



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.



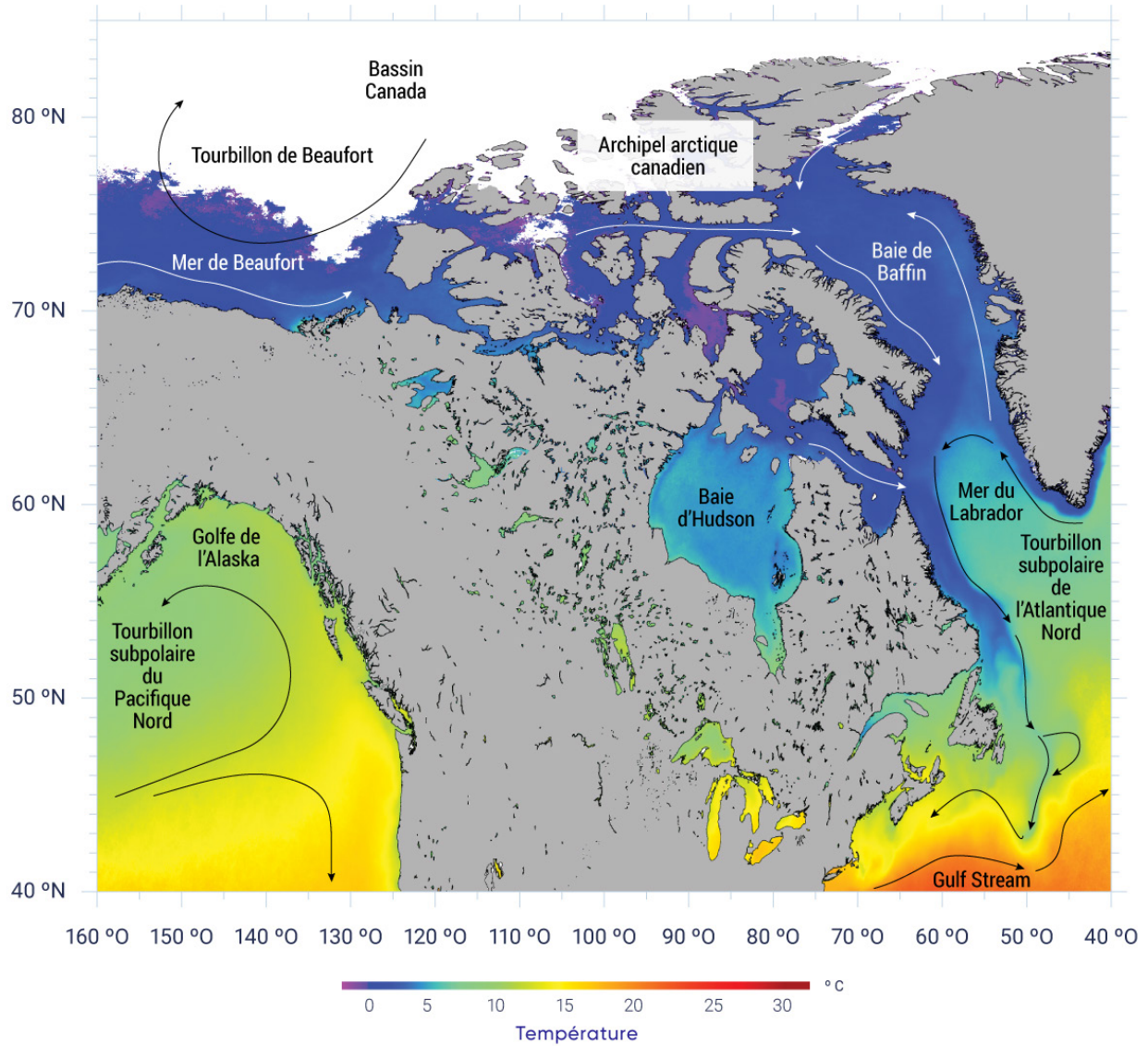


Figure 7.1: Températures de surface de la mer, courants et tourbillons dans les océans bordant le Canada

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).

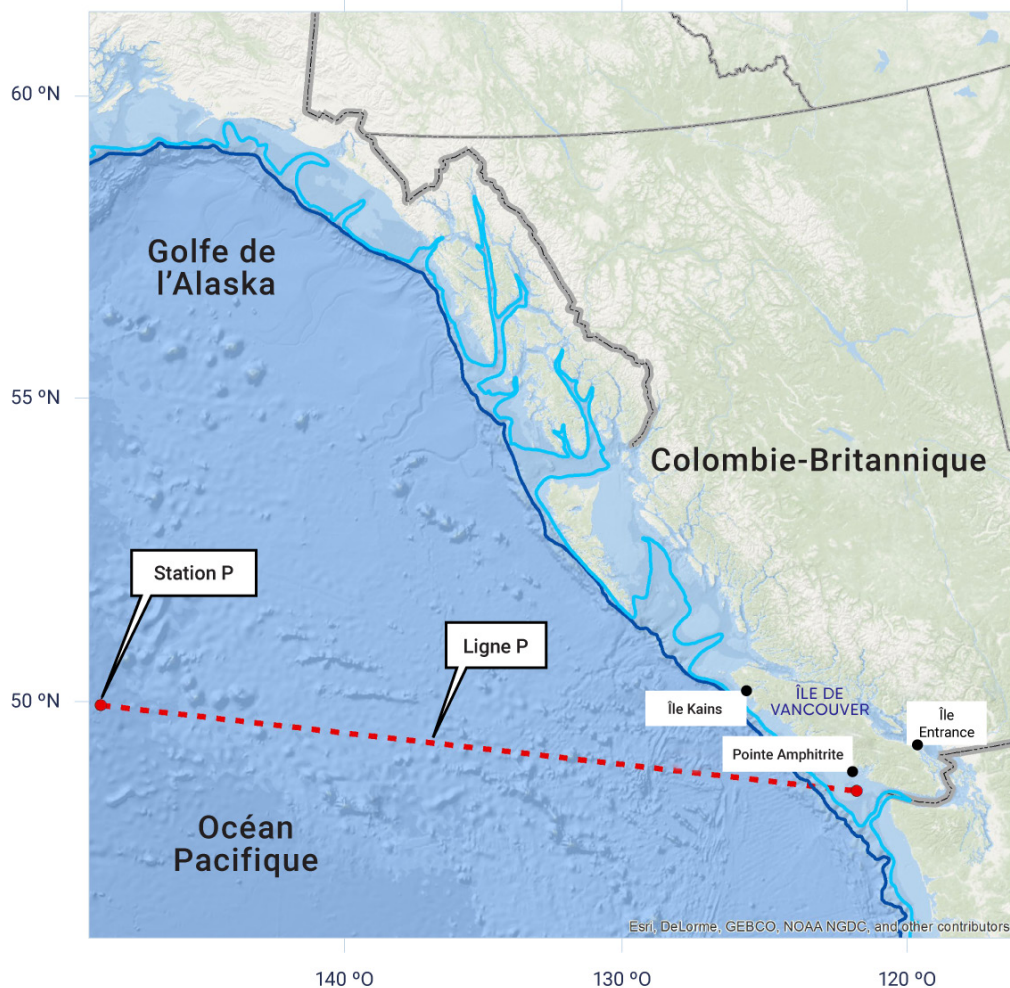


Figure 7.2: Emplacement des sites de surveillance au Pacifique Nord, au large de la Colombie-Britannique

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

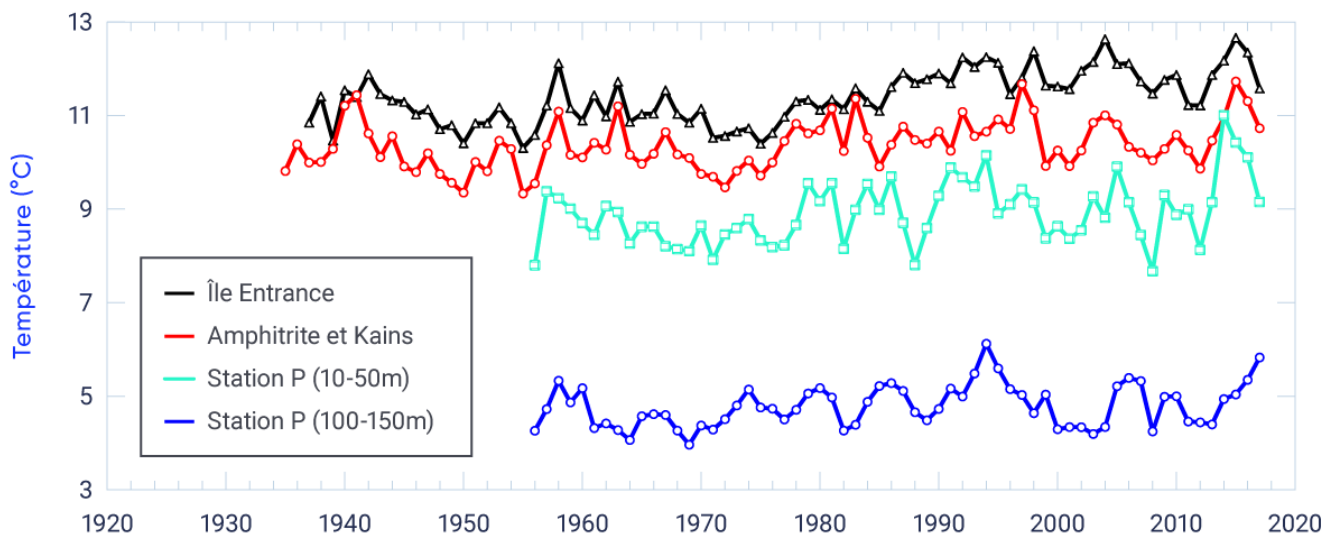


Figure 7.3: Températures moyennes annuelles du Pacifique Nord-Ouest, au large de la Colombie-Britannique

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.

