

Annexe 7

Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat (GIEC)
Contribution du Groupe de travail I au sixième rapport d'évaluation
Changement climatique 2021 : les bases scientifiques physiques
Chapitre 9 : Océan, cryosphère et changement du niveau de la mer
(résumé)

9

Océan, cryosphère et changement du niveau de la mer

Auteurs coordonnateurs principaux :

Baylor Fox-Kemper (États-Unis), Helene T. Hewitt (Royaume-Uni), Cunde Xiao (Chine)

Auteurs principaux :

Guðfinna Aðalgeirsdóttir (Islande), Sybren S. Drijfhout (Pays-Bas), Tamsin L. Edwards (Royaume-Uni), Nicholas R. Golledge (Nouvelle-Zélande/Royaume-Uni), Mark Hemer (Australie), Robert E. Kopp (États-Unis), Gerhard Krinner (France/Allemagne, France), Alan Mix (États-Unis), Dirk Notz (Allemagne), Sophie Nowicki (États-Unis/France, États-Unis), Intan Suci Nurhati (Indonésie), Lucas Ruiz (Argentine), Jean-Baptiste Sallée (France), Aimee B.A. Slangen (Pays-Bas), Yongqiang Yu (Chine)

Auteurs contributeurs :

Cecile Agosta (France), Kyle Armour (États-Unis), Mathias Aschwanden (Suisse), Jonathan L. Bamber (Royaume-Uni), Sophie Berger (France/Belgique), Fábio Boeira Dias (Finlande/Brésil), Jason E. Box (Danemark/États-Unis), Eleanor J. Burke (Royaume-Uni), Kevin D. Burke (États-Unis), Xavier Capet (France), John A. Church (Australie), Lee de Mora (Royaume-Uni), Chris Derksen (Canada), Catia M. Domingues (Australie, Royaume-Uni/Brésil), Jakob Dörr (Norvège/Allemagne), Paul J. Durack (États-Unis/Australie), Thomas L. Frölicher (Suisse), Thian Y. Gan (Canada/Malaisie), Gregory G. Garner (États-Unis), Sebastian Gerland (Norvège/Allemagne), Heiko Goelzer (Norvège/Allemagne), Natalya Gomez (Canada), Irina V. Gorodetskaya (Portugal/Belgique, Fédération de Russie), Jonathan M. Gregory (Royaume-Uni), Robert Hallberg (États-Unis), Alexander Haumann (États-Unis/Allemagne), Tim H. J. Hermans (Pays-Bas), Emma M. Hill (Singapour/États-Unis, Royaume-Uni), Regine Hock (États-Unis, Norvège/Allemagne), Stefan Hofer (Norvège/Autriche), Romain Hugonnet (France, Suisse/France), Philippe Huybrechts (Belgique), A.K.M. Saiful Islam (Bangladesh), Laura C. Jackson (Royaume-Uni), Nicolas C. Jourdain (France), Andreas Käab (Norvège/Allemagne), Nicole S. Khan (Chine/ États-Unis), Shfaqat Abbas Khan (Danemark), Matthew Kirwan (États-Unis), Roxy Mathew Koll (Inde), James Kossin (États-Unis), Anders Levermann (Allemagne), Sophie Lewis (Australie), Shiyin Liu (Chine), Daniel Lowry (Nouvelle-Zélande/ États-Unis), Marta Marcos (Espagne), Ben Marzeion (Allemagne), Matthew Menary (France/Royaume-Uni), Sebastian H. Mernild (Norvège, Danemark/Norvège), Philip Orton (États-Unis), Matthew D. Palmer (Royaume-Uni), Frank Pattyn (Belgique), Brodie Pearson (États-Unis/Royaume-Uni), Cécile Pellet (Suisse), Chris Perry (Royaume-Uni), Mark D. Pickering (Royaume-Uni), Johannes Quaas (Allemagne),

Roshanka Ranasinghe (Pays-Bas/Sri Lanka, Australie), Roelof Rietbroek (Pays-Bas), Malcolm J. Roberts (Royaume-Uni), Alessio Rovere (Allemagne/Italie), Maria Santolaria Otin (Espagne, France/Espagne), Abhishek Savita (Australie/Inde), Alex Sen Gupta (Australie/Royaume-Uni, Australie), Helene Seroussi (États-Unis/France), Sharon L. Smith (Canada), Olga N. Solomina (Fédération de Russie), Esther Stouthamer (Pays-Bas), Fiametta Straneo (États-Unis/Italie, États-Unis), William V. Sweet (États-Unis), Thomas Wahl (États-Unis/Allemagne), Lisan Yu (États-Unis), Jiacan Yuan (États-Unis/Chine), Jan David Zika (Australie)

