

Rapport accepté par le Groupe de travail I du Groupe intergouvernemental d'experts sur l'évolution du climat mais non approuvé dans le détail

L'«acceptation» d'un rapport du GIEC à une session du Groupe de travail ou du Groupe d'experts signifie que, même si le texte n'a pas fait l'objet d'un examen ou d'une adoption ligne par ligne, il présente néanmoins un exposé complet, objectif et équilibré de la question.

Résumé technique

Auteurs coordonnateurs principaux:

Susan Solomon (États-Unis d'Amérique), Dahe Qin (Chine), Martin Manning (États-Unis d'Amérique, Nouvelle-Zélande)

Auteurs principaux:

Richard B. Alley (Etats-Unis d'Amérique), Terje Berntsen (Norvège), Nathaniel L. Bindoff (Australie), Zhenlin Chen (Chine), Amnat Chidthaisong (Thaïlande), Jonathan M. Gregory (Royaume-Uni), Gabriele C. Hegerl (Etats-Unis d'Amérique, Allemagne), Martin Heimann (Allemagne, Suisse), Bruce Hewitson (Afrique du Sud), Brian J. Hoskins (Royaume-Uni), Fortunat Joos (Suisse), Jean Jouzel (France), Vladimir Kattsov (Russie), Ulrike Lohmann (Suisse), Taroh Matsuno (Japon), Mario Molina (Etats-Unis d'Amérique, Mexique), Neville Nicholls (Australie), Jonathan Overpeck (Etats-Unis d'Amérique), Graciela Raga (Mexique, Argentine), Venkatachalam Ramaswamy (Etats-Unis d'Amérique), Jiawen Ren (Chine), Matilde Rusticucci (Argentine), Richard Somerville (Etats-Unis d'Amérique), Thomas F. Stocker (Suisse), Ronald J. Stouffer (Etats-Unis d'Amérique), Penny Whetton (Australie), Richard A. Wood (Royaume-Uni), David Wratt (Nouvelle-Zélande)

Auteurs contributeurs:

J. Arblaster (Etats-Unis d'Amérique, Australie), G. Brasseur (Etats-Unis d'Amérique, Allemagne), J.H. Christensen (Danemark), K.L. Denman (Canada), D.W. Fahey (Etats-Unis d'Amérique), P. Forster (Royaume-Uni), J. Haywood (Royaume-Uni), E. Jansen (Norvège), P.D. Jones (Royaume-Uni), R. Knutti (Suisse), H. Le Treut (France), P. Lemke (Germany), G. Meehl (Etats-Unis d'Amérique), D. Randall (Etats-Unis d'Amérique), D.A. Stone (Royaume-Uni, Canada), K.E. Trenberth (Etats-Unis d'Amérique), J. Willebrand (Allemagne), F. Zwiers (Canada)

Éditeurs réviseurs:

Kansri Boonpragob (Thaïlande), Filippo Giorgi (Italie), Bubu Pateh Jallow (Gambie)

Ce résumé technique est à citer comme (référence bibliographique):

Solomon, S., D. Qin, M. Manning, R.B. Alley, T. Berntsen, N.L. Bindoff, Z. Chen, A. Chidthaisong, J.M. Gregory, G.C. Hegerl, M. Heimann, B. Hewitson, B.J. Hoskins, F. Joos, J. Jouzel, V. Kattsov, U. Lohmann, T. Matsuno, M. Molina, N. Nicholls, J. Overpeck, G. Raga, V. Ramaswamy, J. Ren, M. Rusticucci, R. Somerville, T.F. Stocker, P. Whetton, R.A. Wood and D. Wratt, 2007: Résumé technique. In: *changements climatiques 2007: Les éléments scientifiques. Contribution du groupe de travail I au quatrième Rapport d'évaluation du Groupe d'experts intergouvernemental sur les changements climatiques* [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M. Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, Royaume-Uni et New York, NY, Etats-Unis d'Amérique.

Table des matières

RT.1	Introduction	21	RT.4	Comprendre et attribuer les changements climatiques	63
RT.2	Les variations des mécanismes humains et naturels du climat	21	RT.4.1	Avancées dans l'attribution des variations de température à l'échelle du globe pendant la période instrumentale : l'atmosphère, l'océan et la glace.....	63
	Encart RT.1. Traitement des incertitudes dans l'évaluation du groupe de travail I.....	22	RT.4.2	Attribution des variations de température dans le temps et dans l'espace.....	65
RT.2.1	Les gaz à effet de serre	23	RT.4.3	Attribution des variations dans la circulation, les précipitations et d'autres variables climatiques	66
RT.2.2	Les aérosols	30	RT.4.4	Les études paléoclimatiques d'attribution	67
RT.2.3	Traces d'aviation et cirrus, affectation des sols et autres facteurs	30	RT.4.5	Les réponses climatiques au forçage radiatif.....	67
RT.2.4	Forçage radiatif dû à l'activité solaire et aux éruptions volcaniques.....	31	RT.5	Projections des changements climatiques futurs	70
RT.2.5	Forçage radiatif net au niveau mondial, potentiel de réchauffement climatique et schémas de forçage.....	35		Encart RT.8. La hiérarchisation des modèles climatiques mondiaux	70
RT 2.6	Forçage de surface et cycle hydrologique	36		Encart RT.9. Les changements climatiques inertiels	71
RT.3	L'observation des changements climatiques	36	RT.5.1	Comprendre les changements climatiques à court terme.....	72
RT.3.1	Changements atmosphériques : relevés instrumentaux.....	36	RT.5.2	Projections à grande échelle pour le XXI ^e siècle	73
	Encart RT.2. Schémas (modes) de variabilité climatique.....	39		Encart RT.10. Mise à l'échelle régionale.....	77
	Encart RT.3. Dynamique et stabilité des nappes glaciaires	44	RT.5.3	Les projections à l'échelle régionale	79
RT.3.2	Changements dans la cryosphère : relevés instrumentaux.....	45	RT.5.4	Couplage des changements climatiques et des changements dans les cycles biogéochimiques	81
RT.3.3	Variations océaniques : relevés instrumentaux.....	48	RT.5.5	Les implications des processus climatiques et de leurs échelles temporelles pour les projections à long terme.....	84
	Encart RT.4. Le niveau de la mer.....	52	RT.6	Découvertes établies et incertitudes-clés	86
	Encart RT.5. Phénomènes climatiques extrêmes.....	54	RT.6.1	Changements de la dynamique climatique humaine et naturelle.....	86
TS.3.4	Concordance entre les différentes observations	55	RT.6.2	Observations des changements climatiques	87
	Encart RT.6. Le forçage orbital	57	RT.6.3	Comprendre les changements climatiques et en déterminer les causes	91
RT.3.5	Une perspective paléoclimatique	59	RT.6.4	Projections des changements climatiques futurs	92
	Encart RT.7. L'évaluation des modèles de circulation générale atmosphère/océan	60			

RT.1 Introduction

Au cours des six années écoulées depuis le Troisième Rapport d'Évaluation du GIEC (TRE), des progrès significatifs ont été réalisés dans la compréhension des changements climatiques passés et récents, ainsi que dans la projection de changements futurs. Ces progrès découlent d'un très grand nombre de nouvelles données et de méthodes plus sophistiquées d'analyse des données, d'améliorations dans la compréhension et la simulation des processus physiques dans les modèles climatiques, et d'une recherche plus large des plages d'incertitude dans les résultats des modèles. Le présent document, contribution du Groupe de travail I au quatrième Rapport d'évaluation du GIEC, témoigne du degré de confiance accru dont jouit la connaissance scientifique du climat.

Alors que ce rapport apporte des informations nouvelles et politiquement significatives sur la compréhension scientifique du changement climatique, la complexité du système climatique et les multiples interactions qui déterminent son comportement fixent des limites à notre capacité à comprendre pleinement l'évolution future du climat mondial de la Terre. Notre compréhension physique des nombreux éléments entrant en jeu dans le système climatique et de leur rôle dans les modifications du climat reste incomplète. Des incertitudes essentielles portent sur le rôle joué par les nuages, la cryosphère, les océans, l'affectation des sols et les couplages entre le climat et les cycles biogéochimiques. Les domaines scientifiques évoqués dans le présent rapport connaissent des progrès rapides et l'on doit relever que la présente session est le reflet scientifique d'une analyse basée sur la littérature revue par des experts disponible à la mi-2006.

Les conclusions essentielles de la session du groupe de travail I du GIEC sont présentées dans le Résumé à l'intention des décideurs. Le présent Résumé technique fournit une vue d'ensemble plus détaillée de la base scientifique de ces conclusions et propose une feuille de route liée aux chapitres du rapport complet duquel il est tiré. Il se concentre sur les conclusions essentielles, mettant en exergue les nouveautés depuis le TRE. La structure du présent Résumé technique est la suivante :

- Section 2 : vue d'ensemble de la perception scientifique actuelle des mécanismes naturels et anthropiques des changements climatiques ;
- Section 3 : vue d'ensemble des changements observés dans le système climatique (comprenant l'atmosphère, les océans et la cryosphère) et de leurs relations avec les processus physiques ;

- Section 4 : vue d'ensemble des explications des changements climatiques observés à partir de modèles climatiques et de la compréhension des phénomènes physiques ; mesure dans laquelle le changement climatique peut être attribué à des causes spécifiques ; et nouvelle évaluation de la sensibilité climatique à l'augmentation de la concentration des gaz à effet de serre ;
- Section 5 : vue d'ensemble des projections de changements climatiques à court et à long terme, comprenant un échelonnement temporel des réactions aux variations du forçage, ainsi qu'une appréciation probabiliste des changements climatiques à venir ; et
- Section 6 : résumé des conclusions les plus fiables et des principales incertitudes dans la compréhension scientifique actuelle des changements physiques du climat.

Chaque paragraphe du Résumé technique annonçant des résultats substantiels est complété d'une référence entre accolades renvoyant à la section ou aux sections de chapitre correspondante(s) du rapport sous-jacent où l'on pourra trouver une discussion détaillée de la littérature scientifique ainsi que des informations complémentaires.

RT.2 Les variations des mécanismes humains et naturels du climat

Le climat mondial moyen de la Terre est régi par l'énergie du Soleil atteignant la planète et par les propriétés de la Terre et de son atmosphère, à savoir la réflexion, l'absorption et l'émission d'énergie dans l'atmosphère et à sa surface. Bien que les changements de l'énergie solaire reçue (due par exemple à des variations de l'orbite de la Terre autour du Soleil) affectent inévitablement le bilan énergétique de la Terre, les propriétés de l'atmosphère et de la surface sont également importantes et celles-ci peuvent être affectées par les réactions du climat. L'importance des réactions du climat apparaît de manière évidente dans les changements climatiques passés enregistrés dans les carottes de glace depuis 650 000 ans.

Des changements ont affecté plusieurs aspects de l'atmosphère et de la surface, modifiant le bilan énergétique global de la Terre, et pouvant donc altérer le climat lui-même. Parmi ceux-ci, on distingue les augmentations de concentrations de gaz à effet de serre, qui tendent principalement à accroître l'absorption atmosphérique du rayonnement sortant, et l'augmentation de la présence d'aérosols (particules ou gouttelettes microscopiques en suspension dans l'air), qui réfléchissent et absorbent la radiation solaire entrante et modifient les propriétés

Encart RT.1. Traitement des incertitudes dans l'évaluation du groupe de travail I

L'importance d'un traitement cohérent et transparent des incertitudes est clairement reconnue par le GIEC dans la préparation des évaluations du changement climatique. L'attention croissante portée aux traitements formels de l'incertitude lors des précédentes évaluations est traitée à la section 1.6. Afin d'assurer la cohérence du traitement général de l'incertitude au sein des trois Groupes de travail, les auteurs du quatrième Rapport d'évaluation ont été invités à suivre une brève liste de directives sur la manière de déterminer et de décrire les incertitudes dans le contexte de l'évaluation¹. Le présent encart résume la manière dont le groupe de travail I a appliqué ces directives et couvre certains aspects du traitement de l'incertitude spécifique dans le présent rapport.

Les incertitudes peuvent être classées de différentes manières selon leur origine. On en distingue principalement deux sortes : les « incertitudes sur les valeurs » et les « incertitudes structurelles ». Les incertitudes sur les valeurs découlent de la détermination incomplète de valeurs ou de résultats particuliers, par exemple lorsque des données sont inexactes ou insuffisamment représentatives du phénomène considéré. Les incertitudes structurelles découlent d'une compréhension incomplète des processus qui régissent des valeurs ou des résultats particuliers, par exemple lorsque le cadre conceptuel ou le modèle utilisé pour l'analyse ne prend pas en compte l'ensemble des relations ou des processus pertinents. Les incertitudes sur les valeurs sont généralement estimées à l'aide de techniques statistiques et exprimées de manière probabiliste. Les incertitudes structurelles sont, pour leur part, généralement décrites sur la base de l'opinion collective des auteurs quant à leur confiance dans la justesse d'un résultat. Dans les deux cas, l'estimation des incertitudes est intrinsèquement liée à la description des limites des connaissances ; pour cette raison, elle fait intervenir l'opinion des experts sur l'état de ces connaissances. Un autre type d'incertitude apparaît dans les systèmes qui sont soit chaotiques, soit incomplètement déterministes de nature, ce qui limite aussi notre capacité à prévoir tous les aspects du changement climatique.

La littérature scientifique ici évaluée utilise une variété d'autres méthodes génériques de catégorisation des incertitudes. Les incertitudes associées aux « erreurs aléatoires » ont pour caractéristique de diminuer avec le cumul des mesures supplémentaires, ce qui n'est pas le cas des incertitudes liées aux « erreurs systématiques ». En traitant des données climatiques, on a porté une attention considérable à l'identification d'erreurs systématiques ou de déviations fortuites résultant des échantillonnages, ainsi que de la manière d'analyser et de combiner les données. Des méthodes statistiques spécialisées basées sur l'analyse quantitative ont été développées pour la détection et l'attribution de changements climatiques et pour établir des projections probabilistes de paramètres climatiques. Ceux-ci sont récapitulés dans les chapitres correspondants.

Les lignes directrices sur l'incertitude fournies avec le quatrième Rapport d'évaluation tracent une distinction claire, pour la première fois, entre le niveau de confiance de la compréhension scientifique et la probabilité de résultats spécifiques. Cela permet aux auteurs d'exprimer une confiance haute dans le fait qu'un événement soit extrêmement improbable (par ex, obtenir un 6 deux fois de suite en lançant un dé) ou une confiance haute dans le fait qu'il est à peu près aussi probable qu'improbable qu'un événement puisse avoir lieu (par ex, lorsqu'on joue à pile ou face). La confiance et la probabilité, telles qu'elles sont utilisées ici, sont des concepts distincts, mais elles sont souvent liées dans la pratique.

Les termes standard utilisés pour définir les niveaux de confiance au sein du présent rapport sont donnés en conformité avec les Les Lignes directrices pour le traitement de l'incertitude :

Terminologie relative à la confiance	Degré de confiance quant à l'affirmation faite
<i>Confiance très élevée</i>	Au minimum 9 chances sur dix
<i>Confiance élevée</i>	Environ 8 chances sur dix
<i>Confiance moyenne</i>	Environ 5 chances sur dix
<i>Confiance faible</i>	Environ 2 chances sur dix
<i>Confiance très faible</i>	Moins d'une chance sur dix

À noter que les notions de « confiance faible » et de « confiance très faible » sont uniquement utilisées pour les secteurs d'inquiétude majeure, et où une perspective liée à la notion de risque est justifiée.

Le chapitre 2 du présent Rapport utilise le terme « niveau de compréhension scientifique » (LOSU) pour décrire les incertitudes relatives à différentes contributions au forçage radiatif. Cette terminologie est utilisée afin d'assurer la cohérence avec le troisième Rapport d'évaluation, et la base sur laquelle les auteurs ont déterminé les niveaux particuliers de compréhension scientifique se fonde sur une combinaison d'approches compatibles avec la note concernant les incertitudes explicitée en détails à la section 2.9.2 et au tableau 2.11.

¹ Les Lignes directrices pour le traitement de l'incertitude du GIEC sont intégrées au matériel complémentaire du présent rapport.

Les termes standards utilisés dans le présent rapport pour définir la probabilité d'un résultat lorsque celui-ci peut être évalué de manière probabiliste sont :

Terminologie de probabilité	Probabilité de l'occurrence / du résultat
<i>Pratiquement certain</i>	> 99% de probabilité
<i>Extrêmement probable</i>	> 95% de probabilité
<i>Très probable</i>	> 90% de probabilité
<i>Probable</i>	> 66% de probabilité
<i>Plutôt probable</i>	> 50% de probabilité
<i>A peu près aussi probable qu'improbable</i>	entre 33 et 66% de probabilité
<i>Improbable</i>	< 33% de probabilité
<i>Très improbable</i>	< 10% de probabilité
<i>Extrêmement improbable</i>	< 5% de probabilité
<i>Exceptionnellement improbable</i>	< 1% de probabilité

Les termes « extrêmement probable », « extrêmement improbable » et « plutôt probable » tels que définis ci-dessus ont été ajoutés à ceux donnés dans les Lignes directrices pour le traitement de l'incertitude pour fournir une évaluation plus spécifique d'aspects incluant l'attribution et le forçage radiatif.

Sauf indication contraire, les valeurs données dans le présent rapport correspondent aux meilleures évaluations et leurs marges d'incertitude se situent dans des intervalles de fiabilité de 90% (il y a ainsi une probabilité de 5 % que la valeur soit inférieure à la limite inférieure du domaine défini par l'intervalle ou supérieure à la limite supérieure du domaine). Relevons que dans certains cas, la nature des contraintes d'une valeur, ou d'autres informations disponibles, peuvent indiquer une distribution asymétrique de la marge d'incertitude autour d'une meilleure estimation. Dans de tels cas, la marge d'incertitude est indiquée entre crochets suivant la meilleure estimation.

radiatives des nuages. De tels changements entraînent un « forçage radiatif » du système climatique². Les agents de forçage peuvent différer considérablement entre eux selon l'ampleur du forçage, et par leurs caractéristiques spatiales et temporelles. Des valeurs de forçage radiatif positives contribuent aux augmentations de température de surface moyenne à l'échelle du globe, tandis que des valeurs négatives entraînent des diminutions. La présente section met à jour les connaissances relatives à l'estimation des forçages radiatifs anthropiques et naturels.

La réponse globale du climat au forçage radiatif est complexe en raison d'un certain nombre de réactions positives et négatives qui peuvent avoir une influence marquée sur le système climatique (cf. par exemple sections 4.5 et 5.4). Bien que la vapeur d'eau soit un puissant gaz à effet de serre, sa concentration dans l'atmosphère varie en fonction du climat à la surface ; ceci doit être traité comme un effet de rétroaction et non comme un forçage radiatif. Cette section récapitule aussi les changements du bilan énergétique à la surface et ses liens avec le cycle hydrologique. On y relève aussi des aperçus des effets sur les précipitations d'agents comme les aérosols.

RT.2.1 Les gaz à effet de serre

Le facteur prédominant dans le forçage radiatif du climat pendant l'ère industrielle est la concentration croissante dans l'atmosphère de divers gaz à effet de serre. Plusieurs des principaux gaz à effet de serre existent naturellement mais l'augmentation de leurs concentrations atmosphériques au cours des 250 dernières années est largement due aux activités humaines. D'autres gaz à effet de serre sont uniquement dus à l'activité humaine. La contribution de chaque gaz à effet de serre au forçage radiatif au cours d'une période particulière est déterminée par le changement de sa concentration dans l'atmosphère au cours de cette période et l'efficacité dudit gaz à perturber l'équilibre radiatif. Les concentrations atmosphériques actuelles de différents gaz à effet de serre considérés dans ce rapport varient de plus de huit ordres de grandeur (soit d'un facteur de 108) et leur efficacité radiative varie de plus de quatre ordres de grandeur (soit d'un facteur de 104), reflétant leur énorme disparité de propriétés et d'origines.

La concentration actuelle d'un gaz à effet de serre dans l'atmosphère est la résultante nette de l'histoire de

² Le « forçage radiatif » est la mesure de l'influence que possède tel ou tel facteur dans l'altération de l'équilibre des énergies entrantes et sortantes dans le système atmosphère / Terre et constitue un indice de l'importance du facteur donné en tant que mécanisme potentiel de modification du climat. Le forçage positif tend à chauffer la surface tandis que le forçage négatif tend à la refroidir. Dans le présent rapport, les unités de forçage radiatif, dont les variations sont calculées par rapport au niveau préindustriel, établi en 1750, sont exprimées en Watts par mètre carré (Wm^{-2}) et renvoient, sauf indication contraire, à des valeurs mondiale annuelles moyennes. Pour plus de détails, voir le Glossaire.

ses émissions et absorptions dans l'atmosphère. Les gaz et les aérosols considérés dans le présent rapport sont émis dans l'atmosphère par les activités humaines ou sont formés à partir de précurseurs émis dans l'atmosphère. Ces émissions sont compensées par des processus d'absorption chimiques et physiques. Habituellement, à l'exception importante du dioxyde de carbone (CO_2), ces processus ôtent chaque année une fraction spécifique de la quantité d'un gaz dans l'atmosphère et l'inverse de ce taux d'absorption donne la durée de vie moyenne pour ce gaz. Dans certains cas, le taux d'absorption peut varier avec la concentration du gaz ou d'autres propriétés atmosphériques (par exemple, la température ou des conditions chimiques contextuelles).

Les gaz à effet de serre à longue durée de vie (GESLV), par exemple le CO_2 , le méthane (CH_4) ou le protoxyde d'azote appelé aussi oxyde nitreux (N_2O), sont stables chimiquement et persistent dans l'atmosphère à l'échelle de la décennie, du siècle, voire plus longtemps encore, ce qui confère à leur émission une influence à long terme sur le climat. Du fait que ces gaz ont une longue durée de vie, ils s'intègrent de manière homogène dans l'atmosphère beaucoup plus rapidement qu'ils

n'en refluent, et leurs concentrations globales peuvent être précisément évaluées à partir de données prélevées en quelques emplacements. Le dioxyde de carbone n'a pas un temps de vie spécifique car il est continuellement recyclé entre l'atmosphère, les océans et la biosphère, et sa diminution dans l'atmosphère implique une gamme de processus avec des durées différentes.

Les gaz à courte durée de vie (par exemple le dioxyde de soufre ou le monoxyde de carbone) sont réactifs chimiquement et sont généralement absorbés par des procédés naturels d'oxydation dans l'atmosphère ou à la surface, ou bien sont lavés par les précipitations ; leur concentrations sont de ce fait fortement variables. L'ozone est un gaz à effet de serre significatif qui est formé et détruit par des réactions chimiques impliquant d'autres éléments chimiques dans l'atmosphère. Dans la troposphère, l'influence humaine sur l'ozone se manifeste principalement au travers des changements dans les gaz précurseurs qui conduisent à sa formation, alors que dans la stratosphère, l'influence humaine s'est surtout ressentie par les changements dans les taux d'absorption de l'ozone, causés par les chlorofluorocarbures (CFC) et d'autres substances dégradant l'ozone.

DONNÉES ISSUES DES CAROTTES GLACIAIRES, PÉRIODES GLACIAIRES ET INTERGLACIAIRES

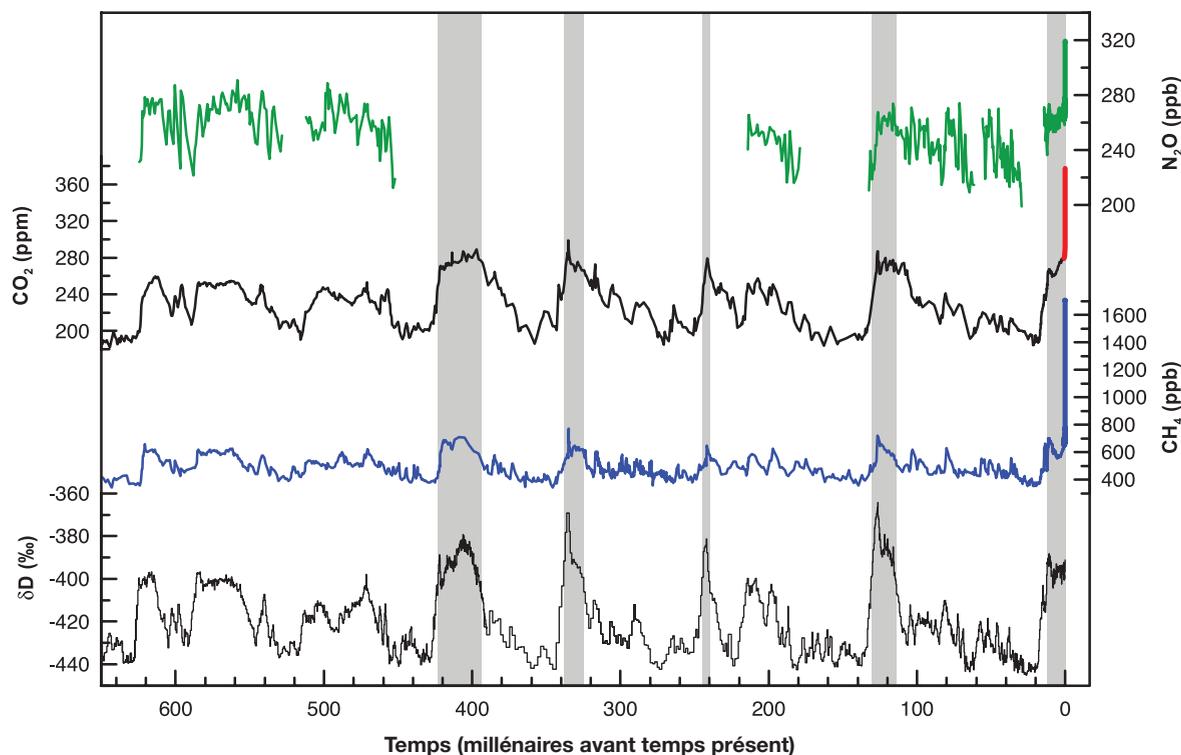


Figure RT.1. Variations de la concentration de deutérium (δD) dans les glaces de l'Antarctique (indicateur représentatif de la température locale) ; et concentrations atmosphériques des gaz à effet de serre dioxyde de carbone (CO_2), méthane (CH_4) et protoxyde d'azote (N_2O) dans l'air encapsulé au cœur de la glace et provenant de mesures atmosphériques récentes. Les données couvrent 650 000 années et les bandes grisées indiquent les périodes chaudes interglaciaires actuelles et passées. [adapté de la fig. 6.3]

VARIATIONS DE LA CONCENTRATION DES GAZ À EFFET DE SERRE ISSUES DES CAROTTES GLACIAIRES ET DES DONNÉES CONTEMPORAINES

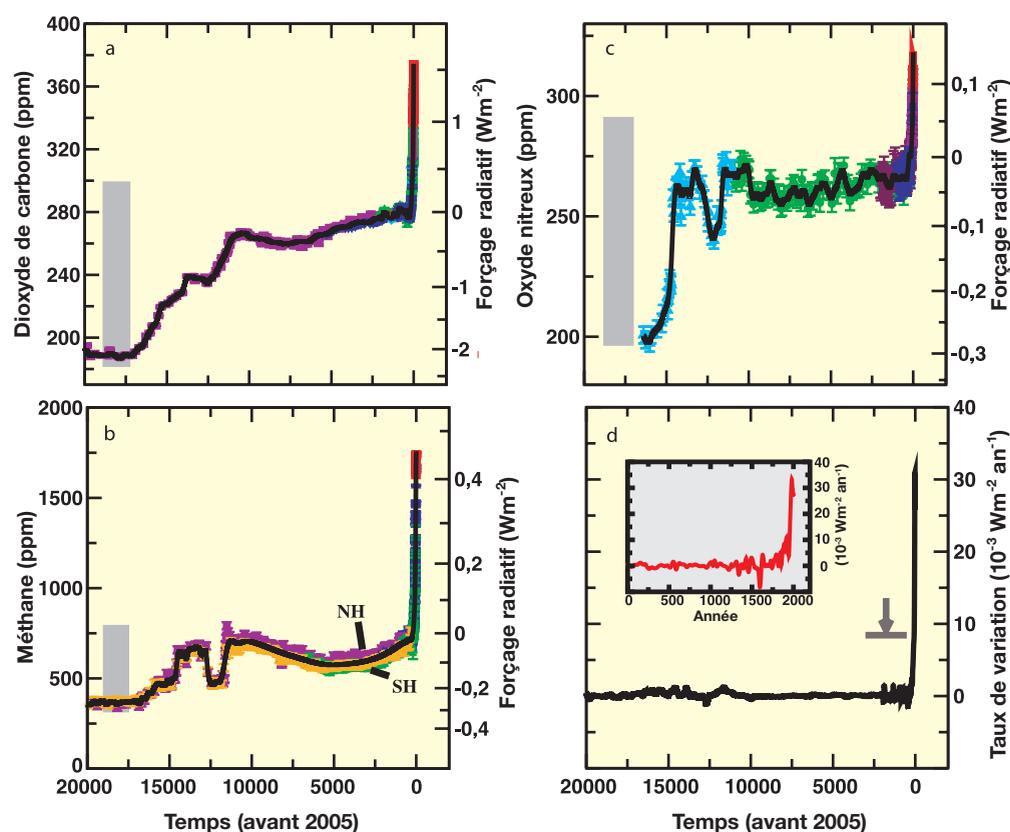


Figure RT.2. Concentrations et forçage radiatif dus au dioxyde de carbone (CO_2 en a), au méthane (CH_4 en b), au protoxyde d'azote (N_2O en c) et taux de variation de leur forçage radiatif combiné (en d) pendant les 20 000 dernières années, reconstitués à partir des glaces de l'Antarctique et du Groenland, des données fournies par les bulles d'air (symboles) et des mesures atmosphériques directes (tableaux a, b, c, lignes rouges). Les barres grises montrent les marges reconstituées de variabilité naturelle au cours des 650 000 dernières années. Le taux de changement du forçage radiatif (ligne noire du tableau d) a été calculé à partir de données lissées de concentration. L'amplitude d'âge dans les données de glace varie d'environ 20 ans pour des sites de haute accumulation de neige comme le Law Dome, en Antarctique, à environ 200 ans pour des sites d'accumulation basse comme le Dôme C, également en Antarctique. La flèche montre le taux maximal de changement du forçage radiatif qui existerait si les signaux anthropiques de CO_2 , CH_4 et N_2O étaient lissés selon les conditions du site de faible accumulation du Dôme C. Le taux négatif de variation du forçage autour des années 1600 présenté dans l'encart de résolution supérieure, situé au dessus de la figure (d), résulte d'une diminution de la concentration de CO_2 d'environ 10 ppm dans les données fournies par le Law Dome. {Figure 6.4}

RT. 2.1.1. Variation du dioxyde de carbone, du méthane et du protoxyde d'azote atmosphériques

Les concentrations actuelles de CO_2 atmosphérique et de CH_4 excèdent de beaucoup les relevés de valeurs préindustrielles mesurées par carottage des glaces polaires remontant jusqu'à 650 000 ans. De multiples éléments tentent à prouver que l'augmentation postindustrielle de ces gaz n'est pas liée à des mécanismes naturels (v. figures RT.1 et RT.2). {2.3, 6.3–6.5, FAQ 7.1}

Le forçage radiatif total sur le climat terrestre dû à l'augmentation des concentrations de gaz à effet de serre de longue durée, CO_2 , CH_4 et N_2O , et *très probablement* le taux d'augmentation observé dans le forçage radiatif dû à ces gaz sur une période qui débute en 1750, sont sans précédent au cours des 10 000 dernières années (Figure RT.2). Il est *très probable* que le

taux d'augmentation du forçage radiatif combiné à ces gaz à effet de serre, taux d'environ $+1 \text{ W m}^{-2}$ pendant les quatre décennies passées, soit au moins six fois plus élevé qu'à tout autre moment pendant les deux millénaires précédant l'ère industrielle, c'est-à-dire la période pendant laquelle les données fondamentales extraites de la glace possèdent une résolution temporelle suffisamment précise. Le forçage radiatif dû à ces GESLV possède le niveau le plus élevé de confiance de tous les agents de forçage. {2.3, 6.4}

La concentration de CO_2 atmosphérique a augmenté d'environ 280 ppm, soit sa valeur préindustrielle, à 379 ppm en 2005. La concentration de CO_2 atmosphérique ne s'est accrue que de 20 ppm au cours des 8 000 ans précédant l'industrialisation; les variations à l'échelle de quelques décennies ou de quelques siècles sont inférieures à 10 ppm et *probablement* surtout dues à des processus naturels. Mais depuis 1750, la concentration de CO_2 est

montée de presque 100 ppm. Le taux de croissance de CO₂ annuel a été plus élevé ces dix dernières années (1995–2005, en moyenne 1,9 ppm/an) que depuis que des mesures atmosphériques directes continues existent (1960–2005, en moyenne 1,4 ppm an⁻¹). {2.3, 6.4, 6.5}

Les augmentations de CO₂ atmosphérique depuis des temps préindustriels sont responsables d'un forçage radiatif de +1,66 ± 0,17 W m⁻², une contribution qui domine tous les autres agents de forçage radiatif considérés dans ce rapport. Au cours de la décennie s'étendant de 1995 à 2005, le taux de croissance du CO₂ dans l'atmosphère a conduit à une augmentation de 20% de son forçage radiatif {2.3, 6.4, 6.5}

Les émissions de CO₂ provenant de l'utilisation de combustibles fossiles et des effets des changements d'affectation des terres sur le carbone des plantes et du sol sont les causes principales de l'augmentation du CO₂ atmosphérique. Depuis 1750, on estime que les deux tiers des émissions de CO₂ anthropique proviennent des combustibles fossiles alors qu'un tiers découle des changements d'affectation des terres. Près de 45% de ce CO₂ est resté dans l'atmosphère alors que 30% a été absorbé par les océans, le reste par la biosphère terrestre. Près de la moitié du CO₂ rejeté dans l'atmosphère est absorbée après un séjour de l'ordre de 30 ans, 30% au bout de quelques siècles, et les 20% restant y séjournent généralement pendant plusieurs milliers d'années. {7.3}

Lors des dernières décennies, les émissions de CO₂ n'ont cessé d'augmenter (voir la Figure RT. 3). Les émissions mondiales annuelles fossiles³ de CO₂ ont augmenté, passant d'une moyenne de 6,4 ± 0,4 GtC an⁻¹ dans les années 1990 à 7,2 ± 0,3 GtC an⁻¹ au cours de la

période 2000 à 2005. On estime que les émissions de CO₂ associées à l'affectation des terres⁴, se situent, en moyenne pour les années 1990, dans une fourchette allant de 0,5 à 2,7 GtC an⁻¹, l'estimation centrale s'établissant à 1,6 GtC an⁻¹. Le tableau RT.1 présente les bilans estimés de CO₂ au cours des dernières décennies. {2.3, 6.4, 7.3, FAQ 7.1}

Depuis les années 1980, les processus naturels d'assimilation du CO₂ par la biosphère terrestre (dans le tableau RT.1 : le puits terrestre résiduel) et par les océans ont compensé environ 50% des émissions anthropiques (dans le tableau RT.1 : les émissions de CO₂ dues aux combustibles fossiles et à la variance de l'affectation des terres). Ces processus de déplacement du CO₂ dépendent de la concentration de CO₂ atmosphérique et des changements du climat. Les absorptions par les océans et la biosphère terrestre sont de même ampleur mais l'assimilation par la biosphère terrestre varie plus fortement et elle était supérieure vers 1990 d'1 GtC an⁻¹ au taux observé vers 1980. Les observations montrent que la quantité de CO₂ dissoute dans l'océan superficiel (pCO₂) a augmenté presque partout, suivant dans les grandes lignes l'augmentation de CO₂ atmosphérique, mais avec une grande variabilité régionale et temporelle. {5.4, 7.3}

L'absorption et le stockage du carbone dans la biosphère terrestre résultent de la différence nette entre l'absorption due à la croissance de la végétation, aux changements en termes de reboisement et au piégeage d'une part, et d'autre part les émissions dues à la respiration hétérotrophique, aux moissons, au déboisement, au feu, aux dégâts causés par la pollution et à d'autres facteurs de perturbation affectant la

Tableau RT.1. Bilan carbonique mondial. Conventionnellement, les valeurs positives représentent des flux de CO₂ vers l'atmosphère (GtC an⁻¹) et les valeurs négatives l'absorption depuis l'atmosphère (« puits » de CO₂). Les émissions de CO₂ d'origine fossile pour 2004 et 2005 sont basées sur des évaluations provisoires. En raison du nombre limité d'études disponibles, pour le flux net terre->atmosphère et ses composantes, des marges d'incertitude sont données avec des intervalles de fiabilité de 65% et ne comprennent pas la variabilité interannuelle (cf. section 7.3). ND indique que les données ne sont pas disponibles.

	Années 80	Années 90	2000–2005
Augmentation atmosphérique	3,3 ± 0,1	3,2 ± 0,1	4,1 ± 0,1
Emissions fossiles de dioxyde de carbone	5,4 ± 0,3	6,4 ± 0,4	7,2 ± 0,3
Flux net océan→atmosphère	-1,8 ± 0,8	-2,2 ± 0,4	-2,2 ± 0,5
Flux net sols→atmosphère	-0,3 ± 0,9	-1,0 ± 0,6	-0,9 ± 0,6
<i>réparti comme suit :</i>			
Flux dû aux changements d'affectation des sols	1,4 (0,4 to 2,3)	1,6 (0,5 to 2,7)	ND
Puits résiduel des sols	-1,7 (-3,4 to 0,2)	-2,6 (-4,3 to -0,9)	ND

³ Les émissions fossiles de CO₂ comprennent celles qui sont issues de la production, de la distribution et de la consommation de combustibles fossiles et celles de cimenteries. Des émissions d'1 GtC correspondent à 3,67 GtCO₂.

⁴ Comme indiqué à la section 7.3, les plages d'incertitude pour les émissions issues du changement d'affectation des sols, et donc pour tout le bilan du cycle du carbone, ne peuvent être fournies qu'avec un intervalle de confiance de 65%.

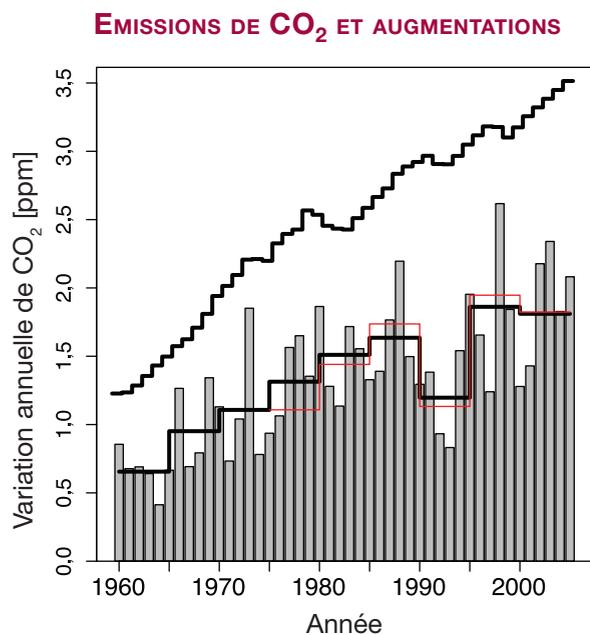


Figure RT.3. Variations annuelles de la concentration moyenne de CO₂ mondiale (barres grises) et leurs moyennes quinquennales à partir de deux réseaux de mesure différents (lignes crénelée, noire inférieure et rouge). Les moyennes quinquennales aplanissent les perturbations à court terme associées aux forts événements ENSO en 1972, 1982, 1987 et 1997. Les incertitudes dans les moyennes quinquennales sont indiquées par la différence entre les marches d'escalier rouges et noirs, et sont de l'ordre de 0,15 ppm. La ligne noire supérieure représente les augmentations annuelles qui arriveraient si toutes les émissions de combustible fossile restaient dans l'atmosphère sans aucune autre émission. {Figure 7.4}

biomasse et les sols. Les augmentations et des diminutions de la fréquence des feux dans différentes régions ont affecté l'absorption nette du carbone et, dans des régions boréales, les émissions liées aux feux semblent avoir augmenté au cours des dernières décennies. Les évaluations des flux superficiels de CO₂ déduites d'études s'intéressant au phénomène inverse et utilisant des réseaux de données atmosphériques mettent en exergue une assimilation importante par les sols à des latitudes moyennes dans l'hémisphère nord (HN) et des flux terre-atmosphère quasi-nuls sous les tropiques, impliquant que le déboisement tropical est approximativement compensé par la repousse. {7.3}

Les variations à court terme de la croissance du CO₂ atmosphérique observées à l'échelle interannuelle sont principalement contrôlées par des changements du flux de CO₂ entre l'atmosphère et la biosphère terrestre, et, de manière plus faible mais significative, par la variabilité dans des flux océaniques (voir Figure RT.3). La variabilité du flux de la biosphère terrestre s'explique par les fluctuations climatiques, lesquelles affectent l'absorption de CO₂ par la croissance des plantes ; et le renvoi de CO₂ dans l'atmosphère provient de la dégradation de la matière organique, par la respiration hétérotrophique

et par les feux. Le phénomène *El Niño* / Oscillation australe (ENSO) est une source majeure de variabilité interannuelle du taux de croissance du CO₂ atmosphérique, en raison de son effet sur les flux terrestres, sur les températures superficielles de la mer, sur les précipitations et l'incidence des feux. {7.3}

On ne peut aujourd'hui pas estimer avec fiabilité les effets directs de l'augmentation du CO₂ atmosphérique sur l'assimilation carbonique terrestre à grande échelle. La croissance des plantes peut être stimulée par des concentrations de CO₂ atmosphériques accrues et par la déposition nutritive (effet de fertilisation). Cependant, la plupart des expériences et études montrent que de telles réponses semblent être de relativement courte durée et fortement couplées à d'autres effets comme la disponibilité de l'eau et des substances nutritives. De même, les expériences et les études des effets du climat (la température et l'humidité) sur la respiration hétérotrophique de débris et des sols sont équivoques. L'effet du changement climatique sur l'assimilation carbonique est abordé séparément dans la section RT.5.4. {7.3}

La quantité de CH₄ en 2005, d'environ 1 774 ppb, représente plus du double de sa valeur préindustrielle. Les concentrations de CH₄ atmosphérique ont varié lentement entre 580 et 730 ppb pendant les 10 000 dernières années, mais ont atteint environ 1 000 ppb au cours des deux derniers siècles, ce qui représente le changement le plus rapide de ce gaz sur au moins les 80 000 dernières années. À la fin des années 1970 et au début des années 1980, le taux de croissance de CH₄ a atteint des maxima supérieurs à 1 % par an, puis a diminué significativement dans le début des années 1990 pour être presque annulé pendant la période de six ans de 1999 à 2005. Les augmentations de la quantité de CH₄ se produisent lorsque les émissions sont supérieures aux absorptions. La baisse récente du taux de croissance implique que les émissions correspondent désormais approximativement aux absorptions, lesquelles sont principalement dues à l'oxydation par le radical hydroxyle (OH). Depuis le TRE, de nouvelles études utilisant deux traceurs indépendants (le chloroforme de méthyle et ¹⁴CO) ne suggèrent aucun changement significatif à long terme de l'abondance globale d'OH. Ainsi, le ralentissement du taux de croissance de CH₄ atmosphérique depuis environ 1993 est *probablement* dû au fait que l'atmosphère s'approche d'un équilibre pendant une période d'émissions totales presque constantes. {2.3, 7.4, FAQ 7.1}

Les augmentations des concentrations de CH₄ atmosphérique depuis les temps préindustriels ont conduit à un forçage radiatif de +0,48 ± 0,05 W m⁻². Parmi les gaz à effet de serre, ce forçage n'est inférieur qu'à celui du CO₂. {2.3}

Les niveaux actuels de CH₄ atmosphérique s'expliquent par la poursuite des émissions de CH₄ d'origine anthropique, lesquelles sont plus importantes que les émissions naturelles. Les émissions totales de CH₄ peuvent être bien déterminées à partir des concentrations observées et d'évaluations indépendantes des taux d'absorptions de l'atmosphère. Les émissions des sources individuelles de CH₄ ne sont pas aussi précisément estimées quantitativement que les émissions totales, mais sont pour l'essentiel biogènes et comprennent les rejets des terres humides, des animaux ruminants, de la riziculture et de la combustion de biomasse, avec des contributions moindres de sources industrielles incluant la combustion de carburants fossiles. Cette connaissance des sources de CH₄, combinée avec l'étroite gamme de concentrations de CH₄ au cours des 650 000 dernières années (cf. RT.1) et leur augmentation spectaculaire depuis 1750 (cf. figure RT.2), rendent *très probable* le fait que les changements relatifs au de CH₄ observés sur le long terme proviennent de l'activité anthropique. {2.3, 6.4, 7.4}

En sus de son ralentissement pendant les quinze dernières années, le taux de croissance de CH₄ atmosphérique a présenté une forte variabilité interannuelle, que l'on n'explique pas encore entièrement. Les plus grandes contributions à la variabilité interannuelle pendant la période 1996 à 2001 semblent être des variations dues aux émissions de la combustion de biomasse et provenant des terres humides. Plusieurs études indiquent que les émissions de CH₄ des terres humides sont fortement sensibles à la température et qu'elles sont aussi affectées par des changements hydrologiques. Les modèles disponibles estiment tous des augmentations significatives des émissions des terres humides imputables aux changements climatiques futurs, mais varient grandement dans l'estimation de cet effet de rétroaction positive. {7.4}

La concentration de N₂O en 2005 était de 319 ppb, soit environ 18 % plus élevée que sa valeur préindustrielle. Le protoxyde d'azote a augmenté à peu près linéairement d'environ 0,8 ppb an⁻¹ lors des dernières décennies. Les données prélevées dans les couches de glace montrent que la concentration atmosphérique de N₂O a varié de moins de 10 ppb environ pendant 11 500 ans précédant le début de la période industrielle. {2.3, 6.4, 6.5}

L'augmentation de N₂O depuis l'ère préindustrielle contribue actuellement à un forçage radiatif de +0,16 ± 0,02 W m⁻² et est due principalement aux activités humaines, particulièrement à l'agriculture et aux changements d'affectation des sols correspondants. Les évaluations actuelles fixent à environ 40% la part des émissions de N₂O d'origine anthropique, toutefois les estimations tirées de sources individuelles restent entachées d'une incertitude significative. {2.3, 7.4}

RT.2.1.2 Changements de concentration des halocarbures, de l'ozone stratosphérique, de l'ozone troposphérique et d'autres gaz

Les chlorofluorocarbures (CFC) et hydrochlorofluorocarbures (HCFC) sont des gaz à effet de serre d'origine purement anthropique et utilisés dans une large variété de d'applications. Les émissions de ces gaz ont diminué en raison de leur interdiction progressive par le Protocole de Montréal et les concentrations atmosphériques de CFC-11 et CFC-113 diminuent aujourd'hui en raison des processus d'élimination naturels. Les observations faites dans les couches de neige polaires depuis le TRE ont maintenant amplifié les données temporelles disponibles pour certains de ces gaz à effet de serre. Les données tirées de la glace et *in situ* confirment que les sources industrielles sont la cause des augmentations atmosphériques observées de CFC et HCFC. {2.3}

Les gaz listés au Protocole de Montréal ont contribué à un forçage radiatif de +0,32 ± 0,03 W m⁻² en 2005, le CFC-12 restant le troisième plus important agent de forçage radiatif à longue durée de vie. Groupés, ces gaz contribuent environ à 12% du total de forçage des gaz à effet de serre à longue durée de vie. {2.3}

Les concentrations de gaz industriels fluorés concernés par le Protocole de Kyoto (les hydrofluorocarbures (HFC), les perfluorocarbures (PFC), l'hexafluorure de soufre (SF₆)) sont relativement faibles, mais augmentent rapidement. Leur forçage radiatif total en 2005 était de +0.017 W m⁻². {2.3}

L'ozone troposphérique est un gaz à effet de serre à courte durée de vie produit par les réactions chimiques à partir de précurseurs dans l'atmosphère. Il est de grande variabilité spatiale et temporelle. Les mesures testées et la modélisation ont permis de progresser dans la compréhension des précurseurs chimiques qui mènent à la formation d'ozone troposphérique, principalement le monoxyde de carbone, des oxydes d'azote (y compris des sources et une possible tendance à long terme de la foudre) et le formaldéhyde. Les modèles actuels réussissent généralement à décrire les caractéristiques principales de la distribution de l'ozone troposphérique dans le monde en tenant compte des processus sous-jacents. De nouvelles mesures satellites et *in situ* permettent de mieux borner les estimations de ces modèles ; elles sont toutefois moins précises dans leur capacité à reproduire les variations de l'ozone associées aux vastes changements en matière d'émissions ou relatives au climat, et dans la simulation de tendances à long terme observées dans des concentrations d'ozone du XX^e siècle. {7.4}

Le forçage radiatif de l'ozone troposphérique est estimé entre +0,35 [+0,25 à +0,65] W m⁻², évalué à un niveau moyen de compréhension scientifique.

