues nuisibles (Haigh et coll., 2015).

Des observations confirment que le pH, une mesure de l'acidité, varie aujourd'hui entre 7,95 et 8,35 (moyenne de 8,11) dans les eaux de surface des eaux libres (Feely et coll., 2009). Mondialement, le pH²⁹ des eaux de surface de l'océan a diminué de 0,1 depuis le début de l'ère industrielle (Rhein et coll., 2013). La plus importante diminution a eu lieu dans le nord de l'Atlantique Nord et la moins importante diminution a eu lieu dans le Pacifique Sud subtropical (Sabine et coll., 2004). Les océans n'ont pas subi de changement de pH aussi rapides depuis au moins 66 millions d'années et possiblement jusqu'à 300 millions d'années (Hönisch et coll., 2012). Certains événements d'acidification dans l'histoire de la Terre ont mené certaines espèces à disparaître et d'autres à un lent rétablissement (Hönisch et coll., 2012). Cela soulève de sérieuses préoccupations au sujet de la résilience des écosystèmes marins quant à l'augmentation du CO_2 atmosphérique.

Les eaux côtières et du littoral sont touchées par les mêmes processus que les eaux libres de l'océan et sont de plus touchées par les apports d'eau douce des rivières, des eaux de fonte des glaciers et de la fonte de la glace marine qui diminuent la capacité des eaux côtières d'amortir l'effet du CO_2 , ce qui les rend plus vulnérables à l'acidification (Ianson et coll., 2016; Moore-Maley et coll., 2016; Azetsu-Scott et coll., 2014). Un autre facteur dans certaines régions côtières est l'apport en nutriments provenant des activités humaines et industrielles par l'intermédiaire des rivières et d'autres ruissellements, ce qui augmente la production primaire dans les eaux du littoral. Par conséquent, diverses formes d'organismes planctoniques et leurs produits de décomposition sont consommés par des bactéries qui contribuent à l'acidification locale de l'océan et diminuent la concentration en oxygène (voir la section 7.6.2) par l'intermédiaire de la respiration bactérienne, ce qui produit du CO_2 .

Chaque région marine du Canada (Pacifique, Arctique et Atlantique) a des facteurs distincts qui touchent le degré de l'acidification des océans et ces régions sont reliées entre elles par la configuration de la circulation océanique (voir la section 7.1). Les niveaux de carbone dissous dans le nord-est du Pacifique sont naturellement élevés en raison de la circulation méridienne de retournement dans l'océan mondial (Feely et coll., 2008). Dans cette région, l'eau située en dessous de la couche mélangée en hiver a traversé les profondeurs de l'océan pendant des années, voire décennies (sans contact avec l'atmosphère), accumulant des matières organiques supplémentaires provenant de la production biologique lourde qui se décompose en

29 Étant donné que l'échelle de pH est logarithmique, un changement d'une unité de pH correspond à un changement multiplié par dix de la concentration d'ions hydrogène.

nutriments et en CO_2 (Feely et coll., 2004). La remontée d'été à cet endroit amène cette eau riche en nutriments et en CO_2 à la surface et cause des périodes intermittentes de pH exceptionnellement faible (7,6) à une profondeur océanique de moins de 100 m (Ianson et coll., 2003, 2009; Haigh et coll., 2015). Ces processus créent un système ayant une variabilité considérable dans le temps et l'espace. Le problème principal concernant l'acidification de l'océan dans cette région est que les eaux remontées auront de plus en plus de CO_2 et un pH plus faible dans le futur (Feely et coll., 2007).

L'archipel Arctique canadien (Chierici et Fransson, 2009) et le bassin Canada de l'océan Arctique (Yamamoto-Kawai et coll., 2009) sont les premières régions océaniques au large des côtes du Canada qui démontre un faible taux de saturation; voulant dire, ayant des eaux de surface corrosives. L'augmentation observée de l'acidité provenant des émissions mondiales de CO_2 s'est élevée dans l'océan Arctique par une augmentation rapide d'apport en eau douce provenant de la fonte accélérée des glaces et un plus grand apport d'eau de rivière, ce qui a réduit le taux de saturation de CaCO_3 . De plus, dans les eaux froides de l'Arctique, les coquilles de CaCO_3 sont encore plus solubles, ce qui rend les organismes à coquilles particulièrement vulnérables aux effets de l'acidification. Les changements rapides devraient continuer pour l'océan Arctique entourant le Canada et cette région devrait être la première dont les eaux de surface subiront la sous-saturation (Feely et coll., 2009).

Dans la partie centrale de la mer du Labrador, la convection profonde pendant la période hivernale transporte le CO_2 anthropique à une profondeur allant jusqu'à 2300 m (Azetsu-Scott et coll., 2010). L'échantillonnage annuel de la mer du Labrador depuis 1996 a démontré une diminution régulière du pH (de 0,029 par décennie) dans une couche de 150 à 500 m en dessous de la surface, ventilée chaque année par le mélange vertical se produisant pendant l'hiver (voir la figure 7.21). Plus au sud, le pH des eaux de fonds dans l'estuaire maritime du Saint-Laurent (dans le golfe du Saint-Laurent; voir la figure 7.4) a diminué de 0,2 à 0,3 depuis les années 1930 (taux de 0,021 par décennie; voir la figure 7.21), ce qui est une diminution plus importante que celle qui est attribuée à l'absorption du CO_2 anthropique (Mucci et coll., 2011). La diminution du pH a été accompagnée par une diminution du taux de saturation en CaCO_3 .

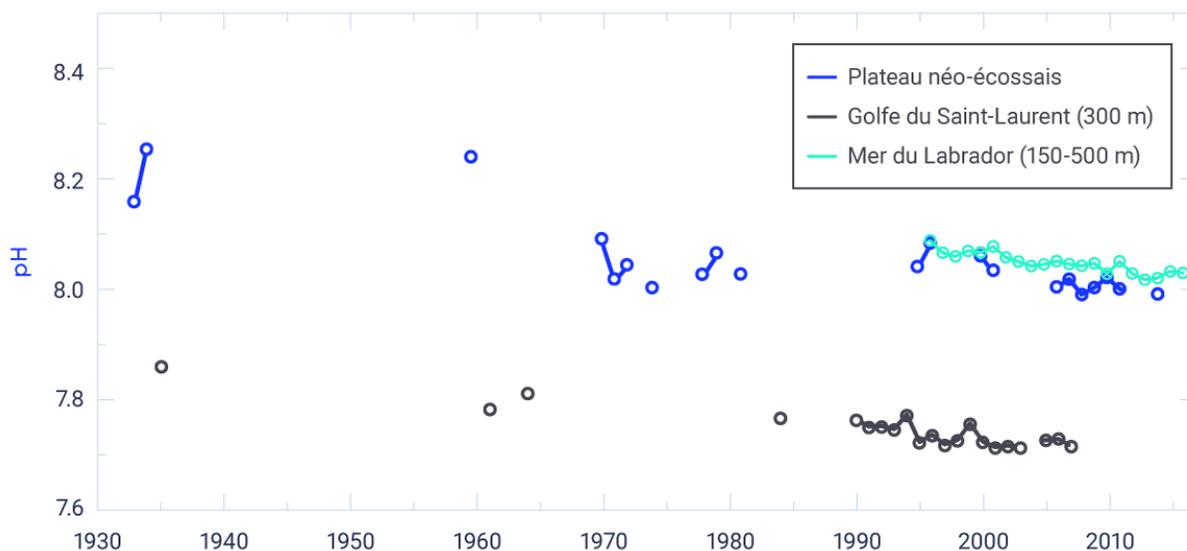


Figure 7.21: Série chronologique du pH pour les eaux de l'Atlantique au large du Canada

La série chronologique du pH (moyenne d'un éventail de profondeurs) au-dessus du plateau néo-écossais (de 1933 à 2014, tendance descendante de 0,026 par décennie; de 1995 à 2004, tendance descendante de 0,044 par décennie); l'estimation près du fond (environ 300 m) du pH dans le golfe du Saint-Laurent (de 1935 à 2007, tendance descendante de 0,021 par décennie; de 1990 à 2007, tendance descendante de 0,026 par décennie) et le pH au centre de la mer du Labrador dans la couche ventilée annuellement (de 150 à 300 m) (de 1996 à 2016, tendance descendante de 0,029 par décennie). Les estimations de pH avant les années 1990 ont un niveau élevé d'incertitude en raison de la qualité des mesures et doivent donc être interprétées avec prudence. Par conséquent, aucune évaluation de confiance statistique n'est fournie pour les tendances observées.

SOURCE DE LA FIGURE : LES DONNÉES POUR LE PLATEAU NÉO-ÉCOSSAIS ET LA MER DU LABRADOR PROVIENNENT DE LA BASE DE DONNÉES DE SURVEILLANCE DU MPO. LES DONNÉES POUR LE GOLFE DU SAINT-LAURENT PROVIENNENT DE MUCCI ET COLL. (2011).

Les eaux du plateau néo-écossais ont les plus bas taux de saturation de toute la région de la Nouvelle-Angleterre/Nouvelle-Écosse (à l'exception d'événements ponctuels dans le littoral) en raison des températures froides de l'eau en hiver (Gledhill et coll., 2015). Comme dans les autres régions, le taux de saturation est modifié par les processus biologiques saisonniers (Shadwick et coll., 2011). Un résumé de la tendance à long terme des échantillons prélevés dans la couche de surface des océans au-dessus du plateau et du talus néo-écossais indique que le pH est en baisse à un taux de 0,026 par décennie; cependant, il y a un niveau élevé d'incertitude dans les données recueillies avant les années 1990 (avant l'établissement de protocoles et normes internationaux) (Dickson et coll., 2007). Pour la période de 1995 à 2014, la tendance sur le plateau néo-écossais est la diminution du pH à un taux de 0,044 par décennie (voir la figure 7.21).

La configuration de la circulation reliant les régions océaniques du Canada est également importante pour comprendre les différences dans l'acidité (voir la section 7.1). Les niveaux naturellement élevés de carbone dissous dans les eaux du nord-est du Pacifique entraînent une entrée d'eau dans l'ouest de l'océan Arctique (par le détroit de Béring) avec un faible taux de saturation. Le taux de saturation de l'eau de l'océan Pacifique est diminué davantage par l'ajout de l'eau de fonte de la glace marine et de l'apport des rivières, de même que la respiration de la matière organique, dans l'océan Arctique. Le flux coulant de l'archipel Arctique canadien vers l'est de l'Arctique peut être retracé le long de la baie de Baffin et le détroit de Davis jusqu'au nord-ouest de l'océan Atlantique. Alors que le mélange local dans le nord de la mer du Labrador modifie ce flux de l'Arctique, de faibles taux de saturation peuvent encore être trouvés au-dessus du plateau de Terre-Neuve et du Labrador (Azestu-Scott et coll., 2010; Yamamoto-Kawai, 2009). Dans la région de l'Atlantique, les flux variant avec les saisons provenant des régions du golfe du Saint-Laurent et du plateau de Terre-Neuve et du Labrador amènent de l'eau plus douce et plus froide au plateau néo-écossais et dans le golfe du Maine, ce qui crée une augmentation saisonnière de l'acidification des océans.

Selon tous les scénarios d'émissions futures pour le XXI^e siècle, l'acidification mondiale des océans devrait continuer d'augmenter dans la partie supérieure des océans, avec le pH qui devrait se stabiliser et rester au-dessus du taux de saturation selon le scénario de faibles émissions (RCP2.6) (Bopp et coll., 2013). Le scénario d'émissions élevées (RCP8.5) entraînerait une sous-saturation d'ici le milieu du siècle dans les eaux de surface de l'Arctique.

7.6.2: L'oxygène dissous et hypoxie

La teneur en oxygène de l'océan est importante parce qu'elle limite la productivité biologique, la biodiversité et les cycles biogéochimiques (Breitburg et coll., 2018). Les eaux ayant de faibles concentrations en oxygène sont décrites comme étant « hypoxiques » (concentration en oxygène dissous inférieure à 61 $\mu\text{mol/kg}$) alors que celles dépourvues d'oxygènes sont décrites comme étant « anoxiques » (concentration en oxygène dissous à zéro). Alors que les océans mondiaux se réchauffent en raison des changements climatiques anthropiques, on peut s'attendre à une perte d'oxygène dissous (Gruber, 2011). La raison pour cela au grand large est double. D'abord, comme la température des océans augmente, la solubilité de l'oxygène diminue et donc, la capacité de l'océan à retenir de l'oxygène diminue. Ensuite, l'augmentation de la stratification des eaux de surface causée par le réchauffement et l'adoucissement de l'eau de surface (voir l'encadré 7.4) tend à réduire le mélange vertical et la ventilation de la thermocline principale (une couche de l'océan où la température change rapidement avec la profondeur), ce qui entraîne une diminution de l'approvisionnement en oxygène des eaux de surface vers les couches d'eau inférieures. L'océan mondial a perdu environ 2 % de son oxygène depuis 1960, avec d'importantes variations entre les bassins océaniques et à diverses profondeurs (Schmidtko et coll., 2017). Pour la partie en surface de l'océan, au cours de la période de 1958 à 2015, les tendances de concentration en oxygène et de contenu thermique de l'océan sont fortement en corrélation (Ito et coll., 2017).

Il n'y a qu'un accord qualitatif entre les modèles informatiques et les observations en ce qui concerne la quantité de la perte d'oxygène dans les eaux de surface. Les modèles du CMIP5 simulent constamment un déclin dans l'inventaire d'oxygène dissous mondial, équivalent à environ la moitié seulement des estimations fondées sur les observations et prévoient également différents patrons spatiaux de changement de l'oxygène (Schmidtko et coll., 2017; Bopp et coll., 2013; Oschlies et coll., 2008). Cela suggère que les mécanismes du déclin de l'oxygène ne sont pas bien représentés dans les modèles actuels des océans.

Les activités humaines peuvent jouer un rôle majeur dans les changements de l'oxygène dissous dans les eaux côtières, ce qui peut être exacerbé par les répercussions des changements climatiques anthropiques. Les eaux côtières et intérieures sont particulièrement vulnérables aux tendances de la diminution de l'oxygène (Gilbert et coll., 2010), car l'eutrophisation (une augmentation dans le taux de production de matière organique d'un écosystème) est généralement plus élevée dans ces régions et parce qu'un rinçage physique peut ne pas être suffisant pour disperser l'eau pauvre en oxygène. Il peut être difficile de séparer les effets d'un enrichissement en nutriments et les changements climatiques en évaluant les changements dans la concentration en oxygène de ces eaux. Un aperçu général de l'état et des tendances de l'oxygène dans les eaux marines canadiennes est fourni à la figure 7.22.

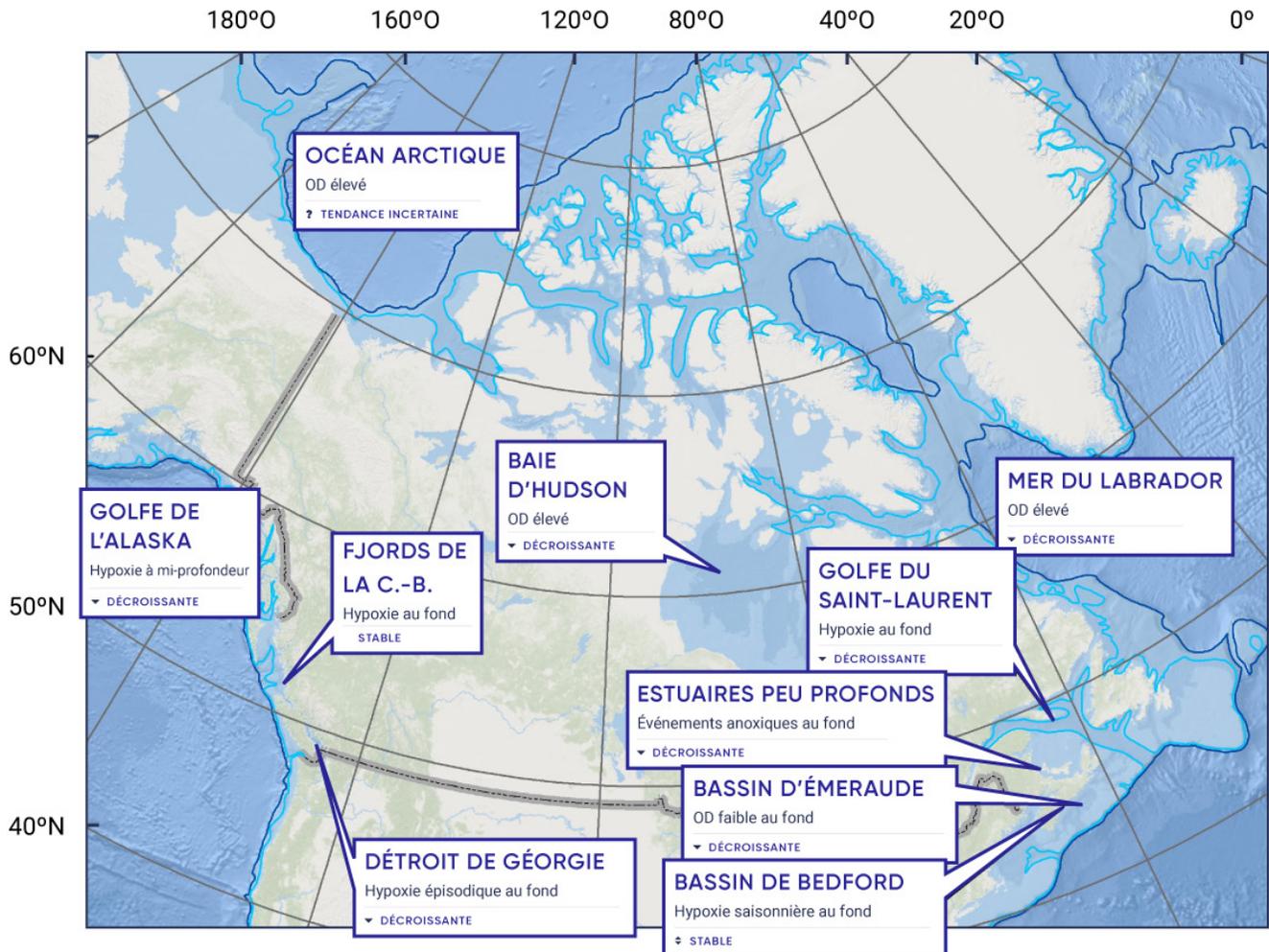


Figure 7.22: État et tendances de l'oxygène dans les régions marines qui bordent le Canada

État et tendance de l'oxygène dissous (OD) dans diverses régions. La plupart des tendances sont fondées sur de courtes séries chronologiques, qui peuvent être influencées par la variabilité naturelle (p. ex. décennale). Cependant, des séries chronologiques à long terme existent pour le nord-est du Pacifique (Station P) et dans le golfe du Saint-Laurent, et celles-ci démontrent statistiquement des tendances décroissantes significatives pour l'OD. Les contours aux profondeurs de 200 m et de 1 000 m sont indiqués par les lignes bleu pâle et bleu foncé.

SOURCE DE LA FIGURE : LES DONNÉES DES PROGRAMMES DE SURVEILLANCE DU MPO (GALBRAITH ET COLL., 2017; YASHAYAEV ET COLL., 2014; CHANDLER ET COLL., 2017).

