
RÉSUMÉ TECHNIQUE

Rapport accepté par le Groupe de travail I du GIEC 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.

Auteurs-coordonnateurs principaux

D.L. Albritton (Etats-Unis d'Amérique), L.G. Meira Filho (Brésil)

Auteurs principaux

U. Cubasch (Allemagne), X. Dai (Chine), Y. Ding (Chine), D.J. Griggs (Royaume-Uni), B. Hewitson (Afrique du Sud), J.T. Houghton (Royaume-Uni), I. Isaksen (Norvège), T. Karl (Etats-Unis d'Amérique), M. McFarland (Etats-Unis d'Amérique), V.P. Meleshko (Russie), J.F.B. Mitchell (Royaume-Uni), M. Noguer (Royaume-Uni), B.S. Nyenzi (Tanzanie), M. Oppenheimer (Etats-Unis d'Amérique), J.E. Penner (Etats-Unis d'Amérique), S. Pollonais (Trinité-et-Tobago), T. Stocker (Suisse), K.E. Trenberth (Etats-Unis d'Amérique)

Auteurs collaborateurs

M.R. Allen, (Royaume-Uni), A.P.M. Baede (Pays-Bas), J.A. Church (Australie), D.H. Ehhalt (Allemagne), C.K. Folland (Royaume-Uni), F. Giorgi (Italie), J.M. Gregory (Royaume-Uni), J.M. Haywood (Royaume-Uni), J.I. House (Allemagne), M. Hulme (Royaume-Uni), V.J. Jaramillo (Mexique), A. Jayaraman (Inde), C.A. Johnson (Royaume-Uni), S. Joussaume (France), D.J. Karoly (Australie), H. Khesghi (Etats-Unis d'Amérique), C. Le Quéré (France), L.J. Mata (Allemagne), B.J. McAvaney (Australie), L.O. Mearns (Etats-Unis d'Amérique), G.A. Meehl (Etats-Unis d'Amérique), B. Moore III (Etats-Unis d'Amérique), R.K. Mugara (Zambie), M. Prather (Etats-Unis d'Amérique), C. Prentice (Allemagne), V. Ramaswamy (Etats-Unis d'Amérique), S.C.B. Raper (Royaume-Uni), M.J. Salinger (Nouvelle-Zélande), R. Scholes (Afrique du Sud), S. Solomon (Etats-Unis d'Amérique), R. Stouffer (Etats-Unis d'Amérique), M-X. Wang (Chine), R.T. Watson (Etats-Unis d'Amérique), K-S. Yap (Malaisie)

Editeurs réviseurs

F. Joos (Suisse), A. Ramirez-Rojas (Venezuela), J.M.R. Stone (Canada), J. Zillman (Australie)

Résumé technique du rapport du Groupe de travail I

A. INTRODUCTION

A.1 Le GIEC et ses groupes de travail

Le Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat (GIEC) a été établi en 1988 par l'Organisation météorologique mondiale (OMM) et par le Programme des Nations Unies pour l'environnement (PNUE). Il avait et a toujours pour objet de fournir une évaluation des connaissances relatives à tous les aspects de l'évolution du climat¹, et notamment de la façon dont les activités humaines peuvent à la fois causer de tels changements et en subir les effets. Il est maintenant communément admis que les émissions de gaz à effet de serre anthropiques peuvent modifier le système climatique (voir l'encadré N°1), avec d'éventuelles conséquences néfastes ou bénéfiques. Il a été en outre reconnu que, pour traiter de telles questions, il fallait une organisation de dimension mondiale, capable de faire le bilan des connaissances accumulées par les milieux scientifiques du monde entier dans ce domaine.

A sa première session, le GIEC s'est organisé en trois groupes de travail. Les attributions de ces groupes sont actuellement les suivantes : le Groupe I doit étudier les aspects scientifiques du système climatique et de son évolution; le Groupe II s'intéresse aux incidences des changements climatiques et aux moyens de s'adapter à ces changements; enfin, le Groupe III examine les diverses possibilités d'atténuer les changements climatiques. Le GIEC a produit un premier grand rapport d'évaluation en 1990 et un deuxième en 1996.

Les rapports du GIEC i) sont un inventaire à jour des aspects connus et moins connus du système climatique ainsi que des facteurs connexes; ii) sont fondés sur les connaissances acquises par les milieux scientifiques internationaux; iii) sont le fruit d'un processus professionnel ouvert et font l'objet d'une vérification par des pairs; iv) s'appuient sur des publications scientifiques dont les conclusions sont résumées de façon à faciliter la tâche aux décideurs. Bien que les informations évaluées puissent être utiles pour l'élaboration de politiques, le GIEC n'a cependant pas pour mission de définir ou de préconiser une politique particulière.

Les évaluations du Groupe de travail I comprennent des observations des changements actuels et des tendances qui se dessinent dans le système climatique, une reconstitution des changements et des tendances antérieurs, une analyse des processus qui sont à l'origine de cette évolution ainsi que l'application de ces connaissances à l'élaboration de modèles susceptibles de mettre au jour les causes des changements et de simuler l'évolution future d'origine naturelle ou anthropique du système climatique.

A.2 Les premier et deuxième rapports d'évaluation du Groupe de travail I

Se fondant sur les résultats de nouvelles recherches et sur les rapports spéciaux produits entre-temps, le Groupe de travail I du GIEC a fait un nouveau bilan de l'état des connaissances dans son deuxième Rapport d'évaluation (SAR²) publié en 1996. Dans ce rapport, il était indiqué que les concentrations de gaz à effet de serre dans l'atmosphère avaient continué d'augmenter et qu'elles ne pourraient être stabilisées que par des réductions très substantielles des émissions (ce qui est le but ultime de l'article 2 de la Convention-cadre sur les changements climatiques). D'autre part, la hausse générale de la température à l'échelle du globe s'est poursuivie, ces dernières années étant les plus chaudes depuis au moins 1860. La capacité des modèles climatiques de simuler les événements et les tendances observés a été renforcée, notamment en raison de la prise en compte des aérosols sulfatés et de l'ozone stratosphérique comme agents de forçage radiatif dans ces modèles.

Se fondant sur ces moyens de simulation pour comparer les configurations observées des variations régionales de la température, les auteurs du rapport concluaient que notre capacité de quantifier l'influence humaine sur le climat mondial était cependant limitée, du fait de la difficulté à distinguer le signal escompté du bruit de fond de la variabilité naturelle ainsi que des incertitudes liées à d'autres facteurs clés. Le rapport concluait néanmoins que «l'ensemble des éléments dont on dispose laisse entrevoir une influence humaine perceptible sur le climat mondial». Enfin, une série de scénarios concernant l'évolution de la concentration des gaz à effet de serre ont permis de simuler un éventail de réactions du système climatique.

A.3 Le Troisième Rapport d'évaluation et le présent Résumé technique

Le troisième grand rapport d'évaluation du Groupe de travail I du GIEC est fondé sur ces évaluations antérieures et tient également compte des résultats des recherches sur le climat menées ces cinq dernières années. Le présent Résumé technique repose sur les informations contenues dans les différents chapitres de ce rapport, dont les références sont données dans les notes bibliographiques figurant en appendice. Ce résumé a pour objet de décrire les principaux aspects (voir la figure TS 1) de l'état des connaissances relatives au système climatique et à l'évolution du climat à l'aube du XXI^e siècle. On s'y efforce en particulier de répondre aux questions suivantes :

- Quelles conclusions peut-on tirer des données d'observation sur les changements climatiques passés, à l'échelle mondiale aussi bien que régionale et pour les moyennes aussi bien que pour les extrêmes ? (section B)

¹ Pour une définition des termes scientifiques et techniques, voir le glossaire page 79.

² Dans le présent Résumé technique, le deuxième Rapport d'évaluation du GIEC est désigné par l'abréviation SAR.

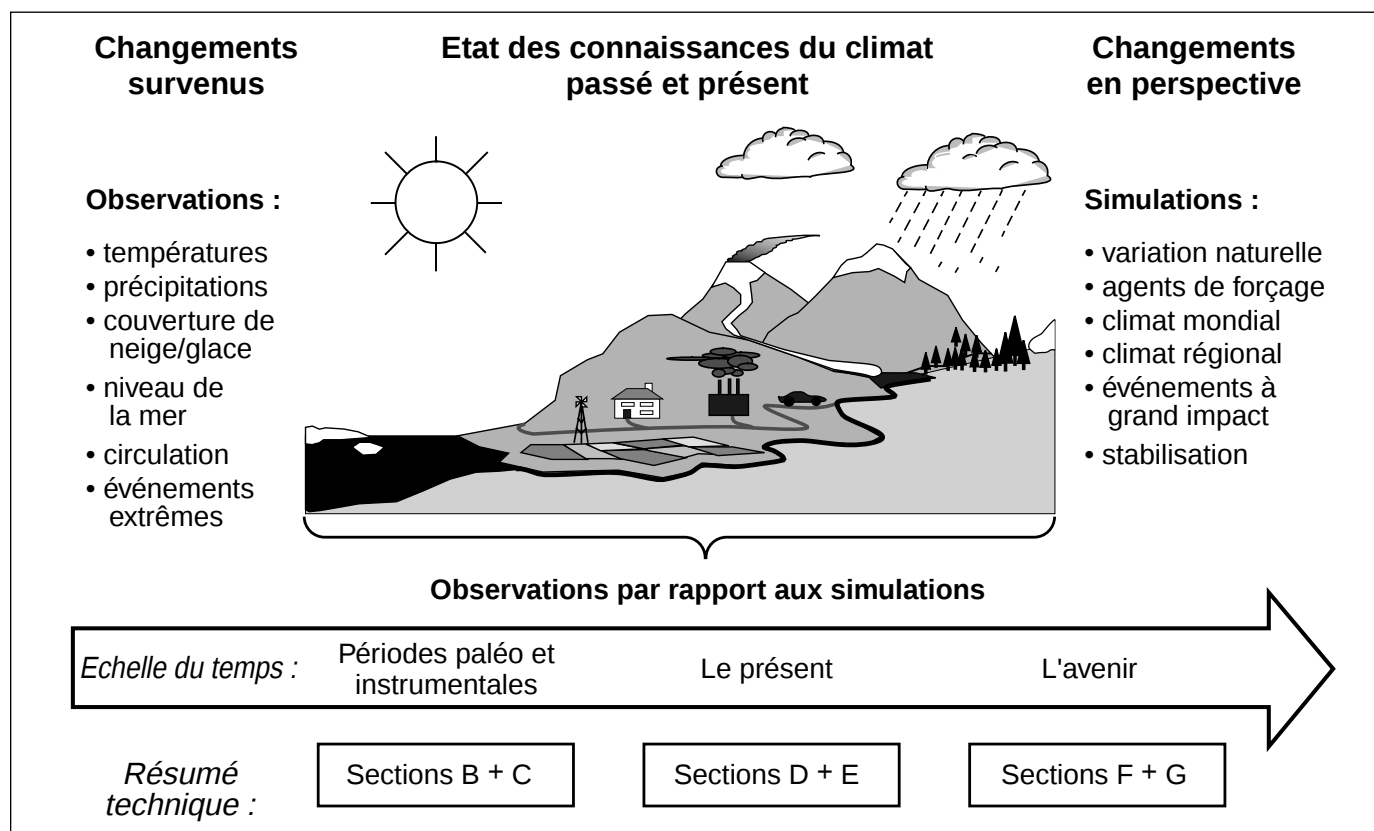


Figure TS 1 — Questions clés sur le système climatique et sa relation avec les êtres humains. Le présent résumé technique, fondé sur les renseignements figurant dans les chapitres qui suivent, fait le point sur les réponses, réparties comme indiqué.

- A quel point peut-on chiffrer l'influence des agents qui sont la cause des changements climatiques, qu'il s'agisse de phénomènes naturels (tels que les variations solaires) ou anthropiques (comme les gaz à effet de serre) ? (section C)
- Dans quelle mesure est-on capable actuellement de simuler les réactions du système climatique aux agents de forçage ? En particulier, dans quelle mesure les principaux processus physiques et biogéochimiques sont-ils convenablement décrits par les modèles actuels du climat mondial ? (section D)
- Compte tenu des données d'observation et des capacités de prévision actuelles, que peut-on conclure d'une analyse comparative quant à l'influence humaine sur le climat d'aujourd'hui ? (section E)
- Par ailleurs, à en juger par les informations que nous fournissent les moyens actuels, quel pourrait être le climat de demain ? Plus précisément, si l'on se fonde sur un large éventail de projections relatives à divers agents de forçage du climat, que pouvons nous déduire de nos connaissances actuelles pour ce qui est de l'évolution des températures mondiales, des régimes régionaux de précipitation, du niveau de la mer et des phénomènes météorologiques extrêmes ? (section F)

Enfin, quels sont les travaux de recherche à entreprendre de toute urgence pour améliorer notre compréhension du système climatique et lever nos incertitudes quant à l'évolution future du climat ?

Le troisième Rapport d'évaluation du Groupe de travail I du GIEC est le fruit de la collaboration de centaines de chercheurs des pays développés et en développement qui ont participé à sa préparation et à son examen critique. Ce qui suit est une synthèse de leurs connaissances au sujet du système climatique.

B. CHANGEMENTS OBSERVÉS DU SYSTÈME CLIMATIQUE

Le climat de la Terre est-il en train de changer ? Sans équivoque, la réponse est oui. Une série d'observations tend à confirmer cette conclusion et permet de mieux comprendre la rapidité de ces changements. C'est également sur les données tirées de ces observations qu'on se fonde pour tenter de répondre à une question encore plus difficile : « Pourquoi le climat change-t-il ? ». Cette question est traitée dans les sections suivantes.

La présente section contient un résumé actualisé des observations qui permettent de se faire une idée plus précise de la façon dont le système climatique a évolué dans le passé. Un grand nombre des variables du système climatique ont été mesurées directement et constituent donc le « relevé instrumental ». Ainsi, c'est vers le milieu du XIX^e siècle qu'ont commencé à se généraliser les mesures directes de la température en surface. Depuis une centaine d'années, on procède également, sur presque toute la surface du globe, à des observations d'autres variables météorologiques telles que la hauteur de précipitation ou la vitesse et la direction du vent. Le

Encadré N° 1 — Quelles sont les causes des changements climatiques ?

La Terre et spécialement sa surface absorbent le rayonnement solaire. Cette énergie est ensuite redistribuée par les circulations atmosphérique et océanique et renvoyée dans l'espace à de plus grandes longueurs d'onde (infrarouge). En moyenne annuelle et pour la Terre dans son ensemble, le rayonnement solaire incident est plus ou moins égal au rayonnement émis par le soleil vers la Terre et le rayonnement émis par le globe terrestre. Tout facteur qui modifie le rayonnement solaire ou celui qui est renvoyé dans l'espace, ou encore qui modifie la redistribution de l'énergie dans l'atmosphère ou entre l'atmosphère, les terres émergées et les océans, peut influencer sur le climat. Dans le présent rapport comme dans les rapports précédents du GIEC, on appelle forçage radiatif toute modification de l'énergie rayonnante nette propre au système Terre-atmosphère. Un forçage radiatif positif a tendance à réchauffer la surface terrestre et la basse atmosphère, tandis qu'un forçage négatif a tendance à les refroidir.

L'augmentation des concentrations de gaz à effet de serre aura pour effet de réduire l'efficacité avec laquelle la surface de la Terre réfléchit le rayonnement incident vers l'espace. Une plus forte proportion du rayonnement terrestre ascendant est absorbée par l'atmosphère et diffusée de nouveau à des altitudes plus élevées et à des températures plus basses. Il en résulte un forçage radiatif positif qui contribue à réchauffer la basse atmosphère et la surface de la Terre. Le fait qu'une moindre quantité de chaleur se perde dans l'espace a pour effet de renforcer l'effet de serre – phénomène qui se produit dans l'atmosphère de la Terre depuis des milliards d'années par suite de la présence de gaz à effet de serre d'origine naturelle : vapeur d'eau, dioxyde de carbone, ozone, méthane et oxyde nitreux. L'ampleur du forçage dépend de l'importance de l'accroissement de la concentration de chacun des gaz à effet de serre, des propriétés radiatives de ces gaz et de la concentration respective des autres gaz à effet de serre déjà présents dans l'atmosphère. Par ailleurs, une fois émis dans l'atmosphère, de nombreux gaz à effet de serre y séjournent pendant des siècles et contribuent ainsi durablement à un forçage radiatif positif.

Les aérosols anthropiques (particules ou gouttelettes microscopiques en suspension dans l'air) présents dans la troposphère, résultant par exemple de la combustion de combustibles fossiles ou de la biomasse, peuvent réfléchir le rayonnement solaire et déclencher ainsi une tendance au refroidissement du système climatique. Les aérosols de noir de carbone (suie), quant à eux, peuvent absorber le rayonnement solaire et ont donc tendance à réchauffer le système climatique. En outre, les variations de la concentration des aérosols peuvent avoir des répercussions sur la nébulosité et sur la réflectivité des formations nuageuses par le biais de leur influence sur les propriétés et la longévité des nuages. Dans la plupart des cas, les aérosols troposphériques ont tendance à favoriser un forçage radiatif négatif et un climat plus frais. Leur durée de vie considérablement plus courte (de l'ordre de

quelques jours à quelques semaines) que celle de la plupart des gaz à effet de serre (de l'ordre de plusieurs décennies à plusieurs siècles) explique la réaction plus rapide de leur concentration aux variations des émissions.

L'activité volcanique peut projeter dans la stratosphère de grandes quantités de gaz soufrés (surtout du dioxyde de soufre), qui se transforment par la suite en aérosols sulfatés. Chaque éruption peut entraîner un forçage négatif important mais passager, qui contribue à refroidir la surface de la Terre et la basse atmosphère pendant quelques années.

La production d'énergie solaire varie légèrement (0,1 pour cent) selon un cycle de 11 ans et peut en outre présenter des variations sur de plus longues périodes. A des échelles de temps allant de quelques dizaines à plusieurs milliers d'années, les lentes variations de l'orbite terrestre, qui sont bien connues, ont contribué à modifier la répartition saisonnière et latitudinale du rayonnement solaire, ce qui a joué un rôle déterminant dans les variations du climat dans un passé lointain, notamment pour ce qui est des cycles glaciaires et interglaciaires.

Lorsqu'il se produit une modification du forçage radiatif, le système climatique réagit selon diverses échelles de temps. Les réactions les plus longues sont imputables à la grande capacité thermique des grands fonds océaniques et à l'ajustement dynamique des nappes glaciaires. Cela signifie que la réaction passagère à un changement (positif ou négatif) peut durer des milliers d'années. Toute modification du bilan radiatif de la Terre, notamment par suite d'un accroissement de la concentration des gaz à effet de serre ou des aérosols, influera sur le cycle hydrologique et les circulations atmosphérique et océanique à l'échelle du globe, ce qui ne manquera pas d'avoir des répercussions sur les conditions météorologiques ainsi que sur les régimes régionaux de la température et des précipitations.

Tout changement climatique dû à l'activité humaine s'inscrit dans le contexte des variations naturelles du climat, qui se produisent à des échelles temporelles et spatiales fort diverses. La variabilité du climat peut résulter de fluctuations naturelles du forçage du système climatique, correspondant par exemple à des variations d'intensité du rayonnement solaire incident ou à des modifications de la teneur en aérosols à la suite d'éruptions volcaniques. Des variations naturelles du climat peuvent également se produire en l'absence de modification du forçage externe sous l'effet des interactions complexes entre les diverses composantes du système climatique, et notamment du couplage océan-atmosphère. Le phénomène *El Niño*/oscillation australe (ENSO) est un exemple de cette variabilité naturelle «interne» à des échelles de temps interannuelles. Pour distinguer les changements climatiques anthropiques des variations naturelles, il est nécessaire d'isoler le «signal» anthropique du «bruit de fond» que représente la variabilité naturelle du climat.

niveau de la mer a également été mesuré pendant plus d'un siècle en certains endroits, mais le réseau de marégraphes en service pendant une période suffisamment longue n'a qu'une couverture limitée. Par ailleurs, on n'effectue des observations en altitude de façon systématique que depuis la fin des années 40. On dispose également de registres d'observations océaniques en surface effectuées à partir de navires depuis le milieu du XIX^e siècle, et à partir de bouées spéciales depuis la fin des années 70. De plus, on a procédé à des mesures de la température sous la surface des océans à une échelle quasi mondiale depuis la fin des années 40. Et depuis la fin des années 70, les données transmises par les satellites d'observation de la Terre ont permis d'entreprendre un large éventail d'observations des diverses composantes du système climatique à l'échelle du globe. En outre, un nombre croissant de données paléoclimatiques, tirées entre autres des arbres, des coraux, des sédiments et des glaces, nous donnent des informations sur le climat qui existait sur Terre il y a des siècles, voire des millénaires.

La présente section met particulièrement l'accent sur nos connaissances actuelles au sujet de l'évolution antérieure de certaines variables climatiques essentielles telles que la température, la hauteur de précipitation, l'humidité de l'air, l'enneigement, l'étendue des glaces de terre et de mer, le niveau de la mer, les régimes des circulations atmosphérique et océanique, les phénomènes météorologiques et climatiques extrêmes ou les caractéristiques générales de la variabilité du climat. En conclusion, on compare les tendances révélées par ces divers indicateurs climatiques afin d'en dégager une éventuelle vue d'ensemble. Le degré de cohérence interne est un facteur critique pour la détermination du niveau de fiabilité de notre compréhension actuelle du système climatique.

B.1 Variations observées de la température

Températures relevées au moyen d'instruments en milieu terrestre et océanique

La température moyenne à la surface du globe a augmenté de $0,6 \text{ }^{\circ}\text{C} \pm 0,2 \text{ }^{\circ}\text{C}^3$ depuis la fin du XIX^e siècle. Il est très probable que les années 90 ont été la décennie la plus chaude et 1998, l'année la plus chaude jamais enregistrées depuis 1861 (voir figure TS 2). La principale cause de l'augmentation estimative de $0,15 \text{ }^{\circ}\text{C}$ de la température à la surface du globe depuis la publication du deuxième Rapport d'évaluation découle de la chaleur record observée pendant les six années supplémentaires de données (1995-2000). Cette révision à la hausse résulte aussi de l'amélioration des méthodes d'évaluation du

changement. La marge d'incertitude actuelle, légèrement supérieure ($\pm 0,2 \text{ }^{\circ}\text{C}$, 95 pour cent d'intervalle de précision), est en outre plus objective. De plus, la base scientifique sur laquelle repose la confiance dans les estimations de l'augmentation de la température à la surface du globe depuis la fin du XIX^e siècle s'est renforcée depuis la publication du deuxième Rapport d'évaluation, notamment du fait des améliorations découlant de plusieurs études nouvelles. Parmi celles-ci figurent une vérification indépendante des corrections utilisées pour pallier les distorsions en fonction du temps des données sur la température de la mer en surface ainsi que de nouvelles analyses de l'effet des «îlots de chaleur» urbains sur l'évolution des températures terrestres à l'échelle mondiale. Comme l'indique la figure TS 2, la majeure partie de la hausse de la température mondiale observée depuis la fin du XIX^e siècle s'est produite pendant deux périodes distinctes : de 1910 à 1945, et depuis 1976. Quant au rythme de cette hausse, il s'est établi à $0,15 \text{ }^{\circ}\text{C}$ environ par décennie pendant ces deux périodes. Récemment, le réchauffement a été cependant plus prononcé sur les terres émergées qu'en milieu océanique, l'augmentation de la température de la mer en surface ne représentant que la moitié environ de celle de la température moyenne de l'air à la surface du sol durant la période 1950-1993. Même en tenant compte du rythme récent du réchauffement, la forte élévation de la température mondiale liée à l'épisode *El Niño* 1997/98 doit indubitablement être considérée comme un phénomène extrême.

Les profils régionaux du réchauffement propres à la première partie du XX^e siècle diffèrent nettement de ceux qu'on observe dans sa deuxième partie. La figure TS 3 illustre les manifestations régionales du réchauffement pour l'ensemble du XX^e siècle ainsi que pour trois périodes particulières. La période de réchauffement la plus récente (1976-1999) a concerné la presque totalité de la planète, bien que les plus fortes hausses aient été enregistrées aux latitudes moyennes et élevées des continents de l'hémisphère Nord. Si l'on observe un refroidissement s'étendant sur toute l'année dans le nord-ouest de l'Atlantique Nord et le centre du

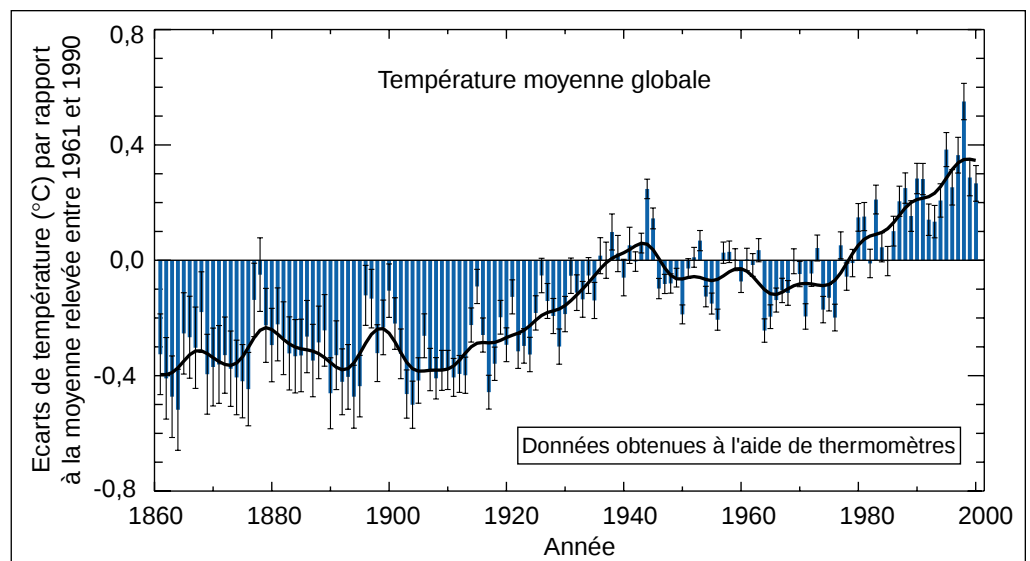


Figure TS 2 — Anomalies relevées dans les températures annuelles combinées de l'air à la surface de la Terre et de la surface de la mer de 1861 à 2000, par rapport à la période 1961-1990. Deux incertitudes d'écart type sont représentées sous forme de barres sur la température annuelle. [Fondée sur la Figure 2.7c)]

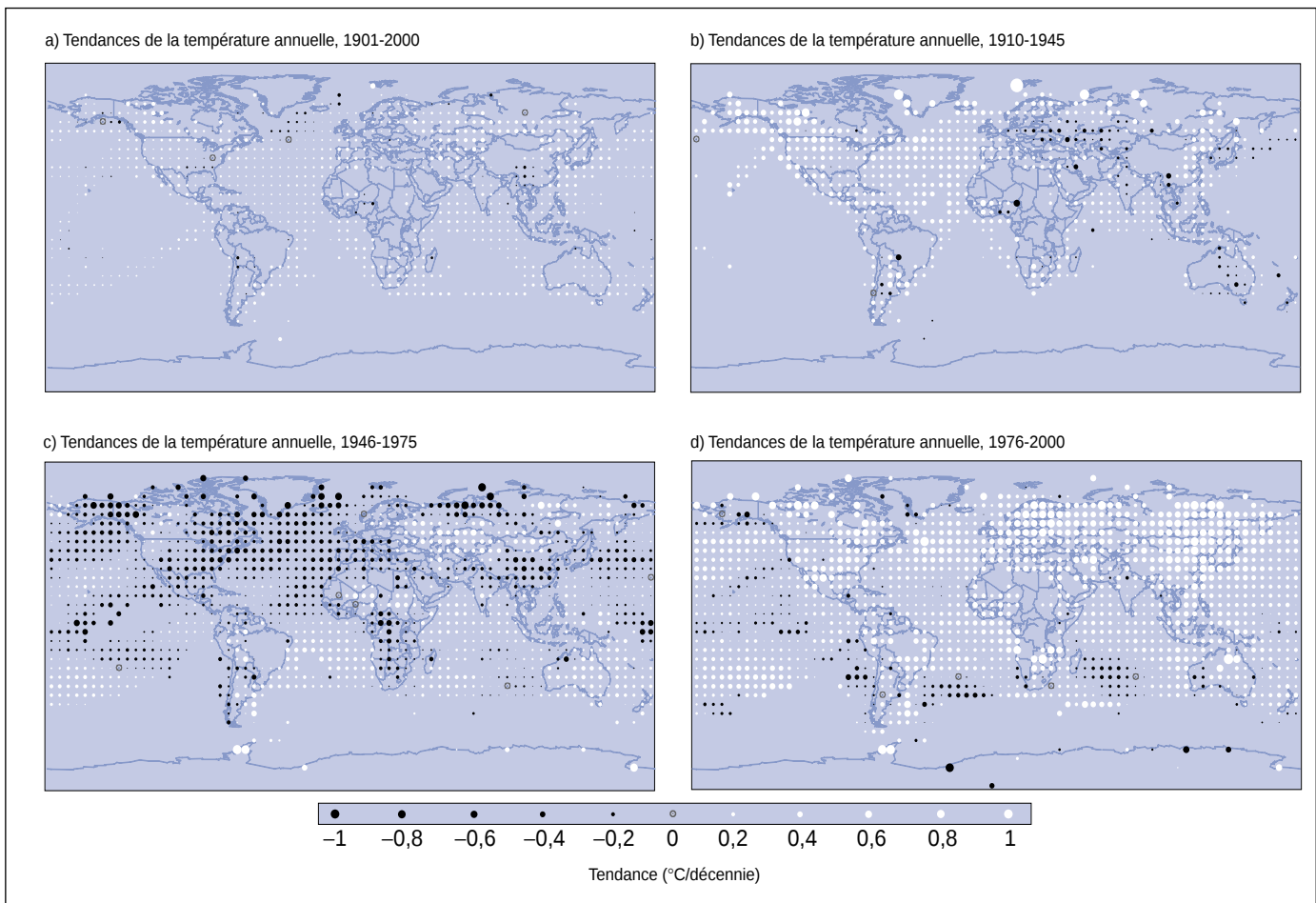


Figure TS 3 — Tendances de la température annuelle pour les périodes respectives de 1901-2000, 1910-1945, 1946-1975 et 1976-2000. Les tendances sont représentées par la surface des cercles, le blanc représentant une augmentation, le noir une diminution et le gris un changement faible ou nul. Les tendances ont été calculées à partir des moyennes des anomalies annuelles réparties sur une grille, le critère étant que les calculs doivent inclure au moins 10 mois de données. Pour la période 1901-2000, les tendances n'ont été calculées que pour les cases de la grille qui contiennent des anomalies annuelles enregistrées pour au moins 66 des 100 ans. Pour les périodes plus courtes (1910-1945, 1946-1975 et 1976-2000), le nombre minimum d'années requis est 24, 20 et 16 ans respectivement. [Fondée sur la Figure 2.9]

Pacifique Nord, la tendance au refroidissement s'est dernièrement inversée dans l'Atlantique Nord. Il est apparu que l'évolution récente des températures à l'échelon régional était en partie liée aux différentes phases d'oscillations atmosphériques ou océaniques telles que l'oscillation atlantique nord-arctique et peut-être l'oscillation pacifique décennale. Sur quelques décennies, ces tendances régionales peuvent donc être fortement influencées par la variabilité régionale du système climatique et s'écarter sensiblement de la moyenne mondiale. Ainsi, si le réchauffement a d'abord concerné l'Atlantique Nord pendant la période 1910-1945, cette zone, à l'instar de la majeure partie de l'hémisphère Nord, s'est considérablement refroidie durant la période 1946-1975, alors qu'un réchauffement était observé dans une grande partie de l'hémisphère Sud.

Il ressort de nouvelles analyses que, depuis la fin des années 50, le contenu calorifique des océans de la planète a sensiblement augmenté. Plus de la moitié de ce réchauffement s'est produit dans les 300 premiers mètres des eaux océaniques, la température de cette couche augmentant de quelque 0,04 °C par décennie.

Les nouvelles analyses des températures maximales et minimales relevées quotidiennement à la surface des terres émergées pendant la période 1950-1993 continuent de montrer que cette expression de l'amplitude thermique diurne est en nette diminution, quoique ce ne soit pas le cas partout. En moyenne, les températures minimales augmentent environ deux fois plus vite que les températures maximales (0,2 °C contre 0,1 °C par décennie).

Températures au-dessus de la couche limite de surface transmises par satellite et par ballon météorologique

Les mesures de la température effectuées à la surface du globe ou par ballon et satellite montrent que la troposphère et la surface de la Terre se sont réchauffées tandis que la stratosphère s'est refroidie. Durant la période plus brève pour laquelle on dispose de données recueillies par satellite et par ballon météorologique (depuis 1979), les relevés mettent en évidence un réchauffement nettement moins élevé dans la basse troposphère qu'à la surface. Les analyses de l'évolution des températures depuis 1958 pour les

huit premiers kilomètres de l'atmosphère et à la surface sont assez concordantes et indiquent un réchauffement d'environ $0,1\text{ }^{\circ}\text{C}$ par décennie (voir la figure TS 4a)). Par contre, depuis l'apparition des relevés de satellite en 1979, les températures transmises tant par satellite que par ballon météorologique indiquent un réchauffement de la troposphère moyenne à basse d'environ $0,05\pm 0,10\text{ }^{\circ}\text{C}$ par décennie. Quant à la température moyenne à la surface du globe, elle a augmenté de façon notable, à raison de $0,15\pm 0,05\text{ }^{\circ}\text{C}$ par décennie. Cette différence des taux de réchauffement est statistiquement significative. Par contre, durant la période 1958-1978, l'élévation de la température à la surface était presque nulle, alors qu'elle s'établissait à près de $0,2\text{ }^{\circ}\text{C}$ par décennie pour les huit premiers kilomètres de l'atmosphère. La moitié environ de la différence observée pour ce qui est du réchauffement depuis 1979 est probablement⁴ due à la combinaison des différences de la couverture spatiale des observations effectuées à la surface du globe et dans la troposphère et des conséquences physiques de la série d'éruptions volcaniques et de l'épisode *El Niño* de grande ampleur (voir l'encadré N° 4 pour une description générale du phénomène *El Niño*/Oscillation australe, ou ENSO) qui ont eu lieu pendant cette période. Le reste de cette différence est très probablement réel et ne découle pas d'un biais d'observation. Il est dû principalement aux fluctuations du rythme du réchauffement dans les régions tropicales et subtropicales, qui a été particulièrement rapide dans les huit premiers kilomètres de l'atmosphère avant 1979, mais qui a ralenti depuis. Il n'y a pas de variations notables du taux de réchauffement au-dessus des régions continentales de latitudes moyennes de l'hémisphère Nord. Dans la haute troposphère, aucune évolution appréciable de température à l'échelle du globe n'a été détectée depuis le début des années 60. Pour ce qui est de la stratosphère, comme l'indique la figure TS 4b), les observations par satellite aussi bien que par ballon mettent en évidence un refroidissement important, ponctué d'épisodes de brusque réchauffement d'une durée d'un an ou deux, causés par des éruptions volcaniques.

Températures en surface établies de façon indirecte pour ce qui est de la période préinstrumentale

Il est probable que le réchauffement qui s'est produit au XX^e siècle, tant par son ampleur que par sa durée, est sans précédent depuis mille ans. Les années 90 représentent sans doute la décennie la plus chaude du millénaire dans l'hémisphère Nord, et 1998 a probablement été l'année record à cet égard. Notre compréhension des fluctuations de la température durant le dernier millénaire a considérablement progressé, notamment grâce à la synthèse des diverses reconstitutions de cette évolution. Le nouveau relevé détaillé des températures dans l'hémisphère Nord est présenté à la figure

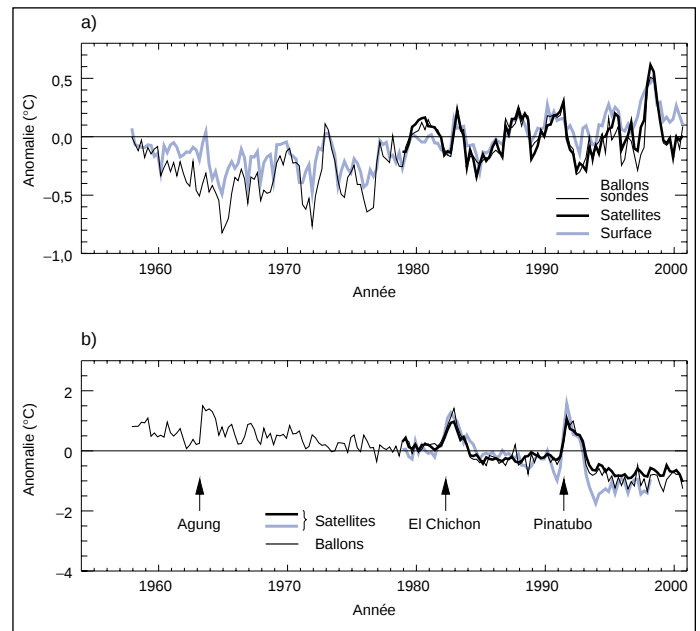


Figure TS 4 — a) Série chronologique des anomalies de températures saisonnières de la troposphère, fondée sur les données de ballons-sondes, de satellites et de mesures à la surface. b) Série chronologique des anomalies de températures saisonnières de la basse stratosphère, fondée sur les données de ballons-sondes et de satellites. [Fondée sur la Figure 2.12]

TS 5. Comme le montre les données, une période relativement chaude, allant du XI^e au XIV^e siècle, a précédé une période relativement froide, allant du XV^e au XIX^e siècle. Par contre, ces données ne confirment pas la synchronicité à l'échelle planétaire de ces périodes connues respectivement sous les noms de «période de réchauffement médiéval» et «petit âge glaciaire». Comme l'indique la figure TS 5, le réchauffement de l'hémisphère Nord au XX^e siècle, tant par son ampleur que par sa durée, semble avoir été sans précédent depuis mille ans et ne peut donc être considéré comme un simple retour à la normale après le «petit âge glaciaire». Ces analyses sont confirmées par l'analyse de sensibilité de la représentativité spatiale des données paléoclimatiques disponibles, qui indique que le réchauffement observé ces dix dernières années outrepassa l'intervalle de confiance de 95 pour cent lié à l'incertitude en matière de température, même pour les périodes les plus chaudes du dernier millénaire. Par ailleurs, plusieurs analyses récentes semblent montrer que les températures observées dans l'hémisphère Nord durant la dernière décennie ont été les plus élevées des six à dix derniers siècles. Il s'agit là de la période pour laquelle on peut calculer des températures annuelles en se fondant sur les données déduites, à l'échelle de l'hémisphère, des anneaux de croissance des arbres, des carottes glaciaires et des coraux ainsi que d'autres données indirectes à «résolution» annuelle. La rareté des données explique que l'on connaisse moins bien les moyennes annuelles pour la période antérieure au dernier millénaire et qu'on sache peu de choses sur les conditions qui ont prédominé dans la plus grande partie de l'hémisphère Sud avant 1861.

Il est probable que la dernière période glaciaire et la déglaciation qui a suivi (il y a 100 000 à 10 000 ans environ) ont donné lieu à d'importantes et rapides variations décennales de la température, en particulier aux latitudes élevées de l'hémisphère

⁴ Dans le présent Résumé technique et dans le Résumé à l'intention des décideurs, les termes ci-après sont utilisés pour indiquer une classification estimative approximative de confiance: *pratiquement certain* (probabilité d'exactitude d'un résultat supérieure à 99 %); *très probable* (90-99 % de probabilité); *probable* (66-90 % de probabilité); *probabilité moyenne* (33-66 % de probabilité); *improbable* (10-33 % de probabilité); *très improbable* (1-10 % de probabilité); *exceptionnellement improbable* (moins de 1 % de probabilité). Voir les différents chapitres pour de plus amples détails.

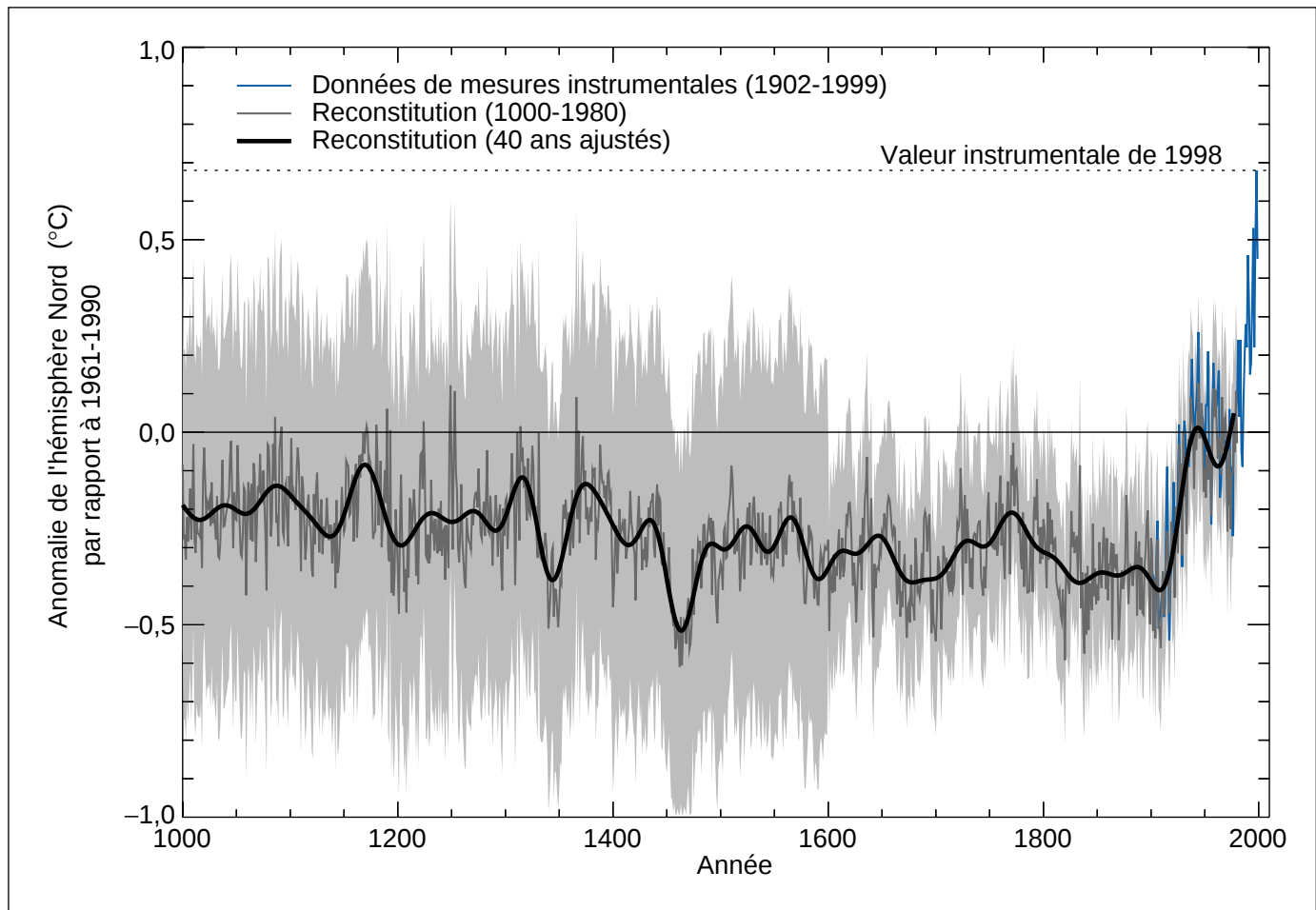


Figure TS 5 — Reconstitution des températures de l'hémisphère Nord (HN) du millénaire (gris foncé - données tirées des cercles de croissance des arbres, des coraux, de carottes glaciaires et de relevés historiques) et données instrumentales (bleu) pour la période 1000-1999. Une version ajustée des données HN (noir) et deux limites d'écart type (grisé) sont également indiquées. [Fondée sur la Figure 2.20]

Nord. Pendant la déglaciation, des hausses locales de 5 à 10 °C de la température se sont probablement produites, dans certains endroits, en l'espace de quelques décennies seulement. On dispose de données de plus en plus nombreuses qui montrent que les 10 000 dernières années ont été marquées par de fortes et rapides variations de la température à l'échelle régionale, s'inscrivant dans la variabilité naturelle du climat.