La meilleure évaluation de ce forçage radiatif n'a pas changé depuis le TRE. Les observations montrent que les tendances dans l'ozone troposphérique au cours des dernières décennies varient tant par le signe que par l'ampleur selon les emplacements, mais on dispose d'indications selon lesquelles la tendance ascendante est significative aux latitudes basses. Les études modélisées des forçages radiatifs dus à l'augmentation de l'ozone troposphérique depuis les temps préindustriels se sont complexifiées et élargies par rapport aux modèles utilisés dans le TRE. {2.3, 7.4}

Les changements de l'ozone troposphérique sont liés à la qualité de l'air et aux changements climatiques. Un certain nombre d'études ont montré que les concentrations diurnes estivales d'ozone représentent une corrélation forte avec la température. Cette corrélation semble refléter les contributions d'émissions carboniques organiques volatiles biogènes dépendantes de la température, la décomposition thermique du nitrate de peroxyacétyle, qui joue le rôle de réservoir d'oxydes d'azote (NO_x) et l'association de températures élevées à une stagnation régionale. Des conditions anormalement chaudes et stagnantes pendant l'été 1988 ont été responsables, cette année-là, du plus haut niveau superficiel d'ozone enregistré au nord-est des États-Unis. La vague de chaleur en été 2003 en Europe a aussi été associée à un taux d'ozone local à la surface exceptionnellement haut. {Encart 7.4}

Le forçage radiatif lié à la destruction de l'ozone stratosphérique causée par les gaz listés dans le Protocole de Montréal est estimé à $-0,05 \pm 0,10 \text{ W m}^{-2}$, soit un taux plus faible que dans le TRE, avec un niveau moyen de compréhension scientifique. La tendance à une disparition mondiale de plus en plus grande de l'ozone stratosphérique observée pendant les années 1980 et les années 1990 n'est plus en cours; cependant, l'ozone stratosphérique mondial est toujours environ 4% au-

dessous des valeurs mesurées avant 1980, et il n'est pas encore possible de dire si la reconstitution de l'ozone a commencé. En plus de la destruction chimique de l'ozone, des changements dynamiques peuvent avoir contribué à la réduction de l'ozone aux latitudes moyennes dans l'hémisphère nord. {2.3}

L'émission directe de vapeur d'eau par des activités humaines apporte une contribution négligeable au forçage radiatif. Cependant, en raison de l'augmentation de la température moyenne mondiale, la concentration troposphérique de vapeur d'eau augmente, ce qui représente des réactions clés, mais pas un facteur de forçage susceptible d'aboutir à un changement climatique. L'émission directe d'eau dans l'atmosphère

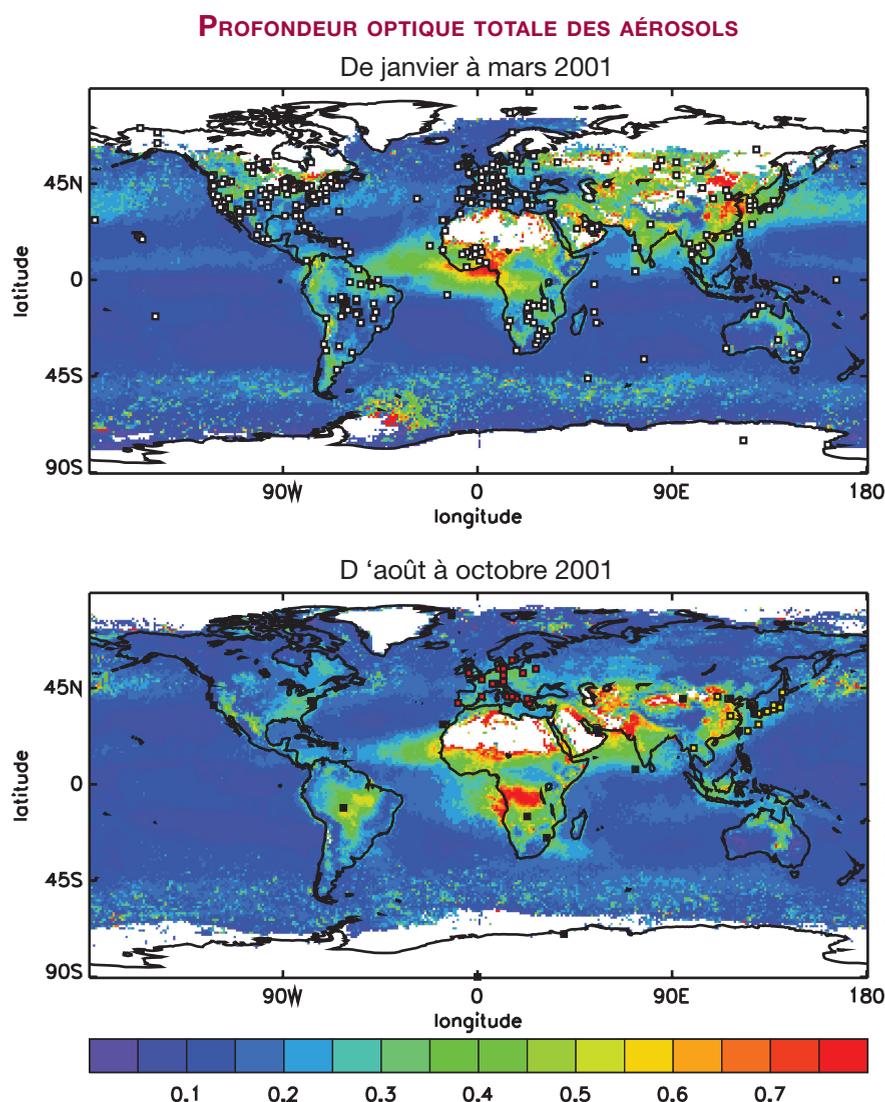


Figure RT.4. Profondeur optique totale des aérosols (due aux aérosols tant naturels qu'anthropiques) à une longueur d'onde située au milieu du domaine du visible, définie par des mesures satellitaires de janvier à mars 2001 (en haut) et d'août à octobre 2001 (en bas), illustrant les changements saisonniers d'aérosols industriels et provenant de la combustion de la biomasse. Les données résultent de mesures satellitaires, complétées par deux types de mesures basées au sol aux emplacements montrés dans les deux panneaux (lire plus de détails à la section 2.4.2). {Figure 2.11}

par des activités anthropiques, principalement l'irrigation, est un facteur de forçage possible, mais correspond à moins de 1% des sources naturelles de vapeur d'eau dans l'atmosphère. L'injection directe de vapeur d'eau dans l'atmosphère due à la combustion de combustibles fossiles est significativement plus basse que celle imputable aux activités agricoles. {2.5}

Sur la base des études faites à l'aide de modèles chimiques de transport, on estime le forçage radiatif de l'augmentation de la vapeur d'eau stratosphérique liée à l'oxydation de CH₄ à $+0,07 \pm 0,05 \text{ W m}^{-2}$. Le niveau de compréhension scientifique est faible parce que la contribution du CH₄ au profil vertical correspondant de changement de vapeur d'eau près de la tropopause est incertaine. On comprend encore mal le rôle d'éventuelles autres causes humaines des augmentations de vapeur d'eau stratosphérique qui pourraient contribuer au forçage radiatif. {2.3}

RT.2.2 Les aérosols

Le forçage radiatif direct des aérosols est aujourd'hui quantitativement bien mieux évalué qu'auparavant, ce qui représente une avancée majeure dans sa compréhension depuis l'époque du TRE, où plusieurs composantes montraient un très faible niveau de compréhension scientifique. Pour la première fois, l'on peut estimer le forçage radiatif combiné des aérosols pour tous les types d'aérosols à $0,5 \pm 0,4 \text{ W/m}^2$, avec un niveau moyen à bas de compréhension scientifique. Les modèles atmosphériques se sont améliorés et plusieurs représentent aujourd'hui tous les composants significatifs d'aérosols. Les aérosols varient considérablement par leurs propriétés qui affectent la manière dont ils absorbent et dispersent la radiation, et ils peuvent ainsi avoir un effet de refroidissement ou de réchauffement. L'aérosol industriel composé principalement d'un mélange de sulfates, de carbone noir, de nitrates et de poussière industrielle, est clairement perceptible sur beaucoup de régions continentales de l'hémisphère nord. L'amélioration des mesures *in situ*, par satellite et à la surface de la Terre (cf. figure RT.4) a permis la vérification des simulations de modèles mondiaux des aérosols. Ces améliorations permettent pour la première fois la quantification du forçage radiatif total direct des aérosols, ce qui représente un progrès important depuis le TRE. Le forçage radiatif direct par type d'aérosol reste moins évident et il est évalué par les modèles à $-0,4 \pm 0,2 \text{ W m}^{-2}$ pour le sulfate, $-0,05 \pm 0,05 \text{ W m}^{-2}$ pour le carbone organique provenant des combustibles fossiles, $+0,2 \pm 0,15 \text{ W m}^{-2}$ pour le carbone noir provenant des combustibles fossiles, $+0,03 \pm 0,12 \text{ W m}^{-2}$ pour la combustion de la biomasse, $-0,1 \pm 0,1 \text{ W m}^{-2}$ pour la poussière de nitrate et $-0,1 \pm 0,2 \text{ W m}^{-2}$ pour la poussière minérale. Deux inventaires récents d'émissions

s'appuient sur des données provenant des carottes glaciaires et suggèrent que les émissions anthropiques mondiales de sulfates ont diminué au cours de la période 1980 à 2000 et que la distribution géographique du forçage dû au sulfate a changé elle aussi. {2.4, 6.6}

Des changements significatifs de l'évaluation du forçage radiatif direct dû aux aérosols de la combustion de la biomasse, des nitrates et des poussières minérales ont eu lieu depuis le TRE. Pour les aérosols liés à la combustion de la biomasse, on a modifié l'estimation du forçage radiatif direct, passant d'un chiffre négatif à un chiffre proche de zéro, l'estimation étant fortement influencée par la présence de ces aérosols au-dessus des nuages. Pour la première fois, on a estimé le forçage radiatif des aérosols de nitrates. En ce qui concerne les poussières minérales, la marge du forçage radiatif direct a été réduite après réduction de l'estimation de sa fraction d'origine anthropique. {2.4}

Les effets des aérosols anthropiques sur les nuages d'eau causent un effet albédo indirect (mentionné comme le premier effet indirect dans le TRE), dont la première meilleure estimation est établie à $-0,7 [-0,3 \text{ à } -1,8] \text{ W m}^{-2}$. Le nombre d'estimations effectuées à l'aide de modèles mondiaux de l'effet albédo pour des nuages d'eau à l'état liquide a considérablement augmenté depuis le TRE, et les évaluations sont plus rigoureuses. L'évaluation de ce forçage radiatif provient de modèles multiples incorporant un plus grand nombre d'espèces d'aérosols et décrivant de façon plus détaillée les processus d'interaction entre les nuages et les aérosols. Les modèles incluant un plus grand nombre d'espèces d'aérosols ou astreints à des observations satellites ont tendance à diminuer l'effet albédo. Malgré les avancées et les progrès réalisés depuis le TRE, ainsi que la réduction de la portée de l'évaluation du forçage, de grandes incertitudes persistent tant dans les mesures que dans la modélisation des processus, ce qui signifie que le niveau de compréhension scientifique reste faible. Une amélioration est tout de même enregistrée par rapport au niveau très faible présenté par le TRE. {2.4, 7.5, 9.2}

D'autres effets dus aux aérosols comprennent l'effet de la durée de vie des nuages, l'effet semi-direct et les interactions entre les nuages de glace et les aérosols. Ces effets sont considérés comme faisant partie de la réponse climatique plutôt que comme des forçages radiatifs. {2.4, 7.5}

RT.2.3 Traces d'aviation et cirrus, affectation des terres et autres facteurs

Les traces linéaires persistantes de l'aviation mondiale contribuent à un faible forçage radiatif de $+0,01 [+0,003 \text{ à } +0,03] \text{ W m}^{-2}$, avec un niveau bas de compréhension scientifique. Cette meilleure estimation est plus faible que l'évaluation du TRE. La différence

résulte des nouvelles observations de couverture des traces d'aviations et de la réduction des évaluations de leur profondeur optique. Il n'existe pas d'évaluation plus précise des traces étendues. Leurs effets sur la nébulosité des cirrus et l'effet global des aérosols dus à l'aviation sur la nébulosité d'arrière-plan restent inconnus. {2.6}

Les changements que l'homme a imposés à la couverture du sol ont augmenté l'albédo de surface global, impliquant un forçage radiatif de $-0,2 \pm 0,2 \text{ W m}^{-2}$, équivalent à celui défini dans le TRE, avec un niveau de compréhension scientifique moyen à bas. Des aérosols de carbone noir déposés sur la neige réduisent l'albédo de surface. Le forçage radiatif associé est de l'ordre de $+0,1 \pm 0,1 \text{ W m}^{-2}$, avec un niveau de compréhension scientifique bas. Depuis le TRE, un certain nombre d'évaluations du forçage découlant des changements d'affectation des terres ont été faites, utilisant de meilleures techniques, l'exclusion des rétroactions dans l'évaluation et une meilleure prise en compte d'observations à grande échelle. Les incertitudes dans l'évaluation comprennent la configuration et la caractérisation de la végétation actuelle et l'état historique, le paramétrage de processus superficiels de radiation et les déviations dans les variables climatiques des modèles. La présence de particules de suie dans la neige provoque une diminution de l'albédo de la neige et un forçage positif, et pourrait affecter la fonte de la neige. Les incertitudes sont grandes quant à la manière avec laquelle la suie est incorporée à la neige et les propriétés optiques résultantes. {2.5}

Les changements d'affectation des terres devraient avoir des incidences notables sur le climat au plan local dans certaines régions, même si ces incidences restent limitées sur le plan mondial par rapport au réchauffement imputable aux gaz à effet de serre. Les changements induits par les activités humaines à la surface des terres émergées (végétation, sols, eau) peuvent considérablement influencer sur le climat local en modifiant le rayonnement, la nébulosité, la rugosité de surface et les températures superficielles. Les changements du couvert végétal peuvent aussi avoir un effet substantiel sur le bilan énergétique de surface et l'équilibre hydrique à l'échelle régionale. Ces effets font intervenir des processus non radiatifs (ce qui signifie qu'ils ne peuvent être quantifiés par un forçage radiatif) et sont très mal compris sur le plan scientifique. {2.5, 7.2, 9.3, Encart 11.4}

L'émission de chaleur provoquée par la production anthropique d'énergie peut être significative dans les zones urbaines, mais ne l'est pas à l'échelle mondiale. {2.5}

RT.2.4 Forçage radiatif dû à l'activité solaire et aux éruptions volcaniques

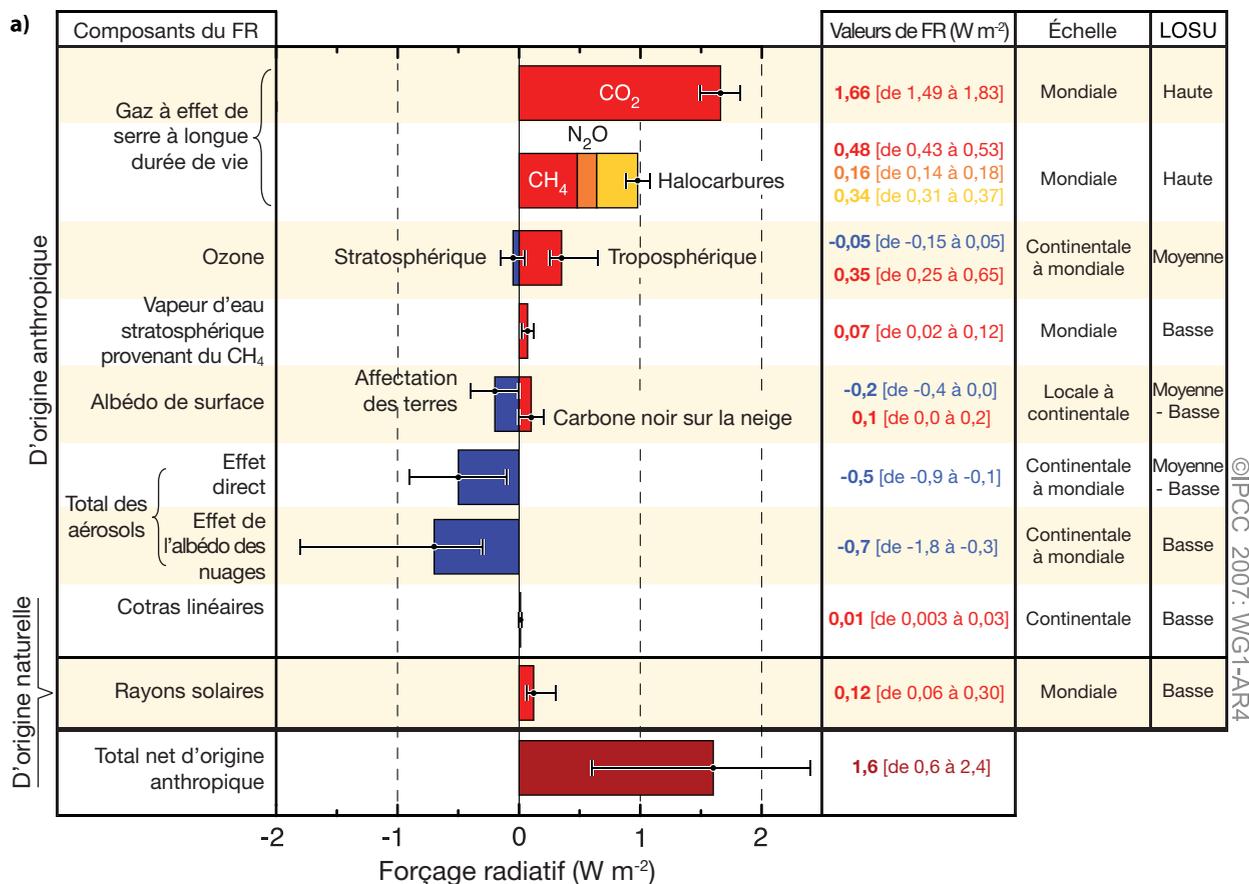
Le suivi continu du rayonnement solaire total couvre maintenant les 28 dernières années. Les mesures de

rayonnement présentent un cycle bien établi de onze ans qui varie de 0,08% par rapport aux maxima et minima du cycle solaire, sans tendance significative à long terme. De nouvelles données ont permis d'évaluer plus précisément de manière quantitative des changements de flux spectraux solaires sur une large gamme de longueurs d'onde en relation avec le changement de l'activité solaire. Les calibrages testés utilisant des mesures de chevauchement de haute qualité ont aussi contribué à une meilleure compréhension du phénomène. Les connaissances actuelles en physique solaire et les sources connues de variabilité du rayonnement suggèrent des niveaux de rayonnement comparables pendant les deux cycles solaires passés, y compris lors des minima solaires. La cause principale connue de variabilité actuelle du rayonnement est la présence sur le disque solaire de taches solaires (des régions compactes, sombres où la radiation est localement diminuée) et de facules (des régions brillantes étendues où la radiation est localement renforcée). {2.7}

Le forçage radiatif direct dû aux changements des émissions solaires depuis 1750 est évalué à $+0,12$ [$+0,06$ à $+0,3$] W/m^2 , soit moins de la moitié de l'évaluation donnée dans le TRE, avec un niveau bas de compréhension scientifique. La réduction de l'évaluation du forçage radiatif vient d'une réévaluation du changement à long terme du rayonnement solaire depuis 1610 (Minimum de Maunder) basé sur : une nouvelle reconstruction utilisant un modèle des variations de flux magnétiques solaires qui ne prend pas en compte les données indirectes géomagnétiques, cosmogènes ou stellaires ; une meilleure compréhension des variations solaires récentes et de leur dépendance à certains processus physiques ; et une réévaluation des variations d'étoiles similaires au Soleil. Le niveau de compréhension scientifique passe donc de très faible dans le TRE à faible dans la présente évaluation, mais les incertitudes restent élevées à cause du manque d'observations directes et d'une compréhension incomplète des mécanismes de variabilité solaires sur de longues périodes. {2.7, 6.6}

Des associations empiriques ont été envisagées entre l'ionisation de l'atmosphère par un rayonnement cosmique modulé par le soleil et la couverture nuageuse moyenne globale de basse altitude, mais la preuve d'un effet solaire indirect systématique reste à démontrer. Il a été suggéré que des rayons cosmiques galactiques avec suffisamment d'énergie pour atteindre la troposphère pourraient changer la population de noyaux de condensation des nuages et par là, les propriétés des nuages microphysiques (soit le nombre de gouttelettes et concentration), induisant des changements de processus à l'intérieur du nuage, changements analogues à l'effet albédo indirect dû aux aérosols troposphériques, causant ainsi un forçage solaire indirect du climat. Des

FORÇAGES RADIATIFS GLOBAUX MOYENS



DISTRIBUTION DE PROBABILITÉ

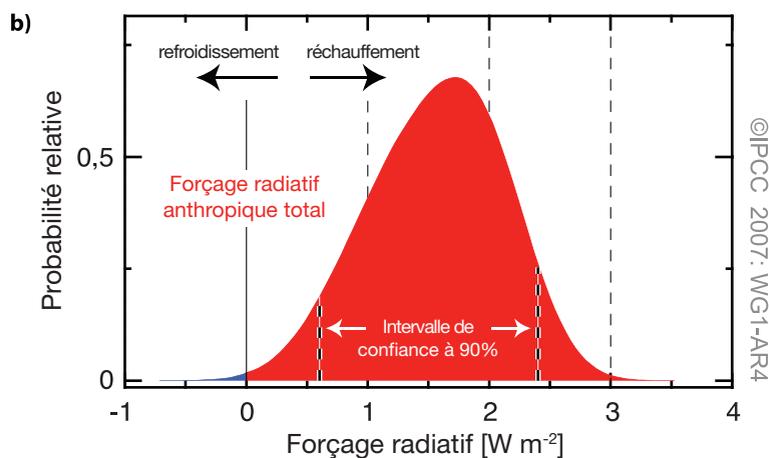


Figure RT.5. (a) Forçages radiatifs (FR) moyens à l'échelle mondiale, et leurs intervalles de confiance de 90% en 2005 pour divers agents et mécanismes. Dans les colonnes de droite sont indiquées les meilleures estimations et les intervalles de confiance (valeurs FR) ; mesure géographique typique du forçage (échelle spatiale) ; et niveau de compréhension scientifique (LOSU) indiquant le niveau de confiance scientifique tel qu'expliqué à la section 2.9. Les erreurs pour CH₄, N₂O et les halocarbures ont été combinées. La figure illustre aussi le forçage radiatif anthropique net et sa marge d'erreur. Les meilleures estimations et les marges d'incertitude ne peuvent pas être obtenues par l'addition des termes individuels en raison des marges d'incertitude asymétriques pour quelques facteurs ; les valeurs données ici ont été obtenues à l'aide de la méthode Monte-Carlo comme discuté à la section 2.9. Les facteurs de forçage supplémentaires non inclus ici sont considérés comme ayant un LOSU très bas. Les aérosols volcaniques sont considérés comme une forme supplémentaire de forçage naturel, mais ne sont pas inclus ici en raison de leur nature épisodique. La marge d'erreur pour les cotras d'aviation n'inclut pas les autres effets possibles de l'aviation sur la nébulosité. (b) Distribution de la probabilité du forçage radiatif combiné moyen mondial de tous les agents anthropiques présentés dans (a). La distribution est calculée en combinant les meilleures estimations et les incertitudes de chaque composant. L'écart de la distribution est significativement augmenté par les termes de forçage négatifs, qui ont de plus grandes incertitudes que les termes positifs. {2.9.1, 2.9.2; Figure 2.20}

corrélations diverses ont été explorées dans des études concernant les nuages dans des régions particulières ou avec des types de nuages spécifiques ou limités à certaines périodes ; cependant, les données temporelles

du rayonnement cosmique ne semblent pas correspondre ni la couche de nuages totale mondiale après 1991 ni à la couche de nuages mondiale à basse altitude après 1994. À cela, s'ajoutent la plausibilité d'autres facteurs causaux

Tableau RT.2. Durées de vie, efficacité radiative et potentiels directs de réchauffement planétaires (PRP) (hormis le CH₄) relatifs au CO₂. {Tableau 2.14}

Désignation industrielle ou nom commun (années)	Formule chimique	Durée de vie [années]	Efficacité radiative (W m ⁻² ppb ⁻¹)	Potentiel de réchauffement climatique			
				SAR ⁺ (sur 100 ans)	sur 20 ans	sur 100 ans	sur 500 ans
Dioxyde de carbone	CO ₂	(note) ^a	^b 1,4x10 ⁻⁵	1	1	1	1
Méthane ^c	CH ₄	12 ^c	3,7x10 ⁻⁴	21	72	25	7,6
Protoxyde d'azote	N ₂ O	114	3,03x10 ⁻³	310	289	298	153
Substances contrôlées par le protocole de Montréal							
CFC-11	CCl ₃ F	45	0,25	3 800	6 730	4 750	1 620
CFC-12	CCl ₂ F ₂	100	0,32	8 100	11 000	10 900	5 200
CFC-13	CClF ₃	640	0,25		10 800	14 400	16 400
CFC-113	CCl ₂ FCClF ₂	85	0,3	4 800	6 540	6 130	2 700
CFC-114	CClF ₂ CClF ₂	300	0,31		8 040	10 000	8 730
CFC-115	CClF ₂ CF ₃	1 700	0,18		5 310	7 370	9 990
Halon-1301	CBrF ₃	65	0,32	5 400	8 480	7 140	2 760
Halon-1211	CBrClF ₂	16	0,3		4 750	1 890	575
Halon-2402	CBrF ₂ CBrF ₂	20	0,33		3 680	1 640	503
Tétrachlorure de carbone	CCl ₄	26	0,13	1 400	2 700	1 400	435
Bromure de méthyle	CH ₃ Br	0,7	0,01		17	5	1
Méthyl chloroforme	CH ₃ CCl ₃	5	0,06		506	146	45
HCFC-22	CHClF ₂	12	0,2	1 500	5 160	1 810	549
HCFC-123	CHCl ₂ CF ₃	1,3	0,14	90	273	77	24
HCFC-124	CHClF ₂ CF ₃	5,8	0,22	470	2 070	609	185
HCFC-141b	CH ₃ CCl ₂ F	9,3	0,14		2 250	725	220
HCFC-142b	CH ₃ CClF ₂	17,9	0,2	1 800	5 490	2 310	705
HCFC-225ca	CHCl ₂ CF ₂ CF ₃	1,9	0,2		429	122	37
HCFC-225cb	CHClF ₂ CClF ₂	5,8	0,32		2 030	595	181
Hydrofluorocarbures							
HFC-23	CHF ₃	270	0,19	11 700	12 000	14 800	12 200
HFC-32	CH ₂ F ₂	4,9	0,11	650	2 330	675	205
HFC-125	CHF ₂ CF ₃	29	0,23	2 800	6 350	3 500	1 100
HFC-134a	CH ₂ FCF ₃	14	0,16	1 300	3 830	1 430	435
HFC-143a	CH ₃ CF ₃	52	0,13	3 800	5 890	4 470	1 590
HFC-152a	CH ₃ CHF ₂	1,4	0,09	140	437	124	38
HFC-227ea	CF ₃ CHFCF ₃	34,2	0,26	2 900	5 310	3 220	1 040
HFC-236fa	CF ₃ CH ₂ CF ₃	240	0,28	6 300	8 100	9 810	7 660
HFC-245fa	CHF ₂ CH ₂ CF ₃	7,6	0,28		3 380	1 030	314
HFC-365mfc	CH ₃ CF ₂ CH ₂ CF ₃	8,6	0,21		2 520	794	241
HFC-43-10mee	CF ₃ CHFCFCF ₂ CF ₃	15,9	0,4	1 300	4 140	1 640	500
Composés perfluorés							
Hexafluorure de soufre	SF ₆	3 200	0,52	23 900	16 300	22 800	32 600
Trifluorure d'azote	NF ₃	740	0,21		12 300	17 200	20 700
PFC-14	CF ₄	50 000	0,10	6 500	5 210	7 390	11 200
PFC-116	C ₂ F ₆	10 000	0,26	9 200	8 630	12 200	18 200

Désignation industrielle ou nom commun (années)	Formule chimique	Durée de vie [années]	Efficacité radiative (W m ⁻² ppb ⁻¹)	Potentiel de réchauffement climatique			
				SAR [‡] (sur 100 ans)	sur 20 ans	sur 100 ans	sur 500 ans
Composés perfluorés (suite)							
PFC-218	C ₃ F ₈	2 600	0,26	7 000	6 310	8 830	12 500
PFC-318	c-C ₄ F ₈	3 200	0,32	8 700	7 310	10 300	14 700
PFC-3-1-10	C ₄ F ₁₀	2 600	0,33	7 000	6 330	8 860	12 500
PFC-4-1-12	C ₅ F ₁₂	4 100	0,41		6 510	9 160	13 300
PFC-5-1-14	C ₆ F ₁₄	3 200	0,49	7 400	6 600	9 300	13 300
PFC-9-1-18	C ₁₀ F ₁₈	>1 000 ^d	0,56		>5 500	>7 500	>9 500
trifluorométhyl pentafluorure de soufre	SF ₅ CF ₃	800	0,57		13 200	17 700	21 200
Ethers fluorés							
HFE-125	CHF ₂ OCF ₃	136	0,44		13 800	14 900	8 490
HFE-134	CHF ₂ OCHF ₂	26	0,45		12 200	6 320	1 960
HFE-143a	CH ₃ OCF ₃	4,3	0,27		2 630	756	230
HCFE-235da2	CHF ₂ OCHClCF ₃	2,6	0,38		1 230	350	106
HFE-245cb2	CH ₃ OCF ₂ CHF ₂	5,1	0,32		2 440	708	215
HFE-245fa2	CHF ₂ OCH ₂ CF ₃	4,9	0,31		2 280	659	200
HFE-254cb2	CH ₃ OCF ₂ CHF ₂	2,6	0,28		1 260	359	109
HFE-347mcc3	CH ₃ OCF ₂ CF ₂ CF ₃	5,2	0,34		1 980	575	175
HFE-347pcf2	CHF ₂ CF ₂ OCH ₂ CF ₃	7,1	0,25		1 900	580	175
HFE-356pcc3	CH ₃ OCF ₂ CF ₂ CHF ₂	0,33	0,93		386	110	33
HFE-449sl (HFE-7100)	C ₄ F ₉ OCH ₃	3,8	0,31		1 040	297	90
HFE-569sf2 (HFE-7200)	C ₄ F ₉ OC ₂ H ₅	0,77	0,3		207	59	18
HFE-43-10pccc124 (H-Galden 1040x)	CHF ₂ OCF ₂ OC ₂ F ₄ OCHF ₂	6,3	1,37		6 320	1 870	569
HFE-236ca12 (HG-10)	CHF ₂ OCF ₂ OCHF ₂	12,1	0,66		8 000	2 800	860
HFE-338pcc13 (HG-01)	CHF ₂ OCF ₂ CF ₂ OCHF ₂	6,2	0,87		5 100	1 500	460
Ethers perfluorés							
PFPME	CF ₃ OCF(CF ₃)CF ₂ OCF ₂ OCF ₃	800	0,65		7 620	10 300	12 400
Hydrocarbures et autres composants – Effets directs							
Diméthyléther	CH ₃ OCH ₃	0,015	0,02		1	1	<<1
Dichlorométhane	CH ₂ Cl ₂	0,38	0,03		31	8,7	2,7
Chlorométhane	CH ₃ Cl	1,0	0,01		45	13	4

Notes:

[‡] DRE se réfère au rapport d'évaluation du GIEC en 1995, développé dans le cadre de la CCNUCC.

^a La fonction de réponse du CO₂ utilisée dans ce rapport est basée sur la version révisée du modèle de cycle carbonique de Berne utilisé au chapitre 10 du présent rapport (Bern2.5CC; Joos et d'autres 2001), qui utilise une valeur de concentration de fond de CO₂ de 378 ppm. La dégradation du CO₂ en fonction du temps t est fournie par la relation

$$a_0 + \sum_{i=1}^3 a_i \cdot e^{-t/\tau_i} \text{ où } a_0 = 0,217, a_1 = 0,259, a_2 = 0,338, a_3 = 0,186, \tau_1 = 172,9 \text{ ans}, \tau_2 = 18,51 \text{ ans et } \tau_3 = 1 186 \text{ ans, pour } t < 1 000 \text{ ans.}$$

^b L'efficacité radiative de CO₂ est calculée utilisant l'expression simplifiée développée dans le GIEC (1990) et révisée dans le TRE, avec une valeur de concentration de fond mise à jour de 378 ppm et une perturbation de +1 ppm (cf. Section 2.10.2).

^c La durée de vie de la perturbation créée par le CH₄ est de 12 ans, comme dans le TRE (cf. également Section 7.4). Le potentiel de réchauffement climatique pour le CH₄ comprend des effets indirects tels des augmentations d'ozone et de vapeur d'eau dans la stratosphère (cf. Section 2.10).

^d La durée de vie estimée à 1000 ans est une limite inférieure.

affectant les changements de la couche de nuages et le fait qu'aucun mécanisme physique n'a pu être prouvé. Pour cette raison, l'association entre des changements incités par les rayons cosmiques galactiques sur les aérosols et la formation de nuages reste controversée. {2.7}

Les éruptions volcaniques explosives augmentent considérablement la concentration d'aérosols sulfatés dans la stratosphère. Une seule éruption peut ainsi refroidir le climat moyen mondial pendant quelques années. Les aérosols volcaniques perturbent les bilans d'énergie radiatifs tant dans la stratosphère qu'à la surface avec la troposphère, ainsi que le climat de manière épisodique ; beaucoup d'événements passés apparaissent clairement dans les observations de sulfate extrait des glaces, ainsi qu'à partir des mesures de température. Depuis l'éruption du Pinatubo en 1991, il n'y a eu aucun événement volcanique explosif capable d'envoyer des masses significatives dans la stratosphère. Cependant, le potentiel existe pour des éruptions volcaniques beaucoup plus importantes que celles du Pinatubo en 1991, éruptions qui pourraient produire un plus grand forçage radiatif et un refroidissement à plus long terme du système climatique. {2.7, 6.4, 6.6, 9.2}

RT2.5 Forçage radiatif net au niveau mondial, potentiel de réchauffement climatique et schémas de forçage

La compréhension de l'influence du réchauffement et du refroidissement anthropiques sur le climat s'est améliorée depuis le TRE, permettant d'avancer avec une confiance très élevée que l'effet des activités humaines depuis 1750 a été un forçage positif net de +1,6 [+0,6 à +2,4] W m⁻². La compréhension améliorée et la meilleure quantification des mécanismes de forçage depuis le TRE permettent d'établir pour la première fois un forçage radiatif anthropique net combiné. La distribution de probabilité de l'évaluation du forçage radiatif anthropique combiné, présenté à la figure RT.5, provient de la combinaison des valeurs composantes pour chaque agent de forçage et de leurs incertitudes ; la valeur la plus probable est d'environ un ordre de grandeur supérieur au forçage radiatif évalué à partir des variations du rayonnement solaire. Comme l'intervalle d'évaluation va de +0,6 à +2,4 W m⁻², on peut établir avec une confiance très élevée l'existence d'un forçage positif net du système climatique en raison de l'activité humaine. Les GESLV contribuent ensemble à +2,63 ± 0,26 W m⁻², ce qui représente le forçage radiatif dominant, au niveau de compréhension scientifique le plus élevé. Par contraste, les effets directs des aérosols, l'albédo des nuages et l'albédo de surface contribuent à des contraintes négatives moins bien cernées, et avec de plus grandes incertitudes. La marge dans l'évaluation nette

est augmentée par des facteurs de forçage négatifs, qui ont de plus grandes incertitudes que les facteurs positifs. La nature de l'incertitude dans l'effet albédo des nuages estimé introduit une asymétrie considérable dans la distribution. Les incertitudes dans la distribution incluent des aspects structurels (par exemple, la représentation d'extrêmes dans les valeurs composantes, l'absence de toute pondération des mécanismes de forçage radiatif, l'existence de forçages radiatifs non encore pris en compte ni évalués quantitativement) et des aspects statistiques (par exemple, des suppositions des types de distributions décrivant des incertitudes des composantes). {2.7, 2.9}

Le potentiel de réchauffement planétaire (PRP) est une mesure utile pour comparer l'impact climatique potentiel des émissions de différents GESLV (voir le tableau RT.2). Les potentiels de réchauffement planétaire comparent le forçage radiatif intégré au cours d'une période définie (par exemple, 100 ans) d'une émission indiquée en unités de masse, et sont une façon de comparer le changement climatique potentiel associé aux émissions des différents gaz à effet de serre. Les défauts du concept de potentiel de réchauffement climatique sont bien documentés, particulièrement lorsqu'il est utilisé pour évaluer l'impact d'espèces de courte durée de vie. {2.10}

Pour décrire l'ampleur et la gamme de forçages réalistes considérés, les preuves laissent à penser qu'il existe une relation approximativement linéaire entre le forçage radiatif moyen global et la réponse moyenne globale de la température de surface. Les modèles spatiaux de forçage radiatif varient entre des agents de forçage différents. Cependant, on ne s'attend généralement pas à une réponse climatique spatiale perceptible correspondant à celle du forçage. Le type de réponse climatique spatiale est en grande partie contrôlé par des processus climatiques et leurs réactions. Par exemple, la rétroaction de la modification de l'albédo suite à la fonte des glaces de mer a tendance à augmenter la réponse à haute latitude. Les modèles spatiaux de réponse sont aussi affectés par des différences d'inertie thermique entre la terre et les régions marines. {2.8, 9.2}

Le type de réponse à un forçage radiatif peut fortement varier si sa structure est apte à affecter un aspect particulier de la structure atmosphérique ou de la circulation. Les études de modélisation et des comparaisons de données suggèrent que les schémas de circulation à moyenne et haute latitude sont probablement affectés par des contraintes du type éruptions volcaniques, qui ont été liées avec des changements dans l'oscillation arctique (AO – ou oscillation annulaire nord, NAM) et l'oscillation Nord-Atlantique (NAO) (cf. section 3.1 et l'encart RT.2). Les simulations suggèrent aussi que l'absorption d'aérosols, et particulièrement le carbone noir, peut réduire la radiation solaire atteignant la surface

et peut réchauffer l'atmosphère à l'échelle régionale, affectant le profil vertical de température et la circulation atmosphérique à grande échelle. {2.8, 7.5, 9.2}

Les modèles spatiaux de forçages radiatifs pour l'ozone, les effets directs des aérosols, les interactions nuages / aérosols et l'affectation des terres ont des incertitudes considérables, contrairement à la confiance relativement élevée dans les modèles spatiaux de forçage radiatifs pour les GESLV. Le forçage radiatif positif net dans l'hémisphère sud dépasse *très probablement* celui dans l'hémisphère nord à cause des moindres concentrations d'aérosols au sud. {2.9}

TS 2.6 Forçage de surface et cycle hydrologique

Les observations et les modèles indiquent que les changements du flux radiatif à la surface de la Terre affectent la chaleur superficielle et les bilans d'humidité, impliquant ainsi le cycle hydrologique. Des études récentes indiquent que certains agents de forçage peuvent influencer sur le cycle hydrologique de manière différente à d'autres, de par leurs interactions avec les nuages. Particulièrement, les variations de la présence d'aérosols peuvent avoir affecté les précipitations et d'autres aspects du cycle hydrologique plus fortement que d'autres d'agents anthropiques de forçage. L'énergie déposée à la surface affecte directement l'évaporation et le transfert thermique perceptible. Le changement de flux radiatif instantané à la surface (nommé ci-après « forçage de surface ») est un outil diagnostique utile pour comprendre les changements de bilans d'humidité et de chaleur à la surface et le changement climatique qui y est lié. Cependant, à la différence du forçage radiatif, il ne peut être utilisé pour comparer quantitativement les effets de différents agents sur le changement d'équilibre des températures de surface moyennes mondiales. Le forçage radiatif net et le forçage de surface ont différents gradients équateur-pôle dans l'hémisphère nord, et sont également différents entre l'hémisphère nord et l'hémisphère sud. {2.9, 7.2, 7.5, 9.5}

RT.3 L'observation des changements climatiques

La présente évaluation considère les changements du système climatique de la Terre, prenant en compte non seulement l'atmosphère, mais aussi l'océan et la cryosphère, et des phénomènes comme des changements de circulation atmosphérique, dans le but d'augmenter la compréhension des tendances, de la variabilité et des processus du changement climatique à l'échelle mondiale et régionale. Les relevés d'observation employant des méthodes

directes sont de durée variable, décrites ci-dessous, avec des évaluations des températures mondiales pouvant actuellement remonter jusqu'en 1850. Les observations de cas de temps et de climat extrêmes sont discutées et les modifications de ces cas extrêmes sont décrites. Est aussi décrite la cohérence des changements observés parmi les variables climatiques différentes, conduisant à une image de plus en plus complète. Et finalement, les informations paléoclimatiques qui emploient généralement des indicateurs indirects pour déduire des informations sur le changement climatique sur de plus longues durées (jusqu'à des millions d'années) sont également évaluées.