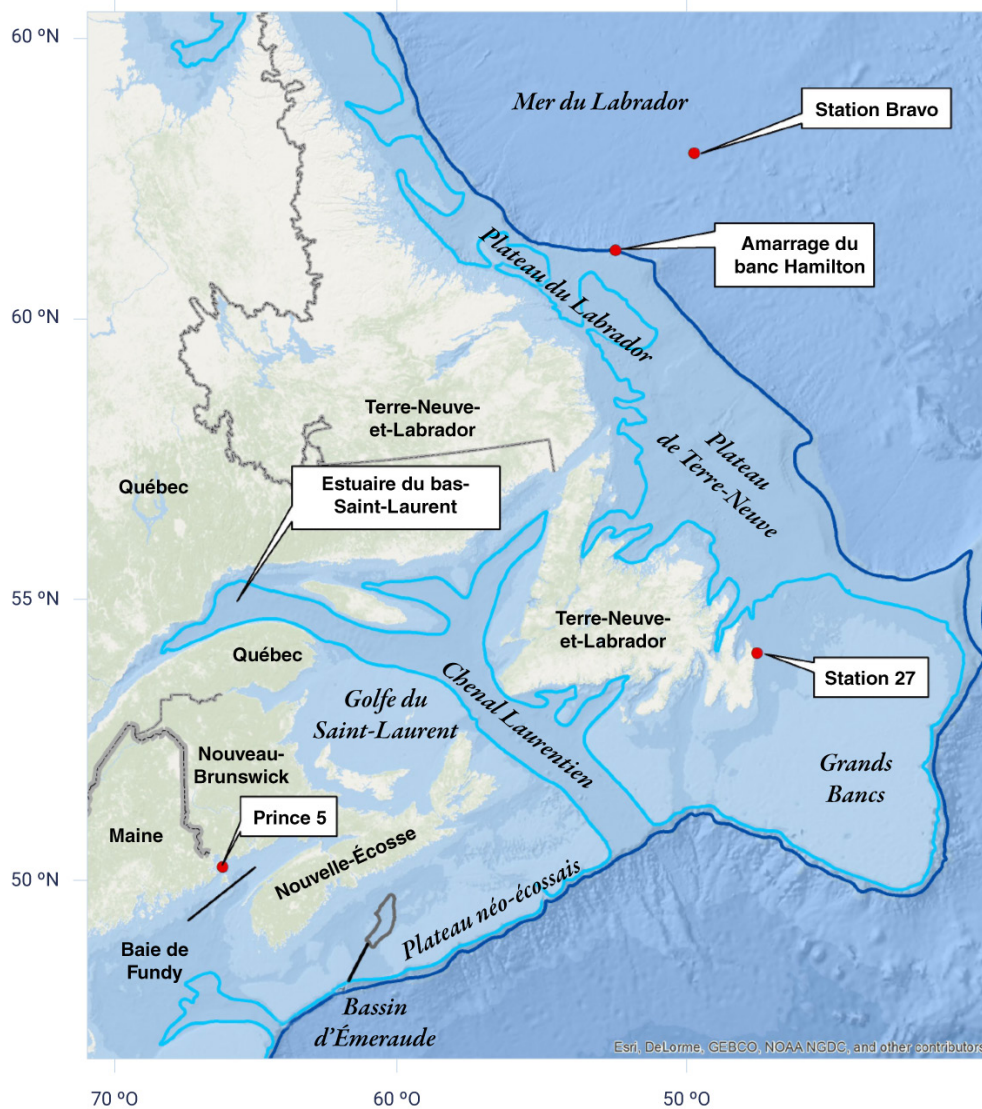


Figure 7.4: Échantillonnage de lieux dans l'Atlantique Nord-Ouest, au large des provinces de l'Atlantique

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

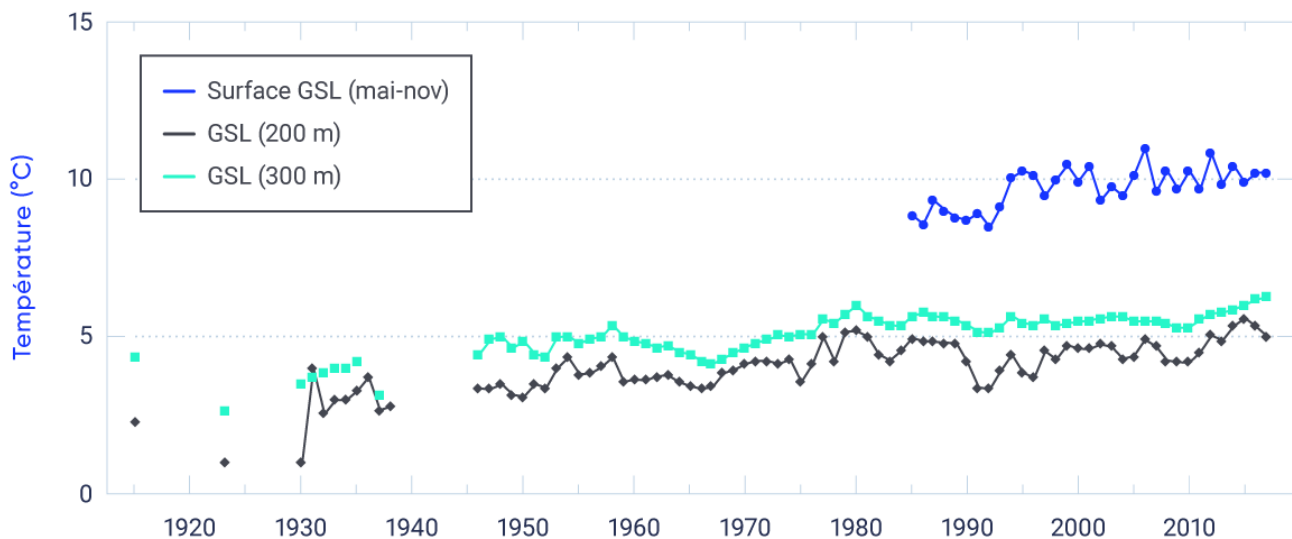


Figure 7.5: Température océanique dans le golfe du Saint-Laurent

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)

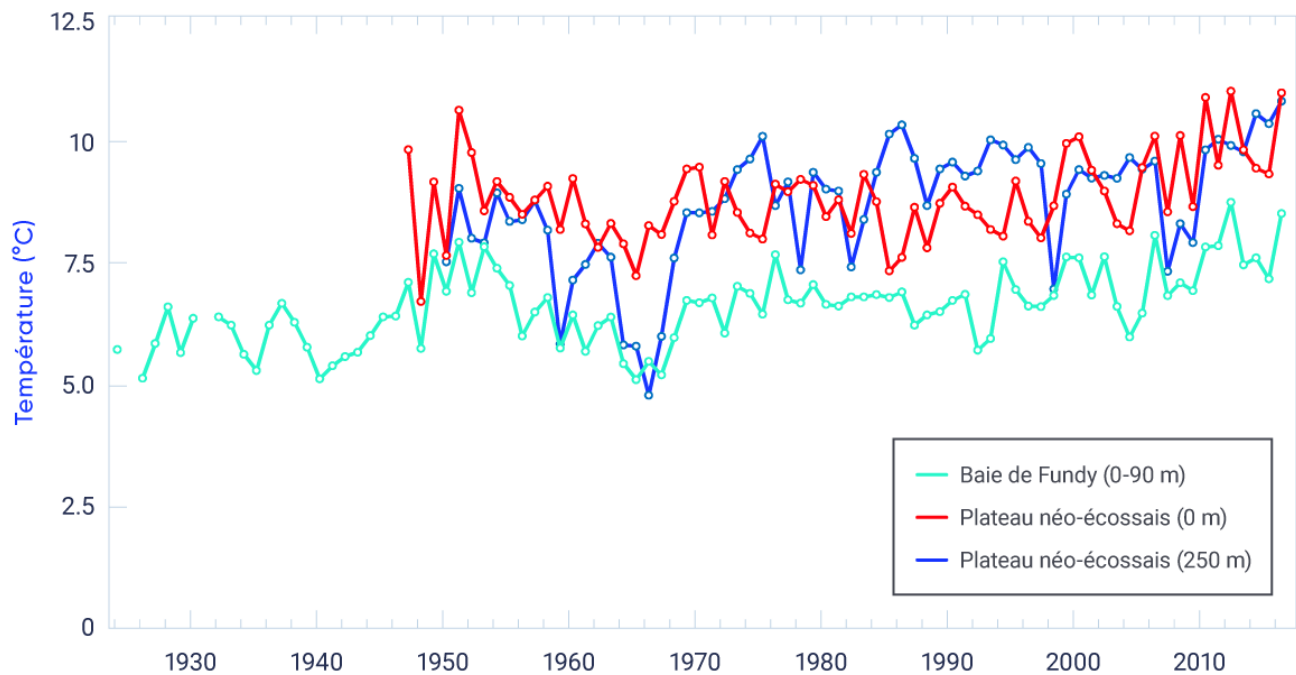


Figure 7.6: Températures moyennes annuelles sur le plateau néo-écossais et la baie de Fundy

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).