B.2 Changements observés pour ce qui est des précipitations et de l'humidité atmosphérique

Depuis la publication du deuxième Rapport d'évaluation, la hauteur annuelle de précipitation pour les terres émergées a continué d'augmenter aux latitudes moyennes et élevées de l'hémisphère Nord (très probablement à un rythme de 0,5 à 1 pour cent par décennie), sauf en Asie orientale. Dans les zones subtropicales (de 10° à 30° de latitude nord), les pluies à la surface des terres émergées ont en moyenne diminué (probablement d'environ 0,3 pour cent par décennie), bien qu'on ait noté des signes d'inversion de cette tendance ces dernières années. Les mesures de la hauteur de précipitation à la surface du sol en zone tropicale indiquent une augmentation probable d'environ 0,2 à 0,3 pour cent

par décennie au XX^e siècle, quoique cette augmentation ne soit guère perceptible durant les dernières décennies et que la proportion des terres tropicales (par rapport aux océans) soit relativement faible entre 10° de latitude nord et 10° de latitude sud. Néanmoins, les mesures directes de la hauteur de précipitation et de nouvelles analyses par modèle des précipitations présumées mettent en évidence une augmentation correspondante des pluies sur de grandes parties des océans tropicaux. Comme le montrent les données disponibles, les variations du débit annuel des cours d'eau correspondent souvent assez bien aux variations de la précipitation totale. Il existe en outre une forte corrélation entre l'augmentation des précipitations sur les terres émergées aux latitudes moyennes à élevées de l'hémisphère Nord et l'augmentation à long terme de la nébulosité totale. Contrairement à ce qui a été observé dans l'hémisphère Nord, aucune variation systématique comparable de la hauteur de précipitation moyenne selon la latitude n'a été détectée dans l'hémisphère Sud.

Il est probable que la quantité totale de vapeur d'eau atmosphérique a augmenté de plusieurs points de pourcentage par décennie dans de nombreuses régions de l'hémisphère Nord. Les variations de la teneur en vapeur d'eau de l'atmosphère durant les quelque 25 dernières années ont fait l'objet, dans certaines

régions, d'analyses fondées sur des observations en surface *in situ* ainsi que sur des mesures concernant la basse troposphère effectuées par satellite et ballon météorologique. Malgré l'existence probable de biais en fonction du temps et de variations régionales des tendances, les séries de données les plus fiables semblent indiquer une augmentation générale de la teneur en vapeur d'eau atmosphérique à la surface du globe et dans la basse troposphère au cours des dernières décennies. De même, la concentration de vapeur d'eau dans la basse stratosphère a probablement augmenté de quelque 10 pour cent par décennie depuis le début des observations (1980).

Les variations de la nébulosité totale en zone continentale aux latitudes moyennes à élevées de l'hémisphère Nord semblent indiquer un accroissement probable d'environ 2 pour cent de la nébulosité depuis le début du XX^e siècle, dont on sait maintenant qu'il est directement lié à une diminution de l'amplitude thermique diurne. Des variations similaires ont été observées en Australie, seul continent de l'hémisphère Sud où de telles analyses ont été réalisées. On en sait par contre très peu sur les variations de la nébulosité totale au-dessus des terres émergées tropicales et subtropicales et des océans.

B.3 Changements observés pour ce qui est de l'enneigement et de l'étendue des glaces terrestres et des glaces de mer

Il existe toujours une corrélation positive entre la diminution de l'étendue de la couverture neigeuse et des glaces terrestres et la hausse des températures à la surface du sol. D'après les données recueillies par satellite, la couverture de neige a probablement diminué d'environ 10 pour cent depuis la fin des années 60. La corrélation est particulièrement nette entre cette diminution et l'élévation des températures à la surface des terres émergées de l'hémisphère Nord. On dispose à présent de nombreux éléments qui concourent à établir un lien entre le fort recul des glaciers alpins et continentaux et le réchauffement observé au XX^e siècle. Dans quelques régions maritimes, l'augmentation de la pluviosité due aux variations régionales de la circulation atmosphérique a pris le pas sur l'élévation des températures durant les 20 dernières années, et les glaciers ont repris leur avancée. Selon les observations au sol, il est très probable qu'aux latitudes moyennes à élevées de l'hémisphère Nord, la période annuelle du gel des lacs et des cours d'eau a diminué d'environ deux semaines durant les 100 à 150 dernières années.

Si la quantité de glaces de mer diminue dans l'hémisphère Nord, on ne note pas d'évolution notable de l'étendue des glaces de mer dans l'Antarctique. Le recul de 10 à 15 pour cent de la limite d'extension des glaces de mer pendant le printemps et l'été arctiques depuis les années 50 concorde avec la hausse des températures au printemps et, dans une moindre mesure, en été aux latitudes élevées. Il y a par ailleurs peu d'indices d'une diminution de l'étendue des glaces de mer arctiques pendant l'hiver, alors que les températures ont augmenté dans les régions avoisinantes. Dans l'Antarctique, en revanche, il n'y a

pas de lien apparent entre les variations décennales de la température et l'étendue des glaces de mer depuis 1973. Après avoir diminué vers le milieu des années 70, cette étendue est restée stable ou a même légèrement augmenté.

D'après de nouvelles données, entre la période 1958-1976 et le milieu des années 90, il y a probablement eu une diminution d'environ 40 pour cent de l'épaisseur des glaces de mer arctiques pour la période comprise entre la fin de l'été et le début de l'automne, cette diminution étant beaucoup moins marquée en hiver. La durée relativement courte des relevés et le caractère incomplet des échantillons limitent l'interprétation de ces données. Il est en effet possible que ces variations soient influencées par la variabilité interannuelle et la variabilité interdécennale.

B.4 Changements observés pour ce qui est du niveau de la mer

Changements intervenus depuis le début des relevés instrumentaux

D'après les données marégraphiques, le niveau moyen des mers s'est élevé au XX^e siècle de 1,0 à 2,0 millimètres par an, la valeur centrale s'établissant à 1,5 millimètre par an (cette valeur ne devrait pas être considérée comme la meilleure valeur estimée). (Voir l'encadré N° 2 pour les facteurs qui influent sur le niveau de la mer.) Comme l'indique la figure TS 6, les relevés instrumentaux les plus anciens (deux ou trois siècles au plus) du niveau de la mer à l'échelle locale ont été obtenus à l'aide de marégraphes. D'après ces très rares relevés marégraphiques, le taux moyen d'élévation du niveau de la mer a été plus élevé au XX^e siècle qu'au XIX^e siècle. On n'a détecté aucune accentuation sensible de ce taux d'élévation durant le XX^e siècle, ce qui n'est pas en contradiction avec les résultats fournis par les modèles, compte tenu des éventuels facteurs de compensation et du nombre restreint de données.

Changements intervenus avant le début des relevés instrumentaux

Depuis le dernier maximum glaciaire remontant à quelque 20 000 ans, en certains endroits éloignés des nappes glaciaires actuelles et passées, le niveau de la mer s'est élevé de plus de 120 mètres par suite de la perte de masse de ces nappes glaciaires. Des mouvements terrestres verticaux, ascendants ou descendants, se produisent encore sous l'effet de ces grands transferts de masse des nappes glaciaires aux océans. L'élévation la plus rapide du niveau de la mer à l'échelle du globe a eu lieu entre 15 000 et 6000 ans avant notre ère, au rythme moyen de 10 mm environ par an. D'après les données géologiques, l'élévation eustatique du niveau de la mer (qui correspond à une variation du volume des océans) s'est produite à un rythme moyen de 0,5 mm par an durant les 6000 dernières années et de 0,1 à 0,2 mm par an durant les 3000 dernières années. Ce rythme est à peu près 10 fois inférieur à celui observé au XX^e siècle. Au cours des 3000 à 5000 dernières années, à des échelles de temps de l'ordre de 100 à 1000 ans, les oscillations du niveau moyen de la mer n'ont probablement pas dépassé 0,3 à 0,5 m.

Encadré N° 2 — Quelles sont les causes des variations du niveau de la mer ?

Le niveau de la mer sur le littoral est déterminé par de nombreux facteurs de l'environnement global qui entrent en jeu à des échelles de temps fort diverses, allant de quelques heures (les marées) à des millions d'années (la modification des bassins océaniques sous l'effet des mouvements tectoniques et de la sédimentation). À l'échelle de la décennie et du siècle, certains des principaux facteurs influant sur le niveau moyen des mers sont liés au climat et aux changements climatiques.

Tout d'abord, l'eau de mer se dilate en se réchauffant. D'après les observations de la température des océans et les résultats des modèles, cette dilatation thermique apparaît comme l'une des principales causes des variations historiques du niveau de la mer. De plus, elle devrait jouer un rôle primordial dans l'élévation du niveau de la mer au cours des 100 prochaines années. Dans les fonds océaniques, la température ne varie que très lentement et la dilatation thermique se poursuivra donc pendant de nombreux siècles, même si les concentrations des gaz à effet de serre dans l'atmosphère devaient se stabiliser.

L'ampleur du réchauffement et la profondeur de la couche d'eau concernée varient selon le lieu considéré. En outre, pour une variation donnée de la température, les eaux chaudes se dilatent davantage que les eaux froides. La répartition géographique de la variation du niveau de la mer est conditionnée par les fluctuations géographiques de la dilatation thermique, les variations de la salinité, les régimes de vent et la circulation océanique. Les variations régionales sont d'une ampleur bien supérieure à celle de l'élévation moyenne du niveau de la mer à l'échelle du globe.

Le niveau de la mer varie également lorsque la masse d'eau des océans augmente ou diminue. Tel est le cas lorsque de l'eau de mer est emmagasinée sur les terres émergées. La principale réserve d'eau continentale est l'eau gelée des glaciers ou des nappes glaciaires. C'est d'ailleurs là la principale raison de l'abaissement du

niveau de la mer durant la dernière période glaciaire, alors que d'importantes quantités d'eau étaient emmagasinées dans les vastes nappes glaciaires qui recouvraient les continents de l'hémisphère Nord. Après l'expansion thermique, la fonte des glaciers et des calottes glaciaires devrait être l'une des principales causes de l'élévation du niveau de la mer au cours du siècle prochain. Ces glaciers et ces calottes glaciaires ne représentent qu'un faible pourcentage des glaces terrestres du globe, mais sont cependant plus sensibles aux changements climatiques que les nappes glaciaires beaucoup plus étendues du Groenland et de l'Antarctique, situées dans des milieux plus froids, à faible pluviométrie et à faible rythme de fonte. En conséquence, les grandes nappes glaciaires ne devraient jouer qu'un rôle mineur dans l'élévation du niveau de la mer au cours des prochaines décennies.

Le niveau de la mer est également influencé par des processus qui ne sont pas explicitement liés au changement climatique. Ainsi, les réserves d'eau continentales (et donc le niveau de la mer) peuvent varier par suite de l'extraction d'eaux souterraines, de la construction de réservoirs, de modifications du ruissellement et de l'infiltration dans des aquifères profonds d'eaux stockées dans des réservoirs ou d'eaux d'irrigation. Ces facteurs pourraient neutraliser une bonne part de l'accélération prévue de l'élévation du niveau de la mer due à la dilatation thermique et à la fonte des glaces. De plus, la subsidence des côtes à proximité des deltas peut aussi influencer localement sur le niveau de la mer. Les mouvements verticaux des terres émergées dus à des processus géologiques naturels tels que les lents déplacements du manteau ou les déformations tectoniques de la croûte terrestre, peuvent avoir, sur le niveau de la mer à l'échelon local, des effets comparables à ceux liés au climat. Enfin, à des échelles de temps saisonnières, interannuelles et décennales, le niveau de la mer réagit aux variations de la dynamique de l'atmosphère et des océans, le phénomène *El Niño* constituant à cet égard l'exemple le plus frappant.

B.5 Changements observés pour ce qui est de la circulation atmosphérique et de la circulation océanique

Depuis le milieu des années 70, le phénomène ENSO (voir sa description générale dans l'encadré N° 4) a eu un comportement inhabituel par rapport aux 100 années précédentes, les épisodes correspondant à sa phase chaude étant relativement plus fréquents,

persistants et intenses que ceux qui correspondent à sa phase froide. Ce comportement récent d'ENSO se traduit par des variations de la pluviosité et de la température sur une grande partie des zones tropicales et subtropicales et a probablement concouru, quoique dans une faible proportion, à la hausse des températures mondiales durant les dernières décennies. L'oscillation pacifique interdécennale et l'oscillation pacifique décennale sont liées à la variabilité décennale à multidécennale du climat dans le bassin du Pacifique. Il est probable que ces oscillations modulent la variabilité climatique liée à ENSO.

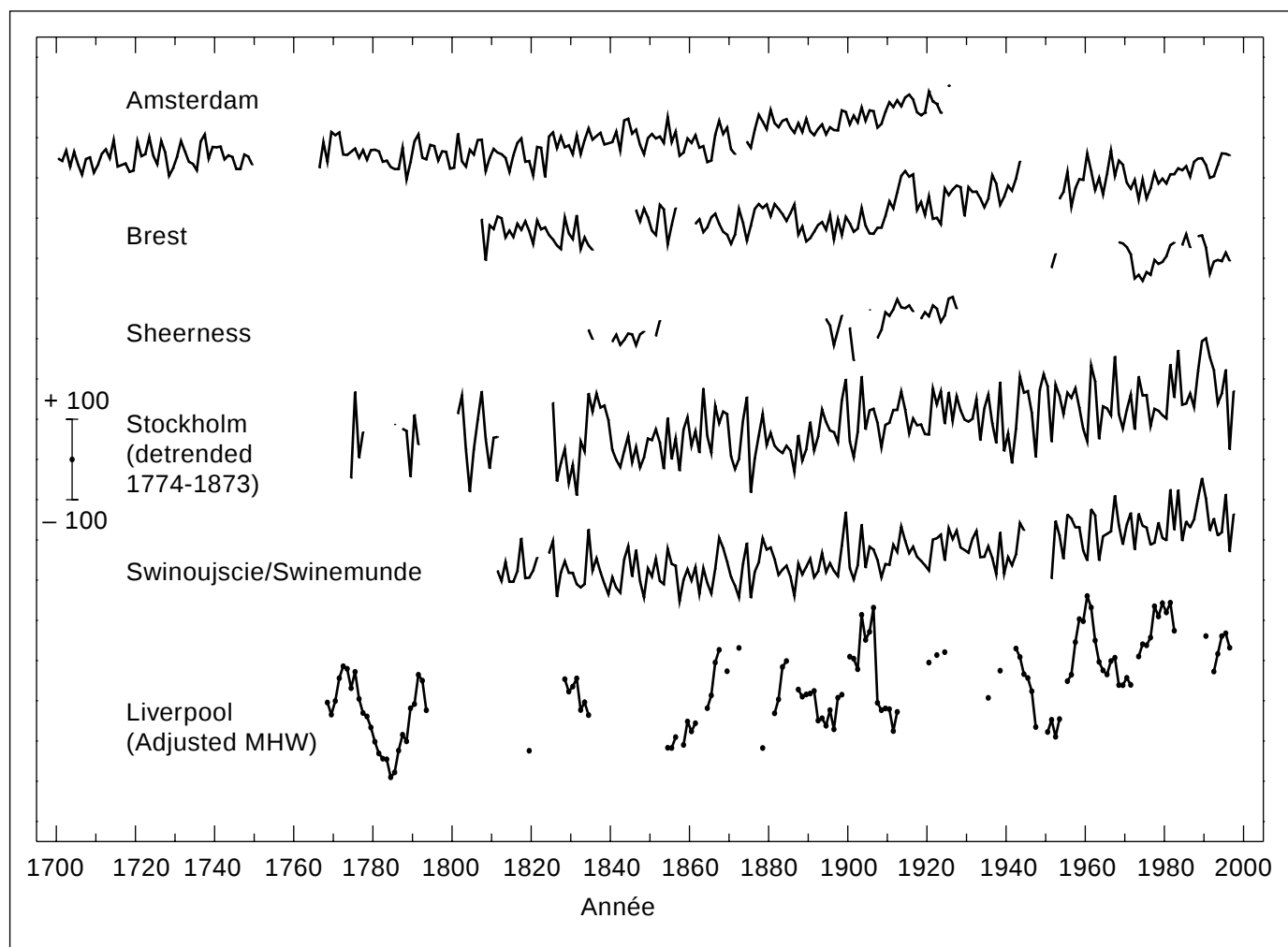


Figure TS 6 — Série chronologique des niveaux relatifs de la mer durant les 300 dernières années pour l'Europe du Nord : Amsterdam (Pays-Bas), Brest (France), Sheerness (Royaume-Uni), Stockholm (Suède) (la tendance temporelle a été éliminée pour la période 1774-1873 pour placer en premier ordre la contribution du relèvement post-glaciaire), Swinoujscie (Pologne) (anciennement Swinemunde, Allemagne), et Liverpool (Royaume-Uni). Les données pour cette dernière portent sur la valeur moyenne ajustée de pleine mer et non sur le niveau moyen de la mer, et incluent un facteur nodal (18,6 ans). L'échelle est de ± 100 mm. [Fondée sur la Figure 11.7]

On s'emploie actuellement à mieux définir d'autres manifestations importantes des circulations atmosphérique et océanique qui influent sur le climat dans de vastes régions du globe. L'oscillation nord-atlantique (ONA) est liée à la force des vents d'ouest au-dessus de l'Atlantique et de l'Eurasie extratropicale. En hiver, l'ONA se manifeste de façon irrégulière à des échelles de temps interannuelles à multidéennales. Depuis les années 70, les manifestations hivernales de l'ONA ont souvent correspondu à une phase qui contribue à renforcer les vents d'ouest, en corrélation avec un adoucissement de la saison froide en Eurasie. D'après de nouvelles indications, il est probable que l'ONA et les variations propres aux glaces de mer dans l'Arctique sont étroitement liées. On incline actuellement à penser que l'ONA s'inscrit dans une oscillation atmosphérique arctique de plus grande ampleur qui exerce son influence sur la majeure partie de l'hémisphère Nord extratropical. Une oscillation antarctique similaire est dans une phase positive renforcée depuis 15 ans, ce qui donne lieu à des vents d'ouest plus forts au-dessus des océans australs.

B.6 Changements observés pour ce qui est de la variabilité du climat et des phénomènes météorologiques et climatiques extrêmes

De nouvelles analyses montrent que, dans les régions où la précipitation totale a augmenté, il est fort probable que les cas de précipitations fortes ou extrêmes ont progressé de façon encore plus marquée. L'inverse est également vrai. Toutefois, dans certaines régions, les phénomènes météorologiques extrêmes ou de forte intensité (correspondant par définition aux 10 percentiles supérieurs et inférieurs) se sont multipliés, bien que la précipitation totale ait diminué ou soit restée inchangée. Cela résulte apparemment d'une diminution de la fréquence des précipitations. Dans l'ensemble, il est probable que s'est produit, dans de nombreuses régions des latitudes moyennes et élevées – surtout dans l'hémisphère Nord –, un accroissement statistiquement significatif de la proportion de la précipitation annuelle totale imputable à des précipitations fortes ou extrêmes; selon toute probabilité, la

fréquence des fortes précipitations a augmenté de 2 à 4 pour cent durant la seconde moitié du XX^e siècle. Sur l'ensemble du XX^e siècle (1900-1995), la superficie totale des terres émergées touchées par de fortes sécheresses ou une humidité excessive ne s'est guère accrue. Dans certaines régions, notamment dans certaines parties de l'Asie ou de l'Afrique, on a observé une augmentation de la fréquence et de l'intensité des épisodes de sécheresse depuis quelques décennies. Dans bon nombre de ces régions, ces changements sont principalement dus à la variabilité interdécennale et multidécennale du climat. Tel est le cas de l'évolution d'ENSO vers des épisodes plus chauds. Dans de nombreuses régions, la variabilité de la température d'un jour à l'autre a diminué, et la hausse de la température minimale quotidienne contribue à prolonger la durée de la période sans gel dans la plupart des régions de latitude moyenne à élevée. Depuis 1950, il est fort probable que, presque partout, la fréquence des températures moyennes saisonnières très nettement inférieures à la normale s'est considérablement réduite et que la fréquence des températures saisonnières très nettement supérieures à la normale a par contre beaucoup moins augmenté.

Rien n'indique avec certitude que les caractéristiques des tempêtes tropicales et extratropicales aient changé. Les changements d'intensité et de fréquence des tempêtes tropicales sont régies par des variations interdécennales à multidécennales qui peuvent être importantes, comme par exemple dans la partie tropicale de l'Atlantique Nord. Compte tenu du manque de données et du caractère limité et contradictoire des analyses, il n'existe pas de preuve indiscutable d'une augmentation durable et de grande ampleur de l'intensité et de la fréquence des cyclones extratropicaux dans l'hémisphère Nord. De telles augmentations ont été détectées à l'échelle régionale dans le Pacifique Nord, dans certaines parties de l'Amérique du Nord et en Europe ces dernières décennies. Dans l'hémisphère Sud, les analyses, quoique plus rares, semblent indiquer un ralentissement de l'activité cyclonique extratropicale depuis les années 70. Des analyses récentes portant sur l'évolution des phénomènes météorologiques violents de portée locale (tornades, orages et grêle) dans certaines régions n'apportent pas de preuves irréfutables d'un changement durable. En règle générale, la rareté relative et la grande variabilité géographique des phénomènes météorologiques violents complique singulièrement la détection de leur éventuelle évolution.

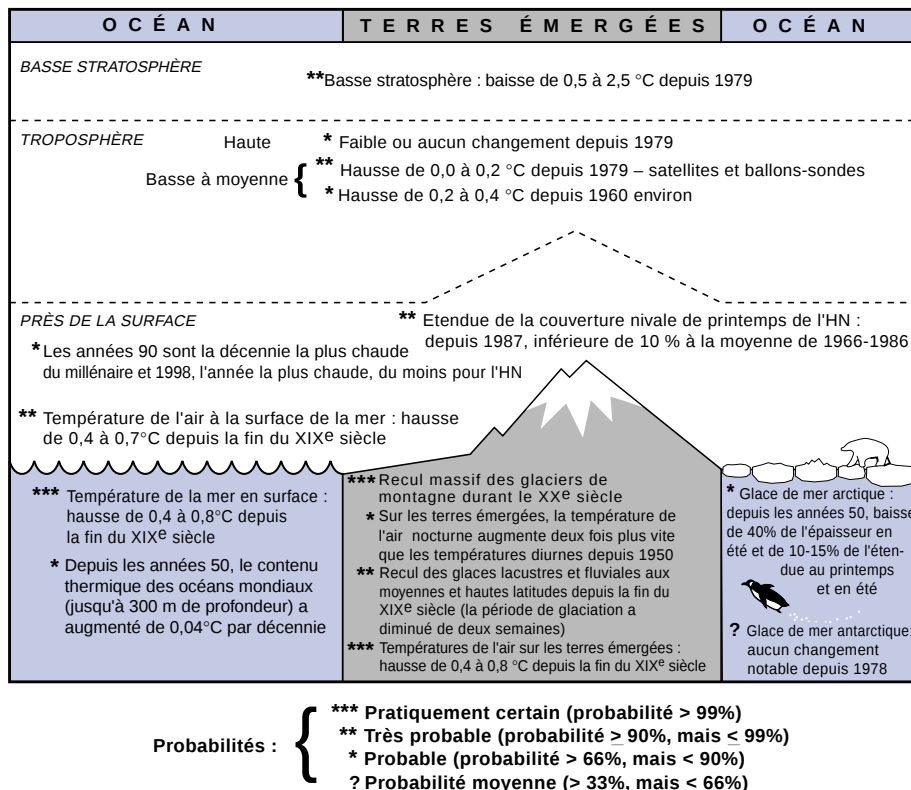
B.7 Le tableau d'ensemble : un monde qui se réchauffe et un système climatique en proie à d'autres changements

Comme il est indiqué brièvement ci-dessus, une série de changements climatiques sont maintenant bien documentés – surtout pour ce qui est des dernières décennies, voire des 100 dernières années – grâce au nombre croissant de mesures directes. La figure TS 7 illustre ces tendances pour ce qui concerne les indicateurs de température (figure TS 7a)) et les indicateurs hydrologiques ainsi que les indicateurs relatifs aux orages (figure TS 7b)) et donne également une indication du degré de certitude de ces changements.

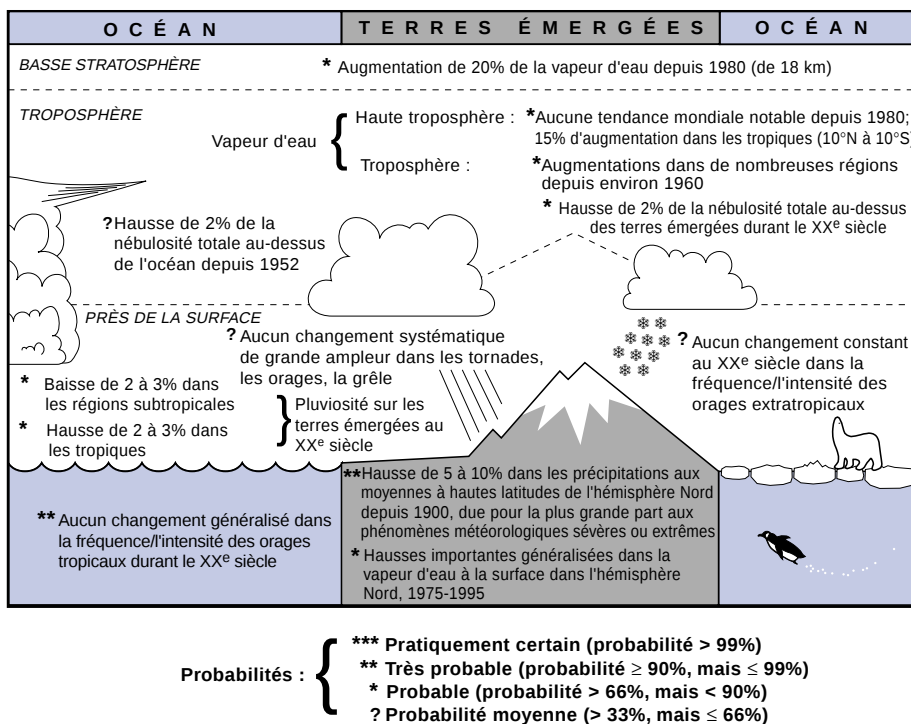
La synthèse de ces tendances aboutit au tableau d'ensemble d'un monde qui se réchauffe.

- Les mesures de la température à la surface des terres émergées et des océans (avec deux estimations distinctes pour ces derniers) ont été effectuées et ajustées séparément. Tous les ensembles de données ainsi obtenus mettent en évidence une tendance assez similaire au réchauffement de la planète, qui correspondrait essentiellement à deux grandes périodes : de 1910 à 1945 et de 1976 à nos jours. Il apparaît en outre de plus en plus clairement qu'à l'échelle du globe, les températures de l'air à la surface du sol augmentent plus rapidement que les températures à la surface des océans.
- Les mesures par ballon météorologique indiquent que les températures enregistrées dans la basse troposphère n'ont cessé d'augmenter depuis 1958, quoique cette augmentation ait été peu marquée depuis 1979. Depuis 1979, on dispose en outre de données de satellite qui confirment cette tendance.
- La diminution de l'amplitude diurne de la température en zone continentale coïncide avec une augmentation de la nébulosité, de la pluviosité et de la concentration totale de vapeur d'eau.
- La diminution – constatée dans le monde entier ou presque – de la superficie occupée par les glaciers et de la masse de glace concorde avec la hausse des températures à la surface du globe. Les quelques rares exceptions relevées dernièrement dans des régions côtières peuvent s'expliquer par certaines variations de la circulation atmosphérique et l'augmentation des précipitations qu'elles entraînent.
- L'amointrissement de la couverture neigeuse et le raccourcissement de la période de gel des lacs et des cours d'eau concorde avec la hausse des températures à la surface du sol dans l'hémisphère Nord.
- La diminution systématique, au printemps et en été, de l'étendue et de l'épaisseur des glaces de mer dans l'Arctique peut s'expliquer par la hausse des températures dans la plupart des zones continentales et océaniques voisines.
- La teneur en chaleur des océans a augmenté, tout comme leur niveau moyen.
- L'augmentation de la teneur totale en vapeur d'eau de la troposphère durant les 25 dernières années concorde, sur le plan qualitatif, avec la hausse des températures troposphériques et l'intensification du cycle hydrologique, ce qui donne lieu à une recrudescence des épisodes de très fortes précipitations dans de nombreuses régions où la pluviosité augmente, par exemple aux latitudes moyennes à élevées de l'hémisphère Nord.

a) Indicateurs de température



b) Indicateurs hydrologiques et indicateurs liés aux orages



Certains aspects importants du système climatique ne semblent pas avoir changé.

- Quelques régions du globe, surtout dans certaines parties des océans de l'hémisphère Sud et de l'Antarctique, n'ont pas connu de réchauffement au cours des dernières décennies.
- Durant la période de mesures systématiques par satellite (depuis 1978), aucune évolution significative de l'étendue des glaces de mer n'a été décelée dans l'Antarctique.
- Sur la base des données disponibles, hormis certaines fluctuations multiséculaires, les variations observées de l'intensité et de la fréquence des cyclones tropicaux et extra-tropicaux et des fortes tempêtes locales ne mettent en lumière aucune tendance marquée au cours de la seconde moitié du XX^e siècle.

Les variations et les tendances propres aux indicateurs examinés permettent de conclure, avec une quasi-certitude, à une tendance à la hausse générale de la température à la surface du globe durant le XX^e siècle, malgré l'existence de quelques écarts de courte durée ou de portée régionale par rapport à cette tendance.

C. LES FACTEURS DE FORÇAGE À L'ORIGINE DES CHANGEMENTS CLIMATIQUES

Outre les variations et les changements passés du climat, les observations ont également permis d'en apprendre plus long sur les facteurs qui peuvent être à l'origine des changements climatiques. Parmi ces facteurs figurent en premier lieu l'augmentation de la concentration des gaz à effet de serre et des aérosols (particules ou gouttelettes microscopiques en suspension dans l'air) dans l'atmosphère et la fluctuation de l'activité solaire, susceptibles toutes deux de modifier le bilan radiatif de la Terre et donc son climat. Les relevés d'observation relatifs aux facteurs de forçage du climat font partie des éléments d'information nécessaires pour comprendre les variations climatiques du passé dont il a été question dans la section précédente et, surtout, pour prévoir l'évolution future du climat (voir la section F).

Tout comme les relevés des changements climatiques antérieurs, les jeux de données sur les facteurs de forçage couvrent des périodes de durée variable et sont d'inégale qualité. On ne dispose de mesures directes de l'éclairement énergétique du soleil que pour les 20 dernières années environ. Ce n'est que vers le milieu du XX^e siècle qu'a débuté la surveillance directe régulière de la concentration atmosphérique du dioxyde de carbone (CO₂). Quant à celle d'autres gaz homogènes persistants comme le méthane, elle a débuté plus tardivement encore. Les données paléo-atmosphériques tirées des carottes glaciaires mettent en évidence des variations de la concentration de certains gaz à effet de serre au cours des millénaires précédents. Par contre, les séries chronologiques de données concernant des agents de forçage qui ont des temps de séjour relativement courts dans l'atmosphère (par exemple les aérosols) sont plus récentes et bien moins complètes, parce qu'elles sont plus difficiles à établir et d'une plus grande hétérogénéité spatiale. Les jeux actuels de

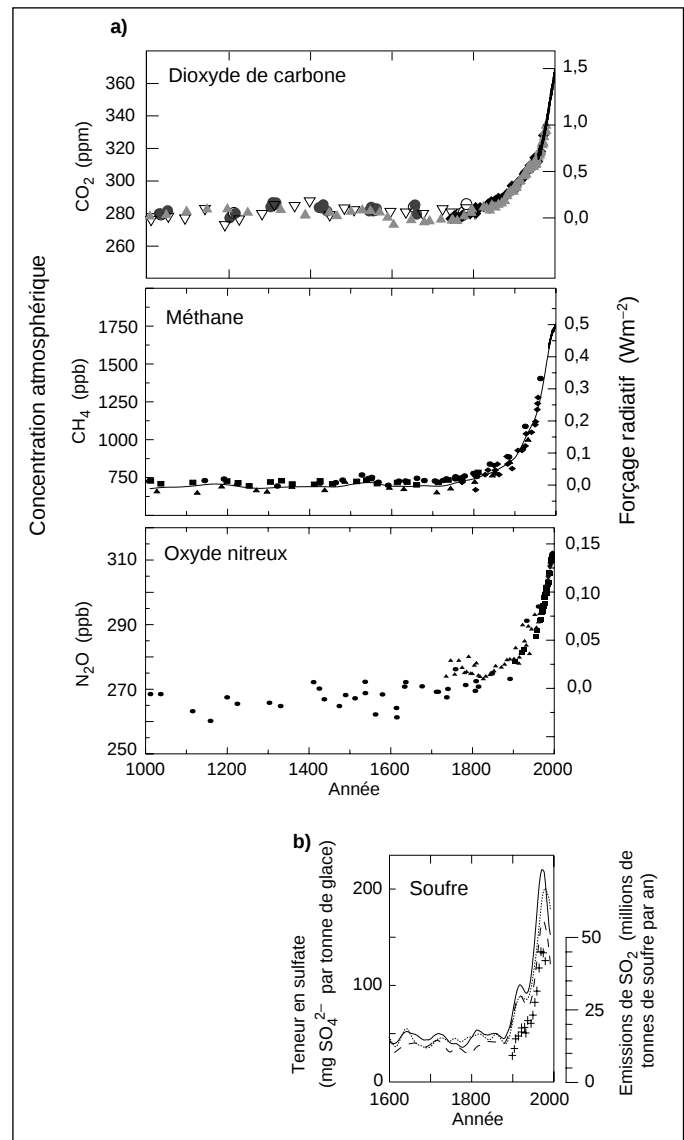


Figure TS 8 — Relevés des changements dans la composition atmosphérique. a) Teneur atmosphérique en CO₂, CH₄ et N₂O au cours des 1000 dernières années. Les données tirées des carottes glaciaires et des nêves à plusieurs emplacements en Antarctique et au Groenland (indiquées par différents symboles) sont complétées par les données d'échantillons atmosphériques prélevés directement depuis des dizaines d'années (indiquées par la ligne CO₂ et incorporées dans la courbe représentant la moyenne mondiale pour le CH₄). Le forçage radiatif prévu de ces gaz est indiqué sur l'échelle de droite. b) Teneur en sulfate dans plusieurs carottes glaciaires du Groenland, dont les effets épisodiques des éruptions volcaniques ont été éliminés (lignes) et total des émissions SO₂ de sources situées aux Etats-Unis et en Europe.

[Fondées sur a) la Figure 3.2b (CO₂), la Figure 4.1a et b (CH₄) et la Figure 4.2 (N₂O) et b) sur la Figure 5.4a]

données mettent en lumière l'influence humaine sur les concentrations atmosphériques des gaz à effet de serre persistants aussi bien que des agents de forçage plus éphémères durant la dernière partie du millénaire précédent. La figure TS 8 illustre les effets de l'augmentation marquée des émissions anthropiques de gaz à effet de serre et de dioxyde de soufre (un précurseur d'aérosols) durant l'ère industrielle.

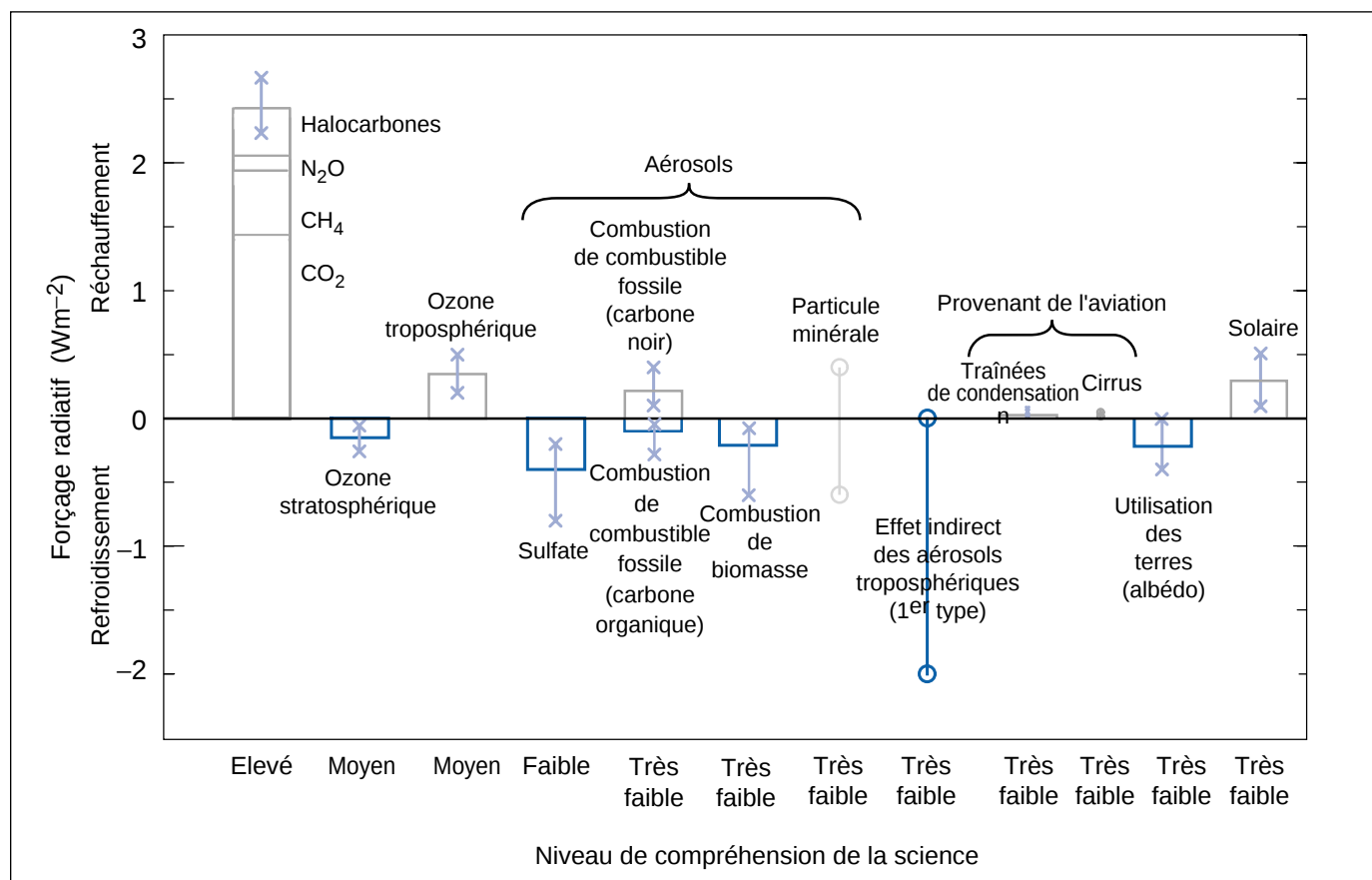


Figure TS 9 — Forçages radiatifs (Wm⁻²) annuels moyens dans le monde, découlant d'un certain nombre d'agents de la période pré-industrielle (1750) au présent (fin des années 90; vers 2000) (les valeurs numériques sont également indiquées dans le Tableau 6.11 du Chapitre 6). Pour des explications détaillées, voir le Chapitre 6.13. La hauteur de la barre rectangulaire indique une valeur centrale ou la meilleure estimation, son absence indique l'impossibilité d'obtenir la meilleure estimation. La ligne verticale dans les rectangles délimitée par des X indique un forçage pour lequel aucune estimation centrale n'est possible en raison d'incertitudes importantes. La marge d'incertitude indiquée ici n'a pas de base statistique et n'est donc pas utilisée ici dans le même sens du terme que dans le reste du document. Une mesure du "niveau de compréhension de la science", allant d'élevé à moyen, à faible et à très faible, est associée à chaque forçage. Ces mesures représentent un jugement subjectif sur la fiabilité des estimations de forçage et reposent sur des facteurs tels que les hypothèses nécessaires pour l'évaluation du forçage, le niveau de connaissance des mécanismes physiques/chimiques déterminant le forçage et les incertitudes liées à l'estimation quantitative du forçage (voir le Tableau 6.12). Les gaz à effet de serre bien brassés sont regroupés dans la même barre rectangulaire, indiquant les contributions moyennes respectives des CO₂, CH₄, N₂O et halocarbones (voir les Tableaux 6.1 et 6.11). La combustion des combustibles fossiles est divisée en combustion de "carbone noir" et combustion de "carbone organique", avec leurs meilleures estimations et leurs fourchettes respectives. Le signe des effets dus aux particules minérales est en lui-même une incertitude. Le forçage indirect dû aux aérosols troposphériques est mal connu. Il en est de même du forçage de l'aviation, dû à ses effets sur les traînées de condensation et les cirrus. Seul le "premier" type d'effets indirects dus aux aérosols, applicables dans le contexte des nuages liquides, est considéré ici. Le "deuxième" type est théoriquement important, mais les estimations quantitatives simulées ne sont pas très fiables. Le forçage lié aux aérosols stratosphériques provenant des éruptions volcaniques présente une grande variabilité au cours de la période et n'est donc pas pris en considération pour cette étude (voir cependant la Figure 6.8). Tous les forçages indiqués présentent des caractéristiques spatiales et saisonnières particulières (Figure 6.7) qui font que les moyennes annuelles mondiales affichées ne donnent pas une image complète de la perturbation radiative. Elles visent simplement à donner une perspective relative de premier rang sur une échelle moyenne annuelle mondiale et ne sauraient donc servir à déterminer la réaction du climat aux forçages naturels et/ou anthropiques. Comme indiqué dans le deuxième rapport d'évaluation, il est souligné que les forçages moyens mondiaux positifs et négatifs ne peuvent être additionnés ni considérés a priori comme fournissant des effets compensatoires en termes de l'impact complet sur le climat mondial. [Fondée sur la Figure 6.6]

On appelle forçage radiatif (Wm^{-2}) du système climatique toute variation de l'énergie transmise à l'ensemble du système Terre-atmosphère, causée par des changements des facteurs de forçage (voir l'encadré N° 1). D'après cette définition, le forçage radiatif du changement climatique constitue un indice des incidences moyennes relatives à l'échelle du globe de ce changement imputable à diverses causes naturelles et anthropiques sur le système surface-troposphère. La présente section a pour objet de mettre à jour les connaissances accumulées au sujet du forçage radiatif des changements climatiques qui se sont produits depuis l'époque préindustrielle jusqu'à nos jours. La figure TS 9 présente les valeurs estimées du forçage radiatif depuis le début de l'ère industrielle (1750) jusqu'en 1999 pour les agents de forçage naturels et anthropiques quantifiables. Bien qu'elles ne soient pas incluses dans cette figure en raison de leur caractère épisodique, les éruptions volcaniques sont à l'origine d'un autre forçage naturel important. On trouvera, dans les sous-sections qui suivent, un résumé des informations disponibles sur chacun des agents de forçage.

Les agents de forçage mentionnés à la figure TS 9 diffèrent grandement par leur forme, leur ampleur et leur répartition spatiale. Certains des gaz à effet de serre sont émis directement dans l'atmosphère, d'autres sont des produits chimiques résultant d'autres émissions. Certains de ces gaz restent longtemps dans l'atmosphère et s'y dispersent donc de façon homogène. D'autres y séjournent plus brièvement et présentent par conséquent des concentrations régionales hétérogènes. La plupart de ces gaz ont une origine à la fois naturelle et anthropique. Enfin, comme l'indique la figure TS 9, le forçage radiatif causé par ces divers agents peut être positif (c'est-à-dire contribuer au réchauffement de la surface de la Terre) ou bien négatif (c'est-à-dire contribuer au refroidissement de la surface de la Terre).

C.1 Changements observés des concentrations des gaz à effet de serre bien mélangés et du forçage radiatif

Durant le millénaire qui a précédé l'ère industrielle, les concentrations des gaz à effet de serre dans l'atmosphère sont restées relativement constantes. Toutefois, depuis lors, les concentrations de nombreux gaz à effet de serre ont augmenté sous l'effet direct ou indirect des activités humaines.

Le tableau 1 présente divers exemples de gaz à effet de serre. On y précise leur concentration en 1750 et 1998, l'évolution de leur concentration durant les années 90 et leur durée de vie dans l'atmosphère. La part prise par de tels gaz au forçage radiatif du changement climatique dépend des propriétés radiatives des molécules de ces gaz, de l'ampleur de l'augmentation de leur concentration dans l'atmosphère et de leur temps de séjour dans l'atmosphère après émission. Ce dernier facteur est d'ailleurs un paramètre d'une grande importance pour l'élaboration de politiques pertinentes. En effet, les émissions de gaz à effet de serre qui demeurent longtemps dans l'atmosphère contribuent de façon quasi irréversible au maintien du forçage radiatif pendant des décennies, des siècles, voire des millénaires avant que les quantités émises ne soient éliminées par des processus naturels.