RT.3.1 Changements atmosphériques : relevés instrumentaux

Cette évaluation inclut l'analyse de moyens globaux et hémisphériques, des changements sur la terre et l'océan et des distributions de tendances selon la latitude, la longitude et l'altitude. Depuis le TRE, grâce à des améliorations d'observations et de leur calibrage, l'analyse plus détaillée de méthodes et de plus longues séries temporelles, des analyses plus approfondies des changements incluant la température atmosphérique, les précipitations, l'humidité, le vent et la circulation ont été rendues possibles. Les événements climatiques extrêmes sont une expression-clef de la variabilité climatique et cette évaluation intègre de nouvelles données qui permettent une meilleure appréhension des variations de beaucoup de types d'événements extrêmes incluant les vagues de chaleur, les sécheresses, les fortes précipitations et des cyclones tropicaux (dont les ouragans et les typhons). {3.2–3.4, 3.8}

En outre, des progrès ont été accomplis depuis le TRE dans la compréhension d'un certain nombre d'anomalies saisonnières et à long terme qui peuvent désormais être décrites par des schémas de variabilité climatique. Ces schémas résultent d'interactions internes et des effets différentiels sur l'atmosphère des terres et de l'océan, des montagnes et de grands changements en matière de chauffage. Leur réponse est souvent ressentie dans des régions éloignées de leur source physique par des téléconnexions atmosphériques associées aux vagues à grande échelle dans l'atmosphère. La compréhension des anomalies de la température et des précipitations associées aux modèles dominants de variabilité climatique est essentielle pour la compréhension de beaucoup d'anomalies climatiques régionales et pour savoir pourquoi ces anomalies peuvent différer de celles à l'échelle mondiale. Les changements de parcours des tempêtes, les courants jets, les régions où les anticyclones sont régulièrement bloqués et les modifications des moussons peuvent aussi se produire en concordance avec ces modèles de variabilité. {3.5–3.7}

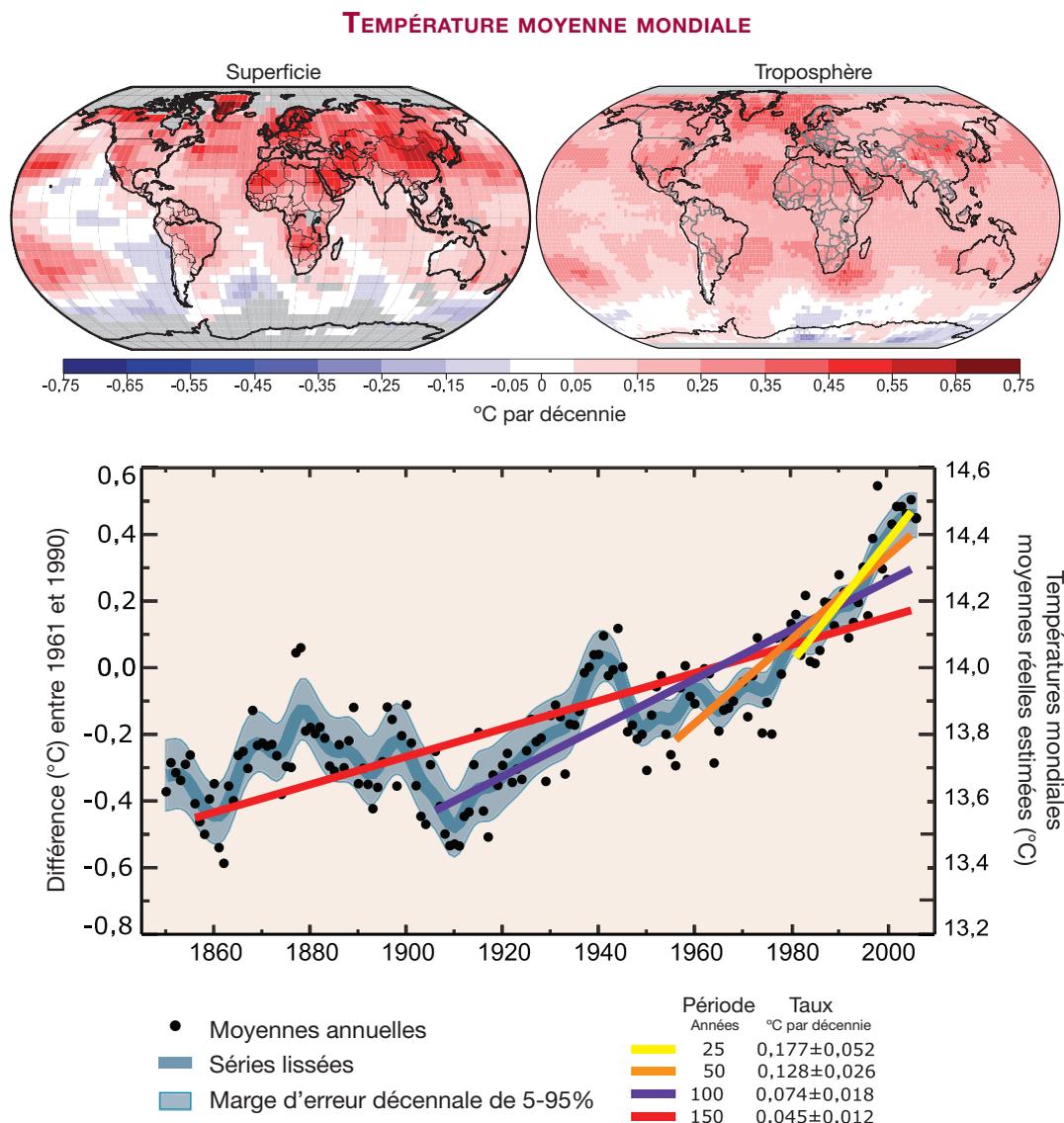


Figure RT.6. (en haut) Tendances mondiales linéaires de températures au cours de la période 1979 à 2005 estimées à la surface et dans la troposphère à partir d'enregistrements par satellite (à droite). Le gris indique les secteurs dont les données sont incomplètes. (En bas) Moyennes annuelles mondiales de températures (points noirs) et tendance linéaire. L'ordonnée de gauche montre des anomalies de température par rapport à la moyenne 1961–1990 et l'ordonnée de droite les températures réelles, toutes deux en °C. Sont présentées les tendances linéaires pour les 25 (en jaune), 50 (en orange), 100 (en magenta) et 150 dernières années (en rouge). La courbe bleue lissée montre des variations par décennie (cf. Annexe 3. A), et la bande bleu pâle la marge d'erreur de 90%. L'augmentation totale de température de la période 1850 à 1899 à la période 2001 à 2005 est $0,76^{\circ}\text{C} \pm 0,19^{\circ}\text{C}$. {FAQ 3.1, Figure 1}

RT 3.1.1 Températures moyennes mondiales

2005 et 1998 sont les deux années les plus chaudes depuis le début de la période de mesures instrumentalisées de la température de surface de l'air, c'est-à-dire 1850. Si le phénomène El Niño de 1997–1998 a fait augmenter les températures superficielles de 1998, on n'a pas observé d'anomalie aussi marquée en 2005. Onze des douze dernières années, soit la période 1995 à 2006 – l'exception étant 1996 – se classent parmi les douze années les plus chaudes de la série de mesures depuis 1850. {3.2}

La température superficielle moyenne mondiale a augmenté, particulièrement depuis 1950 environ. La tendance sur 100 ans (1906–2005), de $0,74^{\circ}\text{C} \pm 0,18^{\circ}\text{C}$ est plus grande que la tendance de réchauffement sur 100 ans au moment du TRE (1901–2000) de $0,6^{\circ}\text{C} \pm 0,2^{\circ}\text{C}$, à cause de ces années chaudes supplémentaires. L'augmentation totale de la température de 1850–1899 à 2001–2005 est de $0,76^{\circ}\text{C} \pm 0,19^{\circ}\text{C}$. Le taux de réchauffement moyen pendant les cinquante dernières années ($0,13^{\circ}\text{C} \pm 0,03^{\circ}\text{C}$ par décennie) est presque deux fois supérieur à celui des cent dernières années. Trois évaluations mondiales différentes présentent toutes une tendance cohérente au

réchauffement. Il y a aussi une cohérence entre les jeux de données correspondant à leurs domaines terrestres et océaniques pris séparément, et entre la température superficielle de la mer (TSM) et la température nocturne de l'air marin (cf. Figure RT. 6). {3.2}

Des études récentes confirment que l'urbanisation et le changement d'affectation des terres n'ont qu'un effet négligeable sur les mesures mondiales des températures (moins de 0,006°C par décennie sur la terre et zéro sur l'océan) tant pour les moyennes hémisphériques qu'à l'échelle continentale. Toutes les observations sont sujettes à des contrôles de qualité et de cohérence afin de corriger d'éventuels biais. Les effets réels mais locaux des zones urbaines sont pris en compte dans les jeux de données de température au niveau du sol. L'urbanisation et les effets de l'utilisation de terres ne permettent pas d'expliquer le réchauffement océanique observé. C'est par contre avec de plus en plus d'assurance que l'on peut affirmer que les îles de chaleur urbaines affectent tant les précipitations, la nébulosité que l'amplitude diurne de la température. {3.2}

La moyenne mondiale d'ADT a arrêté sa chute. Sa diminution était estimée à environ 0,1°C par décennie dans le TRE, pour la période couvrant les années 1950 à 1993. Les dernières observations révèlent que l'ADT n'a pas changé de 1979 à 2004 et que les températures moyennes de jour comme de nuit ont augmenté de la même manière. Les tendances sont fortement variables d'une région à l'autre. {3.2}

Les nouvelles analyses par radiosonde et les mesures satellites de température dans la troposphère inférieure et moyenne présentent des taux de réchauffement généralement cohérents entre eux et avec les mesures de température à la surface pour les périodes 1958 à 2005 et 1979 à 2005, en tenant compte de leurs incertitudes respectives. Un écart important rencontré dans le TRE trouve ainsi sa résolution (cf. Figure RT.7). Les mesures par radiosonde sont nettement moins étendues dans l'espace que les mesures à la surface, et il est de plus en plus probable que certains jeux de données par radiosonde ne sont pas fiables, particulièrement sous les tropiques. Des disparités persistent parmi différentes tendances de la température dans la troposphère évaluées à partir du satellite d'Unité de sondage micro-ondes (MSU) et des mesures MSU avancées depuis 1979, toutes contenant probablement encore des erreurs résiduelles. Cependant, les évaluations de tendance ont

TEMPÉRATURES DE L'AIR OBSERVÉES

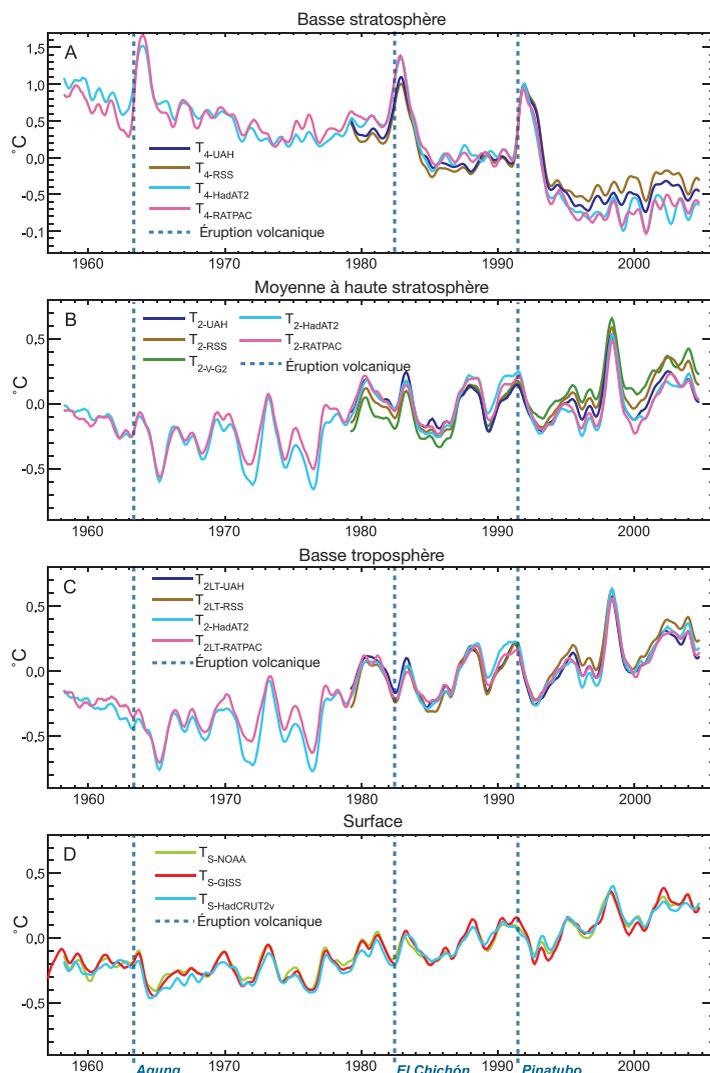


Figure RT.7. Températures de surface observée (D) et températures de l'air dans la troposphère inférieure (C), dans la troposphère moyenne et supérieure (B) et la stratosphère inférieure (A), présentées comme des anomalies moyennes mensuelles par rapport à la période 1979 à 1997 lissée sur un pas de temps glissant de sept mois. Les lignes pointillées indiquent l'occurrence d'éruptions volcaniques majeures. {Figure 3.17}

été considérablement améliorées et les différences entre les jeux de données réduites depuis le TRE, par des réajustements lors des changements de satellite, de déclins d'orbites et de déviations dans les données temporelles locales (effets de cycles journaliers). Il apparaît que la mesure de la température troposphérique par satellite est largement compatible avec les tendances de température à la surface, si l'influence stratosphérique sur le canal MSU 2 est bien prise en compte. Le réchauffement mondial à la surface depuis 1979 estimé à partir de différents jeux de données est de 0,16°C à 0,18°C par décennie, comparé à 0,12°C à 0,19°C par décennie pour les évaluations tirées des températures troposphériques MSU. Il est probable que le réchauffement augmente

Encart RT.2. Schémas (modes) de variabilité climatique

L'analyse de la variabilité atmosphérique et climatique a montré que l'une de ses composantes significatives peut être décrite en termes de fluctuations dans l'amplitude et le signe des indices d'un nombre relativement restreint de modèles tendanciels de variabilité. Certains des modèles les mieux connus sont présentés ici :

- *El-Niño* / Oscillation australe (ENSO), une fluctuation couplée de l'atmosphère et de l'océan Pacifique équatorial, avec des durées définies de deux à environ sept ans. L'ENSO est souvent mesuré par la différence dans des anomalies de pression superficielles entre Tahiti et Darwin et de TSM dans le Pacifique équatorial central et oriental. ENSO a des téléconnexions globales.
- L'oscillation Nord-Atlantique (NAO), une mesure de la tension du cyclone sur l'Islande et de l'anticyclone des Açores, et des vents d'ouest entre eux, principalement en hiver. Le NAO présente des fluctuations associées des trajectoires des tempêtes, de la température et des précipitations provenant de l'Atlantique Nord vers l'Eurasie (cf. Encart RT.2, Figure 1).
- L'oscillation annulaire du nord ou oscillation arctique (NAM), une fluctuation d'hiver dans l'amplitude d'un modèle caractérisé par une pression de surface basse en Arctique et de forts vents d'Ouest sous les latitudes moyennes. Le NAM a des liaisons avec le vortex polaire du nord et de là avec la stratosphère.
- L'oscillation annulaire du sud ou oscillation antarctique (SAM), fluctuation d'un modèle caractérisé par une basse pression superficielle antarctique et de forts vents d'ouest à latitude moyenne, analogue au NAM, mais présent tout au long de l'année.
- Le modèle Pacifique-nord-américain (PNA), un modèle atmosphérique de vagues à grande échelle caractérisé par une série d'anomalies troposphériques à haute et basse pression, s'étendant du Pacifique subtropical ouest à la côte est de l'Amérique du Nord.
- L'oscillation pacifique décennale (ODP), une mesure des TSM dans le Pacifique nord qui corrèle très fortement avec l'Index Pacifique Nord (NPI), mesure de la profondeur de la dépression des Aléoutiennes. Elle est toutefois perceptible sur l'ensemble du Pacifique.

PHASE POSITIVE DU NAO ET DU NAM



Encart RT.2, Figure 1. Un schéma des changements associés à la phase positive du NAO et du NAM. Sont présentés les changements de la pression et des vents, ainsi que les changements de précipitations. Les couleurs chaudes indiquent les secteurs qui sont plus chauds qu'à la normale et les bleues les secteurs plus frais qu'à la normale.

La limite dans laquelle on peut considérer tous ces modèles définis de variabilité comme étant de véritables modes empruntés par le système climatique est un sujet de recherche active. Cependant, des preuves scientifiques existent selon lesquelles l'existence de ces modèles entraîne des réponses au forçage de plus grande amplitude que ce qui serait autrement escompté. Notons qu'un certain nombre de changements climatiques observés au XX^e siècle peut être explicité en termes de variations de ces modèles. Il est donc important d'évaluer la capacité des modèles climatiques à les simuler (cf. section RT.4, encart RT.7) et de considérer la mesure dans laquelle les changements observés en relation à ces modèles sont liés à la variabilité interne ou au changement climatique anthropique. {3.6, 8.4}

avec l'altitude depuis la surface pour une grande part de la troposphère sous les tropiques, avec un refroidissement dans la stratosphère et une tendance vers une élévation de la tropopause. {3.4}

Des évaluations de températures stratosphériques

par radiosondes ajustées, par satellites et par réanalyses convergent toutes qualitativement pour affirmer un refroidissement de l'ordre de 0,3°C et 0,6°C par décennie depuis 1979 (cf. Figure RT.7). Des enregistrements par radiosonde sur une plus longue période (remontant

à 1958) font également montre d'un refroidissement stratosphérique, mais sont soumis à des incertitudes instrumentales substantielles. Le taux de refroidissement s'est accru après 1979 pour ralentir au cours de la dernière décennie. Il est *probable* que les enregistrements par radiosonde surestiment le refroidissement stratosphérique, car certains changements de sondes n'ont pas encore été pris en compte. Les tendances ne sont pas uniformes, à cause des épisodes de réchauffement stratosphérique qui suivent les éruptions volcaniques majeures. {3.4}

RT.3.1.2 Distribution spatiale de changements de température, circulation et variables liées

Les températures de surface des régions continentales ont augmenté plus rapidement que sur les océans dans les deux hémisphères. Les relevés actuellement disponibles, sur de plus longues périodes, présentent un taux significativement plus élevé de réchauffement sur les terres que sur les océans pendant les deux décennies passées (de 0,27°C contre 0,13°C par décennie). {3.2}

Le réchauffement des trente dernières années s'étend sur l'ensemble du globe ; il est plus important aux hautes latitudes du nord. Le plus fort réchauffement apparaît pendant l'hiver (DJF) et le printemps (MAM) de l'hémisphère nord. La moyenne des températures arctiques a augmenté avec un taux presque deux fois plus élevé que dans le reste du monde au cours du siècle passé. Cependant, les températures arctiques sont fortement variables. Une période arctique chaude légèrement plus longue, presque aussi chaude qu'actuellement, a été observée de 1925 à 1945, mais sa distribution géographique semble différer des réchauffements récents puisque son étendue n'était pas mondiale. {3.2}

On a trouvé des preuves scientifiques de variations à long terme de la circulation atmosphérique à grande échelle, tels un déplacement vers les pôles et un renforcement des vents d'ouest. Les tendances climatiques régionales peuvent différer fortement de la moyenne mondiale, étant le reflet de changements des circulations et des interactions de l'atmosphère et de l'océan et d'autres composantes du système climatique. Des maxima plus élevés de vents d'ouest à latitude moyenne ont lieu dans les deux hémisphères à la plupart des saisons, d'au moins 1979 à la fin des années 1990, et des déplacements vers les pôles des courants-jets atlantiques et sud-polaires correspondants ont été documentés. L'occurrence des vents d'ouest a augmenté dans l'hémisphère nord des années 1960 aux années 1990, puis retrouvé des valeurs proches de la moyenne à long terme. La force accrue du vent d'ouest dans l'hémisphère nord change le flux des océans vers les continents et représente

VAPEUR D'EAU ATMOSPHÉRIQUE

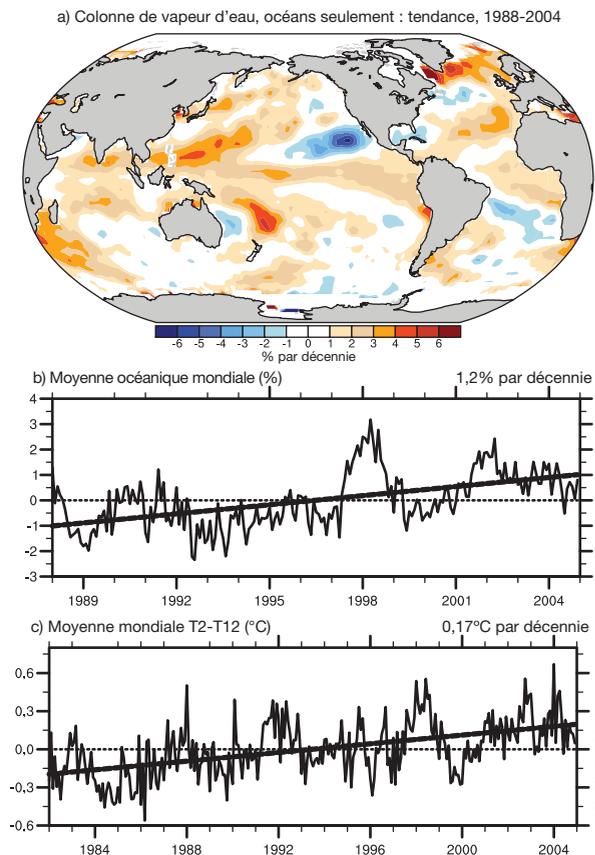


Figure TS.8. (a) Tendances linéaires dans les précipitations (colonne totale de vapeur d'eau) pendant la période 1988 à 2004 (% par décennie) et (b) série temporelle mensuelle d'anomalies, par rapport à la période montrée, au-dessus de l'océan au niveau mondial, avec la tendance linéaire. (c) La perception radiative moyenne globale (80°N à 80°S) de l'humidification de la troposphère supérieure est donnée par des séries temporelles mensuelles de combinaisons d'anomalies de température dans la brillance perçue par satellite (°C), par rapport à la période 1982 à 2004, la ligne brisée montrant la tendance linéaire de la température de brillance clef en °C par décennie. {3.4, Figures 3.20 et 3.21}

un facteur majeur dans les changements observés en hiver sur les trajectoires des tempêtes et dans les modèles liés de précipitations et des tendances de température pour les latitudes moyennes et hautes. Les analyses des vents et de la hauteur significative des vagues confirment les preuves, basées sur de nouvelles analyses, des changements dans les tempêtes extratropicales de l'hémisphère nord depuis le début des relevés de réanalyse, à la fin des années 1970, jusqu'à la fin des années 1990. Ces changements sont marqués d'une tendance à des vortex polaires hivernaux plus forts, partout dans la troposphère et la stratosphère inférieure. {3.2, 3.5}

Beaucoup de changements climatiques régionaux peuvent être décrits en termes de modèles tendanciels de variabilité climatique et donc comme des changements de l'occurrence des indices qui caractérisent la force

et la phase de ces modèles. L'importance, quelle que soit l'échelle de temps, des fluctuations des vents d'ouest et les trajectoires des tempêtes dans l'Atlantique Nord a souvent été relevée, et ces fluctuations sont décrites par la NAO (cf. Encart RT.2 expliquant celui-ci et d'autres modèles tendanciels). Les caractéristiques de fluctuations des vents d'ouest moyennées par zone dans les deux hémisphères ont été plus récemment décrites par leur « mode annulaire » respectif, les oscillations annulaires du nord et du sud (NAM et SAM [ou oscillations arctique et antarctique]). Les changements observés peuvent être exprimés en termes de déplacement de la circulation vers la structure associée à l'un des signes de ces modèles tendanciels. L'augmentation des courants d'ouest à moyenne latitude en Atlantique Nord peut en grande partie s'expliquer par des changements de NAM ou NAO; la variabilité sur plusieurs décennies est également évidente en Atlantique, tant dans l'atmosphère que dans l'océan. Dans l'hémisphère sud, les changements de circulation liés à une augmentation de SAM des années 1960 jusqu'à aujourd'hui sont associés à un fort réchauffement au-dessus de la péninsule antarctique et, dans une moindre mesure, au refroidissement au-dessus de l'Antarctique continental. Des variations ont aussi été observées dans les interactions océan/atmosphère dans le Pacifique. L'ENSO est le mode dominant de variabilité d'échelle mondiale sur des durées interannuelles, bien que ce n'ait pas toujours été aussi apparent. Le changement climatique de 1976–1977 lié au changement de phase de l'Oscillation pacifique décennale (ODP) vers plus d'événements de type El Niño et des changements de l'évolution d'ENSO ont affecté beaucoup de secteurs, y compris la plupart des moussons tropicales. Par exemple, au-dessus de l'Amérique du Nord, l'ENSO et des changements téléconnectés dans le Pacifique nord américain (PNA) semblent avoir conduit à des changements contrastés à travers le continent : la partie occidentale s'est réchauffée plus fortement que la partie orientale, tandis que cette dernière est devenue plus nuageuse et plus humide. On constate une variabilité atmosphérique substantielle à faible fréquence sur le Pacifique au cours du XX^e siècle, avec de longues périodes d'affaiblissement (1900–1924 ; 1947–1976) aussi bien que de renforcement (1925–1946; 1977–2003) de la circulation. {3.2, 3.5, 3.6}

Les changements observés dans les extrêmes de température sont en accord avec le réchauffement. Les observations montrent une diminution généralisée du nombre de jours de gel aux latitudes moyennes, une augmentation du nombre de cas extrêmes chauds (10% des jours ou des nuits les plus chauds) et une réduction des cas d'extrêmes froids quotidiens (10% des jours ou des nuits les plus froids) (cf. Encart RT.5). Les changements les plus marqués s'observent pour les nuits froides, dont

PRÉCIPITATIONS MOYENNES MONDIALES

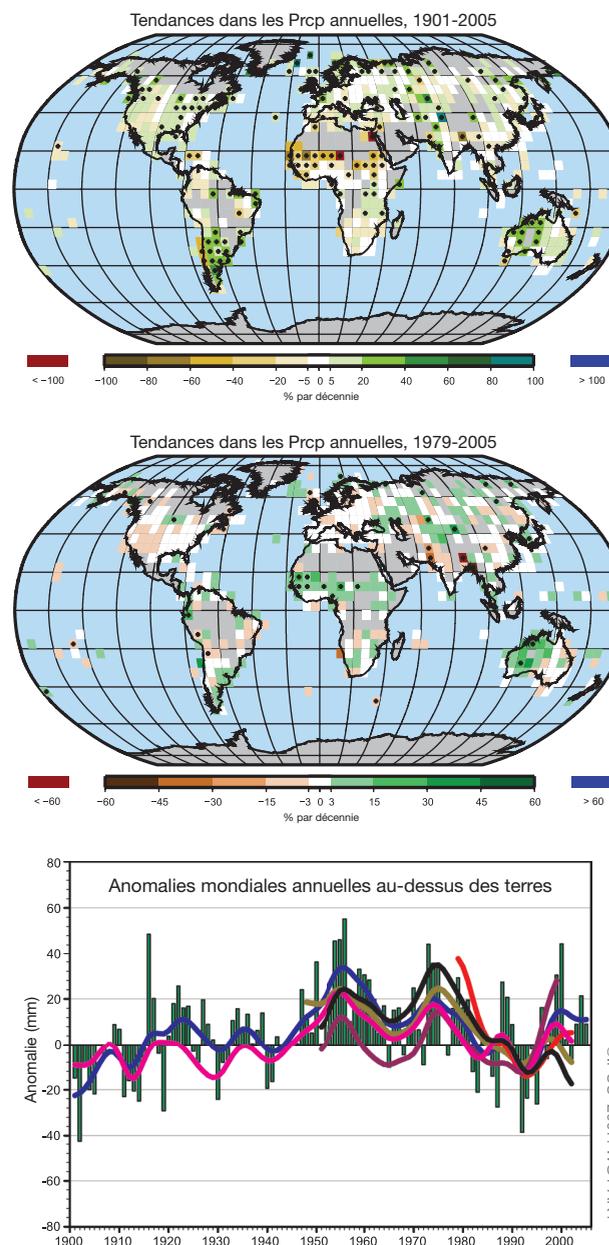


Figure RT.9. (en haut) Distribution des tendances linéaires dans le volume des précipitations annuelles sur les terres dans la période 1901–2005 (% par siècle) et (au milieu) entre 1979 et 2005 (% par décennie). Les zones grisées indiquent qu'une insuffisance dans les données empêche de donner une tendance fiable. Le pourcentage est en base 1961–1990. (En bas) Séries temporelles des anomalies des précipitations annuelles mondiales sur les terres en base 1961–1990, de 1900 à 2005. Les courbes lissées montrent les variations décennales (cf. Annexe 3.A) pour différents lots de données. {3.3, Figures 3.12 et 3.13}

l'occurrence a baissé au cours de la période 1951 à 2003 pour toutes les régions où les données sont disponibles (76% des terres émergées). {3.8}

La durée des vagues de chaleur a augmenté à partir de la deuxième moitié du XX^e siècle. La vague de chaleur

TENDANCES DE PRÉCIPITATIONS ANNUELLES

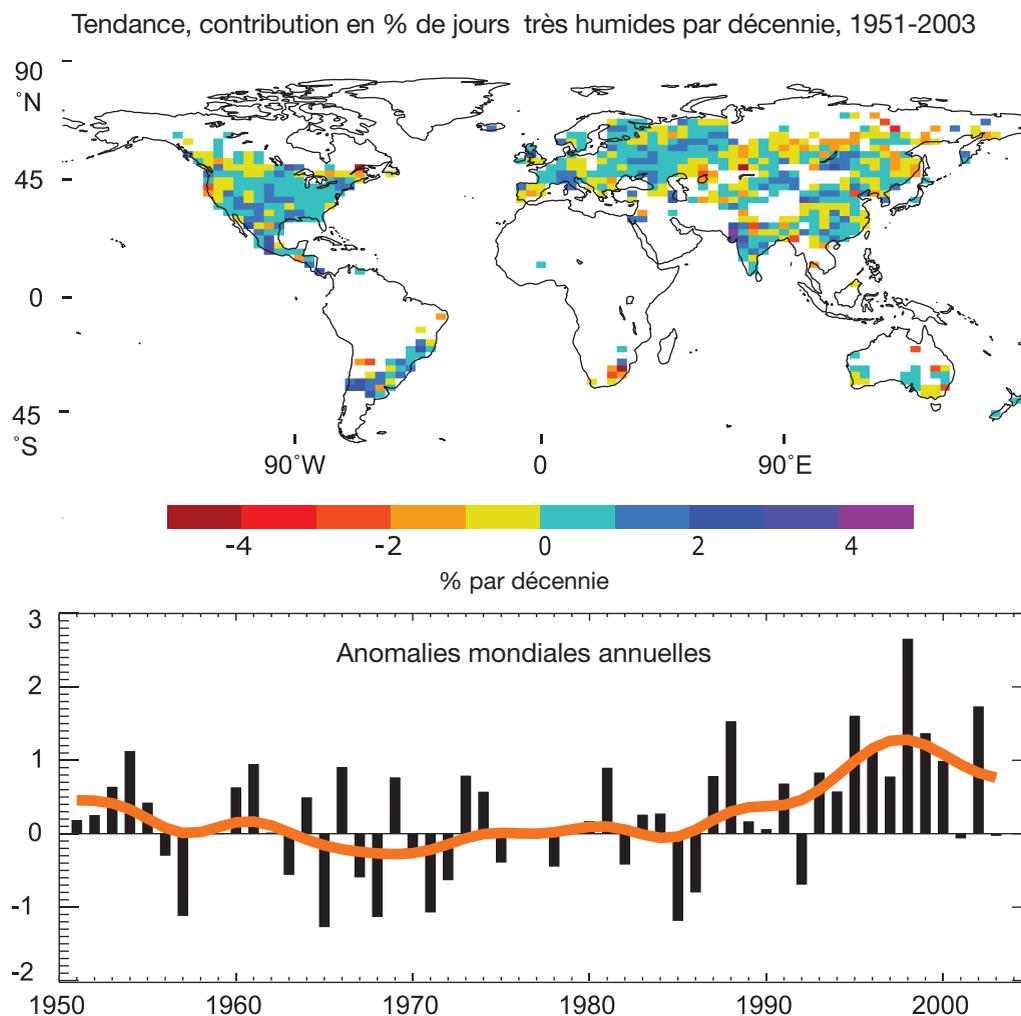


Figure RT.10. (en haut) tendances observées (en % par décennie) pour la période 1951–2003 dans la contribution des précipitations annuelles totales de jours très humides (soit à partir du 95e percentile). Les zones de terres blanches sont celles où on dispose de données insuffisantes pour déterminer des tendances. (En bas) anomalies (en %) des séries temporelles annuelles des jours très humides au niveau du globe (régions qui figurent dans le cadre du haut) en base 1961–1990, définies comme le pourcentage de variation par rapport à la moyenne de la période considérée (22,5%). La courbe orange lissée indique les variations décennales (v. Annexe 3.A) {Figure 3.39}

ANOMALIES ANNUELLES DE LA TEMPÉRATURE DE LA SURFACE DE LA MER

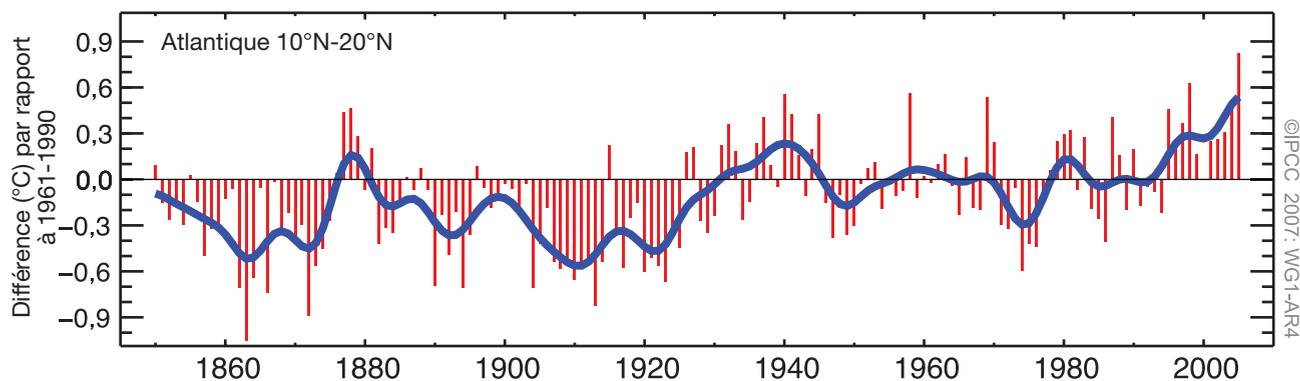


Figure TS.11. Anomalies annuelles (°C) dans la température de surface de la mer de l'Atlantique tropical (10°–20°N) dans la région de formation des cyclones tropicaux de l'Atlantique, par rapport à la moyenne de 1961–1990 {Figure 3.33}

record sur l'Europe occidentale et centrale en été 2003 est un exemple d'un cas extrême exceptionnel récent. L'été 2003 (JJA) a été le plus chaud depuis l'existence de mesures comparables, c'est-à-dire aux environs de 1780 (1,4°C de plus au précédent record de chaleur en 1807). L'assèchement de la surface de terre au printemps sur l'Europe a été un facteur important de l'occurrence des températures extrêmes de 2003. Les vagues de chaleur ont également augmenté dans la fréquence et la durée en d'autres emplacements. La très forte corrélation entre la sécheresse observée et de hautes températures sur les terres pendant l'été sous les tropiques met en évidence le rôle important de l'humidité dans la modération du climat. {3.8, 3.9}

Il n'y a pas d'éléments suffisants permettant de déterminer s'il existe une tendance d'occurrence d'événements tels que les tornades, la grêle, la foudre et les tempêtes de poussières qui s'observent à petite échelle spatiale. {3.8}

RT. 3.1.3 Changements du cycle de l'eau : vapeur d'eau, nuages, précipitations et tempêtes tropicales

La vapeur d'eau troposphérique augmente (cf. Figure RT.8). L'humidité spécifique superficielle a généralement augmenté depuis 1976 en relation proche avec les températures plus hautes tant sur la terre que sur l'océan. La colonne de vapeur d'eau totale a augmenté sur les océans de par le monde de $1,2 \pm 0,3$ % par décennie (avec une limite de confiance de 95%) de 1988 à 2004. Les changements régionaux observés sont cohérents tant dans leur mode qu'en quantité avec les changements de TSM et avec l'hypothèse d'une augmentation quasi-constante de l'humidité relative de la vapeur d'eau dans le rapport de mélange. La vapeur d'eau atmosphérique supplémentaire implique une disponibilité d'humidité accrue pour les précipitations. {3.4}

La vapeur d'eau dans la troposphère supérieure augmente aussi. En raison des limites instrumentales, il est difficile d'évaluer les changements à long terme de la vapeur d'eau dans la troposphère supérieure, c'est-à-dire là où elle a une importance radiative. Cependant, les données disponibles mettent actuellement en évidence des augmentations mondiales de l'humidité spécifique dans la troposphère supérieure au cours des deux dernières décennies (Figure RT.8). Ces observations sont en accord avec l'augmentation observée des températures et représentent une avancée importante depuis le TRE. {3.4}

L'ENSO est déterminant pour les variations des nuages. Etendues bien que pas omniprésentes, les

diminutions du DTR continental ont coïncidé avec des augmentations de la quantité de nuages. Des observations de surface et par satellite ne s'accordent pas sur les variations de nébulosité totale et océanique à basse altitude. Cependant, des changements de radiation au sommet de l'atmosphère, observées des années 1980 aux années 1990 (dont il est possible qu'ils soient en partie liés au phénomène ENSO) semblent être associés à la réduction de la couche de nuages supérieure tropicale et sont compatibles avec des changements du bilan d'énergie et du pouvoir calorifique océanique observé. {3.4}

« L'obscurcissement mondial » n'est pas mondial du point de vue de la mesure et il ne s'est pas poursuivi après 1990. Les diminutions prévues de la radiation solaire à la surface de la Terre de 1970 à 1990 sont entachées d'un biais urbain. Qui plus est, l'on a observé des augmentations depuis environ 1990. Une charge croissante d'aérosols due aux activités humaines diminue la qualité de l'air régionale et la quantité de radiation solaire atteignant la surface de la Terre. Dans quelques régions, comme en Europe de l'Est, les observations récentes d'un renversement dans le signe de cet effet lient les changements de la radiation solaire aux améliorations de qualité de l'air qui leur sont contemporaines. {3.4}

Des tendances à long terme des précipitations de 1900 à 2005 ont été observées sur beaucoup de grandes régions (cf. Figure RT. 9). Une augmentation significative des précipitations a été observée dans les parties orientales d'Amérique du Nord et d'Amérique du Sud, en Europe du Nord et en Asie du nord et centrale. Un assèchement a été observé dans le Sahel, la Méditerranée, l'Afrique du Sud et des parties de l'Asie du sud. Les précipitations varient fortement tant dans l'espace que dans le temps, et des tendances robustes à long terme n'ont pu être établies pour d'autres grandes régions.⁵ {3.3}

Des augmentations substantielles d'événements de fortes précipitations ont été observées. Ces augmentations sont probables (par exemple, au-dessus du 95e centile) dans beaucoup de régions de la Terre depuis environ 1950, même dans les régions qui ont vécu une réduction de la quantité des précipitations totales. Les augmentations ont aussi été prévues pour des événements de précipitation plus rares (1 cas par période de 50 ans), mais seules quelques régions disposent de données suffisantes pour évaluer de telles tendances avec fiabilité (voir la Figure RT.10). {3.8}

Les observations mettent en évidence une augmentation de l'activité des cyclones tropicaux intenses dans l'Atlantique du Nord depuis environ 1970, corrélée avec des augmentations des TSM tropicales.

⁵ Les régions qui ont fait l'objet d'une évaluation sont celles qui ont été prises en considération pour le chapitre des projections régionales dans le TRE et dans le chapitre 11 du présent Rapport.

Encart RT.3. Dynamique et stabilité des nappes glaciaires

Les nappes glaciaires sont les masses épaisses et larges de glace formée principalement par le tassement de la neige. Elles s'étendent sous leur poids propre, transférant la masse vers leurs bords où elles se délitent principalement par l'écoulement de surface de l'eau de la fonte des glaces ou par les glaciers émissaires produisant des icebergs dans les mers ou les lacs alentour. Les nappes glaciaires circulent par un phénomène de déformation au sein de la glace ou sur les matériaux se situant en-dessous d'elles grâce à la lubrification de l'eau de fonte. Pour que la base puisse se déplacer à une certaine vitesse, il est nécessaire que la température atteigne le point de fusion par la chaleur provenant de l'intérieur de la Terre, apportée par le déplacement d'eau de fonte, ou par la force de friction due au déplacement de la glace. Les vitesses de glissement dues à un certain stress gravitationnel peuvent différer de plusieurs ordres de grandeur, selon la présence ou l'absence de sédiment déformable, selon la rugosité du substrat et la provision et la distribution d'eau. Les caractéristiques de référence sont généralement mal définies, présentant des incertitudes importantes quant à la compréhension de la stabilité des nappes glaciaires. {4.6}

Le flux glaciaire est souvent canalisé dans des courants rapides de glace (soit un flux se déplaçant plus lentement que les murs de glace entre lesquels il se déplace) ou des glaciers d'échappement (avec des murs de roche). Le flux dans des courants de glace est dû soit à la force de gravitation augmentée par une glace plus épaisse dans des cuvettes de base, soit à une lubrification accrue à la base. {4.6}

La glace libérée à partir de la côte reste souvent attachée à la nappe glaciaire et devient une plate-forme glaciaire flottante. Cette dernière avance, s'élargissant et s'amincissant sous son propre poids, alimenté par les chutes de neige à la surface et par la glace de la nappe glaciaire. La friction sur les côtés de la nappe glaciaire et sur les hauts-fonds locaux la ralentit et ralentit ainsi l'amointrissement de la nappe glaciaire. Une plate-forme glaciaire perd sa masse par fragmentation (donnant naissance à des icebergs) et par la fonte de la base dans la cavité océanique située au-dessous. Des études suggèrent qu'un réchauffement de l'océan de 1°C pourrait accélérer la fonte de la couche de glace basale de 10 m an⁻¹, mais le fait que l'on connaisse mal les cavités dans les bancs de glace, en grande partie inaccessibles, limite l'exactitude de telles évaluations. {4.6}

Les mesures paléoclimatiques des périodes glaciaires précédentes indiquent que les nappes de glace se rétrécissent en réaction au réchauffement et s'élargissent en réaction au refroidissement, mais que le rétrécissement peut être beaucoup plus rapide que la croissance. Les volumes des nappes glaciaires au Groenland et en Antarctique sont équivalents à respectivement environ 7 m et 57 m de hausse de niveau de la mer. Les données paléoclimatiques indiquent qu'une ou les deux nappes de glace ont probablement fondu de manière substantielle de par le passé. Cependant, des données relatives à la glace montrent qu'aucune de ces nappes de glace n'a complètement disparu au cours des périodes chaudes pendant au moins un million d'années avant aujourd'hui. Les nappes glaciaires peuvent répondre au forçage environnemental sur de très longues durées, impliquant que l'occurrence de changements futurs peut résulter du réchauffement actuel. Par exemple, un réchauffement de la surface peut prendre plus de 10 000 ans pour pénétrer dans le lit et y changer les températures. La vitesse de la glace sur la plus grande partie d'une nappe glaciaire change lentement en réponse aux changements de la forme ou de la température superficielle de la nappe glaciaire, mais des grands changements de vitesse peuvent se produire rapidement dans les courants de glace et les glaciers d'échappement suite à des changements de conditions à la base, à la pénétration d'eau de fonte dans le lit ou à des changements dans les plates-formes glaciaires dans lesquelles les glaces s'écoulent.

Les modèles actuellement configurés pour de longues intégrations restent très fiables dans leur traitement de l'accumulation superficielle et l'ablation, de même que pour le TRE, mais n'intègrent pas un traitement complet de la dynamique glaciaire ; ainsi, les analyses de changements passés ou des projections futures utilisant de tels modèles peuvent sous-estimer les contributions de flux de glace à l'élévation du niveau de la mer, mais l'ampleur d'un tel effet est inconnue. {8.2}

On suppose également une recrudescence de l'activité des cyclones tropicaux intenses dans d'autres régions, quoique la qualité des données soit de moindre qualité.