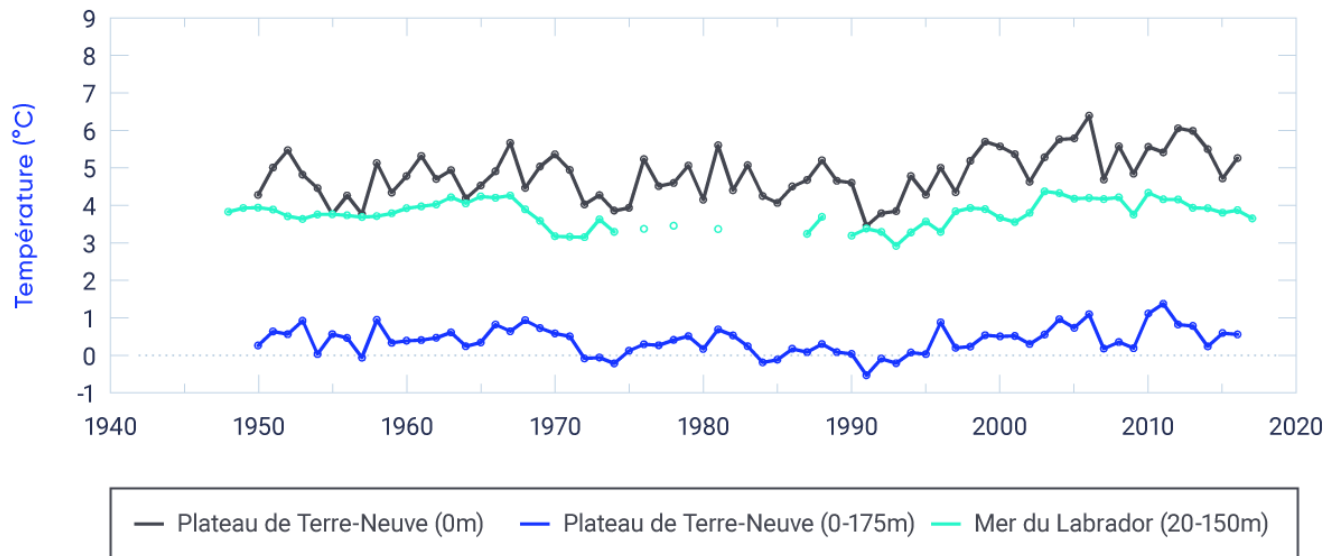


Figure 7.7: Températures moyennes annuelles sur le plateau de Terre-Neuve et dans la mer du Labrador

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-MONITORAGE/AZOMP-PMZAO/AZOMP-PMZAO-FR.PHP](http://www.bio.gc.ca/science/monitoring-monitorage/azomp-pmzaq/azomp-pmzaq-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 éparpillées 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

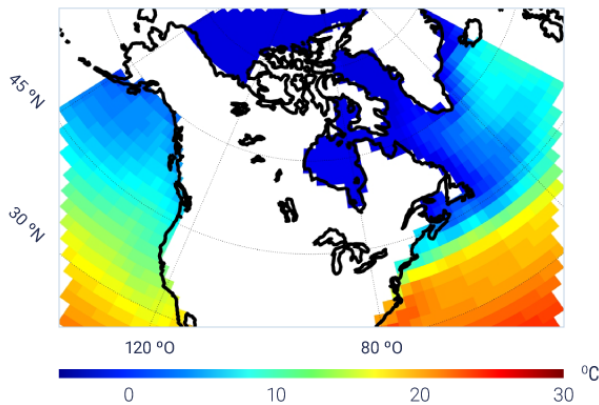
Étant donné que la capacité thermique de l'eau est beaucoup plus élevée que celle de l'air, le réchauffement anthropique des océans devrait être légèrement inférieur à celui de la couche inférieure de l'atmosphère au-dessus de la terre, sauf peut-être à certains endroits où il y a des changements dans 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,

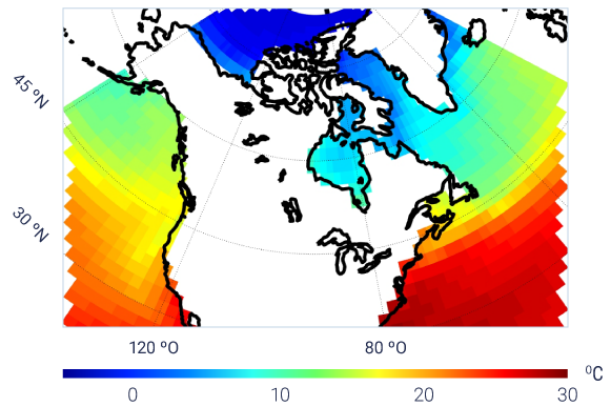
2014; Steiner et coll., 2015). Des projections fiables des conditions océaniques dans cette région nécessiteront probablement une combinaison de résolution spatiale plus élevée dans les modèles climatiques mondiaux et l'inclusion des composantes de la glace marine et de l'océan dans les modèles climatiques régionaux utilisés dans la réduction d'échelle dynamique (voir le chapitre 3.5).

TSM moyenne (1986-2005)

a) Février

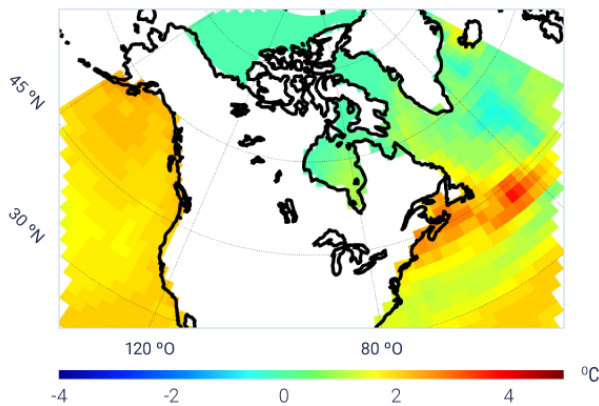


b) Août

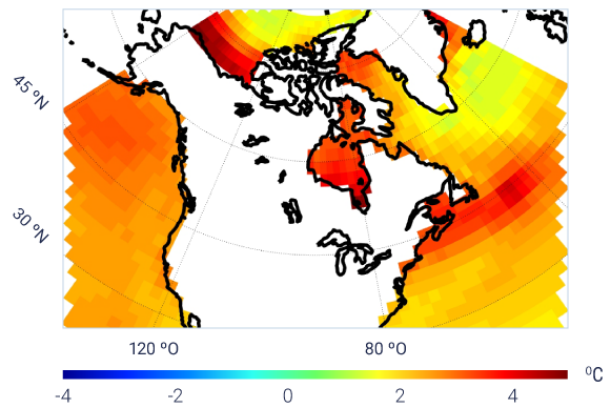


Changement de TMS moyenne: (2046-2065) - (1986-2005)

c) Février

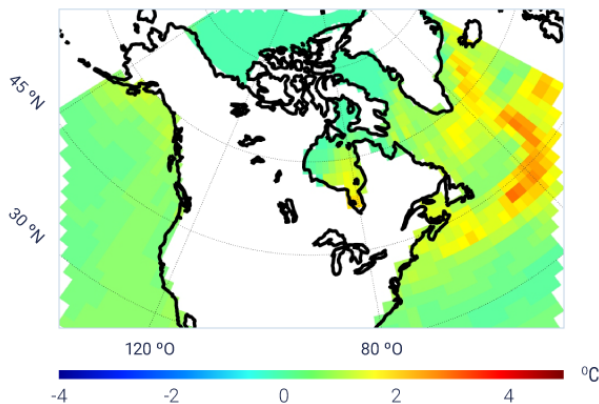


d) Août



Écart-type du changement de la TMS moyenne

e) Février



f) Août

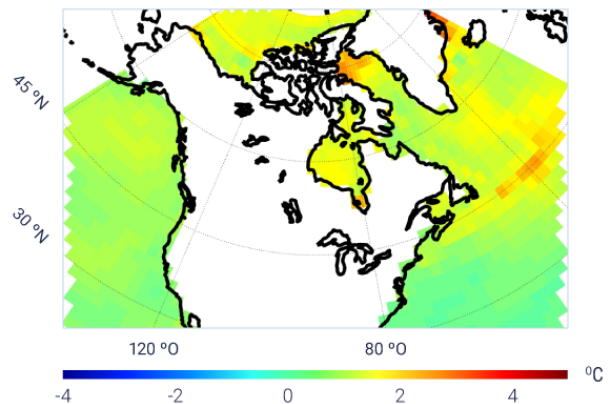


Figure 7.8: Températures de surface de la mer futures prévues dans les océans bordant le Canada

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, montrent 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.

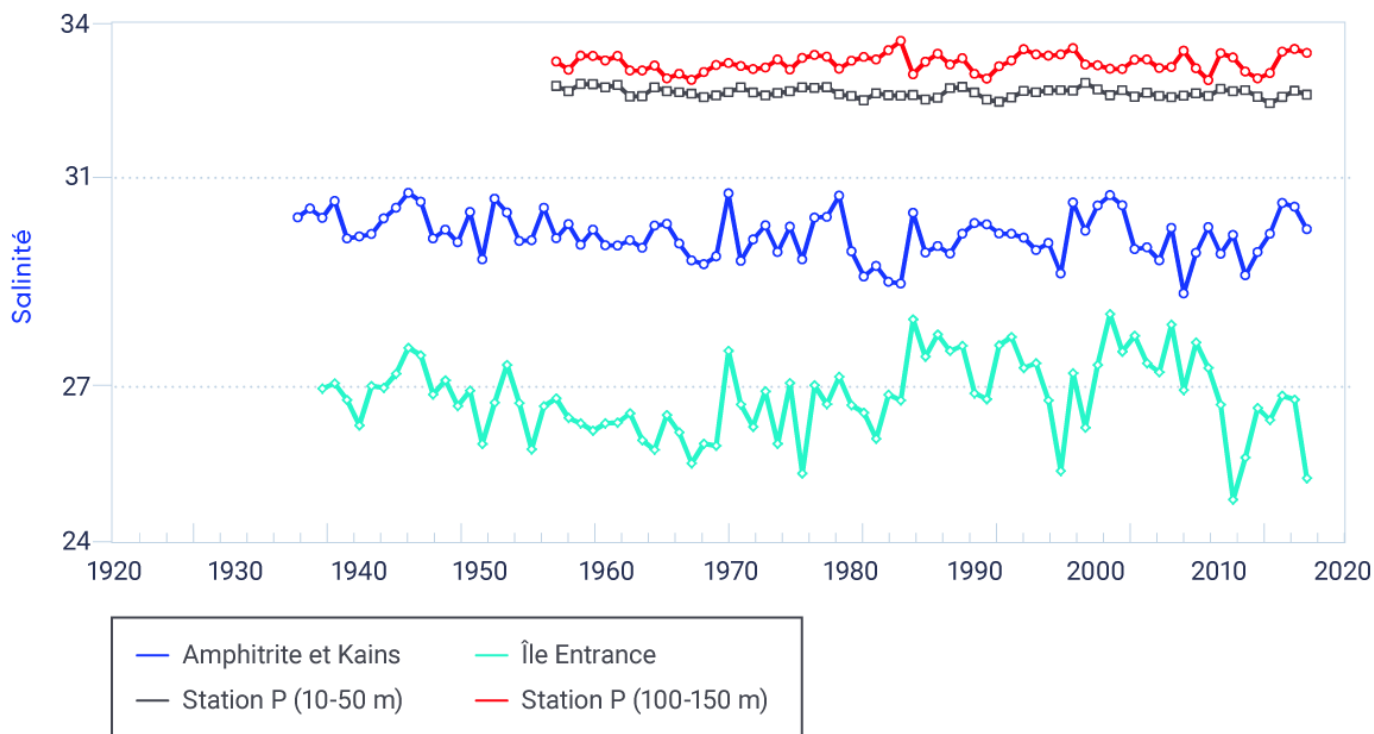


Figure 7.9: Changements de salinité de l'océan Pacifique au large de la côte ouest du Canada

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).