Éditeurs-réviseurs :

Unnikrishnan Alakkat (Inde), Benjamin P. Horton (Singapour/Royaume-Uni), Simon Marsland (Australie)

Responsables scientifiques pour le chapitre :

Gregory G. Garner (États-Unis), Tim H. J. Hermans (Pays-Bas), Lijuan Hua (Chine), Tamzin Palmer (Royaume-Uni), Brodie Pearson (États-Unis/Royaume-Uni)

Chapitre à citer en référence comme suit :

Fox-Kemper, B., H.T. Hewitt, C. Xiao, G. Aðalgeirsdóttir, S.S. Drijfhout, T.L. Edwards, N.R. Golledge, M. Hemer, R.E. Kopp, Krinner, A. Mix, D. Notz, S. Nowicki, I.S. Nurhati, L. Ruiz, J.-B. Sallée, A.B.A. Slangen, et Y. Yu, 2021: Ocean, Cryosphere and Sea Level Change. Dans *Climate Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Masson-Delmotte, V., P. Zhai, A. Pirani, S.L. Connors, C. Péan, S. Berger, N. Caud, Y. Chen, L. Goldfarb, M.I. Gomis, M. Huang, K. Leitzell, E. Lonnoy, J.B.R. Matthews, T.K. Maycock, T. Waterfield, O. Yelekçi, R. Yu, et B. Zhou (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge (Royaume-Uni) et New York (États-Unis), p. 1211–1362, doi:[10.1017/9781009157896.011](https://doi.org/10.1017/9781009157896.011).

Table des matières

Résumé1

[...]

Résumé

Ce chapitre passe en revue les modifications passées et prévues de l'océan, de la cryosphère et du niveau de la mer en utilisant des paléo-reconstructions, des observations instrumentales et des simulations de modèles. Dans le résumé qui suit, nous actualisons et élargissons les évaluations figurant dans le cinquième rapport d'évaluation du GIEC, le rapport spécial sur le réchauffement planétaire de 1,5 °C et le rapport spécial sur l'océan et la cryosphère dans le contexte du changement climatique. Ce chapitre couvre les principales avancées réalisées depuis ce dernier rapport, notamment la synthèse des observations nouvelles et élargies. Ces progrès permettent d'améliorer l'évaluation des modifications passées, des processus et des bilans pour le siècle dernier et d'utiliser une succession de modèles et d'émulateurs, qui génèrent des projections améliorées et des estimations de l'incertitude concernant les modifications futures. En outre, l'utilisation systématique d'émulateurs de modèles rend nos projections du contenu thermique des océans, de la fonte des glaces terrestres et de l'élévation du niveau de la mer totalement cohérentes à la fois entre elles et avec la sensibilité climatique d'équilibre évaluée et les projections de la température globale à la surface de la terre dans l'ensemble du rapport. Dans ce résumé, les fourchettes d'incertitude sont présentées comme des fourchettes *très probables* et placées entre crochets, sauf indication contraire.

Chaleur et salinité des océans

À la surface des océans, la température s'est accrue moyenne de 0,88 [0,68 à 1,01] °C entre 1850-1900 et 2011-2020, 0,60 [0,44 à 0,74] °C de ce réchauffement s'étant produit depuis 1980. La température de la surface des océans devrait s'accroître entre 1995 et 2014 et entre 2081 et 2100 en moyenne de 0,86 [0,43 à 1,47, fourchette probable] °C dans le scénario SSP1-2.6 et de 2,89 [2,01 à 4,07, fourchette probable] °C dans le scénario SSP5-8.5. Depuis les années 1950, le réchauffement de surface le plus rapide s'est produit dans l'océan Indien et dans les courants de la bordure ouest, tandis que la circulation océanique a entraîné un lent réchauffement ou refroidissement de surface dans l'océan Austral, le Pacifique équatorial, l'Atlantique Nord et les systèmes de remontée d'eau côtiers (*degré de confiance très élevé*). Il est très probable qu'au moins 83 % de la surface de l'océan se réchauffera au cours du XXI^e siècle dans tous les scénarios des trajectoires socioéconomiques partagées (SSP). {2.3.3, 9.2.1}