La variabilité sur plusieurs décennies et la qualité des mesures des cyclones tropicaux avant les observations satellites de routine (vers 1970) compliquent la détection de tendances à long terme dans l'activité des cyclones tropicaux et il n'y a aucune tendance claire dans le nombre de cas annuels de cyclones tropicaux. Les évaluations du potentiel de destruction des cyclones tropicaux suggèrent une tendance ascendante significative depuis le milieu des années 1970, avec une tendance vers des durées de vie plus longues et une plus grande intensité. Les tendances

sont aussi apparentes dans la TSM, une variable critique connue pour influencer sur le développement des cyclones tropicaux (cf. figure RT.11). Les variations dans le nombre total de cas de cyclones tropicaux résultent d'ENSO et de la variabilité sur dix ans, ce qui conduit aussi à une redistribution du nombre de cas de tempêtes tropicales et des leurs trajectoires. Le nombre de cas d'ouragans en Atlantique Nord est considéré comme au-dessus de la normale (normale estimée à partir des années 1981–2000) sur neuf années entre 1995 à 2005. {3.8}

Des sécheresses plus intenses et plus longues ont été observées dans des secteurs plus larges, particulièrement sous les tropiques et dans les sous-

tropiques depuis les années 1970. Bien qu'il y ait beaucoup de mesures différentes de la sécheresse, beaucoup d'études utilisent les données de précipitation en combinaison avec les variations de température⁶. La recrudescence des sécheresses, en raison de températures plus hautes et des précipitations plus faibles sur les terres, a contribué à ces changements. {3.3}

RT.3.2 Changements dans la cryosphère : relevés instrumentaux

Les glaces couvrent actuellement 10 % de la surface de la Terre en permanence, dont seule une fraction minuscule est extérieure à l'Antarctique et au Groenland. La glace couvre aussi approximativement 7% des océans en moyenne annuelle. En plein hiver, la neige couvre approximativement 49% de la surface terrestre dans l'hémisphère nord. Une propriété importante de la neige et de la glace est leur grand albédo de surface. Du fait que plus de 90% du rayonnement solaire incident est reflété par la neige et les surfaces de glace, alors que seul 10% est reflété par l'océan et les terres boisées, les modifications de la couche neigeuse et de la couverture de glace sont des mécanismes de rétroaction importants dans le changement climatique. De plus, la neige et la glace sont des isolants efficaces. La surface des sols gelés de manière saisonnière est plus grande que la couverture neigeuse et sa présence est importante pour des flux d'humidité et l'énergie. Les surfaces gelées jouent ainsi un rôle important dans l'énergie et dans les processus climatiques. {4.1}

La cryosphère stocke environ 75 % de l'eau douce mondiale. À l'échelle régionale, des variations dans la couverture neigeuse en montagne, les glaciers et des petites calottes glaciaires jouent un rôle crucial dans la disponibilité d'eau douce. Puisque le changement de la glace à l'eau liquide a lieu à des températures spécifiques, la glace est une composante du système climatique qui pourrait être soumise à un changement brusque après un réchauffement suffisant. Les observations et les analyses de changements de la glace se sont élargies et se sont améliorées depuis le TRE, y compris en ce qui concerne le rétrécissement du volume des glaciers de montagne, les diminutions de la couverture neigeuse, les changements du pergélisol et des sols gelés, les réductions de l'étendue de la glace dans la mer Arctique, l'amincissement côtier de la couche de glace du Groenland dépassant l'épaississement intérieur dû à l'accroissement des chutes de neige, et les réductions des sols saisonnièrement gelés et la couverture de glace des rivières et des lacs. Celles-ci permettent une meilleure compréhension de la manière dont la cryosphère

change, y compris ses contributions aux évolutions récentes du niveau de la mer. Les périodes allant de 1961 à aujourd'hui et de 1993 à aujourd'hui sont un élément sur lequel ce rapport se base, en raison respectivement de la disponibilité de données d'équilibre de masse de glaciers directement mesurées et d'observations altimétriques des nappes glaciaires. {4.1}

La couverture de neige a diminué dans la plupart des régions, particulièrement au printemps. Dans l'hémisphère nord, la couverture neigeuse observée par satellite au cours de la période 1966 à 2005 a diminué pour chaque mois, sauf en novembre et décembre, avec une baisse en marches d'escalier de 5% en moyenne annuelle à la fin des années 1980 (cf. figure RT.12). Dans l'hémisphère sud, le peu de séries de données de longue durée ou indirectes montre surtout des diminutions, voire aucun changement durant les quarante dernières années. On observe dans l'hémisphère nord que la mesure de couverture neigeuse d'avril est fortement corrélée avec la température d'avril aux latitudes 40°N à 60°N, reflétant les réactions entre la neige et la température. {4.2}

Les diminutions dans la couverture de neige ont été documentées dans plusieurs régions du monde, sur la base de séries temporelles annuelles d'équivalent-eau des neiges de montagne et de l'épaisseur de la neige. La neige de montagne peut être sensible aux petites modifications de température, particulièrement dans des zones climatiques tempérées où la transition de la pluie à la neige est généralement étroitement associée à l'altitude du point de congélation. La diminution de la couverture neigeuse de montagne en Amérique du Nord occidentale et dans les Alpes suisses est plus marquée à faible et chaude élévation. L'équivalent-eau des neiges de montagne a baissé depuis 1950 dans 75% des stations contrôlées en Amérique du Nord occidentale. L'épaisseur de la neige de montagne a aussi baissé dans les Alpes et en Australie du sud-est. Les observations directes d'épaisseur de neige sont trop restreintes pour déterminer des changements dans les Andes, mais des mesures de température suggèrent que l'altitude que la neige atteint (soit au-dessus de la limite de la neige) est probablement montée dans les régions montagneuses de l'Amérique du Sud. {4.2}

Le pergélisol et les sols gelés de manière saisonnière montrent dans la plupart des régions de grands changements au cours des dernières décennies. Les changements de conditions de pergélisol peuvent affecter l'écoulement des fleuves, l'approvisionnement en eau, l'échange carbonique et la stabilité du paysage, et peuvent endommager les infrastructures. On a observé des augmentations de température au sommet de la couche de

⁶ Les précipitations et la température sont combinées dans l'Indice de sécheresse de Palmer (PDSI), considéré dans ce rapport comme une mesure de sécheresse. Le PDSI n'inclut pas de variables comme la vitesse de vent, la radiation solaire, l'aspect nuageux et la vapeur d'eau, mais c'est une mesure supérieure à la précipitation seule.

pergélisol allant jusqu'à 3°C depuis les années 1980. Le réchauffement du pergélisol a aussi été observé, avec une ampleur variable, dans l'Arctique canadien, en Sibérie, sur le Plateau tibétain et en Europe. La base du pergélisol dégèle à un taux variant entre 0,04 m/an dans l'Alaska à 0,02 m/an sur le Plateau tibétain. {4.7}

Le secteur maximal couvert par les sols saisonnièrement gelés a diminué de 7% dans l'hémisphère nord, pendant la deuxième moitié du XX^e siècle, avec une diminution vernale de plus de 15%. Sa profondeur maximale a chuté d'environ 0,3 m dans l'Eurasie depuis le milieu du XX^e siècle. De plus, l'épaisseur du

VARIATIONS DE LA COUVERTURE NEIGEUSE

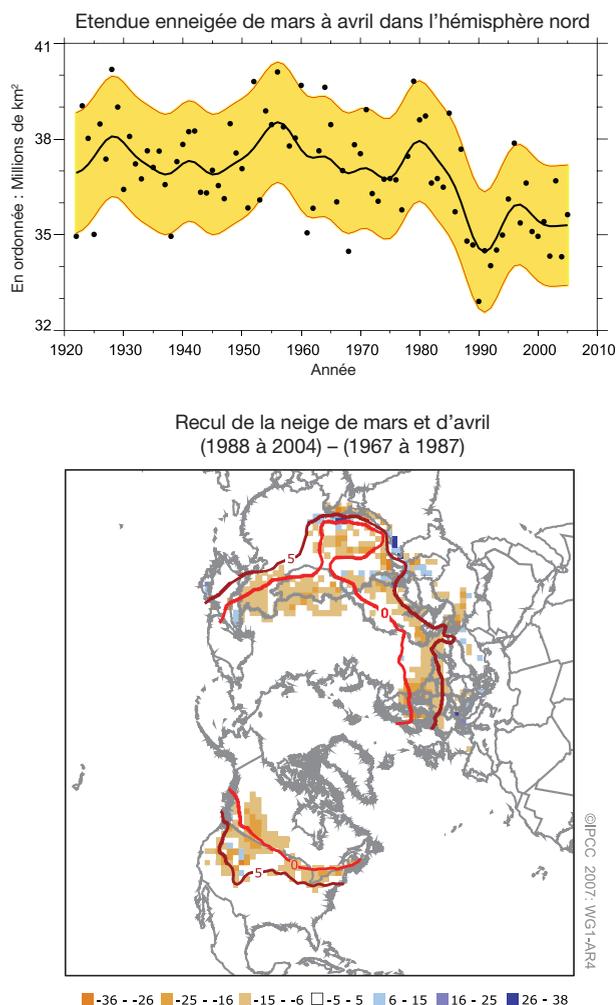


Figure RT.12. (en haut) Étendue enneigée pendant la période avril-mars dans l'hémisphère nord à partir d'index de couverture nuageuse à une station (avant 1972) et de données satellites (pendant et après 1972). La courbe lisse montre des variations à l'échelle de la décennie (voir l'Annexe 3. A) avec une marge de données de 5 à 95 % ombrée en jaune. (En bas) Différences de la distribution de la couverture nuageuse d'avril-mars entre l'ère satellite précoce (1967-1987) et récente (1988-2004) (exprimées en pour-cent de couverture). La couleur rouille présente les secteurs d'exposition où la couverture neigeuse a diminué. Les courbes rouges montrent les isothermes à 0°C et 5°C moyennées pour avril-mars 1967 à 2004, à partir des données de la version 2 (CRUTEM2v) de l'Unité de Recherche Climatique (CRU) basées sur un réseau de mesures de température à la surface. La plus grande diminution suit généralement les isothermes à 0°C et 5°C, reflétant les rétroactions fortes entre la neige et la température. {Figure 4.2, 4.3}

VARIATIONS DE L'ÉTENDUE DES GLACES DE MER

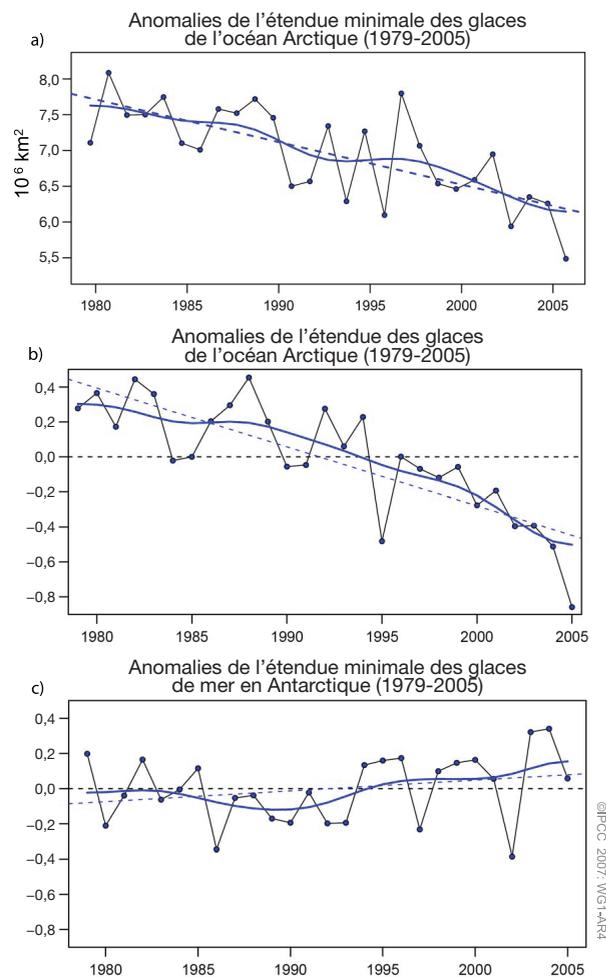


Figure RT.13. (a) Étendue minimale des glaces de mer arctiques ; (b) anomalies d'étendue des glaces de mer arctique ; et (c) anomalies d'étendue des glaces de mer en Antarctique, pendant la période 1979 à 2005. Les symboles indiquent des valeurs annuelles tandis que les courbes bleues lissées montrent des variations par décennie (voir l'Annexe 3. A). Les lignes brisées indiquent les tendances linéaires. (b) Les résultats montrent une tendance linéaire de $-60 \pm 20 \times 10^3 \text{ km}^2/\text{an}$, ou approximativement $-7,4 \%$ par décennie. (b) La tendance linéaire est $-33 \pm 7,4 \times 10^3 \text{ km}^2/\text{an}$ (l'équivalent d'environ $-2,7 \%$ par décennie) ; elle est significative à un niveau de confiance de 95%. (c) les résultats antarctiques montrent une faible tendance positive de $5,6 \pm 9,2 \times 10^3 \text{ km}^2/\text{an}$, qui n'est pas statistiquement significative. {Figures 4.8 et 4.9}

dégel saisonnier maximal a augmenté d'environ 0,2 m dans l'Arctique russe de 1956 à 1990. {4.7}

En moyenne, la tendance générale pendant les 150 dernières années, pour ce qui concerne la glace des rivières et des lacs de l'hémisphère nord, montre que la date de gel advient plus tardivement à un taux moyen de $5,8 \pm 1,9$ jours par siècle, tandis que la dissolution a lieu plus tôt, à un taux de $6,5 \pm 1,4$ jours par siècle. Cependant, une variabilité spatiale considérable a aussi été observée, avec quelques régions montrant les tendances de signe opposé. {4.3}

L'étendue moyenne de la couche de glace sur l'océan Arctique a diminué de $2,7 \pm 0,6\%$ par décennie depuis 1978 selon des observations satellites (cf. figure RT. 13). Le déclin s'observe surtout en été plus qu'en hiver, avec un minimum estival baissant à un taux d'environ $7,4 \pm 2,4\%$ par décennie. D'autres données indiquent que le déclin estival a commencé autour de 1970. Des observations semblables dans l'Antarctique révèlent une plus grande variabilité interannuelle, mais aucune tendance cohérente

pendant la période d'observations par satellite. Au contraire des changements de la glace continentale tels que les couches de glace et les glaciers, les changements de la glace sur la mer ne contribuent pas directement au changement du niveau de la mer (parce que cette glace flotte déjà), mais peut contribuer aux changements de salinité par l'apport d'eau douce. {4.4}

Pendant le XX^e siècle, les glaciers et des calottes glaciaires ont subi des pertes massives étendues, ce qui a contribué à l'élévation du niveau de la mer. La perte massive des glaciers et des calottes glaciaires (excluant celles des couches de glace du Groenland et l'Antarctique) est évaluée à $0,50 \pm 0,18$ mm/an en équivalent de niveau de la mer (ENM) entre 1961 et 2003 et $0,77 \pm 0,22$ mm/an ENM entre 1991 et 2003. La dernière déperdition des glaciers au XX^e siècle est probablement une réaction au réchauffement de 1970. {4.5}

Des observations récentes montrent l'évidence de changements rapides du flux de glace dans certaines régions, contribuant à l'élévation du niveau de la mer et

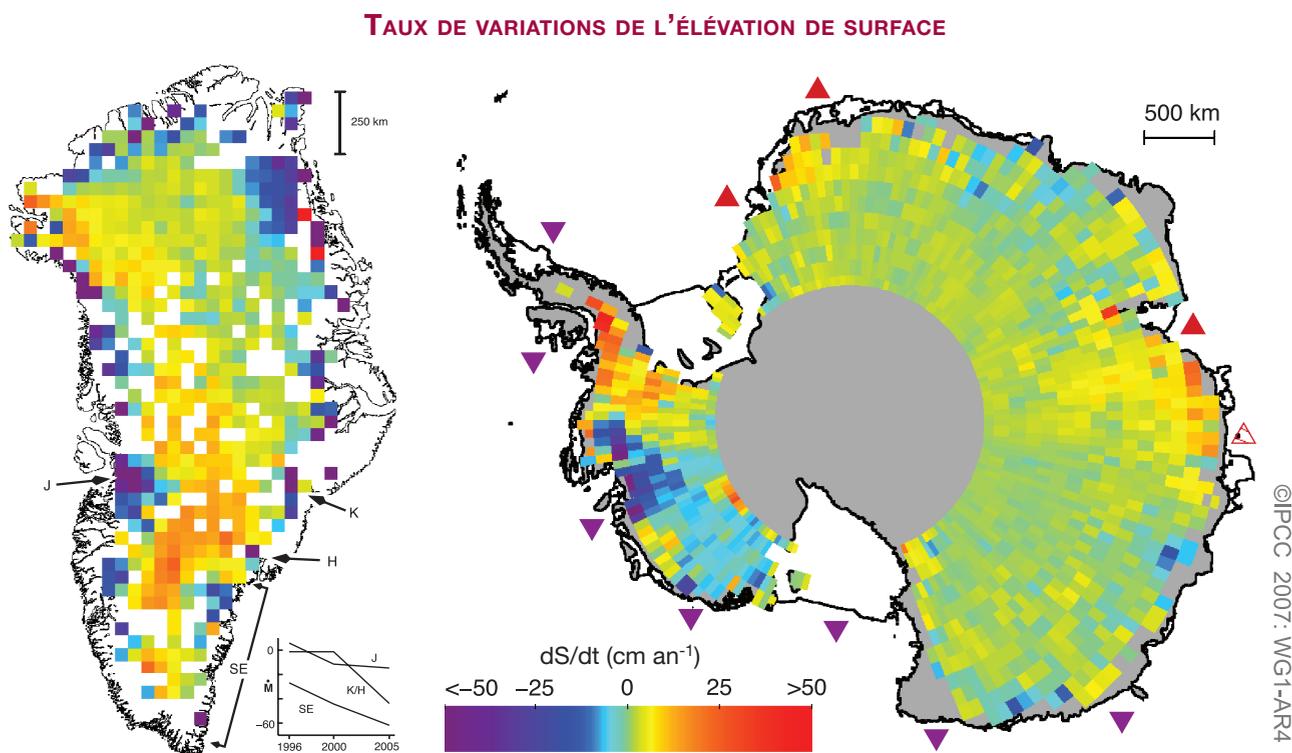


Figure RT.14. Taux de variation de l'élévation de surface, observés pour le Groenland (à gauche ; 1989–2005) et l'Antarctique (à droite ; 1992–2005). Les nuances rouges indiquent les surfaces en expansion et les nuances bleues les surfaces en diminution, ce qui indique typiquement une augmentation ou une perte locale de la masse de glace, bien que les changements concernant l'élévation de la base et la densité proche de la surface puissent être importants. Pour le Groenland, le rapide amincissement des glaciers émissaires Jakobshavn (J), Kangerdlugssuaq (K), Helheim (H) et des régions situées le long de la côte du sud-est (SE) est présenté, associé à son bilan de masse, en fonction du temps (avec K et H combiné, en Gt/an, les valeurs négatives indiquant la perte de masse de la nappe glaciaire à l'océan). Pour l'Antarctique, des plates-formes glaciaires dont l'épaississement ou l'amincissement varie de plus de 30 cm/an sont indiquées par un triangle violet dirigé vers le bas (amincissement) et un triangle rouge dirigé vers le haut (épaississement), apposé sur les plates-formes glaciaires concernées. {Figures 4.17 et 4.19}

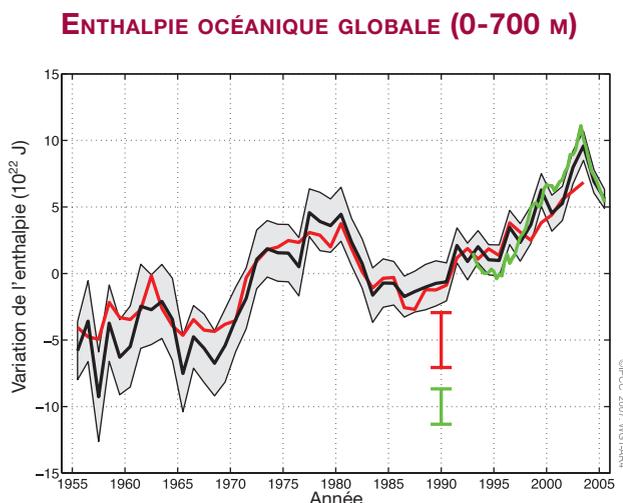


Figure RT.16. Séries temporelles de l'enthalpie océanique mondiale (1022 J) pour la couche océanique allant de la surface à 700 m de profondeur. Les trois lignes colorées représentent des analyses indépendantes des données océanographiques. Les courbes noire et rouge dénotent la déviation de la moyenne de la période 1961–1990 et la courbe verte plus courte dénote la déviation de la moyenne de la courbe noire pour la période 1993–2003. La plage d'incertitude à 90% de la courbe noire est représentée par la zone grisée, et par les barres bornées pour les deux autres courbes. {Figure 5.1}

RT.15). On peut aujourd'hui présenter les observations mondiales de la chaleur absorbée par l'océan comme le test ultime permettant de constater les variations du bilan énergétique mondial. Les variations en matière de quantité d'énergie absorbée par les couches supérieures de l'océan, comme El Niño, jouent aussi un rôle crucial dans les variations climatiques à l'échelle saisonnière ou interannuelle. Les changements du transport de chaleur et de TSM ont des effets importants sur beaucoup de climats régionaux dans le monde entier. La vie en mer dépend du statut biogéochimique de l'océan et est affectée par des changements de son état physique et sa circulation. Des changements dans la biogéochimie de l'océan peuvent aussi avoir un effet retour dans le système climatique, par exemple par des variations de l'absorption ou l'émission de gaz radiativement actifs comme le CO_2 . {5.1, 7.3}

Les variations du niveau de la mer moyen mondial s'expliquent en partie par des changements de la densité, par la dilatation thermique ou la contraction du volume de l'océan. Des changements locaux du niveau de la mer comportent également une composante de densité en raison des changements de salinité et la température. De plus, les échanges d'eau entre des océans et d'autres réservoirs (par exemple, des nappes glaciaires, les glaciers de montagne, les réservoirs d'eau dans le sol et l'atmosphère) peuvent modifier la masse de l'océan et contribuer par là aux variations du niveau de la mer. Les variations du niveau

de la mer ne sont pas géographiquement uniformes car les processus tels que les changements de circulation océanique ne sont pas uniformes à travers le globe (cf. Encart RT.4). {5.5}

Des variables océaniques peuvent être utiles pour la détection du changement climatique, particulièrement en ce qui concerne les changements de température et de salinité au-dessous de la couche superficielle mélangée, où la variabilité est plus petite et leur rapport signal-à-bruit plus élevé. Les observations analysées depuis le TRE ont à nouveau mis en évidence les changements de l'enthalpie (chaleur contenue) et de la salinité océaniques globales, du niveau de la mer et des contributions à la variation de ce dernier qui sont issues de la dilatation thermique, de l'évolution des masses d'eau et des cycles biogéochimiques. {5.5}

RT. 3.3.1 Changements de l'enthalpie et de la circulation océaniques

Les océans du monde se sont réchauffés depuis 1955, et sont responsables, au cours de cette période, de plus de 80% des variations de la capacité énergétique du système climatique de la Terre. 7,9 millions de profils verticaux de température océanique au total permettent de construire des séries temporelles globales améliorées (cf. figure RT.16). Les analyses du bilan de chaleur océanique mondial ont été reproduites par plusieurs analystes indépendants et sont bien établies, ne dépendant pas de la méthode utilisée. Les limitations d'étendue des données nécessitent des moyennes sur des décennies pour l'océan profond, et on ne comprend pas entièrement la variabilité de l'enthalpie mondiale à l'échelle de la décennie. Cependant, les inadéquations dans la distribution de données (particulièrement la couverture des mers du sud et du Pacifique Sud) pourraient contribuer aux variations observables de l'enthalpie à l'échelle de la décennie. Pendant la période 1961 à 2003, la couche océanique entre 0 et 3000 m a emmagasiné environ $14,1 \times 10^{22} \text{ J}$, l'équivalent d'un réchauffement moyen de $0,2 \text{ W m}^{-3}$ (par secteur d'unité de surface de la Terre). De 1993 à 2003, le taux correspondant de réchauffement dans la couche océanique de 0 à 700 m était plus élevé, environ $0,5 \pm 0,18 \text{ W m}^{-3}$. Par rapport à la période 1961 à 2003, la période 1993 à 2003 a présenté des taux de réchauffement élevés, mais 2004 et 2005 ont été plus frais que 2003. {5.1–5.3}

Le réchauffement est répandu sur une couche allant de 0 à 700 m de profondeur sur tous les océans du globe. L'Atlantique s'est réchauffé au sud de 45°N . Le réchauffement pénètre plus profondément dans le bassin océanique atlantique que dans le Pacifique,

TENDANCES LINÉAIRES DE SALINITÉ MOYENNE ZONALE 1955–1998

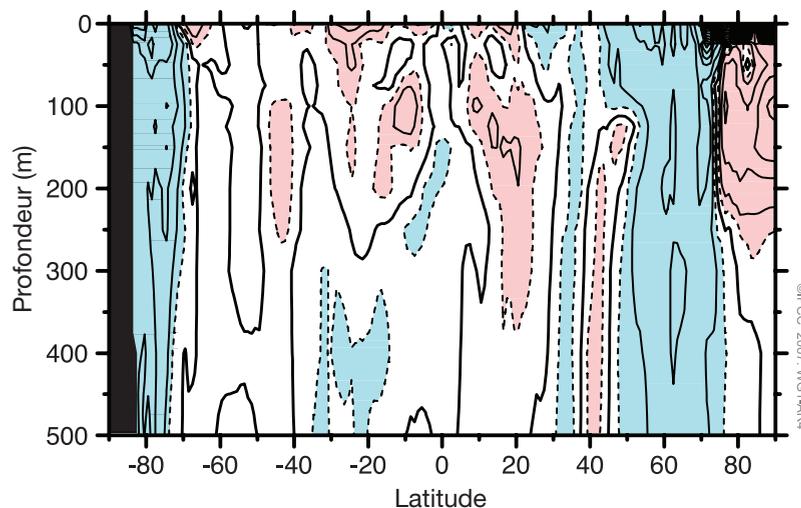


Figure RT.17. Tendances linéaires (1955–1998) de salinité moyenne zonale (échelle de salinité pratique) pour les océans mondiaux. Les courbes ininterrompues sont de 0,01 par décennie et les courbes pointillées sont de $\pm 0,005$ par décennie. La courbe pleine et sombre est la courbe zéro. Les rouges ombrés indiquent une valeur égale ou supérieure à 0,005 par décennie et les bleus ombrés indiquent une valeur égale ou inférieure à $-0,005$ par décennie. {Figure 5.5}

dans l'Océan indien et l'océan austral, en raison de la cellule de circulation thermohaline profonde qui se produit en Atlantique Nord. Les données disponibles sur le système de circulation thermohaline en eaux profondes de l'hémisphère sud font état de peu de variations. Cependant, les couches supérieures de l'océan austral contribuent fortement au réchauffement climatique. Au moins deux mers aux latitudes subtropicales (la Méditerranée et la Mer de Chine orientale / du Japon) se réchauffent. Alors que la tendance générale est au réchauffement, des variations significatives à l'échelle de la décennie ont été observées dans les séries temporelles mondiales, et il y a de grandes régions où les océans se refroidissent. Des parties de l'Atlantique nord, du Pacifique nord et du Pacifique équatorial se sont rafraîchies pendant les cinquante dernières années. Les changements observés dans l'océan Pacifique montrent des modèles spatiaux de type ENSO liés en partie à l'ODP. {5.2, 5.3}

Si certains éléments du flux méridional atlantique présentent une variabilité considérable à l'échelle de la décennie, les données ne suivent pas de tendance cohérente en matière de flux. {5.3}

RT.3.3.2 Changements de la biogéochimie et de la salinité océaniques

L'assimilation de carbone anthropique par les océans, depuis 1750, les a rendus plus acides, avec une diminution moyenne du pH superficiel de 0,1 unités⁷. L'assimilation de CO₂ par l'océan change son équilibre chimique. Le CO₂ dissous forme un acide faible, raison pour laquelle plus le taux de CO₂ augmente, plus le pH diminue (l'océan devient plus acide). Le changement de pH est calculé à partir d'évaluations d'assimilation carbonique anthropique et de modèles océaniques simples. Les observations directes du pH aux stations disponibles pendant les vingt dernières années montrent également un pH qui tend à baisser, à un taux d'environ 0,02 unités pH par décennie.

La diminution du pH océanique diminue la profondeur au-dessous de laquelle le carbonate de calcium se dissout et augmente le volume de l'océan qui est basique pour l'aragonite (forme métastable du carbonate de calcium) et la calcite, utilisées par certains organismes marins pour construire leurs coquilles. La diminution du pH

MOYENNE MONDIALE DU NIVEAU DE LA MER

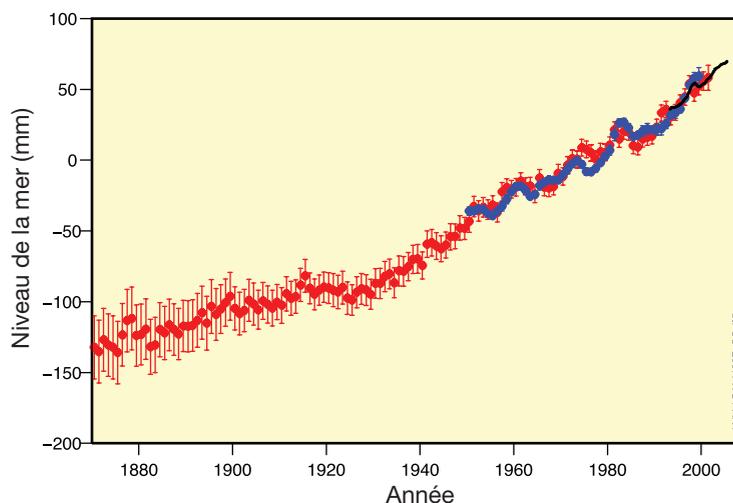


Figure RT.18. Moyennes annuelles du niveau moyen mondial de la mer sur la base de reconstructions de niveaux de zones de la mer (en rouge), mesures marégraphiques (en bleu), et altimétrie par satellite depuis 1992 (en noir). Les unités sont en millimètres par rapport à la moyenne de 1961 à 1990. Les barres d'erreur sont calibrées à 90% des intervalles de confiance. {Figure 5.13}

⁷ L'acidité est une mesure de la concentration des ions H⁺ et est chiffrée en unités pH, où $\text{pH} = -\log(\text{H}^+)$. Une diminution de pH de 1 unité signifie une augmentation d'un facteur 10 de la concentration d'H⁺, ou de l'acidité.

Tableau RT.3. Contributions à la montée du niveau de la mer basées sur observations (colonnes de gauche) comparées aux modèles utilisés dans la présente évaluation (colonnes de droite, voir section 9.5 et l'Annexe 10.A pour les détails.) Valeurs présentées pour la période de 1993 à 2003 et pour les quatre dernières décennies, en incluant les totaux observés. {Adaptation des Tableaux 5.3 et 9.2}

Sources de l'élévation du niveau de la mer	Élévation du niveau de la mer (mm/an)			
	1961–2003		1993–2003	
	observé	modélisé	observé	modélisé
Dilatation thermique	0,42 ± 0,12	0,5 ± 0,2	1,6 ± 0,5	1,5 ± 0,7
Glaciers et calottes glaciaires	0,50 ± 0,18	0,5 ± 0,2	0,77 ± 0,22	0,7 ± 0,3
Nappe glaciaire du Groenland	0,05 ± 0,12 ^a		0,21 ± 0,07 ^a	
Nappe glaciaire de l'Antarctique	0,14 ± 0,41 ^a		0,21 ± 0,35 ^a	
Somme des contributions individuelles à l'élévation du niveau de la mer	1,1 ± 0,5	1,2 ± 0,5	2,8 ± 0,7	2,6 ± 0,8
Élévation totale observée du niveau de la mer	1,8 ± 0,5 (mesures marégraphiques)		3,1 ± 0,7 (altimètres satellites)	
Différence (total observé moins la somme des contributions climatiques observées)	0,7 ± 0,7		0,3 ± 1,0	

Notes :

^a Comme indiqué par les observations (v. Section 9.5)

océanique superficiel et des températures superficielles naissantes tend également à réduire la capacité tampon des océans pour le CO₂ et le taux auquel l'océan peut absorber le CO₂ atmosphérique en excès. {5.4, 7.3}

La concentration d'oxygène dans la thermocline aérée (environ 100 à 1000 m) a diminué dans la plupart des bassins océaniques entre 1970 et 1995. Ces changements peuvent refléter un taux réduit de ventilation lié au réchauffement de niveau supérieur et/ou des changements de l'activité biologique. {5.4}

On dispose aujourd'hui de preuves largement répandues des changements de la salinité océanique à l'échelle des tourbillons et des bassins durant le demi-siècle passé (cf. figure RT.17), et les eaux proches de la surface dans les régions de plus forte évaporation augmentent en salinité dans presque tous les bassins océaniques. Ces changements de la salinité impliquent des changements du cycle hydrologique sur les océans. Dans les régions à haute latitude dans les deux hémisphères, les eaux de surface se refroidissent de manière générale, ce qui est en accord avec le fait que ces régions subissent de plus fortes précipitations, bien que le plus fort écoulement, la fonte des glaces, l'advection et les changements de la circulation thermohaline méridionale puissent également y contribuer. Les latitudes subtropicales dans les deux hémisphères sont caractérisées par une augmentation de la salinité dans les 500 m supérieurs. Les modèles s'accordent avec un changement du cycle hydrologique de la Terre, en particulier avec des changements des précipitations ; l'on en déduit un plus grand transport d'eau dans l'atmosphère des latitudes basses aux latitudes hautes et de l'Atlantique au Pacifique. {5.2}

MODÈLES DE VARIATION DU NIVEAU DE LA MER

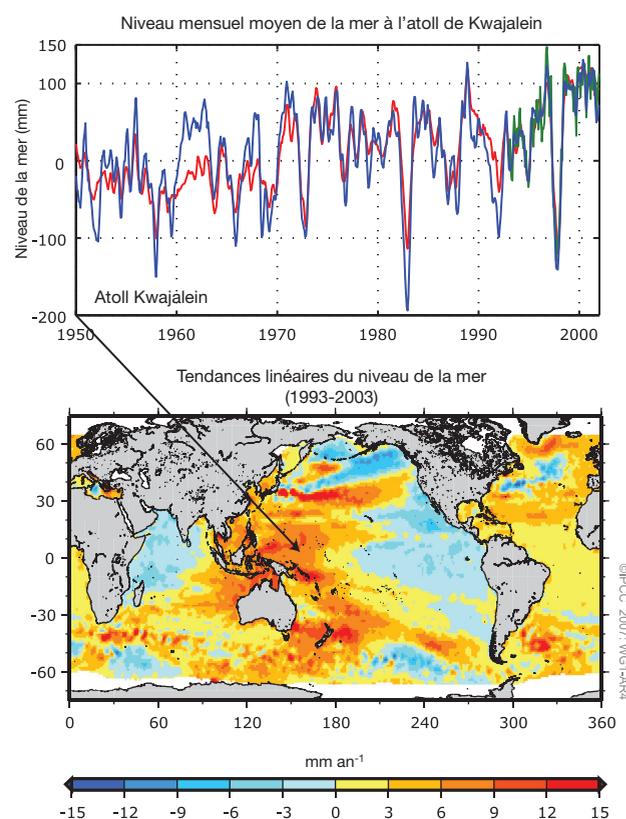


Figure TS.19. (En haut) Niveau moyen mensuel de la mer (mm) courbe pour la période de 1950 à 2000 à Kwajalein (8°44'N, 167°44'E). Le niveau de la mer observé (à partir de mesures marégraphiques) est en bleu, le niveau de la mer reconstruit en rouge, et les données altimétriques satellite en vert. Les signaux annuels et semi-annuels ont été retirés de chaque série de temps et les données de mesures marégraphiques ont été lissées. (En bas) Distribution géographique de tendances linéaires à court terme pour le niveau moyen de la mer, dans la période 1993–2003 (mm an⁻¹) sur la base des données altimétriques du satellite TOPEX/Poseidon. {Figures 5.15 et 5.18}

Encart RT.4. Le niveau de la mer

Le niveau de la mer sur la côte est déterminé par un grand nombre de facteurs qui opèrent dans une grande variété d'échelles temporelles : de quelques heures à quelques jours (marée et météo), quelques années à quelques millénaires (climat), et plus longues encore. La terre elle-même peut s'élever et retomber et de tels mouvements régionaux de terres doivent être pris en compte lorsqu'on utilise les mesures marégraphiques pour évaluer les effets du changement de climat océanique sur le niveau côtier de la mer. Les jauges marégraphiques côtières indiquent que le niveau mondial moyen de la mer s'est élevé durant le XX^e siècle. Depuis le début des années 1990, le niveau de la mer a aussi été continuellement observé par satellite avec une couverture quasi-mondiale. Les données par satellite et de mesures marégraphiques s'accordent sur une grande gamme d'échelles spatiales et montrent que le niveau mondial moyen de la mer a continué à s'élever durant cette période. Les changements de niveau de la mer montrent une variation géographique à cause de plusieurs facteurs, y compris les distributions de changements de température des océans, la salinité, les vents et la circulation des océans. Le niveau régional de la mer est affecté par la variabilité climatique sur une plus courte échelle de temps, par exemple associée à El-Niño et NAO, ce qui amène à des variations régionales interannuelles qui peuvent être bien plus fortes ou plus faibles que la tendance mondiale.

Basée sur les observations de la température des océans, la dilatation thermique de l'eau de mer en période de réchauffement a grandement contribué à l'élévation du niveau de la mer durant les récentes décennies. Les modèles climatiques sont conformes aux observations océaniques et indiquent que la dilatation thermique est censée continuer pour contribuer à l'élévation du niveau de la mer durant les cent prochaines années. Puisque les températures du fond des océans varient lentement, la dilatation thermique continuerait même si les concentrations atmosphériques des gaz à effet de serre se stabilisaient.

Le niveau global moyen de la mer monte ou descend également lorsque l'eau est transférée des océans vers la terre ou vice-versa. Certaines activités humaines peuvent contribuer au changement du niveau de la mer, particulièrement par l'extraction d'eau de sous-sol et la formation de réservoirs. Cependant la principale source terrestre d'eau douce est l'eau gelée dans les glaciers, les calottes glaciaires et les couches de glace. Le niveau de la mer était plus que 100m inférieur à son niveau actuel durant les périodes glaciaires à cause des nappes glaciaires qui recouvraient alors de grandes parties des continents de l'hémisphère nord. L'actuel recul des glaciers apporte une contribution substantielle à la montée du niveau de la mer. On pense que cela continuera durant les cent prochaines années. Leur contribution à ce mouvement devrait diminuer durant les siècles suivants à mesure que cette réserve d'eau douce diminuera.

Les nappes glaciaires du Groenland et de l'Antarctique contiennent davantage de glace et pourraient apporter des contributions plus importantes pour de nombreux siècles. Au cours des dernières années, l'inlandsis du Groenland a montré des signes de fonte accélérée, qui se poursuivra selon les projections. Les modèles laissent à penser que dans un climat plus chaud, les nappes glaciaires pourraient accumuler davantage de chutes de neige, aboutissant à une baisse du niveau de la mer. Cependant, au cours des dernières années, cette tendance a probablement été surcompensée par l'accélération du flux de glaces et la recrudescence de la débâcle qu'on a observée dans de nombreuses régions périphériques des nappes glaciaires. On ne comprend pas encore très bien les processus liés à l'accélération du flux de glace, mais ils pourraient avoir pour conséquence une montée nette du niveau de la mer due aux nappes glaciaires dans l'avenir.

Les impacts les plus importants liés au climat et à la météo sur les changements du niveau de la mer sont dus aux extrêmes aux échelles temporelles comptées en jours ou en heures, en association avec les cyclones tropicaux et les tempêtes des latitudes moyennes. De basses pressions atmosphériques et des vents forts produisent d'importants déplacements locaux du niveau de la mer nommés « montées de tempêtes » qui sont particulièrement graves lorsqu'ils se combinent à une marée haute. Les variations de la fréquence de l'occurrence de ces extrêmes dans le niveau de la mer sont affectées aussi bien par les changements dans le niveau moyen de la mer que dans les phénomènes météorologiques qui sont à l'origine des extrêmes. {5.5}

RT. 3.3.3 Changements du niveau de la mer

Durant la période allant de 1961 à 2003, le taux moyen d'élévation moyenne mondiale du niveau de la mer est estimé, selon les jauges des marées, entre 1,8 ± 0,5 mm/an (voir la figure RT.18). Pour examiner le bilan du niveau de la mer, les meilleures estimations et des intervalles de confiance de 5 à de 95% sont fournies pour toutes les contributions de glaces de terre. La contribution moyenne de la dilatation thermique à la montée du niveau de la mer pour cette période était de 0,42 ± 0,12 mm/an,

avec des variations significatives par décennie, alors que la contribution des glaciers, des calottes glaciaires et des nappes glaciaires est estimée entre 0,7 ± 0,5 mm/an (Voir tableau RT.3). Pour environ les quatre décennies passées, la somme de ces contributions supposément liées au climat s'élève donc à 1,1 ± 0,5 mm/an, ce qui est moins que les meilleures estimations des observations de mesures marégraphiques (identiques à la différence notée dans le TRE). C'est pourquoi le bilan du niveau de la mer pour la période de 1961 à 2003 n'a pas été clos de manière satisfaisante. {4.8, 5.5}

Le taux moyen mondial d'élévation du niveau de la mer mesuré par le satellite d'altimétrie TOPEX/Poséidon de 1993 à 2003 est de $3,1 \pm 0,7 \text{ mm an}^{-1}$. Ce taux observé pour la période récente est proche du total estimé de $2,8 \pm 0,7 \text{ mm an}^{-1}$ pour les contributions liées au climat dues à la dilatation thermique ($1,6 \pm 0,5 \text{ mm an}^{-1}$) et aux changements dans la glace de terre ($1,2 \pm 0,4 \text{ mm an}^{-1}$). Ainsi la compréhension du bilan pour la période récente s'est considérablement améliorée, les contributions climatiques constituant les facteurs les

plus importants dans le bilan du niveau de la mer (qui est clôturé dans la limite des erreurs connues). Il n'est pas établi que le taux plus élevé de 1993 à 2003 comparé à la période de 1961 à 2003 soit le reflet d'une variabilité sur une décennie ou d'une augmentation sur la tendance à long terme. Les enregistrements de mesures marégraphiques indiquent que des taux supérieurs, équivalents à ceux observés entre 1993 et 2003, se sont produits à d'autres décennies depuis 1950. {5.5, 9.5}

Il existe une confiance élevée dans l'affirmation

Tableau RT.4. Tendances récentes, évaluation de l'influence humaine sur les tendances, et projections des événements climatiques extrêmes pour lesquels on dispose de preuves scientifiques de l'existence de tendances au XX^e siècle. Un astérisque dans la colonne D indique que des études de détection et d'attribution formelles ont été utilisées, de même que l'opinion d'experts, pour estimer la probabilité d'une influence humaine discernable. Lorsque ces éléments n'étaient pas disponibles, les estimations de la probabilité de l'influence humaine sont basées sur les résultats de l'attribution des variations dans la moyenne des valeurs d'une variable ou dans les variations de variables physiquement liées et/ou sur la similarité qualitative des variations observées et simulées, combinées avec l'avis d'experts. {3.8, 5.5, 9.7, 11.2–1 1.9; Tableaux 3.7, 3.8, 9.4}

Phénomène ^a et signe de la tendance	Probabilité que la tendance se manifeste à la fin du XX ^e siècle (typiquement après 1960)	Probabilité d'une contribution humaine à la tendance observée	D	Probabilité de futures tendances basées sur les projections pour le XXI ^e siècle à l'aide des scénarios ^b RSSE
Jours plus chauds, moins de jours et de nuits froids sur la plupart des terres	Très probable ^c	Probable ^e	*	Pratiquement certaine ^e
Jours plus chauds, jours et nuits torrides plus fréquents dans la plupart des régions terrestres	Très probable ^d	Probable (nuits) ^e	*	Pratiquement certaine ^e
Fréquence des vagues de chaleur/de canicules en augmentation dans la plupart des régions terrestres	Probable	Plus probable qu'improbable		Très probable
Événements impliquant des précipitations importantes. Fréquence (ou proportion des précipitations provenant d'événements extrêmes) en augmentation dans la plupart des régions	Probable	Plus probable qu'improbable		Très probable
Zone affectée par une augmentation du nombre de sécheresses	Probable dans de nombreuses régions depuis les années 1970	Plus probable qu'improbable	*	Probable
Activité cyclonique tropicale intense en augmentation	Probable dans de nombreuses régions depuis les années 1970	Plus probable qu'improbable		Probable
Augmentation de l'incidence de niveaux de la mer extrêmes (ne tient pas compte des tsunamis) ^f	Probable	Plus probable qu'improbable ^g		Probable ^h

Notes:

^a Lire au tableau 3.7 les définitions détaillées.

^b RSSE : Rapport spécial du GIEC sur les scénarios d'émissions. Les familles de scénarios et leurs canevas illustratifs sont résumés dans un encart situé à la fin du résumé à l'intention des décideurs.

^c Baisse de fréquence des jours et des nuits froides (les 10% les plus froids).

^d Augmentation de la fréquence des jours et des nuits chauds (les 10% les plus chauds).

^e Réchauffement des jours et des nuits les plus extrêmes chaque année.

^f Niveaux extrêmes de la mer en comparaison avec le niveau moyen de la mer dans un système climatique régional. On les définit ici comme le 1% des valeurs horaires les plus élevées observées dans une station dans une période de référence donnée.

^g Les changements observés dans les niveaux de la mer extrêmes suivent de près les changements dans le niveau moyen de la mer {5.5.2.6}. Il est très probable que l'activité anthropique ait contribué à l'élévation du niveau de la mer. {9.5.2}

^h Dans tous les scénarios, le niveau de la mer projeté en 2100 est plus élevé que dans la période de référence {10.6}. Les effets des variations des systèmes climatiques régionaux sur les niveaux extrêmes de la mer n'ont pas été estimés.

selon laquelle le rythme d'élévation du niveau de la mer s'est accéléré entre la moitié du XIX^e siècle et la moitié du XX^e siècle, si l'on se base sur les données de mesures marégraphiques et géologiques. Une reconstruction récente des évolutions du niveau de la mer depuis 1870, à l'aide des meilleurs enregistrements marégraphiques disponibles, permet de dire avec confiance

élevée que le taux d'élévation du niveau de la mer s'est accéléré de 1870 à 2000. Les observations géologiques indiquent que, durant les 2 000 dernières années, le changement de niveau de la mer était restreint, avec des taux moyens de l'ordre de $0,0 \pm 0,2$ mm/an. L'usage de données indirectes sur le niveau de la mer, provenant de sources archéologiques, est bien établi en Méditerranée

Encart RT.5. Phénomènes climatiques extrêmes

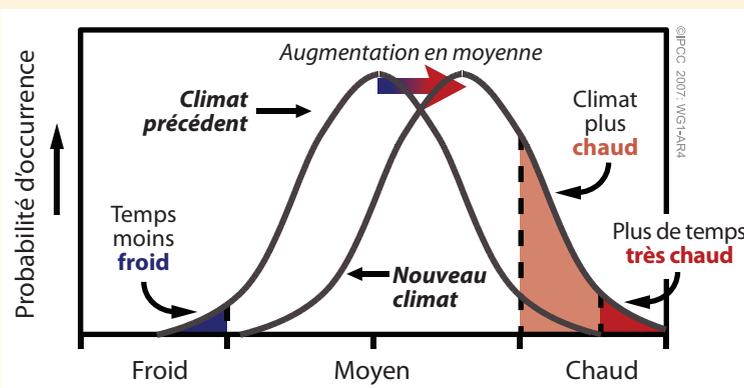
Les personnes affectées par un phénomène climatique extrême (par exemple l'été extrêmement chaud en Europe en 2003 ou les fortes pluies à Mumbai en 2005) demandent souvent si des influences humaines sur le climat sont responsables de ces phénomènes. Une grande variété de phénomènes climatiques extrêmes sont attendus dans la plupart des régions même avec un climat inchangé, ainsi il est difficile d'attribuer un quelconque phénomène individuel à un changement dans le climat. Dans la plupart des régions, des enregistrements de variabilité avec des instruments couvrent le plus souvent les 150 dernières années, ainsi il n'existe qu'une information limitée pour déterminer à quel point ces rares phénomènes climatiques peuvent être extrêmes. De plus il faut souvent combiner plusieurs facteurs pour obtenir un phénomène climatique extrême, donc lier un phénomène extrême particulier à une seule cause spécifique est problématique. Dans certains cas, il peut être possible d'estimer la contribution anthropique à de tels changements dans la probabilité des occurrences des extrêmes.

Cependant un simple raisonnement statistique indique que des changements substantiels dans la fréquence des phénomènes extrêmes (et dans le plus extrême possible, par exemple la plus importante précipitation en 24 heures à un endroit précis) peuvent résulter d'une modification relativement petite de la distribution des variables de la météo ou du climat.

Extrêmes sont les événements peu fréquents dans le haut et dans le bas de l'échelle des valeurs d'une variable en particulier. La probabilité d'occurrence de valeurs dans cette échelle est appelée une fonction de distribution de la probabilité (FDP), qui pour certaines valeurs a la forme d'une courbe « normale » ou « gaussienne » (la courbe « en cloche » bien connue). La figure 1 de l'encart RT.5 représente un schéma de FDP et illustre l'effet qu'une petite modification (correspondant à un petit changement dans la moyenne ou le centre de distribution) peut avoir sur la fréquence des extrêmes des deux côtés de la distribution. L'augmentation dans la fréquence d'un extrême (par exemple le nombre de jours chauds) sera souvent accompagnée d'une diminution de l'extrême opposé (dans ce cas précis le nombre de jours froids tels que les gels). Les changements dans la variabilité ou dans la forme de la distribution peuvent compliquer cette simple image.

Le deuxième Rapport du GIEC soulignait que les données et les analyses des extrêmes liées au changement climatique étaient peu nombreuses. À

l'époque du TRE, un contrôle et des données améliorées des changements dans les extrêmes étaient disponibles et des modèles climatiques étaient en cours d'analyses afin d'obtenir des projections liées aux extrêmes. Depuis le TRE, la base observationnelle des analyses des événements extrêmes a beaucoup augmenté, et certains extrêmes ont désormais été analysés sur la plupart des régions terrestres (par exemple extrêmes de températures journalières et de pluies). D'autres modèles ont été utilisés dans la simulation et la projection des extrêmes et de multiples intégrations de modèles avec différentes conditions de départ (ensembles) offrent désormais de plus solides informations sur les FDP et les extrêmes. Depuis le TRE, certaines études d'attribution et de détection de changement climatique centrées sur les changements dans les statistiques globales des extrêmes sont désormais disponibles. (Tableau RT.4). Pour certains extrêmes (par exemple l'intensité des cyclones tropicaux), il existe toujours des problèmes sur les données et/ou des modèles inadaptés. Certaines évaluations reposent encore sur de simples raisonnements pour savoir comment les extrêmes pourraient être affectés par le changement climatique (par exemple, le réchauffement pourrait amener à plus de vagues de chaleur). D'autres s'appuient sur la similarité qualitative entre les changements simulés et observés. La probabilité supposée des contributions anthropiques aux tendances est plus faible pour les variables évaluées en fonction de preuves indirectes.