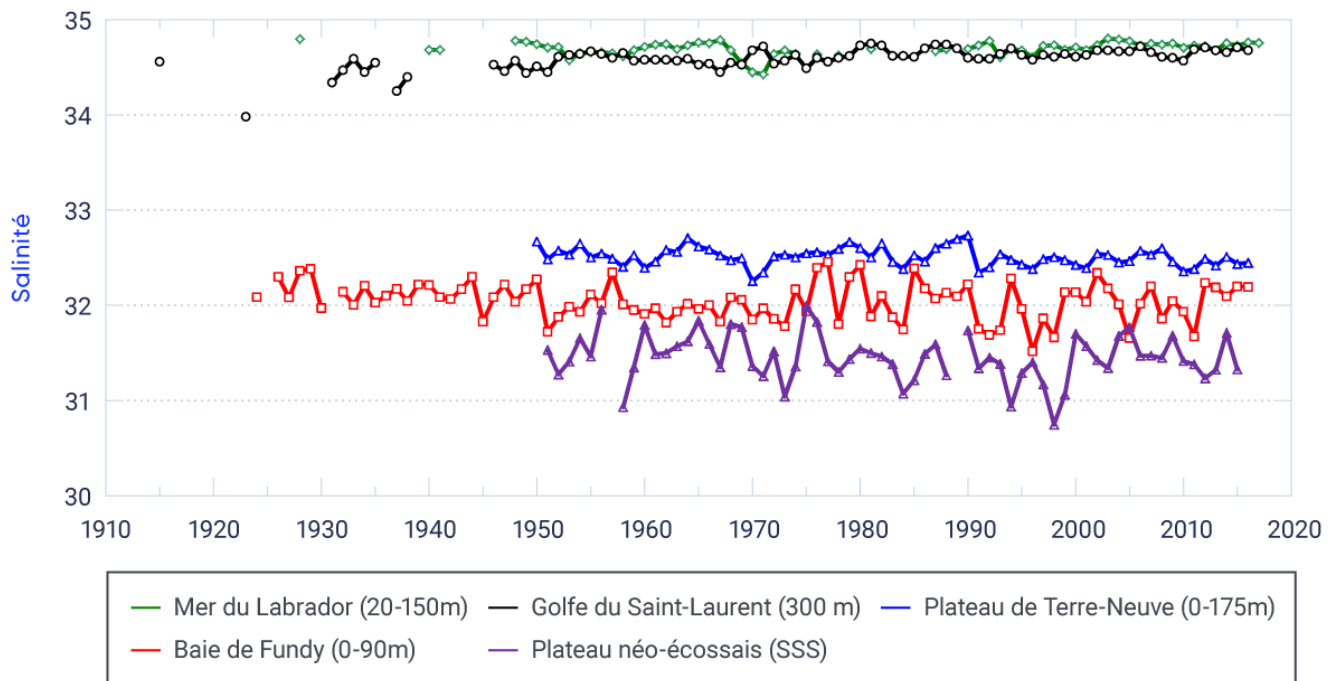


Figure 7.10: Changements de salinité de l'océan Atlantique au large de la côte est du Canada

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).

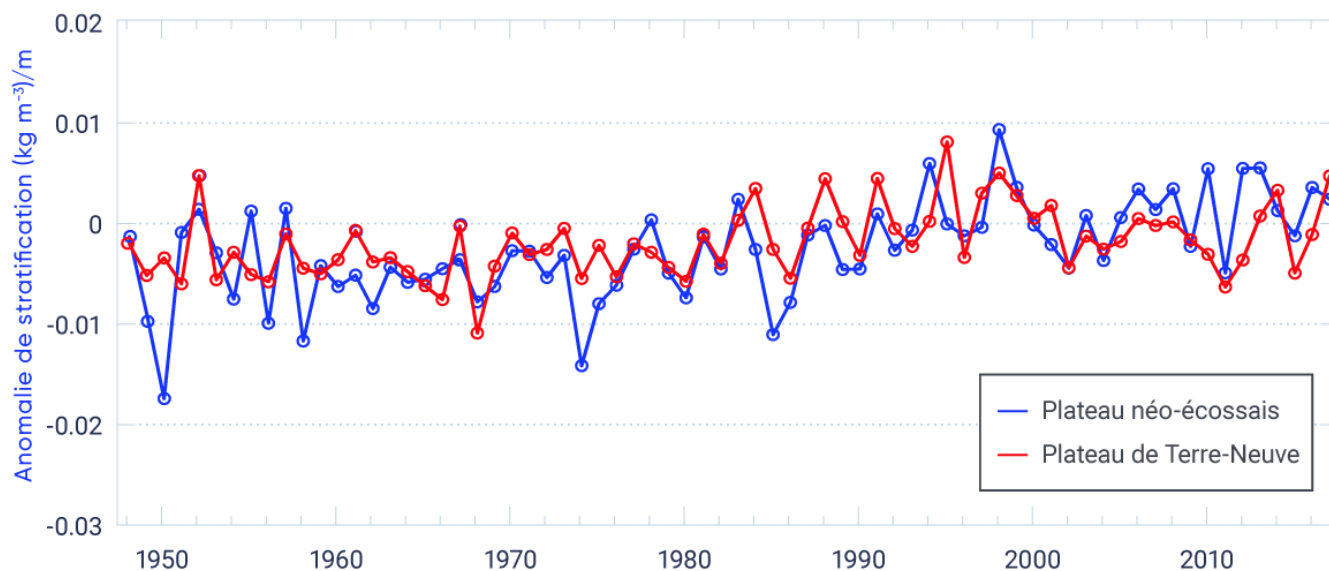


Figure 7.11: Changements de la stratification de l'océan sur les plateaux néoécossais et de Terre-Neuve

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).

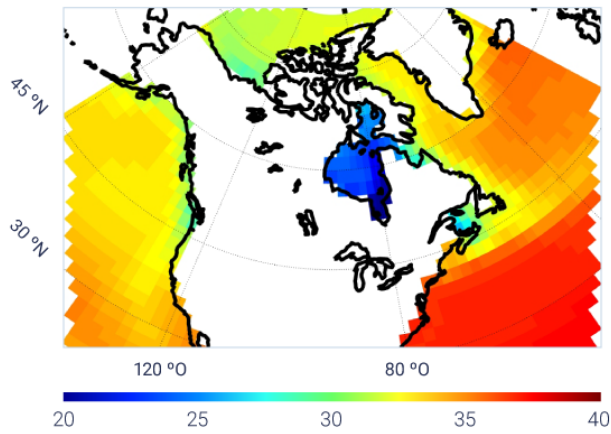
7.3.2: Projections

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).

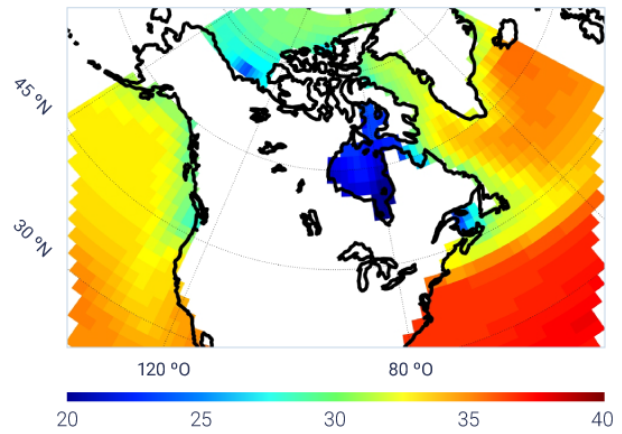
Pour le Pacifique Nord-Est, au large du Canada, les projections futures indiquent une dessalure importante d'ici le milieu du siècle (voir la figure 7.12), avec peu de changement dans la structure spatiale dans un scénario d'émission moyenne (RCP4.5) ou élevée (RCP8.5) (Christian et Foreman, 2013).

SSM moyenne (1986–2005)