Les observations au large des côtes canadiennes du Pacifique et de l'Atlantique indiquent un déclin général dans la concentration de l'oxygène dissous dans les eaux subsurfaces (de 150 à 400 m de profondeur), en dessous de la couche de surface constamment ventilée (voir la figure 7.23). Dans l'estuaire maritime du Saint-Laurent, la diminution de l'oxygène a été attribuée principalement à une augmentation d'un apport en eau pauvre en oxygène provenant du tourbillon subtropical de l'Atlantique Nord (voir l'encadré 7.2) qui entre dans l'embouchure du chenal Laurentien en profondeur (Gilbert et coll., 2005). Cependant, un apport excédentaire en nutriments causé par l'activité humaine peut également jouer un rôle (Hudon et coll., 2017). Les séries chronologiques de la mer du Labrador indiquent un déclin du taux d'oxygène semblable à celui de l'estuaire du Saint-Laurent, mais les enregistrements remontent seulement jusqu'à 1990 (Yashayaev et coll., 2014). Bien que certains estuaires de l'Île-du-Prince-Édouard, du Nouveau-Brunswick et de la Nouvelle-Écosse deviennent occasionnellement hypoxiques (Price et coll. 2017; Burt et coll. 2013), le rôle du changement climatique de l'océan demeure incertain.

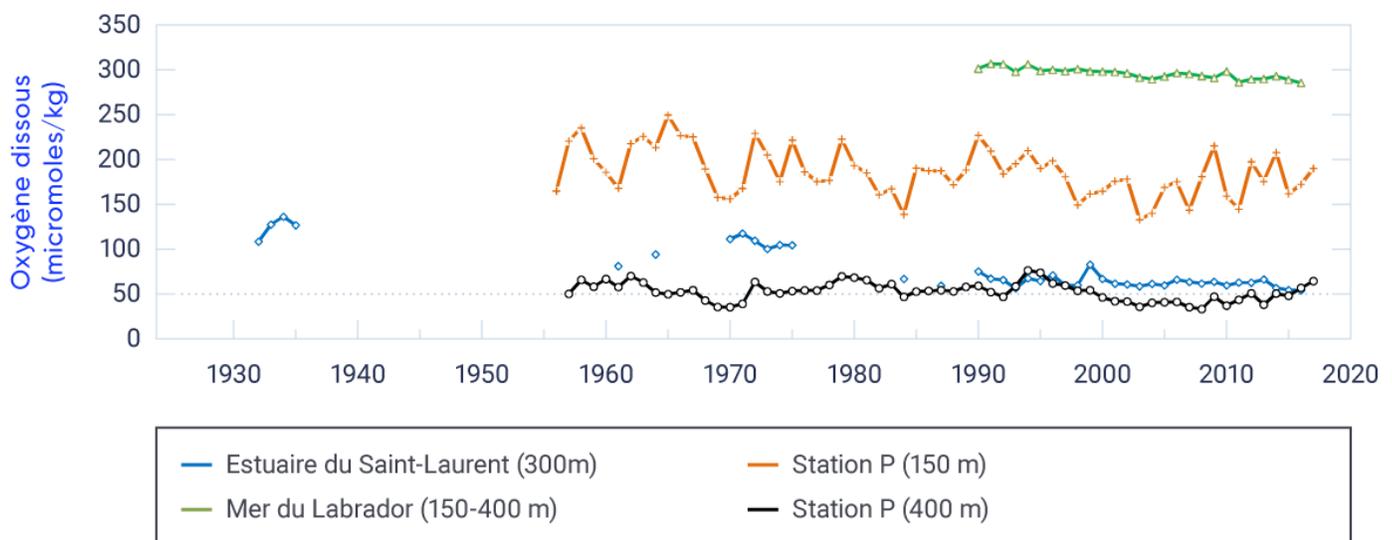


Figure 7.23: Moyenne annuelle d'oxygène dissous pour le nord-ouest de l'océan Atlantique et le nord-est de l'océan Pacifique

La concentration en oxygène dissous à une profondeur de 3300 m dans l'estuaire maritime du Saint-Laurent (de 1932 à 2016, tendance décroissante de 0,89 $\mu\text{mol}/\text{kg}$ par décennie, significatif au niveau de 1 % [il y a seulement 1 % de chance que ces changements soient dus au hasard]); la concentration d'oxygène dissous à une profondeur moyenne dans la mer du Labrador (de 150 à 400 m, de 1990 à 2011, tendance décroissante de 0,75 $\mu\text{mol}/\text{kg}$ par décennie, significatif au niveau de 1 %); la concentration en oxygène dissous de la Station P à 150 m de profondeur (de 1956 à 2017, tendance décroissante de 0,61 $\mu\text{mol}/\text{kg}$ par décennie, significatif au niveau de 1 %) et à 400 m de profondeur (de 1957 à 2017, tendance décroissante de 0,19 $\mu\text{mol}/\text{kg}$ par décennie, significatif au niveau de 1 %).

SOURCE DE LA FIGURE : LES DONNÉES DES PROGRAMMES DE SURVEILLANCE DU MPO (GALBRAITH ET COLL., 2017; YASHAYAEV ET COLL., 2014; CHANDLER ET COLL., 2017).

L'hypoxie et l'anoxie se sont produites naturellement pendant des milliers d'années dans certains fjords intérieurs sur la côte de la Colombie-Britannique (Zaikova et coll., 2010). Les mesures à la Station P remontant jusqu'à 1956 indiquent que les concentrations en oxygène des océans au large du nord-est du Pacifique sont en déclin depuis plusieurs décennies (Whitney et coll., 2007; Crawford et Peña, 2016; voir la figure 7.23). Une combinaison de facteurs physiques et biologiques est probablement responsable pour les changements observés dans la concentration en oxygène de la Station P; cependant, la variabilité de l'oxygène dans la partie plus profonde de la thermocline ventilée est une trace utile du changement climatique physique (Deutsch et coll., 2006). Contrairement au déclin à long terme de l'oxygène dissous à la Station P, les eaux subsurfaces adjacentes au talus continental de la Colombie-Britannique ne démontrent aucune tendance claire à partir des années 1950 jusqu'à aujourd'hui (Crawford et Peña, 2016). Cela souligne que la variabilité décennale naturelle dans le nord-est de l'océan Pacifique doit être considérée dans l'évaluation des changements à long terme de l'oxygène dissous dans cette région.

Des observations à long terme dans l'Arctique sont limitées et les tendances de l'oxygène dissous sont donc incertaines. L'océan Arctique a montré peu de données probantes de l'hypoxie et, en fait, la production primaire dans la zone de température maximale subsurface (la couche où la température est à la plus élevée) élève les niveaux d'oxygène dans la pycnocline sous-jacente (une couche de l'océan où la densité de l'eau augmente rapidement avec la profondeur) à des niveaux de sursaturation (Carmack et coll., 2010).

Les modèles mondiaux projettent que la quantité totale de la perte d'oxygène dissous (moyenne établie au-dessus de 200 à 600 m) sera de quelques pour cent d'ici la fin du XXI^e siècle (Bopp et coll., 2013). Cependant, les différences dans les tendances spatiales de l'oxygène dissous parmi les modèles limitent la confiance dans les projections régionales. Les concentrations de l'oxygène sous la surface des côtes de l'Atlantique et du Pacifique au large du Canada devraient continuer de diminuer avec l'augmentation du CO₂ et de la chaleur dans l'atmosphère ainsi qu'avec l'augmentation de la stratification dans les eaux de surface dans la plupart des régions (Collins et coll., 2013).

7.6.3: Nutriments des océans

Les nutriments, les éléments fondamentaux de la vie, sont nécessaires pour alimenter la biomasse d'algues (p. ex. le phytoplancton) qui maintient la chaîne alimentaire marine et la production océanique de ressources exploitables. La croissance des algues se fonde sur les apports en azote, phosphore et silicium non organiques ainsi que d'autres nutriments dans la couche éclairée par le soleil près de la surface où a lieu la photosynthèse. Ces apports en nutriments atteignent cette couche grâce au transport et mélange vertical comme la remontée. L'azote est l'élément principal limitant la croissance dans les océans entourant le Canada et est affecté par les processus microbiens qui peuvent entraîner un gain (la fixation de l'azote) ou une perte (p. ex. la dénitrification, l'émission d'oxyde nitreux). Ces processus microbiens sont sensibles à la disponibilité de l'oxygène dissous (Gruber, 2011; voir la section 7.6.2) et le niveau d'acidification de l'océan (Das et Mangwani, 2015; voir la section 7.6.1).

Les changements climatiques, comme le réchauffement en surface et la diminution de la salinité de surface, influent sur les nutriments en augmentant la stratification verticale dans les océans qui bordent le Canada (voir l'encadré 7.4). Cette augmentation de la stratification réduit les nutriments transportés par les eaux profondes vers la couche de surface. Une telle réduction est importante parce qu'elle peut donner lieu de façon chronique à de faibles concentrations de nutriments dans la couche éclairée par le soleil lors de la saison de stratification biologiquement productive (du printemps à l'automne). Bien que des changements à long terme dans la concentration en nutriments puissent être un indicateur de changements climatiques et de variabilité, il y a d'autres facteurs dans le littoral, provenant des activités humaines (p. ex. le ruissellement agricole), qui influent sur les tendances locales.

Les variations de nutriments dans le nord de l'océan Pacifique reflètent les influences de l'oscillation décennale du Pacifique et l'oscillation du tourbillon du Pacifique Nord (Di Lorenzo et coll., 2009; voir le chapitre 2, encadré 2.5). Lorsque les effets transitoires de ces modes de variabilité climatique sont retirés de la série chronologique des nutriments disponibles dans la partie supérieure océanique du Pacifique Nord (à moins de 20 m de profondeur), les tendances décroissantes sur la période de 1961 à 2012 sont évidentes pour le phosphate et le silicate, alors que les concentrations de nitrate demeurent stables (Yasunaka et coll., 2016). Cette tendance est cohérente avec la réduction du mélange vertical à la suite de l'augmentation de la stratification, et, pour le nitrate, un apport compensatoire d'azote par dépôt atmosphérique dans l'océan (Duce et coll., 2008; Kim et coll., 2014). Il est important de remarquer que les tendances linéaires dans les concentrations de nutriments sont seulement solides lorsqu'une moyenne est établie pour l'ensemble du nord de l'océan Pacifique et les tendances régionales ne sont pas statistiquement significatives.

Dans le nord-ouest de l'Atlantique adjacent au Canada, aucune tendance constante n'a pu être observée parmi les tendances à long terme de la concentration des nutriments et pouvant être attribuée aux changements climatiques (Pepin et coll., 2013). Bien que la mer du Labrador et le plateau central néo-écossais montrent des diminutions significatives à long terme pour les nitrates, les silicates et les phosphates depuis les années 1960 (Yeats et coll., 2010; Pepin et coll., 2013; Hátún et coll., 2017), les tendances dans l'ouest de la mer du Labrador ont démontré une augmentation de la concentration de silicate en plus des importantes diminutions de nitrate et, dans une moindre mesure, de phosphate. La tendance contraire a été observée dans la plupart des régions du golfe du Maine et la baie de Fundy (Pepin et coll., 2013). La plupart des zones du golfe du Saint-Laurent ont eu une importante augmentation de concentration en nutriments depuis le début des années 1970, mais les tendances dans cette région sont influencées par les apports provenant des activités humaines (voir la section 7.6.2). D'autres régions canadiennes de l'océan Atlantique ont généralement eu de faibles tendances qui étaient variables selon les nutriments.

Dans l'Arctique, il n'y a pas d'enregistrements à long terme pour les concentrations de nutriments. Cependant, la configuration de la circulation océanique de surface autour du Canada (voir la section 7.1) entraîne une connectivité des nutriments des océans Pacifique, Atlantique et Arctique (Woodgate et coll., 2012; Tremblay et coll., 2015, 2018) et cela peut aider les recherches à venir pour comprendre les changements dans l'inventaire des nutriments dans l'Arctique. Il y a certaines preuves que la diminution de la glace marine sur le plateau canadien de Beaufort (voir le chapitre 5, section 5.3) a mené à une augmentation ponctuelle dans l'apport en nutriments et la production biologique (Tremblay et coll., 2011). Une diminution dans la concentration en nutriments dans le centre de la mer de Beaufort a été observée (Li et coll., 2009) et modélisée (Vancoppenolle et coll., 2013), mais les preuves d'adoucissement ou d'augmentation de la stratification à long terme sont limitées (Peralta-Ferriz et Woodgate, 2015).

Résumé de la section

Pour résumer, les séries chronologiques à long terme disponibles sur les propriétés chimiques clés dans les océans entourant le Canada indiquent des tendances qui sont cohérentes avec les analyses mondiales. Les augmentations observées dans l'acidification des océans ont été liées directement aux émissions humaines de CO₂ et leur transfert subséquent de l'atmosphère à la partie supérieure de l'océan. Selon tous les scénarios d'émissions futures, l'acidité de l'océan mondial devrait continuer d'augmenter dans la partie supérieure océanique, le pH se stabilisant d'ici 2100 seulement selon le scénario de faibles émissions (RCP2.6). Un scénario d'émissions élevées (RCP8.5) entraînerait une sous-saturation d'ici le milieu du siècle dans la partie supérieure océanique de l'Arctique. Dans l'ensemble, un **degré de confiance élevé** a été assigné au message important concernant l'acidification des océans en raison de la solide compréhension mécanique des processus physiques et chimiques contrôlant ces changements.

La désoxygénation des eaux subsurfaces qui bordent le Canada est évidente selon la série chronologique de haute qualité couvrant les cinq dernières décennies dans la région du nord-est du Pacifique (Station P) et le golfe du Saint-Laurent. Ces tendances sont cohérentes aux attentes que le réchauffement de surface et, dans certains cas, l'adoucissement augmentera la stratification des océans et réduira donc le mélange et la ventilation des profondeurs de l'océan. Cette conclusion a un **degré de confiance élevé** en raison de la cohérence et de la qualité des séries chronologiques de l'oxygène dans les eaux canadiennes. Dans certaines régions très peuplées du littoral, l'appauvrissement en oxygène est également touché par les nutriments provenant de ruissellements (p. ex. les activités agricoles). La désoxygénation de l'océan mondial devrait continuer; cependant, les différences régionales dans les projections modèles nous limitent à un **degré de confiance moyen** dans les attentes que ces tendances continueront dans les eaux subsurfaces entourant le Canada.

L'apport en nutriments dans les eaux de surface, où la photosynthèse a lieu, peut également être touché par l'augmentation de la stratification résultant des changements climatiques. L'approvisionnement en nutriments dans la couche de surface des océans a généralement diminué dans l'océan Pacifique Nord, cohérent avec l'augmentation de la stratification de la couche de surface des océans (**degré de confiance moyen**). Aucune tendance cohérente dans le changement des nutriments n'a été observée pour le nord-ouest de l'océan Atlantique au large du Canada. Il n'y a pas de données à long terme sur les nutriments disponibles pour l'Arctique canadien. L'énoncé de confiance dans cette conclusion reflète la disponibilité limitée des données, l'absence de tendances régionales statistiquement significatives et, dans certains cas, les tendances divergentes dans une région.

Références

Allard, M., Michaud, Y., Ruz, M.H. et Héquette, A. « Ice foot, freeze-thaw of sediments, and platform erosion in a subarctic microtidal environment, Manitousuk Strait, northern Quebec, Canada », *Canadian Journal of Earth Sciences*, vol. 35, 1998, pp. 965–979.

Atkinson, D.E., Forbes, D.L. et James, T.S. « Un littoral dynamique dans un contexte de climat en mutation », dans *Le littoral maritime du Canada face à l'évolution du climat*, D.S. Lemmen, F.J. Warren, T.S. James and C.S.L. Mercer Clarke (éd.), gouvernement du Canada, Ottawa, Ontario, 2016, pp. 27–68.

Azetsu-Scott, K., Clarke, A., Falkner, K., Hamilton, J., Jones, E.P., Lee, C., Petrie, B., Prinsenberg, S., Starr M. et Yeats, P. « Calcium carbonate saturation states in the waters of the Canadian Arctic Archipelago and the Labrador Sea », *Journal of Geophysical Research*, vol. 115, 2010, C11021. doi:10.1029/2009JC005917

Azetsu-Scott, K., Starr, M., Mei, Z.-P. et Granskog, M. « Low calcium carbonate saturation state in an Arctic inland sea having large and varying fluvial inputs: The Hudson Bay system », *Journal of Geophysical Research: Oceans*, vol. 119, 2014, pp. 6210–6220. doi:10.1002/2014JC009948

Bernier, N.B. et Thompson, K.R. « Predicting the frequency of storm surges and extreme sea levels in the northwest Atlantic », *Journal of Geophysical Research: Oceans*, vol. 111, 2006, C10009. doi:10.1029/2005JC003168

Bopp, L., Resplandy, L., Orr, J.C., Doney, S.C., Dunne, J.P., Gehlen, M., Halloran, P., Heinze, C., Ilyina, T., Séférian, R., Tjiputra, J. et Vichi, M. « Multiple stressors of ocean ecosystems in the 21st century: projections with CMIP5 models », *Biogeosciences*, vol. 10, 2013, pp. 6225–6245. doi:10.5194/bg-10-6225-2013

Breitburg, D., Levin, L.A., Oschlies, A., Grégoire, M., Chavez, F.P., Conley, D.J., Garçon, V., Gilbert, D., Gutiérrez, D., Isensee, K., Jacinto, G.S., Limburg, K.E., Montes, I., Naqvi, S.W.A., Pitcher, G.C., Rabalais, N.N., Roman, M.R., Rose, K.A., Seibel, B.A., Telszewski, M., Yasuhara, M., et Zhang, J. « Declining oxygen in the global ocean and coastal waters », *Science*, vol. 359, 2018. doi: 10.1126/science.aam7240

Bromirski, P.D., et Cayan, D.R. « Wave power variability and trends across the North Atlantic influenced by decadal climate patterns », *Journal of Geophysical Research: Oceans*, vol. 120, 2015, pp. 3419–3443. doi:10.1002/2014JC010440

Burt, W.J., Thomas, H., Fennel, K., et Horne, E. « Sediment-water column fluxes of carbon, oxygen and nutrients in Bedford Basin, Nova Scotia, inferred from 224Ra measurements », *Biogeosciences*, vol. 10, 2013, pp. 53–66. doi:10.5194/bg-10-53-2013

Cai, W., Borlace, S., Lengaigne, M., Rensch, P., Collins, M., Vecchi, G., Timmermann, A., Santoso, A., McPhanden, M.J., Wu, L., England, M.H., Wang, G., Guilyardi, E. et Jin, F. « Increasing frequency of extreme El Niño events due to greenhouse warming », *Nature Climate Change*, vol. 4, 2014, pp. 111–116. doi :10.1038/NCLIMATE2100

Carmack, E.C., McLaughlin, F.A., Vagle, S., Melling, H., et Williams, W.J. « Structures and property distributions in the three oceans surrounding Canada in 2007: a basis for a long-term ocean climate monitoring strategy », *Atmosphere-Ocean*, vol. 48, 2010, pp. 211–224.

Casas-Prat, M., Wang, X.L. et Swart, N. « CMIP5-based global wave climate projections including the entire Arctic Ocean », *Ocean Modelling*, vol. 123, 2018, pp. 66–85. doi:10.1016/j.ocemod.2017.12.003

Chandler, P.C., King, S.A. et Boldt, J. (éd.) « State of the physical, biological and selected fishery resources of Pacific Canadian marine ecosystems in 2016 », *Rapport technique canadien des sciences halieutiques et aquatiques 3225*, 2017, 243 p.

Cheng, L., Trenberth, K.E., Fasullo, J., Boyer, T., Abraham, J. et Zhu, J. « Improved estimates of ocean heat content from 1960 to 2015 », *Science Advances*, vol. 3, 2017. doi:10.1126/sciadv.1601545

Chierici, M. et Fransson, A. « Calcium carbonate saturation in the surface water of the Arctic Ocean: Undersaturation in freshwater influenced shelves », *Biogeosciences*, vol. 6, 2009, pp. 2421–2432. <http://www.biogeosciences.net/6/2421/2009>.