Le contenu thermique des océans mondial a augmenté depuis au moins 1970 et continuera d'augmenter au cours du XXI^e siècle (pratiquement certain). Le réchauffement associé se poursuivra probablement jusqu'en 2300 au moins, même pour les scénarios à faibles émissions, en raison de la lenteur de la circulation de l'océan profond. Le contenu thermique des océans a augmenté de 1971 à 2018 de 0,396 [0,329 à 0,463, *fourchette probable*] yottajoules et augmentera probablement jusqu'en 2100 de deux à quatre fois cette quantité dans le cadre du scénario SSP1-2,6 et de quatre à huit fois cette quantité dans le cadre du scénario SSP5-8,5. La longue échelle de temps implique également que l'ampleur du réchauffement des océans profonds ne deviendra dépendante du scénario qu'après 2040 environ (*degré de confiance moyen*) et que le réchauffement est irréversible sur des siècles à des millénaires (*degré de confiance très élevé*). Aux échelles de temps annuelles à décennales, la redistribution de la chaleur par la circulation océanique domine les modèles spatiaux de changement de température (*degré de confiance élevée*). À des échelles de temps plus longues, les modèles spatiaux sont dominés par la chaleur supplémentaire, principalement stockée dans les masses d'eau formées dans l'océan Austral, et par un réchauffement plus faible dans l'Atlantique Nord, où la redistribution de la chaleur causée par la modification de la circulation océanique contrebalance l'apport de chaleur supplémentaire par la surface (*degré de confiance élevé*). {9.2.2, 9.2.4, 9.6.1, encadré interchapitre 9.1}

Les vagues de chaleur marines – des périodes prolongées de températures anormalement élevées près de la surface qui peuvent avoir des effets graves et persistants sur les écosystèmes marins – sont devenues plus fréquentes au XX^e siècle (*degré de confiance élevé*). Depuis les années 1980, leur fréquence a approximativement doublé (*degré de confiance élevé*) et elles sont devenues plus intenses et plus longues (*degré de confiance moyen*). Cette tendance va se poursuivre, les vagues de chaleur marines à l'échelle mondiale devenant quatre fois [2 à 9, *fourchette probable*] plus fréquentes en 2081-2100 par rapport à 1995-2014 dans le cadre du scénario SSP1-2.6 et huit fois [3 à 15, *fourchette probable*] plus fréquentes dans le cadre du scénario SSP5-8.5. Les modifications les plus importantes se produiront dans l'océan tropical et l'Arctique (*degré de confiance moyen*). {encadré 9.2}

La stratification de la couche supérieure de l'océan est devenue plus stable depuis au moins 1970 sur la grande majorité du globe (*quasi certain*), principalement en raison de l'intensification du réchauffement en surface et du rafraîchissement de la surface aux hautes latitudes (*degré de confiance très élevé*). Les modifications de la stabilité de l'océan influent sur les échanges verticaux entre les eaux de surface et l'océan profond et sur la circulation océanique à grande échelle. Sur la base d'analyses récentes et affinées des observations disponibles, on estime désormais que la stratification mondiale de 0 à 200 m a augmenté environ deux fois plus que ce qu'indiquait le rapport spécial sur l'océan et la cryosphère dans le contexte du changement climatique, avec une progression de $4,9 \pm 1,5$ % entre 1970 et 2018 (*degré de confiance élevé*) et des progressions encore plus importantes à la base de la couche de mélange océanique. La stratification de la couche supérieure de l'océan continuera à augmenter tout au long du XXI^e siècle (*quasi certain*). {9.2.1}

Circulation océanique

La circulation méridienne de retournement en Atlantique faiblira *très probablement* au XXI^e siècle dans tous les scénarios SSP. Cet affaiblissement ne devrait pas entraîner un effondrement brutal avant 2100 (*degré de confiance moyen*). Pour le XX^e siècle, les modifications reconstituées et modélisées de la circulation méridienne de retournement en Atlantique sont assorties d'un *degré de confiance faible* en raison de leur *faible concordance* en termes de tendances quantitatives. Ce *degré de confiance faible* est également dû à de nouvelles observations qui indiquent la non prise en compte de processus clés dans les modèles comme dans les mesures utilisés pour formuler les données de substitution ainsi qu'à de nouvelles évaluations de la variabilité modélisée de cette circulation. Il en résulte un *degré de confiance faible* dans les projections quantitatives de l'affaiblissement de la circulation méridienne de retournement en Atlantique au XXI^e siècle, même si un affaiblissement futur est assorti d'un degré de confiance élevé en tant que caractéristique qualitative fondée sur la compréhension des processus. {9.2.3}

La circulation dans l'océan Austral et les modifications de température qui lui sont associées dans les cavités situées sous les plateformes de glace de l'Antarctique sont sensibles aux variations de la configuration des vents et à la fonte accrue des plateformes glaciaires (*degré de confiance élevé*). Cependant, le fait que les mécanismes de rétroaction impliquant l'océan, l'atmosphère et la cryosphère ne sont pas bien compris et ne sont pas pleinement représentés dans la génération actuelle de modèles climatiques limite généralement notre confiance dans les projections futures concernant l'océan Austral et son forçage sur la glace de mer et les plateformes glaciaires dans l'Antarctique. {9.2.3, 9.3.2, 9.4.2}