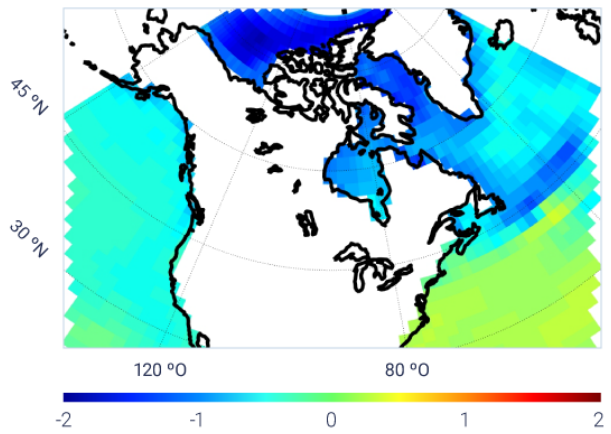
a) Février



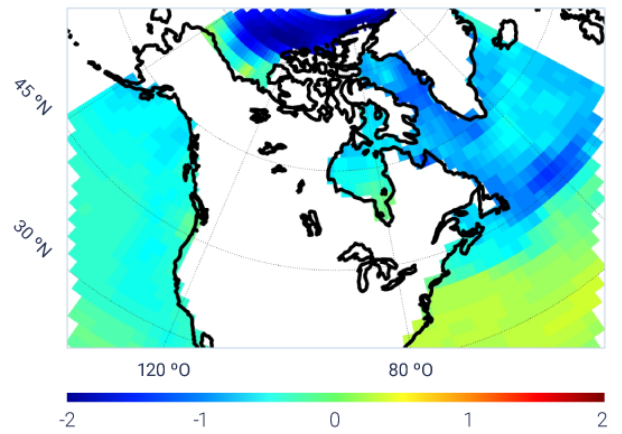
b) Août

**Changement de SSM moyenne: (2046–2065) – (1986–2005)**

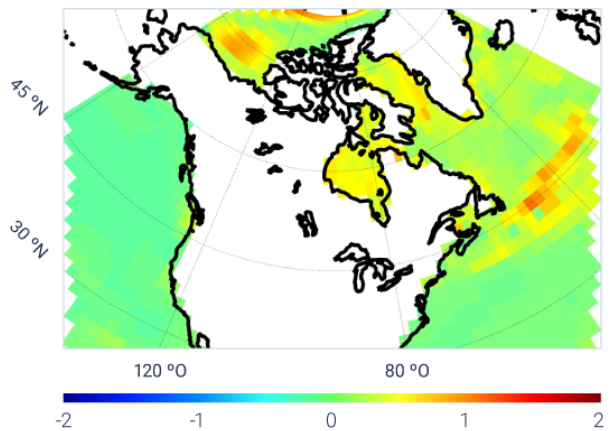
c) Février



d) Août

**Écart-type du changement de SSM moyenne**

e) Février



f) Août

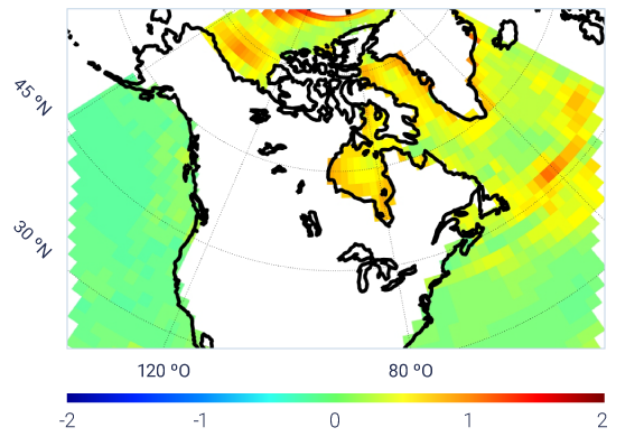


Figure 7.12: Changements futurs de salinité dans les océans bordant le Canada

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.

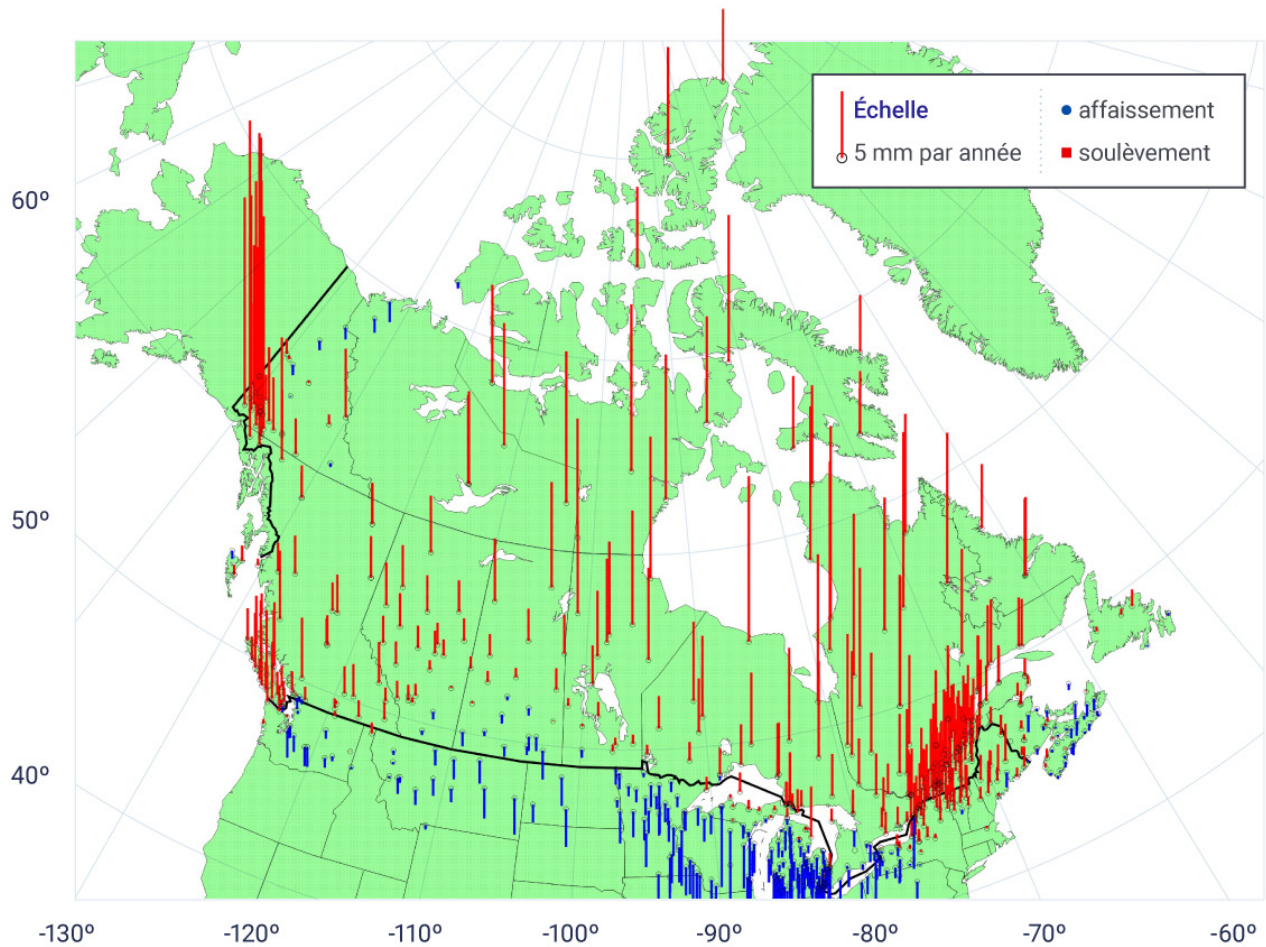


Figure 7.13: Taux de soulèvement et d'affaissement de la croûte terrestre pour la masse continentale du Canada

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.

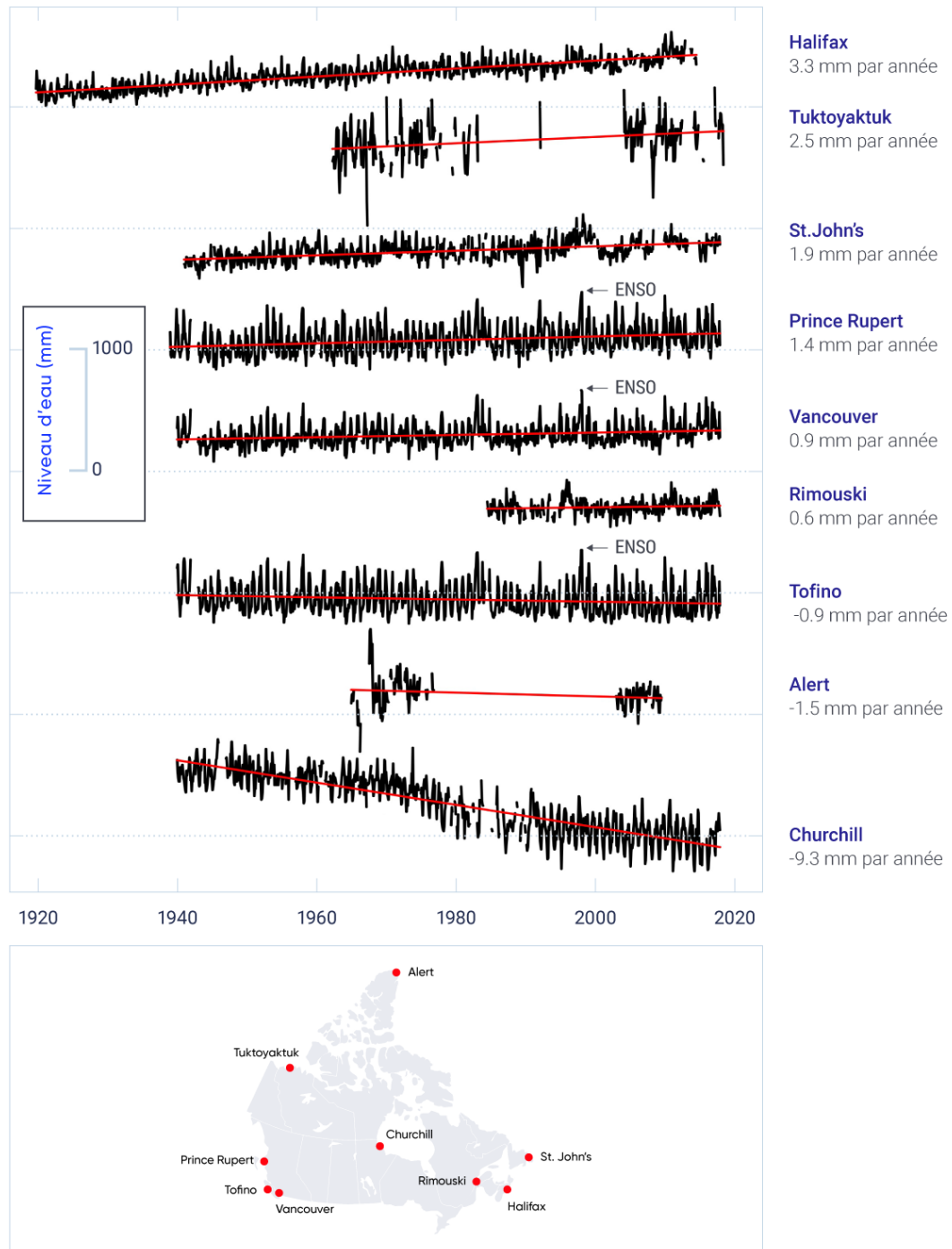


Figure 7.14: Les tendances à long terme aux changements relatifs du niveau de la mer à des sites représentatifs au Canada

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.