Christian, J.R. et Foreman, M.G.G. (éd.) « Climate trends and projections for the Pacific Large Aquatic Basin », *Rapport canadien à l'industrie sur les sciences halieutiques et aquatiques 3032*, 2013, 113 p.

Christian, J.R. et Holmes, J. « Changes in albacore tuna habitat in the northeast Pacific Ocean under anthropogenic warming », *Fisheries Oceanography*, vol. 25, 2016, pp. 544–554. doi:10.1111/fog.12171

Church, J.A., Clark, P.U., Cazenave, A., Gregory, J.M., Jevrejeva, S., Levermann, A., Merrifield, M.A., Milne, G.A., Nerem, R.S., Nunn, P.D., Payne, A.J., Pfeffer, W.T., Stammer, D. et Unnikrishnan, A.S. « Sea level change »; dans *Climate Change 2013: The Physical Science Basis*, 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. 1137–1216.

Colbourne, E., Holden, J., Snook, S., Han, G., Lewis, S., Senciall, D., Bailey, W., Higdon, J. et Chen, N. *Physical oceanographic conditions on the Newfoundland and Labrador Shelf during 2016*, MPO canadien de consultation scientifique, document de recherche 079, 2017, 50 p.

Collins, M., Knutti, R., Arblaster, J., Dufresne, J.-L., Fichet, T., Friedlingstein, P. et Wehner, M. « Long-term climate change: Projections, commitments and irreversibility », dans *Climate Change 2013: The Physical Science Basis*, 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.

Cornford, S.L., Martin, D.F., Payne, A.J., Ng, E.G., Le Brocq, A.M., Gladstone, R.M., Edwards, T.L., Shannon, S.R., Agosta, C., van den Broeke, M.R., Hellmer, H.H., Krinner, G., Ligtenberg, S.R.M., Timmermann, R. et Vaughan, D.G. « Century-scale simulations of the response of the West Antarctic Ice Sheet to a warming climate », *The Cryosphere*, vol. 9, 2015, pp. 1579–1600. doi:10.5194/tcd-9-1887-2015

Crawford, W. R., et Peña, M. A. « Decadal trends in oxygen concentration in subsurface waters of the Northeast Pacific Ocean », *Atmosphere-Ocean*, vol. 54, 2016, pp. 171–192.

Crawford, W.R., Galbraith, J. et Bolingbroke, N. « Line P ocean temperature and salinity, 1956–2005 », *Progress in Oceanography*, vol. 75, 2007, pp. 161–178.

Craymer, M. et Robin, C. « A national crustal velocity model for Canada », US National Geodetic Survey Brown Bag Lecture, Silver Spring, Maryland, 2016, 18 p. <https://mcraymer.github.io/geodesy/pubs/crustalmotion_ngs2016.pdf>.

Dangendorf, S., Marcos, M., Wöppelmann, G., Conrad, C.P., Frederikse, T. et Rive, R. « Reassessment of 20th century global mean sea level rise », *Proceedings of the National Academy of Science*, vol. 114, 2017, pp. 5946–5951. doi:10.1073/pnas.1616007114

Das, S. et Mangwani, N. « Ocean acidification and marine microorganisms: responses and consequences », *Oceanologia*, vol. 57, 2015, pp. 349–361. doi:10.1016/j.oceano.2015.07.003.

DeConto, R.M. et Pollard, D. « Contribution of Antarctica to past and future sea-level rise », *Nature*, vol. 531, 2016, pp. 591–597. doi :10.1038/nature17145

Delworth, T. et Zeng, F. « The impact of the North Atlantic Oscillation on climate through its influence on the Atlantic Meridional Overturning Circulation », *Journal of Climate*, vol. 29, 2016, pp. 941–962. doi:10.1175/JCLI-D-15-0396.1

Deutsch, C., Emerson, S. et Thompson, L. « Physical-biological interactions in North Pacific oxygen variability », *Journal of Geophysical Research*, vol. 111, 2006. doi:10.1029/2005JC003179

Dickson, A.G., Sabine, C.L. et Christian, J.R. (éd.). *Guide to best practices for ocean CO₂ measurement*, PICES Special Publication 3, IOCCP Report 8, North Pacific Marine Science Organization, Sidney, Colombie Britannique, 2007, 191 p.

Di Lorenzo, E., Fiechter, J., Schneider, N., Bracco, A., Miller, J., Franks, P.J.S., Bograd S.J., Moore, A.M., Thomas, A.C., Crawford, W., A. Peña, A. et Hermann, A.J. « Nutrient and salinity decadal variations in the central and eastern North Pacific », *Geophysical Research Letter*, vol. 36, 2009. doi:10.1029/2009GL038261

Drijfhout, S., van Oldenborgh, G. J., et Cimadoribus, A. « Is a decline of AMOC causing the warming hole above the North Atlantic in observed and modeled warming patterns? », *Journal of Climate*, vol. 25, 2012, pp. 8373–8379. doi:10.1175/JCLI-D-12-00490.1

Duce, R.A., LaRoche, J., Altieri, K., Arrigo, K.R., Baker, A.R., Capone, D.G., Cornell, S., Dentener, F., Galloway, J., Ganeshram, R.S., Geider, R.J., Jickells, T., Kuypers, M.M., Langlois, R., Liss, P.S., Liu, S.M., Middelburg, J.J., Moore, C.M., Nickovic, S., Oschlies, A., Pedersen, T., Prospero, J., Schlitzer, R., Seitzinger, S., Sorensen, L.L., Uematsu, M., Ulloa, O., Voss, M., Ward, B. et Zamora, L. « Impacts of atmospheric anthropogenic nitrogen on the open ocean », *Science*, vol. 320, 2008, pp. 893–897.

Durack, P.J. et Wijffels, S.E. « Fifty-year trends in global ocean salinities and their relationship to broad-scale warming », *Journal of Climate*, vol. 23, 2010, pp. 4342–4362.

Durack, P. J., Wijffels, S. E., et Matear, R. J. « Ocean salinities reveal strong global water cycle intensification during 1950 to 2000 », *Science*, vol. 336, 2012, pp. 455–458. doi:10.1126/science.1212222

Erikson, L.H., Hegermiller, C.A., Barnard, P.L., Ruggiero, P. et van Ormondt, M. « Projected wave conditions in the Eastern North Pacific under the influence of two CMIP5 climate scenarios », *Ocean Modelling*, vol. 96, 2015, pp. 171–185. doi: 10.1016/j.ocemod.2015.07.004

Farrell, W.E. et Clark, J.A. « On postglacial sea level », *Geophysical Journal International*, vol. 46, 1976, pp. 647–667.

Feely, R.A., Doney, S. C., et Cooley, S. R. « Ocean acidification : Present conditions and future changes in a high-CO₂ world », *Oceanography*, vol. 22, 2009, pp. 36–47. doi: 10.5670/oceanog.2009.95

Feely, R.A., Sabine, C.L., Hernandez-Ayon, J.M., Ianson, D. et Hales, B. « Evidence for upwelling of corrosive “acidified” water onto the continental shelf », *Science*, vol. 320, 2008, p. 1490–1492.

Feely, R.A., Sabine, C.L., Lee, K., Berelson, W., Kleypas J., Fabry, V.K. et Millero, F.J. « Impact of anthropogenic CO₂ on the CaCO₃ system in the oceans », *Science*, vol. 305, 2004, pp. 362–366. doi: 10.1126/science.1097329

Forbes, D.L. et Taylor, R.B. « Ice in the shore zone and the geomorphology of cold coasts », *Progress in Physical Geography*, vol. 18, 1994, pp. 59–89. doi: 10.1177/030913339401800104

Francis, O.P., Planteleev, G.G. et Atkinson, V.E. « Ocean wave conditions in the Chukchi Sea from satellite and in situ observations », *Geophysical Research Letters*, vol. 38, 2011. doi:10.1029/2011GL049839

Freeland, H.J. « Evidence of change in the winter mixed layer in the Northeast Pacific Ocean: a problem revisited », *Atmosphere-Ocean*, vol. 51, 2013, p. 126–133. doi: 10.1080/07055900.2012.754330

Galbraith, P.S. et Larouche, P. « Trends and variability in eastern Canada sea-surface temperatures », dans *Aspects of climate change in the Northwest Atlantic off Canada*, J.W. Loder, G. Han, P.S. Galbraith, J. Chassé et A. van der Baaren (éd.), Rapport canadien à l'industrie sur les sciences halieutiques et aquatiques 3045, 2013, pp. 1–18.

Galbraith, P.S., Chassé, J., Caverhill, C., Nicot, P., Gilbert, D., Pettigrew, B., Lefavre, D., Brickman, D., Devine, L. et Lafleur, C. « Physical oceanographic conditions in the Gulf of St. Lawrence in 2016 », MPO secrétariat canadien de consultation scientifique, Document de recherche 044, 2017, 91 p.

- Galbraith, P.S., Larouche, P., Chasse, J. et Petrie, B. « Sea-surface temperature in relation to air temperature in the Gulf of St. Lawrence: interdecadal variability and long term trends », *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, vol. 77–80, 2012, pp. 10–20. doi:10.1016/j.dsr2.2012.04.001
- Gemmrich, J., Thomas, B., et Bouchard, R. « Observational changes and trends in northeast Pacific wave records », *Geophysical Research Letters*, vol. 38, 2011, L22601. doi: 10.1029/2011GL049518
- 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, 2013, pp. 1–30.
- Gilbert, D., Rabalais, N.N., Díaz, R.J. et Zhang, J. « Evidence for greater oxygen decline rates in the coastal ocean than in the open ocean », *Biogeosciences*, vol. 7, 2010, pp. 2283–2296.
- Gilbert, D., Sundby, B., Gobeil, C., Mucci, A. et Tremblay, G.-H. « A seventy-two year record of diminishing deep-water oxygen levels in the St. Lawrence estuary: The northwest Atlantic connection », *Limnology and Oceanography*, vol. 50, 2005, pp. 1654–1666.
- Gledhill, D.K., White, M.M., Salisbury, J., Thomas, H., Mlsna, I., Liebman, M., Mook, B., Grear, J., Candelmo, A.C., Chambers, R.C., Gobler, C.J., Hunt, C.W., King, A.L., Price, N.N., Signorini, S.R., Stancioff, E., Stymiest, C., Wahle, R.A., Waller, J.D., Rebuck, N.D., Wang, Z.A., Capson, T.L., Morrison, J.R., Cooley, S.R. et Doney, S.C. « Ocean and coastal acidification off New England and Nova Scotia », *Oceanography*, vol. 28, 2015, pp. 182–197. doi:10.5670/oceanog.2015.41
- Golledge, N., Kowalewski, D., Naish, T., Levy, R., Fogwill, C. et Gasson, E. « The multi-millennial Antarctic commitment to future sea-level rise », *Nature*, vol. 526, 2015, pp. 421–425. doi :10.1038/nature15706
- Gruber, N. « Warming up, turning sour, losing breath: ocean biogeochemistry under global change », *Philosophical Transactions of the Royal Society*, vol. 369, 2011, pp. 1980–1996. doi: 10.1098/rsta.2011.0003
- Gulev, S.K. et Grigorieva, V. « Variability of the Winter Wind Waves and Swell in the North Atlantic and North Pacific as Revealed by the Voluntary Observing Ship Data », *Journal of Climate*, vol. 19, 2006, pp. 5667–5685. doi: 10.1175/JCLI3936.1
- Guo, L.L., Perrie, W., Long, Z.X., Toulany, B. et Sheng, J.Y. « The impacts of climate change on the north Atlantic wave climate », *Atmosphere-Ocean*, vol. 53, 2015, pp. 491–509. doi:10.1080/07055900.2015.1103697
- Haigh, R., Ianson, D., Holt, C.A., Neate, H.E. et Edwards, A.M. « Effects of ocean acidification on temperate coastal marine ecosystems and fisheries in the northeast Pacific », *PLoS One*, vol. 10, 2015, e0117533. doi:10.1371/journal.pone.0117533

- Haine, T.W.N., Curry, B., Rüdiger Gerdes, R., Edmond Hansen, E., Karcher, M., Lee, C., Bert Rudels, B., Spreen, G., de Steur, L., Stewart, K.D., et Woodgate, R. « Arctic freshwater export: Status, mechanisms, and prospects », *Global and Planetary Change*, vol. 125, 2015, pp. 13–35. doi:10.1016/j.gloplacha.2014.11.013
- Hamilton, J.M. et Wu, Y. « Synopsis and trends in the physical environment of Baffin Bay and Davis Strait », *Rapport technique canadien sur l'hydrographie et les sciences océaniques* 282, 2013, 39 p.
- Han, G., Colbourne, E., Pierre, P. et Xie, Y. « Statistical projections of ocean climate indices off Newfoundland and Labrador », *Atmosphere-Ocean*, vol. 53, 2015a, pp. 556–570. doi:10.1080/07055900.2015.1047732
- Han, G., Ma, Z., Chen, D., deYoung, B. et Chen N. « Observing storm surges from space: Hurricane Igor off Newfoundland », *Scientific Reports*, vol. 2, 2012. doi:10.1038/srep01010
- Han, G., Ma, Z., Chen, N., Thomson, R. et Slangen, A. « Changes in mean relative sea level around Canada in the twentieth and twenty-first centuries », *Atmosphere-Ocean*, vol. 53, 2015b, pp. 452–463. doi:10.1080/07055900.2015.1057100
- Han, G., Ma, Z., Chen, N., Yang, J. et Chen, N. « Coastal sea level projections with improved accounting for vertical land motion », *Scientific Reports*, vol. 5, 2015c. doi:10.1038/srep16085
- Hartmann, D.L., Klein Tank, A.M.G., Rusticucci, M., Alexander, L.V., Brönnimann, S., Charabi, Y., Dentener, F.J., Dlugokencky, E.J., Easterling, D.R., Kaplan, A., Soden, B.J., Thorne, P.W., Wild M. et Zhai, P.M. « Observations: Atmosphere and surface », dans *Climate Change 2013: The Physical Science Basis*, 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, Royaume-Uni et New York, New York, États-Unis, 2013, pp. 159–254.
- Hátún, H., Azetsu-Scott, K., Somavilla, R., Rey, F., Johnson, C., Mathis, M., Mikolajewicz, U., Coupel, P., Tremblay, J.-É., Hartman, S., Pacariz, S. V., Salter, I. et Ólafsson, J. « The subpolar gyre regulates silicate concentrations in the North Atlantic », *Nature Scientific Reports*, vol. 7, 2017. doi: 10.1038/s41598-017-14837-4
- Hay, C.C., Morrow, E., Kopp, R.E. et Mitrovica, J.X. « Probabilistic reanalysis of twentieth-century sea-level rise », *Nature*, vol. 517, 2015, p. 481–484. doi :10.1038/nature14093
- Hebert, D. « Trends of temperature, salinity and stratification in the upper ocean for different regions of the Atlantic Canadian shelf », dans *Aspects of Climate Change in the Northwest Atlantic off Canada*, J.W. Loder, G. Han, P.S. Galbraith, J. Chassé et A. van der Baaren (éd.), *Rapport canadien à l'industrie sur les sciences halieutiques et aquatiques* 3045, 2013, p. 33–42.
- Hebert, D., Pettipas, R., Brickman, D. et Dever, M. « Meteorological, sea ice and physical oceanographic conditions on the Scotian Shelf and in the Gulf of Maine during 2015 », *MPO Secrétariat canadien de consultation scientifique, Document de recherche* 083, 2016, 49 p.

Hegerl, G.C., Zwiers, F.W., Braconnot, P., Gillet, N.P., Luo, Y., Marengo, J.A. et Stott, P.A. « Understanding and attributing climate change », dans *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*, Contribution du Groupe de travail I au Quatrième rapport d'évaluation du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat, S. Solomon, D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, et H.L. Miller (éd.), Cambridge University Press, Cambridge, Royaume-Uni et New York, New York, États-Unis, 2007, pp. 663–745.

Helm, K.P., Bindoff, N.L. et Church, J.A. « Changes in the global hydrological-cycle inferred from ocean salinity », *Geophysical Research Letters*, vol. 37, 2010. doi:10.1029/2010GL044222

Hönisch, B., Ridgwell, A., Schmidt, D.N., Thomas, E., Gibbs, S.J., Sluijs, A., Zeebe, R.E., Kump, L., Martindale, R.C., Greene, S.E., Kiessling, W., Ries, J., Zachos, J., Royer, D.L., Barker, S., Marchitto Jr., T.M., Moyer, R., Pelejero, C., Ziveri, P., Foster, G.L. et Williams, B. « The geological record of ocean acidification », *Science*, vol. 335, 2012, pp. 1058–1063. doi:10.1126/science.1208277

Hu, X. et Myers, P.G. « Changes to the Canadian Arctic Archipelago sea ice and freshwater fluxes in the twenty-first century under the Intergovernmental Panel on Climate Change A1B climate scenario », *Atmosphere-Ocean*, vol. 52, 2014, pp. 331–350. doi:10.1080/07055900.2014.942592

Huang, B., Kennedy, J., Xue, Y. et Zhang, H.-M. « Sea surface temperatures », dans *State of the Climate in 2016*, Bulletin of the American Meteorological Society, vol. 98, 2017, pp. S93–S98. doi:10.1175/2017BAMSStateoftheClimate.1

Hudon, C., Gagnon, P., Rondeau, M., Hébert, M.-P., Gilbert, D., Hill, B., Patoine, M. et Starr, M. « Hydrological and biological processes modulate carbon, nitrogen and phosphorus flux from the St. Lawrence River to its estuary (Quebec, Canada) », *Biogeochemistry*, vol. 135, 2017, pp. 251–276. doi:10.1007/s10533-017-0371-4

Ianson, D., Allen, S.E., Harris, S., Orians, K.J., Varela, D.E. et Wong, C.S. « The inorganic carbon system in the coastal upwelling region west of Vancouver Island, Canada », *Deep Sea Research I*, vol. 50, 2003, pp. 1023–1042. doi:10.1016/S0967-0637(03)00114-6

Ianson, D., Allen, S.E., Moore-Maley, B.L., Johannessen, S.C. et Macdonald, R.W. « Vulnerability of a semi-enclosed estuarine sea to ocean acidification in contrast with hypoxia », *Geophysical Research Letters*, vol. 43, 2016, pp. 5793–5801. doi:10.1002/2016GL068996

Ianson, D., Feely, R.A., Sabine, C.L. et Juraneck, L. « Features of coastal upwelling regions that determine net air-sea CO₂ flux », *Journal of Oceanography*, vol. 65, 2009, pp. 677–687. doi:10.1007/s10872-009-0059-z

Ito, T., Minobe, S., Long, M.C. et Deutsch, C. « Upper ocean O₂ trends : 1958–2015 », *Geophysical Research Letters*, vol. 44, 2017, pp. 4214–4223. doi:10.1002/2017GL073613

James, T.S., Henton, J.A., Leonard, L.J., Darlington, A., Forbes, D.L. et Craymer, M. « Relative sea level rise projections for Canada and the adjacent mainland United States », La commission géologique du Canada, Dossier public 7737, 2014, 67 p. < http://publications.gc.ca/collections/collection_2016/rncan-nrcan/M183-2-7737-eng.pdf >.