Dioxyde de carbone (CO_2)

La concentration de CO_2 dans l'atmosphère est passée de 280 ppm^5 en 1750 à 367 ppm en 1999 (soit une augmentation de 31 pour cent; voir le tableau 1). La concentration actuelle de CO_2 n'a jamais été dépassée durant les 420 000 dernières années et ne l'a probablement pas été durant les 20 derniers millions d'années. Le taux d'accroissement enregistré au siècle dernier est sans précédent, du moins pour les 20 000 dernières années (figure TS 10). La composition isotopique du CO_2 et la diminution observée de l'oxygène (O_2) démontrent que l'augmentation observée du CO_2 est principalement due à l'oxydation du carbone organique par suite de la combustion des combustibles fossiles et du déboisement. La série accrue de données paléo-atmosphériques obtenues à partir des bulles d'air emprisonnées dans la glace pendant des centaines de milliers d'années permet de replacer l'augmentation des concentrations de CO_2 pendant l'ère industrielle dans un contexte plus vaste (figure 10). Comparée à la stabilité relative de la concentration de CO_2 ($280 \pm 10 \text{ ppm}$) durant les millénaires précédents, l'augmentation observée pendant l'ère industrielle est spectaculaire. Depuis 1980, le taux d'accroissement de la concentration de CO_2 atteint ainsi 0,4 pour cent par an. Cet accroissement est une conséquence des émissions de CO_2 . La majeure partie des émissions de ces 20 dernières années sont dues à la combustion de combustibles fossiles, le reste (de 10 à 30 pour cent) résultant essentiellement de modifications des modes d'utilisation des terres, et en particulier du déboisement. Comme l'indique la figure TS 9, le CO_2 est le principal gaz à effet de serre sensible à l'activité humaine. Le forçage radiatif qui lui correspond actuellement s'établit à $1,46 \text{ Wm}^{-2}$, ce qui représente 60 pour cent du total des variations de concentration de tous les gaz à effet de serre persistants et également répartis à l'échelle du globe.

Les mesures directes de la concentration de CO_2 effectuées depuis 40 ans mettent en évidence d'importantes fluctuations du taux d'accroissement de cette concentration d'une année à l'autre. Pendant les années 90, le taux d'accroissement annuel du CO_2 dans l'atmosphère a en effet varié de 0,9 à 2,8 ppm par an, ce qui équivaut à 1,9 à 6,0 PgC par an. Ces variations annuelles peuvent être statistiquement corrélées avec la variabilité à court terme du climat, qui influe sur le taux d'absorption et d'émission du CO_2 atmosphérique par les océans et les terres émergées. Les valeurs les plus élevées de taux d'accroissement de la concentration de CO_2 dans l'atmosphère ont été généralement relevées les années de forte manifestation du phénomène *El Niño* (encadré N° 4). Cette corrélation peut s'expliquer d'une manière plausible par une réduction de l'absorption terrestre (voir une «dégazage» terrestre) du CO_2 atmosphérique durant les années *El Niño*, annihilant la tendance des océans à absorber plus de CO_2 qu'à l'accoutumée.

Il est désormais possible, à partir d'observations atmosphériques, de calculer précisément, pour le CO_2 anthropique, la part respective de

⁵ Les concentrations de gaz en traces dans l'atmosphère correspondent ici à la fraction molaire (rapport de mélange molaire) du gaz par rapport à l'air sec ($\text{ppm} = 10^{-6}$, $\text{ppb} = 10^{-9}$, $\text{ppt} = 10^{-12}$). La charge atmosphérique correspond à la masse totale du gaz (ex: $\text{Mt} = \text{Tg} = 10^{12} \text{ g}$). Le cycle global du carbone est exprimé en $\text{PgC} = \text{GtC}$.

Tableau 1 : Exemples de gaz à effet de serre soumis à l'influence des activités humaines. [D'après le chapitre 3 et le tableau 4.1]

	CO ₂ (Dioxyde de carbone)	CH ₄ (Méthane)	N ₂ O (Oxyde nitreux)	CFC-11 (Chlorofluoro- carbone-11)	HFC-23 (Hydrofluoro- carbone-23)	CF ₄ (Perfluoro méthane)
Concentration pré-industrielle	environ 280 ppm	environ 700 ppb	environ 270 ppb	zéro	zéro	40 ppt
Concentration en 1998	365 ppm	1745 ppb	314 ppb	268 ppt	14 ppt	80 ppt
Changement du taux de concentration	1,5 ppm/an ^d	7,0 ppb/an ^d	0,8 ppb/an	-1,4 ppt/an	0,55 ppt/an	1 ppt/an
Temps de séjour atmosphérique	ans ^a	12 ans ^b	114 ans ^b	45 ans	260 ans	>50,000 ans

^a Aucun temps de séjour unique ne peut être déterminé pour le CO₂ en raison des différents taux d'absorption des divers processus d'élimination.

^b Ce temps de séjour a été défini comme un "temps d'ajustement" qui tient compte de l'effet indirect du gaz sur son propre temps de séjour.

^c Taux calculé pour la période 1990-1999.

^d Le taux a fluctué entre 0,9 ppm/an et 2,8 ppm/an pour le CO₂ et entre 0 et 13 ppb/an pour le CH₄ durant la période 1990-1999

Tableau 2 : Bilans mondiaux du CO₂ (en PgC par an) fondés sur des mesures de la concentration de CO₂ et d'oxygène dans l'atmosphère. Les valeurs positives correspondent à des flux vers l'atmosphère, et les valeurs négatives, à une absorption de ces gaz présents dans l'atmosphère. [D'après les tableaux 3.1 et 3.3]. Bilans mondiaux du CO₂ (en PgC par an) fondés sur des mesures de la concentration de CO₂ et d'oxygène dans l'atmosphère. Les valeurs positives correspondent à des flux vers l'atmosphère, et les valeurs négatives, à une absorption de ces gaz présents dans l'atmosphère. [D'après les tableaux 3.1 et 3.3]

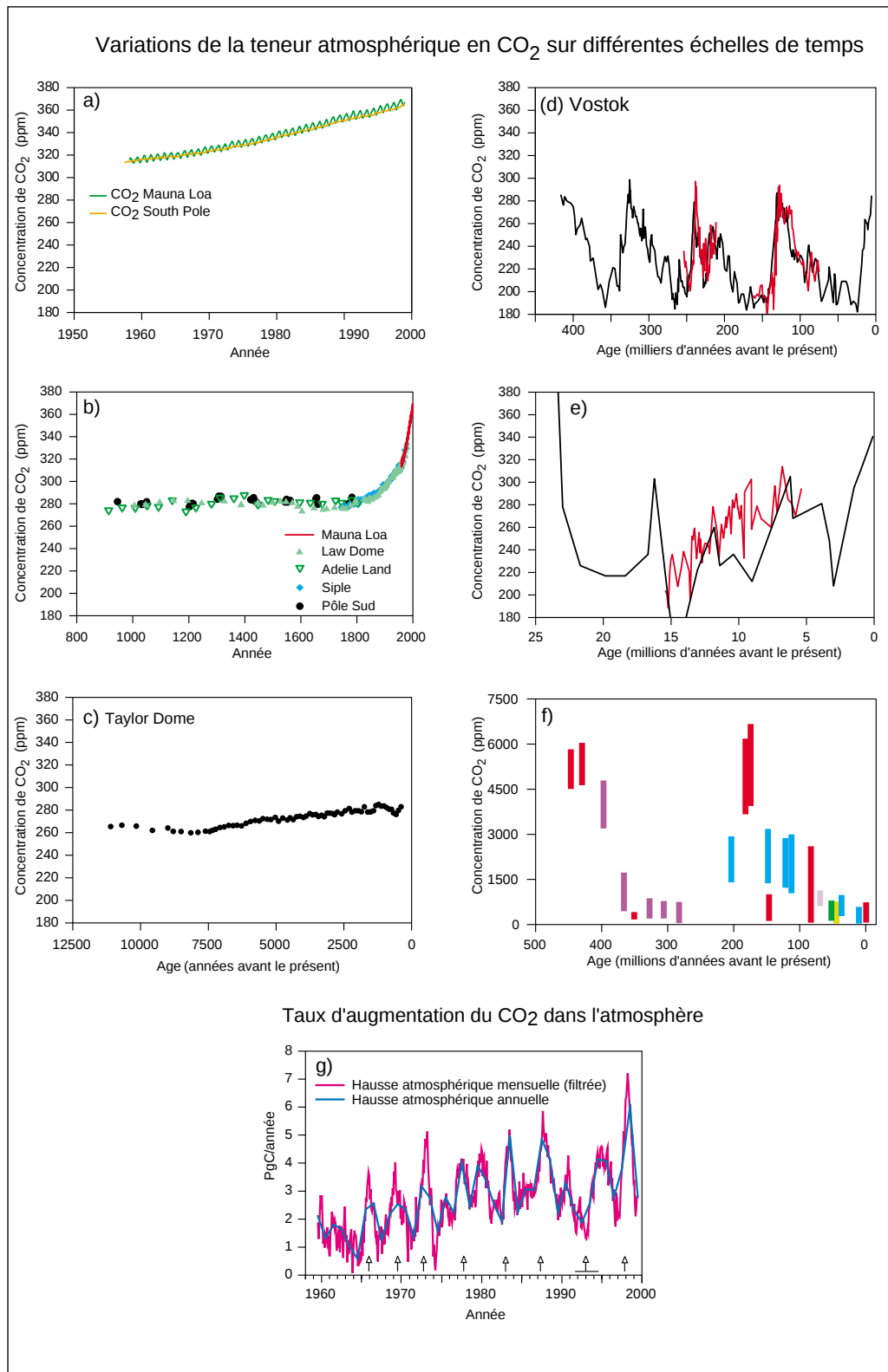
	SAR ^{a,b}	Le présent rapport ^a	
	1980-1989	1980-1989	1990-1999
Augmentation dans l'atmosphère	3,3 ± 0,1	3,3 ± 0,1	3,2 ± 0,1
Emissions (combustible fossile, ciment)^c	5,5 ± 0,3	5,4 ± 0,3	6,3 ± 0,4
Flux océan-atmosphère	-2,0 ± 0,5	-1,9 ± 0,6	-1,7 ± 0,5
Flux terres émergées-atmosphère^d	-0,2 ± 0,6	-0,2 ± 0,7	-1,4 ± 0,7

^a Il convient de noter que les incertitudes indiquées dans le présent tableau correspondent à une erreur-type de ± 1 . Celles qui sont citées dans le SAR correspondaient à une erreur-type de $\pm 1,6$ (c'est-à-dire à un intervalle de confiance d'environ 90 pour cent). Les incertitudes tirées du SAR ont été ajustées de manière à correspondre à une erreur-type de ± 1 . Les intervalles d'erreur indiquent l'incertitude, et non pas la variabilité inter-annuelle, qui est beaucoup plus élevée.

^b Les précédents bilans du carbone du GIEC calculaient l'absorption des océans à partir de modèles, et le flux terres émergées-atmosphère était déduit en faisant la différence.

^c Le chiffre correspondant aux émissions dues à la combustion de combustibles fossiles pour les années 80 a été revu légèrement à la baisse depuis le SAR.

^d Le flux terres émergées-atmosphère représente la différence entre une valeur positive correspondant au changement d'affectation des terres et une valeur négative correspondant au puits terrestre résiduel. Les deux termes ne peuvent être séparés sur la base des mesures atmosphériques actuelles. Sur la base d'analyses indépendantes qui ont permis d'estimer la composante «changement d'affectation des terres» entre 1980 et 1989, on peut déterminer le puits terrestre résiduel comme suit : changement d'affectation des terres : 1,7 PgC/an (0,6 à 2,5); puits terrestre résiduel : -1,9 PgC/an (-3,8 à 0,3). On ne dispose pas encore de données comparables pour les années 90.



l'augmentation de la concentration dans l'atmosphère et de l'absorption par les terres émergées et les océans durant les 20 dernières années. Le tableau 2 présente un bilan global du CO₂ pour les années 80 (qui est semblable au bilan établi sur la base des résultats de modèles océaniques mentionnés dans le deuxième Rapport d'évaluation) et les années 90. Pour établir ces nouveaux bilans, on s'est fondé sur des mesures de la diminution de la teneur en oxygène (O₂) de l'air et de l'augmentation de la teneur en CO₂. Les résultats ainsi

obtenus concordent avec ceux d'autres analyses fondées sur la composition isotopique du CO₂ atmosphérique et avec des estimations indépendantes basées sur les mesures du CO₂ et du ¹³CO₂ dans l'eau de mer. Le bilan des années 90 repose sur de nouvelles mesures et met à jour le bilan de la période 1989-1998, établi à l'aide des méthodes du deuxième Rapport d'évaluation employées pour le rapport spécial du GIEC sur l'utilisation des terres, les changements d'affectation des terres et la foresterie (*Land Use, Land-Use Change and*

Forestry – IPCC Special Report, 2000). Les années 80 et 90 ont été marquées par un accroissement du carbone dans l'ensemble de la biosphère terrestre; en effet, les émissions de CO_2 provoquées par les changements d'affectation des terres (essentiellement la destruction des forêts tropicales) ont été plus que compensées par l'action d'autres puits terrestres, probablement situés dans la zone extra-tropicale nord et sous les tropiques. L'évaluation des quantités de CO_2 libéré par suite de changements d'affectation des terres (et donc celle de l'ampleur du puits terrestre résiduel) reste entachée de grandes incertitudes.

La modélisation fondée sur les processus (modèles établis pour le carbone terrestre et le carbone océanique) a permis de procéder à une évaluation quantitative préliminaire des mécanismes propres au cycle mondial du carbone. Il ressort des résultats des modèles terrestres que le renforcement de la croissance des végétaux dû à la plus forte teneur en CO_2 (fertilisation par le CO_2) et au dépôt d'azote anthropique contribue sensiblement à l'absorption de CO_2 , puisqu'il pourrait bien être à l'origine du puits terrestre résiduel décrit plus haut, au même titre que d'autres mécanismes envisagés tels que l'adoption de nouvelles pratiques de gestion des terres. D'après les modèles, durant les années 80, le changement climatique a exercé sur le puits terrestre des effets minimes et d'un caractère incertain.

Méthane (CH_4)

La concentration de méthane (CH_4) dans l'atmosphère a augmenté d'environ 150 pour cent (1060 ppb) depuis 1750. La concentration actuelle de CH_4 est la plus élevée jamais enregistrée depuis 420 000 ans. Le méthane (CH_4) est un gaz à effet de serre d'origine à la fois naturelle (par exemple les terres humides) et anthropique (par exemple l'agriculture, l'exploitation du gaz naturel ou les décharges contrôlées). Un peu plus de la moitié des émissions actuelles de CH_4 sont dues aux activités humaines. Le CH_4 est éliminé de l'atmosphère par réaction chimique. Comme l'indique la figure TS 11, des mesures systématiques, représentatives à l'échelle mondiale, de la teneur en CH_4 de l'atmosphère sont effectuées depuis 1983; pour les périodes antérieures, on s'est fondé sur les informations fournies par les bulles d'air piégées dans les carottes glaciaires et les couches de névé. Le forçage radiatif directement imputable au CH_4 est actuellement de $0,48 \text{ Wm}^{-2}$, soit 20 pour cent du forçage total causé par l'ensemble des gaz à effet de serre persistants et bien mélangés (voir la figure TS 9).

La teneur en CH_4 de l'atmosphère continue d'augmenter et est passée d'environ 1610 ppb en 1983 à 1745 ppb en 1998, quoique sa progression annuelle se soit ralentie durant cette période. Cette progression a été très variable pendant les années 90 : proche de zéro en 1992, elle a atteint jusqu'à 13 ppb en 1998. Il n'y a pas d'explication quantitative claire de cette variabilité. Depuis le deuxième Rapport d'évaluation, la quantification de certaines sources anthropiques de CH_4 telles que la riziculture s'est améliorée.

Le taux d'accroissement de la concentration de CH_4 dans l'atmosphère résulte d'un léger déséquilibre entre des sources et des puits mal caractérisés, ce qui rend problématique toute prévision

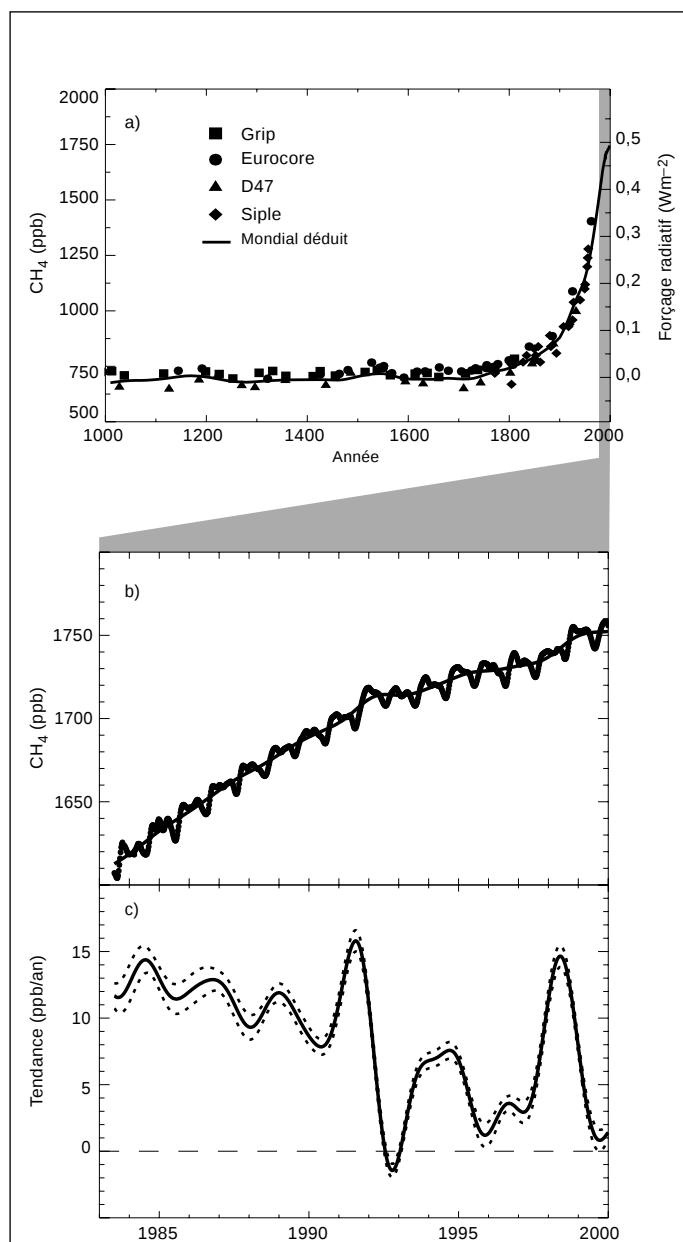


Figure TS 11 — a) Variation de la concentration de CH_4 (fraction molaire, ppb = 10^{-9}) déterminée à partir de carottes glaciaires, de névés et d'échantillons d'air complet, tracée pour les 1000 dernières années. Le forçage radiatif, représenté approximativement par une échelle linéaire depuis l'ère préindustrielle, est tracé sur l'axe de droite. b) Concentration de CH_4 moyennée mondialement (variation mensuelle) et désaisonnalisée (ligne lisse) tracée pour la période 1983-1999. c) Taux instantané de croissance annuelle (ppb/an) de la teneur atmosphérique mondiale en CH_4 de 1983 à 1999, calculé comme une dérivée de la courbe de tendance désaisonnalisée ci-dessus. Les incertitudes (lignes pointillées) sont des erreurs types de ± 1 .

[Fondée sur la Figure 4.1]

en la matière. Bien que les principaux agents contribuant au bilan global du CH_4 aient été identifiés, la plupart d'entre eux sont assez mal quantifiés en raison de la difficulté à évaluer les taux d'émission de sources biosphériques très variables. Les insuffisances de l'évaluation quantitative et de la caractérisation

de l'importance des sources de CH_4 empêchent de prévoir l'évolution de la concentration de ce gaz dans l'atmosphère (et donc sa contribution au forçage radiatif) pour tout scénario d'émissions anthropiques donné, d'autant plus que les changements climatiques peuvent influencer considérablement sur les émissions naturelles et l'élimination du CH_4 .

Oxyde nitreux (N_2O)

La concentration d'oxyde nitreux (N_2O) dans l'atmosphère a augmenté régulièrement depuis le début de l'ère industrielle, au point d'être aujourd'hui supérieure de 16 pour cent (46 ppb) à son niveau de 1750. La concentration actuelle de N_2O n'a pas été dépassée depuis au moins un millénaire. L'oxyde nitreux est également un gaz à effet de serre d'origine à la fois naturelle et anthropique, qui s'élimine de l'atmosphère par réaction chimique. La concentration de N_2O dans l'atmosphère continue d'augmenter au rythme de 0,25 pour cent par an (1980-1998). On note de fortes variations interannuelles de cette tendance à l'accroissement de la concentration de N_2O : ainsi, on a enregistré une réduction de 50 pour cent du taux d'accroissement annuel entre 1991 et 1993. Plusieurs raisons possibles ont été avancées, et notamment une utilisation moindre des engrais azotés, une diminution des émissions de N_2O d'origine biologique et une accentuation des pertes stratosphériques due à une modification de la circulation en raison de l'activité volcanique. Depuis 1993, le rythme de l'accroissement de la concentration de N_2O s'est rapproché de celui enregistré durant les années 80. Si cette variance pluriannuelle a permis de mieux comprendre les processus qui régissent le comportement du N_2O dans l'atmosphère, l'évolution pluriannuelle de la concentration de ce gaz à effet de serre reste en grande partie inexplicée.

Le bilan global de l'oxyde nitreux est mieux équilibré que dans le deuxième Rapport d'évaluation, mais il reste encore d'importantes incertitudes quant aux émissions imputables aux différentes sources. On évalue les sources naturelles de N_2O à environ 10 TgN/an (1990), dont environ 65 pour cent en provenance des terres émergées et 30 pour cent en provenance des océans. De nouvelles évaluations, revues à la hausse, chiffrent les émissions d'origine anthropique (agriculture, combustion de la biomasse, activités industrielles et élevage) à quelque 7 TgN/an, ce qui contribue à un meilleur équilibre des valeurs estimées correspondant aux sources et aux puits, en comparaison des indications données dans le deuxième Rapport d'évaluation. Toutefois, la capacité de prévision concernant cet important gaz à effet de serre persistant ne s'est guère améliorée depuis la dernière évaluation. Le forçage radiatif est évalué à $0,15 \text{ Wm}^{-2}$, soit 6 pour cent du forçage radiatif total dû à l'ensemble des gaz à effet de serre persistants et bien répartis à l'échelle du globe (voir la figure TS 9).

Hydrocarbures halogénés et composés apparentés

Par suite de la réduction des émissions découlant de l'application des dispositions du Protocole de Montréal et de ses Amendements, la concentration dans l'atmosphère de bon nombre des gaz à effet de serre qui contribuent en outre à l'appauvrissement de la couche d'ozone diminue (CFC-11, CFC-113, CH_3CCl_3 et CCl_4) ou augmente plus lentement (CFC-12). Bon nombre de ces hydrocarbures

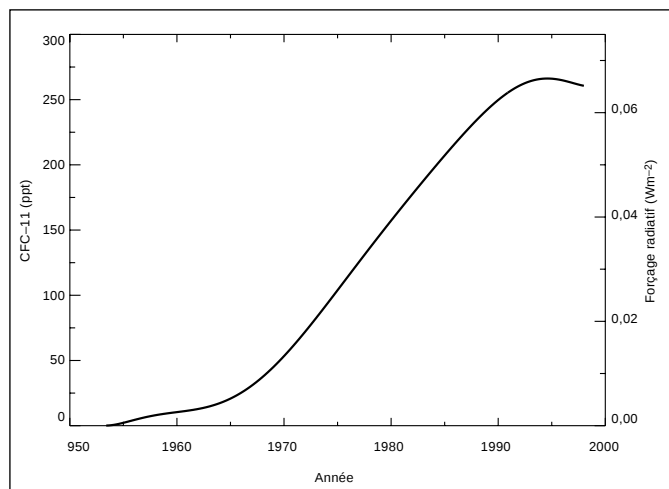


Figure TS 12 — Concentration moyenne mondiale (ppt) de CFC-11 (CFC13) dans la troposphère, de 1950 à 1998, déterminée à partir de mesures lissées et de modèles d'émission. Le forçage radiatif du CFC-11 est indiqué sur l'axe de droite.

[Fondée sur la Figure 4.6]

halogénés sont également des gaz à effet de serre persistants à effet radiatif direct. Ces composés carbonés qui contiennent du fluor, du chlore, du brome ou de l'iode sont, dans la plupart des cas, des sous-produits de l'activité humaine. Les hydrocarbures halogénés qui contiennent du chlore (par exemple les chlorofluorocarbones, ou CFC) et du brome (par exemple les halons) provoquent l'appauvrissement de la couche d'ozone stratosphérique et sont réglementés par le Protocole de Montréal. L'abondance troposphérique combinée des gaz appauvrissant la couche d'ozone a atteint son maximum en 1994 et diminue lentement depuis. L'abondance atmosphérique de certains des principaux hydrocarbures halogénés à effet de serre a également atteint son maximum, comme on le voit pour le CFC-11 à la figure TS 12. Les concentrations des CFC et des hydrocarbures chlorés dans la troposphère sont conformes aux données sur les émissions. Les hydrocarbures halogénés engendrent un forçage radiatif de $0,34 \text{ Wm}^{-2}$, ce qui représente 14 pour cent du forçage radiatif imputable à l'ensemble des gaz à effet de serre répartis de façon homogène à l'échelle du globe (figure TS 9).

On a pu constater l'accroissement de la concentration dans l'atmosphère des produits de remplacement des CFC, dont certains sont des gaz à effet de serre. Les hydrocarbures partiellement chlorofluorés (HCFC) et partiellement fluorés (HFC) y sont en effet plus abondants en raison de la persistance de leurs usages antérieurs et de leur utilisation comme produits de remplacement des CFC. Ainsi, la concentration de HFC-23 a plus que triplé entre 1978 et 1995. Comme les HFC sont encore relativement peu abondants, ils contribuent peu au forçage radiatif. Il en va de même pour les HCFC, et les émissions futures de ces gaz sont en outre limitées par le Protocole de Montréal.

Les hydrocarbures perfluorés (PFC, tels que CF_4 et C_2F_6) et l'hexafluorure de soufre (SF_6), d'origine anthropique, ont un temps de séjour atmosphérique extrêmement long et sont d'excellents

absorbants du rayonnement infrarouge. En conséquence, ces composés, même rejetés en quantités relativement minimales, peuvent avoir une influence durable sur le climat. Le perfluorométhane (CF_4), initialement d'origine naturelle, séjourne dans l'atmosphère pendant au moins 50 000 ans. Par contre, les émissions anthropiques actuelles de ce composé, qui sont mille fois au moins plus importantes que les émissions naturelles, sont la cause de l'accroissement manifeste de sa concentration. Quant à l'hexafluorure de soufre (SF_6), c'est un gaz à effet de serre 22 200 fois plus actif, à poids égal, que le CO_2 . Si sa concentration dans l'atmosphère est encore très faible (4,2 ppt), elle augmente à un rythme élevé (0,24 ppt/an). Il y a concordance entre le taux de croissance observé du SF_6 atmosphérique et ses émissions, calculées sur la base des données révisées de vente et de stockage.

C.2 Changements observés pour d'autres gaz importants d'un point de vue radiatif

Ozone atmosphérique (O_3)

L'ozone (O_3) est un gaz à effet de serre de premier plan, présent aussi bien dans la stratosphère que dans la troposphère. Son rôle dans le bilan radiatif de l'atmosphère dépend fortement de l'altitude à laquelle se produisent des modifications de sa concentration, lesquelles modifications varient également dans l'espace. Par ailleurs, l'ozone n'est pas émis directement, mais se forme plutôt dans l'atmosphère à la suite de processus photochimiques faisant intervenir des gaz précurseurs d'origine naturelle et humaine. Une fois formé, il reste peu de temps dans l'atmosphère, son temps de séjour variant de quelques semaines à quelques mois. C'est pourquoi l'évaluation de son rôle sur le plan radiatif est plus complexe et bien moins sûre que celle concernant les gaz à effet de serre mentionnés précédemment, qui sont persistants et répartis de façon homogène à l'échelle du globe.

Durant les 20 dernières années, l'appauvrissement observé de la couche d'ozone stratosphérique a entraîné un forçage négatif de $0,15 \pm 0,1 \text{ Wm}^{-2}$ (c'est-à-dire une tendance au refroidissement) de la troposphère. Ainsi qu'il était indiqué dans *Climate Change 1992: The Supplementary Report to the GIEC Scientific Assessment*, l'appauvrissement de la couche d'ozone sous l'action des halocarbones anthropiques donne lieu à un forçage radiatif négatif. La valeur estimée de ce forçage indiquée à la figure TS 9 est légèrement supérieure à celle figurant dans le deuxième Rapport d'évaluation, du fait de la poursuite de la raréfaction de l'ozone ces cinq dernières années; elle est également moins entachée d'incertitude, en raison du nombre accru d'études de modélisation. Des études menées à l'aide de modèles de la circulation générale montrent que, malgré l'hétérogénéité des pertes d'ozone (notamment dans la basse stratosphère aux latitudes élevées), ce forçage négatif entraîne une baisse de la température à la surface du globe proportionnelle à son ampleur. C'est pourquoi, ces 20 dernières années, ce forçage négatif a compensé en partie le forçage positif dû aux gaz à effet de serre persistants et homogènes à l'échelle du globe (figure TS 9). L'une des principales causes d'incertitude dans l'estimation du forçage négatif est l'insuffisance des données sur l'appauvrissement de la couche d'ozone près de la tropopause. Les calculs sur modèles indiquent qu'une pénétration

accrue du rayonnement ultraviolet dans la troposphère, par suite de la raréfaction de l'ozone stratosphérique, accentue le rythme auquel sont éliminés des gaz tels que le CH_4 , amplifiant ainsi le forçage négatif dû à l'appauvrissement de la couche d'ozone. Selon les projections, à mesure que la couche d'ozone se reconstituera durant les prochaines décennies grâce à l'application du Protocole de Montréal, le forçage radiatif lié à l'ozone stratosphérique deviendra positif.

On estime que le forçage radiatif mondial moyen dû à l'accroissement de la concentration de l'ozone troposphérique depuis l'ère préindustrielle a fait progresser de $0,35 \pm 0,2 \text{ Wm}^{-2}$ le forçage dû aux gaz à effet de serre anthropiques. Ceci fait de l'ozone troposphérique le troisième gaz à effet de serre, par ordre d'importance, après le CO_2 et le CH_4 . L'ozone se forme par suite de réactions photochimiques, et son évolution future sera conditionnée, entre autres, par l'importance des émissions de CH_4 et de polluants (comme il est indiqué ci-après). Les variations des émissions de polluants se répercutent assez rapidement sur la concentration d'ozone. D'après les quelques observations dont on dispose et plusieurs études de modélisation, il semble que la concentration d'ozone troposphérique a augmenté d'environ 35 pour cent depuis l'ère préindustrielle, avec certaines disparités selon les régions. Depuis le milieu des années 80, rares sont les cas où l'on a enregistré un accroissement de la concentration d'ozone pour ce qui est de la troposphère globale dans les quelques emplacements éloignés où ce paramètre est mesuré régulièrement. La stabilité de la concentration au-dessus de l'Amérique du Nord et de l'Europe est liée à la stabilité des émissions de gaz précurseurs de l'ozone en provenance de ces continents. Par contre, certaines stations d'Asie ont apparemment enregistré un accroissement de l'ozone troposphérique, qui pourrait être lié à l'augmentation des émissions dans l'Est asiatique. La multiplication des études de modélisation entreprises a contribué à améliorer la fiabilité des estimations du forçage dû à l'ozone troposphérique. Le degré de confiance accordé à ces estimations est cependant beaucoup moins grand que celui qu'inspirent les estimations relatives aux gaz à effet de serre homogènes, même s'il est supérieur à celui qui concerne les estimations du forçage dû aux aérosols. Ces incertitudes découlent de l'insuffisance des informations disponibles, tant à propos de la répartition de l'ozone à l'ère préindustrielle que dans l'optique d'une simulation de l'évolution mondiale de ce gaz à l'époque moderne (c'est-à-dire depuis 1960).

Gaz à effet radiatif indirect

Plusieurs gaz chimiquement réactifs, notamment les oxydes d'azote réactifs (NO_x), le monoxyde de carbone (CO) et les composés organiques volatils (COV), influent sur la capacité d'oxydation de la troposphère et l'abondance de l'ozone. Ces polluants jouent le rôle de gaz à effet de serre indirect en raison de l'influence qu'ils exercent non seulement sur l'ozone, mais aussi sur la durée de vie du CH_4 et d'autres gaz à effet de serre. Les émissions de NO_x et de CO sont essentiellement d'origine humaine.

Le monoxyde de carbone est considéré comme un important gaz à effet de serre indirect. D'après les calculs sur modèles, pour ce qui concerne les perturbations dues aux gaz à effet de serre, l'émission de 100 Mt de CO équivaut à une émission de 5 Mt environ de CH_4 . Le CO est à peu près deux fois plus abondant dans l'hémisphère

Nord que dans l'hémisphère Sud, et sa concentration s'est accrue durant la seconde moitié du XX^e siècle sous l'effet de l'industrialisation et de la croissance démographique.

Les oxydes d'azote réactifs NO et NO₂ (regroupés sous l'appellation NO_x) sont des composés clés dans la chimie de la troposphère, quoique leur effet radiatif global reste difficile à chiffrer. L'importance des NO_x dans le bilan radiatif tient au fait que l'accroissement de leur concentration a des répercussions sur plusieurs gaz à effet de serre et peut par exemple entraîner une diminution du méthane et des HFC et une augmentation de l'ozone troposphérique. Les dépôts des produits de réaction des NO_x fertilisent la biosphère et font baisser la concentration de CO₂ dans l'atmosphère. Bien qu'elles soient difficiles à chiffrer, les augmentations de NO_x prévues jusqu'en 2100 devraient avoir d'importants effets sur les gaz à effet de serre.

C.3 Changements observés et simulés pour ce qui est des aérosols

On sait que les aérosols (particules minuscules et gouttelettes en suspension dans l'air) ont une profonde influence sur le bilan radiatif du système Terre-atmosphère. Les effets radiatifs des aérosols se manifestent de deux façons distinctes : i) l'effet direct, par lequel les aérosols diffusent et absorbent le rayonnement solaire et le rayonnement thermique infrarouge, et ii) l'effet indirect, par lequel les aérosols modifient les propriétés microphysiques et, par conséquent, les propriétés radiatives et l'abondance des nuages. Les aérosols sont le résultat de divers processus, tant naturels (tempêtes de poussière, éruptions volcaniques, etc.) qu'anthropiques (combustion de combustibles fossiles et de biomasse, etc.). On estime que, depuis quelques années, les concentrations atmosphériques d'aérosols troposphériques ont augmenté par suite d'émissions anthropiques accrues de particules et de leurs gaz précurseurs, engendrant ainsi un forçage radiatif. Si la plupart des aérosols se trouvent dans la basse troposphère (dans les premiers kilomètres au-dessus de la surface), l'effet radiatif de nombre d'entre eux est sensible à leur répartition verticale. Dans l'atmosphère, les aérosols subissent des transformations chimiques et physiques, notamment à l'intérieur des nuages, et sont éliminés en grande partie et assez rapidement par les précipitations (généralement en l'espace d'une semaine). En raison de la brièveté de leur séjour dans l'atmosphère et de l'hétérogénéité de leurs sources, les aérosols ne sont pas répartis de façon homogène dans la troposphère, leur concentration atteignant un maximum à proximité des lieux d'émission. Le forçage radiatif dû aux aérosols est fonction non seulement de leur répartition dans l'espace, mais aussi de la taille, de la forme et de la composition chimique des particules qui les composent ainsi que de divers aspects (par exemple la formation des nuages) du cycle hydrologique. En raison de tous ces facteurs, il n'a pas été aisé d'obtenir des estimations précises d'un tel forçage, tant sur le plan des observations que d'un point de vue théorique.

Néanmoins, des progrès sensibles ont été réalisés en ce qui concerne la définition de l'effet direct d'une gamme plus vaste d'aérosols. Dans le deuxième Rapport d'évaluation, on s'était intéressé aux effets directs de trois sortes d'aérosols anthropiques

seulement, à savoir les aérosols sulfatés, les aérosols résultant de la combustion de la biomasse et les particules de noir de carbone (ou de suie) provenant des combustibles fossiles. Les observations ont mis en lumière l'importance des matières organiques dans les aérosols carbonés provenant de la combustion des combustibles fossiles et de la biomasse. Depuis la parution du deuxième Rapport d'évaluation, la prise en compte des valeurs estimées de l'abondance des aérosols de carbone organique résultant de la combustion des combustibles fossiles a permis d'améliorer les prévisions relatives à l'épaisseur optique totale (et au forçage négatif correspondant) liée aux aérosols industriels. Les progrès enregistrés dans les observations et les modèles d'aérosols et de rayonnement ont permis de procéder à des estimations quantitatives de ces différents éléments ainsi qu'à une estimation de la part du forçage radiatif liée à la poussière minérale, comme il est indiqué à la figure TS 9. Le forçage radiatif direct est estimé à -0,4 Wm⁻² pour les aérosols sulfatés, à -0,2 Wm⁻² pour les aérosols résultant de la combustion de la biomasse, à -0,1 Wm⁻² pour les aérosols de carbone organique provenant des combustibles fossiles et à +0,2 Wm⁻² pour les aérosols de noir de carbone résultant de la combustion des combustibles fossiles. Les incertitudes restent cependant importantes. Cela tient au fait qu'il est difficile de déterminer la concentration et les caractéristiques radiatives des aérosols atmosphériques ainsi que la part des aérosols anthropiques, surtout en ce qui concerne les sources d'aérosols carbonés. Il en résulte des différences considérables de la charge (selon un facteur de deux à trois) et de la répartition verticale (dans un rapport de un à dix). Les aérosols anthropiques formés de poussières sont également mal quantifiés. Les observations par satellite, combinées aux calculs effectués à l'aide de modèles, permettent d'identifier la signature spatiale de l'effet radiatif total des aérosols dans un ciel clair; leur évaluation quantitative reste cependant incertaine.

Les estimations du forçage radiatif indirect imputable aux aérosols anthropiques restent problématiques, bien que les données d'observation semblent indiquer un forçage indirect négatif causé par les aérosols dans les nuages chauds. Il existe deux sortes de méthodes permettant d'évaluer l'effet indirect des aérosols: les méthodes empiriques et les méthodes mécanistes. On emploie les premières pour évaluer les effets des aérosols industriels, tandis qu'on recourt aux secondes pour évaluer les effets des aérosols sulfatés, des aérosols carbonés résultant de la combustion des combustibles fossiles et des aérosols dégagés par la combustion de la biomasse. Par ailleurs, des modèles d'effet indirect ont servi à déterminer les effets de la variation initiale de la taille et de la concentration des gouttelettes (premier effet indirect) ainsi que les effets de la variation ultérieure de la capacité de précipitation (deuxième effet indirect). Les résultats présentés à la figure TS 9 donnent un avis autorisé quant à l'intervalle correspondant à ce premier effet, qui est légèrement supérieur à l'intervalle indiqué dans le deuxième Rapport d'évaluation; la perturbation radiative liée au deuxième effet indirect est de même signe et pourrait avoir la même ampleur que celle associée au premier effet.

Si l'on sait maintenant que l'effet radiatif indirect des aérosols comprend également l'effet exercé sur les nuages de glace et les nuages mixtes, on ignore cependant l'ampleur de ce dernier, même s'il est

probable que cet effet est positif. Il n'est pas encore possible de déterminer le nombre de noyaux glaciogènes anthropiques. Les mécanismes de formation de la glace dans ces nuages n'est pas encore connu, sauf aux basses températures (au-dessous de -45°C) où la nucléation s'effectue en principe de façon homogène.

C.4 Changements observés pour ce qui est d'autres agents de forçage anthropiques

Changements d'affectation des terres (albédo)

Les changements d'affectation des terres, dont le déboisement est le facteur principal, semblent avoir produit un forçage radiatif négatif de $-0,2 \pm 0,2 \text{ Wm}^{-2}$ (figure TS 8). Selon les estimations, l'effet est particulièrement marqué aux latitudes élevées. Le déboisement y a en effet causé le remplacement des forêts enneigées à albédo relativement faible par des zones découvertes enneigées à plus fort albédo. La valeur estimée donnée ci-dessus est fondée sur des simulations où la végétation préindustrielle est remplacée par les modes actuels d'utilisation des sols. Toutefois, ce forçage n'est pas encore bien compris et a été beaucoup moins étudié que d'autres facteurs examinés dans le présent rapport.

C.5 Changements observés et simulés pour ce qui est de l'activité solaire et de l'activité volcanique

Le forçage radiatif du système climatique dû aux variations de l'éclairement énergétique du soleil est évalué à $0,3 \pm 0,2 \text{ Wm}^{-2}$ pour la période allant de 1750 jusqu'à nos jours (figure 8), la majeure partie de ces variations ayant apparemment eu lieu durant la première moitié du XX^e siècle. Le rayonnement solaire est la source fondamentale de toute l'énergie propre au système climatique de la Terre. En conséquence, toute variation de la production solaire constitue un facteur de forçage radiatif. Si, en valeur absolue, l'éclairement énergétique total du soleil – tous spectres confondus – n'a semble-t-il jamais dépassé 4 Wm^{-2} environ, les observations par satellite effectuées depuis la fin des années 70 mettent en lumière des fluctuations relatives d'environ 0,1 pour cent au cours des deux derniers cycles d'activité solaire de 11 ans, ce qui équivaut à une variation du forçage radiatif d'environ $0,2 \text{ Wm}^{-2}$. Avant ces observations par satellite, on ne disposait d'aucune mesure directe fiable de l'éclairement énergétique du soleil. Sur des périodes plus longues, les variations ont peut-être été plus importantes, mais les techniques utilisées pour reconstituer les valeurs historiques de cet éclairement à partir d'observations indirectes (par exemple les taches solaires) n'ont pas été suffisamment vérifiées. Les fluctuations du rayonnement solaire sont plus marquées dans le spectre ultraviolet, et les études effectuées à l'aide de modèles climatiques laissent à penser que la prise en compte des variations de l'éclairement énergétique du soleil selon les spectres ainsi que des variations de la teneur en ozone stratosphérique dues à l'activité solaire pourrait améliorer le réalisme des simulations sur modèle de l'incidence de la variabilité du rayonnement solaire sur le climat. On a envisagé d'autres mécanismes d'amplification des effets de l'activité solaire sur le climat,

dont aucun ne reposait cependant sur des bases théoriques ou observationnelles suffisamment rigoureuses.

Les aérosols stratosphériques dus à l'activité volcanique de caractère explosif engendrent un forçage négatif qui dure quelques années. Si plusieurs éruptions de caractère explosif se sont produites entre 1880 et 1920, puis entre 1960 et 1991, aucune éruption de ce type n'a été enregistrée depuis 1991. Depuis une vingtaine d'années, voire une quarantaine d'années, l'accroissement de la teneur stratosphérique en aérosols résultant d'éruptions volcaniques, combiné aux légères variations de l'éclairement énergétique du soleil, entraîne un forçage radiatif naturel d'une valeur nette négative.

C.6 Potentiels de réchauffement global

Au tableau 3 sont présentés les forçages radiatifs et les potentiels de réchauffement global (PRG) correspondant à une gamme élargie de gaz. Le PRG est une mesure de l'effet radiatif relatif d'une substance donnée par rapport au CO_2 , pour une période de temps déterminée. Parmi les nouvelles catégories de gaz indiquées dans ce tableau figurent des molécules organiques fluorées, dont beaucoup sont des éthers que l'on envisage de substituer aux hydrocarbures halogénés. Certains PRG présentent un plus grand degré d'incertitude que d'autres, notamment en ce qui concerne les gaz pour lesquels on ne dispose pas encore de données de laboratoire détaillées quant à leur durée de vie. Les PRG directs ont été calculés par rapport au CO_2 à l'aide d'une méthode de calcul améliorée du forçage radiatif dû au CO_2 , de la fonction de réaction à un apport de CO_2 décrite dans le deuxième Rapport d'évaluation et de nouvelles valeurs du forçage radiatif et de la durée de vie propres à un certain nombre d'hydrocarbures halogénés. On a également estimé le PRG indirect – résultant des effets de forçage radiatif indirects – de certains gaz nouveaux, dont le monoxyde de carbone. Les PRG directs des gaz dont la durée de vie est bien connue sont considérés comme exacts à ± 35 pour cent près; quant aux PRG indirects, ils sont entachés d'une plus grande incertitude.

D. LA SIMULATION DU SYSTÈME CLIMATIQUE ET DES SES CHANGEMENTS

Les deux sections précédentes rendaient compte de l'évolution du climat depuis un passé lointain jusqu'à nos jours sur la base des observations des variables climatiques et des facteurs de forçage qui sont à l'origine des changements climatiques. La présente section porte sur l'évolution future du climat et décrit les seuls outils dont on dispose pour obtenir des estimations quantitatives des changements climatiques futurs, à savoir les modèles numériques. La compréhension en profondeur du bilan énergétique du système terrestre laisse à penser que, si l'on peut se contenter de modèles très simples pour procéder à une estimation quantitative approximative de certaines variables moyennées à l'échelle du globe, il faut disposer de modèles climatiques plus élaborés pour effectuer des estimations précises des rétroactions et des phénomènes de portée régionale. La complexité des processus du système climatique ne permet pas

Tableau 3 : Potentiels directs de réchauffement global (PRG) par rapport au dioxyde de carbone (pour des gaz dont la durée de vie a été déterminée de façon satisfaisante). Le PRG est un indice servant à évaluer la contribution relative au réchauffement de la planète d'une émission dans l'atmosphère d'un kilogramme d'un gaz à effet de serre particulier par comparaison avec l'émission d'un kilogramme de dioxyde de carbone. Les PRG calculés pour différents intervalles de temps illustrent les effets des durées de vie des différents gaz dans l'atmosphère.