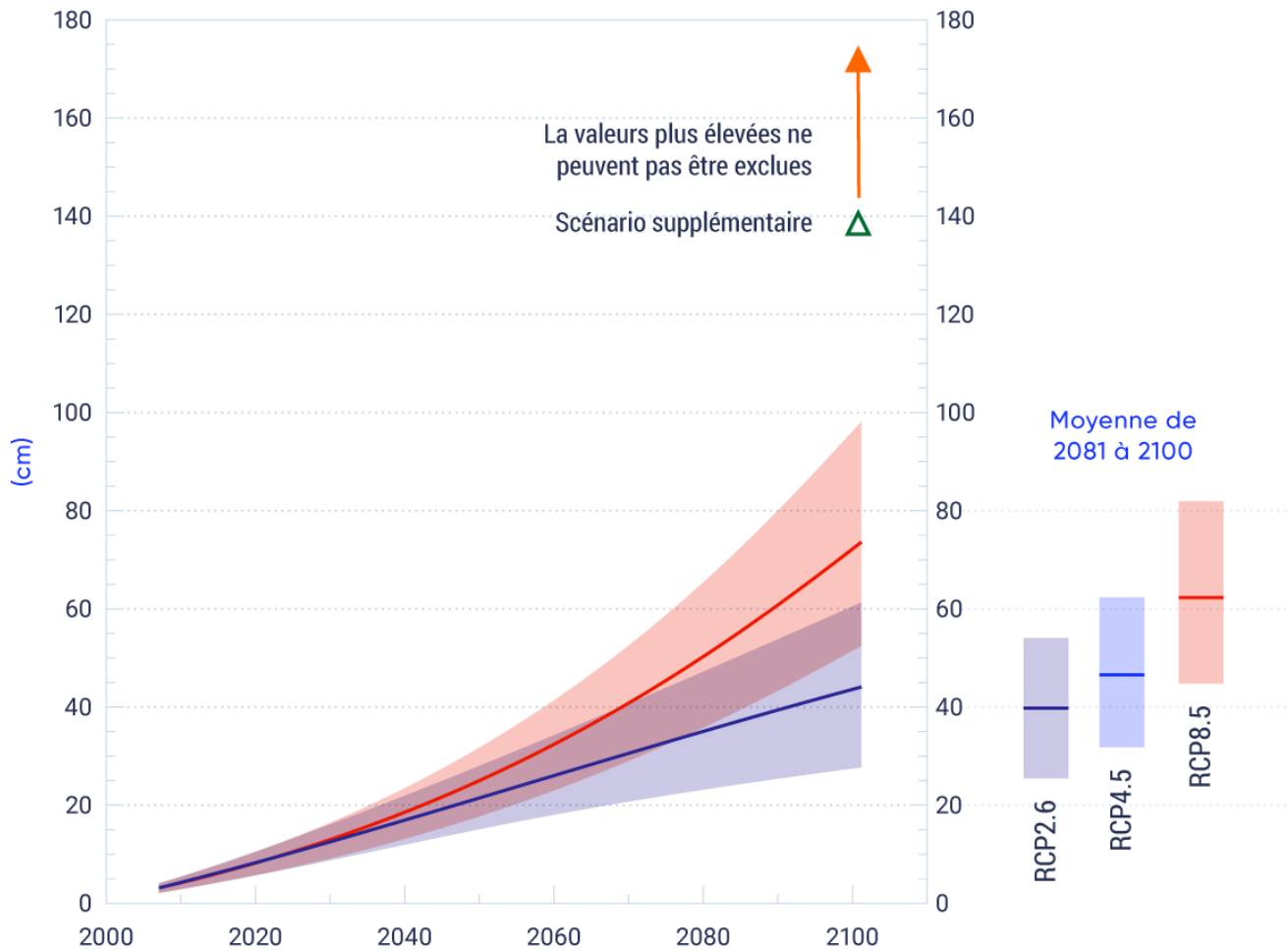


Figure 7.15: Élévation projetée du niveau mondial de la mer au cours du XXI^e siècle

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 marégraphes (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.

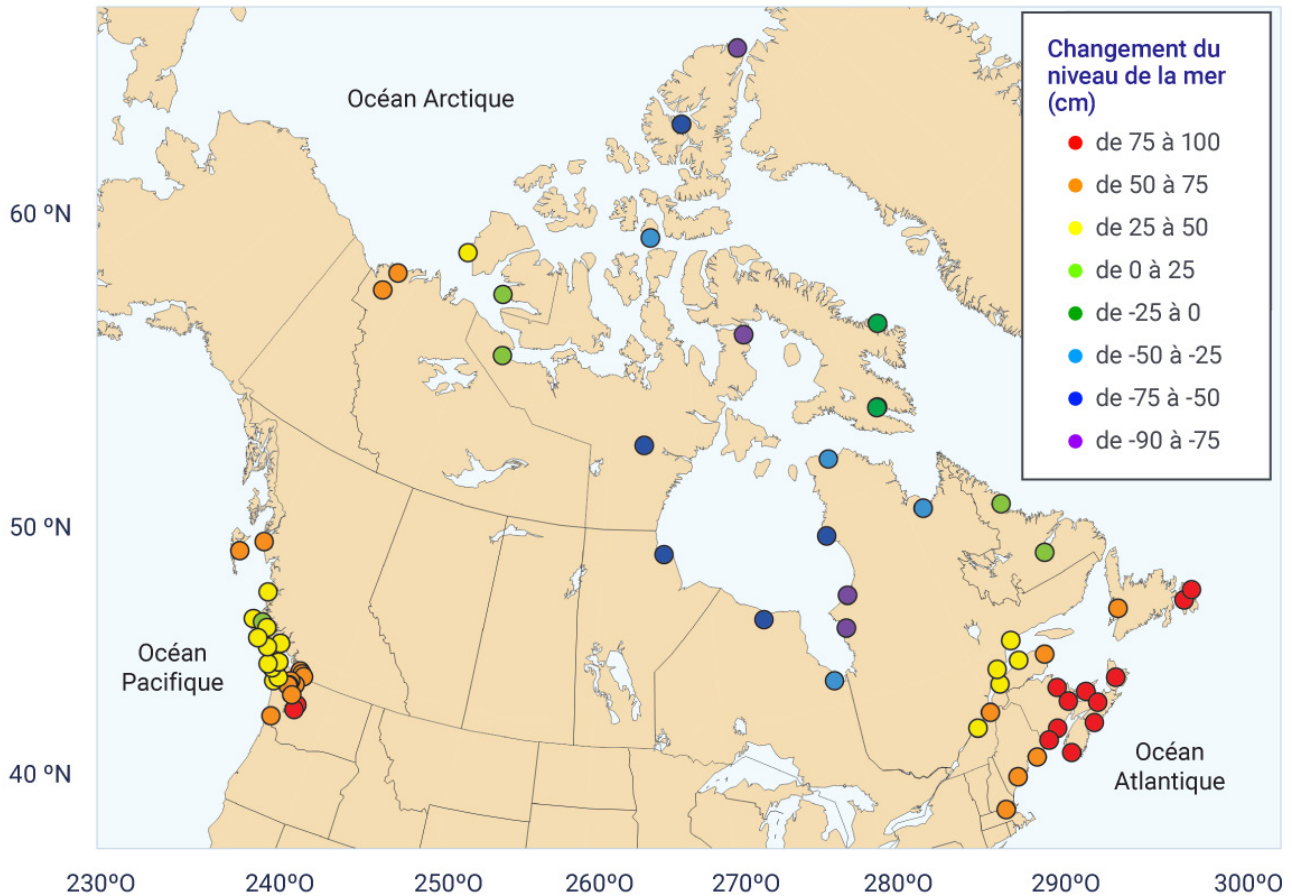


Figure 7.16: Projection du changement du niveau relatif de la mer le long des côtes canadiennes à la fin du siècle

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).

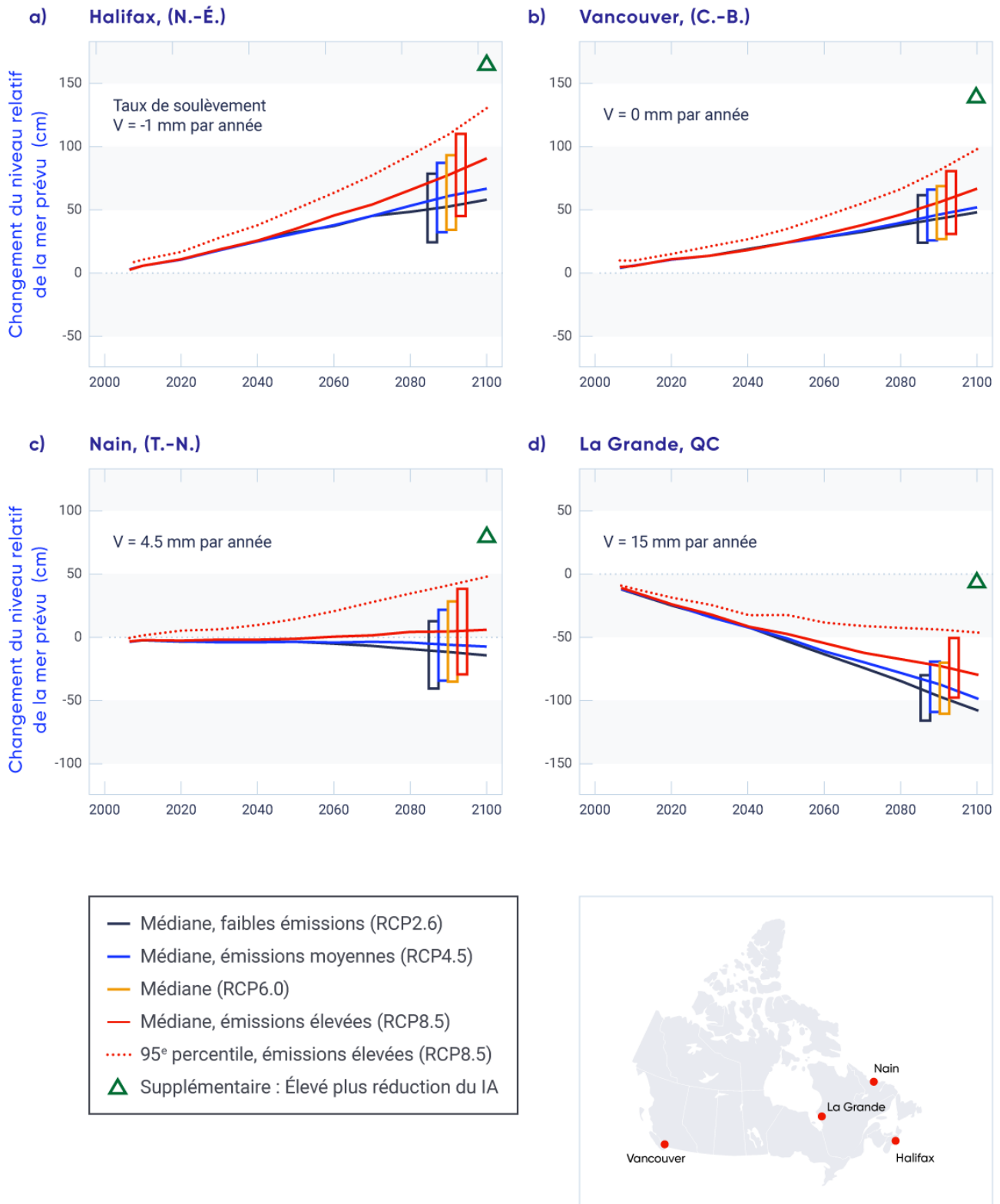


Figure 7.17: Projections du changement du niveau relatif de la mer pour les endroits côtiers représentatifs au Canada

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.