De nombreux courants océaniques se modifieront au cours du XXI^e siècle en réponse aux variations de la tension du vent associées au réchauffement anthropique (*degré de confiance élevé*). Les courants à la limite occidentale se sont déplacés vers les pôles depuis 1993 (*degré de confiance moyen*), avec un déplacement vers les pôles des gyres subtropicaux. Sur les quatre systèmes de remontée d'eau à la frontière orientale, seul le système du courant de Californie a connu une remontée d'eau à grande échelle favorable à l'intensification des vents depuis les années 1980 (*degré de confiance moyen*). Au XXI^e siècle, sous l'effet des modifications prévues des vents de surface, l'extension du courant d'Australie orientale et l'extension du courant des Aiguilles vont s'intensifier, tandis que le Gulf Stream et le contre-courant indonésien s'affaibliront (*degré de confiance moyen*). Les systèmes de remontée d'eau à la limite orientale se modifieront, selon, pour chacun d'entre eux, un modèle spatial dipôle de réduction aux basses latitudes et d'augmentation aux hautes latitudes (*degré de confiance élevé*). {9.2.1, 9.2.3}

Glacé de mer

L'océan Arctique deviendra *probablement* pratiquement libre de glace de mer¹ lors du minimum saisonnier pour la première fois avant 2050 dans tous les scénarios SSP envisagés. Il n'y a pas de point de basculement pour cette perte de glace de mer dans l'Arctique en été (*degré de confiance élevé*). L'état pratiquement libre de glace devrait se produire plus souvent avec la hausse des concentrations de gaz à effet de serre et il deviendra la nouvelle norme pour les scénarios à fortes émissions d'ici à la fin du siècle (*degré de confiance élevé*). Il ressort des données d'observation, des modèles de la phase 6 du projet de comparaison des modèles couplés (CMIP6) et des résultats des analyses conceptuelles que l'importante diminution de la superficie de la glace de mer arctique observée par satellite au cours de la période 1979-2019 est bien une fonction linéaire de la température moyenne à la surface du globe et donc des émissions anthropiques cumulées de dioxyde de carbone (CO₂), avec une variabilité interne superposée (*degré de confiance élevé*). Il ressort de l'analyse du processus et des simulations CMIP6 qu'un état pratiquement libre de glace de mer sera *probablement* observé quelques années avant que les émissions anthropiques cumulées supplémentaires (après 2020) n'atteignent 1 000 GtCO₂ {4.3.2, 9.3.1}

Pour la glace de mer de l'Antarctique, du fait de tendances régionales opposées et d'une grande variabilité interannuelle, aucune tendance significative dans la superficie n'a été observée par satellite de 1979 à 2020, en hiver comme en été (*degré de confiance élevé*). Les tendances régionales opposées résultent principalement de l'évolution du forçage éolien régional (*degré de confiance moyen*). Les simulations modélisées de la réduction future du volume de la glace de mer dans l'Antarctique, et de l'absence de réduction, font l'objet d'un *degré de confiance faible* en raison des déficiences dans la représentation des processus, en particulier au niveau régional. {2.3.2, 9.2.3, 9.3.2}

Calottes glaciaires

La calotte glaciaire du Groenland a subi une perte de masse de 4890 [4140 à 5640] Gt au cours de la période 1992-2020, ce qui a entraîné une élévation du niveau moyen mondial de la mer de 13,5 [11,4 à 15,6] mm. Le taux de perte de masse a été en moyenne de 39 [-3 à +80] Gt par an sur la période 1992-1999, 175 [131 à 220] Gt par an sur la période 2000-2009 et 243 [197 à 290] Gt par an sur la période 2010-2019. Cette perte de masse est due à la fois à la décharge de glace solide et à la fonte de surface, cette dernière devenant de plus en plus la composante

¹ Glace de mer inférieure à 1 million km².

dominante de la perte de masse avec une forte variabilité interannuelle au cours de la dernière décennie (*degré de confiance élevé*). Les pertes de masse les plus importantes ont eu lieu dans le nord-ouest et le sud-est du Groenland (*degré de confiance élevé*). {2.3.2, 9.4.1}