James, T.S., Henton, J.A., Leonard, L.J., Darlington, A., Forbes, D.L. et Craymer, M. « Tabulated values of relative sea-level projections in Canada and the adjacent mainland United States », La commission géologique du Canada, Dossier public 7942, 2015, 81 p. doi:10.4095/297048

Jewett, L. et Romanou, A. « Ocean acidification and other ocean changes », dans *Climate Science Special Report: Fourth National Climate Assessment*, Vol. 1, D.J. Wuebbles, D.W. Fahey, K.A. Hibbard, D.J. Dokken, B.C. Stewart, et T.K. Maycock (éd.), US Global Change Research Program, Washington, District de Columbia, 2017, pp. 364–392. doi:10.7930/JOQV3JQB

Jiang, J. et Perrie, W. « The impacts of climate change on autumn North Atlantic midlatitude Cyclones », *Journal of Climate*, vol. 20, 2007, pp. 1174–1187. doi:10.1175/JCLI4058.1

Jiang, J. et Perrie, W. « Climate change effects on North Atlantic cyclones », *Journal of Geophysical Research*, vol. 113, 2008. doi:10.1029/2007JD008749

Joughin, I., Smith, B. et Medley, B. « Marine ice sheet collapse potentially under way for the Thwaites Glacier Basin, West Antarctica », *Science*, vol. 344, 2014, pp. 735–738. doi:10.1126/science.1249055

Kim, I.N., Lee, K., Gruber, N., Karl, D.M., Bullister, J.L., Yang, S. et Kim, T.W. « Increasing anthropogenic nitrogen in the North Pacific Ocean », *Science*, vol. 346, 2014, pp. 1102–1106. doi:10.1126/science.1258396

Kossin, J.P., Hall, T., Knutson, T., Kunkel, K.E., Trapp, R.J., Waliser, D.E. et Wehner, M.F. « Extreme storms », dans *Climate Science Special Report: Fourth National Climate Assessment*, Vol. 1, D.J. Wuebbles, D.W. Fahey, K.A. Hibbard, D.J. Dokken, B.C. Stewart, et T.K. Maycock (éd.), US Global Change Research Program, Washington, District de Columbia, 2017, pp. 257–276. doi: 10.7930/JO7S7KXX

Larouche, P. et Galbraith, P.S. « Canadian coastal seas and Great Lakes Sea surface temperature climatology and recent trends », *Canadian Journal of Remote Sensing*, vol. 42, 2016, pp. 243–258. doi:10.1080/07038992.2016.1166041

Lemmen, D.S., Warren, F.J., James, T.S. et Mercer Clarke, C.S.L. (éd.). *Le littoral maritime du Canada face à l'évolution du climat*, gouvernement of Canada, Ottawa, Ontario, 2016, 274 p. <https://www.rncan.gc.ca/sites/www.rncan.gc.ca/files/earthsciences/pdf/assess/2016/Coastal_Assessment_Rapport_complet.pdf>.

Levermann, A., Winkelmann, R., Nowicki, S., Fastook, J.L., Frieler, K., Greve, R., Hellmer, H.H., Martin, M.A., Meinshausen, M., Mengel, M., Payne, A.J., Pollard, D., Sato, T., Timmermann, R., Wang, W.L. et Bindschadler, R.A. « Projecting Antarctic ice discharge using response functions from SeaRISE ice-sheet models », *Earth System Dynamics*, vol. 5, 2014, pp. 271–293. doi:10.5194/esd-5-271-2014

Li, W.K.W., McLaughlin, F.A., Lovejoy, C. et Carmack, E.C. « Smallest algae thrive as the Arctic Ocean freshens », *Science*, vol. 326, 2009, pp. 539. doi:10.1126/science.1179798

Lintern, D.G., MacDonald, R.W., Solomon, S.M., et Jakes, H. « Beaufort Sea storm and resuspension modeling », *Journal of Marine Systems*, vol. 127, 2011, pp. 14–25. doi:10.1016/j.jmarsys.2011.11.015

- Liu, Q., Babanin, A.V., Zieger, S., Young, I.R. et Guan, C. « Wind and wave climate in the Arctic Ocean as observed by altimeters », *Journal of Climate*, vol. 29, 2016, pp. 7957–7975. doi:10.1175/JCLI-D-16-0219.1
- Loder, J.W. et van der Baaren, A. « Climate change projections for the Northwest Atlantic from six CMIP5 Earth system models », *Canadian Technical Report of Hydrogeology and Ocean Science* 286, 2013, 112 p.
- Loder, J.W. et Wang, Z. « Trends and variability of sea surface temperature in the Northwest Atlantic from three historical gridded datasets », *Atmosphere-Ocean*, vol. 53, 2015, pp. 510–528. doi:10.1080/07055900.2015.1071237
- Loder, J.W., van der Baaren, A. et Yashayaev, I. « Climate comparisons and change projections for the Northwest Atlantic from six CMIP5 models », *Atmosphere-Ocean*, vol. 53, 2015, pp. 529–555. doi: 10.1080/07055900.2015.1087836
- Long, Z., Perrie, W., Chassé, J., Brickman, D., Guo, L., Drozdowski, A. et Hu, H. « Impacts of Climate Change in the Gulf of St. Lawrence », *Atmosphere-Ocean*, vol. 54, 2015, pp. 337–351. doi:10.1080/07055900.2015.1029869
- Long, Z., Perrie, W., Chassé, J., Brickman, D., Guo, L., Drozdowski, A. et Hu, H. « Impacts of Climate Change in the Gulf of St. Lawrence », *Atmosphere-Ocean*, vol. 54, 2016, pp. 337–351. doi:10.1080/07055900.2015.1029869
- Lozier, M.S., Leadbetter, S., Williams, R.G., Roussenov, V., Reed, M.S.C. et Moore, N.J. « The spatial pattern and mechanisms of heat-content change in the North Atlantic », *Science*, vol. 319, 2008, pp. 800–803. doi: 10.1126/science.1146436
- Ma, Z., Han, G. et de Young, B. « Oceanic responses to Hurricane Igor over the Grand Banks: A modelling study », *Journal of Geophysical Research: Oceans*, vol. 120, 2015, pp. 1276–1295. doi:10.1002/2014JC010322
- Manson, G.K. et Solomon, S.M. « Past and future forcing of Beaufort Sea coastal change », *Atmosphere-Ocean*, vol. 45, 2007, pp. 107–122.
- Markovic, M., de Elía, R., Frigon, A. et Matthews, H.D. « A transition from CMIP3 to CMIP5 for climate information providers: the case of surface temperature over eastern North America », *Climatic Change*, vol. 120, 2013, pp. 197–210. doi:10.1007/s10584-013-0782-8
- Mazzotti, S., Lambert, A., van der Kooij, M. et Mainville, A. « Impact of anthropogenic subsidence on relative sea-level rise in the Fraser River delta », *Geology*, vol. 37, 2009, pp. 771–774. doi: 10.1130/G25640A.1
- Mercer Clarke, C.S.L., Manuel, P. et Warren, F.J. « Le défi Côtier »; dans *Le littoral maritime du Canada face à l'évolution du climat*, D.S. Lemmen, F.J. Warren, T.S. James et C.S.L. Mercer Clarke (éd.), gouvernement du Canada, Ottawa, Ontario, 2016, pp. 69–98. <https://www.rncan.gc.ca/sites/www.rncan.gc.ca/files/earthsciences/pdf/assess/2016/Coastal_Assessment_Chapitre3_Defi_cotier.pdf>.
- Mitrovica, J.X., Gomez, N., Morrow, E., Hay, C. et Tamisiea, M.E. « On the robustness of predictions of sea level fingerprints », *Geophysical Journal International*, vol. 187, 2011, pp. 729–742. doi: 10.1111/j.1365-246X.2011.05090.x

Mitrovica, J.X., Tamisiea, M.E., Davis, J.L. et Milne, G.A. « Recent mass balance of polar ice sheets inferred from patterns of global sea-level change », *Nature*, vol. 409, 2001, pp. 1026–1029.

Moore-Maley, B.L., Allen, S.E. et Ianson, D. « Locally driven interannual variability of near-surface pH and Ω_a in the Strait of Georgia », *Journal of Geophysical Research: Oceans*, vol. 121, 2016, pp. 1600–1625.
doi:10.1002/2015JC011118

Moss, R.H., Edmonds, J.A., Hibbard, K.A., Manning, M.R., Rose, S.K., van Vuuren, D.P., Carter, T.R., Emori, S., Kainuma, M., Kram, T., Meehl, G.A., Mitchell, J.F.B., Nakicenovic, N., Riahi, K., Smith, S.J., Stouffer, R.J., Thomson, A.M., Weyant, J.P. et Wilbanks, T.J. « The next generation of scenarios for climate change research and assessment », *Nature*, vol. 463, 2010, pp. 747–756.

Mucci, A., Starr, M., Gilbert, D. et Sundby, B. « Acidification of lower St. Lawrence Estuary bottom waters », *Atmosphere-Ocean*, vol. 49, 2011, pp. 206–218. doi: 10.1080/07055900.2011.599265

Mullan, B., Salinger, J., Thompson, C., Ramsay, D. et Wild, M. (2005): « Chatham Islands Climate Change, National Institute of Water & Atmospheric Research Ltd. ». NIWA Client Report WLG2005-35, Wellington, Nouvelle Zélande. <<http://www.mfe.govt.nz/sites/default/files/chatham-islands-climate-change-jun05.pdf>>.

Nicholls, R.J., Hanson, S.E., Lowe, J.A., Warrick, R.A., Lu, X., Long, A.J. et Carter, T.A. « Constructing sea-level scenarios for impact and adaptation assessment of coastal areas: a guidance document », Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat (GIEC), Task Group on Data and Scenario Support for Impact and Climate Analysis, Genève, Suisse, 2011, 47 p. <http://www.ipcc-data.org/docs/Sea_Level_Scenario_Guidance_Oct2011.pdf>.

Oschlies, A., Shulz, K. G., Riebesell, U. et Schmittner, A. « Simulated 21st century's increase in oceanic suboxia by CO₂-enhanced biotic carbon export », *Global Biogeochemical Cycles*, vol. 22, 2008, GB4008.
doi :10.1029/2007GB003147

Ouellet, M., Petrie, B., Chassé, J. et Gilbert, D. « Temporal and spatial scales of temperature, salinity and current velocity on the Newfoundland Grand Banks and in the Gulf of St. Lawrence », *Rapport technique canadien sur l'hydrographie et les sciences océaniques* 272, 2011, 78 p.

Parris, A., Bromirski, P., Burkett, V., Cayan, D., Culver, M., Hall, J., Horton, R., Knutti, K., Moss, R., Obeysekera, J., Sallenger, A. et Weiss, J. « Global sea level rise scenarios for the US National Climate Assessment », NOAA Technical Memo OAR CPO-1, 2012, 37 p.

Peralta-Ferriz, C. et Woodgate, R.A. « Seasonal and interannual variability of pan-Arctic surface mixed layer properties from 1979 to 2012 from hydrographic data, and the dominance of stratification for multiyear mixed layer depth shoaling », *Progress in Oceanography*, vol. 134, 2015, pp. 19–53.

Pepin, P., Maillet, G.L., Lavoie D. et Johnson, C. « Temporal trends in nutrient concentrations in the northwest Atlantic basin », dans *Aspects of climate change in the Northwest Atlantic off Canada*, J.W. Loder, G. Han, P.S. Galbraith, J. Chassé et A. van der Baaren (éd.), Rapport canadien à l'industrie sur les sciences halieutiques et aquatiques 3045, 2013, pp. 127–150.

Perrie, W., Long, Z., Chassé, J., Blokhina, M., Guo, L., et Hu, H. « Projected Changes in Surface Air Temperature and Surface Wind in the Gulf of St. Lawrence », *Atmosphere-Ocean*, vol. 53, 2015, pp. 571–581. doi: 10.1080/07055900.2015.1086295

Perrie, W., Yao, Y. et Zhang, W. « On the impacts of climate change and the upper ocean on midlatitude northwest Atlantic landfalling cyclones », *Journal of Geophysical Research*, vol. 115, 2010, 14 p. doi:10.1029/2009JD013535

Peters, G.P., Andrew, R.M., Boden, T., Canadell, J.G., Ciais, P., Le Quéré, C., Marland, G., Raupach, M.R. et Wilson, C. « The challenge to keep global warming below 2 °C », *Nature Climate Change*, vol. 3, 2013, pp. 4–6. doi :10.1038/nclimate1783

Peters, G.P., Le Quéré, C., Andrew, R.M., Canadell, J.G., Friedlingstein, P., Ilyina, T., Jackson, R. B., Joos, F., Korsbakken, J.I., McKinley, G.A., Sitch, S. et Tans, P. « Towards real-time verification of CO₂ emissions », *Nature Climate Change*, vol. 7, 2017, pp. 848–850. doi :10.1038/s41558-017-0013-9

Petrie, B. et Dean-Moore, J. « Temporal and spatial scales of temperature and salinity on the Scotian Shelf », Rapport technique canadien sur l'hydrographie et les sciences océaniques 177, 1996, 45 p.

Polyakov, I.V., Pnyushkov, A.V., et Timokhov, L.A. « Warming of the intermediate Atlantic water of the Arctic Ocean in the 2000s », *Journal of Climate*, vol. 25, 2012, pp. 8362–8370. doi:10.1175/JCLI-D-12-00266.1

Price, A. M., Coffin, M. R., Pospelova, V., Latimer, J. S. et Chmura, G. L. « Effect of nutrient pollution on dinoflagellate cyst assemblages across estuaries of the NW Atlantic », *Marine Pollution Bulletin*, vol. 121, 2017, pp. 339–351.

Rahmstorf, S., Box, J.E., Feulner, G., Mann, M.E., Robinson, A., Rutherford, S. et Schaffernicht, E.J. « Exceptional twentieth-century slowdown in Atlantic Ocean overturning circulation », *Nature Climate Change*, vol. 5, 2015, pp. 475–480. Doi:10.1038/nclimate2554

Raven, J. A., et Falkowski, P. G. « Oceanic sinks for atmospheric CO₂ » *Plant, Cell and Environment*, vol. 22, 1999, pp. 741–755. doi:10.1046/j.1365-3040.1999.00419.x

Rhein, M., Rintoul, S.R., Aoki, S., Campos, E., Chambers, D., Feely, R.A., Gulev, S., Johnson, G.C., Josey, S.A., Kostianoy, A., Mauritzen, C., Roemmich, D., Talley, L.D. et Wang, F. (2013): « Observations: Ocean »; dans *Climate Change 2013: The Physical Science Basis, 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. 255–315.

Riser, S.C., Freeland, H.J., Roemmich, D., Wijffels, S., Troisi, A., Belbeoch, M., Gilbert, D., Xu, J., Pouliquen, S., Thresher, A., Le Traon, P.-Y., Maze, G., Klein, B., Ravichandran, M., Grant, F., Poulain, P.-M., Suga, T., Lim, B., Sterl, A., Sutton, P., Mork, K.-A., Vélez-Belchí, P. J., Ansorge, I., King, B., Turton, J., Baringer, M. et Jayne, S.R. « Fifteen years of ocean observations with the global Argo array », *Nature Climate Change*, vol. 6, 2016, pp. 145–153. doi :10.1038/nclimate2872

Ritz, C., Edwards, T., Durand, G., Payne, A., Peyaud V. et Hindmarsh, R. « Potential sea-level rise from Antarctic ice-sheet instability constrained by observations », *Nature*, vol. 528, 2015, pp. 115–118. doi :10.1038/nature16147

Saba, V.S., Griffies, S.M., Anderson, W.G., Winton, M., Alexander, M.A., Delworth, T.L., Hare, J.A., Harrison, M.J., Rosati, A., Vecchi, G.A. et Zhang, R. « Enhanced warming of the Northwest Atlantic Ocean under climate change », *Journal of Geophysical Research: Oceans*, vol. 121, 2016, pp. 118–132. doi:10.1002/2015JC011346

Sabine, C.L., Feely, R.A., Gruber, N., Key, R.M., Lee, K., Bullister, J.L., Wanninkhof, R., Wong, C.S., Wallace, D.W.R., Tilbrook, B., Millero, F.J., Peng, T.-H., Kozyr, A., Ono, T. et Rios, A.F. « The oceanic sink for anthropogenic CO₂ », *Science*, vol. 305, 2004, p. 367–371.

Sanford, T., Frumhoff, P. C., Luers, A. et Gullede, J. « The climate policy narrative for a dangerously warming world », *Nature Climate Change*, vol. 4, 2014, pp. 164–166. doi :10.1038/nclimate2148

Schmidtko, S., Stramma, L. et Visbeck, M. « Decline in global oceanic oxygen content during the past five decades », *Nature*, vol. 542, 2017, pp. 335–339.

Sgubin, G., Swingdeouw, D., Drijfhout, S., Mary, Y. et Bennabi, A. « Abrupt cooling over the North Atlantic in modern climate models », *Nature Communications*, vol. 8, 2017, 12 p. doi :10.1038/ncomms14375

Shadwick, E.H., Thomas, H., Azetsu-Scott, K., Greenan, B.J.W., Head, E. et Horne, E. « Seasonal variability of dissolved inorganic carbon and surface water pCO₂ in the Scotian Shelf region of the Northwestern Atlantic », *Marine Chemistry*, vol. 124, 2011, pp. 23–37. doi :10.1016/j.marchem.2010.11.004

Shepherd, T. « Atmospheric circulation as a source of uncertainty in climate change projections », *Nature Geosciences*, vol. 7, 2014, pp. 703–708. doi:10.1038/NGEO2253

Smith, M., Stammerjohn, S., Persson, O., Rainville, L., Liu, G., Perrie, W., Robertson, R., Jackson, J. et Thomson, J. « Episodic reversal of autumn ice advance caused by release of ocean heat in the Beaufort Sea », *Journal of Geophysical Research: Oceans*, vol. 123, 2018, pp. 3164–3185. doi:10.1002/2018JC013764

Sou, T. et Flato, G. « Sea Ice in the Canadian Arctic Archipelago: modeling the past (1950–2004) and the future (2041–60) », *Journal of Climate*, v. 22, 2009, pp. 2181–2198. doi:10.1175/2008JCLI2335.1

Squire, V.A. « Of ocean waves and sea-ice revisited », *Cold Regions Science and Technology*, vol. 49, 2007, pp. 110–133.

Steiner, N., Azetsu-Scott, K., Hamilton, J., Hedges, K., Hu, X., Janjua, M.Y., Lavoie, D., Loder, J., Melling, H., Merzouk, A., Perrie, W., Peterson, I., Scarratt, M., Sou, T. et Tallmann, R. « Observed trends and climate projections affecting marine ecosystems in the Canadian Arctic », *Environmental Reviews*, vol. 23, 2015, pp. 191–239. doi:10.1139/er-2014-0066

Sweet, W.V., Kopp, R.E., Weaver, C.P., Obeysekera, J., Horton, R.M., Thieler, E.R. et Zervas, C. « Global and regional sea level rise scenarios for the United States », NOAA Technical Report NOS CO-OPS 083, 2017, Silver Spring, Maryland.

Thomas, A.C., Pershing, A.J., Friedland, K.D., Nye, J.A., Mills, K.E., Alexander, M.A., Record, N.R., Weatherbee, R. et Henderson, M.E. « Seasonal trends and phenology shifts in sea surface temperature on the North American northeastern continental shelf », *Elementa Science of the Anthropocene*, vol. 5, 2017. Doi:10.1525/elementa.240

Thomson, J. et Rogers, W.E. « Swell and sea in the emerging Arctic Ocean », *Geophysical Research Letters*, vol. 41, 2014, pp. 3136–3140. doi:10.1002/2014GL05998

Thomson, R.E., Bornhold, B.D. et Mazzotti, S. « An examination of the factors affecting relative and absolute sea level in coastal British Columbia », Rapport technique canadien sur l'hydrographie et les sciences océaniques 260, 2008, 49 p. <<http://www.dfo-mpo.gc.ca/Library/335209.pdf>>.