[D'après le tableau 6.7]

Gaz		Durée de vie (années)s	Potentiel de réchauffement global (intervalle de temps en années) globe (Horizon de temps)		
			20 ans	100 ans	500 ans
Dioxyde de carbone	CO₂		1	1	1
Méthane^a	CH₄	12,0^b	62	23	7
Oxyde nitreux	N₂O	114^b	275	296	156
Hydrocarbures fluorés					
HFC-23	CHF₃	260	9400	12000	10000
HFC-32	CH₂F₂	5,0	1800	550	170
HFC-41	CH₃F	2,6	330	97	30
HFC-125	CHF₂CF₃	29	5900	3400	1100
HFC-134	CHF₂CHF₂	9,6	3200	1100	330
HFC-134a	CH₂FCF₃	13,8	3300	1300	400
HFC-143	CHF₂CH₂F	3,4	1100	330	100
HFC-143a	CF₃CH₃	52	5500	4300	1600
HFC-152	CH₂FCH₂F	0,5	140	43	13
HFC-152a	CH₃CHF₂	1,4	410	120	37
HFC-161	CH₃CH₂F	0,3	40	12	4
HFC-227ea	CF₃CHFCF₃	33	5600	3500	1100
HFC-236cb	CH₂FCF₂CF₃	13,2	3300	1300	390
HFC-236ea	CHF₂CHFCF₃	10	3600	1200	390
HFC-236fa	CF₃CH₂CF₃	220	7500	9400	7100
HFC-245ca	CH₂FCF₂CHF₂	5,9	2100	640	200
HFC-245fa	CHF₂CH₂CF₃	7,2	3000	950	300
HFC-365mfc	CF₃CH₂CF₂CH₃	9,9	2600	890	280
HFC-43-10mee	CF₃CHFCF₂CF₃	15	3700	1500	470
fluorées					
SF₆		3200	15100	22200	32400
CF₄		50000	3900	5700	8900
C₂F₆		10000	8000	11900	18000
C₃F₈		2600	5900	8600	12400
C₄F₁₀		2600	5900	8600	12400
c-C₄F₈		3200	6800	10000	14500
C₅F₁₂		4100	6000	8900	13200
C₆F₁₄		3200	6100	9000	13200
Éthers et éthers halogénés					
CH₃OCH₃		0,015	1	1	<<1
HFE-125	CF₃OCHF₂	150	12900	14900	9200
HFE-134	CHF₂OCHF₂	26,2	10500	6100	2000
HFE-143a	CH₃OCF₃	4,4	2500	750	230
HCFE-235da2	CF₃CHClOCHF₂	2,6	1100	340	110
HFE-245fa2	CF₃CH₂OCHF₂	4,4	1900	570	180
HFE-254cb2	CHF₂CF₂OCH₃	0,22	99	30	9
HFE-7100	C₄F₉OCH₃	5,0	1300	390	120
HFE-7200	C₄F₉OC₂H₅	0,77	190	55	17
H-Galden 1040x	CHF₂OCF₂OC₂F₄OCHF₂	6,3	5900	1800	560
HG-10	CHF₂OCF₂OCHF₂	12,1	7500	2700	850
HG-01	CHF₂OCF₂CF₂OCHF₂	6,2	4700	1500	450

^a Les valeurs du PRG du méthane prennent en compte une contribution indirecte résultant de la production de H₂O et de O₃ dans la stratosphère.

^b Les valeurs indiquées pour le méthane et l'oxyde nitreux sont des temps d'ajustement, qui tiennent compte des effets indirects de l'émission de chaque gaz sur sa propre durée de vie.

d'extrapoler l'évolution passée ou d'employer des méthodes statistiques ou toute autre technique purement empiriques aux fins de projection. Les modèles climatiques peuvent servir à simuler les réactions du système climatique à différents scénarios concernant l'évolution future des agents de forçage (section F). De même, la projection du devenir du CO₂ émis (c'est-à-dire sa fixation relative dans les divers réservoirs) et des émissions d'autres gaz à effet de serre exige une bonne compréhension des processus biogéochimiques en jeu et leur prise en compte dans un modèle numérique du cycle du carbone.

Un modèle climatique est une représentation mathématique simplifiée du système climatique de la Terre (voir l'encadré N° 3). La capacité du modèle de simuler les réactions du système climatique dépend pour beaucoup du degré de compréhension des processus physiques, géophysiques, chimiques et biologiques qui régissent ce système. Depuis le deuxième Rapport d'évaluation, les chercheurs ont réalisé des progrès sensibles dans la simulation du système climatique de la Terre à l'aide de modèles. Dans la présente section, on récapitulera d'abord les connaissances actuelles au sujet de certains des principaux processus qui régissent le système climatique et on s'intéressera à la qualité de leur représentation dans les modèles climatiques. On s'attachera ensuite à évaluer la capacité générale des modèles actuels de formuler des projections utilisables du climat futur.

D.1 Processus climatiques et rétroactions

Les processus du système climatique déterminent la variabilité naturelle de ce système et sa réaction à des perturbations telles que l'augmentation des concentrations de gaz à effet de serre dans l'atmosphère. De nombreux processus climatiques fondamentaux d'importance sont bien connus et sont fort bien modélisés. Les processus de rétroaction amplifient (rétroaction positive) ou réduisent (rétroaction négative) les changements qui résultent d'une perturbation initiale et sont donc très importants pour une simulation exacte de l'évolution du climat.

Vapeur d'eau

L'augmentation de la teneur en vapeur d'eau de l'atmosphère est l'une des principales rétroactions à l'origine du fort réchauffement prévu par les modèles climatiques en réaction à un accroissement de la concentration de CO₂. L'élévation de la température de l'atmosphère accroît sa capacité de rétention de l'eau (cela ne veut pas dire pour autant que la teneur en vapeur d'eau augmentera réellement, puisque l'atmosphère est en grande partie sous-saturée). En deçà de la couche limite (soit approximativement dans les 1000 à 2000 premiers mètres de l'atmosphère), la teneur en vapeur d'eau augmente avec la température. Au-delà de la couche limite, dans la troposphère libre où l'effet de serre dû à la vapeur d'eau est le plus prononcé, la situation est plus difficile à quantifier. D'après les modèles actuels, la rétroaction propre à la vapeur d'eau double à peu près l'intensité du réchauffement par rapport à ce qu'il serait pour un niveau de vapeur d'eau fixe. Depuis le deuxième Rapport d'évaluation, d'importants progrès ont été réalisés dans le traitement de la vapeur d'eau par les modèles, quoique le déentraînement de l'humidité

provenant des nuages reste très incertain et que des écarts existent entre la répartition de la vapeur d'eau simulée et la répartition observée. Les modèles permettent de simuler les régions humides et les régions très arides observées dans les zones tropicales et subtropicales ainsi que leur évolution avec les saisons et au fil des ans. Cette capacité, aussi rassurante soit-elle, ne permet cependant pas de vérifier les rétroactions, bien que les éléments dont on dispose semblent confirmer une rétroaction positive de la vapeur d'eau en ciel clair d'une ampleur comparable à celle que donnent les simulations.

Nuages

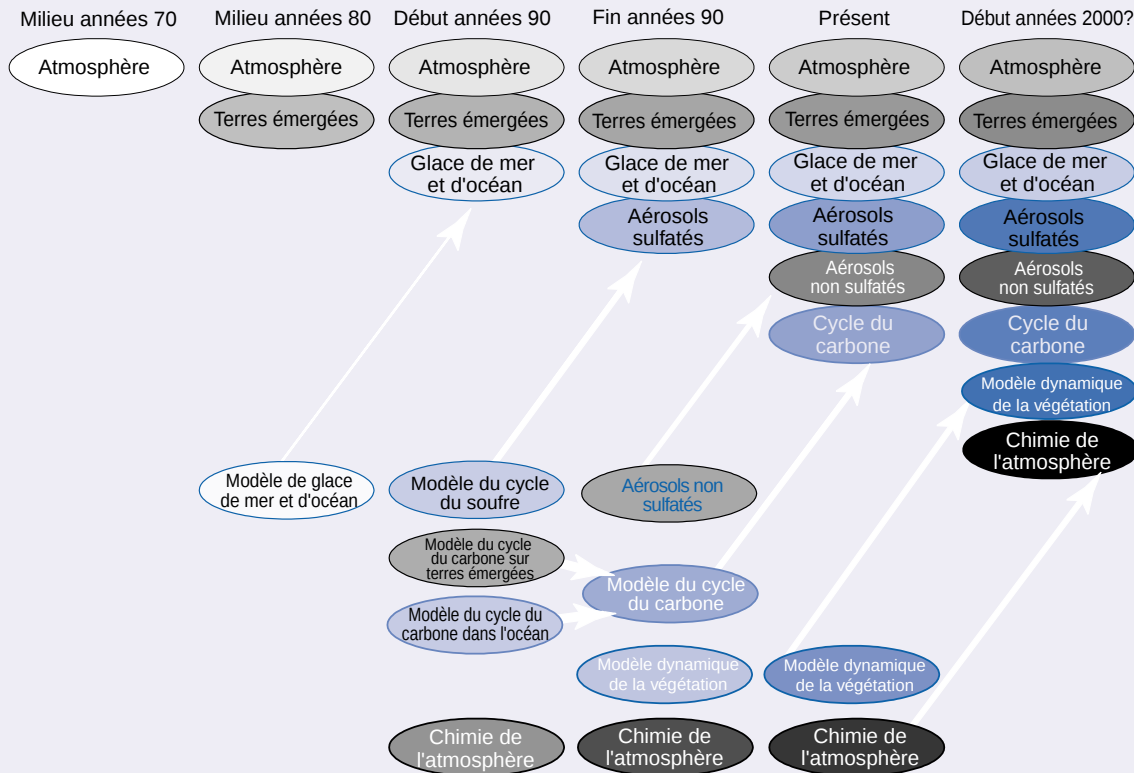
Comme cela est établi depuis la parution du premier Rapport d'évaluation du GIEC, en 1990, les nuages et leurs interactions avec le rayonnement constituent probablement le principal facteur d'incertitude pour les projections relatives au climat. Les nuages peuvent aussi bien absorber et réfléchir le rayonnement solaire (et refroidir ainsi la surface du globe) qu'absorber et émettre un rayonnement de grandes longueurs d'onde (et donc réchauffer cette même surface). L'apparition de l'un ou l'autre de ces effets dépend de la hauteur, de l'épaisseur et des propriétés radiatives des nuages. Les propriétés radiatives et l'évolution des nuages sont à leur tour fonction de la répartition de la vapeur d'eau dans l'atmosphère, de la présence de gouttes d'eau, de particules de glace ou d'aérosols atmosphériques et de l'épaisseur des nuages. Si la base physique du paramétrage des nuages dans les modèles s'est beaucoup améliorée par suite de l'intégration d'une représentation globale des propriétés microphysiques des nuages dans l'équation de bilan hydrique des nuages, de nombreuses incertitudes demeurent. La nébulosité représente une importante source d'erreurs potentielles dans les simulations climatiques. L'hypothèse selon laquelle les modèles sous-évalueraient systématiquement l'absorption du rayonnement solaire par les nuages reste matière à controverse. Le signe de la rétroaction nette propre aux nuages est encore incertain, et les modèles présentent une grande disparité à cet égard. D'autres causes d'incertitude ont trait aux processus de précipitation et aux difficultés que soulève la simulation du cycle diurne ainsi que de la hauteur et de la fréquence des précipitations.

Stratosphère

On est de plus en plus conscient de l'influence que la stratosphère exerce sur le système climatique en raison des modifications de sa structure et du rôle crucial qu'elle joue dans les processus radiatifs et dynamiques. Le profil vertical des variations de température dans l'atmosphère, y compris la stratosphère, est un indicateur important pour les études de détection et d'attribution. La plupart des baisses de température observées dans la basse stratosphère sont dues à l'appauvrissement en ozone – dont le «trou d'ozone» au-dessus de l'Antarctique est une manifestation – plutôt qu'à l'augmentation de la concentration de CO₂. Les ondes générées dans la troposphère peuvent se propager dans la stratosphère, où elles sont absorbées. En conséquence, les changements qui se produisent dans la stratosphère, outre qu'ils modifient le lieu et le mode d'absorption de ces ondes, ont des effets qui peuvent s'étendre jusqu'à la troposphère. Les variations de l'éclairement énergétique du soleil, principalement du rayonnement ultraviolet (UV), entraînent des modifications photochimiques de l'ozone et

Encadré N° 3 — Conception et application des modèles climatiques

Etablissement de modèles climatiques — passé, présent et futur



Encadré N° 3, Figure 1 : Elaboration des modèles climatiques au cours des 25 dernières années, montrant comment les différentes composantes ont d'abord été modélisées séparément avant d'être couplées dans des modèles globaux.

Les modèles climatiques globaux sont fondés sur des lois physiques représentées par des équations mathématiques résolues au moyen d'une grille tridimensionnelle couvrant l'ensemble du globe. Pour simuler le climat, il faut représenter dans des sous-modèles les principaux éléments du système climatique (atmosphère, océan, terres émergées, cryosphère et biosphère) ainsi que les processus qui se manifestent dans ces divers éléments et entre eux. La plupart des résultats présentés dans le présent rapport sont tirés des résultats de modèles qui prennent plus ou moins en compte tous ces éléments. Les modèles du climat mondial où les éléments «atmosphère» et «océan» sont couplés sont connus sous le nom de modèles de la circulation générale couplés atmosphère-océan (MCGAO). Ainsi, dans le module atmosphérique, les équations résolues décrivent l'évolution à grande échelle de la quantité de mouvement, de la chaleur et de l'humidité. Des équations similaires sont résolues pour l'océan. Actuellement, pour ce qui est de la composante atmosphérique, les modèles types ont une résolution de

quelque 250 km dans le plan horizontal et d'environ 1 km dans le plan vertical au-dessus de la couche limite. Quant à la résolution d'un modèle océanique type, elle est d'environ 200 à 400 m dans le plan vertical et d'environ 125 à 250 km dans le plan horizontal. Les équations sont généralement résolues pour chaque demi-heure d'intégration du modèle. De nombreux processus physiques, liés par exemple aux nuages ou à la convection océanique, se déroulent à des échelles spatiales bien inférieures à la grille des modèles et ne peuvent donc être modélisés et résolus explicitement. Leurs effets moyens sont approximativement pris en compte d'une façon simple, en tirant parti de leurs relations concrètes avec des variables à plus grande échelle. Cette technique est connue sous le nom de paramétrage.

Pour faire des projections quantitatives de l'évolution future du climat, il est nécessaire de recourir à des modèles simulant tous les principaux processus qui régissent cette évolution. Les modèles climatiques se sont perfectionnés au cours

des dernières décennies, avec le renforcement de la puissance de calcul. Durant cette période, les modèles des diverses composantes (atmosphère, terres émergées, océan, glaces de mer) ont été mis au point séparément, avant d'être progressivement intégrés. Le couplage des diverses composantes est un processus ardu. Tout dernièrement, on a procédé à l'intégration de plusieurs composantes du cycle du soufre pour représenter les émissions de soufre et la façon dont elles se transforment en particules d'aérosols par oxydation. Quelques modèles réalisent actuellement le couplage du cycle du carbone terrestre et du cycle du carbone océanique. La composante correspondant à la chimie de l'atmosphère est pour l'instant modélisée indépendamment du modèle climatique principal. Bien entendu, il s'agit en fin de compte de modéliser la plus grande partie possible du système climatique de la Terre, afin que des interactions puissent se produire entre toutes ses composantes et que les prévisions du changement climatique tiennent compte en permanence de l'effet des rétroactions entre ces composantes. La figure ci-dessus montre l'évolution passée et présente et l'évolution future possible des modèles du climat.

Certains modèles corrigent les erreurs et les déséquilibres des flux de surface par des «ajustements de flux», c'est-à-dire des ajustements systématiques déterminés de façon empirique à l'interface atmosphère-océan maintenu fixe dans le temps, de manière à rapprocher le climat simulé de l'état observé. Une stratégie a été conçue pour supprimer une bonne partie des effets de certaines erreurs des modèles sur les résultats des expériences portant sur le climat. La méthode habituelle consiste tout d'abord à procéder à une simulation « témoin » avec le modèle. On procède ensuite à une simulation de changement climatique, par exemple en augmentant la concentration de CO₂ dans l'atmosphère du modèle. La différence permet alors d'établir une estimation du changement climatique dû à la perturbation. La tech-

nique de calcul des différences élimine la plupart des effets des ajustements artificiels du modèle ainsi que les erreurs systématiques communes aux deux simulations. Toutefois, la comparaison des résultats obtenus avec différents modèles montre qu'en raison de leur nature même, certaines erreurs continuent d'influer sur les résultats.

Par bien des aspects, le système climatique de la Terre est un système chaotique, en cela que son évolution est sensible à de faibles perturbations de son état initial. Cette sensibilité limite à deux semaines environ la prévisibilité de l'évolution détaillée des conditions météorologiques. Par contre, la prévisibilité du climat n'est pas aussi limitée, en raison de l'influence systématique exercée sur l'atmosphère par les diverses composantes du système climatique, à l'évolution plus lente. Néanmoins, pour pouvoir formuler des prévisions fiables en tenant compte à la fois de l'état initial et de l'incertitude du modèle, il convient de répéter les prévisions à plusieurs reprises en partant de différents états initiaux de perturbation et en utilisant divers modèles globaux. Ces ensembles constituent la base des prévisions probabilistes de l'état du climat.

Les MCGAO globaux sont très complexes et nécessitent d'énormes moyens informatiques. On a donc fréquemment recours à des modèles plus simples pour étudier de façon approfondie différents scénarios d'émissions de gaz à effet de serre ou les effets de diverses hypothèses ou approximations concernant les paramètres du modèle. Ces simplifications peuvent consister en un pouvoir de résolution plus faible ou en une dynamique et des processus physiques simplifiés. Les modèles simples, intermédiaires et globaux forment ensemble une «hiérarchie de modèles climatiques», qui sont tous nécessaires pour l'étude des choix en matière de paramétrage et l'évaluation de l'ampleur des changements climatiques.

influent de ce fait sur le taux de réchauffement stratosphérique, avec des répercussions possibles sur la circulation troposphérique. Les limitations de la résolution et la représentation relativement médiocre de certains processus stratosphériques ajoutent encore un élément d'incertitude aux résultats de la modélisation.

Océan

Des progrès considérables ont été accomplis en matière de modélisation des processus océaniques, surtout en ce qui concerne le transport de chaleur. Ces améliorations, conjuguées à une meilleure résolution, ont grandement contribué à limiter l'ajustement des flux dans les modèles et à produire des simulations réalistes des configurations de la circulation naturelle à grande échelle et de meilleures simulations du phénomène El Niño (voir l'encadré N° 4). Les courants océaniques transportent la chaleur des zones tropicales vers des zones de latitude plus élevée. L'océan échange de la chaleur, de l'eau (par

le biais de l'évaporation et des précipitations) et du CO₂ avec l'atmosphère. En raison de sa masse énorme et sa grande capacité thermique, l'océan ralentit les changements climatiques et influe sur les échelles de temps de la variabilité au sein du système océan-atmosphère. La compréhension des processus océaniques qui influent sur les changements climatiques a beaucoup progressé. Les améliorations de la résolution ainsi que la meilleure représentation (paramétrage) d'importants processus d'échelle inférieure à la maille (par exemple des tourbillons à échelle moyenne) ont renforcé le réalisme des simulations. Quant à la représentation des processus à faible échelle tels que les débordements (à travers des chenaux étroits, par exemple entre le Groenland et l'Islande), les courants de bord ouest (courants étroits à grande échelle circulant le long des côtes) et les phénomènes de convection ou de mélange, elle est encore entachée de grandes incertitudes. Les courants de bord simulés sont plus faibles et plus larges que dans la réalité, bien que les conséquences pour le climat ne soient pas clairement établies.

Cryosphère

La représentation des processus liés aux glaces de mer ne cesse de s'améliorer, et plusieurs modèles climatiques incorporent désormais des traitements de la dynamique des glaces fondés sur des critères physiques. Quant à la représentation des processus liés aux glaces terrestres dans les modèles climatiques mondiaux, elle est toujours rudimentaire. La cryosphère consiste en ces régions du globe qui sont, en permanence ou durant certaines saisons, recouvertes de neige et de glace. Les glaces de mer jouent un rôle important, car elles réfléchissent une plus forte proportion du rayonnement solaire incident que la surface de la mer (autrement dit, elles ont un albédo plus élevé) et empêchent la mer de perdre trop de chaleur en hiver. C'est pourquoi toute réduction des glaces de mer se traduit par une rétroaction positive sur le réchauffement climatique aux latitudes élevées. En outre, comme la glace de mer contient moins de sel que l'eau de mer, sa formation a pour effet d'accroître la teneur en sel (la salinité) et la densité de la couche de surface des océans. Ce phénomène favorise les échanges d'eau avec les couches profondes de l'océan et influe donc sur la circulation océanique. La formation d'icebergs et la fonte des plates-formes de glace permet à l'océan de récupérer de l'eau douce en provenance des terres émergées, de sorte que toute variation du rythme de ces processus peut avoir une incidence sur la circulation océanique en modifiant la salinité à la surface. Par ailleurs, la neige a un albédo plus élevé que la surface du sol, et toute réduction de la couverture neigeuse a une rétroaction positive similaire à celle des glaces de mer, quoique de moindre ampleur. Certains modèles climatiques prennent désormais en compte des scénarios nivométriques de plus en plus complexes ainsi que la variabilité à une échelle inférieure à la maille du manteau glaciaire et de l'épaisseur des glaces, qui peuvent modifier profondément l'albédo et les échanges atmosphère-océan.

Terres émergées

Les recherches effectuées à l'aide de modèles contenant les représentations les plus récentes des terres émergées indiquent que les effets directs d'un accroissement de CO₂ sur la physiologie des végétaux pourraient entraîner une réduction relative de l'évapotranspiration dans les régions tropicales, conjuguée à des phénomènes régionaux de réchauffement et d'assèchement d'une ampleur supérieure à celle prévue pour les effets classiques du réchauffement dû à l'effet de serre. Les variations qui se produisent à la surface du sol engendrent d'importantes rétroactions, dans la mesure où les changements climatiques anthropiques (par exemple les hausses de température, les variations de la hauteur de précipitation, les variations du réchauffement radiatif net et les effets directs du CO₂) influent sur l'état de la surface du sol (humidité du sol, albédo, rugosité, végétation, etc.). Les échanges d'énergie, de quantité de mouvement, d'eau, de chaleur et de carbone entre la surface du sol et l'atmosphère peuvent être définis dans les modèles comme des facteurs qui sont fonction du type et de la densité de la végétation locale ainsi que de la profondeur et des propriétés physiques du sol, ces éléments étant tous tirés de bases de données sur les terres émergées qui ont été renforcées par des observations de satellite. Les progrès récents de la compréhension de la photosynthèse et de l'utilisation de

l'eau par les végétaux ont permis de combiner les cycles de l'énergie terrestre, de l'eau et du carbone dans une nouvelle génération de paramétrages relatifs aux terres émergées, qui ont été vérifiés par comparaison à des observations sur le terrain et appliqués dans quelques modèles de la circulation générale (MCG), avec des améliorations notables dans la simulation des flux terres émergées-atmosphère. Toutefois, il reste encore à résoudre d'importants problèmes concernant les processus relatifs à l'humidité du sol, les prévisions d'écoulement, les changements d'affectation des terres, le traitement de la neige et l'hétérogénéité d'échelle inférieure à la maille.

Les modifications de la couverture des terres émergées peuvent influencer sur le climat mondial de plusieurs façons. Le déboisement à grande échelle dans les régions tropicales humides (Amérique du Sud, Afrique, Asie du Sud-Est, etc.) est considéré comme le principal processus en cours pour ce qui est des terres émergées, parce qu'il entraîne une diminution de l'évaporation et une hausse de la température à la surface. Ces effets sont reproduits qualitativement par la plupart des modèles. Par contre, il subsiste encore beaucoup d'incertitudes quant à l'impact quantitatif du déboisement à grande échelle sur le cycle hydrologique, surtout au-dessus de l'Amazonie.

Cycle du carbone

Les améliorations apportées récemment aux modèles des cycles du carbone terrestre et océanique fondés sur les processus et leur évaluation par comparaison aux observations permettent d'envisager avec plus de confiance leur utilisation pour les futures études de scénarios. À l'état naturel, le CO₂ circule rapidement entre l'atmosphère, les océans et les terres émergées. Par contre, l'élimination du CO₂ dont la présence dans l'atmosphère résulte des activités humaines prend bien plus longtemps, en raison des processus qui limitent le rythme auquel les stocks de carbone terrestre et océanique peuvent augmenter. Le CO₂ anthropique est absorbé par les océans en raison de sa grande solubilité (due à la nature même de la chimie des carbonates), mais le taux d'absorption est limité par la vitesse de mélange vertical. Le CO₂ anthropique est absorbé par les écosystèmes terrestres selon plusieurs mécanismes possibles, dont la gestion des terres, la fertilisation par le CO₂ (l'accélération de la croissance des plantes par suite de la concentration accrue de CO₂ dans l'atmosphère) et l'augmentation des apports anthropiques d'azote. Cette absorption est limitée par l'importance relativement faible de la fraction du carbone des plantes susceptibles d'un stockage à long terme (bois et humus). La fraction des émissions de CO₂ qui peut être absorbée par les océans et les terres émergées devrait diminuer avec l'accroissement des concentrations de CO₂. Les modèles des cycles du carbone océanique et terrestre fondés sur les processus (notamment les représentations des processus physiques, chimiques et biologiques) ont été mis au point et évalués par comparaison à des mesures pertinentes du cycle naturel du carbone. Des modèles de ce genre ont été également élaborés pour simuler les perturbations anthropiques du cycle du carbone et ont permis d'établir des séries chronologiques de l'absorption du carbone océanique et terrestre qui concordent pour l'essentiel avec les tendances observées à l'échelle du globe. Il subsiste encore des différences marquées

entre les modèles, notamment pour ce qui concerne le traitement de la circulation océanique et les réactions régionales des processus intéressant les écosystèmes terrestres au climat. Néanmoins, les modèles actuels indiquent tous que, sous l'effet des changements climatiques, l'absorption du CO₂ par les océans et les terres émergées diminue.

D.2 Les systèmes couplés

Comme il est indiqué dans la section D.1, nombre de rétroactions se manifestent au sein des différentes composantes du système climatique (atmosphère, océan, cryosphère et terres émergées). Toutefois, beaucoup de processus et de rétroactions d'une grande importance découlent du couplage de ces composantes. Leur représentation facilite grandement la prévision des réactions à grande échelle.

Modes de variabilité naturelle

Il apparaît de plus en plus nettement que certaines configurations de la circulation naturelle telles que le phénomène ENSO ou l'oscillation nord-atlantique jouent un rôle fondamental dans le climat mondial et sa variabilité interannuelle et à long terme. À l'échelle interannuelle, la fluctuation naturelle la plus forte du climat est le phénomène ENSO (voir l'encadré N° 4). Il s'agit fondamentalement d'un phénomène couplé océan-atmosphère, qui se manifeste surtout dans le Pacifique tropical, mais qui a aussi d'importantes répercussions climatiques régionales dans le monde entier. Les modèles climatiques mondiaux commencent à peine à présenter une variabilité dans le Pacifique tropical qui ressemble au phénomène ENSO, principalement en raison d'une résolution méridienne accrue à l'équateur. Des configurations de la température de la mer en surface et de la circulation atmosphérique analogues à celles qui sont observées pendant les épisodes ENSO à des échelles de temps interannuelles apparaissent également à des échelles de temps décennales ou plus longues encore.

L'oscillation nord-atlantique (NAO) est la manifestation dominante de la variabilité de la circulation atmosphérique septentrionale en hiver et est à présent simulée d'une façon de plus en plus réaliste. La NAO est étroitement liée à l'oscillation arctique, qui présente une composante annulaire supplémentaire autour de l'Arctique. Il apparaît clairement que la NAO résulte principalement de processus atmosphériques internes mettant en jeu l'ensemble du système troposphère-stratosphère. Dans l'Atlantique, les fluctuations de la température de la mer en surface sont fonction de l'intensité de la NAO, et l'on commence à percevoir l'importance du rôle joué par une interaction bidirectionnelle de faible ampleur entre la NAO et l'océan Atlantique, qui se traduit par une variabilité décennale, dans la prévision des changements climatiques.

Le changement climatique peut se manifester comme un déplacement des moyennes ou encore comme une modification de l'orientation préférentielle de certains régimes climatiques, ainsi qu'en témoignent l'évolution observée de l'indice NAO vers des valeurs positives ces 30 dernières années et le «glissement» climatique qui s'est produit vers 1976 dans le Pacifique tropical. Bien que les modèles couplés simulent certaines manifestations de la variabilité

climatique naturelle observée telles que les phénomènes NAO et ENSO – ce qui donne à penser qu'un grand nombre des processus pertinents sont pris en compte dans les modèles –, il faudra d'autres améliorations pour représenter avec exactitude ces phénomènes naturels. De plus, comme les phénomènes ENSO et NAO sont des éléments clés des changements climatiques à l'échelle régionale et peuvent fort bien entraîner des variations brusques et inattendues, il en a résulté un accroissement de l'incertitude pour les aspects du changement climatique qui sont étroitement liés aux variations d'envergure régionale.

La circulation thermohaline

La circulation thermohaline joue un rôle déterminant pour ce qui est du transport thermique méridien dans l'océan Atlantique. Elle consiste en un brassage convectif des eaux océaniques à l'échelle du globe, provoqué par les différences de densité découlant des différences de température et de salinité. Dans l'Atlantique, la chaleur est transportée par les eaux chaudes de surface qui se déplacent vers le nord et par les eaux salées froides de l'Atlantique Nord qui redescendent dans les profondeurs. Des réorganisations de la circulation thermohaline atlantique peuvent résulter de perturbations de la poussée hydrostatique superficielle, qui est fonction des précipitations, de l'évaporation, du ruissellement continental, de la formation des glaces de mer et des échanges de chaleur, processus qui sont tous susceptibles de variations lourdes de conséquences pour le climat au plan régional et mondial. Les interactions de l'atmosphère et de l'océan sont probablement aussi d'une grande importance à l'échelle décennale et à plus long terme, où intervient la circulation thermohaline. L'action réciproque des phénomènes de forçage atmosphérique à grande échelle, avec réchauffement et évaporation aux basses latitudes et refroidissement et précipitations accrues aux latitudes élevées, sert de base à une instabilité potentielle de la circulation thermohaline actuelle dans l'Atlantique. Le phénomène ENSO peut également influencer la circulation thermohaline atlantique en modifiant le bilan de l'eau douce dans l'Atlantique tropical et en créant ainsi un couplage entre basses et hautes latitudes. Les incertitudes de la représentation des écoulements à petite échelle au-dessus de seuils et par des détroits étroits ainsi que des phénomènes de convection océanique limitent la capacité des modèles de simuler des situations comportant d'importantes modifications de la circulation thermohaline. La salinité plus faible du Pacifique Nord explique l'absence de circulation thermohaline profonde dans cet océan.

Événements non linéaires et changements climatiques rapides

Si des changements rapides et irréversibles du système climatique sont possibles, bien des incertitudes demeurent quant aux mécanismes impliqués ainsi qu'à la probabilité et à la durée de tels changements. Le système climatique fait intervenir nombre de processus et de rétroactions qui s'influencent mutuellement de façon complexe et non linéaire. Cette interaction peut favoriser la création de seuils qui peuvent être franchis pour peu que le système soit suffisamment perturbé. L'examen de carottes de glace polaire semble indiquer que les régimes atmosphériques peuvent évoluer en quelques années, et des changements hémisphériques de grande ampleur peuvent se produire

Encadré N° 4 — Le phénomène *El Niño*/oscillation australe (ENSO)

Le phénomène *El Niño*/oscillation australe (ENSO) est la plus forte fluctuation naturelle du climat à une échelle de temps interannuelle. À l'origine, «*El Niño*» désignait un courant océanique chaud de faible intensité qui, chaque année, aux alentours de Noël, longeait la côte péruvienne en direction du sud; ce n'est que plus tard qu'il a été associé à des réchauffements d'une ampleur inhabituelle. Toutefois, ce réchauffement côtier va souvent de pair avec un réchauffement anormal de plus grande ampleur de l'océan, qui se manifeste jusqu'à la ligne internationale de changement de date. C'est ce phénomène intéressant l'ensemble du bassin du Pacifique qui constitue le lien avec les anomalies du climat mondial. La composante atmosphérique liée à «*El Niño*» est appelée l'«oscillation australe». Les scientifiques désignent souvent ce phénomène d'origine à la fois atmosphérique et océanique par le sigle «ENSO» (*El Niño*/Southern Oscillation).

Le phénomène ENSO est un phénomène naturel qui, d'après les données fournies par les coraux et les carottes glaciaires prélevées dans les Andes, a débuté il y a des milliers d'années. Dans la partie tropicale du Pacifique, les conditions océaniques et atmosphériques sont rarement moyennes et ont plutôt tendance à fluctuer de façon assez irrégulière entre les épisodes *El Niño* et leur contraire, à savoir les épisodes «*La Niña*», qui consistent en un refroidissement de l'ensemble du bassin du Pacifique tropical. Ce cycle se déroule généralement sur une période de trois à six ans, chaque épisode étant marqué par une phase de forte intensité qui dure habituellement un an environ.

Le phénomène ENSO est précédé d'une configuration très particulière des températures à la surface du Pacifique. Les principaux éléments de cette configuration sont : le «réservoir d'eaux chaudes» du Pacifique Ouest tropical, où se trouvent les eaux océaniques les plus chaudes du monde; les eaux beaucoup plus froides du Pacifique Est; et une langue d'eaux froides le long de l'équateur, dont l'extension atteint un maximum vers octobre et un minimum en mars. Dans la zone tropicale, les alizés d'est repoussent les eaux chaudes vers l'ouest, provoquant une élévation de 60 cm du niveau de la mer le long de l'équateur. Les vents provoquent la formation de courants océaniques de surface, qui déterminent les lieux de convergence et de divergence

des eaux de surface. C'est ainsi que des eaux froides, riches en substances nutritives, remontent à la surface le long de l'équateur et des côtes occidentales des Amériques, favorisant le développement du phytoplancton, du zooplancton et, par conséquent, des poissons. Comme les phénomènes de convection et les orages se produisent de préférence au-dessus des eaux chaudes, la configuration des températures de la mer en surface détermine la distribution des pluies dans la zone tropicale, qui détermine à son tour la configuration du réchauffement atmosphérique par libération de la chaleur latente. Ce réchauffement engendre les phénomènes de circulation à grande échelle de type mousson dans les régions tropicales et est donc à l'origine des vents. C'est cet étroit couplage entre l'atmosphère et l'océan dans la zone tropicale qui donne naissance au phénomène *El Niño*.

Pendant les épisodes *El Niño*, les eaux chaudes de la partie tropicale du Pacifique Ouest se déplacent vers l'est à mesure que les alizés faiblissent. Ce déplacement modifie la configuration des tempêtes de pluie tropicales, ce qui contribue à affaiblir encore les alizés, et accentue les variations de la température de la mer. Le niveau de la mer baisse à l'ouest, mais peut s'élever de 25 cm à l'est par suite de l'afflux d'eaux chaudes le long de l'équateur. Toutefois, les variations de la circulation atmosphérique, loin de se limiter aux régions tropicales, s'étendent à l'ensemble du globe et exercent leur influence sur les courants-jets et les trajectoires des tempêtes aux latitudes moyennes. Des configurations à peu près inverses caractérisent les épisodes *La Niña*.

Les changements liés au phénomène ENSO entraînent, dans le monde entier, de fortes variations du temps et du climat d'une année à l'autre. Ces variations ont souvent de profondes répercussions sur les sociétés humaines en raison des sécheresses, des inondations, des vagues de chaleur et autres changements qui peuvent grandement perturber l'agriculture, les pêches, l'environnement, la santé, la demande d'énergie ou la qualité de l'air et augmenter les risques d'incendie. Le phénomène ENSO joue également un rôle de premier plan dans la modulation des échanges de CO₂ avec l'atmosphère. Ainsi, la remontée habituelle des eaux froides riches en substances nutritives et en CO₂ dans la partie tropicale du Pacifique cesse pendant les épisodes *El Niño*.

en l'espace d'à peine quelques décennies. Ainsi, on s'est servi d'une hiérarchie de modèles pour mettre en évidence l'existence possible d'un seuil au-delà duquel la circulation thermohaline atlantique pourrait rapidement prendre fin. On ne sait pas encore exactement quel est ce seuil et quelle est la probabilité que des activités humaines puissent entraîner son franchissement (voir la section F.6). Par ailleurs, la circulation atmosphérique peut être caractérisée par différentes configurations découlant, par exemple, du phénomène ENSO ou de d'oscillation nord-atlantique (ou atlantique), dont le cycle peut varier

rapidement. La théorie et les modèles semblent généralement indiquer que le changement climatique peut en premier lieu s'exprimer dans les variations de la fréquence d'apparition de ces configurations. Des modifications de la végétation, qu'elles soient la conséquence directe d'un déboisement d'origine humaine ou le résultat du réchauffement de la planète, peuvent se produire rapidement et provoquer d'autres changements climatiques. La formation rapide du Sahara, il y a quelque 5500 ans, pourrait être un exemple d'une telle modification non linéaire de la couverture terrestre.

D.3 Techniques de régionalisation

La question de l'information climatique régionale n'a été traitée que de façon succincte dans le deuxième Rapport d'évaluation. Les techniques utilisées pour obtenir une information régionale plus détaillée ont été grandement améliorées depuis lors et sont aujourd'hui communément appliquées. Elles se classent en trois catégories : les modèles de la circulation générale couplés atmosphère-océan (MCGAO) à résolution élevée et variable; les modèles climatiques régionaux (MCR) (ou modèles à grilles emboîtées ou à domaine limité); et les méthodes empiriques-statistiques et statistiques-dynamiques. Ces techniques présentent des avantages et des inconvénients différents, et leur utilisation à l'échelle continentale dépend en grande partie des impératifs propres à chaque application.

Les MCGAO à faible résolution simulent généralement assez bien les caractéristiques de la circulation générale de l'atmosphère. À l'échelle régionale, ces modèles présentent des distorsions moyennes spatiales qui varient fortement selon la région et le modèle considérés, avec des distorsions des températures saisonnières moyennées à l'échelle sous-continentale de l'ordre de ± 4 °C, et des distorsions des hauteurs de précipitation comprises entre -40 et +80 pour cent. Il s'agit là d'une nette amélioration par rapport aux MCGAO évalués dans le deuxième Rapport d'évaluation.

Les modèles de la circulation générale de l'atmosphère (MCGA) à haute résolution ou à résolution variable qui ont été élaborés depuis la parution du deuxième Rapport d'évaluation semblent généralement indiquer que la dynamique et le flux à grande échelle des modèles s'améliorent à mesure que la résolution augmente. Par contre, dans certains cas, les erreurs systématiques sont plus accentuées que dans les modèles à plus faible résolution, bien que très peu de résultats aient été attestés.

Les MCR à haute résolution se sont perfectionnés considérablement depuis le deuxième Rapport d'évaluation. Les modèles régionaux améliorent sans cesse les caractéristiques spatiales du climat simulé par rapport aux MCGA. Les MCR, qui sont tributaires des conditions aux limites observées, mettent en évidence des distorsions des moyennes spatiales de la température (pour des étendues de 10^5 à 10^6 km²) généralement inférieures à 2 °C, tandis que les distorsions de la hauteur de précipitation sont inférieures à 50 pour cent. Il ressort des travaux menés à l'échelon régional qu'à des échelles plus petites, les fluctuations peuvent varier considérablement d'ampleur ou changer de signe par rapport aux résultats moyens obtenus pour de plus vastes étendues. Il existe des écarts assez importants entre les modèles, dont les causes sont encore mal cernées.

D.4 Evaluation générale des capacités

Les modèles couplés ont évolué et se sont considérablement améliorés depuis le deuxième Rapport d'évaluation. En général, ils produisent des simulations plausibles du climat, du moins jusqu'aux échelles sous-continentales et à des échelles de temps allant de la saison à la décennie. Dans leur ensemble, les modèles couplés sont considérés comme des outils propres à fournir des projections utiles du climat futur. Ces modèles ne peuvent pas encore

simuler tous les aspects du climat (ainsi, ils ne permettent pas de rendre pleinement compte de l'évolution observée des différences de température surface-troposphère depuis 1979). La nébulosité et l'humidité restent également d'importantes sources d'incertitude, malgré l'amélioration progressive des simulations de ces paramètres. Aucun modèle n'est incontestablement supérieur aux autres, et il importe d'utiliser les résultats fournis par un ensemble de modèles couplés évalués avec soin pour étudier les effets de différentes formulations. La confiance accrue qu'inspirent les modèles se justifie par leurs performances dans les domaines ci-après.

Ajustement des flux

Le crédit généralement accordé aux projections des modèles s'est encore accru en raison des résultats remarquables de plusieurs modèles qui n'utilisent pas l'ajustement des flux. Ces modèles poursuivent actuellement des simulations stables portant sur plusieurs siècles du climat à la surface du globe, dont la qualité est jugée suffisante pour permettre leur utilisation à des fins de projection des changements climatiques. De nombreux modèles peuvent désormais être exploités sans ajustement des flux grâce aux progrès réalisés tant pour la composante atmosphérique que pour la composante océanique. En ce qui concerne l'atmosphère simulée, les améliorations les plus notables portent sur la convection, la couche limite, les nuages et les flux de chaleur latente à la surface. Quant aux améliorations apportées à l'océan modélisé, elles concernent la résolution, le mélange au niveau de la couche limite et la représentation des tourbillons. Les résultats des études des changements climatiques effectuées à l'aide de modèles avec et sans ajustement des flux sont généralement concordants; néanmoins, l'élaboration de modèles stables sans ajustement des flux renforce la confiance dans leur capacité de simuler le climat futur.

Le climat du XX^e siècle

La confiance dans la capacité des modèles de prévoir l'évolution future du climat est renforcée par le fait que plusieurs modèles parviennent à reproduire la hausse tendancielle de la température de l'air en surface au XX^e siècle sur la base de la concentration accrue de gaz à effet de serre et d'aérosols sulfatés (voir la figure TS 13). Toutefois, seuls des scénarios idéalisés ont été retenus dans le cas des aérosols sulfatés, et les modèles n'ont pas toujours pris en compte le rôle de certains processus et forçages supplémentaires. Quelques études de modélisation semblent indiquer que la prise en compte de certains forçages supplémentaires tels que la variabilité solaire ou les aérosols volcaniques pourrait améliorer certains aspects de la variabilité simulée du climat au XX^e siècle.

Phénomènes extrêmes

Les analyses des phénomènes extrêmes simulés dans les modèles climatiques – et la confiance en ces analyses – en sont encore au stade de la gestation, notamment pour ce qui concerne les trajectoires et la fréquence des tempêtes. Si les tourbillons de type cyclonique sont simulés par certains modèles climatiques, leur interprétation est encore sujette à trop d'incertitude pour ne pas inciter à la prudence dans la projection des changements propres

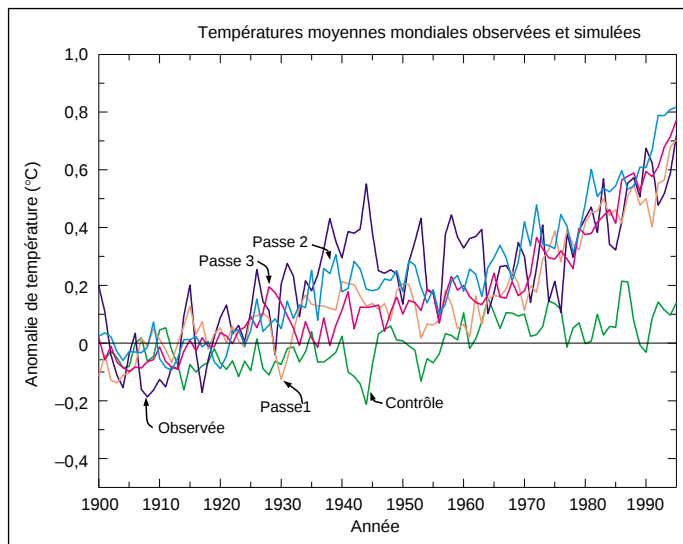


Figure TS 13 — Anomalies des températures (°C) moyennes mondiales observées et simulées, par rapport à la moyenne des observations pour la période 1900 à 1930. Les données de contrôle et les trois simulations indépendantes effectuées avec le même gaz à effet de serre accompagné d'un forçage d'aérosols, dans des conditions initiales légèrement différentes, sont tirées d'un modèle AOGCM. Les trois simulations sont identifiées comme "passe 1", "passe 2" et "passe 3" respectivement.

[Fondée sur la Figure 8.15]

aux cyclones tropicaux. Il faut toutefois noter que, d'une façon générale, l'analyse des phénomènes extrêmes, que ce soit à partir des observations (voir la section B.6) ou à l'aide de modèles couplés, est encore insuffisamment développée.