La calotte glaciaire de l'Antarctique a subi une perte de masse de 2670 [1800 à 3540] Gt au cours de la période 1992-2020, entraînant une élévation du niveau moyen mondial de la mer de 7,4 [5,0 à 9,8] mm. Le taux de perte de masse a été, en moyenne, de 49 [-2 à +100] Gt par an sur la période 1992-1999, de 70 [22 à 119] Gt par an sur la période 2000-2009 et de 148 [94 à 202] Gt par an sur la période 2010-2019. Les pertes de masse des glaciers de l'Antarctique occidental ont dépassé le gain de masse dû à la plus grande accumulation de neige sur le continent et ont dominé les pertes de masse de la calotte glaciaire depuis 1992 (*degré de confiance très élevé*). Ces pertes de masse des glaciers émissaires de l'Antarctique occidental ont été principalement induites par la fonte basale de la plateforme glaciaire (*degré de confiance élevé*) et, localement, par la désintégration de la plateforme glaciaire précédée d'une forte fonte de surface (*degré de confiance élevé*). Certaines parties de l'inlandsis de l'Antarctique oriental ont perdu de la masse ces deux dernières décennies (*degré de confiance élevé*). {2.3.2, 9.4.2, Atlas.11.1}

L'inlandsis groenlandais (*quasiment certain*) et l'inlandsis antarctique (*probable*) continueront à perdre de la masse tout au long de ce siècle, quel que soit le scénario SSP envisagé. La contribution de l'inlandsis groenlandais à l'élévation du niveau moyen mondial de la mer jusqu'en 2100 sera *probablement* de 0,01 à 0,10 m dans le scénario SSP1, de 0,10 m dans le scénario SSP1-2.6, de 0,04 à 0,13 m dans le scénario SSP2-4.5 et de 0,09 à 0,18 m dans le scénario SSP5-8.5, tandis que l'inlandsis antarctique contribuera *probablement* à cette élévation à hauteur de 0,03 à 0,27 m dans le scénario SSP1-2.6, de 0,03 à 0,29 m dans le scénario SSP2-4.5 et de 0,03 à 0,34 m dans le scénario SSP5-8.5. La perte de glace du Groenland sera de plus en plus dominée par la fonte de surface, à mesure que les marges marines reculent et que la réponse dynamique des marges de l'inlandsis induite par l'océan diminue (*degré de confiance élevé*). Dans l'Antarctique, les pertes dynamiques dues au réchauffement de l'océan et à la désintégration de la plateforme glaciaire continueront *probablement* à dépasser l'augmentation des chutes de neige au cours du siècle (*degré de confiance moyen*). Au-delà de 2100, la perte de masse totale des deux calottes glaciaires sera plus importante dans les scénarios à fortes émissions que dans les scénarios à faibles émissions (*degré de confiance élevé*). Les fourchettes *probables* évaluées tiennent compte des processus de la calotte glaciaire dont la représentation dans les modèles actuels fait l'objet d'une *confiance moyenne*, notamment le bilan massique de surface et le recul de la ligne de base en l'absence d'instabilités. Dans les scénarios à fortes émissions, les processus mal compris liés à l'instabilité de l'inlandsis marin et des falaises de glace marine, caractérisée par une grande incertitude, pourraient augmenter fortement la perte de masse de l'Antarctique sur des échelles de temps d'un siècle à plusieurs siècles. {9.4.1, 9.4.2, 9.6.3, encadré 9.3, encadré 9.4}

Glaciers

Les glaciers ont subi une perte de masse de 6200 [4600 à 7800] Gt, équivalant à une élévation du niveau moyen mondial de la mer de 17,1 [12,7 à 21,5] mm au cours de la période 1993-2019 et cette perte devrait se poursuivre dans tous les scénarios SSP (*degré de confiance très élevé*). Au cours de la décennie 2010-2019, les glaciers ont

perdu plus de masse qu'au cours de toute autre décennie depuis le début des données d'observation (degré de confiance très élevé). Pour toutes les régions pour lesquelles on dispose d'observations de longue durée, la masse des glaciers au cours de la décennie 2010-2019 est la plus faible depuis au moins le début du XX^e siècle (*degré de confiance moyen*). En raison de leur réaction décalée, les glaciers continueront à perdre de la masse au moins pendant plusieurs décennies, même si la température mondiale se stabilise (*degré de confiance très élevé*). Les glaciers perdront 29 000 [9000 à 49 000] Gt et 58 000 [28 000 à 88 000] Gt sur la période 2015-2100 sur la période 2015-2100 pour les RCP2.6 et RCP8.5, respectivement (*degré confiance moyen*), ce qui représente 18 [5 à 31] % et 36 [16 à 56] % de leur masse du début du XXI^e siècle, respectivement. {2.3.2, 9.5.1, 9.6.1, 9.6.3, 12.4}