Timmermans, M.-L., Ladd, C., et Wood, K. « Sea surface temperature », *Bulletin of the American Meteorological Society*, vol. 99, 2018, pp. S150–S152. doi:10.1175/2018BAMSStateoftheClimate.1

Tremblay, J.-É., Anderson, L.G., Matrai, P., Bélanger, S., Michel, C., Coupel, P. et Reigstad, M. « Global and regional drivers of nutrient supply, primary production and CO₂ drawdown in the changing Arctic Ocean », *Progress in Oceanography*, vol. 139, 2015, pp. 171–196. doi:10.1016/j.pocean.2015.08.009

Tremblay, J.-É., Bélanger, S., Barber, D.G., Asplin, M., Martin, J., Gagnon, J., Fortier, L., Darnis, G., Gratton, Y., Williams, W.J., Link, H., Archambault, P., Philippe, B. et Gosselin, M. « Climate forcing multiplies biological productivity in the coastal Arctic Ocean », *Geophysical Research Letters*, vol. 38, 2011. doi:10.1029/2011GL048825

Tremblay, J.-É., Sejr, M., Bélanger, S., Devred, E., Archambault, P., Arendt, K. et Merkel, F. R. « Marine ecosystems », dans *Adaptation Actions for a Changing Arctic: Perspectives from the Baffin Bay/Davis Strait Region*, Arctic Monitoring and Assessment Programme (AMAP), Oslo, Norway, 2018, pp. 139–152.

Vancoppenolle, M., Meiners, K.M., Michel, C., Bopp, L., Brabant, F., Carnat, G., Delille, B., Lannuzel, D., Madec, G., Moreau, S., Tison, J.L. et van der Merwe, P. « Role of sea ice in global biogeochemical cycles: emerging views and challenges », *Quaternary Science Reviews*, vol. 79, 2013, pp. 207–230.

Wadhams, P., Squire, V.A., Goodman, D.J., Cowan, A.M. et Moore, S.C. « The attenuation rates of ocean waves in the marginal ice zone », *Journal of Geophysical Research: Oceans*, vol. 93, 1988, pp. 6799–6818.

- Wang, L., Perrie, W., Blokhina, M., Long, Z., Toulany, B. et Zhang, M. « The impact of climate change on the wave climate in the Gulf of St. Lawrence », *Ocean Modelling*, vol. 128, 2018, pp. 87–101. doi.org/10.1016/j.ocemod.2018.06.003
- Wang, X., et Swail, V. « Changes of extreme wave heights in Northern Hemisphere oceans and related atmospheric circulation regimes », *Journal of Climate*, vol. 14, 2001, pp. 2204–2221. doi:10.1175/1520-0442(2001)014<2204:COEWHI>2.0.CO;2
- Wang, X., et Swail, V. « Trends of Atlantic wave extremes as simulated in a 40-yr wave hindcast using kinematically reanalyzed wind fields », *Journal of Climate*, vol. 15, 2002, pp. 1020–1035. doi:10.1175/1520-0442(2002)015<1020:TOAWEA>2.0.CO;2
- Wang, X.L., Feng, Y., Chan, R. et Isaac, V. « Inter-comparison of extratropical cyclone activity in nine reanalysis datasets », *Atmospheric Research*, vol. 181, 2016, pp. 133–153. doi:10.1016/j.atmosres.2016.06.010
- Wang, X.L., Feng, Y. et Swail, V.R. « North Atlantic wave height trends as reconstructed from the 20th century reanalysis », *Geophysical Research Letters*, vol. 39, 2012, 6 p. doi:10.1029/2012GL053381
- Wang, X.L., Feng, Y. et Swail, V.R. « Changes in global ocean wave heights as projected using multimodel CMIP5 simulations », *Geophysical Research Letters*, vol. 41, 2014, pp. 1026–1034. doi:10.1002/2013GL058650
- Wang, X.L., Feng, Y., Swail, V.R. et Cox, A. « Historical Changes in the Beaufort–Chukchi–Bering Seas Surface Winds and Waves, 1971–2013 », *Journal of Climate*, vol. 28, 2015, pp. 7457–7469. doi:10.1175/JCLI-D-15-0190.1
- Wang, X.L., Swail, V.R. et Zwiers, F.W. « Climatology and changes of extra-tropical cyclone activity: Comparison of ERA-40 with NCEP/NCAR Reanalysis for 1958–2001 », *Journal of Climate*, vol. 19, 2006, pp. 3145–3166. doi:10.1175/JCLI3781.1
- Whitney, F.A., Freeland, H.J. et Robert, M. « Persistently declining oxygen levels in the interior waters of the eastern subarctic Pacific », *Progress in Oceanography*, vol. 75, 2007, pp. 179–199.
- Woodgate, R.A., Weingartner, T.J. et Lindsay, R. « Observed increases in Bering Strait oceanic fluxes from the Pacific to the Arctic from 2001 to 2011 and their impacts on the Arctic Ocean water column », *Geophysical Research Letters*, vol. 39, 2012. doi:10.1029/2012gl054092
- Wu, L., Cai, W., Zhang, L., Nakamura, H., Timmermann, A., Joyce, T., McPhaden, M.J., Alexander, M., Qiu, B., Visbeck, M., Chang, P. et Giese, B. « Enhanced warming over the global subtropical western boundary currents », *Nature Climate Change*, vol. 2, 2012, pp. 161–166. doi:10.1038/nclimate1353
- Yamamoto-Kawai, M., McLaughlin, F.A., Carmack, E.C., Nishino, S. et Shimada, K. « Aragonite undersaturation in the Arctic Ocean: effects of ocean acidification and sea ice melt », *Science*, vol. 326, 2009, pp. 1098–1100. doi:10.1126/science.1174190

Yashayaev, I., Head, E.J.H., Azetsu-Scott, K., Wang, Z., Li, W.K.W., Greenan, B.J.W., Anning, J. et Punshon, S. « Oceanographic and environmental conditions in the Labrador Sea during 2012 » MPO Secrétariat canadien de consultation scientifique, Document de recherche 046, 2014, 24 p.

Yashayaev, I. et Loder, J.W. « Recurring replenishment of Labrador Sea Water and associated decadal-scale variability », *Journal of Geophysical Research: Oceans*, vol. 121, 2016, pp. 8095–8114. doi:10.1002/2016JC012046

Yashayaev, I. et Loder, J.W. « Further intensification of deep convection in the Labrador Sea in 2016 », *Geophysical Research Letters*, vol. 44, 2017, pp. 1429–1438. doi: 10.1002/2016GL071668

Yasunaka, S., Ono, T., Nojiri, Y., Whitney, F.A., Wada, C., Murata, A., Nakaoka, S. et Hosoda, S. « Long-term variability of surface nutrient concentrations in the North Pacific », *Geophysical Research Letters*, vol. 43, 2016, pp. 3389–3397. doi:10.1002/2016GL068097

Yeats, P., Ryan, S. et Harrison, W.G. « Temporal trends in nutrient and oxygen concentrations in the Labrador Sea and on the Scotian Shelf », *Atlantic Zone Monitoring Program Bulletin*, vol. 9, 2010, pp. 23–27. <<http://waves-vagues.dfo-mpo.gc.ca/Library/365688.pdf>>.

Yin, J. « Century to multi-century sea level rise projections from CMIP5 models », *Geophysical Research Letters*, vol. 39, 2012. doi:10.1029/2012GL052947

Yin, J., Griffies, S.M. et Stouffer, R.J. « Spatial variability of sea level rise in twenty-first century projections », *Journal of Climate*, vol. 23, 2010, pp. 4585–4607.

Zaikova, E., Walsh, D.A., Stilwell, C.P., Mohn, W.W., Tortell, P.D. et Hallam, S.J. « Microbial community dynamics in a seasonally anoxic fjord: Saanich Inlet, British Columbia », *Environmental Microbiology*, vol. 12, 2010, pp. 172–191. doi:10.1111/j.1462-2920.2009.02058.x

Zhai, L., Greenan, B.J.W., Hunter, J., James, T.S., Han, G., MacAulay, P. et Henton, J.A. « Estimating sea-level allowances for Atlantic Canada using the Fifth Assessment Report of the IPCC », *Atmosphere-Ocean*, vol. 53, 2015, pp. 476–490. doi:10.1080/07055900.2015.1106401

Zhai, L., Greenan, B., Hunter, J., James, T.S., Han, G., Thomson, R. et MacAulay, P. « Estimating sea-level allowances for the coasts of Canada and the adjacent United States using the Fifth Assessment Report of the IPCC », *Rapport technique canadien sur l'hydrographie et les sciences océaniques* 300, 2014, 146 p.

Zweng, M.M., et Münchow, A. « Warming and freshening of Baffin Bay, 1916–2003 », *Journal of Geophysical Research: Oceans*, vol. 111, 2006, C07016. doi:10.1029/2005JC003093.





CHAPITRE 8

Le contexte national et mondial des changements régionaux au Canada

RAPPORT SUR LE CLIMAT CHANGEANT DU CANADA



Gouvernement
du Canada

Government
of Canada

Canada



Auteurs

Stewart Cohen, Environnement et Changement climatique Canada

Elizabeth Bush, Environnement et Changement climatique Canada

Xuebin Zhang, Environnement et Changement climatique Canada

Nathan Gillett, Environnement et Changement climatique Canada

Barrie Bonsal, Environnement et Changement climatique Canada

Chris Derksen, Environnement et Changement climatique Canada

Greg Flato, Environnement et Changement climatique Canada

Blair Greenan, Pêches et Océans Canada

Emma Watson, Environnement et Changement climatique Canada

Citations recommandée : Cohen, S., E. Bush, X. Zhang, N. Gillett, B. Bonsal, C. Derksen, G. Flato, B. Greenan, et E. Watson. « Le contexte nationale et mondiale des changements régionaux au Canada », chapitre 8 dans Rapport sur le climat changeant du Canada, E. Bush et D.S. Lemmen (éd.), gouvernement du Canada, Ottawa, Ontario, 2019, p. 426-446.



Table des matières du chapitre

8.1: Introduction

8.2 : Contexte mondial

8.3 : Changements à l'échelle du Canada

8.4 : Changements régionaux au Canada

Encadré 8.1 : Incertitude associée aux changements du climat à l'échelle régionale et locale

8.4.1 : Changements dans le Nord du Canada

8.4.2 : Changements dans le Sud du Canada

8.4.2.1 : Région de l'Atlantique

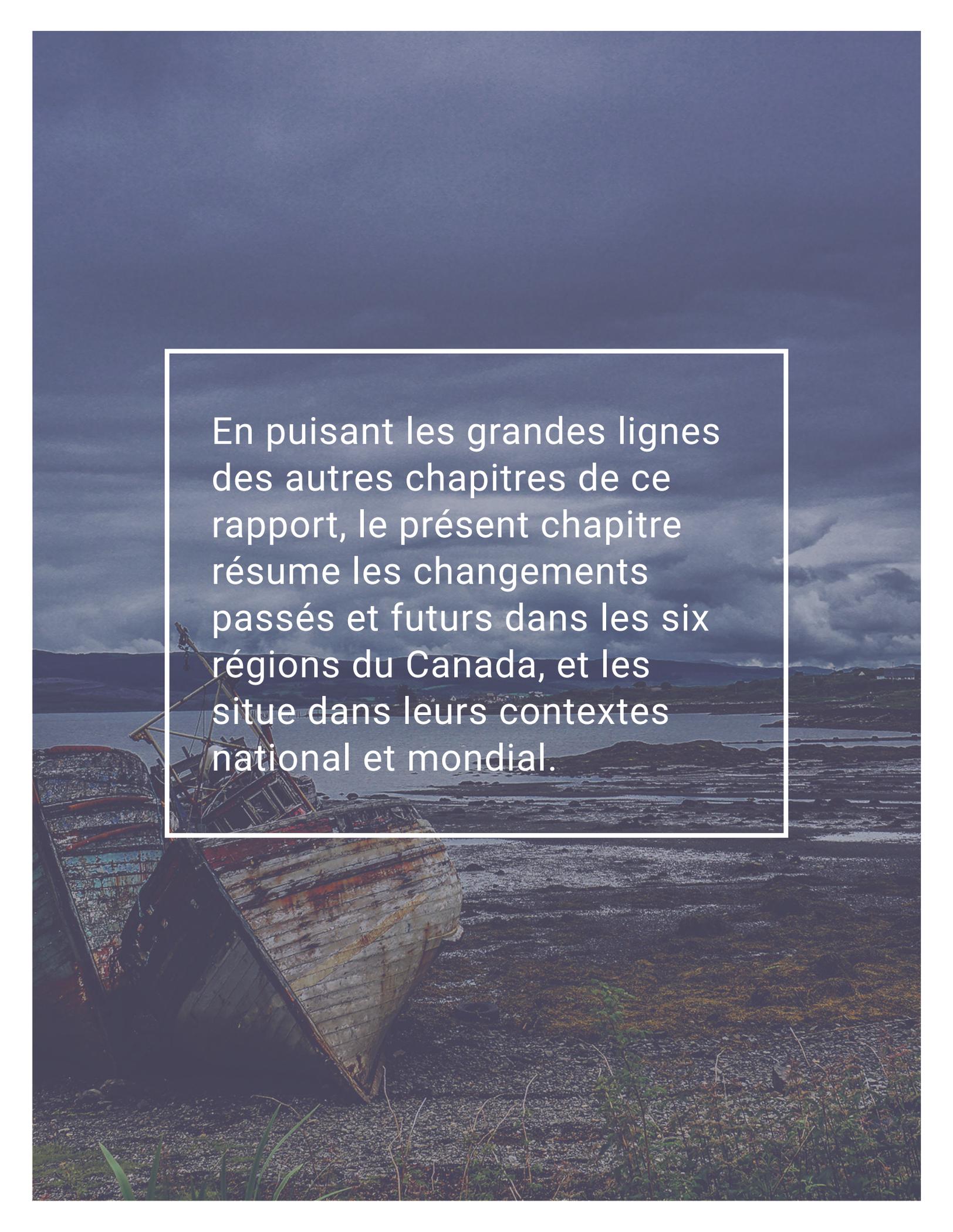
8.4.2.2 : Région du Québec

8.4.2.3 : Région de l'Ontario

8.4.2.4 : Région des Prairies

8.4.2.5 : Région de la Colombie-Britannique

8.5 : Conclusions



En puisant les grandes lignes des autres chapitres de ce rapport, le présent chapitre résume les changements passés et futurs dans les six régions du Canada, et les situe dans leurs contextes national et mondial.

8.1: Introduction

Les changements du climat ont des conséquences pour les Canadiens, leur santé, leur bien-être et leur gagne-pain de même que pour les écosystèmes naturels du Canada. *Le Rapport sur le climat changeant du Canada* est le premier rapport du plus récent processus d'évaluation, *Le Canada dans un climat en changement : renforcer nos connaissances pour mieux agir*. Le présent rapport évalue la façon dont le climat canadien a changé, les raisons sous-tendant ces changements, et les types de changement prévus à l'avenir. Il fournit les fondements en matière de science physique pour les autres rapports nationaux d'évaluation qui seront publiés au cours des prochaines années; ces rapports évalueront les dernières connaissances sur les impacts des changements climatiques et les progrès de l'adaptation dans les régions et secteurs du Canada (voir le chapitre 1, section 1.1).

Étant donné la grande étendue géographique du Canada, les changements du climat précédents ont varié dans tout le pays et les changements futurs prévus varieront également. Les chapitres 4, 5, 6 et 7 du présent rapport fournissent des évaluations des changements dans plusieurs aspects du climat physique pour l'ensemble du pays, y compris les variations dans tout le pays. Le présent chapitre fait la synthèse de l'information sur les tendances climatiques historiques et les futurs changements climatiques prévus pour les régions du Canada à l'aide de l'information provenant de ces chapitres. Les références aux sections sous-jacentes des chapitres précédents sont fournies pour créer un lien direct avec les preuves à l'appui pour les résultats présentés ici, ainsi qu'une discussion détaillée des incertitudes associées. Ce chapitre commence, cependant, par une vue d'ensemble des changements climatiques à l'échelle mondiale, qui est le contexte essentiel pour comprendre les changements au Canada.

8.2: Contexte mondial

Il y a une quantité accablante de preuves que la Terre s'est réchauffée lors de l'ère industrielle et que la principale cause de ce réchauffement est l'influence humaine (voir le chapitre 2, sections 2.2 et 2.3). Ces preuves comprennent les augmentations de la température de l'air à la surface et dans la couche inférieure de l'atmosphère, de la température à la surface de la mer et le contenu thermique global de l'océan. Le réchauffement généralisé est cohérent avec les augmentations observées dans la vapeur d'eau atmosphérique et avec les diminutions de neige et de glace. Le niveau mondial de la mer a augmenté en raison de l'expansion des eaux océaniques causée par le réchauffement et en raison de l'eau ajoutée, précédemment emmagasinée dans la glace terrestre des glaciers et des nappes glaciaires. Le réchauffement observé et les autres changements climatiques ne peuvent pas s'expliquer par des facteurs naturels, que ce soit des variations internes dans le système climatique ou des facteurs naturels externes comme des changements de l'irradiation solaire ou des éruptions volcaniques. Seulement lorsque les influences humaines sur le climat sont prises en compte – les changements dans les gaz à effet de serre, les aérosols et la surface terrestre – on peut expliquer ces changements observés du climat. Parmi ces facteurs humains, l'accumulation de gaz à effet de serre a été dominante et le dioxyde de carbone a été le gaz à effet de serre dominant émis par les activités humaines. Des études d'attribution fournissent des évaluations quantitatives de la contribution de divers facteurs climatiques au réchauffement observé au cours des périodes précisées. À la lumière de ces études, il est *extrêmement probable*³⁰ que les

30 Le présent rapport utilise le même langage calibré pour l'incertitude comme dans le Cinquième rapport d'évaluation du GIEC. Les cinq termes suivants sont utilisés pour exprimer le degré de confiance évalué dans les constatations selon la disponibilité, la qualité et la cohérence des preuves : très faible, faible, moyen, élevé, très élevé. Les termes suivants sont utilisés pour indiquer la probabilité évaluée d'un résultat : quasiment certain (probabilité de l'ordre de 99 % à 100 %), extrêmement probable (probabilité de l'ordre de 95 % à 100 %), très probable (probabilité de l'ordre de 90 % à 100 %), probable (probabilité de l'ordre de 66 % à 100 %), à peu près aussi probable qu'improbable (probabilité de l'ordre de 33 % à 66 %), improbable (probabilité de l'ordre de 0 % à 33 %), très improbable (probabilité de l'ordre de 0 % à 10 %), extrêmement improbable (probabilité de l'ordre de 0 % à 5 %), exceptionnellement improbable (probabilité de l'ordre de 0 % à 1 %). Ces termes sont insérés en caractères italiques dans le texte. Voir le chapitre 1 pour des explications supplémentaires.

influences humaines, surtout les émissions de gaz à effet de serre, ont été la principale cause du réchauffement mondial depuis le milieu du XX^e siècle.

Un réchauffement supplémentaire est inévitable selon tous les possibles scénarios d'émissions futures, puisque certaines émissions supplémentaires de gaz à effet de serre sont inévitables. Cependant, la mesure dans laquelle les futures émissions de gaz à effet de serre, particulièrement le dioxyde de carbone, augmentent ou diminuent déterminera en grande partie la façon dont le climat futur changera (voir le chapitre 3, sections 3.2, 3.3 et 3.4). Le Canada et le reste du monde font face à des avenir très différents, selon le niveau et la rapidité auxquels les mesures visant à réduire les émissions de gaz à effet de serre sont mises en œuvre. Si, et au moment où, les émissions nettes de dioxyde de carbone et d'autres gaz à effet de serre de longue durée atteignent zéro, la température moyenne mondiale demeurera à peu près constante pendant des siècles à environ la température maximale atteinte. D'autres aspects du système climatique continueront de changer même après la fin des émissions; par exemple, le niveau de la mer continuera d'augmenter (voir le chapitre 7, section 7.5).