Variabilité interannuelle

Les modèles couplés simulent de mieux en mieux le phénomène ENSO; toutefois, sa variabilité est décalée vers l'ouest et son intensité est généralement sous-estimée. Lorsqu'ils sont convenablement initialisés à l'aide de données sur les vents de surface et les profondeurs océaniques, certains modèles couplés parviennent à prévoir avec un certain succès des épisodes ENSO.

Comparaisons de modèles

Le recours accru aux comparaisons systématiques des modèles confirme de façon probante l'amélioration des performances des modèles climatiques. Ainsi, le *Coupled Model Intercomparison Project* (CMIP) permet de procéder à une évaluation et à une comparaison plus complètes et systématiques des modèles couplés utilisés dans une configuration normalisée et réagissant à des forçages normalisés. On est même parvenu à chiffrer certaines améliorations des performances des modèles couplés. Quant au *Paleoclimate Model Intercomparison Project* (PMIP), il permet de comparer des modèles pour le milieu de l'holocène (6000 ans avant le présent) et le dernier maximum glaciaire (21 000 ans avant le présent). L'aptitude de ces modèles à simuler certains aspects des paléoclimats, confirmée par une série de données paléoclimatiques indirectes, confère une certaine fiabilité aux modèles (du moins en ce qui concerne la composante atmosphérique) pour un ensemble de forçages différents.

E. MISE EN ÉVIDENCE D'UNE INFLUENCE HUMAINE SUR LES CHANGEMENTS CLIMATIQUES

Les sections B et C traitent des changements observés dans le passé pour ce qui est respectivement du climat et des agents de forçage. La section D est consacrée à la capacité des modèles climatiques de prévoir la réaction du système climatique à ces changements du forçage. Dans la présente section, on utilise ces informations pour essayer de mettre en évidence une éventuelle influence humaine sur les changements climatiques observés jusqu'ici.

C'est là une question d'importance. Le deuxième Rapport d'évaluation concluait que «les éléments dont on dispose laissent entrevoir une influence humaine perceptible sur le climat mondial». On y précisait que la détection des indices d'un changement climatique anthropique et la détermination de ses causes s'effectueraient par une accumulation graduelle d'informations. On y prenait note également des incertitudes liées à un certain nombre de facteurs – notamment la variabilité interne ainsi que l'ampleur et les configurations des forçages et des réactions –, qui ont empêché de tirer des conclusions plus décisives.

E.1 Définitions de la détection et de l'attribution

La détection consiste à montrer qu'un changement observé diffère significativement (au sens statistique du terme) de ce qui pourrait s'expliquer par la seule variabilité naturelle. L'attribution consiste à établir, avec un certain degré de confiance, une relation de cause à effet, et notamment à évaluer les hypothèses concurrentes. La réaction aux variations anthropiques du forçage climatique s'inscrit dans le contexte d'une variabilité naturelle propre au système climatique et d'une variabilité du climat due à des forçages externes. La variabilité interne, c'est-à-dire qui n'est pas forcée par des agents extérieurs, se produit à toutes les échelles de temps – de la semaine au siècle, voire au millénaire. Les composantes climatiques à réaction lente tels que les océans jouent un rôle particulièrement important à l'échelle de la décennie ou du siècle, car elles intègrent la variabilité météorologique. Le climat peut donc produire, sur des échelles de temps très longues, des variations d'une grande ampleur sans aucune influence extérieure. Les variations du climat dues à des forçages externes (les signaux) peuvent résulter d'une évolution de certains facteurs de forçage naturels (rayonnement solaire, aérosols volcaniques, etc.) ou anthropiques (accroissement de la concentration de gaz à effet de serre ou d'aérosols, etc.). En raison de la variabilité naturelle du climat, la détection et l'attribution des changements climatiques anthropiques deviennent un problème statistique de différenciation des signaux et du bruit. Les études de détection permettent de déterminer si un changement observé est ou non hautement inhabituel au sens statistique du terme, sans pour autant en établir nécessairement les causes. L'attribution d'un changement climatique à des causes anthropiques suppose une analyse statistique ainsi que l'évaluation minutieuse de multiples sources de données, en vue de démontrer, avec une marge d'erreur définie à l'avance, que le changement observé :

- a peu de chance d'être entièrement dû à la variabilité interne;
- concorde avec les réactions estimées à une combinaison donnée de forçages anthropiques et naturels;
- ne concorde pas avec d'autres explications – concrètement plausibles – de l'évolution récente du climat qui excluent des éléments essentiels de la combinaison donnée de forçages.

E.2 Des relevés d'observations plus complets et analysés avec soin

D'après les relevés instrumentaux, trois des cinq dernières années (1995, 1997 et 1998) ont été les plus chaudes jamais enregistrées à l'échelle du globe. On a évalué l'incidence des erreurs d'échantillonnage propres aux observations pour les relevés de la température moyenne à l'échelle du globe et de l'hémisphère. De plus on a une idée plus claire des erreurs et incertitudes propres aux températures mesurées à partir de satellites (à l'aide de sondeurs à hyperfréquences, ou MSU). On a dans une large mesure remédié aux incohérences entre les données recueillies par sondeur à hyperfréquences et par radiosonde, bien qu'on s'explique toujours mal l'évolution observée de l'écart entre les températures enregistrées à la surface du globe et dans la basse troposphère (voir la section B). D'après de nouvelles reconstitutions de l'évolution des températures durant les 1000 dernières années, il est peu probable que les variations de la température au cours des 100 dernières années soient entièrement dues à des causes naturelles, même si l'on tient compte des importantes incertitudes qui caractérisent les reconstitutions paléoclimatiques (voir la section B).

E.3 Nouvelles estimations de la variabilité interne par modélisation

D'après les estimations effectuées à l'aide des modèles actuels, il est fort peu probable que le réchauffement observé ces 100 dernières années soit uniquement dû à la variabilité interne. Les relevés instrumentaux portent seulement sur la période où s'est exercée l'influence humaine, tandis que les relevés paléoclimatiques englobent des variations dues à des forçages naturels, telles que celles qui résultent de variations de l'éclairement énergétique du soleil ou de la fréquence des grandes éruptions volcaniques. Ces inconvénients ne laissent guère d'autres possibilités, pour évaluer la variabilité interne du climat, que celle de recourir à de longues simulations «témoins» au moyen de modèles couplés. Depuis le deuxième Rapport d'évaluation, on a utilisé un plus grand nombre de modèles pour évaluer l'ampleur de cette variabilité interne du climat (voir l'échantillon représentatif présenté à la figure TS 14). Comme on peut le constater, ces modèles présentent une variabilité interne à l'échelle du globe d'une grande ampleur. Si les valeurs estimées de la variabilité sur de grandes échelles de temps – qui sont particulièrement utiles pour les études de détection et d'attribution – sont incertaines, certains modèles affichent, à l'échelle interannuelle ou décennale, une variabilité similaire ou supérieure à la variabilité observée, même si certains d'entre eux ne tiennent pas compte de la variance due à des sources extérieures. Les

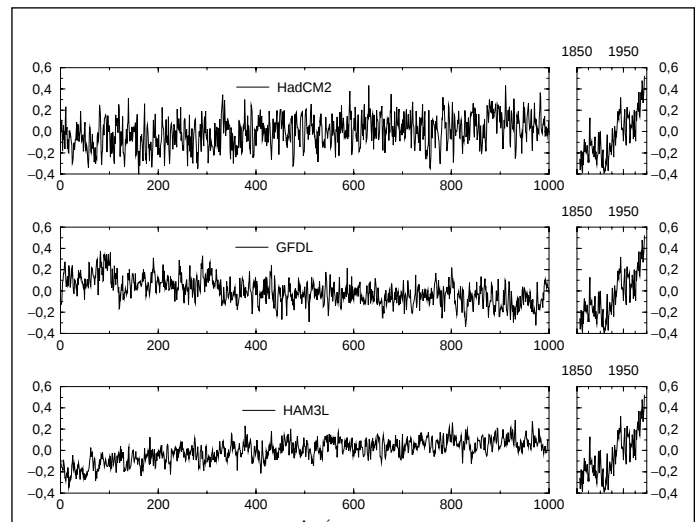


Figure TS 14 — Anomalies des températures moyennes mondiales de l'air à la surface, tirées de simulations de contrôle effectuées sur 1000 ans avec trois modèles climatiques différents – Hadley, Geophysical Fluid Dynamics Laboratory et Hamburg, par rapport aux relevés instrumentaux récents. Aucune des simulations de contrôle sur modèle n'indique de tendance à la surface aussi importante que la tendance observée. Si la variabilité interne est correcte dans ces modèles, le réchauffement récent n'est probablement pas dû à la variabilité produite uniquement dans le système climatique.

[Fondée sur la Figure 12.1]

conclusions quant à la détection d'un signal anthropique ne varient pas selon le modèle utilisé pour évaluer la variabilité interne, et les changements récents ne peuvent être mis sur le compte de la seule variabilité interne, même si l'on multipliait par deux ou davantage l'amplitude des variations internes simulées. D'après les études de détection et d'attribution les plus récentes, aucun indice ne porte à croire que la variabilité interne à la surface évaluée à l'aide de modèles ne concorde pas avec la variabilité résiduelle déduite des observations après suppression des signaux anthropiques estimés sur les grandes échelles spatiales et temporelles propres aux études de détection et d'attribution. On notera cependant que nos capacités de détection des incohérences sont limitées. Comme l'indique la figure TS 14, aucune simulation témoin ne révèle une évolution de la température de l'air à la surface d'une ampleur comparable à celle observée durant les 1000 dernières années.

E.4 Nouvelles estimations des réactions au forçage naturel

D'après un certain nombre d'évaluations fondées sur des principes physiques et des simulations sur modèle, le forçage naturel ne peut expliquer à lui seul le réchauffement de la planète récemment observé, pas plus que les changements constatés de la distribution verticale de la température dans l'atmosphère. Des modèles entièrement couplés océan-atmosphère ont pris en compte des reconstitutions des forçages solaires et volcaniques pendant les cent à trois cents dernières années pour estimer la contribution du forçage naturel à la variabilité du climat et aux changements climatiques. Bien que la reconstitution des forçages

naturels soit aléatoire, la prise en compte de leurs effets entraîne une augmentation de la variance aux grandes échelles de temps (plusieurs décennies). Cela a pour effet de rapprocher la variabilité à basse fréquence de celle déduite des reconstitutions paléoclimatiques. Il est probable que le forçage naturel net (c'est-à-dire solaire et volcanique) est négatif depuis deux, voire quatre décennies. Les évaluations statistiques confirment que la variabilité naturelle simulée, qu'elle soit ou pas due au forçage naturel, ne peut guère expliquer le réchauffement observé durant la seconde moitié du XX^e siècle (voir la figure TS 15). Par contre, on a détecté une certaine influence du forçage volcanique sur le climat et peut-être même une influence solaire, surtout au début du XX^e siècle. Même si les modèles sous-estiment l'ampleur de la réaction au forçage solaire ou volcanique, les configurations spatiales et temporelles sont telles que ces effets ne peuvent à eux seuls expliquer l'évolution des températures observée au XX^e siècle.

E.5 Sensibilité aux signaux estimés du changement climatique

De nombreux éléments d'information témoignent des concordances qualitatives des changements climatiques observés et des réactions des modèles au forçage anthropique. Tant les modèles que les observations révèlent une hausse des températures à l'échelle du globe, un écart accru entre les températures terrestres et océaniques, une réduction de l'étendue des glaces de mer, un recul des glaciers et un accroissement des précipitations aux latitudes élevées de l'hémisphère Nord. Il existe encore certaines incohérences qualitatives, notamment le fait que les modèles prédisent un rythme de réchauffement de la troposphère moyenne et supérieure plus rapide que celui qu'indiquent les données d'observation de la température troposphérique recueillies par satellite ou radiosonde.

D'après toutes les simulations qui ont été effectuées avec des gaz à effet de serre et des aérosols sulfatés dans le cadre d'études de détection, seule une contribution anthropique considérable permet d'expliquer l'évolution observée dans la troposphère et à la surface du globe durant ces 30 dernières années au moins. Depuis le deuxième Rapport d'évaluation, on dispose d'un plus grand nombre de simulations fondées sur une augmentation des gaz à effet de serre et une représentation plus ou moins élaborée des effets des aérosols. Plusieurs études ont eu recours à une représentation explicite des gaz à effet de serre (et non pas à une augmentation équivalente du CO₂). Certaines ont également pris en compte les variations de la concentration d'ozone troposphérique, un cycle du soufre interactif, un traitement radiatif explicite de la dispersion des aérosols sulfatés ainsi que de meilleures estimations des variations de l'ozone stratosphérique. Dans l'ensemble, malgré l'ambiguïté fréquente de la détection de la réaction du climat à ces autres facteurs anthropiques, la détection de l'influence des gaz à effet de serre sur l'évolution de la température à la surface pendant les 50 dernières années est d'une fiabilité éprouvée. Dans certains cas, on a procédé à des séries de simulations afin de réduire le «bruit» altérant les estimations de la réaction en fonction du temps. Certaines études ont permis d'évaluer les fluctuations saisonnières de la réaction. S'il a été

difficile, en raison des incertitudes que présentent les signaux estimés des changements climatiques, d'attribuer les changements observés à une combinaison donnée d'influences anthropiques et naturelles, toutes les études ont conclu à la nécessité d'une contribution anthropique importante pour expliquer l'évolution observée à la surface du globe et dans la troposphère durant au moins les 30 dernières années.

E.6 Une gamme élargie de techniques de détection

Température

On dispose aujourd'hui, pour déterminer l'influence de l'activité humaine sur le climat, d'une gamme considérablement élargie de techniques de détection. L'un des principaux progrès réalisés depuis le deuxième Rapport d'évaluation consiste en la multiplication des techniques utilisées et en l'évaluation du degré d'indépendance des résultats par rapport aux hypothèses formulées pour l'application de ces techniques. On a ainsi eu recours à des études fondées sur des corrélations de configurations, à des études de détection optimale utilisant une ou plusieurs configurations fixes et des configurations variant avec le temps ainsi qu'à un certain nombre d'autres techniques. Le nombre croissant d'études, la multiplicité des techniques employées, la rigueur accrue des évaluations du rôle du forçage anthropique dans le système climatique et la fiabilité des résultats découlant des hypothèses retenues pour l'application des différentes techniques sont autant de facteurs qui ont contribué à renforcer la confiance en ces aspects de la détection et de l'attribution.

Les résultats sont sensibles aux échelles temporelles et spatiales considérées. Il faut disposer de données recueillies sur plusieurs décennies pour distinguer les signaux liés à des forçages de la variabilité interne. Des études théoriques ont montré que les variations de la température de surface ne sont détectables qu'à des échelles de l'ordre de 5000 km. Ces études montrent aussi que, dans les études de corrélation de configurations, le degré de concordance entre les simulations et les observations est proche de ce à quoi on peut s'attendre en théorie.

La plupart des études d'attribution montrent que, pour ce qui concerne les 50 dernières années, le rythme et l'ampleur estimés du réchauffement de la planète dû uniquement aux concentrations accrues de gaz à effet de serre sont comparables ou supérieurs à ceux du réchauffement observé. Les études d'attribution ont pour objet de répondre à la question de savoir «si l'ampleur de la réaction simulée à un agent de forçage donné est conforme aux observations». L'application de techniques «à signaux multiples» a permis de différencier les effets des divers facteurs sur le climat. La prise en compte de la variation des signaux en fonction du temps a facilité la distinction entre les forçages naturels et les forçages anthropiques. L'intégration d'un nombre croissant de configurations de réaction engendre inévitablement des problèmes de dégénérescence (différentes combinaisons de configurations correspondant à des degrés de concordance presque identiques avec les observations). Malgré tout, lors même que toutes les principales réactions sont prises

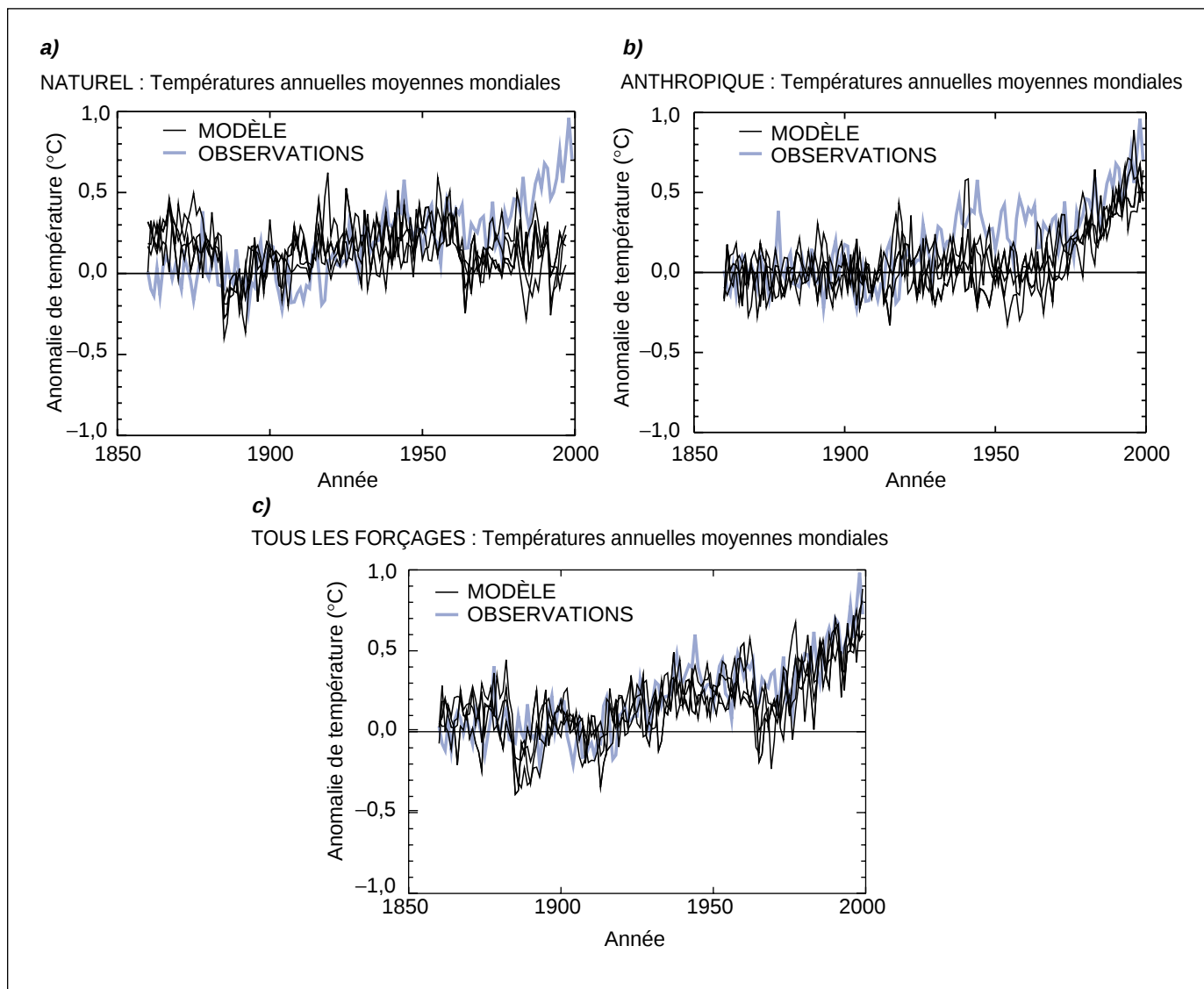


Figure TS 15 — Anomalies des températures moyennes mondiales à la surface, par rapport à la moyenne de la période 1880 à 1920, tirée des relevés instrumentaux, comparées à des séries de quatre simulations avec un modèle climatique couplé océan-atmosphère, avec a) uniquement les forçages solaires et volcaniques, b) des forçages anthropiques, notamment de gaz à effet de serre bien brassés, des changements dans l’ozone stratosphérique et troposphérique et les effets directs et indirects d’aérosols sulfatés, et c) tous les forçages, naturels aussi bien qu’anthropiques. La ligne foncée représente les données instrumentales et les lignes minces les différentes simulations sur modèles de quatre membres. Il convient de noter que les données sont des valeurs annuelles moyennes. Les données des modèles sont échantillonnées uniquement aux emplacements où il y a eu observations. Les changements dans les aérosols sulfatés ont été calculés interactivement tandis que ceux de l’ozone troposphérique ont été calculés en différé avec un modèle de transport chimique. Les changements dans la brillance des nuages (qui est le premier effet indirect des aérosols sulfatés) ont été calculés par une simulation en différé et inclus dans le modèle. Les changements dans l’ozone stratosphérique étaient fondés sur des observations. Les forçages volcaniques et solaires étaient fondés sur des combinaisons publiées de mesures et de données indirectes. Le forçage anthropique net en 1990 était de $1,0 \text{ Wm}^{-2}$, incluant un refroidissement net de $1,0 \text{ Wm}^{-2}$ dû aux aérosols sulfatés. Le forçage naturel net pour 1990 par rapport à 1860 était de $0,5 \text{ Wm}^{-2}$, pour 1992, il a donné un refroidissement net de $2,0 \text{ Wm}^{-2}$ dû au Mont Pinatubo. D’autres modèles incorporant des forçages anthropiques donnent des résultats similaires à ceux qui sont indiqués en b).

[Fondée sur la Figure 12.7]

en considération dans l’analyse, un signal distinct propre aux gaz à effet de serre reste détectable. De plus, la plupart des estimations de modèle qui tiennent compte des gaz à effet de serre et des aérosols sulfatés concordent avec les observations couvrant la même période. La concordance des simulations sur modèle et des observations pour les 140 dernières années est maximale lorsqu’on inclut à la fois les facteurs anthropiques et

les facteurs naturels (voir la figure TS 15). Ces résultats montrent que les forçages pris en compte suffisent à expliquer les changements observés, sans exclure pour autant la contribution éventuelle d’autres forçages. Dans l’ensemble, si l’on constate que l’ampleur de la réaction en matière de température à des concentrations accrues de gaz à effet de serre est conforme aux observations sur les échelles considérées (voir la figure TS 16),

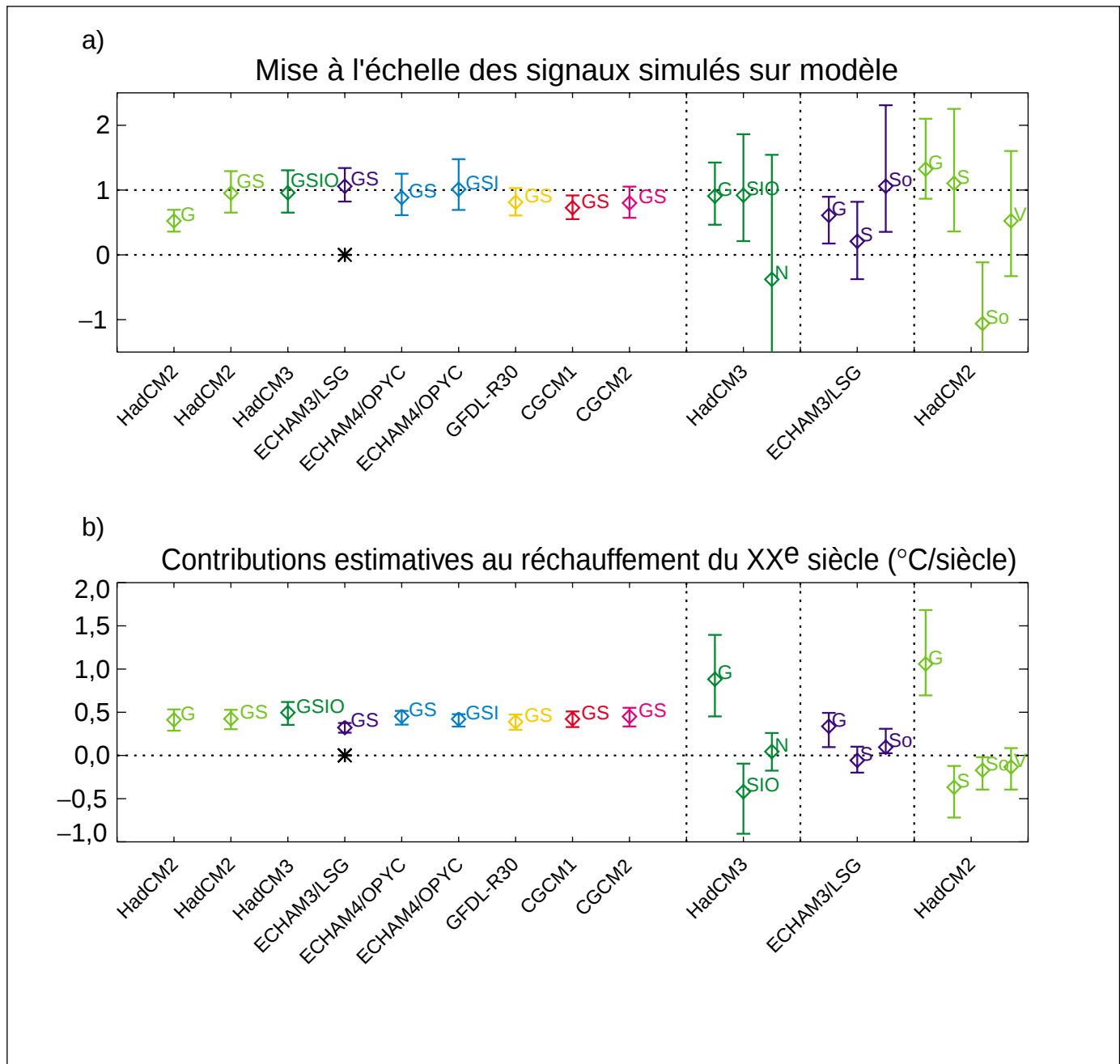


Figure TS 16 — a) Estimations des facteurs d'échelle par lesquels il convient de multiplier l'amplitude de plusieurs signaux simulés sur modèle pour reproduire les changements correspondants dans les relevés des observations. Les barres verticales indiquent la marge d'erreur de 5 à 95 % due à la variabilité interne. Une unité couvrant toute la marge signifie que cette combinaison d'amplitude de forçage et de réaction simulée est compatible avec le changement correspondant observé, tandis qu'une marge englobant zéro signifie que le signal simulé n'est pas détectable. Les signaux sont définis comme étant la réaction moyenne d'ensemble au forçage extérieur exprimée en températures de grande échelle (>5000 km) près de la surface, pour la période 1946-1996 par rapport à la moyenne de 1986-1996. La première entrée (G) montre le facteur d'échelle et l'intervalle de confiance de 5-95 % découlant de l'hypothèse que les observations consistent uniquement en une réaction aux gaz à effet de serre en plus de la variabilité interne. La marge est notablement inférieure à un (conformes aux résultats d'autres modèles), ce qui signifie que les modèles qui incluent uniquement des forçages de gaz à effet de serre tendent à surestimer le signal de réchauffement observé. Les huit prochaines entrées montrent les facteurs d'échelle pour les réactions simulées aux forçages de gaz à effet de serre et de sulfate (GS), avec deux cas incluant des forçages indirects de sulfate et d'ozone troposphérique, l'un d'eux incluant également l'appauvrissement de l'ozone stratosphérique (GSI et GSIO respectivement). Toutes ces marges, à l'exception d'une (CGCM1), est compatible à un. C'est pourquoi il y a peu de preuves qui montrent que les modèles surestiment ou sous-estiment systématiquement l'amplitude de la réaction observée, en supposant que les signaux GS simulés et la variabilité interne sont une représentation adéquate (c'est-à-dire que le forçage naturel a eu peu d'effet net sur ce diagnostic). La variabilité résiduelle observée est conforme à une telle supposition dans tous les cas, sauf un (ECHAM3, indiqué par un astérisque). Il est nécessaire de poser une telle hypothèse afin d'inclure les modèles pour lesquels on ne dispose que d'une simulation de la réaction anthropique; les estimations d'incertitude dans ces cas à signal unique sont incomplètes puisqu'elles ne tiennent pas compte

on note néanmoins la persistance de certaines divergences entre les réactions simulées et les réactions observées à d'autres facteurs naturels et anthropiques.

Les incertitudes liées à d'autres forçages pris en considération n'empêchent pas la détection des effets des gaz à effet de serre anthropiques au cours des 50 dernières années. Le forçage dû aux aérosols sulfatés, bien qu'incertain, est négatif durant cette période. On estime également que, pendant la majeure partie de cette période, les variations du forçage naturel ont été négatives. On ne peut donc renoncer à détecter l'influence des gaz à effet de serre anthropiques du fait de l'incertitude concernant le forçage dû aux aérosols sulfatés ou parce que le forçage naturel n'a pas été pris en compte dans certaines simulations. Si les études qui font la distinction entre les différentes réactions aux gaz à effet de serre, aux aérosols sulfatés et au forçage naturel proposent des estimations incertaines quant à l'amplitude des signaux correspondant aux aérosols sulfatés et au forçage naturel, la plupart d'entre elles parviennent néanmoins à détecter, dans les relevés climatiques récents, la présence du signal propre aux gaz à effet de serre anthropiques.

Il faudrait que les méthodes de détection et d'attribution appliquées ne soient pas sensibles aux erreurs d'amplitude de la réaction mondiale moyenne aux divers forçages. Dans les méthodes d'estimation des signaux utilisées dans le présent rapport, l'amplitude du signal est évaluée d'après les observations et non pas d'après l'amplitude de la réaction simulée. Les estimations sont donc indépendantes des facteurs qui déterminent l'amplitude simulée de la réaction, tels que la sensibilité climatique du modèle utilisé. En outre, si le signal correspondant à un forçage donné est évalué séparément, son amplitude est en grande partie indépendante de l'ampleur du forçage utilisé pour déduire la réaction. L'incertitude concernant l'amplitude du forçage solaire et du forçage indirect dû aux aérosols sulfatés ne devrait pas influencer sur l'amplitude du signal estimé.

Niveau de la mer

Il est très probable que le réchauffement enregistré au XX^e siècle a contribué de façon notable à l'élévation observée du niveau de la mer, par le biais de la dilatation thermique des eaux océaniques

et de la fonte généralisée des glaces terrestres. Compte tenu des incertitudes actuelles, les observations comme les modèles confirment l'absence d'une accentuation marquée de l'élévation du niveau de la mer au XX^e siècle.

E.7 Les incertitudes qui demeurent en matière de détection et d'attribution

Bien que des progrès aient été accomplis dans ce domaine, il reste encore de nombreuses sources d'incertitude déjà mentionnées dans le deuxième Rapport d'évaluation, parmi lesquelles :

- *des divergences entre les observations et les modèles pour ce qui est du profil vertical des variations de la température dans la troposphère.* L'utilisation, dans les modèles, de données historiques sur le forçage plus réalistes a permis d'atténuer ces divergences, sans toutefois les éliminer complètement. De plus, l'écart entre l'évolution observée de la température à la surface du globe et dans la basse troposphère au cours des 20 dernières années ne peut pas être entièrement reproduit par les simulations sur modèle;
- *de grandes incertitudes au sujet des valeurs estimées de la variabilité interne du climat tirées des modèles et des observations.* Toutefois, comme il a été indiqué précédemment, il est peu probable (voire très improbable) que cette incertitude soit suffisante pour réduire à néant l'affirmation de l'existence d'un changement climatique perceptible;
- *une incertitude considérable quant aux reconstitutions des forçages solaire et volcanique fondées sur des données indirectes ou des données d'observation trop peu nombreuses, sauf pour les 20 dernières années.* La détection de l'influence des gaz à effet de serre sur le climat résiste à une éventuelle amplification du forçage solaire par les interactions ozone-soleil ou soleil-nuages, pour autant que ces interactions ne modifient pas la configuration ou la variabilité en fonction du temps de la réaction au forçage solaire. L'amplification du signal solaire par ces processus – qui ne sont pas encore pris en compte dans les modèles – reste hypothétique;

de l'incertitude de la réaction naturelle forcée. Par contre, ces marges indiquent le haut degré de certitude avec lequel la variabilité interne, simulée dans ces modèles, peut être rejetée comme explication du changement récent de la température près de la surface. Les trois prochaines entrées donnent une analyse d'incertitude plus complète, en indiquant les facteurs d'échelle correspondants pour les divers signaux de gaz à effet de serre (G), de sulfate (S), de forçage solaire et volcanique (N), de forçage solaire uniquement (So) et de forçage volcanique uniquement (V) pour les cas dans lesquels les simulations correspondantes ont été effectuées. Dans ces cas, des facteurs multiples sont évalués simultanément pour tenir compte de l'incertitude dans l'amplitude de la réaction naturelle forcée. Bien que les incertitudes augmentent, le signal d'effet de serre reste toujours détectable. Dans un cas (ECHAM3), le modèle semble surestimer la réaction à l'effet de serre (la marge d'échelle dans le signal G est incompatible avec un), mais ce résultat est sensible à l'élément de contrôle utilisé pour définir l'espace de détection. L'on ignore également la réaction à l'inclusion d'un signal volcanique. Dans le cas incluant à la fois le forçage solaire et le forçage volcanique (HadCM2 et HadCM3), les signaux G et S restent détectables et compatibles à un, que les signaux naturels soient évalués conjointement ou séparément (ce qui permet des erreurs différentes dans les réactions S et V).

b) Contributions estimatives au réchauffement mondial moyen au cours du XX^e siècle, fondées sur les résultats indiqués en a), avec des intervalles de précision de 5 à 95 %. Bien que les estimations varient selon lesquels des signaux des modèles et des forçages sont supposés, et qu'ils soient moins certains si plus d'un signal est évalué, elles indiquent toutes une contribution importante des changements climatiques anthropiques au réchauffement du XX^e siècle.

[Fondée sur la Figure 12.12]

- *de grandes incertitudes pour ce qui est du forçage anthropique, liées aux effets des aérosols.* Les effets de certains facteurs anthropiques, notamment en ce qui concerne le carbone organique, le noir de carbone, les aérosols dus à la combustion de la biomasse et les changements d'affectation des terres, n'ont pas été pris en compte dans les études de détection et d'attribution. Les valeurs estimées de l'importance et de la répartition géographique des effets de ces forçages varient considérablement, bien qu'il semble qu'à l'échelle du globe, les effets de chacun de ces forçages pris isolément sont relativement faibles;
- *une grande disparité de la réaction des divers modèles au même forçage.* Cette disparité, qui est souvent supérieure à la disparité de la réaction d'un même modèle selon que les effets des aérosols sont ou non pris en compte, témoigne des grandes incertitudes qui caractérisent la prévision des changements climatiques et souligne la nécessité de chiffrer cette incertitude et de l'atténuer en améliorant la qualité des ensembles de données d'observation et des modèles.

E.8 Conclusion

A la lumière des nouveaux éléments dont on dispose et compte tenu des incertitudes qui persistent, on peut conclure que la majeure partie du réchauffement observé ces 50 dernières années est probablement dû à l'augmentation de la concentration des gaz à effet de serre.

F. LES PROJECTIONS POUR L'ÉVOLUTION FUTURE DU CLIMAT DE LA TERRE

Les outils que sont les modèles climatiques sont utilisés avec des scénarios concernant l'évolution future des agents de forçage (tels que les gaz à effet de serre et les aérosols) pour établir un ensemble de projections décrivant ce qui pourrait se produire à l'avenir en matière de changement climatique. La section F.1 donne une description des scénarios envisageables pour l'évolution future des agents de forçage, tels qu'ils figurent dans le *IPCC Special Report on Emission Scenarios* (SRES) [Rapport spécial du GIEC sur les scénarios d'émissions] et sur lesquels reposent, dans toute la mesure du possible, les changements à venir évoqués dans le présent chapitre. Les sections F.2 à F.9 présentent les projections ainsi établies pour l'évolution future du climat. Enfin, la section F.10 présente les résultats de projections établies sur la base de scénarios prévoyant la stabilisation de la concentration des gaz à effet de serre.

F.1 Le Rapport spécial du GIEC sur les scénarios d'émissions (SRES)

En 1996, le GIEC a commencé d'élaborer un nouvel ensemble de scénarios d'émissions, afin d'actualiser et de remplacer les scénarios d'émissions IS92 notoirement connus. Le nouvel ensemble approuvé de scénarios est décrit dans le Rapport

spécial du GIEC sur les scénarios d'émissions (SRES). Quatre canevas circonstanciés différents ont été élaborés pour donner une description cohérente des rapports entre les forces qui déterminent ces émissions et leur évolution et ajouter un contexte pour la quantification des scénarios. L'ensemble de 40 scénarios (dont 35 contiennent des données sur la gamme complète des gaz nécessaires au forçage des modèles climatiques) ainsi obtenu porte sur un large éventail des principales forces démographiques, économiques et technologiques qui détermineront les émissions futures de gaz à effet de serre et d'aérosols sulfatés. Chaque scénario représente une quantification spécifique de l'un des quatre canevas retenus. Tous les scénarios fondés sur le même canevas constituent une «famille de scénarios» (voir l'encadré N° 5, qui donne une brève description des principales caractéristiques des quatre canevas du SRES et des familles de scénarios). Les scénarios du SRES ne prennent pas en compte d'éventuelles initiatives en matière de climat, ce qui signifie qu'aucun d'eux ne retient explicitement l'hypothèse de la mise en œuvre de la Convention-cadre des Nations Unies sur les changements climatiques ou de la réalisation des objectifs d'émissions du Protocole de Kyoto. En revanche, les émissions de gaz à effet de serre subissent directement l'effet des décisions impliquant des changements d'ordre non climatique qui sont prises pour répondre à une grande diversité d'autres objectifs (par exemple pour améliorer la qualité de l'air). Par ailleurs, certaines politiques gouvernementales peuvent influencer, à des degrés divers, sur les facteurs qui déterminent les émissions de gaz à effet de serre, notamment l'évolution démographique, le développement social et économique, le progrès technologique, l'utilisation des ressources et la lutte contre la pollution. Il est tenu compte d'une façon générale de cette influence dans les canevas et les scénarios qui en découlent.

Le SRES n'a été approuvé que le 15 mars 2000, c'est-à-dire trop tard pour que les responsables de la modélisation puissent incorporer les scénarios approuvés dans leurs modèles et obtenir des résultats à temps pour ce troisième Rapport d'évaluation. Toutefois, conformément à une décision prise en 1998 par le Bureau du GIEC, des projets de scénarios ont été présentés aux modélisateurs en climatologie assez tôt pour faciliter leur contribution au troisième Rapport d'évaluation. A cette époque, un scénario de référence a été retenu pour illustrer chacun des quatre groupes de scénarios, fondés directement sur les canevas (A1B, A2, B1 et B2). Pour choisir les scénarios de référence, on s'est fondé sur les quantifications initiales qui reflétaient le mieux les canevas ainsi que sur les caractéristiques des modèles employés. Si les scénarios de référence ne sont ni plus ni moins vraisemblables que les autres scénarios, on a cependant jugé qu'ils illustraient au mieux les canevas considérés. Par la suite, des scénarios ont également été retenus pour illustrer les deux autres groupes de scénarios (A1FI et A1T) de la famille A1, qui portent plus particulièrement sur d'autres formes de progrès technologiques dans l'hypothèse où les autres éléments moteurs ne varient pas. Pour les six groupes de scénarios, on dispose donc de scénarios illustratifs, tous également plausibles. Comme les deux derniers scénarios illustratifs ont été retenus à un stade plus avancé du processus, les résultats des modèles de

Encadré 5 — Les scénarios d'émissions du Rapport spécial sur les scénarios d'émissions (SRES)

A1. Le canevas et la famille de scénarios A1 décrivent un monde futur caractérisé par une croissance économique très rapide, une population mondiale qui atteint son maximum au milieu du siècle pour diminuer ensuite et l'apparition rapide de technologies nouvelles et plus efficaces. Les principaux thèmes sous-jacents sont la convergence entre les régions, le renforcement des capacités et l'accroissement des interactions culturelles et sociales, conjugués à une réduction sensible de la disparité régionale du revenu par habitant. La famille de scénarios A1 se divise en trois groupes qui correspondent à différentes hypothèses concernant l'évolution technologique du système énergétique. Les trois groupes A1 se distinguent par leur orientation technologique : usage intensif de combustibles fossiles (A1F1), sources d'énergie autres que fossiles (A1T) et équilibre entre toutes les sources d'énergie (A1B) (la notion d'équilibre fait référence à une situation où l'on ne recourt pas de façon excessive à une source d'énergie particulière, en admettant que toutes les technologies propres à l'approvisionnement énergétique et à l'utilisation finale se perfectionnent à un rythme similaire).

A2. Le canevas et la famille de scénarios A2 décrivent un monde très hétérogène. Le thème sous-jacent est l'autosuffisance et la préservation des identités locales. Les taux de fécondité régionaux convergent très lentement, ce qui se traduit par une augmentation constante de la population. Le développement économique obéit principalement à une orientation régionale, et la croissance économique par habitant comme le progrès technologique sont plus fragmentés et plus lents que dans les autres canevas.

B1. Le canevas et la famille de scénarios B1 décrivent un monde convergent doté des mêmes caractéristiques démographiques, la population mondiale atteignant son maximum au milieu du siècle pour diminuer ensuite (comme dans le canevas A1), mais avec une évolution rapide des structures économiques vers une économie axée sur les services et l'information, une moindre importance des activités productrices de matières et l'adoption de technologies propres et fondées sur une utilisation efficace des ressources. L'accent est mis sur la recherche de solutions mondiales en matière de viabilité économique, sociale et environnementale, y compris par le biais d'une plus grande équité, mais sans nouvelles initiatives ayant trait au climat.

B2. Le canevas et la famille de scénarios B2 décrivent un monde où l'accent est mis sur des solutions locales en matière de viabilité économique, sociale et environnementale. Ce monde se caractérise par une population mondiale qui augmente régulièrement – quoique à un rythme plus lent que dans le canevas A2 –, par un développement économique de niveau intermédiaire et par un progrès technologique moins rapide et plus divers que dans les canevas A1 et B1. Ce scénario est également axé sur la protection de l'environnement et l'équité sociale et privilégie l'approche locale et régionale.

la circulation générale couplée océan-atmosphère (MCGAO) figurant dans le présent rapport ne concernent que deux des quatre projets de scénarios de référence. Actuellement, seuls les scénarios A2 et B2 ont été pris en compte par plus d'un MCGAO. Les résultats des MCGAO ont été complétés par les résultats obtenus à l'aide de modèles climatiques simples qui couvrent l'ensemble des six scénarios illustratifs. Le scénario IS92a est également présenté dans un certain nombre de cas, de façon à permettre une comparaison directe avec les résultats figurant dans le deuxième Rapport d'évaluation.

Les versions définitives des quatre scénarios de référence figurant dans le SRES diffèrent très légèrement des projets de scénarios utilisés pour les expériences menées à l'aide des MCGAO qui sont décrites dans le présent rapport. Pour déterminer l'effet probable des différences entre les projets et les versions finales des scénarios du SRES, on a étudié chacun des quatre projets de scénarios de référence et chacun des quatre scénarios de référence dans leur version finale à l'aide d'un modèle climatique simple. Pour trois des quatre scénarios de référence (A1B, A2 et B2), le projet de scénario et la version définitive correspondent à une variation presque

identique de la température. La principale différence consiste en une évolution vers les valeurs normalisées pour la période 1990-2000, qui est commune à tous ces scénarios. Il en résulte un forçage plus prononcé en début de période. On note également quelques légères différences du forçage net, mais celles-ci s'atténuent jusqu'à ce que, en 2100, les différences de la variation de température entre les deux versions de ces scénarios se situent dans une fourchette de 1 à 2 pour cent. En revanche, dans le cas du scénario B1, la variation de température est sensiblement plus faible dans la version finale, ce qui devrait se traduire par un écart voisin de 20 pour cent en 2100 par suite d'une diminution générale des émissions de l'ensemble des gaz à effet de serre.