Pergélisol

Des hausses de la température du pergélisol ont été observées ces trois ou quatre dernières décennies dans l'ensemble des zones concernées (degré de confiance élevé), et la poursuite du réchauffement climatique entraînera une perte de volume du pergélisol à proximité de la surface (degré de confiance élevé). Le dégel complet du pergélisol a été un phénomène courant ces dernières décennies dans les régions où il est discontinu et sporadique (*degré de confiance moyen*). Le pergélisol s'est réchauffé globalement de 0,29 [0,17 à 0,41, *fourchette probable*] °C entre 2007 et 2016 (*degré de confiance moyen*). L'augmentation de l'épaisseur de la couche active est un phénomène pan-arctique (*degré de confiance moyen*), soumis à une forte hétérogénéité des conditions de surface. Le volume du sol gelé en permanence dans les 3 mètres supérieurs du sol diminuera d'environ 25 % pour chaque modification de 1 °C de la température de l'air à la surface du globe (jusqu'à 4 °C au-dessus de la température préindustrielle) (*degré de confiance moyen*). {9.5.2}

Neige

L'étendue du manteau neigeux de printemps dans l'hémisphère Nord diminue depuis 1978 (degré de confiance très élevé) et un degré de confiance élevé s'applique à la prolongation de cette tendance en 1950. Une nouvelle diminution de l'étendue du manteau neigeux saisonnier dans l'hémisphère Nord est pratiquement certaine si le réchauffement climatique se poursuit. La sensibilité observée de l'étendue du manteau neigeux dans l'hémisphère Nord à la température de l'air à la surface de la terre dans cet hémisphère pour la période 1981-2010 est de -1,9 [-2,8 à -1,0, *fourchette probable*] million de km² pour 1 °C pendant toute la saison d'enneigement. Il est *pratiquement certain* que l'étendue du manteau neigeux de l'hémisphère nord continuera à diminuer à mesure que le climat mondial se réchauffe et la compréhension du processus amène fortement à penser que ce phénomène vaut également pour le manteau neigeux saisonnier dans l'hémisphère Sud (*degré de confiance élevé*). L'étendue du manteau neigeux de printemps dans l'hémisphère Nord diminuera d'environ 8 % pour chaque modification de 1 °C de la température de l'air à la surface du globe (jusqu'à 4 °C au-dessus de la température préindustrielle) (*degré de confiance moyen*). {9.5.3}

Niveau de la mer

Le niveau moyen mondial de la mer s'est élevé plus rapidement au XX^e siècle que durant n'importe quel siècle précédent au cours des trois derniers millénaires (degré de confiance élevé), avec une augmentation de 0,20 [0,15 à 0,25] m sur la période 1901-2018 (degré de confiance élevé). L'élévation de ce niveau s'est accélérée depuis la fin

des années 1960, avec un taux moyen de 2,3 [1,6 à 3,1] mm par an sur la période 1971-2018, passant à 3,7 [3,2 à 4,2] mm par an sur la période 2006-2018 (*degré de confiance élevé*). Les nouvelles estimations fondées sur les observations publiées depuis le rapport sur l'océan et la cryosphère conduisent à une évaluation de l'élévation du niveau de la mer sur la période 1901-2018 qui est cohérente avec la somme des composantes individuelles. La dilatation thermique des océans (38 %) et la perte de masse des glaciers (41 %) sont les facteurs dominants de la variation totale entre 1901 et 2018. La contribution du Groenland et de l'Antarctique à l'élévation du niveau de la mer a été quatre fois plus importante pendant la période 2010-2019 que pendant la période 1992-1999 (*degré de confiance élevé*). Sous l'effet de l'augmentation de la perte de masse de l'inlandsis, la perte totale de glace terrestre (glaciers et inlandsis) a été le principal contributeur à l'élévation du niveau moyen mondial de la mer sur la période 2006-2018 (*degré de confiance élevé*). {2.3.3, 9.6.1, 9.6.2, encadré 9.1, tableau 9.A.1, encadré 7.2}.

À l'échelle des bassins, le niveau de la mer a augmenté le plus rapidement dans le Pacifique occidental et le plus lentement dans le Pacifique oriental sur la période 1993-2018 (*degré de confiance moyen*). Les différences régionales du niveau de la mer résultent de la dynamique des océans ; des modifications de la gravité, de la rotation et de la déformation de la terre dues à des modifications de l'eau et de la glace terrestres ; et des mouvements verticaux de la lithosphère. La variabilité dans le temps de la dynamique des océans domine les schémas régionaux sur des échelles temporelles annuelles à décennales (*degré de confiance élevé*). Le signal anthropique de la modification régionale du niveau de la mer émergera dans la plupart des régions d'ici à 2100 (*degré de confiance moyen*). {9.2.4, 9.6.1}