Le réchauffement à l'échelle mondiale et pour le Canada sera semblable selon toutes les profils d'évolution d'émissions possibles au cours des deux prochaines décennies. Toutefois, des efforts déployés pour réduire les gaz à effet de serre, commençant dans les deux prochaines décennies et continuant par la suite, auront des répercussions croissantes sur la quantité supplémentaire de réchauffement au-delà de ce calendrier. Les estimations disponibles indiquent que, d'ici la fin du XXI^e siècle, le climat mondial se réchauffera de 1 °C supplémentaire pour un scénario de faibles émissions (RCP2.6) par rapport au 3,7 °C pour un maintien du statu quo (scénario d'émissions élevées [RCP8.5]) par rapport à la période de référence de 1986 à 2005 avec une plage de 5 % à 95 % d'environ 1 °C au-dessus et en dessous de la moyenne multimodèle (voir le chapitre 3, sections 3.2 et 3.3).³¹ Ces deux scénarios reflètent deux avenir mondiaux très différents, alors que les répercussions et les risques liés au climat augmentent avec le réchauffement de la planète. Seul le scénario de faibles émissions (RCP2.6) permet de maintenir l'augmentation de la température moyenne mondiale à moins de 2 °C au-dessus des niveaux préindustriels, conformément à l'article 2 de l'Accord de Paris. Ce scénario nécessite que les émissions mondiales plafonnent immédiatement, avec de rapides et importantes réductions par la suite (voir le chapitre 3, section 3.2).

8.3: Changements à l'échelle du Canada

Parce que l'air dans l'atmosphère de la terre et l'eau dans les océans mondiaux coulent librement, le climat du Canada est intimement lié au climat mondial. Par conséquent, les changements dans le climat canadien sont une manifestation des changements dans le système mondial, modulé par les effets des montagnes, des côtes et d'autres caractéristiques géographiques du Canada. À titre d'exemple, une caractéristique solide des changements climatiques observés et prévus à l'échelle mondiale est l'amplification du réchauffement dans les latitudes nordiques élevées (aussi appelé l'amplification de l'Arctique), qui signifie qu'on prévoit que le climat canadien se réchauffera plus que la moyenne mondiale (voir le chapitre 2, section 2 et le chapitre 3, section 3.3). La température canadienne a augmenté, et on prévoit qu'elle augmentera davantage, de presque le double du taux de la température moyenne mondiale (voir le chapitre 2, section 2 et le chapitre 4, section 4.2). Les changements de précipitations au Canada sont également étroitement liés aux changements à l'échelle mondiale, comme l'intensification générale du cycle mondial de l'eau, l'augmentation des précipitations en haute latitude et l'intensification des extrêmes de précipitations qui sont prévues à la suite des augmentations des gaz à effet de serre. Les précipitations ont augmenté au Canada depuis le milieu du siècle, particulièrement dans les parties nord du pays. De nombreux autres aspects du climat qui sont importants pour les Canadiens sont également en train de changer en raison des changements climatiques à l'échelle mondiale. Ces changements comprennent l'étendue et la durée d'enneigement et de glace, les températures de

31 Ces changements s'ajoutent à l'augmentation d'environ 0,6 °C de la température mondiale moyenne qui s'est déjà produite entre 1850 et 1900 et la période de référence de 1986 à 2005.

pergélisol, la disponibilité de l'eau douce, les conditions météorologiques propices aux incendies, d'autres conditions extrêmes de météo et de climat, le niveau de la mer, ainsi que d'autres propriétés des océans qui bordent le Canada (chapitres 4 à 7). Les emplacements des lieux au Canada mentionnés dans le présent chapitre sont montrés à la figure 8.1.

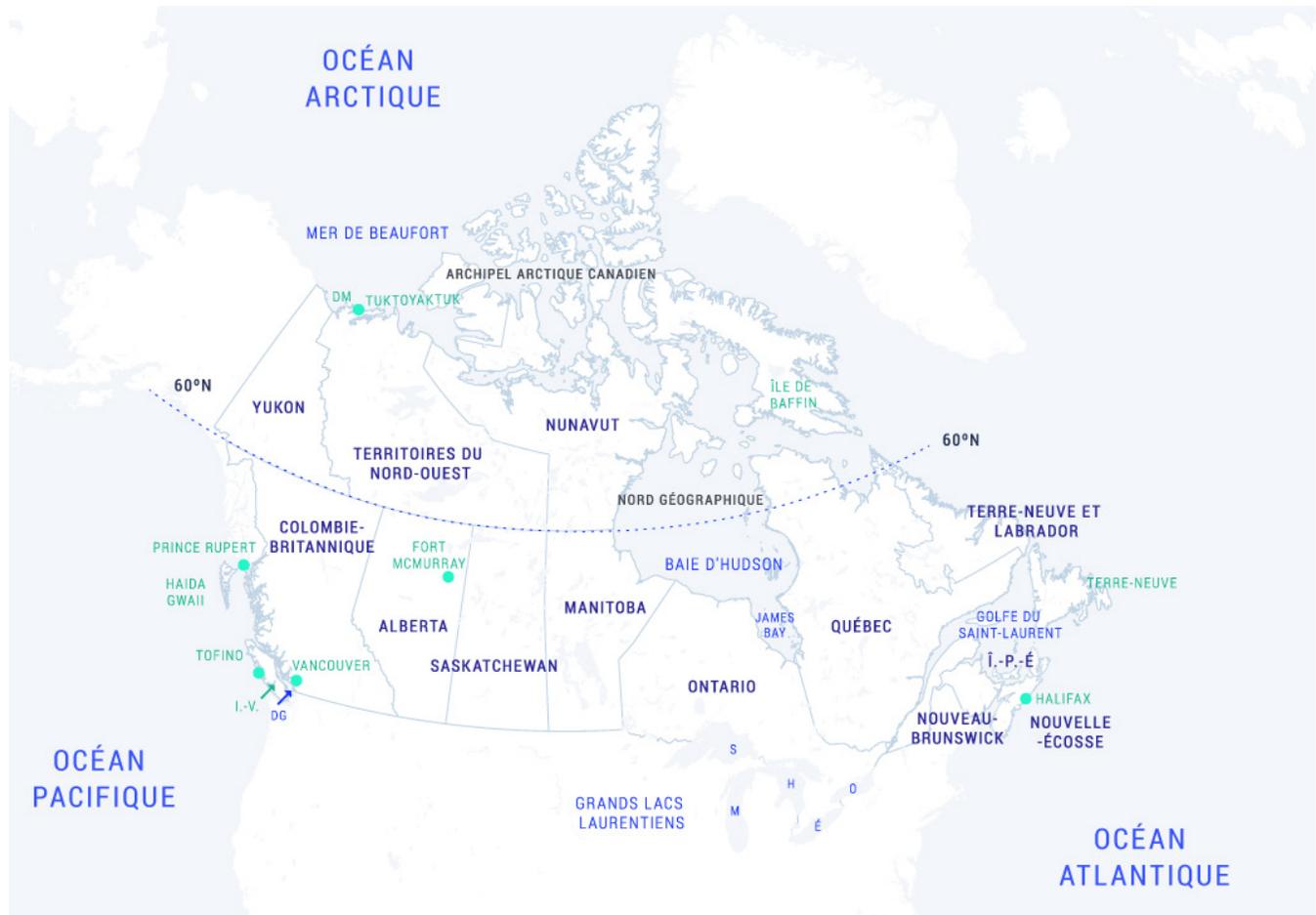


Figure 8.1: Carte du Canada avec les noms de lieux mentionnés dans le présent chapitre

Une carte du Canada montrant certains lieux mentionnés dans le texte. Î.-P.-É. pour l'Île-du-Prince-Édouard, Î.-V. pour l'île de Vancouver, DG pour le détroit de Georgia, DM pour le delta du Mackenzie, S pour le lac Supérieur, H pour le lac Huron, M pour le lac Michigan, É pour le lac Érié et O pour le lac Ontario.

Il n'y a pas de doute que le climat du Canada s'est réchauffé. La température a augmenté dans toutes les régions du pays et dans les océans environnants. Depuis 1948, la température annuelle moyenne de l'air de à surface au-dessus des terres a augmenté de 1,7 °C (meilleure estimation), avec des augmentations plus importantes de température dans le Nord, les Prairies et le Nord de la Colombie-Britannique (voir le chapitre 4, section 4.2.1). Le plus important réchauffement a eu lieu en hiver. L'influence humaine est probablement la cause principale de l'augmentation observée dans la température canadienne, étant donné que plus de la moitié du réchauffement observé dans la température annuelle au Canada peut être attribué à l'influence humaine (voir le chapitre 4, section 4.2.1). Les extrêmes de température sont également en train de changer, ce qui est cohérent avec l'augmentation de la température moyenne. Les températures extrêmement chaudes sont devenues plus chaudes, tandis que les températures extrêmement froides sont devenues moins froides (voir le chapitre 4, section 4.2.2).

Dans l'ensemble, il y a un **degré de confiance élevé** que la plus grande partie des augmentations observées dans la température quotidienne la plus froide et la plus chaude au Canada (de 1948 à 2012) peut être attribuée à l'influence anthropique. Le réchauffement a également démontré avoir mené à une augmentation des conditions météorologiques propices aux incendies dans certaines parties de l'Ouest du Canada (voir le chapitre 4, section 4.3 et encadré 4.2).

Les changements observés dans les éléments de neige et de glace dans l'ensemble du Canada fournissent une image cohérente d'un climat qui se réchauffe : le manteau neigeux de l'automne et du printemps ainsi que l'étendue de la glace marine en été ont diminué; les glaciers perdent en étendue et en masse; et le pergélisol se réchauffe (voir le chapitre 5, sections 5.2.1, 5.3.1, 5.4.1 et 5.6.1). Les changements dans le niveau relatif (ou local) de la mer à des endroits le long du littoral sont menés principalement par l'augmentation observée dans la moyenne mondiale du niveau de la mer – une réaction causée par le réchauffement à l'échelle mondiale – et par le mouvement vertical des terres (c.-à-d., le soulèvement ou l'affaissement des terres). Par conséquent, certaines régions côtières ont connu une augmentation plus importante du niveau relatif de la mer par rapport à la moyenne mondiale du niveau de la mer, alors que d'autres ont connu une augmentation plus modeste ou même une diminution du niveau relatif de la mer (voir le chapitre 7, section 7.5).

Le climat canadien se réchauffera davantage, avec un réchauffement projeté dans toutes les saisons. Le réchauffement projeté pour l'ensemble du Canada est presque le double de celui de la moyenne mondiale, quel que soit le scénario d'émissions (voir le chapitre 3, section 3.3.3 et le chapitre 4, section 4.2.1.3). Les prévisions de la température annuelle moyenne à l'échelle du pays pour la fin du siècle (de 2081 à 2100) varient d'une augmentation de 1,8 °C³² (de 1,1 à 2,5) pour un scénario de faibles émissions (RCP2.6) à 6,3 °C (de 5,6 à 7,7) pour un scénario d'émissions élevées (RCP8.5), par rapport à la période de référence de 1986 à 2005.³³ On prévoit que les températures extrêmes chaudes et froides se réchaufferont davantage de façon substantielle (voir le chapitre 4, section 4.2.2.3). À l'avenir, des températures plus élevées contribueront à un risque accru de conditions météorologiques propices aux incendies extrêmes dans une grande partie du Canada. Il est **très probable** que la durée du manteau neigeux diminuera d'ici le milieu du siècle partout au Canada en raison de l'augmentation de la température selon tous les scénarios d'émissions. Les prévisions selon un scénario d'émissions élevées montrent la perte continue de neige après le milieu du siècle (**degré de confiance élevée**) (voir le chapitre 5, section 5.2.2). On prévoit que les océans qui bordent le Canada continueront de se réchauffer au cours du XXI^e siècle, en réaction aux émissions passées et à venir de gaz à effet de serre, l'ampleur de l'augmentation variant selon le scénario d'émissions. Le réchauffement estival sera plus important dans les endroits où il n'y a pas de glace dans l'Arctique et au large du sud de la région de l'Atlantique, où les eaux subtropicales devraient de monter plus au nord (**degré de confiance moyen**). La région de l'Atlantique sera la région des océans canadiens qui se réchauffera le plus lors de l'hiver (**degré de confiance moyen**) (voir le chapitre 7, section 7.2.2).

Les précipitations annuelles au Canada ont augmenté dans toutes les régions depuis 1948, les augmentations en pourcentage étant relativement plus élevées dans le Nord du Canada, certaines parties du Manitoba, de l'Ontario, du Nord-du-Québec et de la région de l'Atlantique, même s'il y a un **degré de confiance faible** dans les tendances des précipitations régionales observées. Les précipitations moyennes ont également augmenté dans toutes les saisons, sauf pendant l'hiver en Colombie-Britannique et dans l'Ouest des Prairies (voir le chapitre 4, section 4.3.1). En raison du réchauffement, les chutes de neige ont été réduites en proportion des précipitations totales dans le sud du Canada. L'accumulation de neige saisonnière a diminué au cours de la période de référence (de 1981 à 2015) partout au pays (**degré de confiance moyen**) (voir le chapitre 5, section 5.2.1). Les plus importants changements observés dans la disponibilité de l'eau douce sont par rapport à la distribution saisonnière de

32 Les valeurs fournies sont la projection médiane basée sur de multiples modèles climatiques. Les valeurs entre parenthèses représentent les valeurs du 25^e et du 75^e percentile de la cinquième phase de l'ensemble multimodèle du Projet de comparaison des modèles couplés (CMIP5). Voir le chapitre 4, tableau 4.2.

33 La tendance linéaire de réchauffement de 1948 (date de début pour l'analyse de la tendance climatique pour l'ensemble du Canada en fonction des observations) à 1996 (milieu de la période de 1986 à 2005) est calculée à 1,2 °C.

l'écoulement fluvial dans de nombreux bassins versants alimentés par la neige : les écoulements hivernaux ont augmenté, le moment de la crue printanière est plus précoce et il y a une réduction générale de l'écoulement estival (*degré de confiance élevé*) (voir le chapitre 6, sections 6.2.1, 6.2.2 et 6.2.3). Cependant, de nombreux autres indicateurs – l'ampleur de l'écoulement fluvial annuel, les niveaux de l'eau de surface et peu profonds des nappes phréatiques, l'humidité du contenu des sols et les sécheresses – ont été variables pour la plupart, ne présentant aucune tendance claire d'augmentation ou de diminution (voir le chapitre 6, sections 6.2.1, 6.3, 6.4 et 6.5). Cette variabilité correspond aux variations observées pluriannuelles ou d'année après année, qui sont influencées par la variabilité climatique se produisant à grande échelle naturellement (voir le chapitre 2, encadré 2.5).

À l'avenir, les précipitations hivernales et annuelles auront tendance à augmenter dans toutes les régions, avec des changements relativement plus importants pour le Nord. Les précipitations estivales montrent des changements relativement moins importants et il est prévu qu'elles diminuent dans les régions du sud du Canada d'ici la fin du siècle selon un scénario d'émissions élevées (voir le chapitre 4, section 4.3.1). Il est prévu que les précipitations extrêmes quotidiennes (c'est-à-dire, les changements dans les quantités extrêmes de précipitations accumulées au cours d'une journée ou moins) augmentent; par conséquent, une fréquence plus élevée d'inondations locales causées par la pluie est possible, y compris dans les régions urbaines (*degré de confiance élevé*) (voir le chapitre 6, section 6.2.4). Des réductions importantes dans l'accumulation de neige saisonnière sont prévues jusqu'au milieu du siècle pour la plus grande partie du Sud du Canada en raison du réchauffement des températures de surface, alors que seulement de petits changements sont prévus pour le Nord du Canada parce que les températures hivernales demeureront suffisamment froides malgré le réchauffement général (voir le chapitre 5, section 5.2.2). En association avec des températures plus chaudes, les changements saisonniers dans l'écoulement fluvial devraient continuer, y compris les changements de régime dominés par la fonte des neiges vers des régimes dominés par la pluie. Les changements vers des inondations causées par une fonte des neiges précoce, y compris ceux associés à la fonte des neiges printanière, les embâcles et les épisodes de fonte de pluie sur la neige, sont également anticipés. Cependant, les changements à la fréquence et à l'ampleur des futures inondations relatives à la fonte des neiges restent incertains (voir le chapitre 6, sections 6.2.1, 6.2.3 et 6.2.4). La dessalure de la surface de l'océan est prévue dans la majorité des eaux canadiennes au cours du reste de ce siècle en raison de l'augmentation des précipitations et de la fonte de la glace marine et terrestre. Toutefois, la salinité devrait augmenter dans les eaux au large du plateau continental au sud de la région de l'Atlantique à la suite d'un déplacement vers le nord des eaux subtropicales. La dessalure dans les parties supérieures océaniques, parallèlement au réchauffement, devrait augmenter la « stratification verticale » (les changements de densité de l'eau de l'océan à une plus grande profondeur), ce qui influencera la capacité des océans à séquestrer les gaz à effet de serre, les niveaux d'oxygènes dissous et les écosystèmes marins (voir le chapitre 7, section 7.3.2).

8.4: Changements régionaux au Canada

Les évaluations des changements climatiques fournies dans les messages clés des chapitres 4 à 7 sont associées au degré de confiance ou à l'énoncé de probabilité, dans la mesure du possible. Cette évaluation d'incertitude est fondée sur la quantité, la qualité et la cohérence de preuves à l'appui pour les changements évalués à l'échelle nationale. Les évaluations d'incertitude ne sont pas toujours incluses dans les sommaires régionaux qui suivent, car les incertitudes dans les changements à l'échelle régionale n'ont pas été officiellement évaluées dans les chapitres précédents du présent rapport. Cependant, en général, pour les évaluations à l'échelle régionale et locale, le degré de confiance dans les changements est plus faible et l'incertitude est plus élevée, surtout lors de l'évaluation de l'ampleur (plutôt que l'orientation) des changements (voir l'encadré 8.1).

Encadré 8.1: Incertitude associée aux changements du climat à l'échelle régionale et locale

Dans la plupart des cas, les études régionales sont moindres et les données sont plus limitées par rapport aux analyses à l'échelle nationale ou mondiale. L'information régionale peut être extraite ou dérivée des études nationales lorsque des études consacrées à certaines régions sont insuffisantes. Cependant, à l'échelle régionale, la variabilité du climat est fondamentalement plus importante qu'à l'échelle nationale ou mondiale. Cela signifie que le contraste entre le « bruit » de l'ampleur naturelle de la variabilité du climat et le « signe » de changements climatiques liés aux émissions humaines est plus petit à l'échelle régionale (p. ex. le signe de changements climatiques est plus difficile à voir à plus petite échelle). Par conséquent, quantifier l'ampleur des changements à une plus petite échelle est assujéti à de plus grandes incertitudes que ce n'est le cas pour les modèles de changement à grande échelle.

Il y a également des variations dans les changements climatiques observés et prévus pour des échelles encore plus petites. La proximité des côtes ou des lacs, l'altitude et la couverture végétale influencent le climat local et, dans une moindre mesure, les changements du climat local. La plupart du temps, les conditions locales jouent un rôle plutôt modeste dans la modification des changements climatiques locaux et donc, les changements prévus pour une région plus vaste sont généralement représentatifs des changements prévus à l'échelle locale, surtout pour la température. Cependant, l'urbanisation en particulier peut avoir un effet substantiel sur le climat local en raison de l'étendue des changements d'affectation des terres qui sont une caractéristique du paysage urbain. Les exemples comprennent la conversion de paysages naturels pour des routes et des toits, qui absorbent plus de rayonnements solaires et, par conséquent, augmentent la température locale. Cet effet n'influence pas les estimations du réchauffement régional dans les endroits qui ont été urbanisés depuis longtemps, étant donné qu'ils ont été enregistrés comme étant plus chauds que leur environnement. Cependant, cela introduit une tendance de réchauffement supplémentaire à des endroits qui font la transition de rural à urbain. En plus d'un effet de réchauffement local, les routes imperméables, les stationnements et les toits altèrent la quantité de pluie qui peut être absorbée, menant à plus de ruissellement et à une augmentation de possibles inondations. D'autres changements d'affectation des terres, comme la déforestation et le drainage des terres humides, peuvent également influencer le climat et l'hydrologie à l'échelle locale et régionale. Les personnes responsables de la prise de décisions sur l'adaptation aux futurs changements climatiques doivent considérer si l'urbanisation future et les changements d'affectation des terres seront un facteur.