Les émissions anthropiques des trois principaux gaz à effet de serre (CO₂, CH₄ et N₂O) ainsi que les émissions anthropiques de dioxyde de soufre correspondant aux six scénarios illustratifs du SRES sont indiquées à la figure TS 17. Il est clair que ces scénarios prennent en compte une large gamme d'émissions. À des fins de comparaison, les émissions correspondant au scénario IS92a sont également indiquées. Il est particulièrement intéressant de noter le niveau beaucoup plus faible des

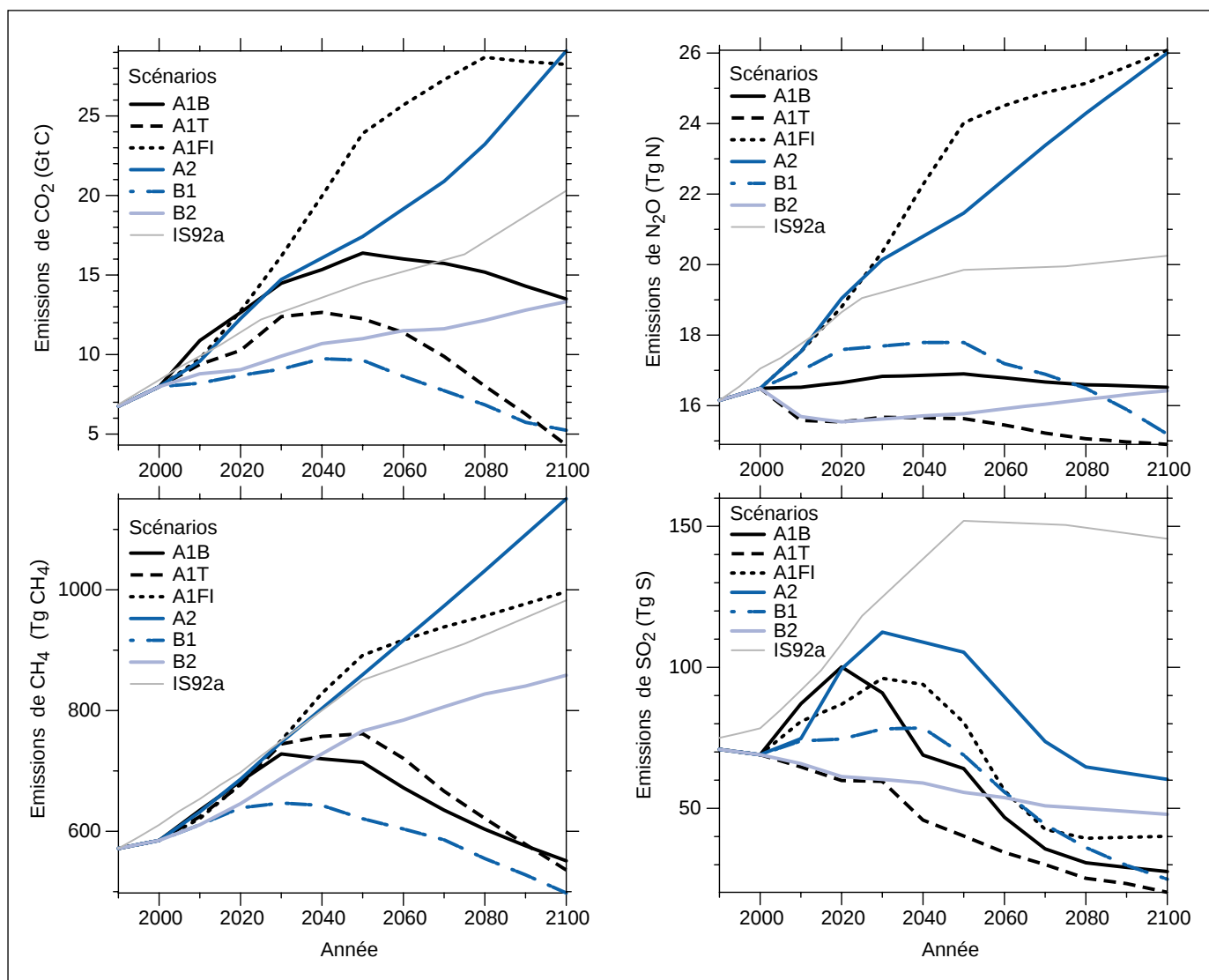


Figure TS 17 — Emissions anthropiques de CO₂, CH₄, N₂O et de dioxyde de soufre pour les six scénarios illustratifs du SRES, A1B, A2, B1 et B2, A1FI et A1T. A titre de comparaison, le scénario IS92a est également indiqué.

[Basée sur le Rapport spécial du GIEC sur les scénarios d'émissions.]

émissions futures de dioxyde de soufre selon les six scénarios du SRES par rapport aux scénarios IS92, en raison des changements structurels du système énergétique ainsi que des mesures prises pour lutter contre la pollution atmosphérique à l'échelon local et régional.

F.2 Projections pour l'évolution future des émissions de gaz à effet de serre et des aérosols

D'après les modèles, les différents scénarios illustratifs du SRES correspondent à une évolution très différente de la concentration de CO₂ (voir la figure TS 18). Pour 2100, les modèles du cycle du carbone prévoient, selon les scénarios illustratifs du SRES, une concentration de CO₂ dans l'atmosphère variant de 540 à 970 ppm (soit 90 à 250 pour cent de plus que la concentration de 280 ppm enregistrée en 1750).

L'incidence nette des rétroactions climatiques terrestres et océaniques, indiquée par les modèles, devrait contribuer à augmenter encore la concentration projetée du CO₂ dans l'atmosphère, du fait que ces rétroactions limitent l'absorption du CO₂ par les terres émergées et les océans. Ces projections tiennent compte des rétroactions terrestres et océaniques. Les incertitudes, concernant en particulier l'ampleur de la rétroaction climatique due à la biosphère terrestre, entraînent une variation d'environ -10 à +30 pour cent pour chaque scénario. L'intervalle total s'établit de 490 à 1260 ppm (soit 75 à 350 pour cent de plus que la concentration de 1750).

Les mesures visant à accroître le stockage du carbone dans les écosystèmes terrestres pourraient influencer sur la concentration de CO₂ dans l'atmosphère, quoique la limite supérieure de la réduction de cette concentration par suite de l'application des mesures en question se situe entre 40 et 70 ppm. Si tout le carbone dégagé par suite des changements passés d'affectation des terres pouvait

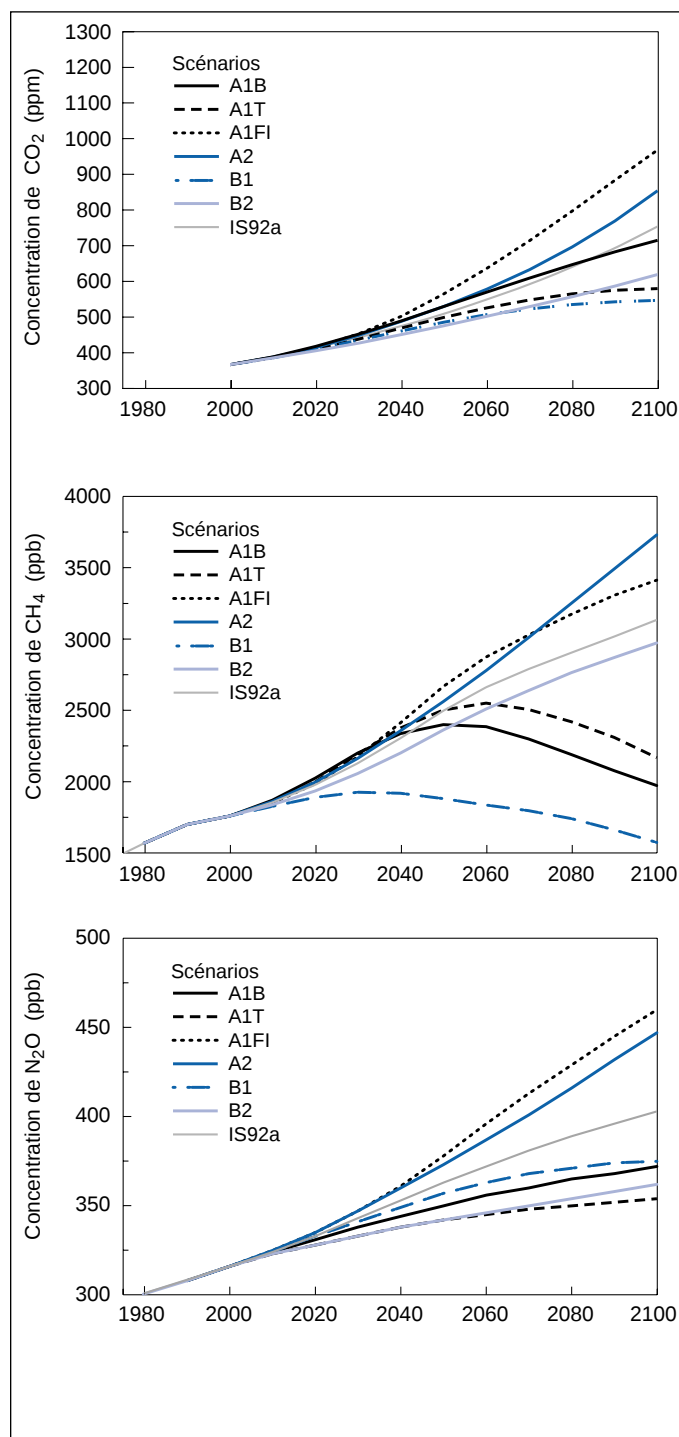


Figure TS 18 — Concentrations atmosphériques de CO_2 , CH_4 et N_2O résultant des six scénarios du SRES et du scénario IS92a calculées selon la méthodologie actuelle.

[Basée sur les Figures 3.12 et 4.14]

être restitué à la biosphère terrestre au cours de ce siècle (par exemple par le reboisement), la concentration de CO_2 diminuerait de 40 à 70 ppm. Autrement dit, il est pratiquement certain que les émissions de CO_2 dues à la combustion de combustibles fossiles resteront le facteur déterminant de l'évolution de la concentration de CO_2 dans l'atmosphère durant le XXI^e.

Les calculs par modèle de l'abondance en 2100 des gaz primaires à effet de serre autres que le CO_2 varient considérablement selon le scénario illustratif du SRES considéré. En règle générale, A1B, A1T et B1 correspondent aux accroissements les plus faibles, et A1FI et A2, aux accroissements les plus marqués. Entre 1998 et 2100, les variations de la teneur en CH_4 s'échelonnent de -190 à +1970 ppb (-11 à +112 pour cent), et la teneur en N_2O augmente de +38 à +144 ppb (+12 à +46 pour cent) (voir les figures 17b) et c)). Quant aux hydrofluorocarbones (HFC) (134a, 143a et 125), dont les niveaux sont aujourd'hui négligeables, leur abondance devrait atteindre en 2001 quelques centaines à un millier de ppt. Toujours selon les projections, la teneur en hydrocarbure perfluoré CF_2 atteindra 200 à 400 ppt et la teneur en SF_6 , 35 à 65 ppt.

Pour les six scénarios d'émissions illustratifs du SRES, les émissions projetées de gaz à effet de serre indirect (NO_x , CO, VOC), conjuguées aux variations de la concentration de CH_4 , devraient modifier l'abondance moyenne mondiale du radical hydroxyle (OH) dans la troposphère, qui varierait de -10 pour cent à +6 pour cent au cours de ce siècle. En raison de l'importance de ce radical dans la chimie de la troposphère, il se produit des variations comparables – mais de signe opposé – de la durée de vie dans l'atmosphère des gaz à effet de serre CH_4 et HFC. Cet effet est lié en grande partie à l'ampleur des émissions de NO_x et de CO et à l'équilibre entre ces deux sortes d'émissions. On a en outre calculé que, durant la période 2000-2100, la concentration d'ozone troposphérique pourrait varier de -12 à +62 pour cent. Le plus fort accroissement prévu au cours du XXI^e siècle correspond aux scénarios A1FI et A2 et serait plus de deux fois supérieur à celui observé depuis l'ère préindustrielle. Cet accroissement de l'ozone est imputable à l'augmentation considérable et simultanée des émissions anthropiques de NO_x et de CH_4 .

La forte augmentation des émissions de gaz à effet de serre et autres polluants prévue par certains des six scénarios illustratifs du SRES pour le XXI^e siècle entraînera une dégradation de l'environnement global qui ira largement au-delà d'un simple changement climatique. Les changements projetés dans les scénarios A2 et A1FI du SRES entraîneront une dégradation de la qualité de l'air sur une bonne partie de la planète du fait de l'accroissement des niveaux de fond de l'ozone troposphérique. Pendant l'été, aux latitudes moyennes de l'hémisphère Nord, la moyenne zonale de la teneur en O_3 augmente près de la surface d'environ 30 ppb ou plus, ce qui porte les niveaux de fond à environ 80 ppb et risque d'entraîner le dépassement des normes actuelles de qualité de l'air dans la plupart des zones métropolitaines et même certaines zones rurales, avec des effets néfastes sur la productivité des cultures et des forêts. Ce problème touche tous les continents et entraîne un couplage des émissions de NO_x à l'échelle hémisphérique.

Exception faite des sulfates et du noir de carbone, les modèles mettent en évidence une dépendance plus ou moins linéaire de l'abondance des aérosols à l'égard des émissions. Les processus qui déterminent le rythme d'élimination du noir de carbone diffèrent sensiblement selon les modèles, laissant subsister une grande incertitude quant aux projections futures concernant le noir de carbone. Les émissions d'aérosols naturels tels que le sel marin, la

poussière ou les précurseurs en phase gazeuse d'aérosols (terpènes, dioxyde de soufre (SO_2), etc.) et l'oxydation du sulfure de diméthyle risquent de s'accroître par suite du changement climatique et des modifications de la chimie atmosphérique.

Les six scénarios illustratifs du SRES couvrent la quasi-totalité des processus de forçage qui résultent de l'ensemble de ces scénarios. La figure TS 19 présente une estimation du forçage radiatif anthropique total entre 1765 et 1990 ainsi que du forçage correspondant aux six scénarios du SRES. Le forçage découlant de l'ensemble des 35 scénarios du SRES est représenté en grisé, car les forçages particuliers correspondant aux différents scénarios se recoupent avec le temps. Le forçage direct dû aux aérosols provenant de la combustion de la biomasse est modulé avec les taux de déboisement. Les scénarios du SRES prévoient la possibilité d'une augmentation ou d'une diminution des aérosols anthropiques (aérosols sulfatés, aérosols résultant de la combustion de la biomasse, aérosols de noir de carbone et de carbone organique, etc.), selon le degré d'utilisation des combustibles fossiles et les mesures visant à réduire les émissions de polluants. Ils ne donnent pas d'estimations des émissions d'aérosols non sulfatés. Deux méthodes de projection de ces émissions ont été envisagées dans le présent rapport : la première module les émissions d'aérosols dus à la combustion de combustibles fossiles et de la biomasse avec le CO_2 , tandis que la seconde les module avec le SO_2 et le déboisement. Seule la seconde méthode a été utilisée pour les projections climatiques. Par comparaison, le forçage radiatif correspondant au scénario IS92a est également indiqué. Il est clair que le forçage correspondant aux nouveaux scénarios du SRES est décalé vers le haut par rapport au forçage correspondant aux scénarios IS92. Cela est dû principalement à la réduction des émissions futures de SO_2 dans les scénarios du SRES par rapport aux scénarios IS92, mais aussi à la légère augmentation des émissions cumulées de carbone prévues dans certains scénarios du SRES.

Dans presque tous les scénarios du SRES, le forçage radiatif dû au CO_2 , au CH_4 , au N_2O et à l'ozone troposphérique continue d'augmenter, et l'on prévoit que la fraction du forçage radiatif total due au CO_2 passera d'un peu plus de la moitié à environ les trois quarts du total. Le forçage radiatif dû aux gaz appauvrissant la couche d'ozone diminue par suite de l'application des mesures

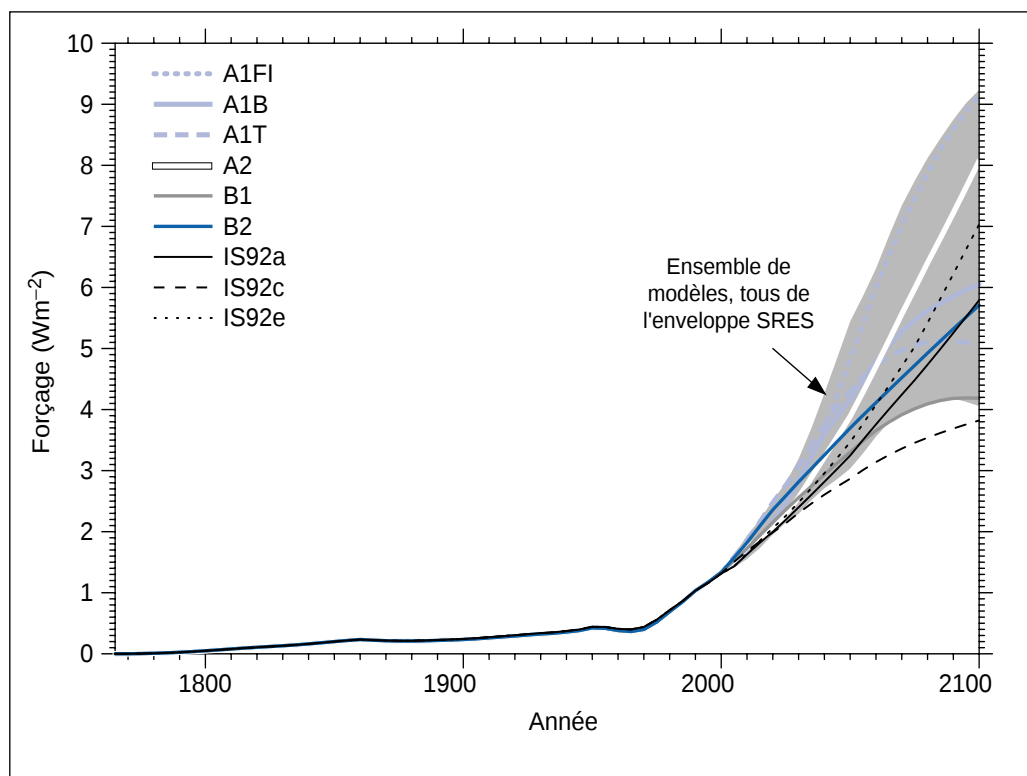


Figure TS 19 — Résultats du modèle simple : estimation historique du forçage radiatif anthropique jusqu'à l'an 2000, suivie de l'estimation du forçage radiatif pour les six scénarios illustratifs du SRES. La zone grise représente l'enveloppe du forçage qui englobe l'ensemble complet des trente-cinq scénarios du SRES. La méthode de calcul suit de près celle qui est expliquée dans les chapitres. Les valeurs sont fondées sur le forçage radiatif correspondant à un doublement du CO_2 tel qu'il ressort de sept MCGAO. Le forçage des scénarios IS92a, IS92c et IS92e est également indiqué selon la même méthode de calcul.

[Basée sur la Figure 9.13a]

de réduction des émissions visant à maîtriser l'appauvrissement de la couche d'ozone stratosphérique. Le forçage radiatif direct dû aux aérosols (tous composés à base de sulfate, de noir de carbone et de carbone organique confondus), évalué par rapport au présent (2000), varie de signe selon les différents scénarios. On prévoit que les effets directs et indirects des aérosols seront d'une plus faible amplitude que ceux du CO_2 . Il n'y a pas eu d'estimations des aspects spatiaux des forçages futurs. L'effet indirect des aérosols sur les nuages est pris en compte dans les calculs des modèles climatiques simples et modulé de façon non linéaire avec les émissions de SO_2 , sur la base d'une valeur actuelle de $-0,8 \text{ Wm}^{-2}$, comme dans le deuxième Rapport d'évaluation.

F.3 Projections pour l'évolution future de la température

Résultats fournis par les modèles de la circulation générale couplés atmosphère-océan (MCGAO)

La sensibilité du climat devrait être de l'ordre de $1,5$ à $4,5 \text{ }^\circ\text{C}$. Cette valeur estimée reste inchangée depuis le premier Rapport d'évaluation du GIEC (1990) et le deuxième Rapport d'évaluation. La sensibilité du climat désigne la réaction, à l'équilibre, de la température à la surface du globe à un doublement de la concentration

d'équivalent CO₂. La fourchette des températures estimées est due aux incertitudes des modèles climatiques et à leurs rétroactions internes, notamment celles qui sont liées aux nuages et autres phénomènes apparentés. La réponse climatique transitoire (RCT) est utilisée pour la première fois dans le présent rapport du GIEC. La RCT se définit comme moyenne mondiale de la variation de la température de l'air en surface au moment du doublement de la teneur en CO₂, dans le cas d'une expérience d'accroissement de 1 pour cent par an du CO₂. On présume que ce taux d'accroissement du CO₂ représente le forçage radiatif dû à tous les gaz à effet de serre. La RCT combine des éléments liés à la sensibilité des modèles et des facteurs qui influent sur la réaction (par exemple l'absorption de chaleur par les océans). Pour les MCGAO actuels, la RCT se situe entre 1,1 et 3,1 °C.

La prise en compte de l'effet direct des aérosols sulfatés réduit le réchauffement moyen de la planète prévu pour le milieu du XXI^e siècle. Les configurations de la réaction de la température en surface pour un modèle donné avec et sans aérosols sulfatés sont plus semblables entre elles que celles que l'on obtient avec deux modèles différents utilisant le même forçage.

Les modèles prévoient certaines variations de plusieurs variables climatiques de grande échelle. Lorsque le forçage radiatif du système climatique change, les terres émergées se réchauffent plus vite et davantage que les océans, et il s'ensuit un réchauffement relativement plus marqué aux latitudes élevées. Les modèles prévoient une élévation inférieure à la moyenne mondiale de la température de l'air en surface dans l'Atlantique Nord et les zones océaniques circumpolaires de l'hémisphère Sud ainsi qu'une diminution de l'amplitude diurne de la température dans de nombreuses régions, les minima nocturnes augmentant davantage que les maxima diurnes. Un certain nombre de modèles font apparaître une diminution générale de la variabilité quotidienne de la température de l'air en surface en hiver et une augmentation de la variabilité quotidienne de cette température en été dans les zones continentales de l'hémisphère Nord. À mesure que le climat se réchauffe, les modèles prévoient un recul de la couverture neigeuse et de l'étendue des glaces de mer dans l'hémisphère Nord. Nombre de ces changements sont conformes aux observations récentes, comme il est indiqué dans la section B.

On utilise des ensembles multimodèles de simulations MCGAO fondées sur différents scénarios pour évaluer le changement moyen du climat et l'incertitude sur la base de la fourchette des résultats des modèles. Pour la fin du XXI^e siècle (2071 à 2100), l'élévation moyenne de la température moyenne de l'air à la surface du globe, par rapport à la période 1961-1990, est de 3,0 °C (avec un intervalle de 1,3 à 4,5 °C) pour le projet de scénario de référence A2 et de 2,2 °C (avec un intervalle de 0,9 à 3,4 °C) pour le projet de scénario de référence B2. Le scénario B2 donne lieu à un réchauffement moins prononcé, ce qui est conforme à son taux d'accroissement plus faible de la concentration de CO₂.

À l'échelle de quelques décennies, on peut utiliser le taux de réchauffement actuellement observé pour limiter la réaction prévue à un scénario d'émissions donné, malgré l'incertitude qui caractérise la sensibilité du climat. Il semble ressortir de l'analyse

des modèles simples et de la comparaison des réponses des modèles MCGAO à des scénarios de forçage théoriques que, pour la plupart des scénarios concernant les prochaines décennies, les erreurs propres aux projections de la température à grande échelle augmenteront en proportion de l'ampleur de la réponse globale. L'ampleur estimative des taux de réchauffement imputable à l'activité humaine actuellement observés et l'incertitude qui caractérise ces taux permettent donc d'obtenir une estimation relative indépendante des modèles de l'incertitude des projections pluridécennales selon la plupart des scénarios. Pour concorder avec les observations récentes, le réchauffement anthropique devrait, selon le scénario IS92a, progresser de 0,1 à 0,2 °C par décennie au cours des prochaines décennies. Cette progression est comparable à l'ensemble des réponses à ce scénario fondées sur les sept versions du modèle simple utilisé à la figure TS 22.

La plupart des caractéristiques de la réponse géographique aux expériences concernant les scénarios SRES sont similaires pour les différents scénarios (voir la figure TS 20) et sont analogues à celles obtenues pour des intégrations idéalisées d'un accroissement de 1 pour cent du CO₂. La plus grande différence entre les expériences fondées sur un accroissement de 1 pour cent du CO₂ en l'absence d'aérosols sulfatés et les expériences concernant les scénarios SRES consiste en l'atténuation régionale du réchauffement dans les régions industrialisées pour ce qui est des expériences SRES, où le forçage négatif dû aux aérosols sulfatés est le plus prononcé. Cet effet régional n'est mentionné que pour deux modèles dans le deuxième Rapport d'évaluation, mais on le retrouve à présent dans la plupart des modèles récents.

Il est très probable que la quasi-totalité des terres connaîtront un réchauffement plus rapide que la moyenne mondiale, en particulier aux latitudes élevées de l'hémisphère Nord pendant la saison froide. Les résultats (voir la figure TS 21) des récentes simulations MCGAO selon les scénarios SRES A2 et B2 indiquent qu'en hiver, le réchauffement pour toutes les régions des latitudes élevées de l'hémisphère Nord dépasse la moyenne mondiale de plus de 40 pour cent dans tous les modèles (1,3 à 6,3 °C pour l'ensemble des modèles et des scénarios considérés). En été, le réchauffement dépasse de plus de 40 pour cent la variation moyenne mondiale en Asie centrale et septentrionale. Les modèles n'indiquent un réchauffement inférieur à la moyenne mondiale qu'en Asie du Sud et dans la pointe sud de l'Amérique du Sud en juin, juillet et août ainsi qu'en Asie du Sud-Est durant les deux saisons.

Résultats des modèles climatiques simples

En raison du coût des calculs, les simulations MCGAO ne peuvent être effectuées que pour un nombre limité de scénarios. Toutefois, un modèle simple peut être étalonné pour rendre compte des réponses des MCGAO moyennées à l'échelle du globe, puis appliqué à un nombre beaucoup plus grand de scénarios.

D'après les projections, la température moyenne mondiale de surface devrait augmenter de 1,4 à 5,8 °C (figure TS 22a)) durant la période 1990-2100. Ces résultats se rapportent à l'ensemble des 35 scénarios SRES et sont fondés sur un certain nombre de modèles

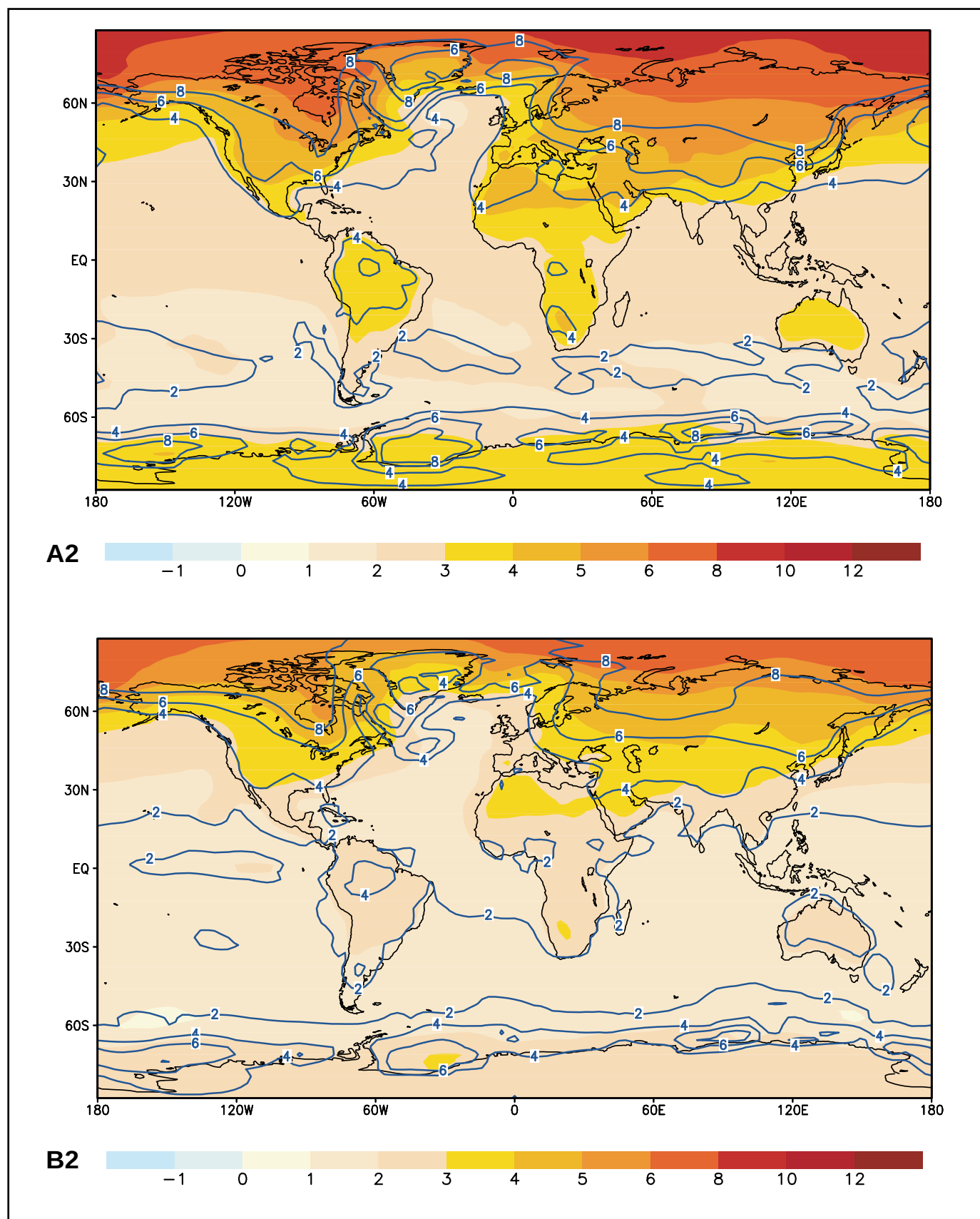


Figure TS 20 — Variation annuelle moyenne de la température (zone colorée) et sa plage (isolignes) (Unité: °C) pour le scénario A2 du SRES (partie supérieure) et le scénario B2 du SRES (partie inférieure). Les deux scénarios du SRES indiquent la période 2071 à 2100 par rapport à la période 1961 à 1990 et ont été appliqués aux MCGAO.

[Basée sur les Figures 9.10d et 9.10e]

climatiques.^{6,7} Cette élévation de la température devrait être supérieure à celle qui figure dans le deuxième Rapport d'évaluation (environ 1,0 à 3,5 °C sur la base de six scénarios IS92). Ces projections faisant état de températures plus élevées et d'une plus large amplitude sont dues principalement au fait que les scénarios SRES prévoient de plus faibles émissions de SO₂ que les scénarios IS92. Le taux de réchauffement projeté est bien supérieur à celui observé au XX^e siècle, et il est très vraisemblable qu'il soit sans précédent depuis 10 000 ans au moins, à en juger par les données paléoclimatiques.

Le classement des scénarios SRES en fonction de la température moyenne mondiale varie dans le temps. En particulier, pour les scénarios qui prévoient un usage intensif de combustibles fossiles

(et par conséquent de fortes émissions de dioxyde de carbone, comme le scénario A2), les émissions de SO₂ sont également plus élevées. A court terme (jusque vers 2050), l'effet de refroidissement des fortes émissions de dioxyde de soufre atténue notablement le réchauffement causé par les émissions accrues de gaz à effet de serre propres à des scénarios tels que le scénario A2. On constate l'effet inverse dans le cas des scénarios B1 et B2, qui prévoient de plus faibles émissions dues à la combustion de combustibles fossiles ainsi que de plus faibles émissions de SO₂ et qui débouchent sur un réchauffement plus prononcé à court terme. En revanche, à plus long terme, le niveau des émissions de gaz à effet de serre à longue durée de vie, tels que CO₂ et N₂O, devient le facteur déterminant des changements climatiques.

- ⁶ Les modèles climatiques complexes fondés sur des facteurs physiques sont les principaux moyens utilisés pour obtenir des projections de l'évolution future du climat. Pour permettre l'étude de l'ensemble des scénarios, ces modèles sont complétés par des modèles climatiques simples étalonnés de manière à réagir de la même manière que les modèles complexes pour ce qui est de la température et du niveau de la mer. On obtient ces projections en utilisant un modèle climatique simple où la sensibilité du climat et l'absorption de chaleur par les océans sont étalonnées par comparaison avec sept modèles climatiques complexes. La sensibilité du climat utilisée dans le modèle simple varie de 1,7 à 4,2 °C, ce qui est comparable à l'intervalle généralement accepté de 1,5 à 4,5 °C.
- ⁷ Cet intervalle n'englobe pas les incertitudes liées à la modélisation du forçage radiatif, en particulier les incertitudes concernant le forçage dû aux aérosols. Il est en revanche tenu compte d'une légère rétroaction climatique concernant le cycle du carbone.

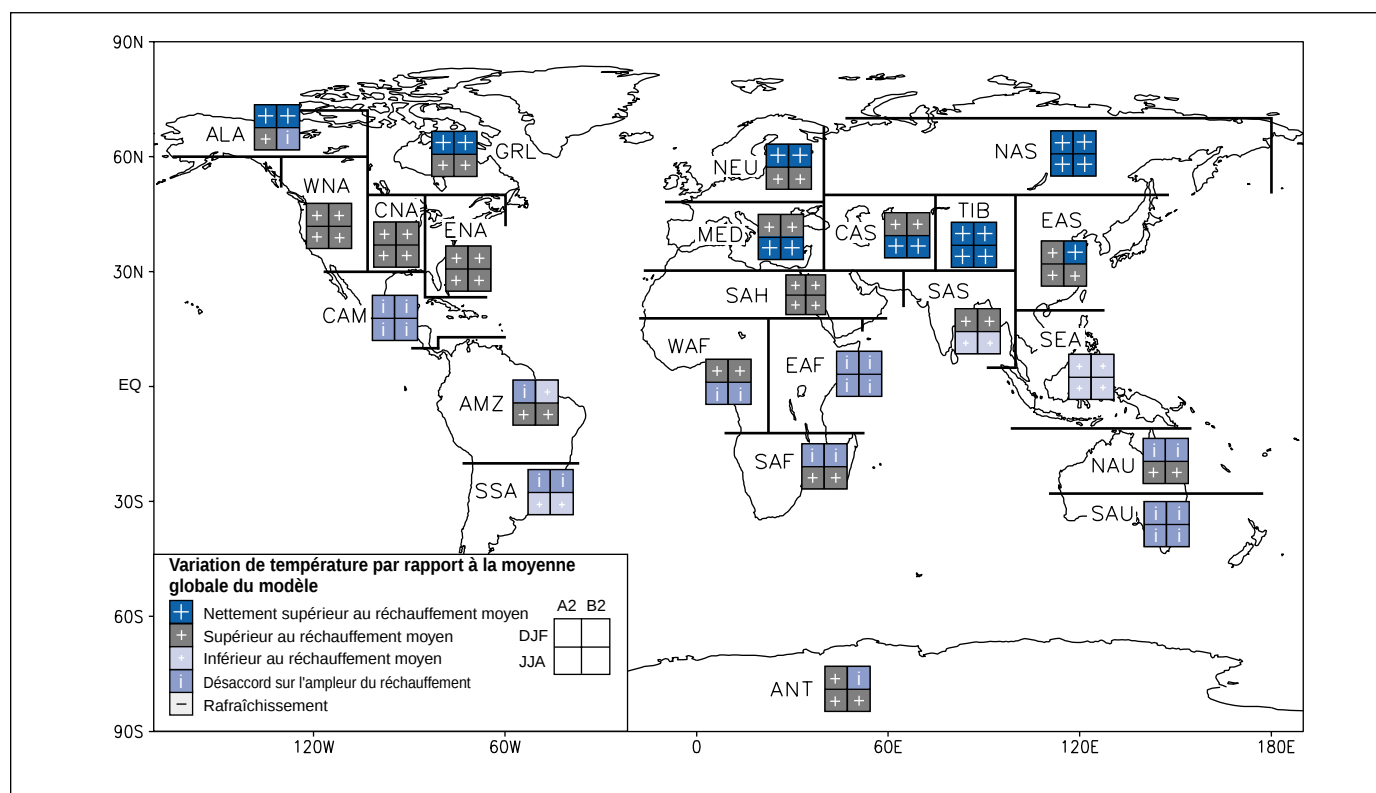


Figure TS 21 — Analyse de la concordance du réchauffement régional relatif entre les différents modèles (réchauffement par rapport au réchauffement moyen mondial de chaque modèle). Les régions sont classées comme affichant soit un accord sur un réchauffement de plus de 40 % au-dessus de la moyenne mondiale ("Nettement supérieur au réchauffement moyen"), soit un accord sur un réchauffement supérieur à la moyenne mondiale ("Supérieur au réchauffement moyen"), soit un accord sur un réchauffement inférieur à la moyenne mondiale ("Inférieur au réchauffement moyen"), soit un désaccord entre les modèles sur l'ampleur du réchauffement régional relatif ("Désaccord sur l'ampleur du réchauffement"). Il y a aussi une catégorie pour un accord sur le refroidissement (qui ne se produit jamais). Il faut un résultat concordant entre au moins sept des neuf modèles pour qu'il y ait accord. Le réchauffement mondial annuel moyen des modèles utilisés varie de 1,2 à 4,5 °C pour le scénario A2 et de 0,9 à 3,4 °C pour le scénario B2, de sorte qu'une amplification régionale de 40 % représente des gammes de réchauffement de 1,7 à 6,3 °C pour le scénario A2 et de 1,3 à 4,7 °C pour le scénario B2.

[Basée sur le Chapitre 10, Encadré 1, Figure 1].

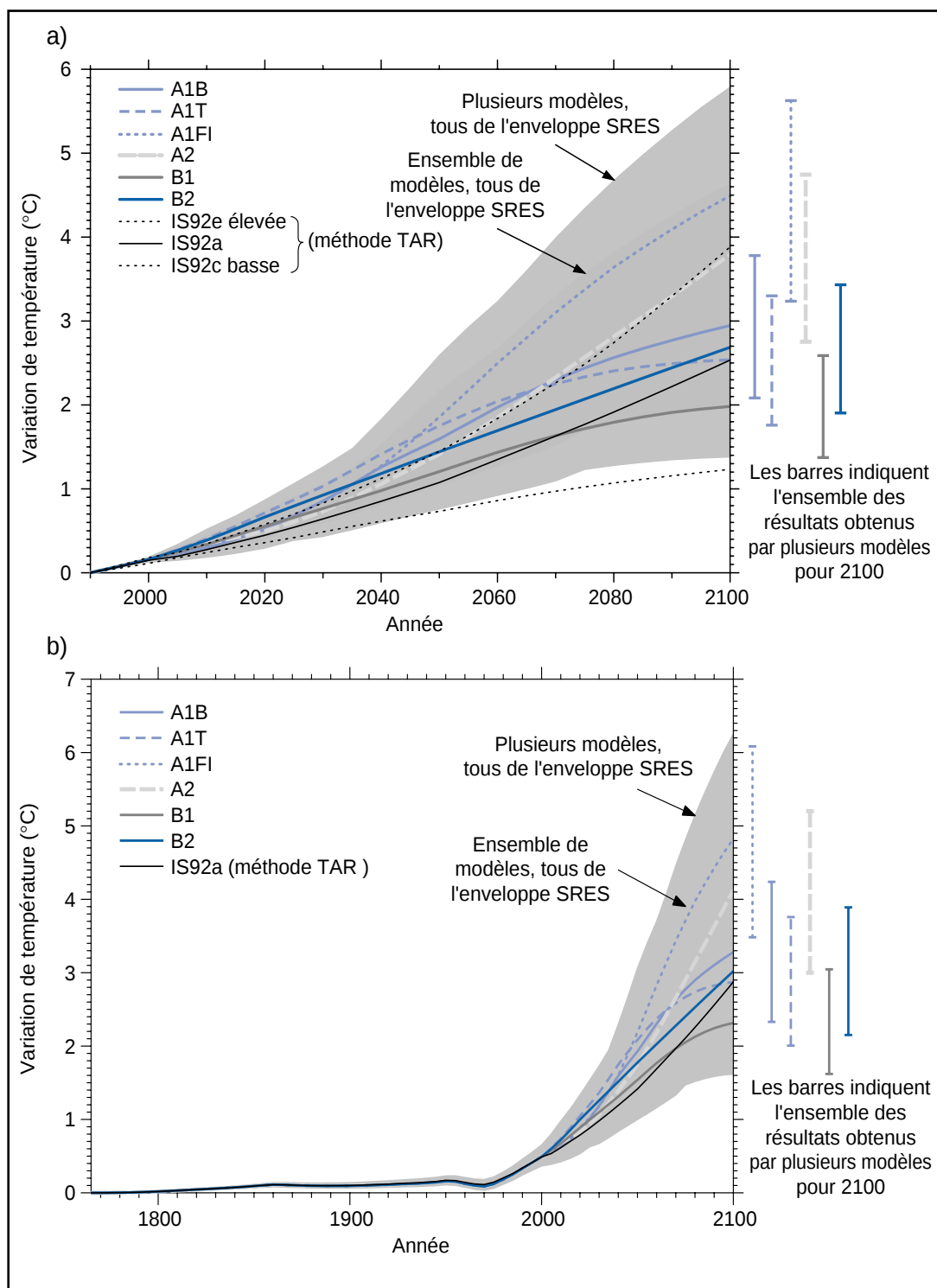


Figure TS 22 — Résultats d'un modèle simple : a) projections de la température moyenne mondiale pour les six scénarios illustratifs du SRES, établies à l'aide d'un modèle de climat simple accordé à un certain nombre de modèles complexes avec un ensemble de valeurs de sensibilité du climat. Egalement à titre de comparaison, on présente les résultats obtenus pour le scénario IS92a en appliquant la même méthode. La zone sombre représente l'enveloppe englobant l'ensemble complet des trente-cinq scénarios du SRES utilisant la moyenne des résultats du modèle (la sensibilité moyenne du climat est de 2,8 °C). La zone à coloration plus claire représente l'enveloppe fondée sur les sept projections du modèle (avec une sensibilité du climat comprise entre 1,7 et 4,2 °C). Les barres indiquent l'ensemble des résultats obtenus pour 2100 par plusieurs modèles pour 2100.

b) Même que a) mais des résultats obtenus à partir de l'estimation historique du forçage anthropique sont également utilisés.

[Basée sur les Figures 9.14 et 9.13b]

D'ici à 2100, les différences des émissions prévues par les scénarios SRES et la disparité des réactions des modèles climatiques engendrent la même incertitude quant à l'ampleur de la variation de la température à l'échelle du globe. D'autres incertitudes découlent des incertitudes propres au forçage radiatif. La plus grande incertitude en matière de forçage a rapport aux aérosols sulfatés.

F.4 Projections pour l'évolution future des précipitations

Selon les projections, en moyenne et à l'échelle du globe, la vapeur d'eau, l'évaporation et les précipitations devraient augmenter. Cependant, à l'échelle régionale, on prévoit à la fois des augmentations et des diminutions des précipitations. Les résultats (voir la figure TS 23) des dernières simulations MCGAO fondées sur les scénarios d'émissions SRES A2 et B2 indiquent qu'il est probable que les précipitations augmenteront l'été comme l'hiver

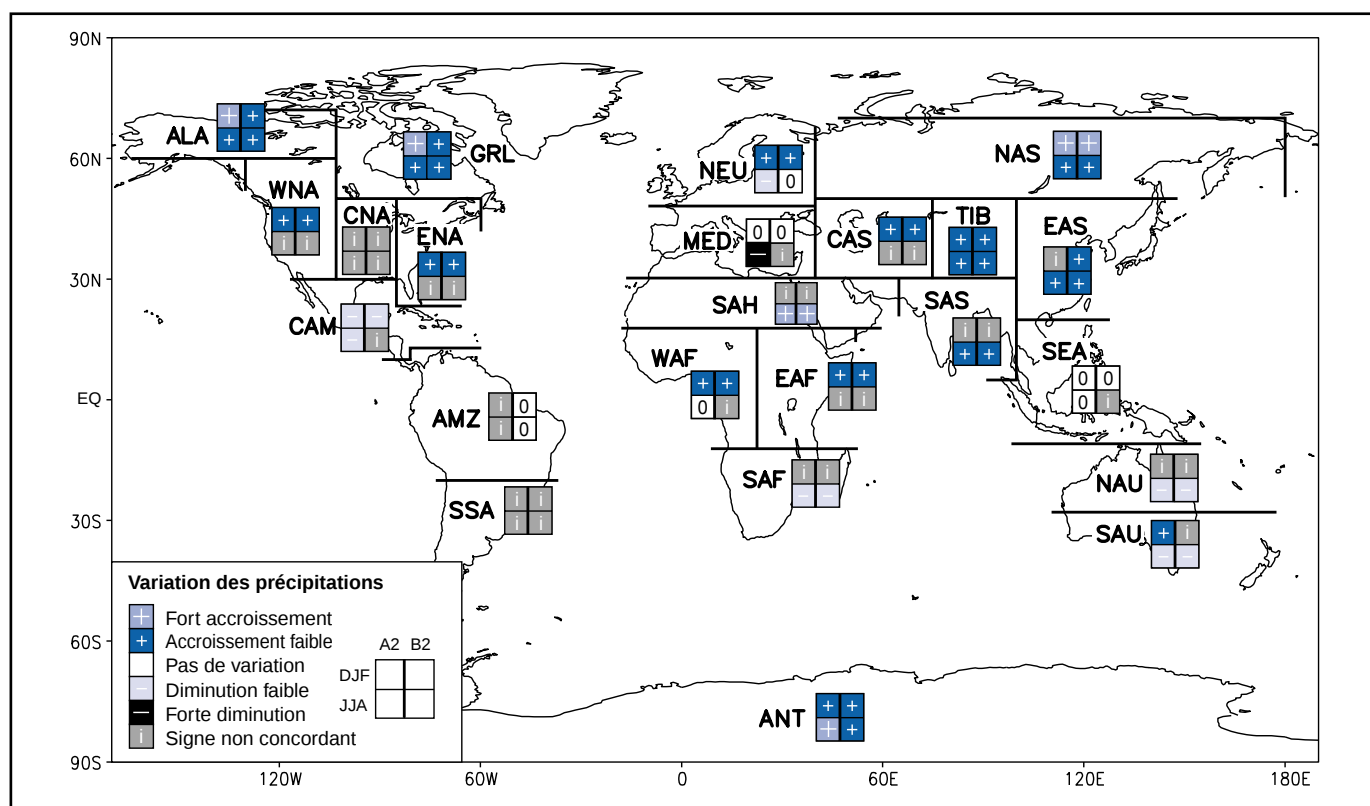


Figure TS 23 — Analyse de la concordance entre les modèles en ce qui concerne la variation des précipitations régionales. Les régions sont classées comme affichant soit un accord sur un accroissement avec une variation moyenne de plus de 20 % ("Fort accroissement"), un accord sur un accroissement avec une variation moyenne comprise entre 5 et 20 % ("Accroissement faible"), un accord sur une variation comprise entre -5 et +5 % ou un accord avec une variation moyenne comprise entre -5 et +20 % ("Diminution faible"), un accord sur une diminution avec une variation moyenne comprise entre -5 et -20 % ("Forte diminution"), ou un désaccord ("signe non concordant"). [Basée sur le Chapitre 10, Encadré 1, Figure 2]

aux latitudes élevées. On prévoit aussi une augmentation des précipitations hivernales aux latitudes moyennes de l'hémisphère Nord, en Afrique tropicale et en Antarctique et des précipitations estivales en Asie du Sud et de l'Est. En Australie, en Amérique centrale et en Afrique australe, on prévoit une diminution régulière des précipitations hivernales.