La modification régionale du niveau de la mer est le principal facteur à l'origine des variations des niveaux extrêmes des eaux calmes observées dans le réseau quasi-mondial de marégraphes au cours du XX^e siècle (*degré de confiance élevé*) et sera le principal facteur d'une hausse notable de la fréquence des niveaux extrêmes des eaux calmes au cours du prochain siècle (*degré de confiance moyen*). Il ressort des observations que les inondations dues aux marées hautes, qui se produisaient cinq fois par an au cours de la période 1960-1980, se sont produites, en moyenne, plus de huit fois par an au cours de la période 1995-2014 (*degré de confiance élevé*). En supposant que les autres facteurs (marées stationnaires, ondes de tempête et régime des vagues, par exemple) contribuant aux niveaux extrêmes de la mer restent constants, de tels niveaux extrêmes, qui ont été observés une fois par siècle dans le passé récent, seront observés annuellement ou plus fréquemment pour environ 19-31 % des marégraphes d'ici à 2050 et pour environ 60 % (SSP1-2,6) à 82 % (SSP5-8,5) des marégraphes d'ici à 2100 (*degré de confiance moyen*). Globalement, de tels niveaux extrêmes de la mer seront observés environ 20 à 30 fois plus fréquemment d'ici à 2050 et 160 à 530 fois plus fréquemment d'ici à 2100 que dans le passé récent, comme on peut le déduire des facteurs d'amplification médians pour SSP1-2.6, SSP2-4.5 et SSP5-8.5 (*degré de confiance moyen*). Au XXI^e siècle, la majorité des sites côtiers connaîtront une élévation médiane du niveau de la mer régional qui devrait, selon les projections, représenter ± 20 % de la variation médiane projetée du niveau moyen mondial de la mer (*degré de confiance moyen*). {9.6.3, 9.6.4}

Il est pratiquement certain que le niveau moyen mondial de la mer continuera à augmenter au moins jusqu'en 2100, car il est probable à virtuellement certain que tous les facteurs contributeurs ayant fait l'objet d'une évaluation resteront actifs. Si l'on ne considère que les processus pour lesquels des projections peuvent être faites avec un *degré de confiance* au moins *moyen*, par rapport à la période 1995-2014, le niveau mondial moyen de la mer augmentera d'ici à 2050 à de 0,18 [0,15 à 0,23, fourchette probable] m (SSP1-1,9) à 0,23 [0,20 à 0,29, fourchette probable] m (SSP5-8,5), et d'ici à 2100 de 0,38 [0,28 à 0,55, fourchette probable] m (SSP1-1,9) à 0,77 [0,63 à 1,01, fourchette probable] m (SSP5-8,5). Cette élévation est principalement due à la dilatation

thermique et à la perte de masse des glaciers et des calottes glaciaires, avec des contributions mineures dues aux variations du stockage des eaux terrestres. Ces projections de l'ordre du *probable* ne couvrent pas les processus liés à l'inlandsis qui sont caractérisés par une grande incertitude. {9.6.3}

Une élévation plus importante du niveau moyen mondial de la mer avant 2100 pourrait être causée par une désintégration plus précoce que prévu des plateformes de glace marine, l'apparition soudaine et généralisée d'une instabilité de l'inlandsis et des falaises de glace marine autour de l'Antarctique et des modifications plus rapides que prévu du bilan de masse de surface et de la perte de glace du Groenland. Ces processus sont caractérisés par une *profonde incertitude* découlant des difficultés rencontrées pour bien les appréhender, d'une disponibilité limitée des données d'évaluation, d'incertitudes quant à leur forçage externe et d'une grande sensibilité à des paramètres et conditions limites imprécis. Dans un scénario à faible probabilité et à fort impact, ces processus pourraient, en cas d'émissions élevées, contribuer à une élévation supplémentaire du niveau de la mer de plus d'un mètre d'ici à 2100. {9.6.3, encadré 9.4}

Au-delà de 2100, le niveau moyen mondial de la mer continuera à s'élever pendant des siècles en raison de la poursuite de l'absorption de chaleur par les eaux profondes et de la perte de masse des calottes glaciaires du Groenland et de l'Antarctique, et restera élevé pendant des milliers d'années (*degré de confiance élevé*). Si l'on ne tient compte que des processus pour lesquels des projections peuvent être faites avec au moins un *degré de confiance moyen* et si l'on suppose qu'il n'y a pas d'augmentation du flux de masse de glace après 2100, par rapport à la période 1995-2014, le niveau augmentera de 0,6 [0,4 à 0,9, *fourchette probable*] m (SSP1-1,9) à 1,4 [1,0 à 1,9, *fourchette probable*] m (SSP5-8,5) d'ici à 2050. D'ici à 2300, il augmentera de 0,3 m à 3,1 m dans le cadre du scénario SSP1-2.6, de 1,7 m à 6,8 m dans le cadre du scénario SSP5-8.5 en l'absence d'instabilité des falaises de glace marine et de jusqu'à 16 m dans le cadre du scénario SSP5-8.5 en tenant compte de l'instabilité des falaises de glace marine (*degré de confiance faible*). {9.6.3}