Pour démontrer les différences et les similarités régionales, les quantités moyennes pour la température et les précipitations pour les six régions du Canada sont fournies ci-dessous. Pour plus de détails au sujet des autres quantités de température et de précipitations, y compris les températures et les précipitations extrêmes pour les régions du Canada, les lecteurs peuvent consulter les tableaux et les figures dans le chapitre 4, la section 4.2.2, plus précisément le tableau 4.3, les figures 4.10, 4.11, 4.13 et 4.14 (indices et extrêmes de températures) ainsi que la section 4.3.2, plus précisément le tableau 4.6 (extrêmes de précipitations). Dans tous les cas, les valeurs représentent les moyennes pour l'ensemble de la région et ne saisissent pas la variabilité significative entre les endroits dans chaque région. Pour plus de renseignements sur les changements régionaux du niveau de la mer et d'autres problèmes côtiers, les lecteurs peuvent consulter le récent rapport *Le littoral maritime du Canada face à l'évolution du climat* (<https://www.rncan.gc.ca/environnement/ressources/publications/impacts-adaptation/rapports/evaluations/2016/18391>; voir le chapitre 1, section 1.1).

8.4.1: Changements dans le Nord du Canada³⁴

Le Nord du Canada est défini comme étant la région géographique au nord du 60^e latitude nord, englobant le Yukon, les Territoires du Nord-Ouest, la majorité du Nunavut ainsi que certaines parties du Nunavik (nord du Québec) et du Nunatsiavut (la partie la plus nordique de Terre-Neuve et Labrador). Dans l'ensemble de cette région, la température annuelle moyenne a augmenté de 2,3 °C entre 1948 et 2016, environ trois fois plus que le taux de réchauffement de la température moyenne mondiale (voir le chapitre 2, section 2.2.1 et le chapitre 4, section 4.2.1). Cette augmentation a été la plus élevée lors de l'hiver (4,3 °C) et la moins élevée pendant l'été (1,6 °C) au cours de la même période.

L'augmentation de température observée est associée aux changements dans les autres variables vulnérables à la température. L'étendue du manteau neigeux pendant le printemps (avril à juin) et l'automne (octobre à décembre) a été considérablement réduite dans le Nord du Canada, avec une réduction proportionnelle de la durée du manteau neigeux (voir le chapitre 5, section 5.2.1). De plus, la durée de la couche de glace de l'eau douce a diminué pour la plupart des lacs de l'Arctique (voir le chapitre 5, section 5.5.1). Le lac situé le plus au nord au Canada, le lac Ward Hunt, a précédemment maintenu une couche de glace tout au long de l'année, mais la glace a fondu complètement en 2011 et 2012. Il y a eu une réduction dans les glaciers et les calottes glaciaires de l'Arctique canadien, qui s'est accélérée dans la dernière décennie (voir le chapitre 5, section 5.4.1). Les températures du pergélisol ont augmenté dans tout le Nord du Canada, et ce réchauffement du sol gelé a donné lieu à des augmentations de l'épaisseur de la couche active, la fonte de la glace au sol et la formation de formes de relief thermokarstique (voir le chapitre 5, section 5.6.1). Il y a également des preuves que ces processus ont influencé les niveaux des lacs dans le nord-ouest du Canada (voir le chapitre 5, section 5.6.1), y compris une incidence plus élevée du drainage rapide de lacs (voir le chapitre 6, section 6.3.2). L'étendue de la couverture de la glace marine, y compris dans les zones contenant de la glace pluriannuelle, a diminué dans l'ensemble de l'Arctique canadien (voir le chapitre 5, section 5.3.1). Le taux de diminution de la glace marine pluriannuelle et estivale dans la mer de Beaufort et dans l'archipel Arctique canadien s'est accéléré depuis 2008. L'acidification de l'océan Arctique, résultant des émissions anthropiques de dioxyde de carbone, a été augmentée par de rapides augmentations d'apport en eau douce provenant de la fonte accélérée des glaces et de l'augmentation de l'apport des rivières (chapitre 7, section 7.6.1).

Dans les zones côtières, le changement du niveau de la mer analysé en fonction d'un point sur la terre ferme est appelé changement du niveau « relatif » de la mer. Le niveau relatif de la mer a augmenté le long du littoral de la mer de Beaufort (y compris Tuktoyaktuk) à un taux plus élevé que l'élévation du niveau de la mer à l'échelle mondiale, mais a diminué presque tout le long des régions côtières de l'est de l'Arctique et de la baie d'Hudson. Cette variabilité dans le niveau de la mer reflète

34 Dans cette section, où les changements ont été estimés pour les territoires selon les frontières politiques, les résultats sont identifiés comme étant pour le Nord du Canada.

le soulèvement et l'affaissement régionaux qui se produisent toujours à la suite du recul de la nappe glaciaire qui couvrait la région lors de la dernière période glaciaire (voir le chapitre 7, section 7.5.1). Les changements dans la glace marine dans la région de Beaufort ont entraîné une augmentation de la hauteur des vagues et de la durée de la saison des vagues (voir le chapitre 7, section 7.4.1 et 7.4.2).

La température annuelle moyenne pour le Nord du Canada est prévue d'augmenter d'environ 1,8 °C³⁵ (de 1,2 à 2,5) pour un scénario à faibles émissions (RCP2.6) à 2,7 °C (de 2,0 à 3,5) pour un scénario d'émissions élevées (RCP8.5) pour la période de 2031 à 2050, et de 2,1 °C (de 1,3 à 2,5) (RCP2.6) à 7,8 °C (de 6,2 à 8,4) (RCP8.5) pour la période de 2081 à 2100; toutes les valeurs sont par rapport à la valeur moyenne de la période de 1986 à 2005 (voir le chapitre 4, section 4.2.1). Les changements du manteau neigeux en hiver (janvier à mars) et de la quantité de neige (mesurée comme l'équivalent maximal en eau de neige avant la fonte) sont prévus être minime dans tout le Nord du Canada parce que l'augmentation des chutes de neige aux latitudes élevées devrait être compensée par l'augmentation des températures qui raccourcira la saison d'accumulation de neige (voir le chapitre 5, section 5.2.2). Les glaciers et les calottes glaciaires continueront de diminuer. D'après les changements observés au cours des dernières décennies, de nombreuses petites calottes glaciaires et plateformes de glace disparaîtront complètement d'ici 2100 (voir le chapitre 5, section 5.4.2). Le futur réchauffement du pergélisol sera plus important près de la surface que dans les couches plus profondes du sol, mais la région du Canada reposant sur le pergélisol profond est prévue diminuer de 16 % à 20 % d'ici 2090 par rapport à 1990 (voir le chapitre 5, section 5.6.2). Cette augmentation dans la fonte du pergélisol pourrait mener à des augmentations dans le thermokarst et influencer les niveaux des lacs nordiques (voir le chapitre 5, section 5.6.2 et le chapitre 6, section 6.3.2). En ce qui concerne la glace marine, il y a plus de 50 % de probabilité que, d'ici 2050 dans le cas d'un scénario d'émissions élevées, de vastes régions de l'Arctique canadien ne contiendront plus de glace marine en septembre, avec des mois supplémentaires libres de glace dans certaines régions (voir le chapitre 5, section 5.3.2). La baie d'Hudson, où il n'y a actuellement pas de glace en août et en septembre, a une forte probabilité de devenir exempte de glace pendant quatre mois consécutifs (d'août à novembre). On prévoit que cette réduction dans la couverture de glace mènera à une augmentation allant jusqu'à 4 °C de la température à la surface de la mer pendant ces mois (voir le chapitre 7, section 7.2.2). Avec les réductions prévues de la glace marine dans l'océan Arctique, la hauteur des vagues et la durée de la saison estivale des vagues devrait augmenter (voir le chapitre 7, section 7.4.2). On prévoit une élévation du niveau relatif de la mer dans la région côtière de la mer de Beaufort, alors que la plupart des régions du Nunavut vivront peu de changements ou une diminution du niveau relatif de la mer en raison de la continuité du soulèvement des terres (voir le chapitre 7, section 7.5.2 et figure 7.16). Selon un scénario d'émissions élevées, le niveau relatif de la mer dans la région côtière de la mer de Beaufort, y compris la région du delta du Mackenzie (Territoires du Nord-Ouest), devrait s'élever de 50 à 75 cm d'ici 2100 (projection médiane). En revanche, le niveau relatif de la mer devrait diminuer considérablement (jusqu'à 90 cm) dans le même scénario que la baie d'Hudson (Nunavut) et l'archipel Arctique, y compris l'île de Baffin (Nunavut), étant donné que le soulèvement des terres fait plus que compenser pour l'élévation mondiale du niveau de la mer. Tous les scénarios d'émissions entraînent des changements semblables au niveau de la mer d'ici le milieu du siècle, les scénarios d'émissions plus élevées menant à une élévation plus importante ou à une diminution moins importante du niveau de la mer après 2050 (voir le chapitre 7, section 7.5.2).

Les changements à long terme dans les précipitations totales au-dessus du Nord du Canada sont difficiles à quantifier correctement en raison du réseau d'observation clairsemé. Cependant, tous les sites disponibles dans la région révèlent une importante augmentation du pourcentage dans les précipitations (voir le chapitre 4, section 4.3.1) annuelles et saisonnières, les précipitations ayant augmenté dans toutes les saisons. Pendant l'été, les chutes de neige ont diminué et sont en voie d'être remplacées par de la pluie (voir le chapitre 4, section 4.3.1). Cependant, les chutes de neige ont augmenté sur une base

35 Les valeurs fournies sont la projection médiane basée sur de multiples modèles climatiques. Les valeurs entre parenthèses représentent les valeurs du 25^e et du 75^e percentile de la cinquième phase de l'ensemble multimodèle CMIP5. Voir le chapitre 4, tableau 4.2 pour les projections de température et le tableau 4.5 pour les projections de précipitations.

annuelle, depuis que les précipitations totales ont augmenté et que les températures pendant la partie froide de l'année sont encore suffisamment basses pour que les précipitations tombent sous forme de neige. En association avec le réchauffement des températures et les changements encourus à la neige et au pergélisol (voir le chapitre 5, section 5.2.1 et 5.6.1), les écoulements fluviaux de l'hiver ont augmenté (voir le chapitre 6, section 6.2.1) et le moment de la crue printanière est plus précoce (voir le chapitre 6, section 6.2.2).

Les précipitations annuelles moyennes pour le Nord sont projetées d'augmenter, de 8,2 % (de 2,1 à 14,6) pour un scénario de faibles émissions (RCP2.6) à 11,3 % (de 5,4 à 18,1) pour un scénario d'émissions élevées (RCP8.5) lors de la période de 2031 à 2050 et de 9,4 % (de 2,8 à 16,7) (RCP2.6) à 33,3 % (de 22,1 à 46,4) (RCP8.5) pour la période de 2081 à 2100; toutes les valeurs sont par rapport à la période de référence de 1986 à 2005. Les précipitations sont projetées d'augmenter dans toutes les saisons et les précipitations extrêmes accumulées au cours d'une journée ou moins sont également projetées d'augmenter (voir le chapitre 4, section 4.3.2). Il y a un **degré de confiance élevé** dans ces augmentations projetées des précipitations, comme il s'agit d'un solide élément de multiples générations de modèles climatiques et qu'il peut être expliqué par les augmentations prévues dans l'humidité atmosphérique causées par le réchauffement (voir le chapitre 4, section 4.3.1). En association avec ces augmentations, les écoulements fluviaux annuels dans le Nord sont également prévus d'augmenter, tout comme les crues printanières toujours plus précoces en raison du réchauffement (voir le chapitre 6, section 6.2.1 et 6.2.2).

8.4.2: Changements dans le Sud du Canada

Le Sud du Canada englobe les provinces du Canada, à l'exception de la partie la plus au nord du Québec et de Terre-Neuve et Labrador, qui est incluse dans la définition géographique du Nord du Canada. Certains changements observés et prévus dans le Sud du Canada étaient compris dans la section 8.3 sur les changements à l'échelle du Canada. Cette section caractérise les tendances spatiales générales dans les changements dans le Sud du Canada, avec les différences et similarités régionales soulignées dans les sous-sections ci-dessous pour les cinq régions du Sud du Canada.

Les observations à long terme du climat pour le Sud du Canada remontent jusqu'à 1900. Entre 1900 et 2016, la température annuelle moyenne a augmenté de 1,9 °C pour l'ensemble du Sud du Canada (voir le chapitre 4, section 4.2.1). Le réchauffement projeté dans le cas des scénarios de faibles émissions (RCP2.6) et d'émissions élevées (RCP8.5) montrent une tendance générale de changement en hiver, cohérent entre les scénarios, avec les plus petits changements observés dans la partie la plus au sud du Canada et les plus importants changements dans la baie d'Hudson (et l'Arctique, abordé dans la section précédente) (voir le chapitre 4, section 4.2.1). Le réchauffement projeté dans la saison estivale est plus uniforme partout au Canada, avec moins de différence entre le Sud et le Nord du Canada. Le réchauffement est projeté de continuer, avec des augmentations plus importantes dans les régions continentales intérieures que dans les régions côtières de l'Est et de l'Ouest.

Le manteau neigeux de l'automne a diminué dans l'ensemble des régions du Sud du Canada au cours des 35 dernières années enregistrées, alors que le manteau neigeux printanier a augmenté dans les régions du Sud-Ouest et diminué partout ailleurs au cours de la même période (voir le chapitre 5, section 5.2.1). La crue printanière précoce, avec une augmentation de l'écoulement fluvial hivernal, est un élément solide dans tout le Sud du Canada. Le manteau neigeux et l'équivalent maximal de l'eau de neige sont prévus de diminuer partout dans le Sud du Canada (voir le chapitre 5, section 5.2.2). L'étendue et la durée de la couverture de glace sur les rivières et les lacs sont également prévues de diminuer. Il y a un **degré de confiance élevé** que les régimes d'écoulement fluvial passeront de régimes principalement entraînés par la neige et alimentés par la fonte des neiges, avec une pointe printanière, à des régimes plus dominés par la pluie, avec des pointes plus petites et précoces au printemps causé par la fonte et plusieurs pointes dominées par les précipitations lors de la saison chaude (voir le chapitre 6, section 6.2.2 et 6.2.3).

Une augmentation dans les précipitations moyennes a été observée dans cinq régions du Sud du Canada depuis 1900 (*degré de confiance faible*) et la proportion des précipitations tombant sous forme de neige a graduellement diminué (voir le chapitre 4, section 4.3.1). Les changements prévus dans les précipitations montrent des augmentations et des diminutions selon l'endroit et la saison. Cette tendance est donc différente de celle de la température qui est prévue d'augmenter partout et dans toutes les saisons. Dans le court terme, une petite (généralement moins de 10 %) augmentation des précipitations est prévue dans toutes les saisons. Des augmentations dans les précipitations sont prévues pour le Sud du Canada dans toutes les saisons et tous les scénarios, à l'exception des latitudes les plus au sud en été où les précipitations sont prévues de diminuer vers la fin du siècle dans le cas d'un scénario d'émissions élevées (RCP8.5) (voir le chapitre 4, section 4.3.1), ce qui pourrait influencer les niveaux de l'eau de surface et le risque de sécheresse dans ces régions (voir le chapitre 6, section 6.3 et 6.4). Cette région, la plus au sud du Canada, est à la limite nord de la région générale où les modèles climatiques prévoient une diminution dans les précipitations estivales.

8.4.2.1: Région de l'Atlantique

Dans cette région, la température annuelle moyenne a augmenté à un taux modeste de 0,7 °C entre 1948 et 2016, ce qui est inférieur à l'augmentation moyenne pour le Canada (voir le chapitre 4, section 4.2.1). La tendance est plus importante en été et plus faible en hiver, avec une augmentation de 1,3 °C et de 0,5 °C, respectivement. Cela contraste également avec le réchauffement plus important en hiver pour la plupart des régions du Canada. La variabilité naturelle interne du système climatique peut avoir joué un rôle dans cette différence entre l'Est du Canada et les autres régions au cours de cette période. De petits glaciers de montagnes au Labrador se sont contractés en superficie et en épaisseur (voir le chapitre 5, section 5.4.1). La glace marine dans l'océan Atlantique a diminué en hiver de 7,5 % par décennie depuis 1969. Cela est cohérent avec le réchauffement observé de la partie supérieure océanique qui varie en ampleur dans la région de l'Atlantique (voir le chapitre 7, section 7.2.1). Le pH de l'eau salée de cette région a été en baisse en réaction aux émissions humaines de dioxyde de carbone. La teneur en oxygène a également diminué graduellement au cours des trois dernières décennies (voir le chapitre 7, section 7.6.1 et 7.6.2).

À l'avenir, la température annuelle moyenne pour la période de 2031 à 2050 est prévue augmenter de 1,3 °C³⁶ (de 0,9 à 1,8) selon un scénario de faibles émissions (RCP2.6) à 1,9 °C (de 1,5 à 2,4) selon un scénario d'émissions élevées (RCP8.5) et de 1,5 °C (de 0,9 à 2,0) (RCP2.6) à 5,2 °C (de 4,5 à 6,1) (RCP8.5) pour la période de 2081 à 2100 par rapport à la période de référence de 1986 à 2005 (voir le chapitre 4, section 4.2.1). La hauteur des vagues et la durée de la saison des vagues devraient augmenter dans la région côtière de Terre-Neuve et Labrador pendant l'hiver en raison de l'étendue réduite de la glace marine (le chapitre 5, section 5.3.2 et le chapitre 7, section 7.4.2).

Le littoral du Sud de la région de l'Atlantique est s'affaîsse à cause du recul de la dernière nappe glaciaire et cela contribuera à l'élévation du niveau relatif de la mer, qui sera plus importante que l'élévation mondiale prévue du niveau de la mer. Cette région connaîtra la plus importante élévation du niveau relatif de la mer au Canada, atteignant de 75 à 100 cm dans le cas d'un scénario d'émissions élevées d'ici 2100 (voir le chapitre 7, section 7.5.2). Cette combinaison de glace marine et de changements du niveau de la mer ainsi que l'affaîssement continu du littoral mènera à une augmentation dans la fréquence et l'ampleur des niveaux d'eau extrêmement élevés. À titre d'exemple, une élévation de 20 cm dans le niveau relatif de la mer à Halifax (projeté de se produire d'ici deux ou trois décennies selon tous les scénarios) augmentera la fréquence des inondations par un facteur de quatre (voir le chapitre 7, section 7.5.3). Plus au nord, au Labrador, une plus petite élévation du niveau relatif

36 Les valeurs fournies sont la projection de la médiane basée sur de multiples modèles climatiques. Les valeurs entre parenthèses représentent les valeurs du 25^e et du 75^e percentile de l'ensemble multimodèle CMIP5. Voir le chapitre 4, tableau 4.2 pour les projections de température et le tableau 4.5 pour les projections de précipitations.

de la mer est prévue dans le cas d'un scénario d'émissions élevées, principalement en raison du soulèvement de la croûte terrestre à la suite du recul de la nappe glaciaire (voir le chapitre 7, section 7.5.2).