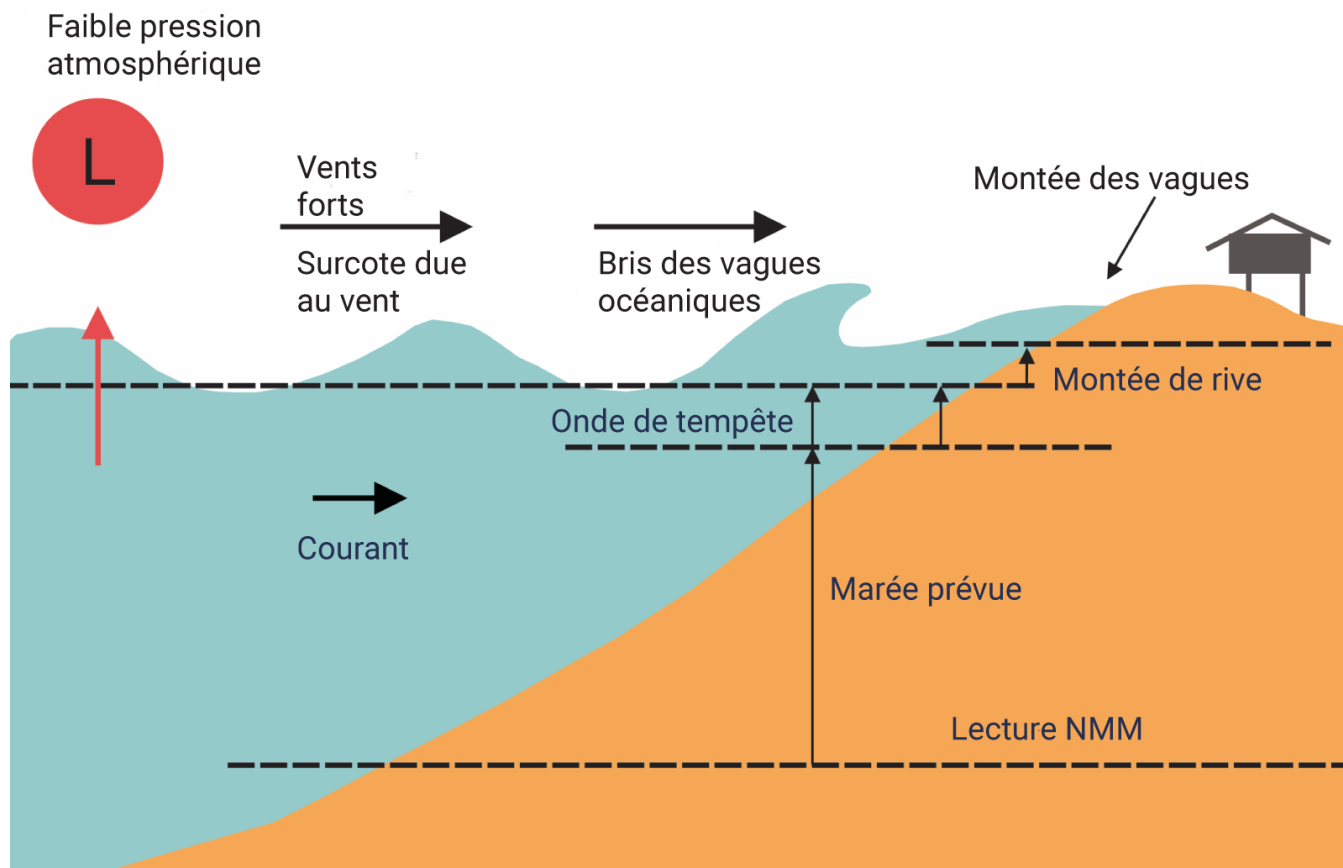


Figure 7.18: Facteurs contribuant aux ondes de tempête

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).

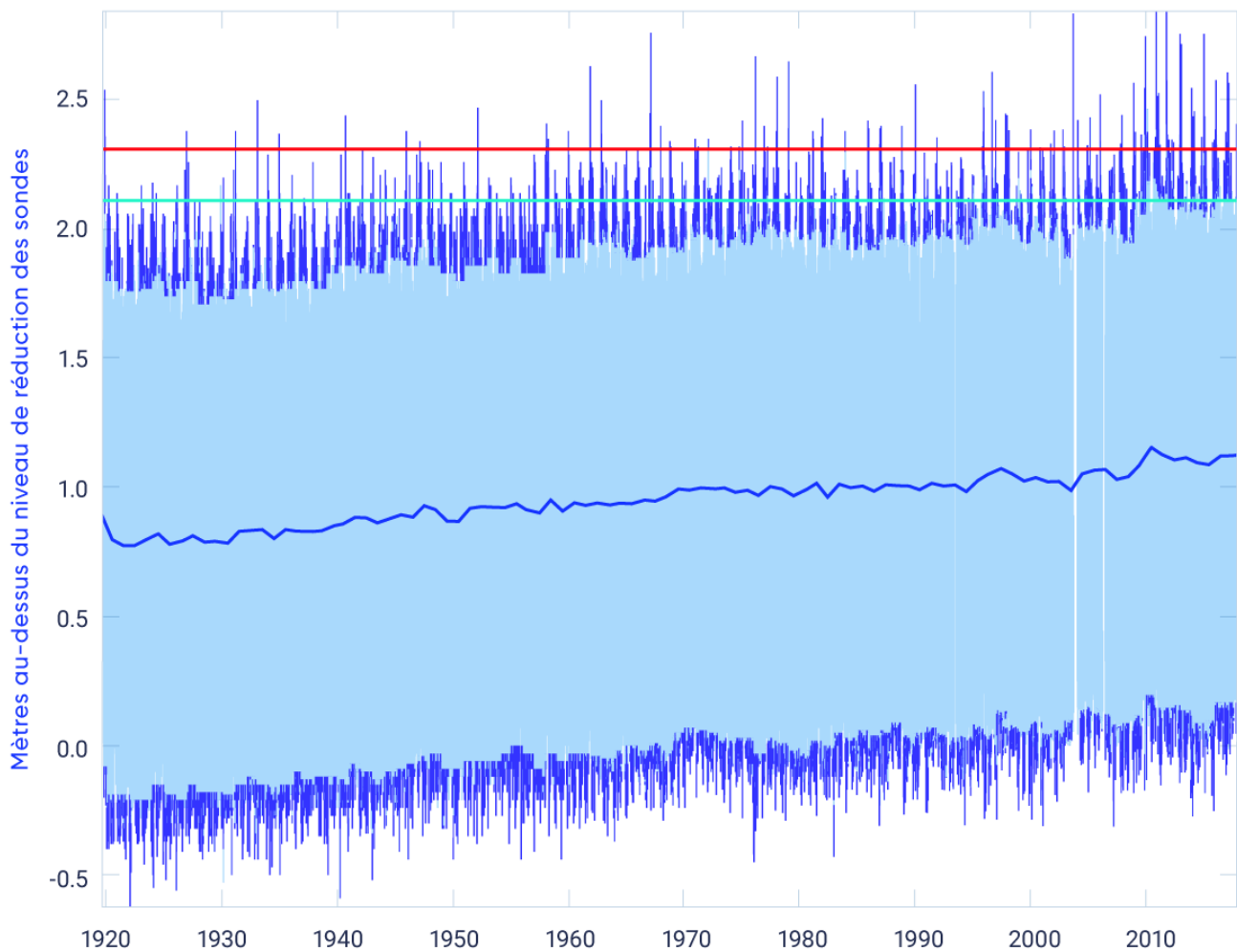


Figure 7.19: Les enregistrements du maréographe du havre d'Halifax et les niveaux d'eau extrêmes

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.

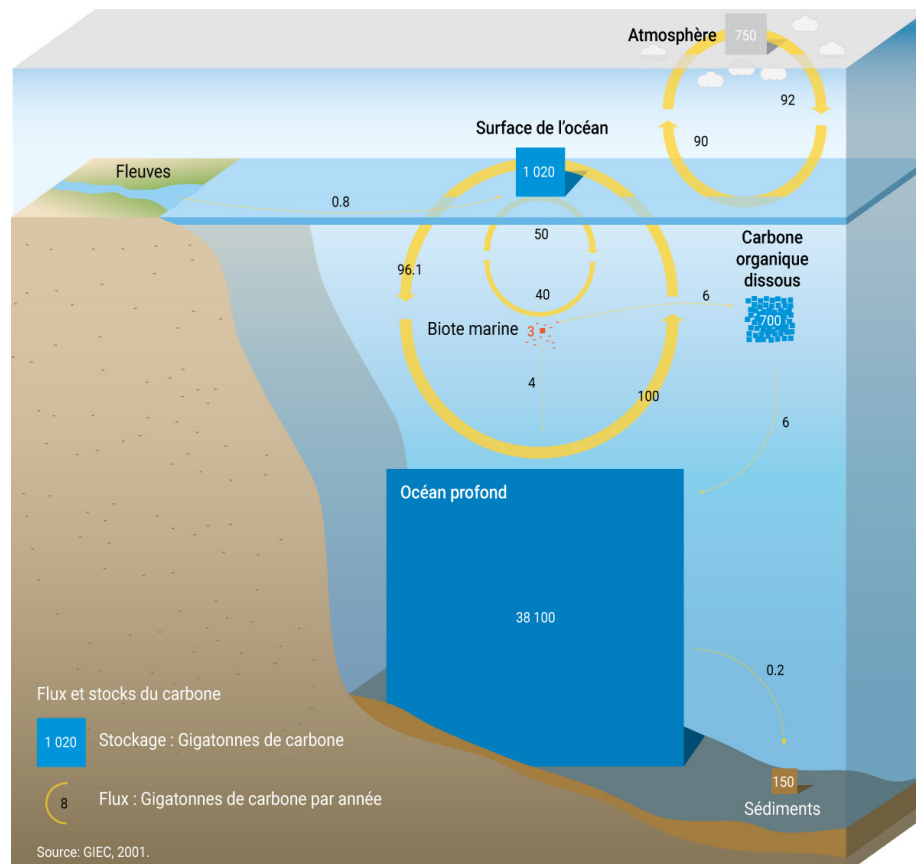


Figure 7.20: Cycle du carbone de l'océan

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 .