Modifications de la cryosphère et élévation du niveau de la mer à différents niveaux de réchauffement de la planète

À des niveaux de réchauffement soutenus compris entre 1,5° C et 2° C, l'océan Arctique sera pratiquement libre de glace de mer en septembre certaines années (*degré de confiance moyen*) ; les nappes glaciaires continueront à perdre de la masse (*degré de confiance élevé*), mais ne se désintégreront pas complètement sur des échelles de temps de plusieurs siècles (*degré de confiance moyen*) ; selon certaines *preuves limitées*, les inlandsis du Groenland et de l'Antarctique occidental disparaîtront presque complètement et de manière irréversible sur plusieurs millénaires ; environ 50 à 60 % de la masse actuelle des glaciers, à l'exclusion des deux inlandsis et des glaciers périphériques à l'inlandsis antarctique, subsisteront, principalement dans les régions polaires (*degré de confiance faible*) ; l'étendue du manteau neigeux de printemps dans l'hémisphère Nord se réduira de 20 % par rapport à 1995-2014 (*degré de confiance moyen*) ; le volume du pergélisol dans les 3 premiers mètres diminuera de 50 % par rapport à 1995-2014 (*degré de confiance moyen*). L'élévation déjà engagée du niveau moyen mondial de la mer sur 2 000 ans sera d'environ 2 à 6 m avec un réchauffement maximal de 2° C (*concordance moyenne, preuves limitées*). {9.3.1, 9.4.1, 9.4.2, 9.5.1, 9.5.2, 9.5.3, 9.6.3}

À des niveaux de réchauffement soutenus compris entre 2° C et 3° C, l'océan Arctique sera pratiquement libre de glace de mer tout au long du mois de septembre la plupart des années (*degré de confiance moyen*) ; selon des *preuves limitées*, les inlandsis du Groenland et de l'Antarctique occidental disparaîtront presque complètement et de manière irréversible

sur plusieurs millénaires ; la probabilité de leur disparition complète et le taux de perte de masse augmenteront avec des températures plus élevées (*degré de confiance élevé*) ; environ 50 à 60 % de la masse actuelle des glaciers en dehors de l'Antarctique seront perdus (*degré de confiance faible*) ; l'étendue du manteau neigeux de printemps dans l'hémisphère nord diminuera de 30 % par rapport à 1995-2014 (*degré de confiance moyen*) ; le volume de pergélisol dans les 3 mètres supérieurs diminuera de 75 % par rapport à 1995-2014 (*degré de confiance moyen*). L'élévation déjà engagée du niveau moyen mondial de la mer sur 2 000 ans sera d'environ 4 à 10 m avec un réchauffement maximal de 3° C (*concordance moyenne, preuves limitées*). {9.3.1, 9.4.1, 9.4.2, 9.5.1, 9.5.2, 9.5.3, 9.6.3}

À des niveaux de réchauffement soutenus compris entre 3° C et 5° C, l'océan Arctique sera pratiquement libre de glace de mer pendant plusieurs mois la plupart des années (*degré de confiance élevé*) ; la disparition quasi-complète de l'inlandsis du Groenland et la disparition complète de l'inlandsis de l'Antarctique occidental interviendront de manière irréversible sur plusieurs millénaires (*degré de confiance moyen*) ; d'importantes parties ou la totalité du bassin sous-glaciaire de Wilkes dans l'Antarctique de l'est disparaîtront sur plusieurs millénaires (*degré de confiance faible*) ; 60 à 75 % de la masse actuelle des glaciers en dehors de l'Antarctique disparaîtront (*degré de confiance faible*) ; la quasi-totalité de la masse des glaciers aux basses latitudes, en Europe centrale, dans le Caucase, à l'ouest du Canada et aux États-Unis, en Asie du Nord, en Scandinavie et en Nouvelle-Zélande disparaîtra *probablement* ; l'étendue du manteau neigeux de printemps dans l'hémisphère Nord diminuera de 50 % par rapport à 1995-2014 (*degré de confiance moyen*) ; le volume du pergélisol dans les 3 premiers mètres diminuera de 90 % par rapport à 1995-2014 (*degré de confiance moyen*). L'élévation déjà engagée du niveau moyen mondial de la mer sur 2 000 ans sera d'environ 12 à 16 m avec un réchauffement maximal de 4° C et de 19 à 22 m avec un réchauffement maximal de 5° C (*concordance moyenne, preuves limitées*). {9.3.1, 9.4.1, 9.4.2, 9.5.1, 9.5.2, 9.5.3, 9.6.3}