Les précipitations annuelles moyennes ont augmenté de 11 % de 1948 à 2012, les tendances saisonnières allant de 5,1 % en hiver à 18,2 % en automne (voir le chapitre 4, section 4.2.1), bien qu'il y ait un *degré de confiance faible* concernant ces tendances. Les précipitations annuelles de 2031 à 2050 sont projetées d'augmenter de 3,8 % (de -0,8 à 9,1) pour un scénario de faibles émissions (RCP2.6) à 5,0 % (de 0,6 à 9,9) pour un scénario d'émissions élevées (RCP8.5) et de 4,7 % (de 0,3 à 9,0) (RCP2.6) à 12 % (de 5,7 à 19,3) (RCP8.5) pour la période de 2081 à 2100 (voir le chapitre 4, section 4.3.1).

8.4.2.2: Région du Québec

La température annuelle moyenne au Québec a augmenté de 1,1 °C au cours de la période de 1948 à 2016, soit un taux plus bas que pour l'ensemble du Canada. La tendance est plus importante en été et en automne, avec une augmentation de 1,5 °C, et plus faible au printemps (0,7 °C). La débâcle est plus précoce et le gel est plus tardif dans les petits lacs du Sud du Québec (voir le chapitre 5, section 5.5.1). Le pergélisol dans le Nord-du-Québec s'est réchauffé de 0,7 °C ou plus depuis les années 1990, entraînant des changements de paysage dans toute la région (voir le chapitre 5, section 5.6.1). La couverture de glace de mer dans le golfe du Saint-Laurent et dans l'Est de la baie d'Hudson et de la baie James a diminué (voir le chapitre 5, section 5.3.1), ce qui a entraîné des répercussions pour les écosystèmes marins et les infrastructures côtières. Les eaux profondes du golfe du Saint-Laurent se sont réchauffées de 0,25 °C par décennie au cours de la période de 1915 à 2017 (voir le chapitre 7, section 7.2.1). De plus, les récentes observations satellites pour la période de mai à novembre indiquent une tendance au réchauffement de la surface de la mer de 0,46 °C par décennie de 1985 à 2017 (voir le chapitre 7, section 7.2.1). Le pH des eaux dans le golfe du Saint-Laurent a été en diminution en réaction aux augmentations de dioxyde de carbone atmosphérique et la teneur en oxygène a diminué (voir le chapitre 7, section 7.6.1 et 7.6.2).

La température annuelle moyenne de l'air est prévue augmenter pour la période de 2031 à 2050 de 1,5 °C³⁷ (de 1,0 à 2,1) pour un scénario de faibles émissions (RCP2.6) à 2,3 °C (de 1,7 à 2,9) pour un scénario d'émissions élevées (RCP8.5) et de 1,7 °C (de 1,0 à 2,2) (RCP2.6) à 6,3 °C (de 5,3 à 6,9) (RCP8.5) pour la période de 2081 à 2100 par rapport à la base de référence de 1986 à 2005 (voir le chapitre 4, section 4.2.1).

On prévoit une élévation du niveau relatif de la mer de l'ordre de 25 à 75 cm au cours de ce siècle pour le golfe du Saint-Laurent dans le cas d'un scénario d'émissions élevées (voir le chapitre 7, section 7.5.2). La hauteur des vagues et la durée de la saison des vagues devraient augmenter dans le golfe du Saint-Laurent pendant l'hiver en raison de l'étendue réduite de la glace marine, semblable à ce qui est prévu pour Terre-Neuve et Labrador (voir le chapitre 5, section 5.3.2 et chapitre 7, section 7.4.2). Mais le niveau relatif de la mer est projeté de diminuer pour la baie James et la baie d'Hudson (Nord-Ouest du Québec), semblable à ce qui est attendu au Nunavut (voir le chapitre 7, section 7.5.2).

37 Les valeurs fournies sont la projection de la médiane basée sur de multiples modèles climatiques. Les valeurs entre parenthèses représentent les valeurs du 25^e et du 75^e percentile de l'ensemble multimodèle CMIP5. Voir le chapitre 4, tableau 4.2 pour les projections de température et le tableau 4.5 pour les projections de précipitations.

Les précipitations annuelles ont augmenté de 10,5 % de 1948 à 2012, les tendances saisonnières allant de 5,3 % en hiver à 20,9 % au printemps bien qu'il y ait un *degré de confiance faible* concernant l'ampleur de ces tendances (voir le chapitre 4, section 4.3.1). Les changements prévus correspondants dans les précipitations annuelles moyennes de 2031 à 2050 ont augmenté de 7,1 % (de 2,0 à 12,2) pour un scénario de faibles émissions (RCP2.6) à 9,4 % (de 4,5 à 14,7) pour un scénario d'émissions élevées (RCP8.5) et de 7,2 % (de 2,2 à 13,0) (RCP2.6) à 22,5 % (de 14,8 à 32,0) (RCP8.5) pour la période de 2081 à 2100 (voir le chapitre 4, section 4.3.1). Les prévisions du futur écoulement fluvial révèlent une crue printanière précoce, survenant jusqu'à 20 jours avant dans les rivières du Sud du Québec d'ici le milieu du siècle (RCP8.5) (voir le chapitre 6, section 6.2).

8.4.2.3: Région de l'Ontario

La température annuelle moyenne a augmenté de 1,3 °C pour la région de l'Ontario au cours de la période de 1948 à 2016. Les tendances sont plus importantes en hiver et plus faible en automne, avec une augmentation de 2,0 °C et 1,0 °C, respectivement (voir le chapitre 4, section 4.2.1). La couverture de glace des Grands Lacs laurentiens a varié considérablement d'année en année depuis 1971 (voir le chapitre 5, section 5.5.1). La couverture de glace marine dans le Sud de la baie d'Hudson et à l'ouest de la baie James (Nord de l'Ontario) a également diminué (voir le chapitre 5, section 5.3.1).

La température annuelle moyenne pour la période de 2031 à 2050 est prévue augmenter de 1,5 °C³⁸ (de 1,1 à 2,1) pour un scénario de faibles émissions (RCP2.6) à 2,3 °C (de 1,7 à 2,9) pour un scénario d'émissions élevées (RCP8.5) et de 1,7 °C (de 1,0 à 2,1) (RCP2.6) à 6,3 °C (de 5,3 à 6,9) (RCP8.5) pour la période de 2081 à 2100 par rapport à la base de référence de 1986 à 2005. Le niveau relatif de la mer est projeté de diminuer le long des côtes de la baie James et de la baie d'Hudson (voir le chapitre 7, section 7.4.2).

Les précipitations annuelles ont augmenté de 9,7 % de 1948 à 2012, les tendances saisonnières allant de 5,2 % en hiver à 17,8 % en automne bien qu'il y ait un *degré de confiance faible* concernant l'ampleur de ces tendances (voir le chapitre 4, section 4.3.1). Les niveaux des lacs dans les Grands Lacs laurentiens ont affiché une grande variabilité, y compris une élévation rapide des niveaux inférieurs à la moyenne, avec des minimums records pour les lacs Michigan et Huron en 2012/2013, à des niveaux supérieurs à la moyenne en 2014. Cependant, aucune tendance visible à long terme n'a été observée dans les 100 dernières années (voir le chapitre 6, section 6.2.1). Il y a des preuves basées sur les données satellitaires que le stockage d'eau souterraine a diminué dans la région des Grands Lacs laurentiens entre 2002 et 2010, mais en raison du peu de données enregistrées, cela ne signifie pas nécessairement une tendance à long terme (voir le chapitre 6, section 6.4).

Les précipitations annuelles moyennes de 2031 à 2050 sont projetées d'augmenter de 5,5 % (de 0,4 à 11,1) pour un scénario de faibles émissions (RCP2.6) à 6,6 % (de 1,8 à 12,4) pour un scénario d'émissions élevées (RCP8.5) et de 5,3 % (de -0,1 à 10,8) (RCP2.6) à 17,3 % (de 8,5 à 26,1) (RCP8.5) pour la période de 2081 à 2100 (voir le chapitre 4, section 4.3.1). À l'avenir, les niveaux généraux des Grands Lacs laurentiens pourraient diminuer à la suite d'une évaporation plus importante dans un climat plus chaud, dépassant les augmentations de précipitations prévues. Cependant, il y a beaucoup d'incertitude dans cette projection (voir le chapitre 6, section 6.3.1).

38 Les valeurs fournies sont la projection de la médiane basée sur de multiples modèles climatiques. Les valeurs entre parenthèses représentent les valeurs du 25^e et du 75^e percentile de l'ensemble multimodèle CMIP5. Voir le chapitre 4, tableau 4.2 pour les projections de température et le tableau 4.5 pour les projections de précipitations.

8.4.2.4: Région des Prairies

Pour les provinces des Prairies, la température annuelle moyenne a augmenté de 1,9 °C au cours de la période de 1948 à 2016, à un taux supérieur à celui de l'ensemble du Canada. Les tendances sont plus importantes en hiver et plus faible en automne, avec une augmentation de 3,1 °C et 1,1 °C, respectivement (voir le chapitre 4, section 4.2.1). Contrairement aux autres régions du Sud, le manteau neigeux au printemps a augmenté entre 1981 et 2015, probablement en raison de la variabilité naturelle (voir le chapitre 5, section 5.2.1). Le réchauffement a mené à une probabilité accrue de conditions météorologiques propices aux incendies extrêmes dans certaines parties de l'Ouest canadien, qui sont associées avec les événements de feux de forêt, comme les feux de forêt de Fort McMurray en 2016 (voir le chapitre 4, encadré 4.2 et section 4.4).

La température annuelle moyenne pour la période de 2031 à 2050 est prévue augmenter de 1,5 °C³⁹ (de 1,1 à 2,1) pour un scénario de faibles émissions (RCP2.6) à 2,3 °C (de 1,7 à 3,0) pour un scénario d'émissions élevées (RCP8.5) et de 1,9 °C (de 1,2 à 2,2) (RCP2.6) à 6,5 °C (de 5,2 à 7,0) (RCP8.5) pour la période de 2081 à 2100 par rapport à la période de référence de 1986 à 2005 (voir le chapitre 4, section 4.3.1). Le niveau relatif de la mer est projeté de diminuer le long de la côte manitobaine de la baie d'Hudson, semblable à ce qui est attendu au Nunavut, au Québec et en Ontario (voir le chapitre 7, section 7.4.2).

Pendant la période de 1948 à 2012, les précipitations annuelles ont augmenté de 7,0 %, les tendances saisonnières allant d'une diminution de 5,9 % en hiver à une augmentation de 13,6 % au printemps bien qu'il y ait un *degré de confiance faible* concernant l'ampleur de ces tendances (voir le chapitre 4, section 4.3.1). Des précipitations exceptionnellement élevées de la fin des années 2000 jusqu'à 2016 ont entraîné une augmentation considérable des niveaux de certains lacs de bassins fermés après une période prolongée de diminution, illustrant leur variabilité hydroclimatique élevée et leur sensibilité aux excès de précipitations (voir le chapitre 6, section 6.3.2). Les sécheresses périodiques sont fréquentes dans les Prairies canadiennes, mais aucun changement à long terme n'est évident au cours du dernier siècle (voir le chapitre 6, section 6.4.2).

Les précipitations annuelles moyennes de 2031 à 2050 sont projetées d'augmenter de 5,0 % (de -0,7 à 10,8) pour un scénario de faibles émissions (RCP2.6) à 6,5 % (de 0,4 à 13,1) pour un scénario d'émissions élevées (RCP8.5) et de 5,9 % (de -0,2 à 12,1) (RCP2.6) à 15,3 % (de 6,3 à 24,9) (RCP8.5) pour la période de 2081 à 2100 (voir le chapitre 4, section 4.3.1). Les sécheresses futures et les déficits d'humidité du sol devraient être plus fréquents et intenses dans la région du Sud des Prairies durant l'été, lorsque l'évaporation et la transpiration en raison des températures accrues dépassent les précipitations (voir le chapitre 6, section 6.4.1 et 6.4.2). Étant donné que de nombreux cours d'eau des Prairies ont leur cours supérieur dans les montagnes de l'Ouest, l'écoulement fluvial estival est projeté de diminuer en parallèle avec la neige et la glace (voir le chapitre 6, section 6.2.1).

8.4.2.5: Région de la Colombie-Britannique

La tendance de réchauffement annuel moyen pour la Colombie-Britannique a été de 1,9 °C au cours de la période de 1948 à 2016. Les tendances sont plus importantes en hiver et plus faible en automne, avec une augmentation de 3,7 °C et 0,7 °C, respectivement (voir le chapitre 4, section 4.2.1). Les tendances de réchauffement de la partie supérieure océanique de 0,08 °C par décennie ont été observées au cours du dernier siècle au large de la côte ouest de l'île de Vancouver et une augmentation de 0,15 °C par décennie dans le détroit de Georgia (voir le chapitre 7, section 7.2.1). L'épaisseur de la glace des glaciers Place et Helm dans le Sud de la Colombie-Britannique a diminué de 30 à 50 cm d'équivalent en eau depuis le début des années 1980 (voir le chapitre 5, section 5.4.1). Les changements dans la glace et la neige ont influencé les cycles annuels de l'eau dans les

39 Les valeurs fournies sont la projection de la médiane basée sur de multiples modèles climatiques. Les valeurs entre parenthèses représentent les valeurs du 25^e et du 75^e percentile de l'ensemble multimodèle CMIP5. Voir le chapitre 4, tableau 4.2 pour les projections de température et le tableau 4.5 pour les projections de précipitations.

bassins versants dominés par la fonte des neiges (p. ex. les bassins de la rivière Peace, du fleuve Fraser et du fleuve Columbia), y compris des pointes d'écoulement fluvial printanier précoce, l'écoulement hivernal accru et les écoulements estivaux réduits (voir le chapitre 6, section 6.2.1 et 6.2.2). Le niveau relatif de la mer s'est élevé le long de la côte de la Colombie-Britannique, à l'exception de certains endroits éprouvant un soulèvement des terres, comme Tofino.

La température annuelle moyenne pour la période de 2031 à 2050 est prévue augmenter de 1,3 °C⁴⁰ (de 0,8 à 1,9) pour un scénario de faibles émissions (RCP2.6) à 1,9 °C (de 1,4 à 2,5) pour un scénario d'émissions élevées (RCP8.5) et de 1,6 °C (de 1,1 à 2,1) (RCP2.6) à 5,2 °C (de 4,3 à 6,2) (RCP8.5) pour la période de 2081 à 2100 par rapport à la période de référence de 1986 à 2005 (voir le chapitre 4, section 4.3.1).

La température à la surface de la mer du Nord-Est de l'océan Pacifique devrait augmenter d'environ 2 °C en hiver et de 3 °C en été d'ici la période de 2046 à 2065 (voir le chapitre 7, section 7.2.2) dans le cas d'un scénario d'émissions élevées (RCP8.5) par rapport à la période de 1986 à 2005. La hauteur des vagues au large de la Colombie-Britannique a diminué significativement au cours des trois ou quatre dernières décennies en été et a augmenté légèrement en hiver avec des tendances annuelles moyennes légèrement en diminution (voir le chapitre 7, section 7.4.2). L'élévation du niveau relatif de la mer dans le cas d'un scénario d'émissions élevées est prévue de dépasser 50 cm d'ici 2100 pour Prince Rupert, Haida Gwaii et la région de Vancouver (voir le chapitre 7, sections 7.5.1 et 7.5.1). La teneur en oxygène dans le Nord-Est du Pacifique a diminué et les eaux océaniques le long du littoral devraient devenir plus acides (chapitre 7, section 7.6.1 et 7.6.2).

Les précipitations annuelles moyennes ont augmenté de 5 % pendant la période de 1948 à 2012, les tendances saisonnières allant d'une diminution de 9,0 % en hiver à une augmentation de 18,2 % au printemps bien qu'il y ait un *degré de confiance faible* concernant l'ampleur de ces tendances (voir le chapitre 4, section 4.3.1). La diminution des précipitations en hiver diffère des changements des précipitations saisonnières observées dans d'autres régions du Canada. De telles différences régionales proviennent de la variabilité naturelle du climat. Les précipitations annuelles moyennes de 2031 à 2050 sont projetées d'augmenter de 4,3 % (de -0,4 à 9,8) pour un scénario de faibles émissions (RCP2.6) à 5,7 % (de 0,0 à 11,4) pour un scénario d'émissions élevées (RCP8.5) et de 5,8 % (de 0,4 à 11,9) (RCP2.6) à 13,8 % (de 5,7 à 22,4) (RCP8.5) pour la période de 2081 à 2100 (voir le chapitre 4, section 4.3.1). Comme dans le Sud des Prairies canadiennes, les sécheresses estivales dans la région intérieure de la Colombie-Britannique devraient augmenter en fréquence et en intensité en raison de l'augmentation de l'évapotranspiration causée par des températures plus élevées (voir le chapitre 6, section 6.4.2). On prévoit que les bassins versants en Colombie-Britannique continueront d'avoir une augmentation du ruissellement hivernal, des crues printanières précoces et des diminutions de l'écoulement estival (voir le chapitre 6, section 6.2.1).

40 Les valeurs fournies sont la projection de la médiane basée sur de multiples modèles climatiques. Les valeurs entre parenthèses représentent les valeurs du 25^e et du 75^e percentile de l'ensemble multimodèle CMIP5. Voir le chapitre 4, tableau 4.2 pour les projections de température et le tableau 4.5 pour les projections de précipitations.



8.5: Conclusions

Le Rapport sur le climat changeant du Canada décrit un Canada qui s'est réchauffé et qui se réchauffera davantage. Le réchauffement historique a mené à des changements dans la pluie et la neige, les rivières et les lacs, la glace ainsi que les régions côtières et ces changements remettent en question notre sentiment de ce qu'est un climat « normal ». Le climat mondial, y compris le climat canadien, est en changement en raison des émissions humaines de gaz à effet de serre, particulièrement le dioxyde de carbone (voir chapitres 2 et 4). Au-delà des prochaines décennies, la plus grande incertitude au sujet de l'ampleur des changements climatiques à venir est ancrée dans l'incertitude du comportement humain, c'est-à-dire si le monde suivra un scénario d'émissions faibles, moyennes ou élevées (voir le chapitre 3, section 3.2 et 3.3). Tant que le climat ne sera pas stabilisé, il n'y aura pas un nouveau climat « normal ».

Les études d'attribution ont montré que les changements climatiques d'origine anthropique ont influencé certains événements extrêmes récents, de même que des tendances à long terme à l'échelle régionale (voir chapitres 4, 5, 6, et 7). À l'avenir, les changements climatiques d'origine anthropique continueront d'influencer des aspects importants du climat pour l'agriculture, la foresterie, l'ingénierie, la planification urbaine, la santé publique et la gestion de l'eau ainsi que la préparation de lignes directrices et de normes. Le défi pour les utilisateurs de l'information climatique est de déterminer la meilleure façon d'intégrer l'information des changements climatiques dans les diverses méthodes et outils utilisés pour l'évaluation et la planification dans ces secteurs. L'information rassemblée ici dans ce rapport vise à orienter ce processus, informant la préparation de nouvelles normes, de l'évaluation et de la gestion des risques liés au climat ainsi que l'élaboration et la mise en œuvre de plans d'adaptation au climat.

La série de rapports *Le Canada dans un climat en changement*, dirigée par Ressources naturelles Canada, évalueront les connaissances disponibles sur les impacts des changements climatiques et notre adaptation à ceux-ci dans l'ensemble des régions et des secteurs. *Le Rapport sur le climat changeant du Canada* est la première publication de cette série et il a établi une base de connaissances sur la façon dont le climat canadien est en train de changer et pourquoi, dans le contexte pour évaluer les impacts et les réactions d'adaptation.