Encart RT.5, Figure 1. Schéma montrant l'effet des températures extrêmes lorsque la température moyenne augmente, pour une distribution normale de la température.

et il indique que les oscillations du niveau de la mer depuis environ l'an 1 jusqu'en 1900 ne dépassent pas $\pm 0,25$ m. Les preuves existantes indiquent que l'élévation du niveau de la mer actuelle a commencé entre la moitié du XIX^e siècle et la moitié du XX^e siècle. {5.5}

Des mesures satellitaires précises faites depuis 1993 fournissent aujourd'hui des preuves univoques de la variabilité régionale des variations du niveau de la mer. Dans certaines régions, les taux d'élévation pendant cette période sont supérieurs de plusieurs fois la moyenne mondiale, alors que dans d'autres régions le niveau de la mer descend. La plus importante élévation du niveau de la mer depuis 1992 a eu lieu dans l'océan Pacifique occidental et dans l'océan Indien oriental (voir figure RT.19). La quasi-totalité de l'océan Atlantique a connu une élévation du niveau de la mer au cours de la dernière décennie, tandis que le niveau de la mer dans l'océan Pacifique oriental et dans l'océan Indien occidental est descendu. Ces variations temporelles et spatiales de l'élévation régionale du niveau de la mer sont influencées pour partie par le schéma du couple de variables océan-atmosphère, y compris ENSO et NAO. Le schéma du changement observé du niveau de la mer depuis 1992 est semblable à la dilatation thermique calculée à partir du changement de température des océans, mais différent du schéma de dilatation thermique des cinquante dernières années, ce qui indique l'importance de la variabilité régionale par décennie. {5.5}

Les observations laissent à penser que des augmentations de phénomènes d'eaux extrêmement hautes ont eu lieu dans de nombreux sites depuis 1975. Les relevés sur la plus longue durée sont limités dans l'espace et sous-échantillonnés dans le temps, c'est pourquoi une analyse globale sur la totalité du XX^e siècle n'est pas réalisable. Dans beaucoup d'endroits, les changements séculaires dans les extrêmes étaient identiques à ceux du niveau moyen de la mer. Dans d'autres, les changements des conditions atmosphériques tels que la fréquence des tempêtes étaient plus importants quant à la détermination des tendances à long terme. La variabilité interannuelle dans les eaux extrêmement hautes était positivement mise en corrélation avec le niveau moyen régional de la mer, ainsi que les indices de climat régional tel que l'ENSO pour l'océan Pacifique et le NAO pour l'océan Atlantique. {5.5}

RT. 3.4 Cohérence des différentes observations

Dans cette section, on examine la cohérence de la variabilité et des tendances entre et à travers les différentes variables climatiques, y compris l'atmosphère, la cryosphère et les océans, en se basant sur la compréhension

conceptuelle des relations physiques entre variables. Par exemple, les augmentations de température vont faire croître la capacité que possède l'atmosphère à retenir l'humidité. Les changements de température et/ou de précipitations devraient être cohérents avec les variations mises en évidence dans les glaciers. La cohérence entre ces observations indépendantes, effectuées à l'aide de diverses techniques, et les variables offre une clé essentielle de compréhension, et augmente ainsi la confiance.

Les changements dans l'atmosphère, la cryosphère et les océans montrent de façon indiscutable que le monde se réchauffe. {3.2, 3.9, 4.2, 4.4–4.8, 5.2, 5.5}

La température de l'air à la surface de la terre ainsi que les TSM indiquent un réchauffement. Dans les deux hémisphères, les régions terrestres se sont réchauffées à une vitesse plus rapide que les océans dans les dernières décennies, conformément à la beaucoup plus grande inertie thermique des océans. {3.2}

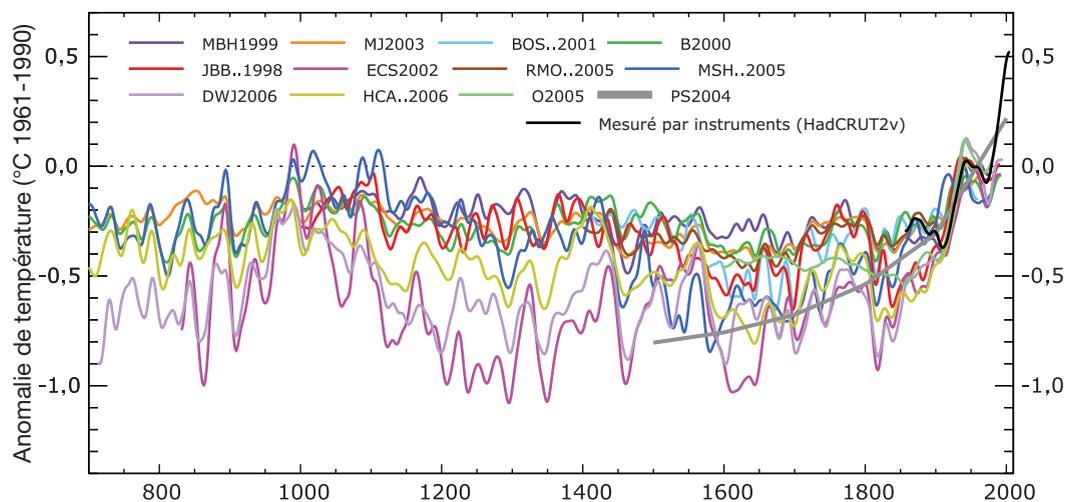
Le réchauffement climatique est conforme aux augmentations observées dans le nombre de chaleurs extrêmes journalières, les réductions dans le nombre de froids extrêmes journaliers, et les réductions dans le nombre de gelées sous les latitudes moyennes. {3.2, 3.8}

Les tendances de températures de surface depuis 1979 sont désormais conformes à celles d'altitudes plus élevées. Il est *probable* qu'il y ait un réchauffement légèrement plus élevé dans la troposphère qu'à la surface, ainsi qu'une tropopause plus élevée, conformément aux attentes des processus physiques de base et des augmentations observées des gaz à effet de serre, combinées à une dégradation de l'ozone stratosphérique. {3.4, 9.4}

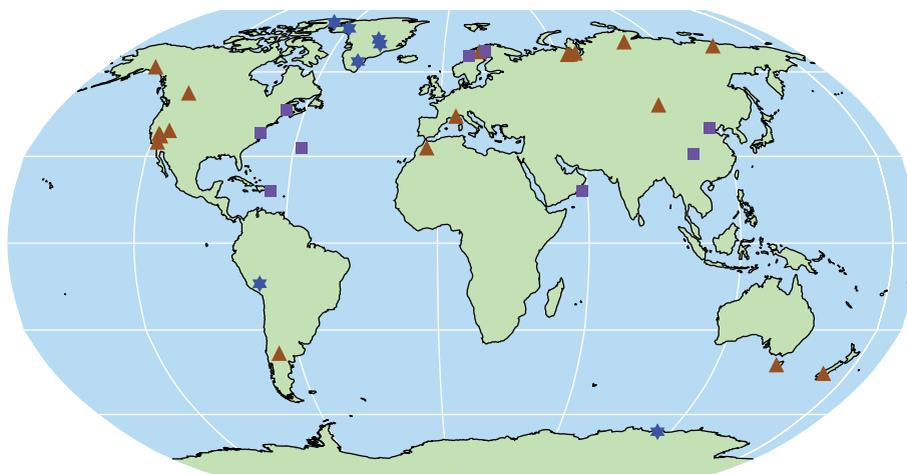
Les changements de température sont globalement conformes à la réduction de la cryosphère observée presque partout dans le monde. Des réductions de masse et d'extension des glaciers de montagne ont eu lieu un peu partout. Les changements climatiques conformes au réchauffement sont également indiqués par la diminution de la couverture neigeuse, la profondeur de la neige, l'étendue de la glace arctique, l'épaisseur et la température du pergélisol, l'extension des sols gelés de façon saisonnière ainsi que la longueur de la saison de gel des rivières et des lacs gelés. {3.2, 3.9, 4.2–4.5, 4.7}

Les observations de l'élévation du niveau de la mer depuis 1993 sont conformes aux changements observés dans l'enthalpie des océans et de la cryosphère. Le niveau de la mer est monté de $3,1 \pm 0,7$ mm an⁻¹ entre 1993 et 2003, la période disponible de mesures d'altimétrie mondiales. Durant cette période, un quasi-équilibre a été observé entre l'élévation du niveau de mer totale observée et les contributions du retrait des glaciers, calottes glaciaires et nappes glaciaires et les augmentations de l'enthalpie océanique et de la dilatation correspondante. Cet équilibre offre une plus grande

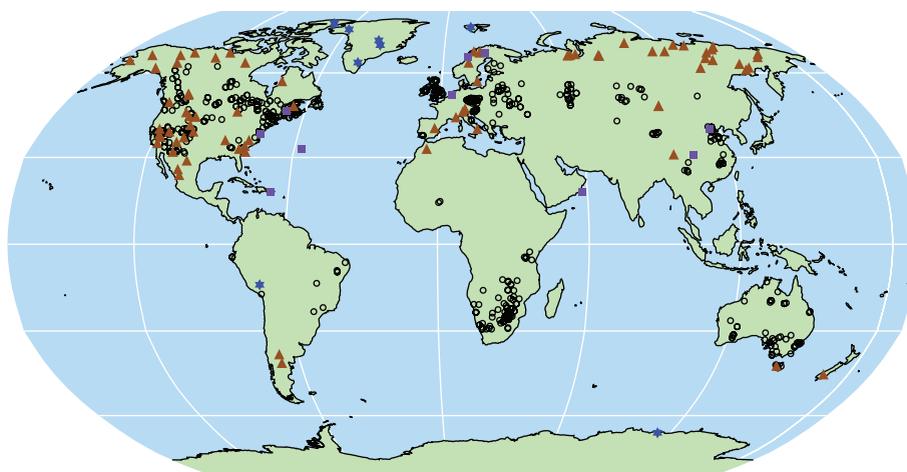
RECONSTITUTIONS DES TEMPÉRATURES DE L'HÉMISPHERE NORD



Sites d'enregistrements indirects : an 1000



Sites d'enregistrements indirects: an 1500



©IPCC 2007: WG1-AR4

Figure RT.20. (En haut) Relevés des variations de température dans l'hémisphère nord durant les 1300 dernières années, avec 12 reconstitutions usant de multiples données climatiques indirectes montrées en couleur et d'enregistrements instrumentaux, montrés en noir. (Au milieu et en bas) Situation géographique des enregistrements indirects sensibles à la température avec des données remontant à 1000 et 1500 après JC (cernes de croissance des arbres : triangles bruns ; forages : cercles noirs ; glace ou forage de glace : étoiles bleues ; autres données incluant des données à basse résolution : carrés violets). Les sources des données sont présentées au tableau 6.1, figure 6.10 et sont discutées dans le chapitre 6. {Figures 6.10 et 6.11}

Encart RT.6. Le forçage orbital

Il est établi à partir de calculs astronomiques que des changements périodiques dans les caractéristiques de l'orbite terrestre autour du Soleil contrôlent la distribution saisonnière et latitudinale de la radiation solaire sur le haut de l'atmosphère (ci-après « ensoleillement »). Les changements passés et futurs en ensoleillement peuvent être calculés sur plusieurs millions d'années avec un confiance élevée. {6.4}

La précession fait référence aux changements durant une période de l'année durant laquelle la Terre est le plus près du Soleil avec des quasi-périodicités comprises entre 19 000 et 23 000 ans. Par suite, des changements dans la position et la durée des saisons sur l'orbite font considérablement varier la distribution latitudinale et saisonnière de l'ensoleillement. Les changements saisonniers de l'ensoleillement sont beaucoup plus importants que les changements annuels moyens et peuvent atteindre 60 W m^{-2} (Encart RT.6, Figure 1).

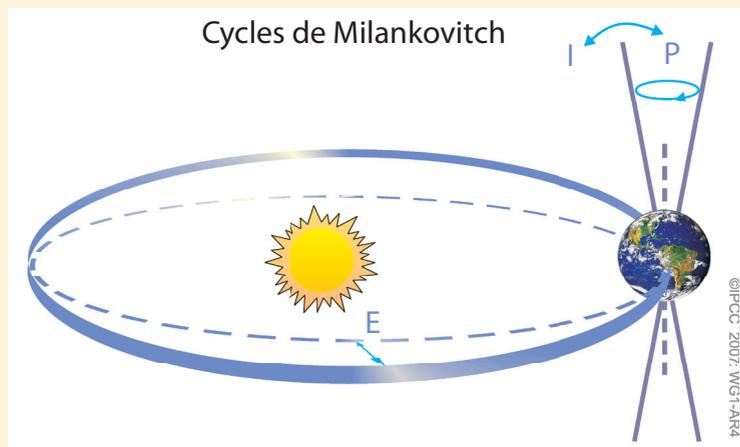
L'obliquité (ou inclinaison de l'axe) de la Terre varie entre environ 22° et $24,5^\circ$ avec deux quasi-périodicités voisines d'environ 41 000 ans. Les changements dans l'obliquité font varier les contrastes saisonniers ainsi que les changements annuels moyens d'ensoleillement avec des effets opposés dans les latitudes hautes et basses (et par conséquent sans effet sur l'ensoleillement mondial annuel). {6.4}

L'excentricité de l'orbite de la Terre autour du Soleil a de plus longues quasi-périodicités d'environ 100 000 ans tous les 400 000 ans. Les changements dans la seule excentricité ont un impact limité sur l'ensoleillement, dû à la très faible variation de distance Terre- Soleil. Cependant, le changement d'excentricité interagit avec les effets saisonniers

induits par l'obliquité et la précession des équinoxes. Durant les périodes de faible excentricité, telle qu'il y a 400 000 ans et pour les 100 000 années suivantes, les changements d'ensoleillement saisonniers induits par précession ne sont pas aussi importants que durant les périodes de grande excentricité (Encart RT.6, Figure 1). {6.4}

La théorie de Milankovitch ou théorie « orbitale » des ères glaciaires, est maintenant bien développée. Les ères glaciaires sont généralement enclenchées par des minima dans l'ensoleillement estival des hautes latitudes de l'hémisphère nord, permettant aux chutes de neige hivernales de persister toute l'année et ainsi de s'accumuler pour constituer des nappes glaciaires sur l'hémisphère nord. De manière identique, on pense que les périodes présentant des ensoleillements estivaux particulièrement intenses sous les hautes latitudes de l'hémisphère nord, déterminés par des changements orbitaux, enclenchent de rapides déglaciations, les changements climatiques qui leur sont associés et une élévation du niveau de la mer. Ces forçages orbitaux déterminent le rythme des changements climatiques, tandis que les grandes réponses semblent être déterminées par des processus de puissante rétroaction, qui amplifient le forçage orbital. À une échelle de temps plurimillénaire, le forçage orbital exerce également une grande influence sur les systèmes climatiques essentiels tels que les principales moussons, la circulation mondiale des océans, et la concentration des gaz à effet de serre dans l'atmosphère. {6.4}

Les preuves disponibles indiquent que le réchauffement actuel ne sera pas affaibli par une tendance naturelle au rafraîchissement vers des conditions glaciaires. La compréhension de la réponse de la Terre au forçage orbital indique que la Terre ne devrait pas naturellement entrer dans une nouvelle période glaciaire avant 30 000 ans au moins. {6.4, FAQ 6.1}



Encart RT.6, Figure 1. Schéma des changements orbitaux terrestres (cycles de Milankovitch) qui dirigent les cycles d'ères glaciaires. « T » indique un changement dans l'obliquité de l'axe de la Terre, « E » indique un changement dans l'excentricité de l'orbite, et « P » indique la précession, c'est-à-dire, les changements dans la direction de l'obliquité de l'axe à un point donné de l'orbite. {FAQ 6.1, Figure 1}

assurance que l'élévation observée du niveau de la mer est un fort indicateur de réchauffement. Cependant le bilan du niveau de la mer n'est pas équilibré pour la plus longue période de 1961 à 2003. {5.5, 3.9}

Les observations sont conformes à la compréhension physique en ce qui concerne le lien attendu entre vapeur d'eau et température, et avec l'intensification

des précipitations dans un monde plus chaud. La vapeur d'eau troposphérique supérieure et la colonne de vapeur ont augmenté, offrant ainsi un important soutien à l'hypothèse issue des modèles physiques simples selon laquelle l'humidité spécifique augmente dans un monde en réchauffement et représente une rétroaction positive importante sur le changement climatique. En conformité

avec l'augmentation du taux de vapeur d'eau dans l'atmosphère, il y a des augmentations largement étendues du nombre de phénomènes de fortes précipitations et de la probabilité de phénomènes d'inondations dans beaucoup de régions terrestres, même dans celles où a eu lieu une réduction de précipitation totale. Indépendamment de cela, les observations des changements dans la salinité des océans soutiennent l'opinion selon laquelle le cycle hydrologique de la Terre a changé, d'une façon cohérente avec les observations faisant état d'une recrudescence des grandes précipitations et de l'écoulement des rivières hors des tropiques et des régions subtropicales, et d'une augmentation du transfert d'eau douce depuis l'océan vers l'atmosphère aux latitudes basses. {3.3, 3.4, 3.9, 5.2}

Bien que les précipitations aient augmenté dans beaucoup d'endroits du globe, les endroits souffrant de sécheresse ont également augmenté. La durée et l'intensité des sécheresses ont aussi augmenté. Tandis que des sécheresses régionales ont eu lieu dans le passé, l'immense

extension spatiale des sécheresses actuelles est grossièrement conforme aux changements attendus dans le cycle hydrologique en cours de réchauffement. La vapeur d'eau augmente avec l'augmentation des températures mondiales, à cause d'une augmentation de l'évaporation là où l'humidité de surface est disponible, et cela tend à provoquer des précipitations. Cependant, l'augmentation des températures continentales devrait entraîner une plus grande évaporation et un plus grand assèchement, ce qui est particulièrement important dans les régions sèches où l'humidité de surface est limitée. Les changements dans la couche de neige et dans les schémas de circulation atmosphérique et dans le trajet des tempêtes peuvent aussi réduire l'humidité saisonnière disponible et contribuer à la sécheresse. Les changements dans les TSM et les changements associés dans la circulation atmosphérique et dans les précipitations ont contribué à modifier les sécheresses, particulièrement sous les basses latitudes. En conséquence, les sécheresses sont plus fréquentes, particulièrement depuis les années 1970 dans

L'ARCTIQUE ET LA DERNIÈRE PÉRIODE INTERGLACIAIRE

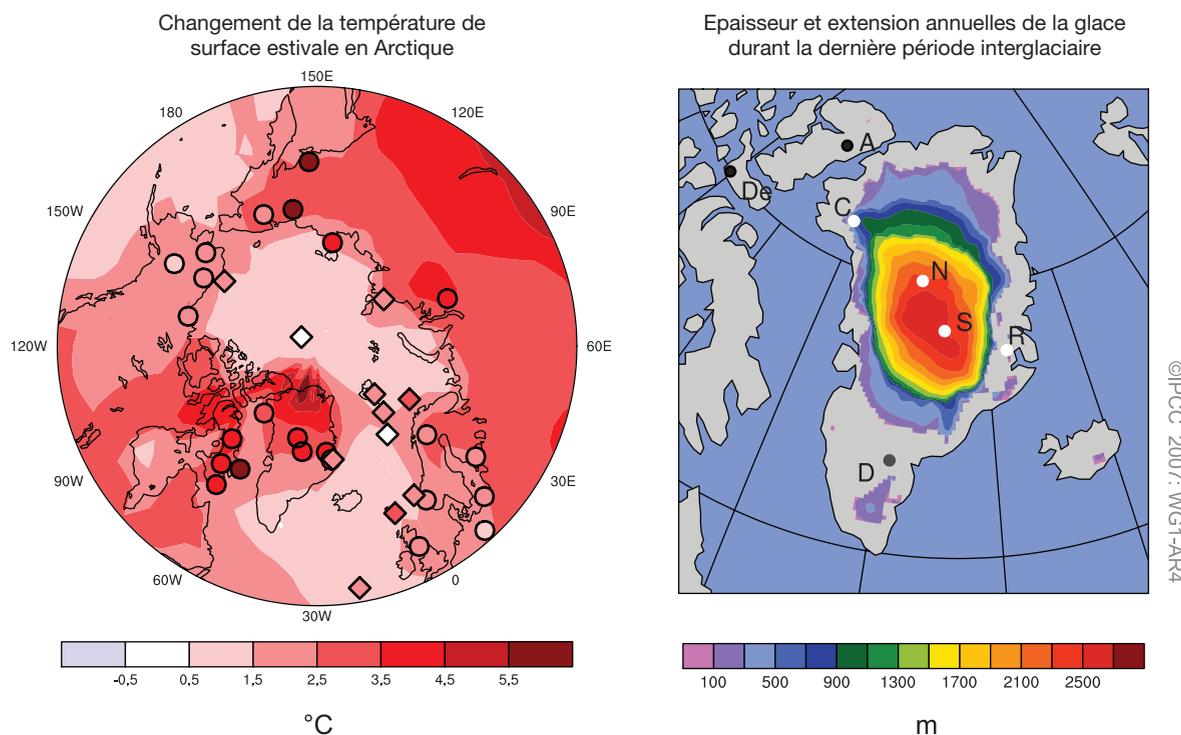


Figure RT.21. Changement de température de l'air de surface en été par rapport au présent au-dessus de l'Arctique (à gauche) et épaisseur de la glace et extension du Groenland et des glaciers arctiques occidentaux (à droite) pour la dernière période interglaciaire, il y a approximativement 125 000 ans, à partir de multi-modèles et de synthèses de données indirectes multiples. (À gauche) Une simulation multi-modélisée de réchauffement estival durant la dernière période interglaciaire est recouverte par des estimations indirectes de réchauffement estival maximum à partir de sites terrestres (cercles) et marins (losanges). (À droite) Extension et épaisseur de la couche de glace du Groenland et des glaciers du Canada occidental et d'Islande à leur extension minimum durant la dernière période interglaciaire montrée comme une moyenne multi-modélisée à partir de trois modèles de glaces. Les observations des carottes glaciaires indiquent que durant la dernière période interglaciaire il y a de la glace aux sites suivants (points blancs) : Renland (R), Ice Core Project au Groenland du nord (N), Sommet (S, GRIP et GISP2), et potentiellement à Camp Century (C), mais pas de glace aux sites suivants (points noirs) : Devon (De) et Agassiz (A). Les preuves d'existence de glace LIG à Dye-3 (D, points gris) ne sont pas concluantes. {Figure 6.6}

les régions tropicales et subtropicales. En Australie et en Europe, des liens directs avec le réchauffement mondial ont été suggérés par les extrêmes dans les hautes températures et les récentes vagues de chaleur accompagnant les récentes sécheresses. {3.3, 3.8, 9.5}

RT.3.5 Une perspective paléoclimatique

Les études paléoclimatiques font usage de mesures de changements passés dérivées des températures présentes dans des carottages, changements des eaux interstitielles dans les sédiments océaniques et changements de l'extension des glaciers, ainsi que des mesures indirectes tels que les changements dans les paramètres physiques, chimiques et biologiques qui reflètent les changements passés dans un environnement où ces données représentatives ont crû ou existé. Les études paléoclimatiques reposent sur une multitude de données indirectes de sorte que les résultats peuvent être contre-vérifiés et les incertitudes mieux comprises. Il est désormais accepté et vérifié que beaucoup d'organismes biologiques (par exemples les arbres, le corail, le plancton, les animaux) changent leur croissance et/ou leur dynamique de population en réponse au changement climatique et que ces changements dus au climat sont bien enregistrés dans la croissance passée de spécimens ou d'assemblages d'organismes vivants ou morts (fossiles). Des chronologies de réseaux d'épaisseur et de densité des cernes de croissance des arbres sont utilisées pour déchiffrer les changements passés de températures en se basant sur le calibrage avec des données d'instruments qui se recoupent temporairement. Alors que ces méthodes sont largement utilisées, il existe des questions au sujet des distributions des mesures disponibles, à quel point celles-ci échantillonnent le globe, et des questions telles que le degré auquel ces méthodes sont faussées spatialement ou saisonnièrement ou présentent des divergences apparentes liées au changement climatique récent. {6.2}

Il est très probable que les températures moyennes dans l'hémisphère nord durant la seconde moitié du XX^e siècle aient été plus chaudes qu'à n'importe quelle autre période de 50 ans durant les 500 dernières années, et cette période représente probablement la période plus chaude des 1 300 dernières années au moins. Les données à l'appui de ces conclusions concernent principalement les masses terrestres extratropicales en été (particulièrement pour les périodes plus longues, voir figure RT.20). Ces conclusions sont basées sur des données indirectes telles que l'épaisseur ou la densité d'un cerne de croissance d'arbre, la composition isotopique de divers éléments dans la glace ou la composition chimique d'une bande de croissance de corail, ce qui exige des analyses

pour en extraire des informations sur la température et sur les incertitudes associées. Parmi les incertitudes clefs, on note que température et la précipitation sont difficiles à séparer dans certains cas, ou sont représentatives de saisons particulières plutôt que d'années pleines. Depuis le TRE, il existe désormais des données améliorées et augmentées y compris, par exemple, des mesures prises sur de nombreux sites, une analyse améliorée des données de températures de forage, et des analyses plus étendues des glaciers, coraux et sédiments. Cependant, les données paléoclimatiques sont plus limitées que les enregistrements par instrument depuis 1850 à la fois dans le temps et l'espace ; ainsi des méthodes statistiques sont utilisées pour construire des moyennes mondiales, et celles-ci sont également sujettes à des incertitudes. Les données actuelles sont trop limitées pour permettre une évaluation identique des températures de l'hémisphère sud avant la période d'enregistrements par instruments. {6.6, 6.7}

Certaines données post-TRE indiquent une plus grande variabilité pluriséculaire dans l'hémisphère nord que celle montrée dans le TRE, en raison des données indirectes particulières employées et des méthodes statistiques spécifiques de traitement et/ou de mise à échelle pour représenter des températures passées. La variabilité additionnelle implique des conditions plus fraîches surtout durant les XII^e, XIV^e, XVII^e et XIX^e siècles ; celles-ci sont probablement liées au forçage naturel lié à des éruptions volcaniques et/ou à l'activité solaire. Par exemple, les reconstructions suggèrent qu'il y aurait eu une augmentation de l'activité volcanique et une diminution de l'activité solaire durant le XVII^e siècle par rapport aux conditions actuelles. Une reconstruction suggère des conditions légèrement plus chaudes durant le XI^e siècle que celles suggérées par le TRE, mais à l'intérieur des incertitudes citées par le TRE.

Les enregistrements de CO₂ à l'intérieur de la glace sur le dernier millénaire offrent une contrainte additionnelle sur la variabilité naturelle du climat. L'amplitude des changements de température à l'ère préindustrielle, à un horizon inter-décennal dans l'hémisphère nord à partir de reconstructions basées sur des données indirectes (<1°C) est grossièrement conforme aux enregistrements de CO₂ à l'intérieur de la glace et à la compréhension de la force de rétroaction climat – cycle du carbone. Le CO₂ atmosphérique et la température en Antarctique ont co-varié durant les 650 000 dernières années. Les données disponibles suggèrent que le CO₂ agit comme amplificateur d'effet. {6.4, 6.6}

Les changements dans les glaciers sont évidents dans les données de l'Holocène, mais ces changements sont dus à d'autres processus que le recul de la fin

Encart RT.7. L'évaluation des modèles de circulation générale atmosphère/océan

Les modèles de circulation générale atmosphère/océan (MCGAO) sont l'outil de prédilection utilisé par les chercheurs pour comprendre et attribuer les variations climatiques du passé, et pour faire des projections dans l'avenir. Comme il n'y a aucune perturbation du forçage radiatif, dans l'histoire, qui soit comparable aux perturbations induites par les activités humaines telles qu'elles sont attendues pour le XXI^e siècle, la confiance en les modèles doit provenir d'un certain nombre de méthodes indirectes, décrites ci-dessous. Dans chacun de ces domaines, des avancées significatives ont été réalisées depuis le TRE, ce qui a permis d'élever le degré général de confiance en ces modèles. {8.1}

La coordination des efforts au niveau international pour récolter et disséminer les résultats des expérimentations basées sur les modèles a permis d'examiner et d'analyser plus facilement le comportement des modèles. Cela a encouragé une évaluation plus exhaustive et plus ouverte des modèles, prenant en considération un éventail de points de vue. {8.1}

Projections à différentes échelles, portant sur différentes périodes, à l'aide de modèles climatiques mondiaux. Les modèles climatiques projettent le climat sur plusieurs décennies dans l'avenir. Comme les détails des systèmes météorologiques particuliers ne sont pas suivis ni prédits, les conditions atmosphériques initiales sont bien moins importantes que pour les modèles destinés aux prévisions météorologiques. Pour ce qui concerne les projections climatiques, les forçages sont beaucoup plus importants. Ces forçages incluent la quantité d'énergie solaire qui atteint la Terre, la quantité de particules émises dans l'atmosphère par l'activité volcanique, et les concentrations de gaz et de particules d'origine anthropique dans l'atmosphère. Au fur et à mesure que l'on s'intéresse à une échelle moindre en termes spatiaux (de mondiale à régionale, voire locale) et temporels, l'amplitude de la variabilité liée à la météorologie augmente en fonction des changements climatiques de long terme. Cela rend la détection des signaux de changements climatiques difficile aux plus petites des échelles. Les conditions océaniques sont importantes aussi, en particulier aux horizons interannuel et décennal. {FAQ 1.2, 9.4, 11.1}

Formulation des modèles. La formulation des MCGAO s'est développée à travers l'amélioration de la résolution spatiale et à travers des améliorations dans les concepts chiffrés et dans le paramétrage (p.ex., les glaces de mer, la couche limite atmosphérique, le mélange des eaux océaniques). Davantage de processus font désormais partie de nombreux modèles, y compris un certain nombre de processus-clés qui sont importants pour le forçage (p.ex., les aérosols sont dorénavant modélisés de façon interactive dans de nombreux modèles). La plupart des modèles font aujourd'hui état d'un climat stable sans qu'il soit nécessaire de procéder à un ajustement des flux, bien que certaines tendances de long terme subsistent dans l'intégration de contrôles des MCGAO, par exemple, en raison de processus lents à l'œuvre dans les océans. {8.2, 8.3}

Simulation du climat actuel. Les progrès réalisés dans la formulation des modèles ont mené à une amélioration de la simulation de nombreux aspects du climat moyen actuel. Les simulations des précipitations, de la pression du niveau de la mer et de la température de surface se sont toutes améliorées, en règle générale, mais des lacunes subsistent, notamment en ce qui concerne les précipitations tropicales. Alors que des lacunes significatives demeurent dans la simulation des nuages (et dans la rétroaction correspondante qui impacte la réactivité du climat), certains modèles ont montré des améliorations dans la simulation de certains régimes de nébulosité (notamment les stratocumulus marins). La simulation des événements extrêmes (en particulier les températures extrêmes) s'est améliorée, mais les modèles simulent généralement trop peu de précipitations pour les événements les plus extrêmes. La simulation des cyclones survenant en dehors de la zone tropicale s'est améliorée. Certains modèles utilisés pour la projection des variations des cyclones extratropicaux peuvent simuler avec succès la fréquence et la distribution des cyclones tropicaux telle qu'elle a été réellement observée. Des simulations améliorées ont été mises au point pour la structure de masse des eaux océaniques, pour la circulation thermohaline (CTH/ MOC) et pour le transport océanique de chaleur. Cependant, la plupart des modèles montrent des distorsions dans leur simulation de l'océan austral, ce qui aboutit à quelque incertitude quant à la modélisation de la façon dont l'océan absorberait la chaleur en cas de changements climatiques. {8.3, 8.5, 8.6}

Simulation des modes de variabilité climatique. Les modèles simulent les modes dominants de variabilité du climat non tropical qui sont proches de ceux qui ont été observés (NAM/SAM, PNA, ODP) mais ils ont encore du mal à rendre compte de certains de leurs aspects. Certains modèles simulent aujourd'hui d'importants aspects de l'ENSO, alors que la simulation de l'oscillation de Madden-Julian est généralement insatisfaisante. {8.4}

Simulation des variations de climat du passé. avancées ont vu le jour dans la simulation des variations climatiques du passé. Indépendamment de l'attribution de ces variations, la capacité des modèles climatiques à fournir une explication physique intrinsèquement cohérente des variations climatiques telles qu'elles sont réellement observées, à des horizons temporels divers, donne confiance en leur capacité à rendre compte de beaucoup des processus à l'œuvre pour l'évolution du climat au XXI^e siècle. Parmi les progrès récents, la capacité à modéliser avec succès les variations observées dans une série plus importante de variables climatiques à travers le XX^e siècle (p.ex. les températures et les extrêmes à la surface de la terre à l'échelle continentale, l'étendue des glaces de mer, les tendances de l'océan à emmagasiner de la chaleur et les précipitations sur les terres). Il y a eu aussi des progrès dans la capacité à modéliser beaucoup des grands traits du

passé, des états climatiques très différents (tels que le milieu de l'holocène et le DMG), en utilisant des modèles identiques ou proches de ceux qui sont utilisés pour étudier le climat actuel. Des informations sur des facteurs considérés comme marginaux dans les calculs paléoclimatiques prennent en compte les différents états présentés par les nappes glaciaires au cours de ces périodes. Les prédictions générales des modèles plus anciens, qui mettaient en relation des températures mondiales plus élevées en réponse à une concentration de gaz à effet de serre plus importante, ont été confirmées par les observations qui ont suivi. Cela renforce la confiance qu'on peut avoir dans les projections climatiques à court terme et dans la compréhension des changements climatiques inertiels correspondantes. {6.4, 6.5, 8.1, 9.3–9.5}

Météorologie et Prédictions saisonnières à l'aide de modèles climatiques. La capacité de quelques modèles climatiques à prédire des valeurs initiales a été testée (et démontrée) à des horizons temporels allant des prévisions météo (quelques jours) aux variations saisonnières de climat, lorsque initialement paramétrés avec des observations appropriées. Alors que la capacité prédictive de ces modèles suivant ce mode opératoire n'implique pas nécessairement qu'ils mettront en évidence une réponse correcte aux variations des agents de forçage climatique tels que les gaz à effet de serre, elle augmente la confiance en fait qu'ils représentent de façon appropriée certains processus clés et certaines téléconnexions du système climatique. {8.4}

Mesure de la précision des projections issues des modèles. La possibilité de développer des mesures des capacités des modèles (la « métrique »), basée sur les méthodes d'évaluation ci-dessus, qui peut être utilisée pour minimiser l'incertitude en fournissant des contraintes quantitatives sur les projections climatiques modélisées, a été explorée pour la première fois à l'aide d'ensembles de modèles. Bien que ces méthodes soient prometteuses, un lot de mesures prouvées doit encore être mis au point. {8.1, 9.6, 10.5}

du XX^e siècle. Les glaciers de plusieurs régions de l'hémisphère nord se sont retirés en réponse à la chaleur régionale renforcée par la force orbitale il y a entre 11 000 et 5 000 ans et ils étaient plus petits qu'à la fin du XX^e siècle (voire même inexistant) à certains moments il y a 5 000 ans. L'actuel retrait quasi-mondial des glaciers de montagne ne peut pas être dû aux mêmes causes, parce que la diminution de l'ensoleillement estival durant les quelques derniers milliers d'années devrait être favorable à la croissance des glaciers. {6.5}

Les données paléoclimatiques offrent des preuves de changement dans beaucoup de régions climatiques. La force et la fréquence de phénomènes ENSO ont varié dans les climats précédents. Il y a des preuves que la force de la mousson asiatique, et donc des précipitations, peut changer brutalement. Les enregistrements paléoclimatiques d'Afrique orientale et septentrionale et d'Amérique du nord indiquent que des sécheresses durant des années ou des siècles sont un trait récurrent du climat dans ces régions, ce qui fait que les récentes sécheresses en Afrique du nord et en Amérique du nord ne sont pas sans précédents. Des ensembles de données individuelles paléoclimatiques fondées sur des décennies soutiennent l'existence d'une variabilité régionale quasi-périodique, mais il est *improbable* que ces signaux régionaux soient cohérents à l'échelle mondiale. {6.5, 6.6}

De fortes preuves scientifiques à partir de données sur les sédiments des océans et à partir de modélisations lient les changements abrupts de climat durant la dernière période glaciaire et la transition glaciaire-interglaciaire aux changements dans la circulation de l'océan Atlantique. La compréhension actuelle suggère

que la circulation océanique peut devenir instable et changer rapidement quand certains seuils sont franchis. Ces phénomènes ont affecté la température par quelque 16°C au Groenland et ont influencé les schémas de précipitations tropicales. Ils étaient probablement associés à la redistribution de chaleur entre les deux hémisphères plus qu'à de grands changements dans la température moyenne mondiale. De pareils phénomènes n'ont pas été observés durant les 8 000 dernières années. {6.4}

La confiance dans la compréhension des changements climatiques du passé et des changements du forçage orbital est renforcée par la meilleure capacité des modèles actuels à simuler les conditions climatiques du passé. Le dernière extension glaciaire maximum (LGM, il y a environ 21 000 ans) et l'holocène moyen (il y a 6 000 ans) étaient différents du climat actuel non pas en raison d'une variabilité aléatoire mais en raison du changement de forçage saisonnier et mondial, lié aux différences connues dans l'orbite terrestre (voir Encart RT.6). Les rétroactions biogéophysiques et biogéochimiques ont amplifié la réponse aux forçages orbitaux. Les comparaisons entre des conditions simulées et reconstruites du LGM démontrent que les modèles peuvent saisir les grandes lignes des changements induits dans la température et dans les schémas de précipitation. Pour l'holocène moyen, des modèles climatiques couplés peuvent simuler un réchauffement à moyenne latitude ainsi qu'une augmentation des moussons, avec peu de changement dans la température globale moyenne (<0,4°C), ce qui est conforme à notre compréhension du forçage orbital. {6.2, 6.4, 6.5, 9.3}

Le niveau moyen de la mer à l'échelle du globe

ANOMALIES DE TEMPÉRATURE AUX NIVEAUX MONDIAL ET CONTINENTAL

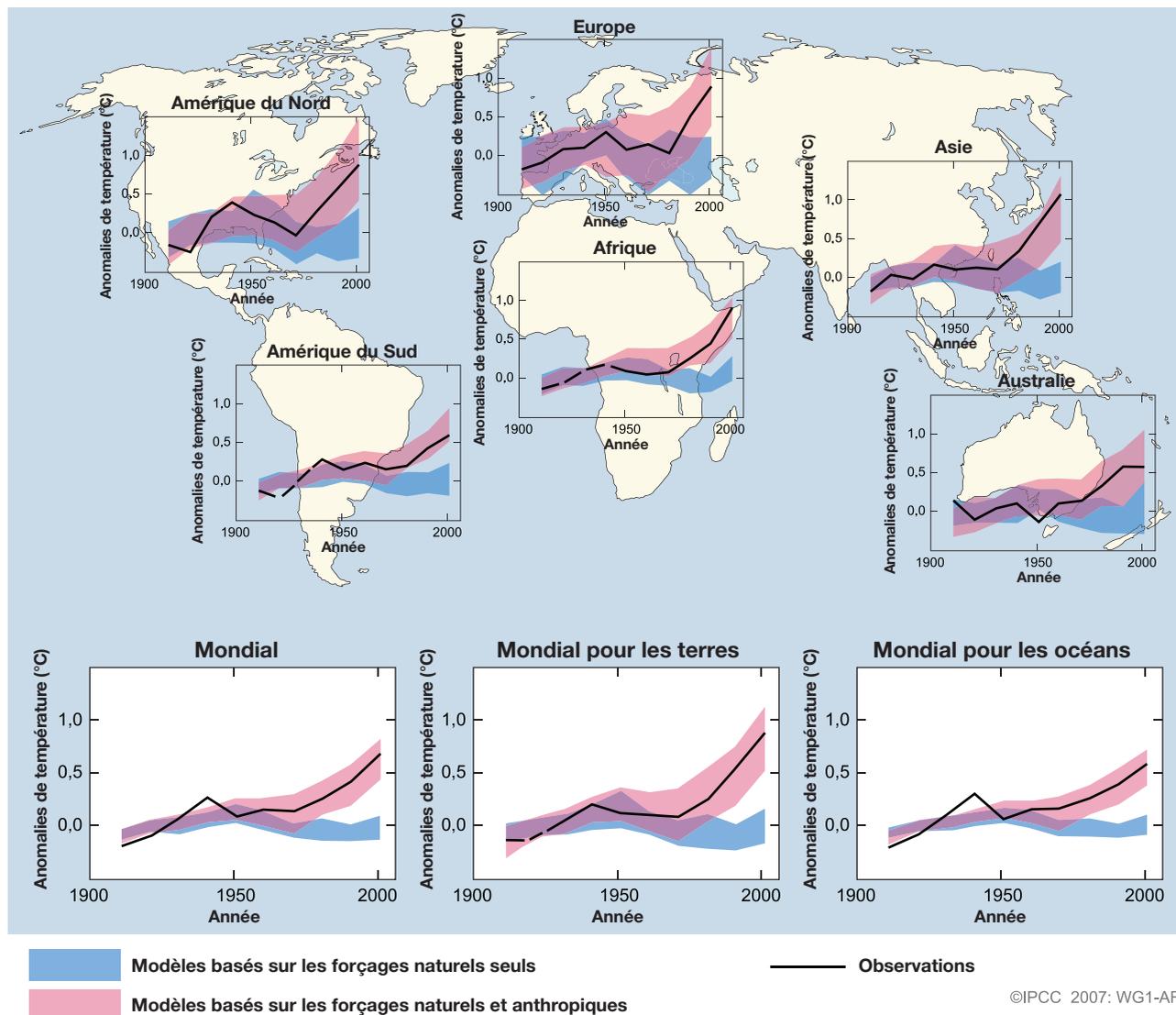


Figure RT.22. Comparaison des variations constatées à l'échelle mondiale et continentale dans la température à la surface de la terre à l'aide des résultats simulés par les modèles climatiques basés sur les forçages naturels et anthropiques. Les moyennes décennales des observations de 1906 à 2005 (ligne brisée noire) sont datées du milieu de chaque décennie, et le point zéro en ordonnée correspond chaque fois à la moyenne observée pendant la période 1901–1950. Les courbes sont pointillées lorsque la couverture spatiale des observations est inférieure à 50%. Les bandes bleues correspondent à l'amplitude située entre 5% et 95% pour 19 simulations issues de 5 modèles climatiques qui ne sont basés que sur les forçages naturels provenant du soleil et de l'activité volcanique. Les bandes rouges représentent l'amplitude située entre 5% et 95% pour 58 simulations issues de 14 modèles climatiques basés à la fois sur les facteurs de forçage naturels et anthropiques. Les sources de données et les modèles utilisés sont décrits dans la Section 9.4, FAQ 9.2, le Tableau 8.1 et les informations complémentaires du chapitre 9. {FAQ 9.2, Figure 1}

était probablement de 4 à 6 mètres plus élevé pendant la dernière période interglaciaire, il y a environ 125 000 ans, que durant le XX^e siècle, surtout en raison du retrait des glaces polaires (figure RT.21). D'après les données fournies par les carottes glaciaires, la région sommitale du Groenland était recouverte de glace durant cette période, mais l'inlandsis avait diminué d'étendue dans certaines parties du sud du Groenland. Toujours

d'après ces données, les températures polaires moyennes étaient à cette époque de 3 à 5°C supérieures à celles du XX^e siècle en raison du positionnement différent de l'orbite terrestre. L'inlandsis du Groenland et les autres champs de glace arctiques n'ont probablement pas contribué pour plus de 4 mètres à l'élévation observée du niveau de la mer, ce qui laisse supposer l'éventualité d'une contribution de l'Antarctique. {6.4}

RT.4 Comprendre et attribuer les changements climatiques

L'attribution évalue la concordance entre les changements climatiques observés et les réponses quantitatives à différents facteurs de forçage calculées par des modèles éprouvés d'une part, et d'autre part la non-concordance de ces changements avec d'autres explications physiques également plausibles. Le premier rapport d'évaluation (PRE) du GIEC faisait état de très peu de preuves issues de l'observation qui viendraient corroborer une éventuelle influence anthropique sur le climat. Six ans plus tard, le deuxième rapport d'évaluation (DRE) est parvenu à la conclusion selon laquelle l'équilibre des preuves laisse apparaître une influence humaine sur le climat au XX^e siècle. Le TRE a conclu pour sa part que « la plus grande part du réchauffement observé au cours des 50 dernières années a probablement pour cause l'augmentation de la concentration des gaz à effet de serre. » La confiance dans l'évaluation des contributions humaines aux récents changements climatiques a considérablement augmenté depuis le TRE, en particulier à l'aide d'indicateurs plus fiables car étalés sur des relevés plus longs et grâce à une série d'observations plus large et plus approfondie, qui permet de résoudre avec davantage d'exhaustivité la question de l'attribution du réchauffement, en liaison avec d'autres changements dans le système climatique. Certaines incohérences apparentes des relevés d'observations (par ex. dans le profil vertical des variations de température) ont été en grande partie résolues. Il y a eu des améliorations dans la simulation de bien des aspects du climat moyen actuel et de sa variabilité dans des échelles allant de saisonnière à interdécennale, bien que des incertitudes demeurent (cf. Encart RT.7). Les modèles emploient désormais des représentations plus détaillées des processus à l'œuvre vis-à-vis des aérosols et d'autres agents de forçage. Les simulations des changements climatiques du XX^e siècle ont été lancées sur de nombreux modèles nouvellement développés et ont permis de prendre en compte des forçages anthropiques et naturels qui n'étaient pas disponibles à l'expérimentation au temps du TRE. Les ensembles multi-modèles permettent d'obtenir un degré de confiance supérieur en les résultats d'attribution, en fournissant une représentation améliorée de l'incertitude liée au modèle. Une signature anthropique plus claire s'est dégagée des études d'attribution formelles d'aspects du système climatique allant au-delà de la température atmosphérique au niveau mondial, incluant les variations de la chaleur totale absorbée par les océans, les tendances de température au niveau continental, la circulation et l'étendue des glaces arctiques. {9.1}

RT.4.1 Avancées dans l'attribution des variations de température à l'échelle du globe pendant la période instrumentale : l'atmosphère, l'océan et la glace

Le réchauffement d'origine anthropique du système climatique est largement répandu et peut être détecté à l'aide d'observations de la température menées à la surface de la terre, à l'air libre et dans les océans. {3.2, 3.4, 9.4}