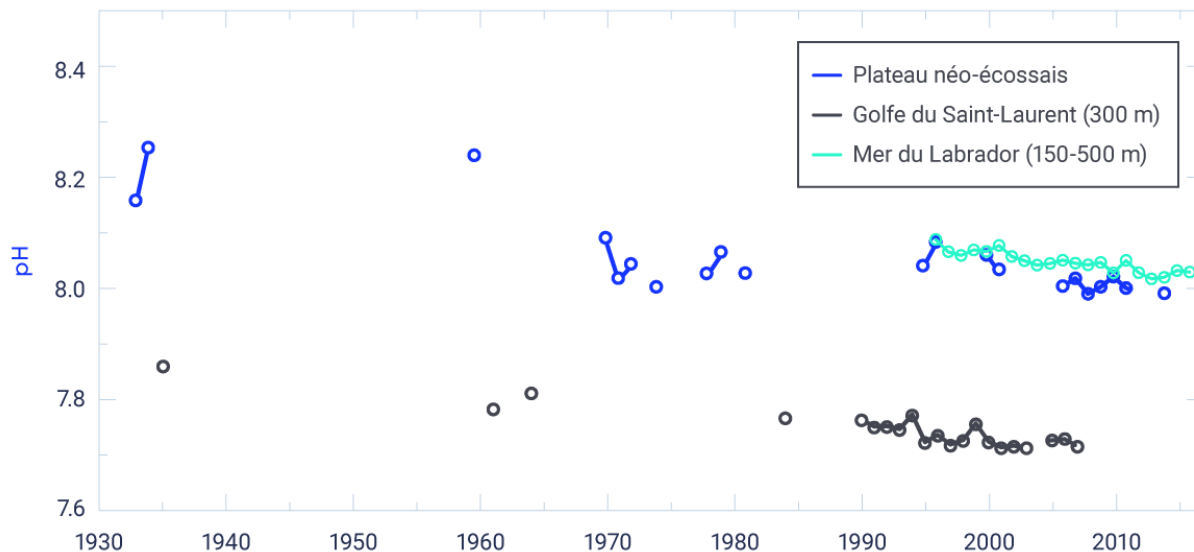


Figure 7.21: Série chronologique du pH pour les eaux de l'Atlantique au large du Canada

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.

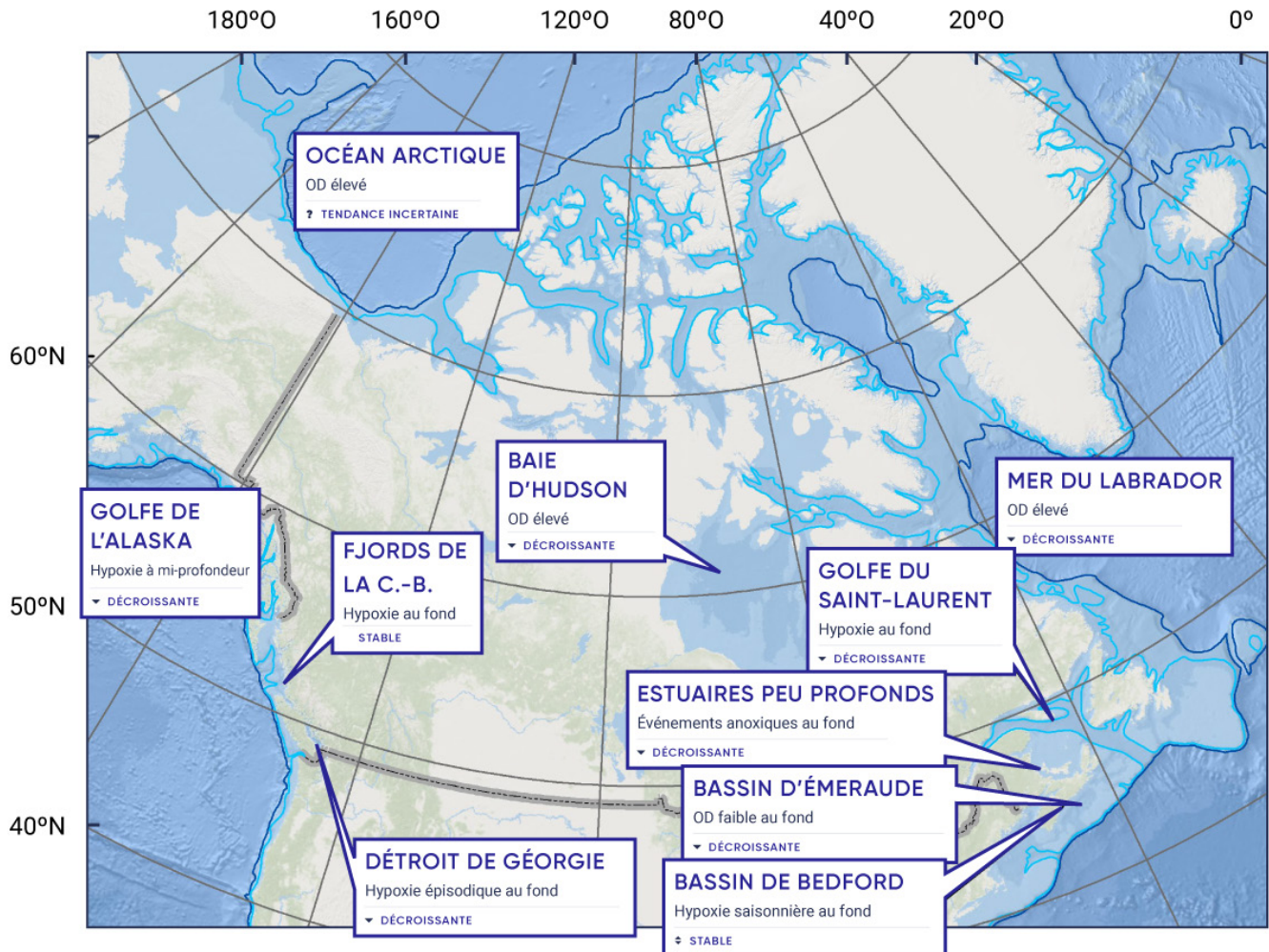


Figure 7.22: État et tendances de l'oxygène dans les régions marines qui bordent le Canada

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.

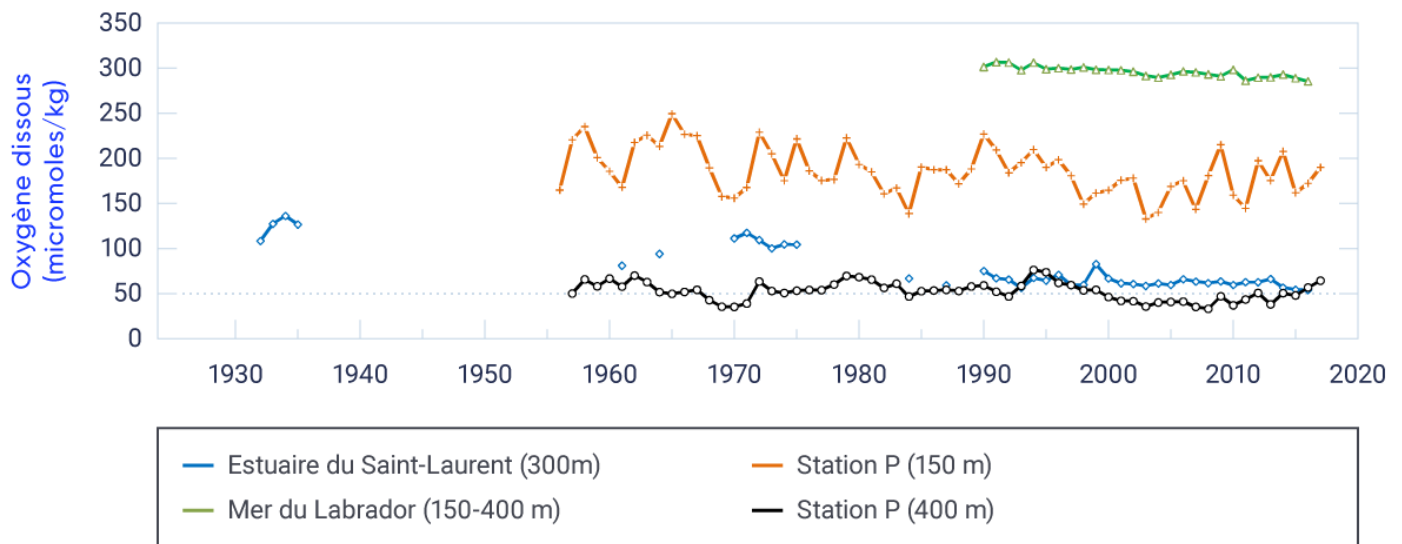


Figure 7.23: Moyenne annuelle d'oxygène dissous pour le nord-ouest de l'océan Atlantique et le nord-est de l'océan Pacifique

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/J07S7KXX

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 Gulledege, 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.