D'après les configurations qui ressortent d'un nombre limité d'études fondées sur les simulations MCGAO actuelles, des résultats obtenus à l'aide de MCG plus anciens et de diverses études de régionalisation, il existe une forte corrélation entre la variabilité interannuelle des précipitations et la moyenne des précipitations. L'augmentation future de la moyenne des précipitations s'accompagnera vraisemblablement d'une certaine progression de la variabilité. Inversement, la variabilité des précipitations ne diminuera probablement que dans les zones correspondant à une diminution de la moyenne des précipitations.

F.5 Projections pour l'évolution future des phénomènes météorologiques extrêmes

Les changements observés à ce jour pour ce qui est des phénomènes météorologiques et climatiques extrêmes n'ont été comparés que récemment aux projections pour l'évolution future de ces

phénomènes fournies par les modèles (tableau 4). Il faut s'attendre très probablement à un accroissement du nombre de journées de chaleur et de vagues de chaleur sur presque toutes les terres émergées. D'après les projections, cet accroissement devrait être particulièrement prononcé dans les régions exposées à une diminution de l'humidité du sol. On prévoit une augmentation de la température minimale quotidienne sur presque toutes les terres émergées, notamment aux endroits où la neige et la glace reculent. Les jours de gel et les vagues de froid se feront très probablement plus rares. Les modifications de la température de l'air en surface et de l'humidité absolue en surface devraient entraîner une augmentation de l'indice thermique (qui est une mesure des effets combinés de la température et de l'humidité). On prévoit également que l'évaluation de la température de l'air en surface s'accompagnera d'un accroissement du nombre de «degrés-jours de réfrigération» (mesure de la quantité de refroidissement nécessaire pendant une journée lorsque la température dépasse un seuil donné) et d'une diminution du nombre de «degrés-jours de chauffage». On prévoit que les extrêmes de précipitations augmenteront plus que la moyenne et que l'intensité des précipitations augmentera également. La fréquence des précipitations extrêmes devrait progresser presque partout. On prévoit un assèchement général de la partie centrale des continents en été sous l'influence d'un ensemble de facteurs, notamment d'une élévation de la température et d'un accroissement de l'évaporation potentielle non compensées par un

Tableau 4 : Estimations de la fiabilité des variations observées et prévues des phénomènes météorologiques et climatiques extrêmes. Ce tableau donne une évaluation de la fiabilité des variations observées des phénomènes météorologiques et climatiques extrêmes pendant la deuxième moitié du XX^e siècle (colonne de gauche) et des projections des variations qui se produiront au XXI^e siècle (colonne de droite)^a. Cette évaluation repose sur des observations et des études de modélisation, de même que sur la plausibilité physique des projections pour l'ensemble des scénarios généralement utilisés et sur le jugement d'experts (voir Note 4). [Fondé sur le Tableau 9.6]

Fiabilité des variations observées (deuxième moitié du XX ^e siècle)	Variation des phénomènes	Fiabilité des variations prévues (au XXI ^e siècle)
Probable	Températures maxima plus élevées et davantage de jours de canicule sur presque toutes les terres	Très probable
Très probable	Températures minima plus élevées, moins de jours de froid et de gel sur presque toutes les terres	Très probable
Très probable	Rétrécissement de la gamme de températures diurnes sur presque toutes les terres	Très probable
Probable sur de nombreuses régions	Augmentation de l'Indice thermique⁸ sur les terres	Très probable dans presque toutes les régions
Probable, sur de nombreuses régions de terres de l'hémisphère Nord aux latitudes moyennes à élevées	Précipitations plus intenses^b	Très probable, sur de nombreuses régions
Probable, dans quelques régions	Accroissement de l'assèchement continental l'été accompagné d'un risque de sécheresse	Probable, sur la plupart des terres continentales aux latitudes moyennes (Manque de projections homogènes pour d'autres régions)
Non observées dans les quelques rares analyses disponibles	Augmentation de l'intensité maximale des vents lors de cyclones^c	Probable, dans quelques régions
Données insuffisantes pour permettre une évaluation	Augmentation des intensités moyenne et maximale des précipitations lors de cyclones tropicaux^c	Probable, dans quelques régions

^a Pour plus de détails, voir Chapitre 2 (observations) et Chapitres 9 et 10 (projections).

^b Pour les autres régions, on dispose de données insuffisantes ou d'analyses contradictoires.

^c Les variations passées et futures du lieu et de la fréquence des cyclones tropicaux sont incertaines.

⁸ Indice thermique : Combinaison de la température et de l'humidité qui mesure les effets sur le confort humain.

accroissement des précipitations. Toutefois, les modèles ne concordent guère quant à l'évolution future de l'intensité, de la fréquence et de la variabilité des tempêtes aux latitudes moyennes. Peu d'indices concourent à indiquer un changement de la fréquence prévue des cyclones tropicaux ou une modification de leurs zones de formation. En revanche, certaines mesures laissent entrevoir un accroissement de leur intensité, et il semble ressortir de certaines études théoriques ou de simulation que la limite supérieure de cette intensité pourrait augmenter. Quant à l'intensité moyenne et maximale des précipitations associées à ces cyclones tropicaux, elle devrait s'accroître sensiblement.

Sur certains autres phénomènes extrêmes, dont beaucoup peuvent avoir de profondes répercussions sur l'environnement et la société, on ne dispose pas actuellement d'informations suffisantes pour en évaluer l'évolution récente, et aussi bien les modèles que la compréhension que nous avons de ces phénomènes ne sont pas suffisamment sûrs pour permettre l'établissement de projections fiables. En particulier, certains phénomènes de portée très limitée tels que les orages, les tornades, la grêle ou les éclairs ne sont pas simulés dans les modèles mondiaux. Par ailleurs, l'évolution éventuelle des cyclones extra-tropicaux n'a pas fait l'objet d'une analyse approfondie.

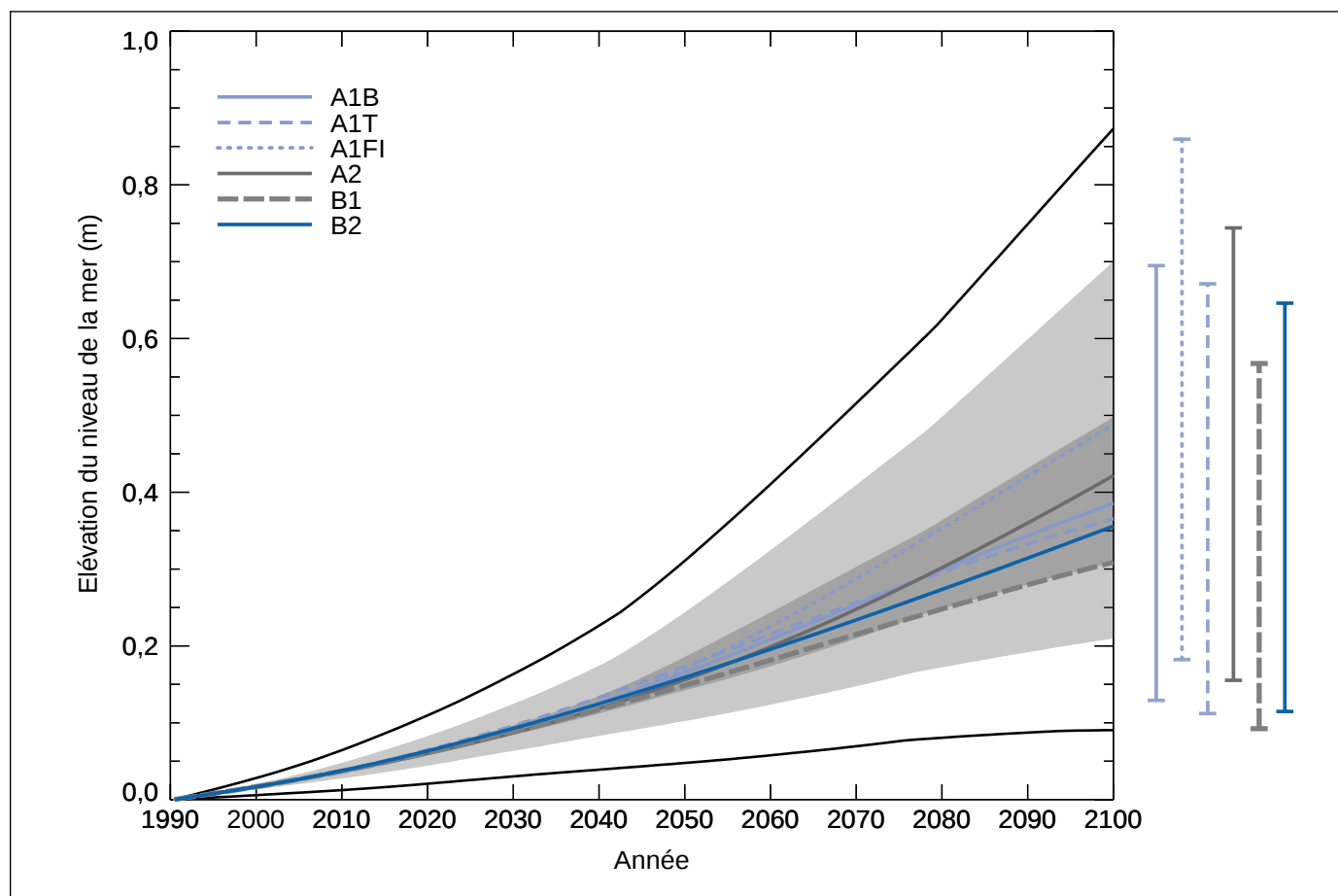


Figure TS 24 — Elévation moyenne mondiale du niveau de la mer, de 1990 à 2100 pour les scénarios du SRES. L'expansion thermique et les variations de la glace terrestre ont été calculées à l'aide d'un modèle de climat simple étalonné séparément pour chacun des sept MCGAO, auquel ont été ajoutées les contributions dues aux variations du pergélisol, à l'effet des dépôts de sédiments et à l'ajustement à long terme des nappes glaciaires aux changements climatiques passés. Chacune des six lignes figurant dans la légende représente la moyenne des MCGAO pour l'un des six scénarios illustratifs. La zone sombre représente la plage de la moyenne des MCGAO pour les 35 scénarios du SRES. La zone à coloration plus claire représente l'ensemble des MCGAO pour les 35 scénarios du SRES. La zone délimitée par les lignes extérieures représente l'ensemble des MCGAO et des scénarios, y compris l'incertitude concernant les variations de la nappe glaciaire, les variations du pergélisol et les dépôts de sédiments. A noter que cet ensemble ne prévoit pas d'incertitude concernant les variations de la dynamique de la glace dans la nappe glaciaire de l'Antarctique Ouest.

[Basée sur la Figure 11.12]

F.6 Projections pour l'évolution future de la circulation thermohaline

La plupart des modèles mettent en évidence un affaiblissement de la circulation thermohaline dans l'hémisphère Nord, qui contribue à réduire le réchauffement en surface dans la partie septentrionale de l'Atlantique Nord. Même dans les modèles où la circulation thermohaline diminue d'intensité, le réchauffement se poursuit en Europe par suite de l'accroissement des gaz à effet de serre. Dans les expériences où la concentration de gaz à effet de serre dans l'atmosphère se stabilise à deux fois son niveau actuel, on prévoit que, dans l'Atlantique Nord, la circulation thermohaline se rétablira en l'espace d'un à plusieurs siècles. La circulation thermohaline pourrait cependant disparaître complètement dans l'un ou l'autre des hémisphères pour peu que le taux de variation du forçage radiatif soit assez élevé pendant une période suffisamment longue. Les modèles indiquent qu'en s'atténuant, la circulation thermohaline devient plus sensible aux perturbations et que cette instabilité peut contribuer à rendre sa disparition plus probable.

Cependant, il est encore trop tôt pour affirmer avec certitude que la disparition irréversible de la circulation thermohaline est probable ou non ou pour préciser à quel seuil elle pourrait se produire et quelles en pourraient être les conséquences pour le climat. Pour l'heure, aucune des projections obtenues à l'aide de modèles couplés ne fait état d'une disparition totale de la circulation thermohaline d'ici à 2100. Si la circulation thermohaline dans l'Atlantique Nord s'affaiblit dans la plupart des modèles, les rôles relatifs de la chaleur en surface et des flux d'eau douce varient d'un modèle à l'autre. Les variations de la tension du vent ne semblent jouer qu'un rôle mineur dans la réaction transitoire.

F.7 Projections pour l'évolution future des modes de variabilité naturelle

Nombre de modèles présentent une réponse moyenne de type *El Niño* dans la zone tropicale du Pacifique, avec une élévation projetée de la température de la mer en surface plus marquée dans la partie centrale et orientale du Pacifique équatorial que dans sa

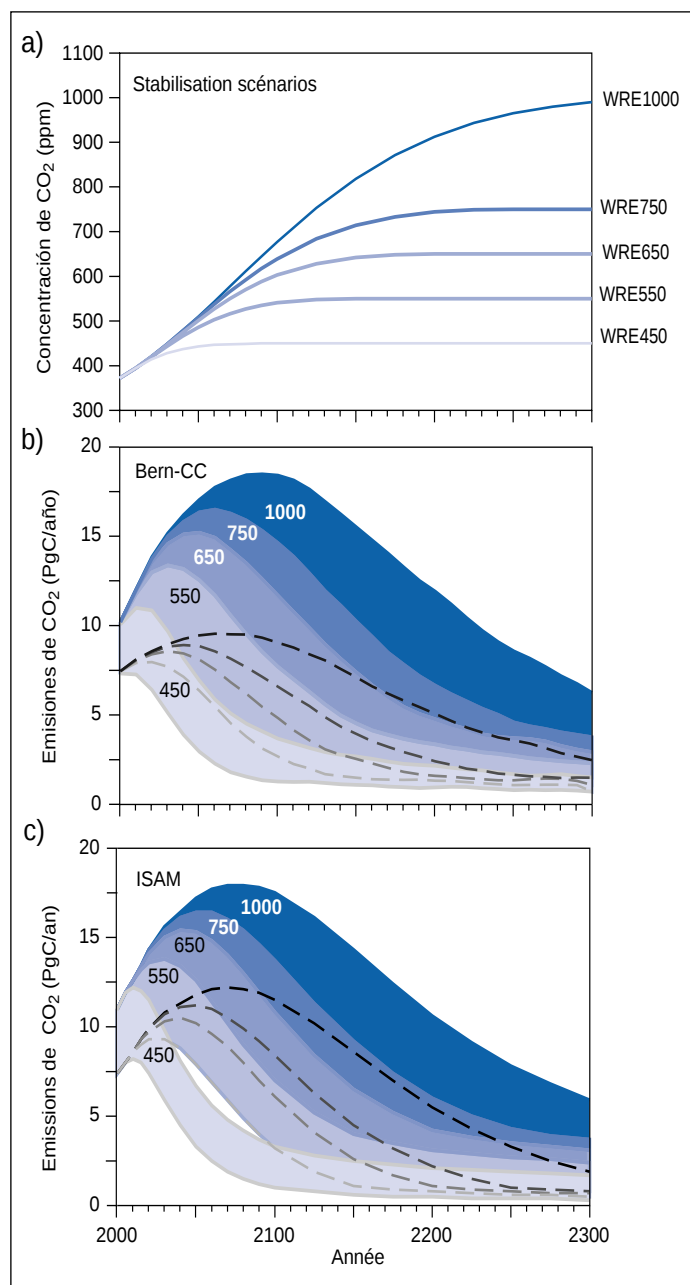


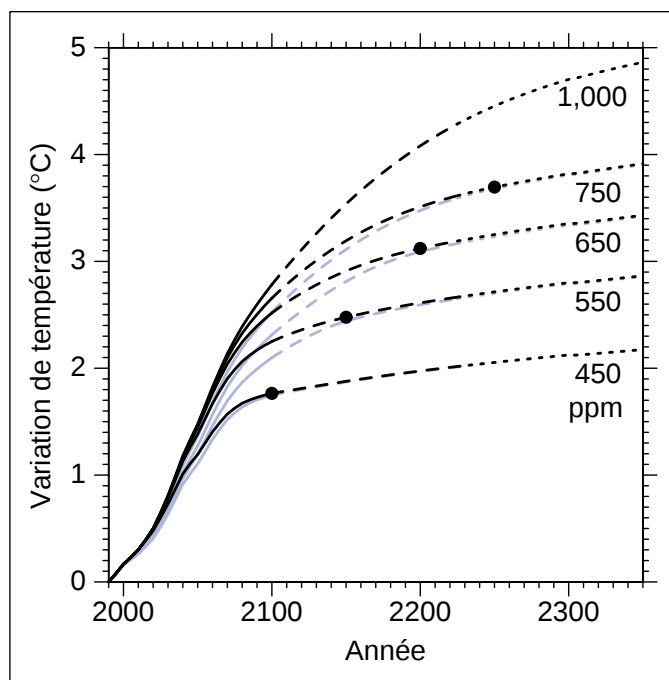
Figure TS 25 — Projections des émissions de CO₂ permettant la stabilisation des concentrations de CO₂ dans l'atmosphère à différentes valeurs finales. Le schéma a) représente les trajectoires présumées de la concentration de CO₂ (scénarios WRE) et les schémas b) et c) représentent les émissions de CO₂ implicites, projetées à l'aide de deux modèles rapides du cycle du carbone, Bern-CC et ISAM. Les plages du modèle ISAM ont été obtenues en réglant le modèle de manière qu'il soit proche de la plage des réponses au CO₂ et au climat découlant de comparaisons entre modèles. Cette approche diminue l'influence des incertitudes de la réponse du cycle du carbone. Les plages du modèle Bern-CC résultent de la combinaison de différentes hypothèses concernant le comportement de l'effet de la fertilisation par le CO₂, la réponse de la respiration hétérotrophe à la température et le temps de renouvellement des océans, approchant ainsi une limite supérieure pour les incertitudes dans la réponse du cycle du carbone. Pour chaque modèle, les limites supérieure et inférieure sont indiquées par le haut et le bas de la zone ombrée. La limite inférieure (lorsqu'elle est cachée) peut également être indiquée par une ligne hachurée.

[Basée sur la Figure 3.13]

partie occidentale et un déplacement moyen concomitant des précipitations vers l'est. Bien que de nombreux modèles indiquent une évolution de type *El Niño* des températures moyennes de la mer en surface dans la zone tropicale du Pacifique, la cause en est incertaine. Cette évolution a été reliée à des variations du forçage radiatif dû aux nuages et/ou à l'amortissement évaporatif du gradient

Figure TS 26 — Résultats du modèle simple : les projections de la température moyenne mondiale varient lorsque la concentration de CO₂ se stabilise suivant les profils WRE (voir Chapitre 9 Section 9.3.3). Par comparaison, les résultats fondés sur les profils S du Deuxième rapport d'évaluation sont indiqués en vert (S1000 n'est pas disponible). Ces résultats sont la moyenne obtenue à l'aide d'un modèle de climat simple réglé sur sept MCGAO. Le scénario de base est le scénario A1B, spécifié seulement jusqu'en 2100. Après 2100, on suppose que les émissions de gaz autres que le CO₂ restent constantes à leurs niveaux du scénario A1B pour 2100. Les projections sont étiquetées selon le niveau de stabilisation du CO₂. Les lignes en trait discontinu après 2100 indiquent une plus grande incertitude dans les résultats du modèle de climat simple au-delà de 2100. Les points noirs indiquent l'année de stabilisation du CO₂. L'année de stabilisation pour le profil WRE1000 est 2375.

[Basée sur la Figure 9.16]



est-ouest de la température de la mer en surface dans certains modèles. La confiance dans les projections pour l'évolution future de la fréquence, de l'amplitude et de la configuration spatiale des épisodes *El Niño* dans la bande tropicale du Pacifique est tempérée par certaines imperfections des simulations de ce phénomène dans les modèles complexes. Les projections actuelles indiquent peu de

changement ou une légère augmentation d'amplitude des épisodes *El Niño* au cours des 100 prochaines années. Toutefois, même si ce phénomène ne varie guère en amplitude, le réchauffement de la planète risque de déboucher sur une accentuation des phénomènes extrêmes d'assèchement et de fortes précipitations et sur un accroissement des risques de sécheresse et d'inondation qui vont de pair avec *El Niño* dans de nombreuses régions. Il est également probable que le réchauffement lié à un accroissement des concentrations de gaz à effet de serre entraînera une variabilité accrue des précipitations résultant de la mousson d'été en Asie. Les variations de la durée moyenne et de l'intensité de la mousson dépendent des données retenues dans les scénarios d'émissions. La confiance en de telles projections est limitée par la fiabilité parfois aléatoire des simulations par les modèles climatiques de l'évolution saisonnière détaillée des moussons. De plus, les avis sont partagés quant aux changements de fréquence ou de structure des modes de variabilité naturels tels que l'oscillation nord-atlantique; autrement dit, l'ampleur et le caractère des changements diffèrent selon les modèles.

F.8 Projections pour l'évolution future des glaces terrestres (glaciers, calottes glaciaires et nappes glaciaires), des glaces de mer et de la couverture neigeuse

Le recul général des glaciers et des calottes glaciaires se poursuivra au XXI^e siècle, et l'on prévoit que, dans l'hémisphère Nord, la couverture neigeuse ainsi que les glaces de mer continueront de diminuer. Des méthodes ont été mises au point récemment pour estimer la fonte des glaciers sur la base de configurations saisonnières et géographiques des variations de la température de l'air en surface obtenues à partir d'expériences de simulation MCGAO. Il ressort d'études de modélisation que, en moyenne et à l'échelle du globe, l'évolution de la masse glaciaire est davantage fonction des variations de la température que des variations des précipitations. La nappe glaciaire de l'Antarctique devrait augmenter de masse par suite de l'accroissement des précipitations, tandis que celle du Groenland devrait perdre de sa masse, l'accroissement des précipitations ne suffisant pas en ce cas à compenser l'augmentation du ruissellement. La nappe glaciaire de l'ouest de l'Antarctique a retenu particulièrement l'attention, parce qu'elle contient assez de glace pour relever le niveau de la mer de six mètres et qu'il semble que les instabilités découlant du fait que cette nappe repose sur un substratum situé au-dessous du niveau de la mer pourraient provoquer un déversement rapide de la glace après désintégration des plates-formes de glace voisines. Toutefois, une forte élévation du niveau de la mer résultant d'un tel déversement est aujourd'hui généralement considérée comme très improbable au XXI^e siècle, quoique l'on comprenne encore mal la dynamique du phénomène en cause, surtout pour les projections à long terme.

F.9 Projections pour l'évolution future du niveau de la mer

Les projections pour l'élévation moyenne mondiale du niveau de la mer entre 1990 et 2100, fondées sur un ensemble de simulations MCGAO suivant le scénario IS92a (compte tenu notamment de l'effet direct des émissions d'aérosols sulfatés) se situent dans une fourchette de 0,11 à 0,77 mètre. Cette fourchette reflète l'incertitude systématique propre à la modélisation. Les principaux facteurs qui contribuent à cette élévation du niveau de la

mer sont :

- une dilatation thermique de 0,11 à 0,43 m, qui s'accélérera tout au long du XXI^e siècle;
- une contribution de 0,01 à 0,23 m des glaciers;
- une contribution de -0,02 à +0,09 m du Groenland;
- une contribution de -0,17 à +0,02 m de l'Antarctique.

Le calcul de la variation totale tient compte également des contributions plus modestes du dégel du pergélisol et du dépôt de sédiments ainsi que des contributions continues des nappes glaciaires par suite du changement climatique amorcé depuis le dernier maximum glaciaire. Pour déterminer la fourchette dans laquelle devrait s'inscrire l'élévation du niveau de la mer selon les différents scénarios d'émissions SRES, on utilise les résultats relatifs à la dilatation thermique et à l'évolution des glaces terrestres fournis par des modèles simples adaptés à plusieurs simulations MCGAO (comme dans la section F.3 pour la température).

Pour l'ensemble complet des scénarios SRES, on prévoit une élévation du niveau de la mer de 0,09 à 0,88 m entre 1990 et 2100 (voir la figure TS 24), principalement due à la dilatation thermique et à la perte de masse des glaciers et des calottes glaciaires. La valeur médiane s'établit à 0,48 m, ce qui correspond à un taux d'élévation moyen environ deux à quatre fois supérieur au taux observé au XX^e siècle. L'intervalle présenté dans le deuxième Rapport d'évaluation pour l'élévation du niveau de la mer était de 0,13 à 0,94 m sur la base des scénarios IS92. Malgré les plus fortes variations de température prévues par la présente évaluation, les projections relatives au niveau de la mer sont légèrement plus faibles, ce qui est dû principalement à l'amélioration des modèles, qui prévoient une contribution plus modeste des glaciers et des nappes glaciaires. Si l'emménagement terrestre se poursuit à son rythme actuel, les projections pourraient varier de -0,21 à 0,11 m. Pour la moyenne des simulations MCGAO, les scénarios SRES donnent des résultats qui diffèrent de 0,02 m ou moins pour la première moitié du XXI^e siècle. Pour 2100, les résultats varient dans un intervalle correspondant à environ 50 pour cent de la valeur médiane. Au-delà du XXI^e siècle, l'élévation du niveau de la mer dépend pour beaucoup des scénarios d'émissions.

Les modèles concordent à propos de la conclusion qualitative selon laquelle l'intervalle des écarts régionaux de la variation du niveau de la mer est important par rapport à l'élévation moyenne mondiale de ce niveau. Cependant, la confiance dans la distribution régionale des variations du niveau de la mer découlant des simulations MCGAO est faible compte tenu de la disparité des résultats obtenus, bien que presque tous les modèles prévoient une élévation supérieure à la moyenne dans l'océan Arctique et une élévation inférieure à la moyenne dans l'océan Austral. De plus, les mouvements terrestres, qu'ils soient isostatiques ou tectoniques, se poursuivront tout au long du XXI^e siècle à un rythme indépendant du changement climatique. On prévoit que, d'ici à 2100, de nombreuses régions qui connaissent actuellement un

abaissement relatif du niveau de la mer assisteront en fait à une élévation relative de ce niveau. Enfin, il se produira de plus en plus souvent de très fortes élévations du niveau des eaux par suite de l'élévation moyenne du niveau de la mer. Leur fréquence pourra être encore accrue si les tempêtes gagnent en fréquence ou en intensité par suite des changements climatiques.

F.10 Projections pour l'évolution future en réaction aux profils de stabilisation des concentrations de CO₂

Gaz à effet de serre et aérosols

Tous les profils de stabilisation étudiés, nécessitent, à terme, une forte diminution des émissions de CO₂ au-dessous de leurs niveaux actuels. Les taux d'émissions anthropiques de CO₂ qui permettent d'aboutir à des niveaux stables de CO₂ s'échelonnant de 450 à 1 000 ppm ont été déduits des profils prescrits pour le CO₂ (figure TS 25a)). Les résultats (figure TS 25b)) ne s'écartent guère de ceux présentés dans le deuxième Rapport d'évaluation; en revanche, la fourchette est plus large, principalement en raison de l'amplitude de variation de la future absorption terrestre de carbone résultant des différentes hypothèses utilisées dans les modèles. Pour que la stabilisation se fasse à 450, 650 ou 1000 ppm, il faudrait que les émissions anthropiques mondiales tombent au-dessous de leurs niveaux de 1990 en l'espace de quelques décennies, d'un siècle environ ou de deux siècles environ respectivement et continuent de diminuer régulièrement par la suite. Bien que les océans aient la capacité d'absorber de 70 à 80 pour cent des émissions anthropiques prévisibles de CO₂ dans l'atmosphère, ce processus peut prendre des siècles en raison du rythme de mélange en milieu océanique. De ce fait, même plusieurs siècles après que ces émissions ont eu lieu, un quart environ de l'augmentation de concentration causée par ces émissions persiste dans l'atmosphère. Pour que la concentration de CO₂ reste constante au-delà de 2300, il faudrait que les émissions diminuent d'ici là de façon à correspondre au taux d'absorption des puits de carbone à la même époque. Les puits terrestres et océaniques naturels susceptibles de persister pendant des siècles ou des milliers d'années sont très petits (< 0,2 PgC/an).

Température

En raison de la lenteur des réactions en milieu océanique, la température moyenne mondiale continuera d'augmenter pendant des siècles au rythme de quelques dixièmes de degré par siècle après la stabilisation des concentrations de CO₂. Les conséquences pour la température de profils de la concentration de CO₂ aboutissant à des stabilisations comprises entre 450 et 1000 ppm ont été étudiées à l'aide d'un modèle climatique simple adapté à sept simulations MCGAO, avec une sensibilité moyenne du climat de 2,8 °C. Pour tous les profils conduisant à la stabilisation, le système climatique affiche un réchauffement considérable pendant le XXI^e siècle et au-delà (voir la figure TS 26). Plus le niveau auquel ces concentrations se stabilisent est bas, plus faible est la variation de la température.

Niveau de la mer

Si les concentrations de gaz à effet de serre se stabilisaient (même à leurs niveaux actuels), le niveau de la mer continuerait néanmoins de monter pendant des siècles. Après 500 ans, l'élévation du niveau de la mer résultant de la dilatation thermique n'a peut-être atteint que la moitié de son ampleur définitive qui, d'après les modèles, serait de l'ordre de 0,5 à 2 m ou de 1 à 4 m pour des niveaux de CO₂ respectivement deux ou quatre fois supérieurs à ceux d'avant la révolution industrielle. La grande échelle de temps est caractéristique du faible degré de diffusion et de la lenteur des processus de circulation qui transportent la chaleur dans les profondeurs des océans.

Il faut s'attendre à la perte d'une fraction substantielle de la masse totale des glaciers. Des régions qui sont aujourd'hui légèrement couvertes de glace risquent fort de perdre entièrement cette couverture de glace.

Les nappes glaciaires continueront de réagir aux changements climatiques pendant plusieurs milliers d'années, même si le climat se stabilise. A elles deux, les nappes glaciaires de l'Antarctique et du Groenland contiennent assez d'eau pour faire monter le niveau de la mer de près de 70 m si elles fondaient. C'est pourquoi une variation même minime de leur volume aurait un effet considérable.

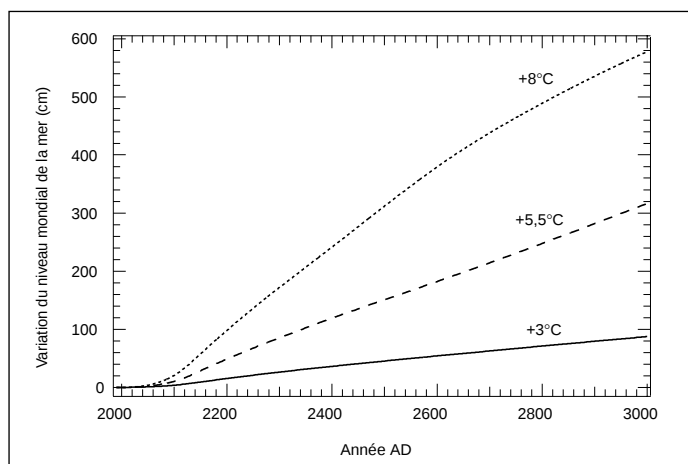


Figure TS 27 — Réponse de la nappe glaciaire du Groenland à trois scénarios de réchauffement climatique pendant le troisième millénaire exprimée en variations équivalentes du niveau moyen mondial de la mer. Les étiquettes de la courbe indiquent l'élévation annuelle moyenne de la température au-dessus du Groenland d'ici à l'an 3000 de notre ère, telle qu'elle est prédite par un modèle climatique et océanique bidimensionnel, causée par l'accroissement des concentrations de gaz à effet de serre jusqu'en 2130 et leur stabilisation après cela. A noter que les températures projetées au-dessus du Groenland sont généralement plus élevées que les températures moyennes mondiales dans un rapport de 1,2 à 3,1 pour l'ensemble des modèles utilisés au Chapitre 11.

[Basée sur la Figure 11.16]

Selon les modèles, un réchauffement annuel moyen local de plus de 3 °C se prolongeant pendant des millénaires entraînerait la fonte quasi totale de la nappe glaciaire du Groenland, ce qui ferait monter le niveau de la mer d'environ 7 mètres. Les hausses de température projetées pour le Groenland sont généralement supérieures aux moyennes mondiales dans un rapport de 1,2 à 3,1 pour l'ensemble des modèles mentionnés au chapitre 11. Pour un réchauffement de 5.5 °C au-dessus du Groenland, ce qui correspond aux scénarios de stabilisation intermédiaire (voir la figure TS 6), la nappe glaciaire du Groenland devrait contribuer à une élévation d'environ 3 m du niveau de la mer en 1000 ans. Pour un réchauffement de 8 °C, sa contribution serait d'environ 6 m, et la nappe glaciaire serait en grande partie éliminée. Pour des réchauffements plus minimes, la décroissance de la nappe glaciaire serait sensiblement ralentie (voir la figure TS 27).

Selon les modèles dynamiques actuels appliqués à la glace, la nappe glaciaire de l'Antarctique Ouest ne contribuera pas pour plus de 3 mm/an à l'élévation du niveau de la mer au cours des 1000 prochaines années, même s'il se produit des changements importants pour ce qui est des plates-formes de glace. Ces résultats sont grandement fonction des hypothèses utilisées dans les modèles en ce qui concerne les scénarios du changement climatique, la dynamique des glaces et d'autres facteurs. Outre la possibilité d'une instabilité de la dynamique interne des glaces, la fonte de surface influera sur la viabilité à long terme de la nappe glaciaire de l'Antarctique. Pour des réchauffements de plus de 10 °C, les modèles d'écoulement simples prédisent qu'une zone de perte nette de masse apparaîtrait à la surface de la nappe glaciaire. Cela entraînerait une désintégration irréversible de la nappe glaciaire de l'Antarctique Ouest, vu que celle-ci ne pourrait reculer vers des terres plus élevées une fois que ses marges seraient exposées à la fonte de surface et commenceraient leur recul. Une telle désintégration prendrait au moins quelques milliers d'années. Quant aux seuils correspondant à une désintégration totale de la nappe glaciaire de l'Antarctique Est par suite de la fonte de surface, ils font intervenir des réchauffements de plus de 20 °C, situation qui ne s'est pas produite depuis au moins 15 millions d'années et qui va bien au-delà de ce que prévoit n'importe quel scénario de changement climatique actuellement envisagé.

G. COMMENT FAVORISER UNE MEILLEURE COMPRÉHENSION

Les sections précédentes sont consacrées à la description de l'état actuel de nos connaissances au sujet du climat passé et présent, de notre compréhension actuelle des agents de forçage et des processus propres au système climatique ainsi que de la qualité de leur représentation dans les modèles de climat. Compte tenu de l'état actuel de nos connaissances, on a présenté la meilleure évaluation possible de l'éventualité d'un changement climatique imputable à

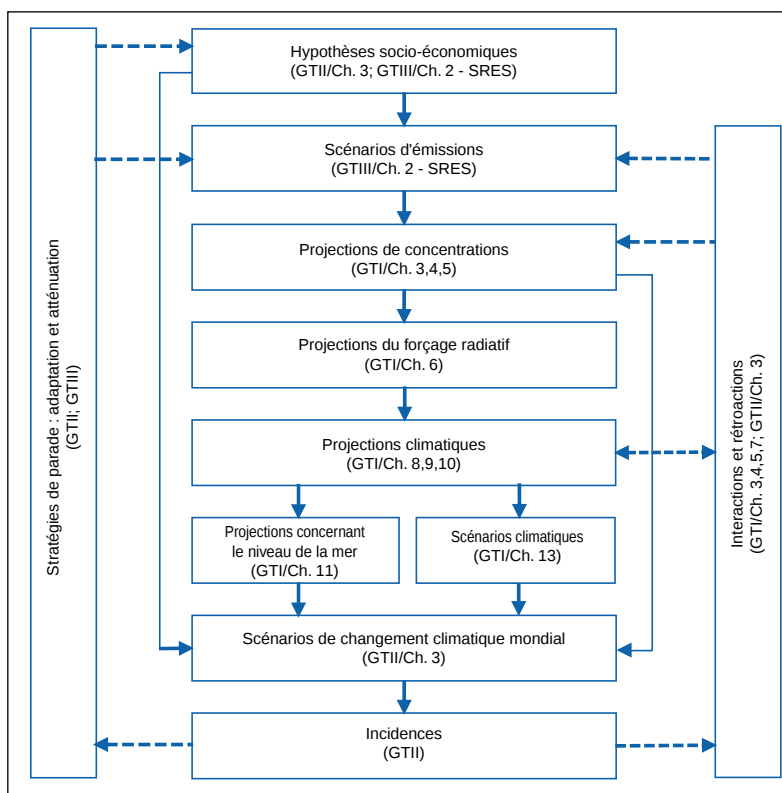


Figure TS 28 — Ensemble des incertitudes dans les projections, à prendre en compte lors de l'élaboration de scénarios climatiques et apparentés pour évaluer l'incidence des changements climatiques, l'adaptation à ces changements et leur atténuation.

[Basé sur la Figure 13.2]

l'activité humaine. A l'aide des meilleurs outils dont on dispose actuellement, des projections ont été effectuées quant à la façon dont le climat pourrait changer à l'avenir selon différents scénarios d'émissions de gaz à effet de serre.

Dans cette section, nous envisageons l'avenir d'une façon différente. On fait face à des incertitudes à chaque étape, depuis les émissions de gaz à effet de serre et d'aérosols jusqu'à leurs répercussions sur le système climatique et la société (voir la figure TS 28). De nombreux facteurs continuent de limiter notre aptitude à détecter un éventuel changement climatique, à en déterminer les causes, à le comprendre et à prévoir son évolution future. Les travaux ont besoin d'être poursuivis dans neuf grands domaines.

G.1 Données

Mettre fin au déclin des réseaux d'observation dans de nombreuses régions du monde. Faute d'une amélioration sensible de ces réseaux, il pourrait être difficile, voire impossible, de détecter les changements climatiques dans de nombreuses parties du globe.

Elargir les bases observationnelles des études du climat, de manière à obtenir des données fiables d'une portée plus vaste dans le temps et dans l'espace. Etant donné la complexité du système climatique et le caractère intrinsèquement pluridécennal des processus en cause, on a besoin de données cohérentes à long

terme pour appuyer les recherches et les projections relatives aux changements du climat et de l'environnement. On a besoin à la fois de données sur le présent et le passé récent et de données climatologiques sur les derniers siècles comme sur les derniers millénaires. On manque particulièrement de données sur les régions polaires et de données permettant une évaluation quantitative des phénomènes extrêmes à l'échelle mondiale.

G.2 Processus climatiques et modélisation

Estimer plus précisément les émissions et les concentrations futures de gaz à effet de serre et d'aérosols. Il est particulièrement important que des améliorations soient apportées à la détermination des concentrations résultant des émissions de gaz et notamment d'aérosols, à l'analyse des phénomènes de fixation biogéochimique et des processus cycliques et, en particulier, à la détermination de la distribution dans l'espace et dans le temps des sources et des puits de CO₂, actuellement et à l'avenir.

Comprendre et mieux cerner les processus primordiaux (par exemple le brassage des océans) et les rétroactions (notamment celles qui intéressent les nuages et les glaces de mer) dans l'atmosphère, dans les biotes, à la surface des terres émergées et des océans et dans les profondeurs océaniques. Ces sous-systèmes, ces phénomènes et ces processus sont importants et réclament une attention accrue si l'on veut améliorer d'une façon générale les capacités de prévision. La complémentarité des observations et des modèles sera la clé d'éventuels progrès. Le forçage rapide d'un système non linéaire a de grandes chances de nous réserver des surprises.

Traiter plus à fond les configurations de la variabilité à long terme du climat. Cette question se pose à la fois pour les calculs des modèles et pour le système climatique lui-même. Dans les simulations, la question de la dérive climatique dans les calculs des modèles a besoin d'être éclaircie, parce qu'elle ajoute à la difficulté de distinguer signal et bruit. En ce qui concerne la variabilité naturelle à long terme du système climatique à proprement parler, il importe de comprendre cette variabilité et de développer la capacité naissante de prévoir les configurations d'une variabilité organisée telle que celle qui correspond au phénomène ENSO.

Etudier plus à fond le caractère probabiliste des états possibles du climat futur en élaborant des ensembles multiples de calculs par modèle. Le système climatique est un système chaotique couplé non linéaire, ce qui rend impossible la prévision à long terme d'états exacts du climat futur. Il importe donc de se concentrer sur la prévision de la distribution probabiliste des

états futurs possibles du système en produisant des ensembles de solutions issues de modèles.

Améliorer la hiérarchie intégrée des modèles climatiques mondiaux et régionaux en s'attachant à faire progresser la simulation des incidences régionales et des phénomènes météorologiques extrêmes. Cela nécessitera une meilleure compréhension du couplage entre les grands systèmes atmosphériques, océaniques et terrestres ainsi qu'un large recours aux modèles diagnostiques et aux études d'observation afin d'évaluer et d'améliorer les résultats obtenus par simulation. La qualité des données utilisées pour traiter la question des changements dans les phénomènes extrêmes est particulièrement importante.

G.3 Aspects humains

Lier plus concrètement les modèles climato-biogéochimiques et les modèles du système humain, afin de permettre une exploration plus large des éventuelles relations de cause à effet entre les éléments humains et non humains du système planétaire. Actuellement, les influences humaines ne sont généralement traitées qu'à travers des scénarios d'émissions prévoyant un forçage externe du système climatique. A l'avenir, il faudra des modèles plus complets, où les activités humaines puissent avoir des incidences sur la dynamique des sous-systèmes physiques, chimiques et biologiques et vice-versa par le biais d'un ensemble d'activités, de rétroactions et de réponses.

G.4 Cadre international

Accélérer à l'échelle internationale les progrès de notre compréhension des changements climatiques en renforçant le cadre international nécessaire pour coordonner les efforts nationaux et institutionnels, afin qu'il puisse être fait bon usage des moyens de recherche, de calcul et d'observation pour le plus grand profit de tous. Il existe des prémisses de ce cadre dans les programmes internationaux appuyés par le Conseil international pour la science (CIUS), l'Organisation météorologique mondiale (OMM), le Programme des Nations Unies pour l'environnement (PNUE) et l'Organisation des Nations Unies pour l'éducation, la science et la culture (UNESCO). Parallèlement, il convient de resserrer la coopération au sein des milieux de la recherche, de renforcer les capacités de recherche de nombreuses régions et, ce qui est le but de la présente évaluation, de décrire les progrès de la recherche d'une manière qui favorise le processus de décision.

Information — source : Résumé technique

On trouvera dans cette annexe des renvois des sujets abordés dans le présent résumé technique (page et section) vers les paragraphes des chapitres du rapport complet qui contiennent des informations détaillées sur le sujet concerné.

Section A : Introduction

Page Section du résumé technique et sujet – chapitre

22	<i>A.1 Le GIEC et ses groupes de travail</i> Introduction au Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat (Secrétariat de l'IPCC, Genève) ou la page d'accueil de l'IPCC http://www.ipcc.ch
22	<i>A.2 Les premier et deuxième rapports d'évaluation du Groupe de travail I</i> IPCC, 1990a: Climate Change: The IPCC Scientific Assessment. J.T. Houghton, G.J. Jenkins and J.J. Ephraums (eds.), Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom, 365 pp. IPCC, 1992: Climate Change 1992: The Supplementary Report to the IPCC Scientific Assessment. J.T. Houghton, B.A. Callander and S.K. Varney (eds.), Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom, 198 pp. IPCC, 1994: Climate Change 1994: Radiative Forcing of Climate Change and an Evaluation of the IPCC IS92 Emission Scenarios. J.T. Houghton, L.G. Meira Filho, J. Bruce, Hoesung Lee, B.A. Callander, E. Haites, N. Harris and K. Maskell (eds.), Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom, 339 pp. IPCC, 1996a: Climate Change 1995: The Science of Climate Change. Contribution of Working Group I to the Second Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Houghton, J.T., L.G. Meira Filho, B.A. Callander, N. Harris, A. Kattenberg, and K. Maskell (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 572 pp.
22	<i>A.3 Le troisième rapport d'évaluation et le présent résumé technique.</i> On trouvera un aperçu général de ces questions dans le chapitre 1. Encadré 1: Quelles sont les causes des changements climatiques? ● Chapitre 1.