Des preuves scientifiques de l'effet d'influences extérieures, aussi bien anthropiques que naturelles, sur le système climatique se sont accumulées depuis le TRE. Les améliorations des modèles et des données, des simulations d'ensemble et une représentation améliorée des aérosols et du forçage issu des gaz à effet de serre, avec d'autres influences, permettent d'aboutir à un degré de confiance plus élevé dans le fait que la plupart des modèles actuels reproduisent assez bien la variabilité forcée de l'atmosphère à l'échelle d'une ou de plusieurs décennies. Ces avancées confirment que les variations climatiques du passé, à grande échelle spatiale, ont été influencées pour une grande part par des facteurs de forçage extérieurs. Toutefois, des incertitudes existent encore quant à l'ampleur et l'évolution temporelle des contributions estimées de tel ou tel forçage particulier hors gaz à effet de serre bien mélangés, en raison par exemple des incertitudes liées aux réponses au forçage au sein des modèles. Certains facteurs de forçage dont l'importance potentielle est grande comme les aérosols de carbone noir n'ont pas été pris en compte encore au sein des principales études de détection et d'attribution formelles. Des incertitudes demeurent dans l'estimation de la variabilité intrinsèque naturelle du climat. Par exemple, il y a des écarts entre les estimations de la variabilité de la chaleur emmagasinée par les océans dans les modèles et dans les observations, bien que des insuffisances dans la récolte d'échantillons dans certaines parties du monde puissent expliquer ces écarts. De plus, la variabilité intrinsèque est difficile à estimer à l'aide des relevés d'observations disponibles, parce que ceux-ci sont influencés par le forçage externe et ne sont pas étalés sur une durée assez longue (pour les données instrumentales), ou une portée assez précise (pour les reconstructions indirectes) pour fournir une description complète de la variabilité sur un horizon décennal ou au-delà (v. fig. RT.22 et l'Encart RT.7). {8.2–8.4, 8.6, 9.2–9.4}

Il est extrêmement improbable (<5%) que le schéma mondial de réchauffement observé durant le demi-siècle dernier puisse s'expliquer sans faire appel au forçage extrinsèque. Ces variations ont eu lieu pendant une période au cours de laquelle la somme des facteurs de forçage non anthropiques (c'est-à-dire, la somme du forçage solaire et du forçage volcanique) aurait *probablement* abouti à un

rafraîchissement, et non un réchauffement (cf. fig. RT.23). Les études d'attribution montrent qu'il est *très probable* que ces facteurs de forçage naturels seuls ne puissent pas rendre compte du réchauffement observé (cf. fig. RT.23). Il y a aussi une confiance accrue dans le fait que la variabilité interne naturelle ne peut rendre compte des changements observés, grâce en partie à des études améliorées prouvant que le réchauffement a eu lieu à la fois dans les océans et dans l'atmosphère, de concert avec la perte observée de masse des glaces. {2.9, 3.2, 5.2, 9.4, 9.5, 9.7}

Il est très probable que l'augmentation des gaz à effet de serre d'origine anthropique ait causé la plus grande partie de l'augmentation constatée des températures moyennes au niveau mondial depuis la moitié du XX^e siècle. Sans le refroidissement induit par les aérosols atmosphériques, il est probable que les gaz

à effet de serre seuls auraient causé une plus grande augmentation de température que celle qui a été observée au cours des 50 dernières années. Un facteur clé d'identification de l'empreinte des aérosols, permettant de chiffrer l'ampleur du refroidissement antagoniste du réchauffement dû à l'effet de serre, réside dans la variation des températures à travers le temps (cf. fig. RT.23), et dans le contraste du réchauffement hémisphérique. La conclusion selon laquelle le forçage par gaz à effet de serre domine prend en compte les incertitudes liées aux observations et au forçage ; en outre elle est corroborée par l'usage de différents modèles climatiques, de différentes méthodes pour estimer les réponses au forçage externe et de différentes techniques d'analyse. Elle permet aussi d'identifier une amplification possible de la réponse au forçage solaire. {2.9, 6.6, 9.1, 9.2, 9.4}

ANOMALIES DE LA TEMPÉRATURE MOYENNE MONDIALE À LA SURFACE DE LA TERRE

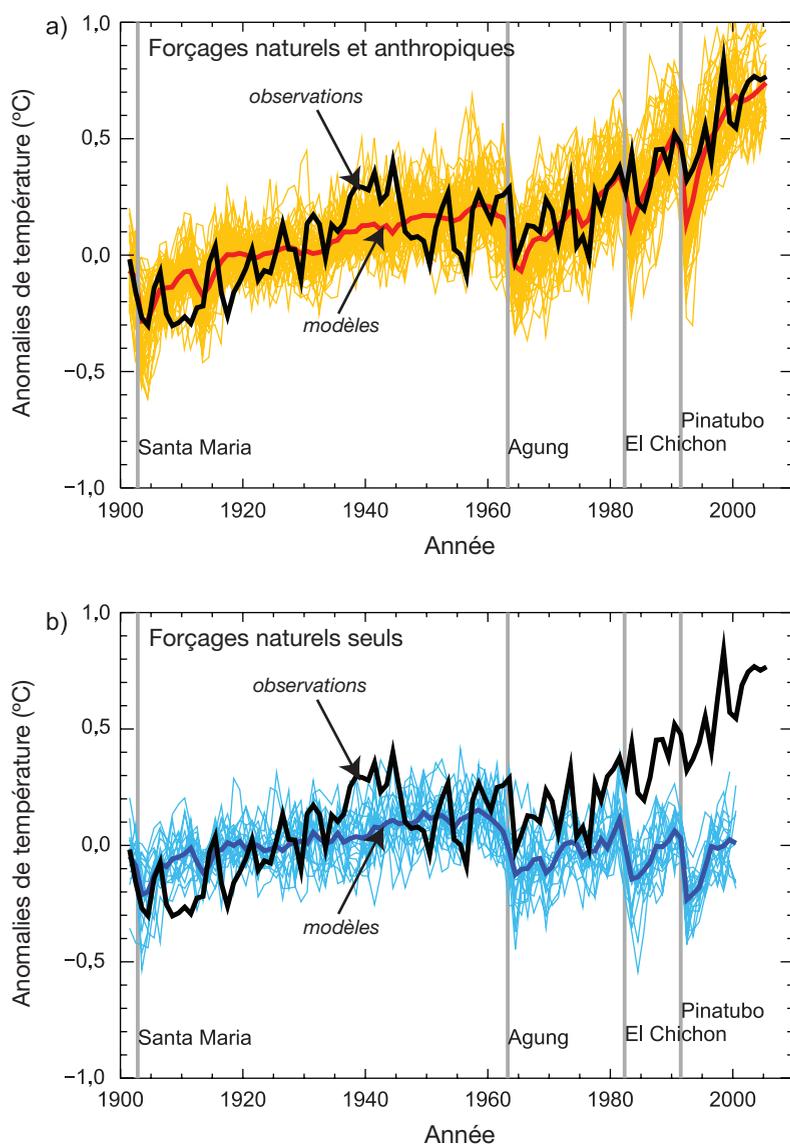


Figure RT.23. (a) Variations de la température mondiale moyenne à la surface de la terre par rapport à la période 1901–1950, telles qu'elles ont été observées (ligne noire) et telles qu'elles ont été calculées par des simulations prenant en compte les forçages naturels et anthropiques. La courbe rouge épaisse indique la moyenne de l'ensemble multi-modèle et les courbes rouges claires minces indiquent les simulations une par une. Les lignes grises verticales indiquent les dates d'événements volcaniques majeurs. (b) comme pour (a), sauf que les variations simulées de la température mondiale moyenne sont basées sur le forçage naturel uniquement. La courbe bleue épaisse montre la moyenne de l'ensemble multi-modèles et les courbes bleu clair minces indiquent les simulations une par une. Chaque simulation a été paramétrée de façon à ce que sa couverture corresponde à la couverture des observations. (Figure 9.5)

Un réchauffement largement répandu a été détecté dans les températures océaniques. Des études d'attribution formelles laissent aujourd'hui à penser qu'il est *probable* que le forçage d'origine anthropique ait contribué au réchauffement constaté dans plusieurs des premières centaines de mètres de profondeurs des océans sur Terre pendant la deuxième moitié du XX^e siècle. {5.2, 9.5}

Le forçage anthropique a *probablement* contribué à la récente diminution de la couverture glaciaire arctique. Des variations dans les glaces de mer arctiques sont attendues en lien avec le réchauffement accéléré de l'Arctique. Les études d'attribution et les progrès effectués dans la représentation modélisée des glaces de mer et du transport de chaleur dans les océans rehaussent le degré de confiance en cette conclusion. {3.3, 4.4, 8.2, 8.3, 9.5}

Il est très probable que la réponse au forçage anthropique ait contribué à l'élévation du niveau de la mer au cours de la deuxième moitié du XX^e siècle, mais on ne comprend toujours pas bien la variabilité décennale de l'élévation du niveau de la mer. Les estimations modélisées de la contribution de la dilatation thermique à l'élévation du niveau de la mer sont en cohérence avec les estimations qui se basent sur les observations faites entre 1961 et 2003, bien que la récolte des données sur l'élévation du niveau de la mer pendant cette période ne soit pas terminée. L'accélération constatée dans le recul des glaciers et des calottes glaciaires est proportionnelle à la montée des températures moyennes au niveau mondial, comme on s'y attendait qualitativement parlant en se basant sur des considérations physiques (cf. tableau RT.3). Le fait que le rythme de l'élévation du niveau de la mer ait été plus important entre 1993 et 2003 qu'entre 1961 et 2003 pourrait être lié à l'augmentation du forçage anthropique, qui a probablement contribué au réchauffement constaté des couches les moins profondes des océans et au recul général des glaciers. En outre, les relevés marégraphiques du niveau moyen de la mer laissent à penser que des rythmes comparables ont pu avoir lieu dans les décennies précédant 1950, ce qui implique que la variabilité naturelle intrinsèque pourrait aussi être un facteur explicatif des rythmes élevés constatés dans la période 1993-2003. La variabilité décennale constatée dans les relevés marégraphiques est plus grande que ce qui peut être expliqué par la variabilité des estimations basées sur l'observation de la dilatation thermique et des modifications des glaces continentales. De plus, la variabilité décennale constatée dans la dilatation thermique est plus grande que celle qui a été simulée par les modèles pour le XX^e siècle. Ceci explique pourquoi les causes physiques de la variabilité constatée dans les relevés marégraphiques restent incertaines. Ces problèmes non résolus, liés à la variation du niveau de la mer et à sa variabilité décennale entre 1961 et 2003 compliquent

la compréhension de la part de la variabilité intrinsèque naturelle et des changements climatiques d'origine anthropique dans l'accélération du rythme de l'élévation du niveau de la mer entre 1993 et 2003. {5.5, 9.5}

TS.4.2 Attribution des variations de température dans le temps et dans l'espace

Le schéma de réchauffement troposphérique et de refroidissement stratosphérique, tel qu'il a été observé, est très *probablement* dû à l'influence du forçage anthropique, en particulier celui qui découle de la recrudescence des gaz à effet de serre et de la disparition de l'ozone stratosphérique. De nouvelles analyses effectuées depuis le TRE ont montré que ce schéma correspond à une augmentation de l'altitude de la tropopause qui *est probablement* causée principalement par les gaz à effet de serre et par les variations de l'ozone stratosphérique. Une incertitude significative demeure dans l'estimation des tendances de la température troposphérique, particulièrement dans les relevés effectués par ballon-sonde. {3.2, 3.4, 9.4}

Il est *probable* qu'il y ait eu une contribution anthropique substantielle à l'augmentation de la température à la surface de la terre sur tous les continents à l'exception de l'Antarctique depuis le milieu du XX^e siècle. L'Antarctique a fait l'objet d'une couverture insuffisante pour établir une évaluation. Le réchauffement anthropique a aussi été identifié dans certaines zones terrestres subcontinentales. La capacité à coupler des modèles climatiques pour simuler l'évolution de la température sur les six continents permet de prouver de façon plus ferme l'influence humaine sur le climat mondial que cela n'était possible pour le TRE. Aucun modèle climatique mondial couplé qui utilisait uniquement les facteurs de forçage naturel n'a été capable de reproduire la tendance mondiale au réchauffement qui a été constatée dans la réalité, ou les tendances moyennes au réchauffement continent par continent (à l'exception de l'Antarctique) pendant la deuxième moitié du XX^e siècle. {9.4}

Il reste des difficultés à attribuer les variations de températures à plus petite échelle que l'échelle continentale et sur des horizons temporels inférieurs à 50 ans. Les résultats d'attribution à ces échelles n'ont pas été établis, à part quelques exceptions de portée limitée. Faire la moyenne sur des petites régions aboutit à une réduction de la variabilité naturelle inférieure à celle qui se produit lorsqu'on fait la moyenne sur des régions plus étendues, ce qui rend plus difficile de faire la distinction entre les changements attendus du forçage externe et de la variabilité. De plus, les variations de température associées à certains modes de variabilité sont mal simulés par les modèles dans certaines régions et à certaines saisons.

Enfin, les détails à petite échelle du forçage externe et de la réponse simulée par les modèles sont moins crédibles que les grands traits à grande échelle. {8.3, 9.4}

Les extrêmes dans la température à la surface de la terre ont probablement été influencés par le forçage anthropique. Plusieurs indicateurs des extrêmes, y compris le nombre annuel et les plus extrêmes valeurs des jours et des nuits chauds et froids, de même que le nombre de jours de gel, ont fait apparaître des variations qui sont en cohérence avec le réchauffement. L'influence anthropique a été détectée parmi certains de ces indices,

et on dispose de preuves que le forçage anthropique a pu rehausser substantiellement le risque de conditions estivales extrêmement chaudes, comme la vague de chaleur de 2003 en Europe. {9.4}

RT.4.3 Attribution des variations dans la circulation, les précipitations et d'autres variables climatiques

Les tendances constatées dans les oscillations arctique et antarctique (ou nord-atlantique (NAO/

TENDANCES DE PRESSION AU NIVEAU DE LA MER ENTRE DÉCEMBRE ET FÉVRIER

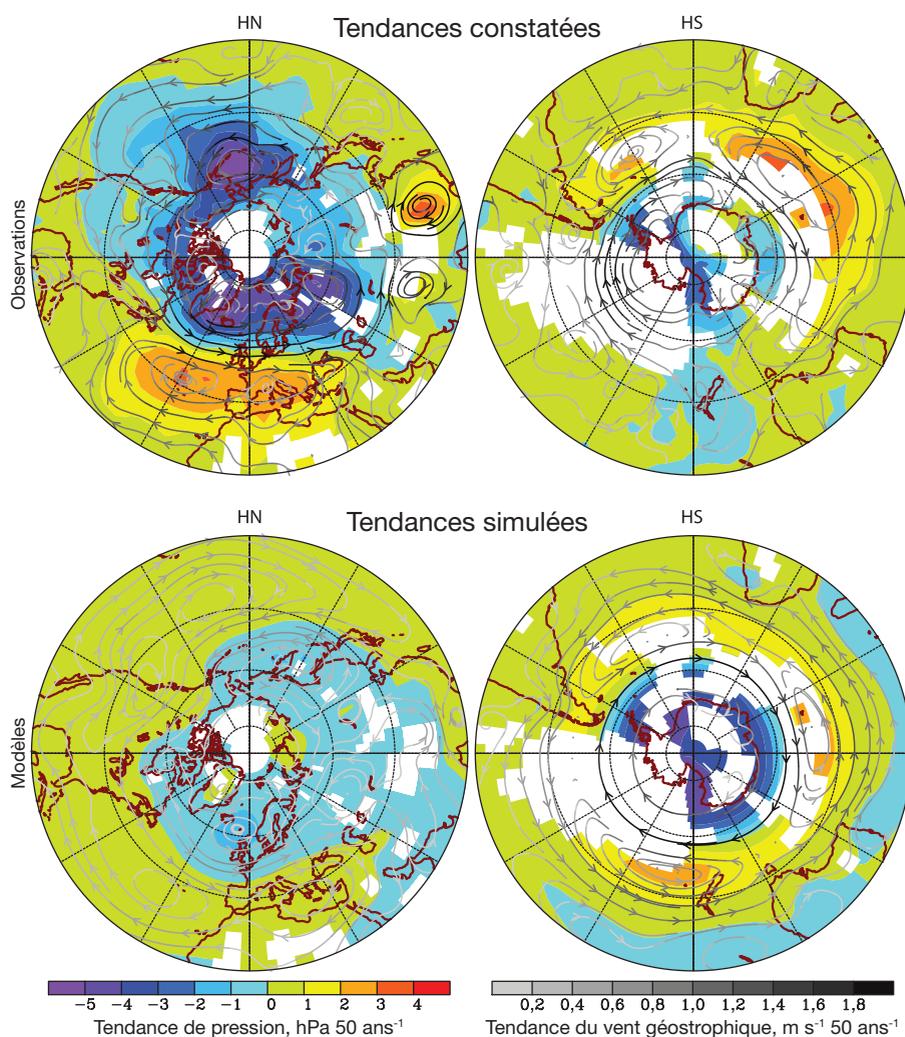


Figure RT.24. Tendances de la pression au niveau de la mer entre décembre et février, basées sur les moyennes décennales pour la période 1955–2005. (En haut) les tendances sont estimées sur la base de suites de données issues de l'observation et elles figurent ici pour les régions pour lesquelles on dispose d'une couverture. (En bas) les tendances moyennes de réponse aux variations dans le forçage naturel et anthropique, telles qu'elles ont été simulées par huit modèles couplés. Les tendances simulées par les modèles ne figurent que pour les régions pour lesquelles les tendances basées sur l'observation sont présentes. Les lignes de courant, qui ne sont pas masquées, indiquent la direction des tendances du vent géostrophique dérivée des tendances de la pression au niveau de la mer, et l'ombrage des lignes de courant indique l'amplitude de la variation, les courbes les plus sombres correspondant aux variations de vent géostrophique les plus importantes. Les sources des données et les modèles sont décrits dans le chapitre 9 et ses informations complémentaires, et le tableau 8.1 contient des détails sur les modèles. {Figure 9.16}

NAM) et australe (SAM)) au cours des dernières décennies, qui correspondent à une baisse de pression au niveau de la mer aux environs des pôles et aux variations liées dans la circulation atmosphérique, sont *probablement* liées, pour une part, aux activités humaines (v. Fig. RT.24). Les modèles reproduisent le signe des tendances NAM, mais la réponse simulée est moindre que celle qui est observée. Les modèles qui prennent en compte aussi bien les gaz à effet de serre et les variations de l’ozone stratosphérique simulent une tendance réaliste du SAM, ce qui ouvre la voie à la détection d’une influence humaine sur la pression au niveau de la mer mondialement, qui est aussi en cohérence avec la tendance constatée au refroidissement dans le climat à la surface de la terre observée dans certaines parties de l’Antarctique. Ces variations dans la circulation hémisphérique et leur attribution aux activités humaines implique que les effets anthropiques ont probablement contribué aux variations des schémas de circulation et de température des zones de latitudes moyenne à élevée, de même qu’aux variations des routes empruntées par les vents et par les tempêtes. Cependant, les effets quantitatifs sont incertains car la simulation des réponses aux variations de forçage au cours du XX^e siècle dans l’hémisphère nord est en cohérence qualitative mais pas quantitative avec les observations faites de ces variables. {3.6, 9.5, 10.3}

Il y a des preuves scientifiques de l’impact d’influences extrinsèques sur le cycle hydrologique. Le schéma observé à grande échelle des variations des précipitations terrestres au cours du XX^e siècle est en cohérence qualitative avec les simulations, ce qui laisse à penser qu’il s’y trouve une influence humaine. Une tendance globale constatée vers l’augmentation des sécheresses au cours de la seconde moitié du XX^e siècle a été reproduite dans un modèle qui prenait en compte les forçages naturels et les forçages anthropiques. Un certain nombre d’études ont maintenant démontré que les variations de l’affectation des terres, qui sont dues par exemple au surpâturage ou au défrichage de zones de forêts à des fins agricoles, n’ont *probablement* pas été la cause première des sécheresses constatées dans le Sahel et en Australie. Des comparaisons effectuées entre les observations et les modèles laissent à penser que les variations des moussons, de l’intensité des tempêtes et des chutes de pluie au Sahel sont, au moins partiellement, liées aux variations de la température de la surface de la mer (TSM) qui ont été constatées. On s’attend à ce que les variations de la TSM au niveau du globe soient affectées par le forçage anthropique, mais la combinaison de variations de TSM régionales avec le forçage n’a pas

été établie. Les variations dans les chutes de pluie ne dépendent pas que de la TSM mais aussi des variations dans les schémas de la TSM dans le temps et dans l’espace et des variations de la circulation atmosphérique, ce qui rend hasardeux de les attribuer à des influences humaines. {3.3, 9.5, 10.3, 11.2}

RT.4.4 Les études paléoclimatiques d’attribution

Il est très probable que les changements climatiques des sept siècles au moins qui ont précédé l’année 1950 n’étaient pas dus à la seule variabilité non forcée. Les études de détection et d’attribution indiquent qu’une fraction substantielle de la variabilité de température interdécennale dans l’hémisphère nord, au cours de l’ère préindustrielle, telle qu’elle se présente dans les reconstitutions de ces siècles, est très *probablement* attribuable au forçage naturel extrinsèque. Ce forçage comprend des épisodes de refroidissement dus aux éruptions volcaniques, dont un certain nombre étaient plus importantes que celles du XX^e siècle (comme démontré par les carottes glaciaires) et des variations du rayonnement solaire sur le long terme, comme par exemple la baisse du rayonnement durant le minimum de Maunder. De plus, il est *probable* que le forçage anthropique ait contribué au réchauffement mis en évidence par ces relevés au début du XX^e siècle. Les incertitudes ne vont probablement pas permettre de mettre en cohérence les reconstitutions de température et les reconstitutions de forçage car elles sont issues de données indirectes indépendantes. On ne dispose pas d’assez de données sur l’hémisphère sud pour se livrer à une évaluation similaire. {6.6, 9.3}

RT.4.5 Les réponses climatiques au forçage radiatif

Dans le présent rapport, la spécification d’une amplitude probable et d’une valeur la plus probable pour la réactivité climatique à l’équilibre⁸ représente un progrès significatif dans le but de quantifier la réponse du système climatique au forçage radiatif, par rapport au TRE, et une victoire sur les obstacles à la compréhension qui ont persisté au cours des 30 dernières années. Une fourchette de réactivité climatique à l’équilibre – le réchauffement mondial moyen à l’équilibre escompté si la concentration de CO₂ se maintient à une valeur égale au double de la concentration de l’ère préindustrielle (550 ppm environ) – a été bornée par le TRE entre 1,5°C et 4,5°C. Jusqu’à présent, il n’a pas été

⁸ Lire au Glossaire définition détaillée de la réactivité climatique.

possible de fournir une meilleure estimation ou d'estimer la probabilité que la réactivité climatique puisse sortir de la fourchette mentionnée ci-dessus. Plusieurs approches sont utilisées dans cette évaluation pour préciser la réactivité climatique, y compris l'usage des MCGAO, l'examen de l'évolution transitoire de la température (à la surface, dans la haute atmosphère et dans les océans) au cours des 150 dernières années et l'examen des réactions à court terme du système climatique mondial face aux changements induits par le forçage causé par les éruptions volcaniques (cf. fig. RT.25). Ces démarches sont complétées par des estimations basées sur des études paléoclimatiques comme la reconstitution des relevés de température sur l'hémisphère nord au cours du dernier millénaire et au cours du DMG. De grands ensembles de simulations basées sur des modèles climatiques ont démontré la capacité des modèles à préciser la réactivité climatique en simulant le climat actuel. {8. 1, 8.6, 9.6, Encart 10.2}

L'analyse des modèles et la précision issue des observations suggèrent que la réactivité climatique à l'équilibre se situe probablement dans une fourchette allant de 2°C à 4,5°C, avec une meilleure-estimation à environ 3°C. Il est très improbable qu'elle soit inférieure à 1,5°C. Des valeurs substantiellement

supérieures à 4,5°C ne peuvent pas être exclues, mais la concordance avec les observations n'est pas aussi bonne avec ces valeurs. Les fonctions de densité de la probabilité dérivées d'informations différentes et d'approches diverses forment généralement une longue queue de probabilités en direction des valeurs élevées, supérieures à 4,5°C. L'analyse de l'évolution du climat et du forçage au cours des siècles écoulés et les études basées sur des ensembles de modèles n'excluent pas que la réactivité du climat se situe à 6°C ou plus. L'un des facteurs à l'œuvre est la possibilité de petits forçages radiatifs nets au cours du XX^e siècle si les effets de refroidissement des aérosols se situaient en haut de leur fourchette d'incertitude, annulant ainsi la plus grande part du forçage positif issu des gaz à effet de serre. Cependant, il n'y a pas de manière bien établie permettant d'estimer une seule fonction distributive de probabilité en se basant sur des résultats particuliers basés sur les différents postulats de chaque étude. Le fait qu'on ne puisse pas définir une borne supérieure aux hautes réactivités climatiques fait qu'il n'est pas possible de spécifier une ligne séparatrice correspondant au 95^e centile, ou une fourchette de haute probabilité de la réactivité climatique. {Encart 10.2}

On dispose aujourd'hui d'une confiance accrue dans

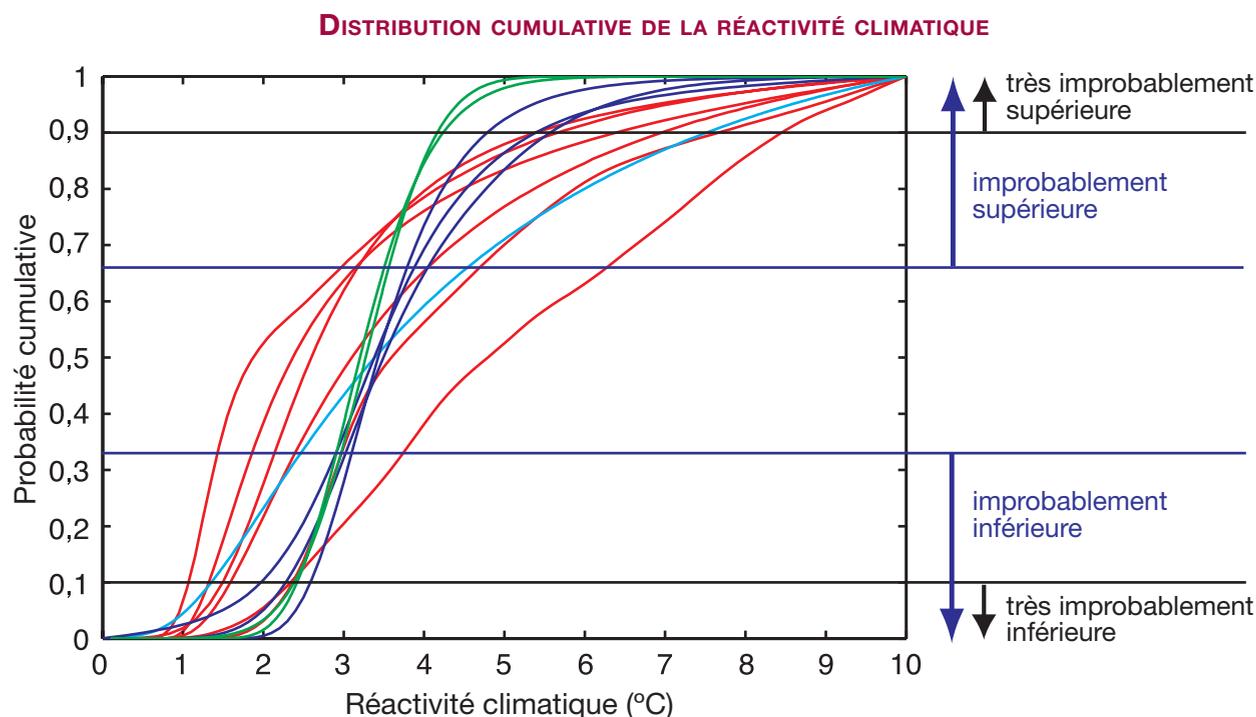


Figure TS.25. Distribution cumulative de la réactivité climatique dérivée des observations du réchauffement au cours du XX^e siècle (en rouge), de la climatologie modélisée (en bleu), des preuves indirectes (en bleu clair) et des réactivités climatiques définies par les MCGAO (en vert). Les lignes horizontales et les flèches indiquent les bornes des estimations de probabilité définies dans la Notice du Quatrième rapport d'évaluation des incertitudes (cf. tableau RT.1) {Encart 10.2, Figures 1 et 2}

la compréhension des processus climatiques clés qui sont importants pour la réactivité climatique, grâce aux progrès réalisés dans les analyses, aux comparaisons des modèles entre eux et aux observations.

Les variations de vapeur d'eau dominant les rétroactions qui ont un impact sur la réactivité climatique sont mieux comprises. De nouvelles preuves scientifiques issues de l'observation et de la modélisation vont nettement en faveur d'une rétroaction combinée entre la vapeur d'eau et le gradient adiabatique⁹ d'une force analogue à celle qu'on peut trouver dans les modèles de circulation générale (MCG), c'est-à-dire d'environ 1 W m^{-2} par degré d'augmentation de la température mondiale, ce qui correspond à une amplification d'environ 50% du réchauffement mondial moyen. Des MCG de ce genre ont montré leur capacité à simuler des variations dans l'hygrométrie dans des horizons allant de la saison à plusieurs décennies au sein de la haute troposphère au-dessus de la terre comme au-dessus de l'océan, et ont simulé avec succès les températures constatées au niveau de la terre et les variations hygrométriques associées aux éruptions volcaniques. Des rétroactions liées aux nuages (en particulier aux nuages bas) sont encore la plus grande source d'incertitude. On a montré que les rétroactions cryosphériques, comme les variations de la couverture neigeuse, ont moins d'influence sur les estimations des modèles de réactivité du climat que la rétroaction des nuages ou de la vapeur d'eau, mais ils peuvent jouer un rôle important pour les réponses climatiques au niveau régional à des altitudes moyennes à hautes. Une nouvelle comparaison de modèles laisse à penser que les différences

Tableau RT.5. Meilleure estimation, fourchettes probables et bornes inférieures très probables de l'augmentation mondiale moyenne à l'équilibre de la température à la surface de la terre (°C) en fonction de différents niveaux de forçage radiatif en équivalents- CO_2 , dérivées de la réactivité climatique.

Équilibre CO_2 -éq (ppm)	Augmentation de température (°C)		
	Meilleure estimation	Très probablement supérieure à	Probablement dans la fourchette
350	1,0	0,5	0,6–1,4
450	2,1	1,0	1,4–3,1
550	2,9	1,5	1,9–4,4
650	3,6	1,8	2,4–5,5
750	4,3	2,1	2,8–6,4
1000	5,5	2,8	3,7–8,3
1200	6,3	3,1	4,2–9,4

dans les formulations de transferts radiatifs influent aussi sur la fourchette. {3.4, 8.6, 9.3, 9.4, 9.6, 10.2, Encart 10.2}

Une quantification améliorée de la réactivité climatique permet une évaluation des meilleures estimations de température et de fourchettes à l'équilibre auxquelles on peut s'attendre si les concentrations de CO_2 se stabilisent à tel ou tel niveau, selon des considérations basées sur l'équilibre moyen de l'énergie au niveau mondial (v. Tableau RT.5). Tout comme dans l'estimation de la réactivité climatique, une borne supérieure très probable ne peut pas être fixée. Il convient de noter qu'il y a des limites aux concepts de forçage radiatif et de réactivité climatique. Seuls de rares MCGAO ont pu atteindre l'équilibre lorsque d'importantes concentrations de CO_2 ont été paramétrées, et certains résultats indiquent que les rétroactions climatiques pourraient changer sur le long terme, aboutissant à des déviations substantielles par rapport aux estimations du réchauffement basées sur la réactivité climatique telle qu'on la déduit des modèles océaniques de mélange des couches et des changements climatiques du passé. {10.7}

La concordance entre les modèles servant à la projection des changements climatiques passagers s'est aussi améliorée depuis le TRE. La fourchette des réponses climatiques passagères (qu'on définit comme la moyenne mondiale de la température de l'air à la surface de la terre pendant une période de 20 ans, centrée sur le doublement expérimental du taux d'augmentation du CO_2 initialement fixé à 1% an⁻¹) parmi les modèles est moindre que la fourchette à l'équilibre de la réactivité climatique. Ce paramètre est mieux borné par les ensembles multi-modèles et par les comparaisons entre les observations. Il est très probable qu'il soit supérieur à 1°C et très improbable qu'il soit supérieur à 3°C. La réponse climatique passagère est liée de façon non linéaire à la réactivité ; ainsi les hautes réactivités ne se manifestent pas immédiatement dans les réponses à court terme. Les réponses climatiques passagères sont fortement affectées par le rythme de réchauffement des océans. Bien que les modèles océaniques aient été améliorés, les distorsions systématiques dans les modèles et le fait que les données concernant la température des océans – pour évaluer le réchauffement passager des océans – soient limitées, affecte la précision des estimations actuelles. {8.3, 8.6, 9.4, 9.6, 10.5}

⁹ Le rythme auquel baisse de la température au fur et à mesure que l'altitude augmente.

RT.5 Projections des changements climatiques futurs

Depuis la publication du TRE, de nombreuses avancées importantes ont vu le jour dans le domaine de la science des projections des changements climatiques. Un effort sans précédent a été lancé pour diffuser les résultats donnés par les nouveaux modèles le plus vite possible auprès des chercheurs se trouvant à l'extérieur des centres responsables de ces modèles. Une série d'expérimentations coordonnées et standardisées a été menée par 14 groupes de modélisation MCGAO issus de 10 pays et utilisant 23 modèles. La base de données multi-modèles qui en a résulté, dont les données ont été analysées par des centaines de chercheurs dans le monde entier, constitue le fondement de la plus grande partie de l'évaluation des résultats du

modèle (par ex. la capacité à tester la réactivité aux conditions initiales) et des ensembles multi-modèles. Ces deux types distincts d'ensembles permettent d'effectuer des études mieux établies de la série de résultats issus du modèle, ainsi qu'une évaluation plus quantitative du modèle au regard des observations, et fournissent en outre des informations nouvelles sur la variabilité statistique simulée {8.1, 8.3, 9.4, 9.5, 10.1}

Un certain nombre de méthodes aptes à fournir des projections de changements climatiques basées sur les probabilités, pour obtenir les moyennes mondiales et une image géographique, ont été mises au point depuis la publication du TRE, et sont étudiées dans le présent rapport. Elles comprennent d'une part des méthodes basées sur les résultats des ensembles MCGAO, sans application formelle de contraintes liées à la méthode d'observation, et d'autre part des méthodes basées sur des algorithmes de détection et sur des ensembles modélisés

Encart RT.8. Hiérarchisation des modèles climatiques mondiaux

Les estimations des variations de la température mondiale et du niveau de la mer imputables à la dilatation thermique peuvent être conduites en utilisant des Modèles climatiques simples (MCS) qui représentent le système atmosphère-océan sous la forme d'ensembles à l'échelle mondiale ou hémisphérique, et qui prédisent la température mondiale à la surface de la terre en utilisant une équation d'équilibre énergétique, une valeur fixée à l'avance pour chiffrer la réactivité du climat et une représentation basique du réchauffement océanique. Des modèles de ce type peuvent aussi être combinés à des modèles combinés des cycles biogéochimiques et permettent une estimation rapide de la réponse climatique à toute une série de scénarios d'émissions. {8.8, 10.5}

Les modèles de système terrestre de complexité intermédiaire (MTCI) tiennent compte de la dynamique de la circulation atmosphérique et océanique et de son paramétrage, et comprennent souvent des représentations des cycles biogéochimiques, mais elles se rapportent souvent à une échelle spatiale moindre. Ces modèles peuvent être utilisés pour la recherche relative aux changements climatiques à l'échelle continentale ainsi que pour les effets de couplage à long terme et à grande échelle entre différents composants du système terrestre utilisant de grands ensembles des phénomènes étudiés par le modèle, ou encore pour des modèles s'étalant sur plusieurs siècles.

En utilisant les MCS et comme les MTCI, on peut échantillonner les espaces de paramétrage de manière chiffrée précise, en tenant compte des incertitudes des paramètres dérivées par la comparaison avec des modèles climatiques plus exhaustifs, avec les observations et en utilisant le jugement d'experts. C'est ainsi que ces deux types de modèles conviennent bien à la mise au point de projections probabilistes du climat futur et permettent une comparaison entre « l'incertitude liée à la réponse » qui provient de l'incertitude des paramètres du modèle climatique et « l'éventail des scénarios » issu de l'éventail des scénarios d'émissions pris en compte. Les modèles terrestres de complexité intermédiaire ont été évalué plus en profondeur qu'auparavant et soumis à des exercices comparatifs qui ont démontré qu'ils étaient utiles pour l'examen de questions qui impliquent l'usage d'échelles temporelles longues ou qui rendent nécessaires de vastes ensembles de simulations. {8.8, 10.5, 10.7}

Les modèles de changements climatiques les plus complets sont les MCGAO. Ces derniers comprennent des composants dynamiques qui retracent les processus atmosphériques, océaniques et terrestres de même que la glace marine et d'autres composants encore. Beaucoup de progrès ont été faits depuis le TRE (voir l'Encart RT.7), et plus de 20 modèles issus de différents centres sont disponibles pour effectuer des simulations climatiques. Bien que les dynamiques à grande échelle de ces modèles soient très complètes, le paramétrage est encore utilisé pour y faire figurer des processus physiques non résolus, tels que la formation des nuages et des précipitations, le mélange des eaux océaniques par les ondes et la formation de masses d'eau, etc. L'incertitude du paramétrage est la principale raison pour laquelle les projections climatiques diffèrent suivant le MCGAO utilisé. Bien que la précision des MCGAO s'améliore rapidement, ce modèle est souvent inapte à retracer la structure des variables climatiques de nombreuses régions à petite échelle. Dans ce cas-là, les résultats du MCGAO peuvent être utilisés dans des modèles relatifs à des zones limitées (ou au climat d'une région) qui présentent l'avantage de combiner une exhaustivité du rendu des processus comparable à celle obtenue par les MCGAO avec une résolution spatiale bien plus élevée. {8.2}

de grande ampleur fournissant des projections cohérentes avec les observations des changements climatiques et les incertitudes qui s'y rapportent. Certaines de ces méthodes incluent dorénavant les principales sources d'incertitudes clés telles que la rétroaction climatique, le réchauffement des océans, le forçage radiatif et le cycle du carbone. Les projections à court terme sont réduites, de façon similaire, par l'observation des tendances récentes. Certaines études ont travaillé sur l'existence d'autres difficultés liées aux calculs de probabilité, comme la probabilité du fait que certaines variations dans les événements extrêmes, tels que les canicules, puissent être imputables à l'influence humaine. Depuis le TRE, des avancées se sont aussi produites grâce à l'usage d'un plus grand nombre d'études des changements climatiques engagés et de la rétroaction carbonique. {8.6, 9.6, 10.1, 10.3, 10.5}

Ces avancées dans la compréhension scientifique de la modélisation des changements climatiques permettent de se baser sur les probabilités afin de distinguer les projections des changements climatiques dans les différents scénarios marqueurs du RSSE. Cette situation diffère nettement de celle du TRE, pour lequel les séries de données des différents scénarios marqueurs ne pouvaient être établies en termes de probabilités. En conséquence, la présente évaluation identifie et quantifie les différences caractéristiques entre les incertitudes qui apparaissent dans le processus de modélisation du climat et celles qui découlent de l'ignorance des décisions à venir qui affecteront les émissions de gaz à effet de serre. L'information issue de la combinaison de plusieurs projections basées sur les probabilités aurait une moindre pertinence en termes de politique climatique. C'est

pourquoi les projections des différents scénarios d'émissions ne sont pas combinées dans le présent rapport.

Des simulations modélisées sont utilisées ici pour aborder la réponse du système climatique physique à une série de possibles conditions futures, à l'aide de postulats conceptuels d'émissions et de concentrations. Ces postulats prennent la forme d'expérimentations au cours desquelles les gaz à effet de serre et les aérosols sont réputés constants à leur niveau de l'année 2000, d'expérimentations au cours desquelles le CO₂ double, quadruple, d'expérimentations mettant en scène les scénarios marqueurs du RSSE pour la période s'étendant de 2000 à 2100, et d'expérimentations au cours desquelles les gaz à effet de serre et les aérosols sont réputés constants après 2100, permettant ainsi d'obtenir des informations nouvelles sur les aspects physiques des changements et de la stabilisation climatique à long terme. Les scénarios RSSE ne prenaient pas en compte d'éventuelles initiatives relatives au climat. La présente évaluation du Groupe de travail I n'évalue la plausibilité ou la probabilité d'aucun des scénarios spécifiques d'émissions. {10.1, 10.3}

Une nouvelle série de données multi-modèles utilisant les Modèles de système terrestre de complexité intermédiaire (MTCI) complète les expériences basées sur les MCGAO afin d'allonger l'horizon temporel à plusieurs siècles dans l'avenir. On obtient ainsi un éventail plus complet de réponses fournies par les modèles dans cette évaluation, et de nouvelles informations sur les changements climatiques sur de longues périodes, en partant du principe que la concentration en gaz à effet de serre et en aérosols restera constante. Certains MCGAO et

Encart RT.9. Les changements climatiques engagés

Si la concentration de gaz à effet de serre et d'aérosols restait constante après une période de variation, le système climatique continuerait à répondre en raison de l'inertie thermique des océans et des nappes glaciaire et de la longue échelle temporelle qui caractérise leur ajustement au changement. Le « réchauffement engagé » est ici défini comme la continuation de la variation de la température moyenne mondiale après que la composition de l'atmosphère, et donc le forçage radiatif, aura été maintenu à un niveau constant. Les changements engagés impliquent aussi d'autres aspects du système climatique, en particulier le niveau de la mer. Il convient de noter que pour que les éléments qui ont un impact sur le forçage radiatif soient maintenus à un niveau de concentration constant, les émissions devraient être égales aux sorties naturelles du système, ce qui, pour la plupart des éléments, impliquerait une réduction massive des émissions, bien que les expérimentations modélisées n'aient pas été conçues comme des scénarios d'émissions. {FAQ 10.3}

La troposphère s'adapte aux variations survenant à ses confins au cours de périodes inférieures à un mois environ. Les couches superficielles des océans répondent sur une échelle temporelle de plusieurs années à plusieurs décennies. La réponse des profondeurs des océans et des nappes glaciaires s'étale sur des siècles, voire des millénaires. Lorsque le forçage radiatif varie, les propriétés internes de l'atmosphère ont tendance à s'ajuster rapidement. Cependant, comme l'atmosphère est étroitement liée à la couche océanique des eaux mélangées, laquelle est à son tour liée à la couche profonde de l'océan, l'équilibre des variables atmosphériques n'est pas atteint avant un temps très long. Au cours de ces longues périodes durant lesquelles le climat de surface change très lentement, on peut considérer que l'atmosphère est dans un état de quasi-équilibre, et que la plus grande part de l'énergie est absorbée par l'océan. Le réchauffement océanique est ainsi un outil crucial de mesure de changements climatiques. {10.7}

RÉCHAUFFEMENT MONDIAL MOYEN : COMPARAISON ENTRE LES PROJECTIONS DES MODÈLES ET LES DONNÉES RELEVÉES PAR OBSERVATION

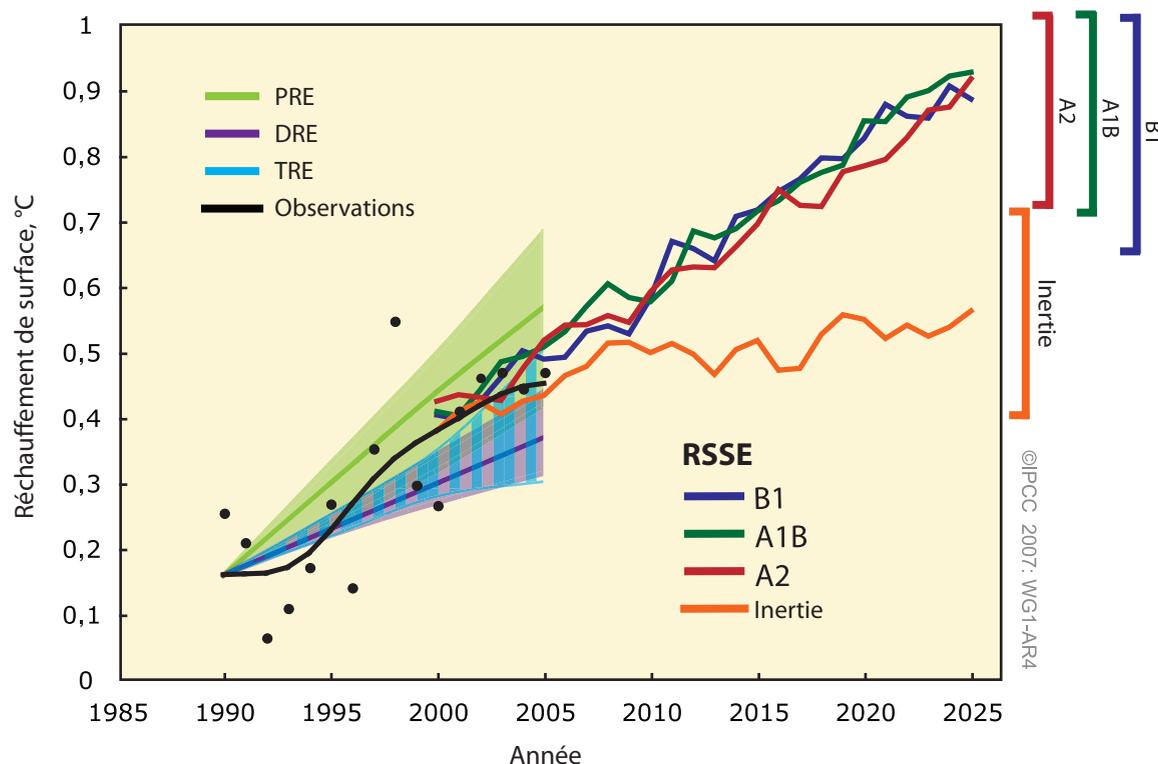


Figure RT.26. Comparaison entre le réchauffement mondial moyen et le réchauffement observé. Comme à la figure RT.6, les variations de température observées sont représentées sous la forme de relevés annuels (puces noires) et de moyenne décennale (courbe noire). Les tendances projetées et leur amplitude telles que décrites par le premier rapport d'évaluation (PRE) et le deuxième rapport d'évaluation (DRE) sont représentées par des courbes continues verte et mauve entourées d'une zone colorée, et l'amplitude projetée selon le troisième rapport d'évaluation (TRE) est représentée par un hachurage bleu vertical. Ces projections ont été ajustées pour que leur point de départ soit la valeur décennale observée en 1990. Comme à la fig. RT.32, des projections moyennes multi-modèles de ce rapport pour les scénarios B1, A1B et A2 du RSSE sont représentées pour la période courant de 2000 à 2025 sous la forme de courbes bleue, verte et rouge, les marges d'incertitude étant indiquées à droite du tableau, sur l'axe vertical. La courbe orange représente les projections modélisées de réchauffement si les concentrations de gaz à effet de serre et d'aérosols étaient constantes et à leur niveau de l'an 2000 – elle représente donc le réchauffement engagé. {Figures 1.1. et 10.4}

MTCI comprennent des éléments relatifs aux pronostics sur le cycle du carbone, ce qui permet une estimation des effets probables des rétroactions du cycle du carbone et de leurs incertitudes. {10.1}

RT 5.1. Comprendre les changements climatiques à court terme

La connaissance du système climatique et les simulations modélisées confirment que les variations passées de la concentration des gaz à effets de serre mèneront à un réchauffement engagé (lire la définition à l'encart RT.9) et des changements climatiques futurs. Les nouveaux résultats de modèles pour les expérimentations dans lesquelles la concentration de tous

les agents de forçage est maintenue à un niveau constant fournissent de meilleures estimations du changement engagé dans les variables atmosphériques, en raison du long temps de réponse du système climatique, en particulier celui des océans. {10.3, 10.7}

Les projections précédentes du GIEC sur les changements climatiques futurs peuvent maintenant être mises en regard des observations récentes, avec une confiance accrue dans les projections à court termes et la compréhension physique sous-jacente des changements climatiques engagés sur plusieurs décennies. Les projections relatives à la période 1990–2005 établies par le PRE et le DRE suggéraient respectivement une augmentation de la température mondiale moyenne d'environ 0,3°C et 0,15°C par décennie.¹⁰ La différence entre

¹⁰ Voir le PRE du GIEC, Rapport à l'intention des décideurs, et le DRE, Résumé technique, fig. 18.

Tableau RT.6. Réchauffement mondial moyen et élévation du niveau de la mer projetés pour la fin du XXI^e siècle. {10.5, 10.6, Tableau 10.7}

Scénario	Variations de température (°C pour 2090-2099 en base 1980-1999) ^a		Élévation du niveau de la mer (m pour 2090-2099 en base 1980-1999)
	Meilleure estimation	Fourchette probable	Fourchette basée sur le modèle hors variations rapides futures du flux de glace
Concentrations constantes en base 2000^b	0,6	0,3 – 0,9	NA
Scénario B1	1,8	1,1 – 2,9	0,18 – 0,38
Scénario A1T	2,4	1,4 – 3,8	0,20 – 0,45
Scénario B2	2,4	1,4 – 3,8	0,20 – 0,43
Scénario A1B	2,8	1,7 – 4,4	0,21 – 0,48
Scénario A2	3,4	2,0 – 5,4	0,23 – 0,51
Scénario A1FI	4,0	2,4 – 6,4	0,26 – 0,59

Notes:

^a Ces estimations proviennent d'une hiérarchie de modèles comprenant un modèle climatique simple, plusieurs modèles de complexité intermédiaire (MTCI) et un grand nombre de modèles de circulation générale du couple atmosphère/océan (MCGAO).

^b La composition constante en base 2000 dérive des MCGAO seuls.

les deux projections était principalement due à l'intégration des effets de refroidissement des aérosols dans le DRE, alors qu'il n'y avait pas de base quantitative pour ce faire dans le PRE. Les projections du PRE étaient similaires à celles du DRE. Ces résultats sont comparables aux valeurs observées qui sont à environ 0,2°C par décennie, comme l'illustre la figure RT.26, ce qui apporte un facteur de confiance important à ce genre de projection à court terme. Une partie du réchauffement observé découle de l'effet engagé des variations de la concentration des gaz à effet de serre qui ont eu lieu avant l'époque de ces évaluations plus anciennes. {1.2, 3.2}

Les changements climatiques engagés (voir encart RT.9) dus à la composition de l'atmosphère en 2000 correspondent à une tendance au réchauffement d'environ 0,1°C par décennie au cours des deux prochaines décennies, en l'absence de changements importants dans le forçage solaire ou volcanique. On s'attend à environ deux fois ce réchauffement (0,2°C par décennie) si les émissions baissaient jusqu'à se trouver dans la fourchette des scénarios marqueurs du RSSE. Ce résultat ne dépend pas du scénario marqueur RSSE choisi, car aucun d'entre eux ne tient compte d'éventuelles initiatives climatiques. L'éventail des réchauffements envisagés pour 2050 reste peu sensible au choix de scénario (1,3°C à 1,7°C par rapport à la période 1980–1999), et un quart environ serait dû aux changements climatiques engagés si tous les facteurs de forçage radiatif étaient stabilisés aujourd'hui. {10.3, 10.5, 10.7}

On s'attend à ce que le niveau de la mer continue à monter au cours des prochaines décennies. De 2000

à 2020, selon le scénario RSSE A1B pour l'ensemble des MCGAO, le rythme projeté de dilatation d'origine thermique serait de $1,3 \pm 0,7 \text{ mm an}^{-1}$, et l'usage des scénarios A2 et B1 ne montre pas de différence significative. Ces taux projetés se situent au sein de l'incertitude établie pour la contribution observée de la dilatation thermique de 1993 à 2003, qui s'établissait à $1,6 \pm 0,6 \text{ mm an}^{-1}$. Le rapport entre la dilatation thermique engagée causée par la composition atmosphérique constante au niveau des valeurs de l'année 2000 et la dilatation thermique totale (c'est-à-dire le rapport entre la dilatation survenue après 2000 et la dilatation survenue avant et après) est plus important que le rapport correspondant pour la température moyenne mondiale de surface. {10.6, 10.7}

RT 5.2 Projections à grande échelle pour le XXI^e siècle

La présente section s'intéresse aux avancées dans la compréhension des projections climatiques à l'échelle du globe et des processus qui influenceront leurs schémas à grande échelle au cours du XXI^e siècle. Une discussion plus approfondie des changements attendus à l'échelle régionale se trouve à la section RT.5.3.

Le réchauffement mondial moyen, tel qu'il est projeté pour la fin du XXI^e siècle (2090–2099) dépend du scénario adopté et le réchauffement effectif sera influencé de façon significative par les émissions effectives qui ont lieu. Les chiffres du réchauffement comparé à la période 1980–1999 pour les six scénarios¹¹ RSSE et à concentrations constantes en base 2000

¹¹ Des concentrations équivalentes en CO₂ correspondant au forçage radiatif dû aux gaz à effets de serre et aérosols d'origine anthropiques calculé en 2100 (v. TRE, p. 823) pour les Scénarios marqueurs illustratifs RSSE B1, A1T, B2, A1B, A2 et A1F1 se montent respectivement à environ 600, 700, 800, 850, 1250 et 1550 ppm. Des émissions à niveau 2000 constant aboutiraient à une concentration de CO₂ seul d'environ 520 ppm en 2100.

PROJECTIONS DU RÉCHAUFFEMENT POUR 2090-2099

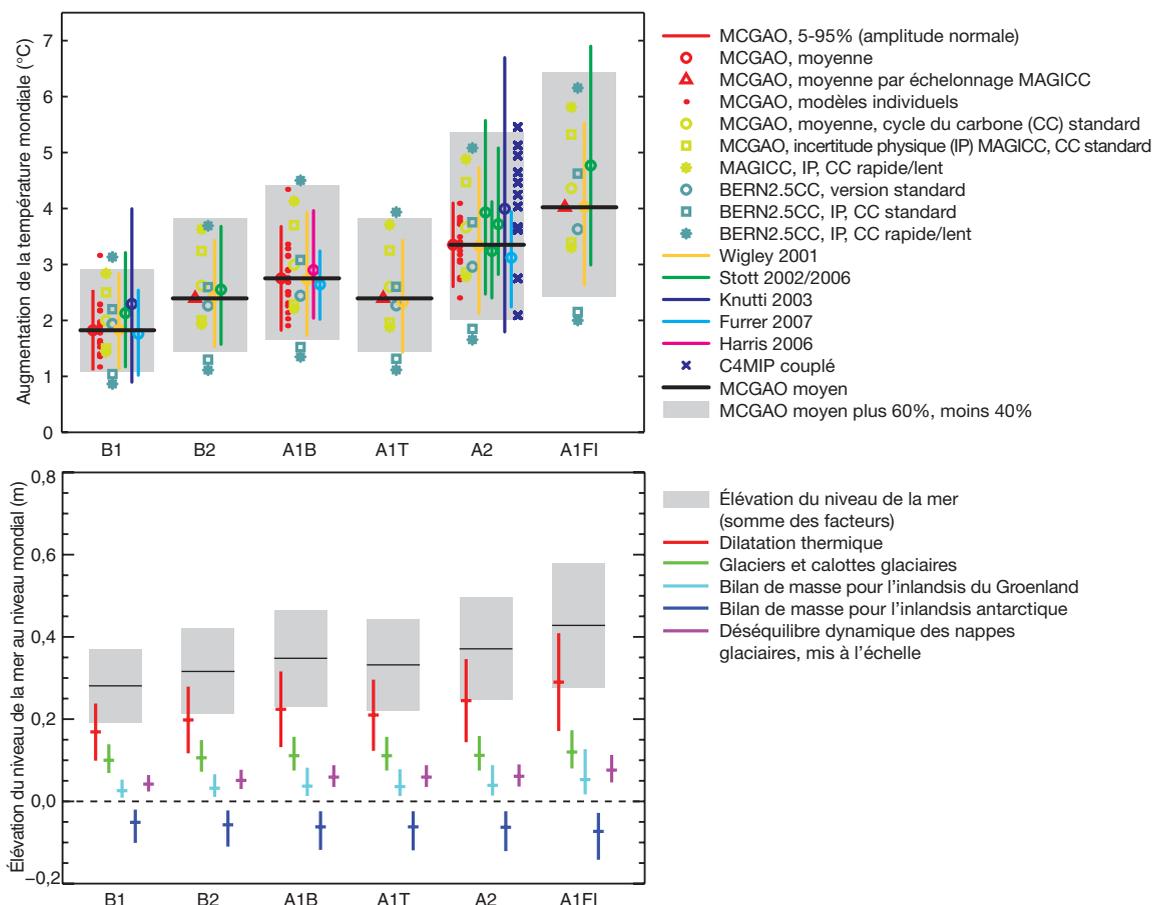


Figure RT.27. (En haut) Variation moyenne de température au niveau mondial en 2090–2099 comparée à 1980–1999 pour les six scénarios marqueurs du RSSE, sur la base des résultats obtenus par des modèles différents et indépendants. La moyenne MCGAO multimodèle et l'amplitude s'étendant entre la moyenne moins 40% et la moyenne plus 60% sont représentées respectivement par une ligne noire continue et par des barres grises. Les incertitudes liées au cycle du carbone au sein du scénario A2 sont estimées à l'aide des modèles du Coupled Carbon Cycle Climate Model Intercomparison Project (C4MIP) et sont représentées par les croix bleu sombre, et pour tous les scénarios marqueurs utilisant un MTCI (symboles bleu ciel). Les autres symboles représentent des études particulières (voir à la fig. 10.29 les détails de ces modèles spécifiques). (En bas) Élévation moyenne mondiale projetée du niveau de la mer et ses composantes de 2090 à 2099 (en base 1980–1999) pour les six scénarios marqueurs du RSSE. Les incertitudes vont de 5% à 95%, selon l'amplitude des résultats fournis par le modèle, et elles n'incluent pas les incertitudes issues du cycle du carbone. Les contributions sont issues d'une mise à l'échelle des résultats des MCGAO et d'une estimation des variations dans les glaces terrestres à partir des variations de température (lire plus d'informations à l'appendice 10.A). Des contributions spécifiques ont été ajoutées pour aboutir à l'élévation totale du niveau de la mer, qui ne comprend pas la contribution représentant le déséquilibre dynamique de la nappe glaciaire, pour lequel le niveau actuel de connaissances ne permet pas de fournir une meilleure-estimation (Figures 10.29 et 10.33)

sont fournis sous forme de meilleures estimations et de fourchettes probables dans le tableau RT.6. Ces résultats sont basés sur les MCGAO, sur les contraintes liées à l'observation et sur d'autres méthodes utilisées pour quantifier la fourchette de réponse donnée par le modèle (v. fig. RT.27). La combinaison de plusieurs types de preuves permet d'attribuer à chaque fourchette une probabilité, ce qui représente une avancée significative par rapport au TRE. {10.5}

Les marges d'incertitude estimées sont plus importantes que celles qui figurent dans le TRE parce qu'elles prennent

en compte un éventail de modèles et de rétroactions du cycle du carbone plus large. Le réchauffement tend à baisser l'absorption de CO₂ par les sols et par les océans, ce qui fait augmenter la part des émissions d'origine humaine qui restent dans l'atmosphère. Dans le scénario A2, par exemple, la rétroaction du CO₂ augmente le réchauffement mondial moyen en 2100 de plus de 1°C. {7.3, 10.5}

L'élévation mondiale moyenne projetée du niveau de la mer pour la fin du XXI^e siècle (2090–2099), par rapport au niveau de 1980–1999, figure dans le tableau

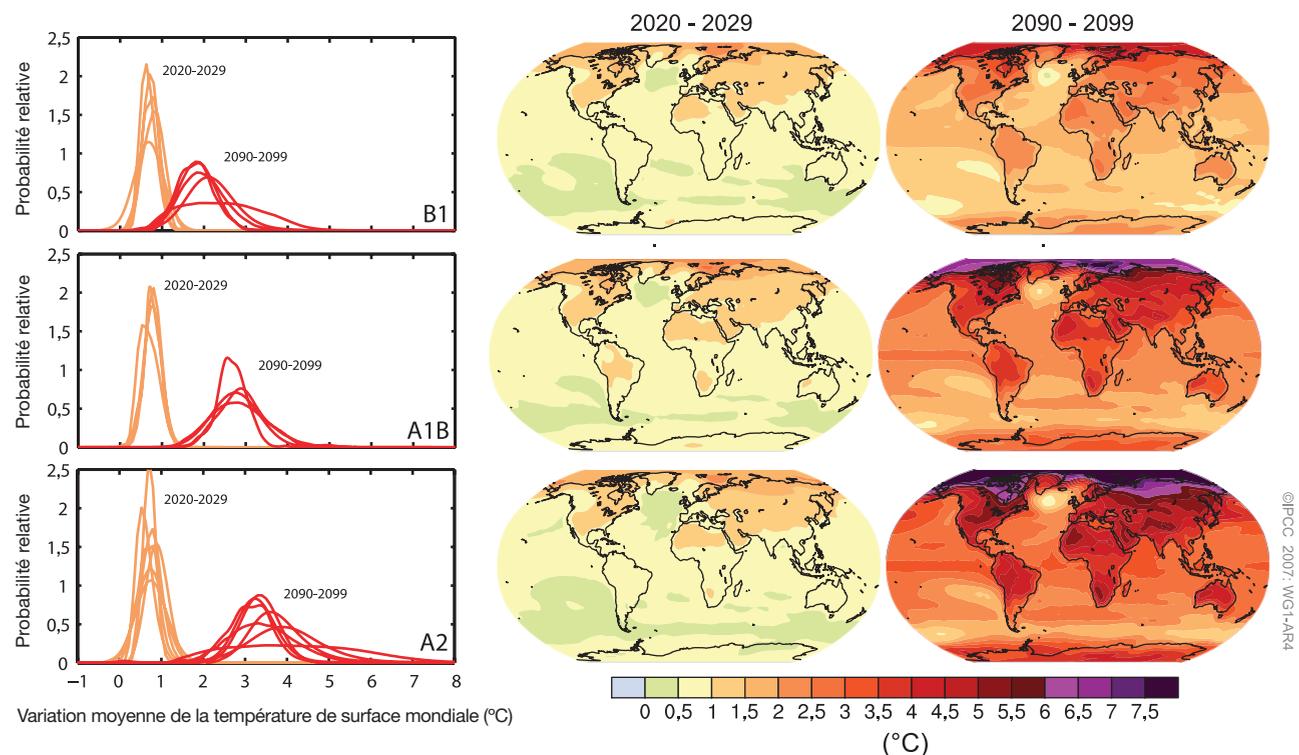
RT.6 selon les six scénarios marqueurs du RSSE, avec des marges de 5% à 95% selon l'amplitude des résultats du modèle. La dilatation thermique contribue pour 70 à 75% des meilleures estimations de chaque scénario. Des MCGAO ont été utilisés pour évaluer le réchauffement et la dilatation thermique des océans, ce qui représente un progrès par rapport au TRE. Les projections ont ainsi également pu être réduites, par rapport au modèle simple utilisé dans le TRE. Dans tous les scénarios marqueurs, à l'exception du B1, l'élévation moyenne du niveau de la mer au cours du XXI^e siècle dépasse très probablement le taux moyen de la période 1961–2003 ($1,8 \pm 0,5 \text{ mm an}^{-1}$). Pour un modèle moyen, l'amplitude de l'élévation du niveau de la mer n'est, selon le scénario, que de 0,02 m au milieu du siècle, mais de 0,15 m à la fin du siècle. Ces amplitudes ne comprennent pas les incertitudes liées aux rétroactions du cycle du carbone ou les processus liés aux flux de glace car on ne dispose pas, dans la littérature, de base dans ce domaine. {10.6, 10.7}

Pour chaque scénario, le milieu de la fourchette

ici fournie se situe dans la limite de 10% par rapport aux moyennes modélisées du TRE, en soulignant que les projections du TRE se réfèrent à 2100, alors que les projections du présent rapport se réfèrent à 2090–2099. L'incertitude de ces projections est moindre que celle du TRE pour plusieurs raisons : l'incertitude dans les modèles de glace continentale est présumée indépendante de l'incertitude des projections de température et de dilatation ; des observations améliorées des récentes pertes de masse des glaciers permettent de réduire l'intervalle de probabilité ; et le présent rapport se base sur une fourchette d'incertitude fixée entre 5% et 95%, ce qui correspond à un écart-type de $\pm 1,65$, tandis que le TRE se basait sur des écarts-types de ± 2 . Les marges d'incertitude du TRE et du présent rapport quant aux prévisions de niveau de la mer seraient similaires si elles avaient été calculées de la même façon. {10.6, 10.7}

Les variations de la cryosphère continueront à avoir un impact sur le niveau de la mer au cours du XXI^e siècle. Les glaciers, les calottes glaciaires et l'inlandsis

PROJECTIONS DES TEMPÉRATURES DE SURFACE



© IPCC 2007: WG1-AR4

du Groenland devraient perdre de leur masse au cours du XXI^e siècle, selon les projections, parce que la fonte augmentera plus vite que les chutes de neige. Les modèles actuels suggèrent que l'inlandsis antarctique restera trop froid pour qu'une fonte généralisée se produise et qu'il pourrait gagner en masse grâce à une accélération des chutes de neige, et contribuer en cela à freiner la montée du niveau de la mer. Cependant, des changements survenus dans la dynamique glaciaire pourraient augmenter la contribution du Groenland comme de l'Antarctique à l'élévation du niveau de la mer au XXI^e siècle. Des observations récentes des glaciers périphériques du Groenland apportent des preuves formelles que le flux s'accélère lorsque les couches superficielles de glace sont supprimées. Des observations faites au centre-ouest du Groenland sur la variation saisonnière du rythme du flux glaciaire et une corrélation avec les variations de températures estivales suggèrent que l'eau de fonte qui se trouve en surface pourrait alimenter un système de drainage sous-glaciaire, lubrifiant le flux glaciaire. À cause de ces deux mécanismes, une fonte plus importante en surface, durant le XXI^e siècle, pourrait entraîner une accélération du flux et de la retenue glaciaires et ainsi, contribuer à l'élévation du niveau de la mer. Dans certaines zones de l'Antarctique ouest, des accélérations significatives du flux glaciaire ont déjà vu le jour, et pourraient avoir comme cause l'amincissement de la couche de glace à la suite du réchauffement de l'océan. Bien que cela n'ait pas été formellement attribué à un changement climatique anthropique issu des gaz à effet de serre, cela permet de penser que le réchauffement futur pourrait causer une perte de masse plus rapide et une élévation du niveau de la mer plus importante.

Des projections quantitatives de cet effet ne peuvent pas encore être faites avec un indice de confiance suffisant. Si les taux de décharge glaciaire des inlandsis du Groenland et de l'Antarctique devaient continuer à augmenter en corrélation linéaire avec la variation de température moyenne mondiale, cela ajouterait 0,1 à 0,2 m à la limite supérieure de l'élévation du niveau de la mer. La compréhension de ces effets est trop limitée pour pouvoir évaluer leur probabilité ou pour leur fixer une meilleure-estimation. {4.6, 10.6}

De nombreux schémas mondiaux et régionaux de température et de précipitations du TRE sont encore utilisés dans la nouvelle génération de modèles et parmi les résultats d'ensemble (voir fig. RT.28). La confiance en la robustesse de ces schémas est accrue par le fait qu'ils sont généralement restés les mêmes tandis que les simulations générales des modèles se sont améliorées (Encart RT.7). Cela ajoute encore à la confiance en la représentation donnée par les schémas des contraintes

physiques de base sur le système climatique en cours de réchauffement. {8.3–8.5, 10.3, 11.2–11.9}

La variation de température prévue au XXI^e siècle est positive partout. Elle est plus importante au-dessus des terres et dans les latitudes les plus élevées de l'hémisphère nord pendant l'hiver, et elle est de plus en plus importante au fur et à mesure que l'on passe des zones côtières à l'intérieur des terres. Dans des zones géographiques similaires par ailleurs, le réchauffement est généralement plus important dans les régions arides que dans les régions humides. {10.3, 11.2–11.9}

Par contraste, c'est dans les océans austraux et dans certaines parties de l'Atlantique nord que le réchauffement est le moins important. Les projections montrent une augmentation de la température, y compris au-dessus de l'Atlantique nord et de l'Europe, malgré un ralentissement de la circulation thermohaline (CTH) dans la plupart des modèles, ceci étant dû à l'influence bien plus importante des gaz à effet de serre. Les schémas projetés de variation de la température moyenne zone par zone font voir un réchauffement maximal dans la troposphère tropicale supérieure et un refroidissement dans la stratosphère. Le réchauffement océanique moyen par zone devrait avoir lieu d'abord près de la surface et dans les latitudes septentrionales moyennes, puis le réchauffement atteindra progressivement l'intérieur des océans, ce qui est le plus visible sous les latitudes les plus hautes, là où le mélange vertical est le plus important. Le schéma projeté de variation est très similaire parmi les différents cas de figure qui prennent la fin du siècle en compte, sans égard pour le scénario considéré. Les champs moyens zone par zone, lorsqu'ils sont normés selon le réchauffement moyen, sont très similaires au sein des scénarios envisagés. (cf. fig. TS.28). {10.3}

Il est très probable que la CTH de l'Atlantique se ralentira au cours du XXI^e siècle. La réduction moyenne multi-modèle s'établit à 25% en 2100 (amplitude : de zéro à environ 50%) pour le scénario d'émission RSSE A1B. On s'attend à ce que les températures de la région atlantique augmentent malgré ce type de variations en raison du réchauffement plus conséquent dû aux augmentations importantes prévues de gaz à effet de serre. La réduction projetée de la CTH de l'Atlantique est due aux effets combinés de l'augmentation des températures et des précipitations sous les latitudes les plus hautes, qui réduisent la densité des eaux de surface dans l'Atlantique nord. Cela pourrait conduire à une baisse significative de formation des eaux de la Mer du Labrador. Très peu d'études MCGAO ont pris en compte l'impact de cette eau douce supplémentaire issue de la fonte de l'inlandsis groenlandais, mais celles qui l'ont fait suggèrent que cela mènera à un arrêt complet de la CTH. En somme, il

est très probable que la CTH diminuera, mais il est *très improbable* que la CTH subira une transition abrupte et massive au cours du XXI^e siècle. Les variations de la CTH à plus long terme ne peuvent être évaluées avec un degré de confiance suffisant. {8.7, 10.3}

Les modèles indiquent que l'élévation du niveau de la mer au cours du XXI^e siècle ne sera pas la même dans toutes les zones géographiques. Selon le scénario A1B, de 2070 à 2099, les MCGAO aboutissent à un écart-type standard spatial médian de 0,08m, ce qui correspond à environ 25% de l'estimation centrale de l'élévation moyenne mondiale du niveau de la mer. Les schémas géographiques de la future élévation du niveau de la mer sont principalement issus des variations dans la distribution de la chaleur et de la salinité dans l'océan et des variations subséquentes dans la circulation dans l'océan. Des schémas projetés mettent en évidence des similarités plus appuyées entre les modèles que celles qui avaient été analysées par le TRE. Les traits communs sont une élévation moins importante que la moyenne dans l'océan austral, plus importante que la moyenne dans l'Arctique et une étroite bande d'élévation importante du niveau de la mer entre les océans Atlantique méridional et Indien. {10.6}

Les variations projetées des phénomènes extrêmes tels que la fréquence des vagues de chaleur sont mieux quantifiées que dans le TRE, grâce à des modèles améliorés et à une meilleure évaluation de l'amplitude des résultats issus des modèles, basée sur les ensembles

multi-modèles. Le TRE était parvenu à la conclusion qu'il y avait un risque d'augmentation des extrêmes de températures, comportant davantage d'épisodes de chaleur extrême dans le climat à venir. Ce résultat a été confirmé et appuyé par des études récentes. Les augmentations futures dans les températures extrêmes, selon les projections, suivront l'augmentation de la température moyenne dans le monde sauf lorsque les propriétés de la surface (par ex., une couverture neigeuse ou l'humidité du sol) changent. Une analyse multi-modèle, basée sur les simulations de 14 modèles pour trois scénarios, s'est penchée sur les variations des températures saisonnières extrêmes (DJF et JJA), où « extrême » est défini comme se trouvant au-delà du 95^e centile de la distribution simulée des températures au XX^e siècle. À la fin du XXI^e siècle, la probabilité de chaleurs saisonnières extrêmes atteint plus de 90% dans beaucoup de zones tropicales, et atteint environ 40% ailleurs. Plusieurs études récentes ont pris en compte les variations futures possibles des vagues de chaleur et sont parvenues à la conclusion que dans le climat futur les vagues de chaleur seront plus intenses, dureront plus longtemps et seront plus fréquentes. Basées sur un ensemble multi-modèle de huit membres, des simulations montrant pour la fin du XX^e siècle des vagues de chaleur en augmentation ont abouti à une augmentation projetée au niveau mondial et dans la plupart des régions. {8.5, 10.3}

Dans un climat futur plus chaud, les modèles projettent un déclin de 50 à 100% dans la fréquence

Encart RT.10. Mise à l'échelle régionale

Les simulations des climats régionaux se sont améliorées dans les MCGAO et, en conséquence, dans les modèles climatiques régionaux imbriqués et dans les techniques empiriques de mise à l'échelle. Les méthodologies de mise à l'échelle tant dynamiques qu'empiriques ont démontré une précision croissante dans la simulation des principaux traits distinctifs du climat actuel lorsqu'on leur soumet l'état observé de l'atmosphère tel qu'il est pris en compte par les MCGAO actuel à leur échelle. La disponibilité d'études centrées sur une région et d'études mises à l'échelle reste inégale entre les zones géographiques, ce qui a pour conséquence une inégalité dans les évaluations que l'on peut en tirer, tout particulièrement pour les événements climatiques extrêmes. Les études de mise à l'échelle démontrent que les variations locales de précipitations peuvent varier significativement de celles qui dérivent des estimations de réponses hydrologiques à grande échelle, surtout dans les régions qui montrent une topographie complexe. {11.10}

Il reste un certain nombre de sources d'incertitude importantes qui limitent la capacité à projeter les changements climatiques au niveau régional. Si les réponses hydrologiques sont relativement bien corroborées dans certaines régions subpolaires et subtropicales centrales, une incertitude demeure dans la délimitation précise des zones de hausses et de baisses des précipitations. Certains processus climatiques importants ont un impact significatif sur le climat régional, mais on en connaît mal la réponse en termes de changement climatique. Parmi ces processus, ENSO, l'ONA, les blocages, la circulation thermohaline et les variations dans la distribution des cyclones tropicaux. Pour les régions dont la topographie influence lourdement les schémas climatiques, on n'a souvent pas assez d'informations relatives au changement climatique au niveau de résolution nécessaire pour prendre en compte cette topographie. Dans certaines régions, on ne dispose que de recherches très limitées au sujet des événements climatiques extrêmes. De plus, les indicateurs de changement climatique se rapprochent de la variabilité intérieure, laquelle est plus importante à petite échelle spatiale et temporelle, ce qui rend difficile l'utilisation des tendances récentes pour évaluer l'exactitude des modèles {Encarts 11.1, 11.2-11.9}.

ANOMALIES DE TEMPÉRATURE EN SURFACE À L'ÉCHELLE CONTINENTALE : OBSERVATIONS ET PROJECTIONS

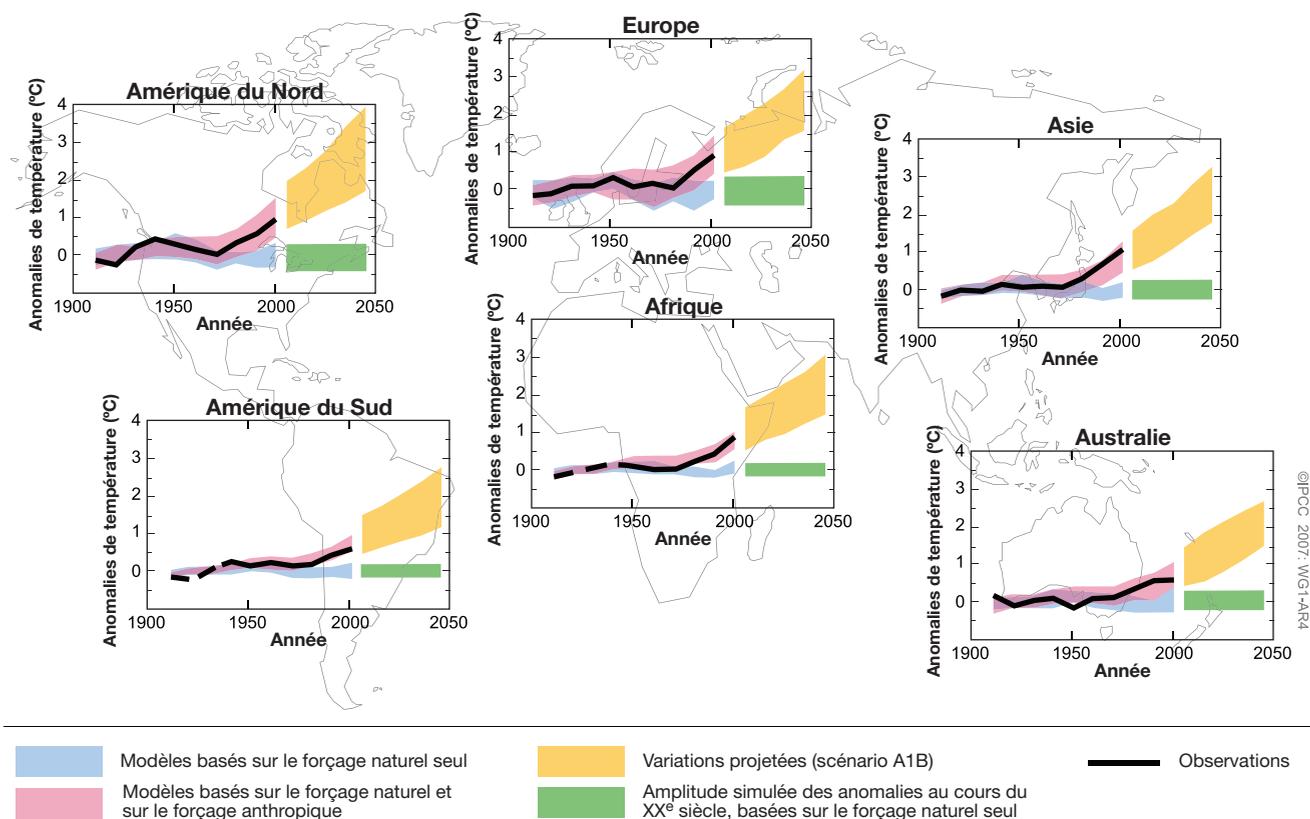


Figure RT.29. Variations décennales de température de surface moyenne, continent par continent (°C), d'après les observations et simulations pour la période 1906–2005 et d'après les projections pour la période 2001–2050. Les anomalies sont calculées sur la base de la moyenne 1901–1950. Les courbes noires représentent les observations et les bandes roses et bleues indiquent les anomalies de température moyennes simulées, comme à la fig. RT.22 pour le XX^e siècle (les bandes roses prennent en compte le forçage anthropique et le forçage naturel et les bandes bleues ne prennent en compte que le forçage naturel). Les rubans jaunes représentent les changements projetés, du 5e au 95e centile, selon le scénario d'émissions du RSSE A1B. Les rubans verts représentent les changements projetés, du 5e au 95e centile, d'anomalies moyennes décennales simulées sous l'impulsion du forçage naturel seul au cours du XX^e siècle (en d'autres termes, la mesure de la variabilité décennale naturelle). La partie de ces graphiques qui se base sur les observations utilise comme moyenne décennale le milieu des décennies écoulées (c'est-à-dire que le dernier point est 2000 pour la décennie 1996–2005) alors que pour la période future c'est le milieu calendaire qui est utilisé (c'est-à-dire que le premier point est 2005 pour la décennie 2001–2010). Pour construire les séries, toutes les simulations du lot de modèles impliqués ont été considérées comme des réalisations indépendantes de l'évolution possible du climat sous l'impact des forçages à l'œuvre. Cela a abouti à 58 simulations issues de 14 modèles pour la courbe rouge, 19 simulations issues de 5 modèles (parmi les 14) pour la courbe bleue et le ruban vert et 47 simulations issues de 18 modèles pour la courbe jaune. {FAQ 9.2.1, Figure 1 et encadré 11.1, Figure 1}

des irrptions d'air froid par rapport au présent, au cours des hivers de l'hémisphère nord, dans la plupart des régions. Les résultats issus d'un ensemble multi-modèle à neuf membres montrent des baisses simulées dans les jours de gel au cours du XX^e siècle se poursuivant au cours du XXI^e siècle, à l'échelle mondiale et dans la plupart des régions. La durée de la saison de croissance est liée aux jours de gel et devrait augmenter dans le climat futur. {10.3, FAQ 10.1}

D'après les projections, la couverture neigeuse va diminuer. Une augmentation généralisée de la profondeur du dégel printanier est projetée pour la

plupart des régions soumises au pergélisol. {10.3}

Selon plusieurs scénarios différents (RSSE A1B, A2 et B1), de larges pans de l'océan Arctique ne seront plus recouverts de glace toute l'année à la fin du XXI^e siècle. La glace de mer arctique possède une haute réactivité au réchauffement. Alors que les changements projetés dans l'étendue de la glace de mer en période hivernale sont modérés, la glace de mer de la fin de l'été disparaîtra presque complètement, selon les projections, vers la fin du XXI^e siècle, dans certains modèles du scénario A2. Cette réduction est accélérée par la présence d'un certain nombre de rétroactions positives

dans le système climatique. La rétroaction de l'albédo de la glace permet à l'eau liquide d'emmagasiner plus de chaleur solaire en été ; l'effet isolant de la glace de mer est réduit ; le transport de chaleur océanique en direction de l'Arctique est accru, contribuant au rétrécissement de la couche de glace. Les simulations modélisées indiquent que la couverture de glace de mer à la fin de l'été baisse de façon substantielle et évolue de manière générale au même rythme que le réchauffement climatique. La glace de mer de l'Antarctique diminuera aussi au cours du XXI^e siècle, selon les projections. {8.6, 10.3, Encart 10.1}

La pression au niveau de la mer augmentera, selon les projections, dans la zone subtropicale et sous les latitudes moyennes, et diminuera sous les latitudes les plus hautes en corrélation avec l'expansion des cellules de Hadley et des oscillations annulaires (NAM/ONA et SAM, voir encadré RT.2). Selon les projections de nombreux modèles, on aura une tendance positive dans l'index ONA/NAM et SAM. La magnitude de l'augmentation projetée est généralement plus importante pour le SAM, et les modèles font état d'amplitudes considérables dans leurs résultats. La conséquence de ces variations sera, selon les projections, un déplacement des couloirs de tempête vers les pôles, impliquant des changements conséquents dans les schémas de température, de vents et de précipitations en dehors des zones tropicales, ceci constituant la continuation d'une tendance déjà observée au cours du demi-siècle écoulé. Certaines études suggèrent qu'il y aura moins de tempêtes dans les régions de latitude moyenne. Il y a aussi des indications de variations dans la taille maximale des vagues en relation avec le changement de route et de circulation des tempêtes. {3.6, 10.3}

Dans la plupart des modèles, les températures de surface de la mer (TSM) du Pacifique équatorial centre et oriental se réchauffent davantage que celles du Pacifique équatorial occidental, avec un déplacement des précipitations correspondant, vers l'est. La variabilité interannuelle d'ENSO continuera, selon les projections de tous les modèles, bien que les variations diffèrent d'un modèle à l'autre. D'importantes différences entre les modèles pour les variations projetées dans l'amplitude d'El Niño, et la variabilité intrinsèque d'El Niño, à l'échelle du siècle, dans les modèles, rendent impossible une projection définitive des tendances de la variabilité d'ENSO. {10.3}

Des études récentes effectuées à l'aide de modèles mondiaux améliorés, dont la résolution va de 100 à 20 km, suggèrent des variations à l'avenir dans le nombre et l'intensité des cyclones tropicaux futurs (typhons et ouragans). Si l'on fait la synthèse des résultats des modèles à ce jour, on parvient à la conclusion que dans

le climat à venir, plus chaud, les cyclones tropicaux présenteront des pics plus élevés dans l'intensité du vent et des précipitations plus importantes, en pics et en moyenne, avec possibilité de baisse dans le nombre d'ouragans relativement faibles, et d'une recrudescence du nombre d'ouragans forts. Cependant, le nombre total de cyclones tropicaux au niveau mondial diminuera, selon les projections. L'augmentation apparente observée de la proportion d'ouragans très intenses depuis 1970 dans certaines régions corrobore les prévisions des modèles théoriques, mais avec plus d'intensité. {10.3, 8.5, 3.8}

Depuis le TRE, une meilleure compréhension des schémas projetés de précipitations a vu le jour. Une augmentation de la quantité de précipitations est très probable sous les hautes latitudes tandis que des baisses sont probables dans la plupart des terres subtropicales (jusqu'à moins 20% en 2100 dans le scénario A1B). À 50° en direction du pôle, les précipitations moyennes augmenteront, selon les projections, en raison de l'augmentation de la concentration de vapeur d'eau dans l'atmosphère et de l'augmentation subséquente dans le transport de vapeur d'eau en provenance des latitudes plus basses. En direction de l'équateur, il y a une transition jusqu'à une baisse générale des précipitations dans la zone subtropicale (entre 20° et 40° de latitude). En raison de l'augmentation du transport de vapeur en dehors de la zone subtropicale, et d'une expansion des systèmes de haute pression subtropicaux en direction des pôles, la tendance à un climat plus sec est particulièrement prononcée sur la frange de haute latitude de la zone subtropicale (cf. fig. RT.30) {8.3, 10.3, 11.2–11.9}

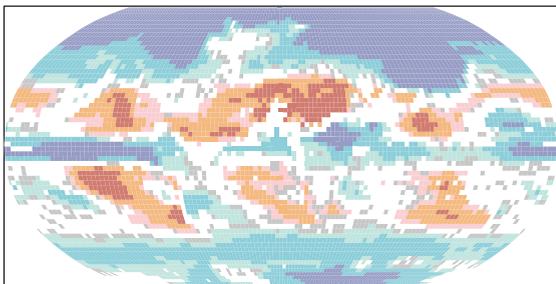
Les modèles suggèrent que le rythme des variations du volume moyen de précipitations, même bien établi, sera moindre que celui des indicateurs de température. {10.3, 11.1}

Les recherches disponibles indiquent une tendance à l'augmentation des jours de pluie intense au sein de nombreuses régions, y compris dans celles où la moyenne des chutes de pluie baissera selon les projections. Dans ces derniers cas, la baisse du volume des chutes de pluie est souvent attribuable à un moindre nombre de jours de pluie plutôt qu'à une baisse de l'intensité de la pluie lorsqu'elle tombe. {11.2–11.9}

RT.5.3 Les projections à l'échelle régionale

Pour chacune des régions continentales, le réchauffement projeté de 2000 à 2050, résultat des scénarios d'émissions du RSSE, est plus important que la moyenne mondiale et plus important que le réchauffement observé au cours du siècle écoulé. Le réchauffement projeté pour les premières décennies du

TAUX DE PRÉCIPITATIONS MOYENNES EN FONCTION DE LA SAISON



de l'Europe, tandis qu'un assèchement subtropical est moins évident au-dessus de l'Asie (cf. fig. RT.30). Presque tous les modèles projettent un renforcement des précipitations au-dessus de la plus grande partie de l'Amérique du nord septentrionale et des précipitations plus faibles au-dessus de l'Amérique centrale, tandis que la plus grande partie des États-Unis continentaux et le nord du Mexique se trouveront dans une zone de transition aux contours moins bien définis et se déplaçant vers le nord ou vers le sud en fonction de la saison. Une baisse des précipitations est projetée avec confiance au-dessus de l'Europe méridionale et de l'Afrique du nord, avec une transition vers l'augmentation des précipitations en Europe du nord. Pour les deux continents, l'assèchement estival est important en raison tant du mouvement vers le pôle de cette zone de transition en été que d'un renforcement de l'évaporation. Des augmentations des précipitations sont projetées dans les zones subpolaires au-dessus de la plus grande partie de l'Asie du nord, mais avec un assèchement subtropical venant de la Méditerranée, déplacé par des signatures de mousson distinctes, vers l'est en provenance de l'Asie centrale. {11.2–11.5}

Dans l'hémisphère sud, peu de zones de terres appartiennent à la zone subpolaire d'augmentation de l'humidité prévue pour le XXI^e siècle. L'assèchement subtropical y prend plus d'importance (cf. fig. RT.30). L'île du Sud de la Nouvelle-Zélande et la Terre de Feu sont dans la zone subpolaire d'augmentation des précipitations, alors que la pointe méridionale de l'Afrique, le sud des Andes en Amérique du sud et l'Australie du sud se rattachent à la tendance à l'assèchement typique de la zone subtropicale. {11.2, 11.6, 11.7}

Les projections de précipitations au-dessus des zones terrestres tropicales sont plus incertaines que celles qui s'adressent aux latitudes plus élevées, mais, malgré certaines inadéquations significatives dans la modélisation des interactions atmosphère/océan et de la convection tropicale et l'incertitude accrue associée aux cyclones tropicaux, les modèles mettent en évidence certains traits dominants bien corroborés. Les chutes de pluie de mousson dans l'Asie du sud et du sud-est augmentent pour la plupart des modèles, tout comme les chutes de pluie en Afrique orientale. Il est plus difficile d'établir avec certitude le signe de la réponse, en termes de précipitations, au-dessus du bassin amazonien et du Sahel africain. Ce sont des régions qui présentent une incertitude accrue en raison de liens possibles entre le climat et la végétation, et les modèles se corroborent moins même lorsque les rétroactions liées à la végétation ne sont pas intégrées. {8.3, 11.2, 11.4, 11.6}

RT.5.4 Couplage des changements climatiques et des changements dans les cycles biogéochimiques

Tous les modèles qui traitent du couplage du cycle du carbone avec les changements climatiques indiquent un effet de rétroaction positif, le réchauffement tendant à faire baisser l'absorption du CO₂ par les terres et par les océans, ce qui aboutit à une augmentation plus importante de la concentration de CO₂ dans l'atmosphère, et des changements climatiques plus importants sous l'empire d'un scénario d'émissions donné, mais la virulence de cet effet de rétroaction varie de façon très marquée entre les modèles. Depuis le TRE, plusieurs projections basées sur des modèles qui intègrent totalement le couplage du cycle du carbone avec le climat ont été mises au point et comparées. Pour le scénario A2 du RSSE, en se basant sur une série de résultats de modèles, l'augmentation projetée de la concentration du CO₂ atmosphérique au cours du XXI^e siècle sera *probablement* de 10 à 25% plus importante que dans les projections qui ne tiennent pas compte de cette rétroaction, ce qui ajoute plus d'1°C au réchauffement moyen projeté pour 2100 dans les scénarios RSSE à haut niveau d'émissions. De façon correspondante, la réduction de l'absorption de CO₂ entraînée par cet effet fait baisser le seuil d'émissions de CO₂ qui correspondrait à un niveau de stabilisation. Il faut compter cependant avec d'importantes incertitudes dues, par exemple, aux limites de notre compréhension des dynamiques des écosystèmes terrestres et des sols. {7.3, 10.4}

Des concentrations accrues en CO₂ atmosphérique aboutissent directement à accélérer l'acidification des eaux de surface des océans. Les projections basées sur les scénarios du RSSE montrent une baisse de pH allant de 0,14 à 0,35 au cours du XXI^e siècle (selon le scénario), soit une poursuite de la diminution actuelle de 0,1 unité par rapport à l'ère préindustrielle. L'acidification des océans aboutirait à la dissolution des sédiments carbonatés situés dans les eaux peu profondes. Les projections indiquent que les eaux de surface de l'océan austral montreront une sous-saturation en carbonate de calcium (CaCO₃) si la concentration en CO₂ dépasse les 600 ppm, niveau dépassé pendant la deuxième moitié du XXI^e siècle dans la plupart des scénarios RSSE. Les régions situées sous les basses latitudes et les profondeurs des océans seront aussi affectées. Ces changements pourraient avoir un impact sur les organismes marins qui sécrètent leur exosquelette à partir du CaCO₃, mais l'effet net sur le cycle biologique du carbone dans les océans

L'INERTIE DES CHANGEMENTS CLIMATIQUES

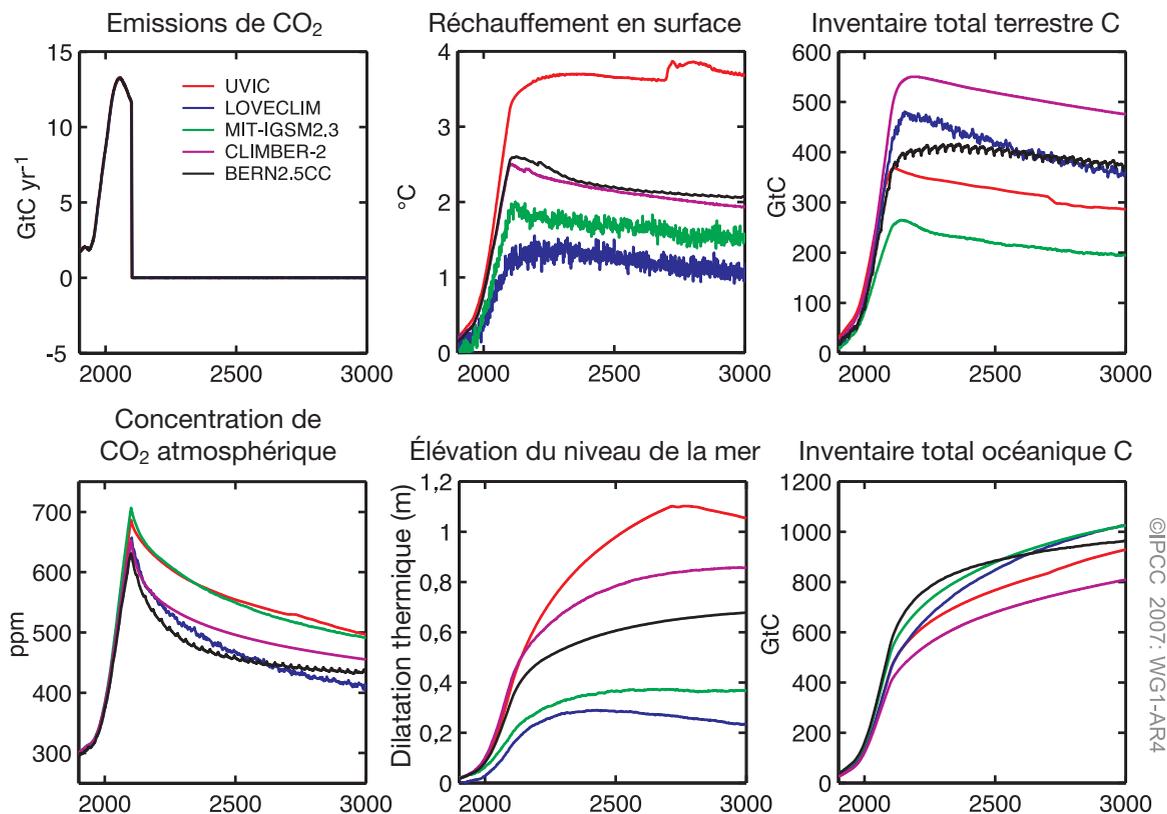


Figure RT.31. Calcul de l'inertie des changements climatiques dus aux émissions passées au sein de cinq MTCI différents, et scénario idéal-typique selon lequel les émissions connaissent une évolution vers la stabilisation du CO₂ atmosphérique à 750 ppm, mais avant d'atteindre ce seuil, les émissions passent en une fois à zéro en 2100. (À gauche) émissions de CO₂ et concentrations de CO₂ atmosphérique ; (au centre) réchauffement en surface et élévation du niveau de la mer due à la dilatation thermique ; (à droite) variations de l'inventaire total du carbone dans les terres et dans les océans depuis l'ère préindustrielle {Figure 10.35}

n'est pas encore bien compris. {Box 7.3, 10.4}

Les changements climatiques inertiels dus aux émissions du passé varient de façon considérable selon les agents de forçage considérés, en raison des différences entre leurs durées de vie respectives dans l'atmosphère (cf. encart RT.9). Les changements climatiques inertiels dus aux émissions du passé prennent en compte tant (i) le temps mis par le système climatique à répondre aux variations du forçage radiatif que (ii) les différentes échelles temporelles qui caractérisent l'impact des différents facteurs de forçage dans l'atmosphère après leur émission, en raison de leurs durées de vie respectives. Les changements climatiques inertiels dus aux émissions du passé connaissent typiquement une phase initiale d'augmentation de la température, pour les raisons discutées plus haut, suivie d'une phase de baisse à long terme tandis que le forçage radiatif baisse. Certains gaz à effet de serre ont des durées de vie atmosphérique relativement courtes (décennies ou moins) comme le CH₄ et le monoxyde de carbone, tandis que d'autres comme le N₂O ont des durées de vie de l'ordre du siècle et certains de l'ordre du millénaire, comme le SF₆ et les CFC. Les

concentrations atmosphériques de CO₂ ne baissent pas selon une seule ligne bien définie de sa durée de vie après l'arrêt des émissions. L'absorption du CO₂ émis dans l'atmosphère a lieu sur de multiples échelles temporelles, mais une partie du CO₂ restera dans l'atmosphère pendant plusieurs milliers d'années, et c'est ainsi que son émission entraîne un engagement à très long terme en matière de changement climatique. Le lent effet tampon à long terme de l'océan, y compris la rétroaction des sédiments de CaO₃, signifie qu'il faut entre 30 000 et 35 000 ans avant que CO₂ atmosphérique n'atteigne l'équilibre. En mettant en œuvre des composants couplés au cycle du carbone, les MTCI montrent que les changements climatiques inertiels dus aux émissions de CO₂ du passé persisteront pendant plus de 1000 ans, à tel point que même sur des échelles temporelles aussi longues que celle-ci, la température et le niveau de la mer ne reviendront pas au niveau qui était le leur pendant l'ère préindustrielle. On peut obtenir une indication des échelles temporelles longues qui sont celles des changements climatiques inertiels en postulant que les émissions anthropiques de CO₂ se stabilisent à 750 ppm et

tombent, de manière arbitraire, à zéro en 2100. Dans ce cas d'espèce, la concentration de CO₂ atmosphérique mettrait de 100 à 400 ans, suivant les modèles, à passer du maximum (différentes fourchettes situées entre 650 et 700 ppm) à un niveau correspondant à un peu moins de deux fois la concentration de CO₂ qui était celle de l'ère préindustrielle (soit environ 560 ppm), en raison d'un transfert de carbone lent mais continu de l'atmosphère et des stocks terrestres jusqu'à l'océan (cf. fig. RT.31). {7.3, 10.7}

On s'attend à ce que plusieurs gaz à effet de serre autres que le CO₂ ainsi que leurs précurseurs soient couplés aux changements climatiques futurs. L'appréhension scientifique insuffisante des causes des récentes variations du taux d'augmentation du CH₄ fait soupçonner de grandes incertitudes dans les projections relatives à ce gaz en particulier. Les émissions de CH₄ issues des terres humides vont *probablement* augmenter sous dans les climats plus chauds et plus humides et diminuer dans les climats plus chauds et plus secs. Les observations laissent aussi penser qu'une quantité accrue de CH₄ est émise par les tourbières nordiques dans lesquels le pergélisol est en train de fondre, bien que la magnitude à grande échelle de cet effet ne soit pas bien quantifiée à ce jour. Les variations de température, d'hygrométrie

et de nébulosité pourraient aussi avoir un impact sur les émissions biogéniques de précurseurs de l'ozone, comme les composés organiques volatils. Les changements climatiques devraient aussi affecter l'ozone troposphérique par l'intermédiaire de modifications chimiques et du transport de substances. Les changements climatiques pourraient aboutir sur des variations de l'OH en raison de variations de l'humidité, et modifier les concentrations de l'ozone stratosphérique et ainsi l'irradiation ultraviolette d'origine solaire dans la troposphère. {7.4, 4.7}

On s'attend à ce que les émissions à venir de nombreux aérosols et de leurs précurseurs soient affectées par les changements climatiques. Les estimations des variations futures dans les émissions de poussières, selon plusieurs scénarios climatiques et d'affectation des terres, suggèrent que les effets des changements climatiques ont plus de poids que l'usage de la terre en matière de contrôle des émissions futures de poussières. Les résultats d'une étude laissent à penser que la météorologie et le climat auront plus d'influence sur les émissions de poussières et sur la fréquence des tempêtes de poussière à venir en Asie que la désertification. L'émission biogénique de composés organiques volatils – source importante d'aérosols organiques secondaires – est très réactive à la température,

PROJECTIONS DE RÉCHAUFFEMENT DE SURFACE MOYEN SELON LE RSSE

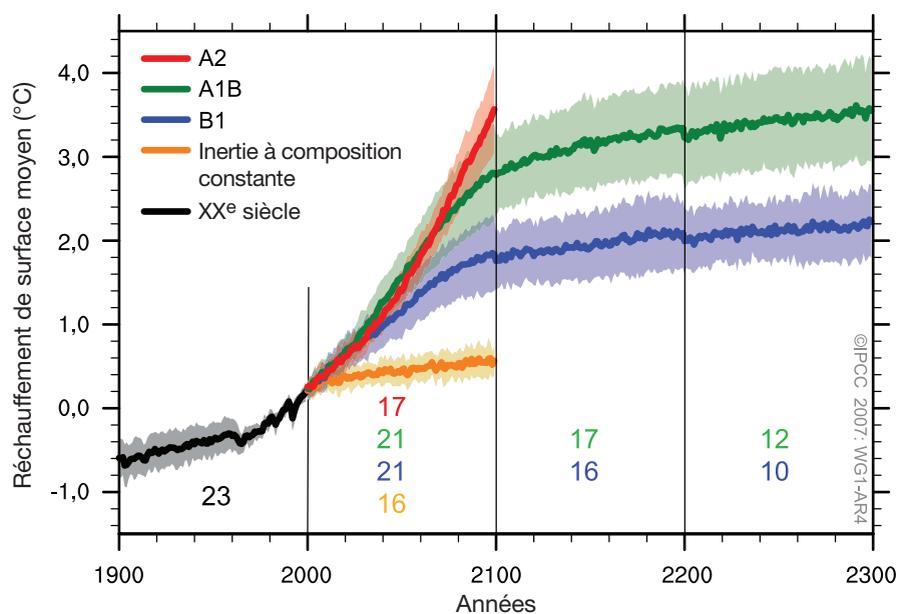


Figure RT.32. Moyennes multi-modèles de réchauffement de surface (comparées à la période de base 1980–1999) sous l'empire des scénarios RSSE A2 (en rouge), A1B (en vert) et B1 (en bleu), dans la continuation des simulations se rapportant au XX^e siècle. Les deux derniers scénarios continuent après l'année 2100 à forçage constant (réchauffement inertiel tel qu'il est décrit dans l'encadré RT.9). Une expérimentation additionnelle, au cours de laquelle le forçage est maintenu à son niveau de l'an 2000, est aussi illustrée (en orange). Des tendances linéaires correspondant aux calculs-tests ont été retranchées de ces données temporelles. Les lignes illustrent les moyennes multi-modèles, les zones colorisées se rapportent à l'écart-type de ± 1 . Les discontinuités entre les différentes périodes n'ont pas de signification physique et proviennent du fait que le nombre de modèles qui ont calculé les effets d'un scénario donné est différent pour chaque période et chaque scénario (nombres indiqués dans le graphique). Pour la même raison, les incertitudes entre les scénarios ne peuvent pas être interprétées sur la base de ce graphique (cf. section 10.5 pour les estimations d'incertitude). {Figure 10.4}

et augmente avec elle. Cependant, le rendement des aérosols baisse avec la température et l'impact des modifications de précipitations et de l'adaptation physiologique est incertain. Ainsi, les variations dans la production d'aérosols organiques secondaires biogéniques dans un climat plus chaud pourraient être considérablement plus faibles que la réponse des émissions de carbone organique volatil biogénique. Les changements climatiques peuvent aussi avoir un effet sur les flux océaniques de sulfure de diméthyle (qui est un précurseur de certains aérosols sulfatés) et les aérosols de sel marin ; cependant, les effets sur la température et sur les précipitations sont encore très incertains. {7.5}

Alors que l'effet de réchauffement du CO₂ représente une force engagée pour plusieurs siècles, les aérosols quittent l'atmosphère après une période de quelques jours seulement, ce qui fait que le forçage radiatif négatif dû aux aérosols pourrait changer rapidement en réponse aux changements survenus dans l'émission d'aérosols ou de précurseurs d'aérosols. Puisque les aérosols sulfatés entraînent actuellement *très probablement* un forçage radiatif négatif substantiel, le forçage net à venir sera très réactif par rapport aux variations dans les émissions de sulfates. Une étude laisse à penser que si les particules d'aérosols sulfatés d'origine anthropique étaient, par hypothèse, réduites à néant, une augmentation rapide de la température moyenne mondiale se produirait, à l'échelle de 0,8°C en une décennie ou deux. Les variations dans les aérosols influencent aussi probablement les précipitations. Ainsi, l'effet des stratégies environnementales visant à atténuer les changements climatiques doit être étudié aussi bien sous l'angle des gaz à effet de serre que sous celui des émissions d'aérosols. Des variations des émissions d'aérosols pourraient être le résultat de mesures mises en place pour améliorer la qualité de l'air : ces mesures pourraient ainsi avoir des conséquences sur les changements climatiques. {Encart 7.4, 7.6, 10.7}

Les changements climatiques modifieraient un certain nombre de processus chimiques et physiques qui contrôlent la qualité de l'air et les effets nets varieront *probablement* d'une région à l'autre. Les changements climatiques peuvent affecter la qualité de l'air en modifiant le rythme de dispersion des polluants, le rythme auquel les aérosols et les substances solubles sortent de l'atmosphère, l'environnement chimique général générant des polluants et la force des émissions issues de la biosphère, des feux et des poussières. Les changements climatiques devraient aussi faire baisser les concentrations d'ozone au niveau mondial. En règle générale, l'effet net des changements climatiques sur la qualité de l'air est très incertain. {Encart 7.4}

RT.5.5. Implications des processus climatiques et de leurs échelles temporelles pour les projections à long terme

Les changements climatiques engagés, après stabilisation du forçage radiatif, sont estimés à 0,5 à 0,6°C et la plus grande part d'entre eux se produiront au cours du siècle suivant. La moyenne multi-modèle obtenue en simulant le climat du XX^e siècle puis en fixant la stabilisation de la concentration en gaz à effet de serre et en aérosols à leur niveau de l'an 2000, lorsqu'on la calcule sur les 100 années suivantes, aboutit à environ 0,6° de réchauffement (base : 1980–1999) en l'an 2100 (cf. fig. RT.32). Si les émissions du XXI^e siècle se rapprochent des scénarios B1 ou A1B, avec une stabilisation subséquente à ces niveaux-là, le réchauffement additionnel après stabilisation sera comparable, d'environ 0,5°C, et interviendra principalement dans les cent années qui suivront. {10.3, 10.7}

La force de la rétroaction positive entre les changements climatiques et le cycle du carbone est incertaine. Cela mène à une incertitude sur la trajectoire du niveau des émissions de CO₂ permettant d'aboutir à une stabilisation du niveau de concentration du CO₂ atmosphérique. En se basant sur les connaissances actuelles de la rétroaction du cycle du carbone / climat, les études basées sur les modèles laissent à penser que, dans l'optique d'une stabilisation du CO₂ à 450 ppm, les émissions cumulées au cours du XXI^e siècle pourraient passer d'une moyenne modélisée d'environ 670 [630 à 710] GtC jusqu'à environ 490 [375 à 600] GtC. De la même manière, pour stabiliser le CO₂ à 1000 ppm, les émissions cumulées pourraient être réduites par cette rétroaction et passer d'une moyenne modélisée de 1415 [1340 à 1490] GtC à environ 1100 [980 à 1250] GtC. {7.3, 10.4}

Si le forçage radiatif se stabilisait en 2100 aux concentrations du scénario A1B, la dilatation thermique, à elle seule, provoquerait une élévation du niveau de la mer de 0,3 à 0,8 m en 2300 (base 1980–1999) et continuerait à un rythme décroissant au cours de nombreux siècles, en raison de processus lents qui mélangent la chaleur dans les profondeurs des océans. {10.7}

La contraction de l'inlandsis groenlandais continuera, selon les projections, à contribuer à l'élévation du niveau de la mer après 2100. En postulant une stabilisation des concentrations selon A1B en 2100, l'élévation des eaux due à la dilatation thermique se poursuivra, selon les projections, à un rythme de 0,03 à

0,21 m par siècle. Si un réchauffement mondial moyen de 1,9°C à 4,6° par rapport aux températures de l'ère préindustrielle se maintenait pendant des millénaires, l'inlandsis du Groenland serait largement éliminé à l'exception de glaciers résiduels situés dans les régions montagneuses. Ce phénomène ferait monter le niveau de la mer d'environ 7 m et pourrait être irréversible. Ces températures sont comparables à celles inférées pour la dernière période interglaciaire, il y a 125 000 ans, dont les données paléoclimatiques suggèrent qu'elle a vécu une réduction de la couverture glaciaire des pôles et une élévation du niveau de la mer comprise entre 4 et 6 m. {6.4, 10.7}

Des processus dynamiques qui ne sont pas pris en compte par les modèles actuels, mais qui sont suggérés par les observations les plus récentes, pourraient augmenter la vulnérabilité des nappes glaciaires au réchauffement, en augmentant la future élévation du niveau de la mer. La compréhension de ces phénomènes est limitée et il n'y a pas de consensus sur leur ampleur probable. {4.6, 10.7}

Les études actuelles, basées sur des modèles à l'échelle mondiale, projettent que la nappe glaciaire antarctique restera trop froide pour être exposée à une

fonte de surface généralisée et qu'elle augmentera sa masse en raison des chutes de neige. Cependant, une perte nette de masse glaciaire pourrait avoir lieu si l'écoulement dynamique de glace dominait le bilan de masse glaciaire. {10.7}

Aucun des calculs faits par les modèles utilisés dans la présente évaluation n'a permis de penser à un arrêt brutal de la circulation thermohaline au cours du XXI^e siècle. Néanmoins, certains modèles de complexité moyenne laissent à penser qu'un arrêt de la CTH est une possible réponse de long terme à un réchauffement suffisamment important. La probabilité de cet événement ne peut pas être évaluée avec confiance. Les rares simulations disponibles, basées sur des modèles de complexité variable, laissent plutôt à penser un ralentissement à l'échelle du siècle. Le redémarrage de la CTH est *probable* si le forçage radiatif est stabilisé, mais il prendra plusieurs siècles. Des études comparant systématiquement les modèles ont permis d'établir l'existence de processus-clés qui sont responsables des variations constatées entre les différents modèles concernés par la réponse océanique aux changements climatiques (le réchauffement océanique en particulier). {8.7, FAQ 10.2, 10.3}

RT.6 Découvertes établies et incertitudes-clés

RT.6.1 Changements de la dynamique climatique humaine et naturelle

Découvertes établies :

Les concentrations atmosphériques actuelles de CO₂ et de CH₄, ainsi que le forçage radiatif positif qui leur est associé, dépassent largement celles qui ont été mesurées par le carottage des glaces portant sur les 650 000 dernières années. {6.4}

L'utilisation des combustibles fossiles, l'agriculture et l'affectation des terres ont été les causes principales de l'augmentation des gaz à effet de serre au cours des 250 dernières années. {2.3, 7.3, 7.4}

Les émissions annuelles de CO₂ provenant de la combustion de combustibles fossiles, des cimenteries et des torchères de gaz ont augmenté, passant d'une moyenne de $6,4 \pm 0,4$ GtC par an⁻¹ au cours des années 1990 à $7,2 \pm 0,3$ GtC par an⁻¹ entre 2000 et 2005. {7.3}

Le rythme soutenu du renforcement du forçage radiatif du CO₂, CH₄ et N₂O pendant les 40 dernières années dépasse n'importe quel autre rythme depuis 2000 ans. {6.4}

Les océans absorbent le CO₂ par un processus naturel et la biosphère terrestre élimine environ 50 à 60% des

émissions anthropiques (émissions de CO₂ fossile et flux dû aux changements d'affectation des terres, par exemple). Les quantités absorbées par les océans et la biosphère terrestre n'ont pratiquement pas varié au cours des dernières décennies, mais la quantité absorbée par la biosphère terrestre est plus variable. {7.3}

Il est *pratiquement certain* que les aérosols anthropiques produisent un net forçage radiatif négatif (refroidissement), avec une prépondérance dans l'hémisphère Nord par rapport à l'hémisphère Sud. {2.9, 9.2}

De nouvelles estimations du forçage anthropique dû à la combinaison de gaz à effet de serre, des aérosols et des changements dans la surface des terres montrent qu'il est *extrêmement probable* que les activités humaines aient été un facteur net substantiel de réchauffement climatique depuis 1750. {2.9}

La contribution du rayonnement solaire au forçage radiatif moyen mondial est bien inférieure à celle de l'augmentation des gaz à effet de serre pendant l'ère industrielle. {2.5, 2.7}

Incertitudes-clés :

Tous les mécanismes entraînant la modification des propriétés des nuages par les aérosols ne sont pas bien connus, et la détermination de l'ampleur des effets radiatifs indirects qui leur sont associés est encore insuffisante. {2.4, 7.5}

Les causes des changements de la vapeur d'eau stratosphérique et le forçage radiatif qui en résulte ne sont pas bien quantifiés. {2.3}

La distribution géographique et l'évolution temporelle du forçage radiatif résultant des changements des aérosols pendant le XX^e siècle ne sont pas bien définies. {2.4}

Les causes des récents changements des taux d'accroissement du CH₄ atmosphérique sont encore mal comprises. {7.4}

Les rôles des différents facteurs favorisant les concentrations d'ozone troposphérique depuis l'époque préindustrielle sont mal définis. {2.3}

Les propriétés des sols et les interactions terre/atmosphère générant le forçage radiatif ne sont pas bien quantifiées. {2.5}

La connaissance des contributions des changements solaires du passé au forçage radiatif à l'échelle séculaire n'est pas fondée sur des mesures directes et dépend donc principalement des connaissances physiques. {2.7}

RT.6.2 Observations des changements climatiques

RT.6.2.1 Atmosphère et surface

Découvertes établies :

Les températures moyennes à la surface du globe continuent d'augmenter. Onze des 12 dernières années comptent parmi les plus chaudes des 12 années les plus chaudes enregistrées depuis 1850. {3.2}

Les taux de réchauffement en surface ont augmenté vers le milieu des années 1970 et depuis, le réchauffement de la surface des terres de par le monde s'effectue à un rythme deux fois plus rapide que celui des océans. {3.2}

Les changements des températures extrêmes à la surface vont de pair avec le réchauffement climatique. {3.8}

Des progrès notables ont été réalisés dans les estimations des tendances thermiques dans les couches moyennes et basses de la troposphère. Pendant la période 1958-

2005, la basse troposphère s'est réchauffée à un rythme légèrement supérieur à celui de la surface. {3.4}

Entre 1900 et 2005, des tendances à long terme pour les volumes des précipitations ont été observées dans de nombreuses régions. {3.3}

La quantité des fortes précipitations a augmenté. {3.8}

Depuis les années 1970, les sécheresses sont devenues moins rares, en particulier dans les régions tropicales et subtropicales {3.3}

La vapeur d'eau troposphérique a augmenté depuis les années 1980 au moins. {3.4}

Incertitudes-clés :

Les relevés des radiosondes sont nettement moins complets spatialement que ceux de la surface ; de nombreux relevés par radiosondes se sont avérés erronés, surtout dans les tropiques. Il est probable que tous les relevés des tendances thermiques de l'atmosphère comportent encore des erreurs résiduelles. {3.4}

Bien que les changements de la circulation atmosphérique à grande échelle soient évidents, les meilleurs résultats d'analyses n'ont été fournis qu'après 1979, ce qui rend difficiles l'analyse et la comparaison des changements et de leur variabilité. {3.5, 3.6}

Les observations de surface et satellitaires divergent en ce qui concerne les changements de la nébulosité globale et des nuages bas au-dessus des océans. {3.4}

Les variations de l'ATD portant sur quelques décennies ne sont pas bien connues, en partie à cause d'observations insuffisantes des changements de la nébulosité et des aérosols. {3.2}

La mesure des précipitations présentant bien des difficultés, elle reste une question préoccupante lorsqu'il s'agit de chiffrer les tendances des précipitations à l'échelle mondiale et régionale. {3.3}

Les relevés concernant l'humidité des sols et le débit des cours d'eau sont souvent insuffisants et ne sont disponibles que pour quelques régions, ce qui empêche des analyses exhaustives de l'évolution des sécheresses. {3.3}

La pénurie des données d'observations limite le genre d'extrêmes qui peuvent être analysés. Plus l'évènement est rare, plus il est difficile d'identifier des changements à long terme en raison de la rareté des cas. {3.8}

Avant l'apparition des satellites, les informations sur la fréquence et l'intensité des ouragans étaient limitées. Des questions se posent quant à l'interprétation des relevés satellitaires. {3.8}

Il n'y a pas assez de preuves pour déterminer s'il existe des tendances à échelle spatiale réduite pour les tornades, la foudre, les orages et les tempêtes de poussière. {3.8}

RT.6.2.2 Neige, glace et gélisol

Découvertes établies :

La quantité de glace sur la Terre diminue. Les glaciers de montagne ont massivement reculé depuis la fin du XIX^e siècle. La perte de masse des glaciers et de l'inlandsis groenlandais s'accélère. {4.5, 4.6}

La couverture neigeuse de l'hémisphère Nord a diminué. La durée saisonnière du gel des lacs et des rivières a diminué au cours des 150 dernières années. {4.2, 4.3}

Depuis 1978 l'étendue annuelle moyenne des glaces de mer dans l'Arctique rétrécit, de même que l'étendue minimum de la glace arctique en période estivale. {4.4}

Durant les années 1990, la glace a commencé à s'amincir dans la péninsule Antarctique et la plaque glaciaire d'Amundsen. L'accélération des glaciers tributaires s'est renforcée et la plaque glaciaire Larsen B s'est complètement désagrégée en 2002. {4.6}

En Arctique, la température de la couche supérieure du pergélisol a acquis jusqu'à 3°C depuis les années 1980. L'étendue maximum du gélisol a décliné d'environ 7% dans l'hémisphère Nord depuis 1900, tandis qu'en Eurasie sa profondeur maximum a diminué d'environ 0,3 m depuis le milieu du XX^e siècle. {4.7}

Incertitudes-clés :

Il n'existe pas de données mondiales *in situ* sur l'enneigement antérieures à 1960. Les satellites ne fournissent pas de données précises concernant l'équivalence des proportions de la neige et de l'eau. {4.2}

Les données ne sont pas suffisantes pour tirer des conclusions concernant l'évolution de l'épaisseur des glaces de mer de l'Antarctique. {4.4}

Des données mondiales d'inventaires limitées, des relations superficie/volume incomplètes et une couverture géographique inégale rendent incertaines les estimations de la déperdition des masses glaciaires. {4.5}

Les estimations de l'équilibre de la masse des plates-formes de glace et inlandsis, en particulier dans l'Antarctique, sont limitées par la normalisation et la validation des changements détectés lors de mesures altimétriques et gravitationnelles par satellites. {4.6}

Des connaissances insuffisantes des mécanismes de base et de la dynamique des plates-formes glaciaires donnent lieu à de fortes incertitudes relatives à la compréhension des mécanismes du déversement des glaces et de la stabilité des plates-formes de glace. {4.6}

RT.6.2.3 Les océans et le niveau de la mer

Découvertes établies :

La température mondiale (ou charge thermique) des océans a augmenté depuis 1955. {5.2}

Les tendances de la salinité à grande échelle et régionalement cohérentes, observées au cours des dernières décennies, indiquent un adoucissement de l'eau dans les régions subpolaires et une salinité accrue des eaux moins profondes dans les régions tropicales et subtropicales. Ces tendances correspondent à l'évolution de la structure des précipitations, donc à un transport d'eau plus important dans l'atmosphère, depuis les latitudes basses vers les latitudes élevées et de l'Atlantique au Pacifique. {5.2}

Le niveau mondial moyen de la mer s'est élevé au cours du XX^e siècle. On peut affirmer avec confiance élevée que l'élévation du niveau de la mer s'est accélérée entre le milieu du XIX^e siècle et le milieu du XX^e siècle. Entre 1993 et 2003, le niveau de la mer s'est élevé plus rapidement qu'entre 1961 et 2003. {5.5}

La dilatation thermique des océans et la perte de masse des glaciers et des calottes glaciaires ont fortement contribué à l'élévation observée du niveau de la mer. {5.5}

La vitesse de l'élévation du niveau de la mer observée entre 1993 et 2003 correspond à la somme des contributions constatées provenant de la dilatation thermique et de la déglaciation des glaces des terres émergées. {5.5}

La vitesse de l'évolution du niveau de la mer sur la planète pendant les dernières décennies n'a pas été uniforme géographiquement parlant. {5.5}

Le piégeage du CO₂ anthropique depuis 1750 a eu pour conséquence une acidité accrue de la surface océanique. {5.4, 7.3}

Incertitudes-clés :

Les techniques d'échantillonnage de l'océan étant limitées, la variabilité décennale des modifications de la charge thermique mondiale, de la salinité et du niveau de la mer, ne peut être évaluée qu'avec un niveau de confiance moyen. {5.2, 5.5}

Les observations des tendances de la circulation thermohaline présentent un niveau de confiance faible. {Encart 5.1}

L'élévation mondiale moyenne du niveau de la mer entre 1961 et 2003 semble trop importante pour ne s'expliquer que par la dilatation thermique et la fonte des glaces des terres émergées. {5.5}

RT.6.2.4 Paléoclimat

Découvertes établies :

Au cours de la dernière ère interglaciaire, il y a environ 125 000 ans, le niveau mondial de la mer était *probablement* de 4 à 6 m plus élevé que de nos jours, principalement en raison du retrait des glaces polaires. {6.4}

Certains changements climatiques brusques du passé sont *très probablement* associés à des changements de la circulation dans l’océan Atlantique et ont dû affecter le climat dans de nombreuses régions de l’hémisphère Nord. {6.4}

Il est *très improbable* que la Terre entre de façon naturelle dans une autre période glaciaire avant au moins 30 000 ans. {6.4}

Dans le passé, les rétroactions biochimiques et biogéophysiques ont amplifié les changements climatiques. {6.4}

Il est *très probable* qu’au cours de la deuxième moitié du XX^e siècle les températures moyennes de l’hémisphère Nord aient été plus élevées qu’au cours de tout autre demi-siècle depuis les 500 dernières années, et il est probable que ces années aient également été les 50 années les plus chaudes des 1300 dernières années. {6.6}

Les relevés effectués pour le paléoclimat indiquent avec confiance élevée que les périodes de sécheresse qui s’étalaient sur quelques décennies au moins étaient des caractéristiques climatiques courantes de nombreuses régions au cours des 2000 dernières années. {6.6}

Incertitudes-clés :

On connaît peu de choses sur le point de départ et l’évolution des changements climatiques brusques du passé, ou des seuils climatiques qui leur sont associés. La confiance dans les capacités des modèles climatiques utilisés pour simuler de façon réaliste ce type de changements brusques en est donc réduite. {6.4}

L’étendue et la vitesse du recul des nappes glaciaires dans le passé, ainsi que les processus connexes, ne sont pas bien connus. {6.4}

La pénurie de relevés pour le paléoclimat limite les connaissances sur la variabilité climatique séculaire dans l’hémisphère Sud et dans les tropiques. {6.6}

Il faudrait encore harmoniser les différences entre les valeurs de l’amplitude et de la variabilité constatées lors des reconstitutions des températures qui ont régné sur l’hémisphère Nord pendant des millénaires, ainsi que l’influence de ces différences dans le choix des données indirectes et des méthodes statistiques de calibrage. {6.6}

Du fait de l’absence de réseaux exhaustifs de données indirectes sur les températures des 20 dernières années, les réponses de ces données indirectes à un réchauffement mondial rapide et l’influence d’autres changements environnementaux restent mal comprises. {6.6}

RT.6.3 Comprendre les changements climatiques et en déterminer les causes

Découvertes établies :

Le forçage des gaz à effet de serre a *très probablement* provoqué la plus grande partie du réchauffement mondial observé pendant le demi-siècle passé. A lui seul, le forçage des gaz à effet de serre du demi-siècle passé aurait *probablement* été la cause d'un réchauffement plus important s'il n'avait été atténué par un refroidissement dû aux aérosols et autres forçages. {9.4}

Il est *extrêmement improbable* (<5%) que les tendances mondiales de réchauffement pendant le demi-siècle passé puissent être expliquées sans avoir recours au forçage externe, et *très improbable* qu'elles puissent être attribuées uniquement à des facteurs externes naturels connus. Le réchauffement s'est produit à la fois dans les océans et dans l'atmosphère, à un moment où les facteurs naturels de forçage externe auraient probablement entraîné un refroidissement. {9.4, 9.7}

Il est *probable* que le forçage anthropique a contribué au réchauffement général observé de la couche supérieure de l'océan (quelques centaines de mètres de profondeur) au cours de la seconde moitié du XX^e siècle. Le forçage anthropique, en entraînant la dilatation thermique de l'océan et la déglaciation, a *très probablement* contribué à l'élévation du niveau de la mer au cours de la seconde moitié du XX^e siècle. {9.5}

Une fraction importante de la variabilité des températures à l'échelle interdécennale, reconstituée pour l'hémisphère Nord pour les sept siècles passés, est *très probablement* imputable au forçage naturel externe (éruptions volcaniques et variabilité solaire) {9.3}

Incertitudes-clés :

L'attribution de certains phénomènes de changements climatiques à des facteurs anthropiques n'est possible qu'à un degré de confiance limité, en raison des incertitudes existant au niveau du forçage radiatif, des rétroactions et des observations. {9.4, 9.5}

À des échelles plus petites que les échelles continentales et sur des périodes s'étendant sur moins de 50 ans, l'attribution est limitée par une variabilité climatique plus grande à de petites échelles, par des incertitudes relatives aux détails de petite échelle des forçages externes et aux réponses simulées par des modèles, ainsi que par des incertitudes associées aux simulations de la variabilité interne à petite échelle, notamment par rapport aux régimes de variabilité. {9.4}

Les changements forcés des précipitations et des pressions à la surface sont moins bien compris que les températures. {9.5}

La détermination des causes est limitée du fait qu'il n'existe pas ou peu d'études formelles sur la détection

ou l'attribution de certains phénomènes (certains types d'événements extrêmes, par exemple). {9.5}

Les études portant sur les régions et les types de détection d'événements extrêmes sont ralenties du fait que les données mondiales servant aux analyses des extrêmes sont incomplètes et que les modèles sont incertains. {9.4, 9.5}

Malgré un meilleur niveau de compréhension, certains aspects des études portant sur l'attribution des causes sont limités par des incertitudes dans la variabilité climatique interne simulée par des modèles. Par exemple, les estimations de la variation de la charge thermique de l'océan fournies par les modèles diffèrent de celles qui proviennent des observations. {5.2, 9.5}

Le manque d'études quantitatives sur les contributions du forçage anthropique à l'augmentation de la charge thermique de l'océan ou à la fonte des glaciers, ainsi que la partie ouverte du bilan du niveau marin pour les années 1961 à 2003, contribuent aux incertitudes en matière de quantification des contributions anthropiques à l'élévation du niveau de la mer. {9.5}

RT.6.4 Projections des changements climatiques futurs

RT.6.4.1 Evaluation des modèles

Découvertes établies :

Les modèles climatiques sont basés sur des principes physiques éprouvés et permettent de reproduire les caractéristiques observées des changements climatiques récents et passés. Il existe une confiance considérable en le fait que les MCGAO sont une source fiable d'estimations quantitatives pour ce qui concerne les changements climatiques futurs, surtout à l'échelle continentale, voire mondiale. La confiance est plus élevée pour les estimations de certaines variables climatiques (la température, par exemple) que pour d'autres (par exemple, les précipitations). {FAQ 8.1}

Les modèles sont dignes d'une confiance accrue grâce à :

- l'amélioration des simulations de divers aspects du climat actuel, y compris les régimes importants de

variabilité climatique et les vagues de chaleur et de froid extrêmes ;

- une meilleure résolution des modèles, des méthodes de calcul et de paramétrage améliorées et l'inclusion de processus supplémentaires ;
- des tests diagnostics plus complets, y compris des tests vérifiant la capacité des modèles à faire des prévisions sur une période allant de quelques jours à un an, les paramètres étant les conditions observées ; et
- des examens approfondis des modèles et des analyses diagnostics plus pointues du comportement des modèles, grâce aux efforts conjoints de la communauté internationale en matière de rassemblement et de diffusion des résultats d'expériences effectuées dans des conditions identiques. {8.4}

Incertitudes-clés :

La comparaison des simulations et des observations exigerait l'établissement d'un ensemble agréé de mesures des modèles qui pourrait être utilisé pour resserrer l'éventail des projections climatiques plausibles. {8.2}

La plupart des modèles ont encore du mal à gérer la dérive climatique, en particulier dans les eaux océaniques profondes. Les estimations des variations des diverses variables océaniques doivent tenir compte de cette dérive {8.2}

Les estimations fournies par les modèles divergent considérablement lorsqu'elles concernent la puissance des différentes rétroactions du système climatique. {8.6}

Les simulations de certains modes de variabilité, notamment en ce qui concerne l'Oscillation Madden-Julian, le blocage atmosphérique récurrent et les précipitations extrêmes sont encore problématiques. {8.4}

La plupart des simulations des modèles pour l'océan Austral présentent des biais systématiques liés à l'incertitude des réponses climatiques transitoires. {8.3}

Les limites des modèles climatiques sont imputables aux ressources informatiques modernes, qui déterminent la résolution spatiale, ainsi qu'à la nécessité d'élargir le cadre des tests d'ensemble et d'inclure des processus supplémentaires. {8.1–8.5}

RT.6.4.2 Sensibilité du climat à l'équilibre et sensibilité transitoire**Découvertes établies :**

Au vu des limitations des modèles et des observations, la sensibilité du climat à l'équilibre se situe *probablement* entre 2°C et 4,5°C, plus vraisemblablement autour de 3°C. Il est *très improbable* qu'elle soit inférieure à 1,5°C. {8.6, 9.6, Encart 10.2}

La réponse climatique transitoire est mieux limitée que la sensibilité du climat à l'équilibre. Elle est très probablement supérieure à 1°C et il est très improbable qu'elle dépasse les 3°C. {10.5}

L'origine des variations de la sensibilité du climat à l'équilibre dans divers modèles est bien comprise. Plusieurs modèles donnent les rétroactions des nuages pour cause principale des différences dans la sensibilité du climat à l'équilibre, notamment les nuages bas. {8.6}

De nouvelles preuves fournies par les observations et les modèles confirment que la puissance de la rétroaction du couplé vapeur d'eau/gradient adiabatique est comparable à celle fournie par les MCGAO. {8.6}

Incertitudes-clés :

Les réactions des nuages à un changement climatique mondial restent encore bien incertaines. {8.6}

RT.6.4.3 Projections mondiales

Découvertes établies :

Même si les concentrations des agents de forçage radiatif étaient stabilisées, le réchauffement, accompagné des changements climatiques qui en découlent, se prolongerait encore, principalement à cause de la lenteur des réactions de l'océan. {10.7}

Les projections du réchauffement à court terme sont peu affectées par les hypothèses des divers scénarios ou par différents modèles de sensibilité, et correspondent à ce qui a pu être constaté au cours des dernières décennies. Les trois scénarios d'émissions du RSSE, B1, A1B et A2, situent le réchauffement moyen prévu par plusieurs modèles, moyenné pour la période 2011–2030 par rapport à 1980–1999 dans le cas de tous les MCGAO considérés, dans une étroite fourchette de 0,64°C–0,69°C. {10.3}

Les schémas géographiques des projections du réchauffement indiquent que les plus fortes hausses de température se produiront à des latitudes boréales élevées et dans les terres, tandis que le réchauffement sera moindre dans les zones océaniques australes et dans l'atlantique Nord. {10.3}

L'évolution des régimes des précipitations s'inscrit dans un vaste cadre fermement établi : les précipitations augmentent généralement dans les maximas des précipitations tropicales, elles décroissent dans les régions subtropicales et augmentent à des latitudes élevées à cause de l'intensification généralisée du cycle hydrologique mondial. {10.3}

A mesure que le climat se réchauffe, l'étendue de la couverture neigeuse et des glaces de mer diminue ; les glaciers et les calottes glaciaires rétrécissent et contribuent

à l'élévation du niveau de la mer. L'étendue des glaces de mer diminuera au XXI^e siècle, tant dans l'Arctique qu'en Antarctique. Les rétroactions positives accélèrent la diminution du manteau neigeux de l'Arctique, tandis qu'un dégel généralisé atteint des couches de plus en plus profondes dans la plupart des régions de pergélisol. {10.3}

Les simulations actuelles indiquent que la circulation thermohaline de l'océan Atlantique va *très probablement* ralentir vers 2100. Toutefois, il est *très improbable* que la circulation thermohaline subisse un grand changement brusque au cours du XXI^e siècle. {10.3}

Le réchauffement futur du climat provoquera des vagues de chaleur plus fréquentes et plus longues. Les journées de gel seront de plus en plus rares dans la plupart des régions situées à des latitudes moyennes et élevées, entraînant un allongement de la saison de croissance de la végétation. L'aridification estivale menace les régions continentales centrales, accroissant le risque de sécheresses dans ces régions. {10.3, FAQ 10.1}

Le réchauffement futur tendrait à diminuer la capacité du système terrestre (terres et océans) à absorber le CO₂ anthropique. En conséquence, sous un climat plus chaud, une fraction croissante du CO₂ anthropique resterait dans l'atmosphère. Cette rétroaction nécessite une réduction de l'ensemble des émissions qui correspondrait à la stabilisation du CO₂ atmosphérique à un niveau donné comparable au cas hypothétique où cette rétroaction n'existerait pas. Plus le niveau de stabilisation du scénario sera élevé, plus les changements climatiques seront nombreux et plus les réductions devront être importantes. {7.3, 10.4}

Incertitudes-clés :

La vraisemblance d'un brusque changement d'importance dans la circulation thermohaline après la fin du XXI^e siècle ne peut encore être évaluée avec certitude. Dans les cas de scénarios d'émissions basses et moyennes, avec des concentrations de gaz à effet de serre atmosphériques stabilisées après l'année 2100, la restauration de la circulation thermohaline après son affaiblissement s'étalerait sur un, voire plusieurs siècles. On ne saurait exclure un affaiblissement permanent de la circulation thermohaline dans le cas d'un forçage suffisamment puissant et prolongé. {10.7}

Les projections des modèles présentent des fourchettes d'amplitude et de localisation géographique des extrêmes de précipitations plus larges que pour les températures. {10.3, 11.1}

La réponse de certains régimes de variabilité climatique, tels qu'ENSO, varie encore d'un modèle à l'autre,

ce qui peut être lié aux différences qui existent dans les représentations spatio-temporelles des conditions actuelles. {10.3}

La sureté de nombreuses réponses de modèles de cyclones tropicaux aux changements climatiques est encore limitée par la résolution des modèles climatiques types. {10.3}

L'évolution des mécanismes-clés qui régissent certains changements climatiques à l'échelle mondiale et régionale est peu connue (par exemple, ENSO, ONA, le blocage, la circulation thermohaline, les rétroactions à la surface des terres, la répartition des cyclones tropicaux etc.) {11.2–11.9}

La détermination de l'ampleur des rétroactions du cycle de carbone dans l'avenir est encore médiocre. {7.3, 10.4}

RT.6.4.4 Niveau de la mer

Découvertes établies :

Le niveau de la mer continuera à monter au XXI^e siècle à cause de la dilatation thermique et de la déglaciation des terres. L'élévation du niveau de la mer n'a pas été uniforme à travers le monde de par le passé et ne le sera pas à l'avenir. {10.6}

Le réchauffement dû aux émissions de gaz à effet de serre prévu pour le XXI^e siècle contribuera, pendant des siècles encore, à l'élévation des eaux de mer. {10.7}

L'élévation du niveau de la mer provoqué par la dilatation thermique et la perte de masse des nappes glaciaires va continuer pendant des siècles, voire des millénaires, même si les forçages radiatifs étaient stabilisés. {10.7}

Incertitudes-clés :

Il n'existe pas encore de modèle pour représenter des processus-clés capables de contribuer à des changements importants, rapides et dynamiques dans les inlandsis de l'Antarctique et du Groenland, qui pourraient augmenter le déversement des glaces dans l'océan. {10.6}

La sensibilité du bilan de masse des plaques glaciaires à la surface (fonte et précipitations) aux changements climatiques mondiaux n'a pas fait l'objet d'observations suffisantes et sa représentation dans les modèles est assez imprécise. Il existe donc une incertitude importante quant à l'amplitude d'un réchauffement mondial qui, s'il était durable, mènerait à la disparition totale de l'inlandsis groenlandais. {10.7}

RT.6.4.5 Projections régionales

Découvertes établies :

Au cours des 50 prochaines années, les températures, moyennées pour tous les continents habitables et de nombreuses régions terrestres des sous-continent, s'élèveront *très probablement* à un rythme plus rapide que le taux moyen mondial, et dépasseront largement les limites de la variabilité naturelle. {10.3, 11.2–11.9}

Les précipitations augmenteront *probablement* dans les régions polaires et subpolaires. Ces augmentations seront particulièrement fortes et concerneront *très probablement* les précipitations annuelles dans la majeure partie du nord de l'Europe, au Canada, au nord-est des États-Unis et dans l'Arctique, ainsi que les précipitations hivernales du nord de l'Asie et du Plateau tibétain. {11.2–11.9}

Les précipitations vont *probablement* décroître dans de nombreuses régions subtropicales, notamment en direction des pôles. La diminution sera particulièrement forte et affectera *très probablement* les précipitations annuelles des régions européennes et africaines du pourtour Méditerranéen, ainsi que les précipitations hivernales au sud-ouest australien. {11.2–11.9}

Les extrêmes des précipitations journalières vont *probablement* augmenter dans de nombreuses régions. Cette augmentation touchera *très probablement* le nord de l'Europe, le sud de l'Asie, l'Asie orientale, l'Australie et la Nouvelle-Zélande – cette liste reflète en partie le caractère géographiquement disparate des travaux de recherches publiés. {11.2–11.9}

Incertitudes-clés :

Dans certaines régions, seules très peu d'études ont porté sur certains aspects majeurs des changements climatiques régionaux, notamment les événements extrêmes. {11.2–11.9}

Les modèles de la circulation générale du couplé atmosphère/ océan ne montrent pas de cohérence dans les simulations des changements des précipitations régionales dans certaines régions-clés (les régions du nord

de l'Amérique du Sud, le nord de l'Australie et le Sahel, par exemple). {10.3, 11.2–11.9}

Dans de nombreuses régions où l'on établit des échelles spatio-climatiques très précises d'après des relevés topographiques, les informations ne sont pas suffisantes pour savoir comment ces échelles vont refléter le changement climatique. {11.2–11.9}