Section B : Changements observés dans le système climatique

Page Section du résumé technique et sujet – chapitre

25	<i>B.1 Variations observées de la température</i> Températures terrestres et océaniques provenant d'observations instrumentales ● Chapitre 2.2.2 et 2.3. Températures au-dessus de la couche superficielle provenant d'observations par satellite et par ballon sonde météorologique ● Chapitre 2.2.3 et 2.2.4. Températures à la surface provenant de données indirectes de la période pré-instrumentale Derniers 1000 ans ● Chapitre 2.3. Dernière période glaciaire et déglaciation ● Chapitre 2.4.
28	<i>B.2 Changements observés pour ce qui est des précipitations et de l'humidité atmosphérique</i> Précipitations annuelles à la surface des terres ● Chapitre 2.5.2. Vapeur d'eau ● Chapitre 2.5.3. Nébulosité ● Chapitre 2.5.5.
29	<i>B.3 Changements observés pour ce qui est de l'enneigement et de l'étendue des glaces terrestres et des glaces de mer.</i> Etendue de la couche de neige et de la couche de glace ● Chapitre 2.2.5. Etendue des glaces de mer ● Chapitre 2.2.5. Epaisseur de la nappe glaciaire arctique ● Chapitre 2.2.5.
29	<i>B.4 Changements observés pour ce qui est du niveau de la mer.</i> Changements intervenus durant les observations instrumentales. Données de mesure des marées pour le XX ^e siècle ● Chapitre 11.3.2. Encadré 2 : Quelles sont les causes des variations du niveau de la mer ? ● Chapitre 11.2. Changements constatés durant les relevés pré-instrumentaux ● Chapitre 11.3.1.
30	<i>B.5 Changements observés pour ce qui est de la circulation atmosphérique et de la circulation océanique.</i> El Niño-Oscillation australe (ENSO) ● Chapitres 2.6.2 et 2.6.3. Oscillations dans l'Atlantique Nord, l'Arctique et l'Antarctique ● Chapitres 2.6.5 et 2.6.6.
31	<i>B.6 Changements observés pour ce qui est de la variabilité du climat et des phénomènes météorologiques et climatiques extrêmes.</i> Précipitations fortes et extrêmes ● Chapitre 2.7.2. Tempêtes tropicales et extra-tropicales ● Chapitre 2.7.3.
32	<i>B.7 Tableau d'ensemble : un monde qui se réchauffe et un système climatique en proie à d'autres changements.</i> Un monde en réchauffement ● Chapitre 2.8. Peu ou pas de changement ● Chapitres 2.2.5 et 2.7.3.

Section C : Les facteurs de forçage à l'origine des changements climatiques

Section D : La simulation du système climatique et de ses changements

Page	Section du résumé technique et sujet – chapitre	Page	Section du résumé technique et sujet – chapitre
36	<i>C.1 Changements observés des concentrations des gaz à effet de serre bien mélangés et du forçage radiatif.</i> Dioxyde de carbone ● Chapitres 3.2.2, 3.2.3, 3.3.1, 3.3.2, et 3.5, ● Chapitre 6.13 Méthane ● Chapitre 4.2.1, ● Chapitre 6.13. Oxyde nitreux ● Chapitre 4.2, ● Chapitre 6.13. Halocarbones et composés connexes ● Chapitre 4.2.2, ● Chapitre 6.13.	45	<i>D.1 Processus climatiques et rétroactions</i> Encadré 3 : Construction et application des modèles ● Chapitre 8.3. Vapeur d'eau ● Chapitre 7.2.1. Nuages ● Chapitres 7.2.2 et 7.2.3, ● Chapitre 8.5.1. Stratosphère ● Chapitres 7.2.4 et 7.2.5, ● Chapitre 8.5.1. Océan ● Chapitre 7.3, ● Chapitre 8.5.2. Cryosphère ● Chapitre 7.5, ● Chapitre 8.5.3. Terres émergées ● Chapitre 7.4, ● Chapitre 8.5.4. Cycle du carbone ● Chapitre 3.6.
41	<i>C.2 Changements observés pour d'autres gaz importants d'un point de vue relatif</i> Ozone atmosphérique ● Chapitres 4.2.2 et 4.2.4, ● Chapitre 6.13. Gaz ne présentant que des influences radiatives indirectes ● Chapitre 4.2.3, ● Chapitre 6.13	49	<i>D.2 Les systèmes couplés.</i> Modèles de variabilité naturelle ● Chapitre 7.6, ● Chapitre 8.7. Encadré 4: Le phénomène El Nino/Oscillation australe(ENSO) ● Chapitre 7.6.5, ● Chapitre 8.7.1 La circulation thermohaline ● Chapitres 7.3.7 et 7.7, ● Chapitre 9.3.4. Événements non linéaires et changements climatiques rapides ● Chapitre 7.7.
42	<i>C.3 Changements observés et simulés pour ce qui est des aérosols.</i> Changements dans les aérosols, provenant d'observations de modèles ● Chapitres 5.1, 5.2, 5.3 et 5.4, ● Chapitres 6.7 et 6.8.	51	<i>D.3 Techniques de régionalisation</i> Catégories des techniques ● Chapitres 10.1, 10.2, ● Chapitre 13. Les AOGCM à faible taux de résolution ● Chapitre 10.3, ● Chapitre 13. Les RCM à haute résolution ● Chapitre 10.5, ● Chapitre 13.
43	<i>C.4 Changements observés pour ce qui est d'autres agents de forçage anthropiques.</i> Changement d'affectation des terres (albedo) ● Chapitre 6.13.		<i>D.4 Evaluation générale des capacités</i> Ajustement des flux ● Chapitres 7.2, 7.3 et 7.6, ● Chapitres 8.4 et 8.9. Climat du XX ^e siècle ● Chapitre 8.6. Phénomènes météorologiques extrêmes ● Chapitre 8.8. Variabilité interannuelle ● Chapitre 8.7. Comparaison des modèles ● Chapitres 8.6.2 et 8.10.
43	<i>C.5 Changements observés et simulés pour ce qui est de l'activité solaire et de l'activité volcanique</i> Changements observés et simulés par modélisation dans les activités solaires et volcaniques ● Chapitre 6.10.	51	
43	<i>C.6 Potentiels de réchauffement global</i> Potentiels de réchauffement global ● Chapitre 6.12		

Section E : Mise en évidence d'une influence humaine sur les changements climatiques

Section F : Les projections du futur climat de la terre

Page	Section du résumé technique et sujet – chapitre	Page	Section du résumé technique et sujet – chapitre
52	<i>E.1 Définition et détection de l'attribution</i> Détection/Attribution ● Chapitres 12.1.1 et 12.2.	58	<i>F.1 Le Rapport spécial du GIEC sur les scénarios d'émissions (SRES).</i> Scénarios SRES ● Chapitre 6.15.2, Rapport SRES Encadré 5 : Les scénarios d'émissions du Rapport spécial sur les scénarios d'émissions (SRES) ● Chapitre 6.15.2, Rapport SRES, Appendice II.
53	<i>E.2 Des relevés d'observations plus complets</i> Trois des cinq dernières années ● Chapitre 12.2.1.	60	<i>F.2 Projections pour l'évolution future des émissions de gaz à effet de serre et des aérosols</i> Trajectoires des concentrations de CO ₂ ● Chapitres 3.3 et 3.7, Appendice II. Stockage du carbone dans les écosystèmes terrestres ● Chapitres 3.2 et 3.6. Abondance de gaz à effet de serre autres que le CO ₂ ● Chapitre 4.3, ● Chapitre 6.15, Appendice II. Emissions de gaz à effet de serre indirects et chimie atmosphérique ● Chapitres 4.4.4 et 4.4.5, ● Chapitre 6.15. Emissions de gaz à effet de serre indirects et qualité de l'air ● Chapitre 4.4.5 Dépendance de la quantité des aérosols sur les émissions ● Chapitre 5.5, ● Chapitre 6.15, Appendice II. Projections des émissions d'aérosols et les scénarios du SRES ● Chapitre 5.5 Forçage radiatif ● Chapitre 6.15, Appendice II.
53	<i>E.3 Nouvelles estimations de la variabilité interne par modélisation.</i> Le réchauffement des 100 dernières années ● Chapitre 12.2.2.	62	<i>F.3 Projections pour l'évolution future de la température.</i> Résultats des AOGCM ● Chapitre 9.3 Résultats des modèles climatiques simples ● Chapitre 9.3
53	<i>E.4 Nouvelles estimations des réactions au forçage naturel.</i> Forçage naturel seul ● Chapitre 12.2.3.	66	<i>F.4 Projections pour l'évolution future des précipitations.</i> Moyenne mondiale des précipitations et de la variabilité ● Chapitre 9.3.
54	<i>E.5 Sensibilité aux signaux estimés du changement climatique.</i> Réaction au forçage anthropique ● Chapitre 12.2.3. Contribution significative au forçage anthropogénique ● Chapitre 12.2.3.	67	<i>F.5 Projections pour l'évolution future des précipitations.</i> Changements dans les phénomènes météorologiques extrêmes ● Chapitre 9.3.6.
54	<i>E.6 Une gamme élargie de techniques de détection</i> Température ● Chapitres 12.3 et 12.4. Niveau de la mer ● Chapitre 11.4.	69	<i>F.6 Projections pour l'évolution future de la circulation thermohaline.</i> Affaiblissement de la circulation thermohaline ● Chapitre 9.3.4.
57	<i>E.7 Les incertitudes qui demeurent en matière de détection et d'attribution.</i> Résumé ● Chapitre 12.5.	69	<i>F.7 Projections pour l'évolution future des modes de variabilité naturelle.</i> Changements dans les modes de variabilité naturelle ● Chapitre 9.3.5.
58	<i>E.8 Conclusion</i> La plus grande partie du réchauffement observé au cours des 50 dernières années ● Chapitre 12.6.	71	<i>F.8 Projections pour l'évolution future des glaces terrestres (Glaciers, calottes glaciaires et nappes glaciaires), de la glace de mer et de la couverture neigeuse.</i> Glaciers, calottes glaciaires et nappes

	glaciaires ● Chapitre 11.5.4.		
71	<i>F.9 Projections pour l'évolution future du niveau de la mer.</i>		
	Elévation moyenne mondiale du niveau de la mer ● Chapitre 11.5.1.		
	Variation du niveau de la mer, écarts régionaux ● Chapitre 11.5.2.		
	Niveaux extrêmes ● Chapitre 11.5.3.		
72	<i>F.10 Projections pour l'évolution future en réaction aux profils de stabilisation des concentrations de CO₂</i>		
	Gaz à effet de serre et aérosols ● Chapitre 3.7.3.		
	Température ● Chapitre 9.3.3.		
	Niveau de la mer ● Chapitre 11.5.4.		
		Section G : Comment favoriser une meilleure compréhension	
		Page	Section du résumé technique et sujet – chapitre
		73	<i>G.1 Données</i> Déclin des réseaux et des systèmes d'information ● Chapitre 14.2.1.
		74	<i>G.2 Processus climatiques et modélisation</i> Gaz à effet de serre et aérosols ● Chapitre 14.2.6. Processus ● Chapitre 14.2.3. Configurations de la variabilité ● Chapitre 14.2.2. Ensembles de calcul d'un modèle ● Chapitre 14.2.2. Hiérarchie des modèles ● Chapitre 14.2.2
		74	<i>G.3 Aspects humains</i> Système physique/ système humain ● Chapitre 14.3, ● Chapitre 13.1
		74	<i>G.4 Cadre international</i> Coordination ● Chapitre 14.4.

Glossaire

Directeur de publication : [A.P.M Baede](#)

Une flèche (→) signifie que le terme suivant figure aussi dans le présent Glossaire.

Tous les mots mentionnés dans le glossaire ne figurent pas nécessairement dans le Résumé à l'intention des décideurs ou dans le Résumé technique.

Absorption

Incorporation d'une substance potentiellement nocive dans un → réservoir. L'absorption de substances contenant du carbone, notamment de dioxyde de carbone, est souvent appelée fixation (du carbone).

Activité solaire

Le Soleil traverse des périodes de grande activité, qui se traduisent par une augmentation du nombre de → taches solaires ainsi que par un accroissement du rayonnement, de l'activité magnétique et des flux de particules de haute énergie. Ces fluctuations de l'activité solaire s'effectuent à des échelles de temps qui peuvent varier de plusieurs millions d'années à quelques minutes. Voir → cycle solaire

Aérosol carboné

Aérosol composé principalement de substances organiques et de diverses formes de → noir de carbone (source : Charlson et Heintzenberg, 1995, p. 401).

Aérosol organique

Particules d'→aérosols constituées principalement de composés organiques, où prédominent C, H, O et d'autres éléments en moins grande quantité (source : Charlson et Heintzenberg, 1995, p. 405). Voir → aérosol carboné.

Aérosols

Ensemble de particules solides et liquides en suspension dans l'air, généralement d'une taille comprise entre 0,01 et 10 µm et séjournant au moins plusieurs heures dans l'atmosphère. Les aérosols peuvent être d'origine naturelle ou anthropique. Ils peuvent influencer sur le climat de deux façons : directement, en dispersant et en absorbant le rayonnement, et indirectement, en agissant comme noyaux de condensation pour la formation de nuages ou la modification des propriétés optiques et de la durée de vie des nuages. Voir → effet indirect des aérosols.

Ce terme est également associé à tort aux propulseurs employés dans les «bombes aérosols».

Ajustement des flux

Pour éviter qu'un modèle de la circulation générale couplé atmosphère-océan n'indique des conditions climatiques irréalistes, on peut appliquer des termes d'ajustement aux flux atmosphériques et océanographiques de chaleur et de précipitation (et parfois aux tensions de surface résultant de l'effet du vent sur la surface des océans) avant de les introduire dans le modèle océanique et atmosphérique utilisé. Comme ces ajustements sont calculés à l'avance et sont donc indépendants de l'intégration du modèle couplé, ils ne sont pas corrélés avec les

anomalies qui se produisent pendant l'intégration. Au chapitre 8 du présent rapport, il est indiqué que les modèles actuels nécessitent un ajustement réduit des flux.

Albédo

Fraction du rayonnement solaire réfléti par une surface ou un objet, souvent exprimée en pourcentage. Les surfaces enneigées ont un albédo élevé; l'albédo des sols peut être élevé ou faible; les surfaces couvertes de végétation et les océans ont un faible albédo. L'albédo de la Terre varie principalement en fonction de la nébulosité, de l'enneigement, de l'englacement, de la surface foliaire et des variations du couvert terrestre.

Altimétrie

Technique employée pour mesurer le niveau de la surface de la mer, du sol ou de la glace. Par exemple, la hauteur de la surface de la mer (par rapport au centre de la Terre ou, de façon plus classique, par rapport à un «ellipsoïde de révolution») peut se mesurer depuis l'espace au moyen des dernières techniques d'altimétrie radar avec une précision de l'ordre du centimètre. L'altimétrie offre l'avantage d'effectuer des mesures par rapport à un cadre de référence géocentrique, plutôt que par rapport au niveau du sol, comme dans le cas du → marégraphe, et de permettre une couverture quasi planétaire.

Amplitude diurne de la température

Différence entre la température maximale et minimale enregistrées dans le courant d'une journée.

Anthropique

Résultant de l'action de l'homme ou produit par lui.

Atmosphère

Enveloppe gazeuse entourant la Terre. L'atmosphère sèche est composée presque entièrement d'azote (rapport de mélange en volume de 78,1 %) et d'oxygène (rapport de mélange en volume de 20,9 %), avec un certain nombre de gaz présents à l'état de trace, dont l'argon (rapport de mélange en volume de 0,93 %), l'hélium et les → gaz à effet de serre tels que le → dioxyde de carbone (rapport de mélange en volume de 0,035 %) ou l'ozone. En outre, l'atmosphère contient de la vapeur d'eau, dont la proportion est très variable, mais dont le rapport de mélange en volume est généralement de 1 %. L'atmosphère contient également des nuages et des → aérosols.

Atténuation

Intervention humaine visant à réduire les → sources ou à renforcer les → puits de → gaz à effets de serre.

Attribution

Voir → Détection et attribution.

Bassin

Voir → réservoir.

Bilan énergétique

Calculé en moyenne pour l'ensemble de la planète et sur des périodes prolongées, le bilan énergétique du → système climatique doit être équilibré. Comme le système climatique tire toute son énergie du Soleil, ce bilan implique que, globalement, la quantité de → rayonnement solaire reçue est en moyenne égale à la somme du rayonnement solaire réfléchi et du → rayonnement infrarouge sortant émis par le système climatique. Toute perturbation de cet équilibre radiatif global, qu'elle soit due à l'activité humaine ou qu'elle soit d'origine naturelle, est appelée → forçage radiatif.

Biomasse

Masse totale des organismes vivants se trouvant dans un périmètre ou un volume donné; depuis quelque temps, les végétaux morts sont souvent inclus dans la biomasse.

Biosphère (terrestre et marine)

Partie du système terrestre comprenant tous les → écosystèmes et organismes vivants présents dans l'atmosphère, sur terre (biosphère terrestre) ou dans les océans (biosphère marine), y compris la matière organique morte qui en provient, telle que la litière, la matière organique du sol ou les détritiques océaniques.

Boisement

Plantation de nouvelles forêts sur des terres qui n'avaient jusqu'ici jamais été boisées. Pour toute analyse du terme → forêt et des termes apparentés, tels que → boisement, → reboisement et → déboisement, on se reportera au rapport intitulé *Land Use, Land-Use Change, and Forestry. Special Report of the IPCC* (IPCC, 2000).

Calotte glaciaire

Masse de glace en forme de dôme, recouvrant une zone située en altitude, considérablement moins étendue qu'une → nappe glaciaire.

Changement climatique rapide

La → non-linéarité du → système climatique peut entraîner des changements climatiques rapides, appelés parfois événements brusques, voire surprises. Certains de ces événements brusques sont concevables, comme la réorganisation spectaculaire de la → circulation thermohaline, la déglaciation rapide ou la fonte massive du pergélisol entraînant de rapides changements dans le → cycle du carbone. D'autres peuvent être totalement imprévisibles, par exemple lorsqu'ils sont causés par un puissant forçage, en évolution rapide, d'un système non linéaire.

Changement d'affectation des terres

Changement apporté par l'homme dans l'utilisation ou l'aménagement des sols, qui peut entraîner une modification de la couverture terrestre. La modification de la couverture terrestre et le changement d'affectation des terres peuvent avoir une incidence sur → l'albédo, → l'évapotranspiration, les → sources et les → puits de → gaz à effet de serre ou sur d'autres propriétés du → système

climatique et peut donc avoir des répercussions sur le climat, au plan local ou à l'échelle du globe. Voir aussi le rapport du GIEC intitulé *Land Use, Land-Use Change, and Forestry. Special Report of the IPCC* (IPCC, 2000).

Changements climatiques

Variation statistiquement significative de l'état moyen du climat ou de sa variabilité, persistant pendant une période prolongée (généralement des décennies ou plus). Les changements climatiques peuvent être dus à des processus internes naturels ou à des forçages externes, ou encore à la persistance de variations anthropiques de la composition de l'atmosphère ou de l'utilisation des sols.

On notera que la → Convention-cadre des Nations Unies sur les changements climatiques (CCNUCC), dans son article premier, définit les changements climatiques comme «des changements qui sont attribués directement ou indirectement à une activité humaine altérant la composition de l'atmosphère mondiale et qui viennent s'ajouter à la variabilité naturelle du climat observée au cours de périodes comparables». La CCNUCC fait donc une distinction entre «les changements climatiques» attribuables à l'activité humaine altérant la composition de l'atmosphère et la «variabilité du climat» imputable à des causes naturelles.

Voir aussi → variabilité du climat.

Charbon de bois

Matériau résultant de la carbonisation de la biomasse, qui conserve généralement une partie de la texture microscopique caractéristique des tissus végétaux; chimiquement, il se compose principalement de carbone à structure graphitique modifiée, à plus faible teneur en oxygène et en hydrogène. Voir → noir de carbone; particules de suie (source : Charlson et Heintzenberg, 1995, p. 402).

Charge

Masse totale d'une substance gazeuse potentiellement nocive dans l'atmosphère.

Circulation générale

Mouvements à grande échelle de l'atmosphère et de l'océan provoqués par le réchauffement différentiel propre à une Terre en rotation et visant à rétablir l'→équilibre énergétique du système par transfert de chaleur et de quantités de mouvement.

Circulation thermohaline

Dans les océans, circulation à grande échelle sous l'effet des variations de densité liées aux différences de température et de salinité. Dans l'Atlantique Nord, la circulation thermohaline consiste en un déplacement vers le nord des eaux chaudes de surface et en un déplacement vers le sud des eaux froides des grands fonds, entraînant un transfert net de chaleur vers le pôle. Les eaux de surface s'enfoncent vers le fond dans des zones très restreintes situées à des latitudes élevées.

Climat

Au sens étroit du terme, le climat désigne généralement le «temps moyen»; il s'agit plus précisément d'une description

statistique en fonction de la moyenne et de la variabilité de grandeurs pertinentes sur des périodes variant de quelques mois à des milliers, voire à des millions d'années (la période classique, définie par l'Organisation météorologique mondiale, est de 30 ans). Ces grandeurs sont le plus souvent des variables de surface telles que la température, les précipitations et le vent. Dans un sens plus large, le climat est la description statistique de l'état du → système climatique.

Configurations de la variabilité du climat

La variabilité naturelle du → système climatique, en particulier lorsqu'on la considère à l'échelle d'une saison ou d'une période plus longue, se manifeste principalement dans des configurations spatiales privilégiées par le biais des caractéristiques dynamiques non linéaires de la circulation atmosphérique et des interactions avec la surface des terres émergées et des océans. Ces configurations spatiales, qui sont également appelées «régimes» ou «modes», consistent par exemple dans → l'oscillation nord-atlantique, la téléconnexion Pacifique-Amérique du Nord, le phénomène *El Niño*/oscillation australe (ENSO) et l'oscillation antarctique.

Convention-cadre des Nations Unies sur les changements climatiques (CCNUCC)

Convention adoptée le 9 mai 1992 à New York et signée par plus de 150 pays et par la Communauté européenne lors du Sommet Planète Terre, qui s'est tenu à Rio de Janeiro en 1992. Son objectif ultime est de «stabiliser les concentrations de gaz à effet de serre dans l'atmosphère à un niveau qui empêche toute perturbation anthropique dangereuse du système climatique». Elle contient des engagements pour toutes les Parties. Aux termes de la Convention, les Parties figurant à l'annexe I doivent s'employer à ramener en 2000 les émissions de gaz à effet de serre non réglementées par le Protocole de Montréal à leurs niveaux de 1990. La Convention est entrée en vigueur en mars 1994. Voir → Protocole de Kyoto.

Convention-cadre sur les changements climatiques

Voir → Convention-cadre des Nations Unies sur les changements climatiques (CCNUCC).

Couche d'ozone

La → stratosphère contient une couche où la concentration d'ozone est particulièrement forte et qu'on appelle pour cette raison la couche d'ozone. Cette couche s'étend approximativement de 12 à 40 km d'altitude. La concentration d'ozone atteint son maximum entre environ 20 et 25 km d'altitude. Cette couche se raréfie du fait des émissions anthropiques de composés de chlore et de brome. Chaque année, pendant le printemps austral, il se produit un très fort appauvrissement de la couche d'ozone au-dessus de l'Antarctique, causé par la combinaison de la présence de ces composés anthropiques du chlore et du brome et de certaines conditions météorologiques propres à la région. Ce phénomène est appelé le → trou d'ozone.

Cycle solaire («de 11 ans»)

Modulation quasi périodique de l'→ activité solaire, d'amplitude variable et d'une fréquence de 9 à 13 ans.

Cryosphère

Composante du → système climatique correspondant à la masse totale de neige, de glace et de pergélisol au-dessus et au-dessous de la surface des terres émergées et des océans. Voir → glacier; nappe glaciaire.

Cycle du carbone

Expression utilisée pour désigner l'échange de carbone (sous diverses formes, par exemple sous forme de dioxyde de carbone) entre l'atmosphère, les océans, la biosphère terrestre et la lithosphère.

Déboisement

Conversion d'une forêt en zone non forestière. Pour toute analyse du terme forêt et de termes apparentés tels que → boisement, → reboisement ou → déboisement, on se reportera au rapport du GIEC intitulé *Land-Use, Land-Use Change, and Forestry. Special Report of the IPCC* (IPCC, 2000).

Degrés-jour de chauffe

Intégrale sur une journée de la température au-dessous de 18 °C (par exemple, une journée où la température moyenne est de 16 °C correspond à deux degrés-jour de chauffe). Voir aussi →degrés-jour de réfrigération.

Degrés-jour de réfrigération

Intégrale sur une journée de la température au-dessus de 18 °C (par exemple, une journée où la température moyenne est de 20 °C correspond à deux degrés-jour de réfrigération). Voir aussi → degrés-jour de chauffe.

Degré de compréhension scientifique

Indice, sur une échelle à quatre niveaux (élevé, moyen, bas et très bas), servant à déterminer le degré de compréhension scientifique des agents de forçage radiatif qui influent sur les changements climatiques. Pour chaque agent, l'indice représente une appréciation subjective de la fiabilité de la valeur estimée du forçage qui lui correspond, compte tenu de certains facteurs tels que les hypothèses nécessaires pour évaluer le forçage, le degré de connaissance des mécanismes physiques et chimiques qui le conditionnent ou les incertitudes de l'estimation quantitative.

Désertification

Dégradation des sols dans les zones arides, semi-arides et sub-humides sèches due à divers facteurs, dont les variations du climat et l'activité humaine. Par ailleurs, la Convention des Nations Unies sur la lutte contre la désertification définit la dégradation des sols comme la diminution ou la disparition, dans les zones arides, semi-arides et subhumides sèches, de la productivité biologique ou économique et de la complexité des terres cultivées non irriguées, des terres cultivées irriguées, des parcours, des pâturages, des forêts ou des surfaces boisées du fait de l'utilisation des terres ou d'un ou de plusieurs phénomènes, notamment de phénomènes dus à l'activité de l'homme et à ses modes de peuplement, tels que : i) l'érosion des sols causée par le vent et/ou l'eau; ii) la détérioration des propriétés physiques, chimiques et biologiques ou économiques des sols; et iii) la disparition à long terme de la végétation naturelle (Convention des Nations Unies sur la lutte contre la désertification).

Détection et attribution

Le climat varie continuellement à toutes les échelles de temps. La détection des → changements climatiques consiste à montrer que le climat a changé selon certains critères statistiques définis, sans donner la raison de ce changement. L'attribution consiste à établir, avec un certain degré de confiance, les causes les plus probables du changement détecté.

Dilatation thermique

En rapport avec le niveau de la mer, augmentation du volume (ou diminution de la densité) résultant du réchauffement de l'eau. Un réchauffement des océans entraîne une augmentation de leur volume et, par conséquent, une élévation du niveau de la mer.

Dioxyde de carbone (CO₂)

Gaz d'origine naturelle ou résultant de la combustion des combustibles fossiles et de la → biomasse ainsi que de → changements d'affectation des sols et d'autres procédés industriels. C'est le principal gaz à effet de serre dû à l'activité humaine qui influe sur le bilan net du rayonnement à la surface de la Terre. C'est aussi le gaz de référence par rapport auquel sont mesurés tous les autres gaz à effet de serre, et qui a donc un → potentiel de réchauffement global de 1.

Durée de vie

La durée de vie est une expression générale utilisée pour diverses échelles de temps correspondant au rythme des processus influant sur la concentration des gaz à l'état de trace. On distingue les durées de vie suivantes :

Temps de renouvellement (T) : rapport entre la masse M d'un réservoir (par exemple la masse d'un composé gazeux dans l'atmosphère) et le taux d'élimination total S de ce réservoir ($T = M/S$). Pour chaque processus d'élimination, on peut définir des temps de renouvellement distincts. En biologie du carbone du sol, ce temps est appelé temps de séjour moyen.

Temps d'ajustement ou temps de réaction (T_a) : échelle de temps caractérisant la désintégration d'un apport instantané dans le réservoir. L'expression *temps d'ajustement* est également utilisée pour caractériser l'ajustement de la masse d'un réservoir après une variation en plusieurs temps de l'intensité d'une source. Les expressions *demi-vie* et *constante de désintégration* sont utilisées pour évaluer un processus de désintégration exponentielle du premier ordre. Voir → temps de réaction, pour une définition différente applicable aux variations du climat. L'expression *durée de vie* est parfois utilisée, pour des raisons de simplicité, à la place de *temps d'ajustement*.

Dans les cas simples où l'élimination complète du composé est directement proportionnelle à la masse totale du réservoir, le temps d'ajustement est égal au temps de renouvellement : $T = T_a$. On peut donner comme exemple le trichlorofluorométhane (CFC-11), qui n'est éliminé de l'atmosphère que par des processus photochimiques intervenant dans la stratosphère. Dans les cas plus complexes, où plusieurs réservoirs sont en cause et où l'élimination n'est pas proportionnelle à la masse totale, l'égalité $T = T_a$ n'est plus vérifiée. Le → dioxyde de carbone (CO₂) en est un exemple

extrême. Son temps de renouvellement n'est que de quatre ans environ en raison de la rapidité des échanges entre l'atmosphère et les biotes marins et terrestres. Toutefois, une forte proportion du CO₂ est renvoyée dans l'atmosphère en l'espace de quelques années. Ainsi, le temps d'ajustement du CO₂ dans l'atmosphère est en fait déterminé par le rythme de transfert du carbone des couches superficielles aux couches plus profondes de l'océan. Bien que l'on évalue approximativement à 100 ans le temps d'ajustement du CO₂ dans l'atmosphère, l'ajustement réel est en fait plus rapide au début et plus lent par la suite. Dans le cas du méthane (CH₄), le temps d'ajustement diffère du temps de renouvellement, parce que l'élimination résulte principalement d'une réaction chimique avec le radical hydroxyle OH, dont la concentration dépend de celle du CH₄. Par conséquent, le taux d'élimination total S du CH₄ n'est pas proportionnel à la masse totale M de méthane.

Echelles spatiales et temporelles

Les variations du climat peuvent se produire à des échelles spatiales et temporelles très diverses. Les échelles spatiales vont de l'échelle locale (moins de 100 000 km²) à l'échelle continentale (10 à 100 millions de km²), en passant par l'échelle régionale (100 000 à 10 millions de km²). Quant aux échelles temporelles, elles varient de l'échelle saisonnière à l'échelle géologique (correspondant à des périodes qui peuvent couvrir des centaines de millions d'années).

Ecosystème

Système où des organismes vivants interagissent avec leur environnement physique. Les limites de ce qu'on peut appeler un écosystème sont assez arbitraires et dépendent de ce qui retient l'attention ou du thème de l'étude. Ainsi, un écosystème peut se limiter à un espace très réduit ou s'étendre à toute la Terre.

Effet de serre

Les → gaz à effet de serre absorbent le → rayonnement infrarouge émis par la surface de la Terre, par l'atmosphère elle-même du fait de la présence de ces mêmes gaz et par les nuages. Le rayonnement atmosphérique est émis dans toutes les directions, y compris vers la surface de la Terre. Ainsi, les gaz à effet de serre retiennent la chaleur dans le système surface-troposphère. C'est ce qu'on appelle l'*effet de serre naturel*.

Le rayonnement atmosphérique est étroitement lié à la température du niveau où il est émis. Dans la → troposphère, la température diminue généralement avec l'altitude. En fait, le rayonnement infrarouge dirigé vers l'espace prend naissance à une altitude où la température est en moyenne de -19 °C, en équilibre avec le rayonnement solaire incident net, tandis que la surface de la Terre se maintient à une température beaucoup plus élevée, de +14 °C en moyenne.

Un accroissement de la concentration de gaz à effet de serre entraîne une plus grande opacité de l'atmosphère au rayonnement infrarouge et, par conséquent, un rayonnement effectif vers l'espace à partir d'une altitude plus élevée et à une température plus basse. Il en résulte un → forçage radiatif, un déséquilibre qui ne peut être compensé que par une hausse de la température du système surface-troposphère. C'est ce qu'on appelle l'*effet de serre renforcé*.

Effets indirects des aérosols

Les → aérosols peuvent provoquer indirectement un → forçage radiatif du → système climatique en agissant comme noyaux de condensation ou en modifiant les propriétés optiques ou la durée de vie des nuages. On distingue deux effets indirects :

Premier effet indirect

Forçage radiatif provoqué par un accroissement des aérosols anthropiques, qui entraîne une augmentation initiale de la concentration des gouttelettes et une diminution de leur taille pour une teneur fixe en eau liquide, entraînant un accroissement de → l'albédo des nuages. Cet effet est également connu sous le nom d'*effet Twomey*, et il est parfois appelé *effet sur l'albédo des nuages*. Toutefois, cette appellation est trompeuse, car le second effet indirect influe également sur l'albédo des nuages.

Second effet indirect

Forçage radiatif provoqué par un accroissement des aérosols anthropiques, qui entraîne une diminution de la taille des gouttelettes, réduisant la capacité de précipitation et modifiant ainsi la teneur en eau liquide ainsi que l'épaisseur et la durée de vie des nuages. Cet effet est également connu sous le nom d'*effet sur la durée de vie des nuages* ou d'*effet d'Albrecht*.

El Niño/oscillation australe (ENSO)

El Niño, au sens original du terme, est un courant marin chaud qui se manifeste périodiquement le long de la côte équatorienne et péruvienne, perturbant la pêche locale. Ce phénomène océanique est lié à une fluctuation de la configuration de la pression en surface et de la circulation dans la partie intertropicale des océans Indien et Pacifique, appelée oscillation australe. La combinaison de ces phénomènes atmosphérique et océanique est appelée *El Niño/oscillation australe*, ou ENSO. Pendant un épisode *El Niño*, les alizés faiblissent et le contre-courant équatorial se renforce, entraînant un déplacement vers l'est des eaux chaudes de surface de la zone indonésienne, qui viennent recouvrir les eaux froides du courant péruvien. Ce phénomène exerce une influence considérable sur le vent, la température de la surface de la mer et les précipitations dans la partie tropicale du Pacifique. Il a des effets climatiques sur l'ensemble du bassin du Pacifique et dans de nombreuses autres régions du monde. Le phénomène inverse est appelé *La Niña*.

Elévation du niveau de la mer

Voir → Variations séculaires du niveau (relatif) de la mer; dilatation thermique.

Emissions de CO₂ (dioxyde de carbone) d'origine fossile

Emissions de CO₂ résultant de la combustion de combustibles provenant de gisements de carbone fossile (pétrole, gaz, charbon, etc.).

Equivalent CO₂ (dioxyde de carbone)

Concentration de → CO₂ qui entraînerait un → forçage radiatif de même importance que celui résultant d'un mélange donné de CO₂ et d'autres → gaz à effet de serre.

Evaluation globale

Méthode d'analyse qui combine de manière cohérente les résultats et les modèles émanant des sciences physiques, biologiques, économiques et sociales, ainsi que les interactions entre celles-ci, en vue de prévoir les conséquences des changements climatiques et d'envisager l'action à engager pour y faire face.

Evapotranspiration

Processus combiné d'évaporation à la surface de la Terre et de transpiration de la végétation.

Événement météorologique extrême

Un événement météorologique extrême est un événement rare selon les statistiques relatives à sa fréquence en un lieu donné. Si les définitions du mot «rare» varient considérablement, un phénomène météorologique extrême devrait normalement être aussi rare, sinon plus, que les 10^e ou 90^e percentiles. Par définition, les caractéristiques de ce qu'on appelle *conditions météorologiques extrêmes* varient d'un endroit à l'autre.

Un *événement météorologique extrême* correspond à la moyenne d'un certain nombre d'événements météorologiques se produisant sur une certaine période de temps, cette moyenne étant elle-même extrême (par exemple, les précipitations enregistrées au cours d'une saison).

Expérience relative à un climat à l'équilibre et expérience relative à un climat transitoire

Une *expérience relative à un climat à l'équilibre* est une expérience où on laisse un → modèle climatique s'adapter pleinement à une évolution du forçage radiatif. De telles expériences fournissent des informations sur la différence entre l'état initial et l'état final du modèle, mais pas sur la réponse en fonction du temps. Si on laisse le forçage évoluer peu à peu selon un → scénario d'émissions prescrit, on peut analyser la réponse dans le temps d'un modèle climatique. Une telle expérience est appelée *expérience relative à un climat transitoire*. Voir → projection climatique.

Facule

Zone brillante apparaissant sur le disque solaire. La surface couverte par les facules augmente durant les périodes d'intense → activité solaire.

Fertilisation par l'azote

Stimulation de la croissance des plantes par dépôt de composés azotés. Dans les rapports du GIEC, cette expression désigne plus précisément la fertilisation due à des sources anthropiques d'azote telles que les engrais artificiels et les oxydes d'azote dégagés par la combustion de combustibles fossiles.

Fertilisation par le dioxyde de carbone (CO₂)

Stimulation de la croissance des plantes due à une concentration accrue de CO₂ dans l'atmosphère. Selon leur mode de → photosynthèse, certains types de végétaux sont plus sensibles aux variations de la concentration de CO₂ dans l'atmosphère. En particulier, les → plantes en C₃ sont plus sensibles au CO₂ que les plantes en C₄.

Fertilisation par le CO₂

Voir → fertilisation par le dioxyde de carbone (CO₂)

Forçage externe

Voir : → Système climatique.

Forçage radiatif

Le forçage radiatif est la variation de l'éclairement énergétique vertical net [exprimé en watts par mètre carré (W m⁻²)] à la → tropopause par suite d'un changement interne ou d'une modification du forçage externe du → système climatique – par exemple une modification de la concentration de → dioxyde de carbone ou de la production solaire. En général, on calcule le forçage radiatif après avoir laissé les températures stratosphériques se réadapter à l'équilibre radiatif, toutes les autres propriétés troposphériques étant toutefois maintenues à leurs valeurs non perturbées. Le forçage radiatif est qualifié d'*instantané* si l'on n'observe aucune modification de la température troposphérique. Les problèmes pratiques posés par cette définition, en particulier pour ce qui est du forçage radiatif lié aux effets des aérosols sur la formation de précipitations par les nuages, sont traités au chapitre 6 du présent rapport.

Forêt

Type de végétation dominé par les arbres. De nombreuses définitions du terme forêt sont utilisées dans le monde, du fait de la grande disparité des conditions bio-géophysiques, des structures sociales et des conditions économiques. Pour toute analyse du terme forêt et des termes apparentés tels que → boisement, → reboisement et → déboisement, on se reportera au rapport du GIEC intitulé *Land Use, Land-Use Change and Forestry. Special Report of the IPCC* (IPCC, 2000).

Gaz à effet de serre

Les gaz à effet de serre sont les constituants gazeux de l'atmosphère, tant naturels qu'anthropiques, qui absorbent et émettent un rayonnement à des longueurs d'onde données du spectre du rayonnement infrarouge émis par la surface de la Terre, l'atmosphère et les nuages. C'est cette propriété qui est à l'origine de → l'effet de serre. La vapeur d'eau (H₂O), le dioxyde de carbone (CO₂), l'oxyde nitreux (N₂O), le méthane (CH₄) et l'ozone (O₃) sont les principaux gaz à effet de serre présents dans l'atmosphère terrestre. L'atmosphère contient en outre un certain nombre de gaz à effet de serre entièrement anthropiques tels que les → hydrocarbures halogénés et autres substances contenant du chlore et du brome, dont traite le → Protocole de Montréal. Outre le CO₂, le N₂O et le CH₄, le Protocole de Kyoto traite, quant à lui, d'autres gaz à effet de serre tels que l'hexafluorure de soufre (SF₆), les hydrofluorocarbones (HFC) et les hydrocarbures perfluorés (PFC).

Géoïde

Surface qu'occuperait un océan de densité uniforme s'il était immobile et au repos (c'est-à-dire sans circulation océanique et sous l'unique effet de la pesanteur). Cela implique que le géoïde est une surface à potentiel de gravité constant, pouvant servir de surface de référence pour toutes les autres surfaces considérées (par exemple le niveau moyen des mers). Le géoïde (et les surfaces parallèles à ce géoïde) sont communément appelées «surfaces de niveau».

Glacier

Masse de glace terrestre s'écoulant le long d'une pente (par déformation interne et glissement à la base) et limitée dans ses mouvements par la topographie environnante, par exemple les versants d'une vallée ou les sommets voisins; la topographie du substratum rocheux exerce une grande influence sur la dynamique et la pente en surface des glaciers. Les glaciers sont alimentés par la neige accumulée en altitude, cette accumulation étant elle-même compensée par la fonte à basse altitude ou le déversement en mer.

Halocarbones

Composés contenant du chlore, du brome ou du fluor et du carbone. Ces composés peuvent agir comme de puissants → gaz à effet de serre dans l'atmosphère. Les halocarbones contenant du chlore et du brome contribuent également à l'appauvrissement de la → couche d'ozone.

Hauteur significative des vagues

Hauteur moyenne du tiers le plus élevé de toutes les vagues qui se produisent pendant une période de temps donnée. Cette hauteur sert d'indicateur de la taille caractéristique des vagues les plus hautes.

Hiérarchie des modèles

Voir → Modèle climatique.

Humidité du sol

Eau emmagasinée à la surface du sol et susceptible de s'évaporer.

Hydrocarbures halogénés

Composés contenant du chlore, du brome ou du fluor ainsi que du carbone. Ces composés peuvent agir comme des → gaz à effet de serre particulièrement nocifs dans l'atmosphère. Les hydrocarbures halogénés contenant du chlore et du brome contribuent également à l'appauvrissement de la → couche d'ozone.

Hydrosphère

Composante du système climatique comprenant les eaux (océans, mers, cours d'eau, lacs d'eau douce, eaux souterraines, etc.) et les glaces.

Incertitude

Expression du degré d'inconnaissance d'une valeur (par exemple l'état futur du système climatique). L'incertitude peut résulter d'un manque d'information ou d'un désaccord sur ce qui est connu, voire connaissable. Elle peut avoir diverses origines et peut ainsi résulter d'erreurs chiffrables dans les données, d'une définition trop imprécise des concepts ou de la terminologie employés ou encore de projections incertaines du comportement humain. L'incertitude peut donc être représentée par des mesures quantitatives (par exemple un ensemble de valeurs calculées par divers modèles) ou par des énoncés qualitatifs (reflétant par exemple l'opinion d'une équipe d'experts). Voir Moss et Schneider (2000).

Indicateur indirect

Un indicateur indirect du climat est un relevé local qui est interprété selon des principes physiques ou biophysiques afin de représenter une certaine combinaison de variations passées liées

au climat. Les données relatives au climat ainsi obtenues sont appelées données indirectes. Au nombre des indicateurs indirects figurent les anneaux de croissance des arbres, les caractéristiques des coraux et diverses données déduites des carottes glaciaires.

Inlandsis

Voir → nappe glaciaire

La Niña

Voir → *El Niño*/Oscillation australe.

Ligne/zone d'échouage

Jonction entre une → nappe glaciaire et une → plate-forme de glace, ou lieu où la glace commence à flotter.

Lithosphère

Partie externe solide du globe terrestre, tant continentale qu'océanique, comprenant toutes les roches de la croûte terrestre ainsi que la partie froide, essentiellement élastique, du manteau supérieur. L'activité volcanique, bien qu'elle se produise dans la lithosphère, n'est pas considérée comme un élément du → système climatique, mais fait fonction de facteur de forçage externe. Voir → mouvements isostatiques de la croûte terrestre.

Marégraphe

Instrument installé sur la côte (et parfois en haute mer), servant à mesurer le niveau de la mer par rapport aux terres émergées adjacentes. Le calcul de la moyenne dans le temps des valeurs du niveau de la mer ainsi enregistrées permet de déterminer les → variations séculaires observées du niveau (relatif) de la mer.

Modèle climatique (hiérarchie)

Représentation numérique du → système climatique, fondée sur les propriétés physiques, chimiques et biologiques de ses composantes, leurs interactions et les processus de rétroaction et qui tient compte de la totalité ou d'une partie de ses propriétés connues. Le système climatique peut être représenté par des modèles d'une complexité variable : autrement dit, pour une composante ou une combinaison de composantes donnée, on peut définir une *hiérarchie* de modèles, différant par certains aspects tels que le nombre de dimensions spatiales, la mesure dans laquelle des processus physiques, chimiques ou biologiques sont explicitement représentés ou le niveau auquel des → paramétrisations empiriques entrent en jeu. Les modèles de la circulation générale couplés atmosphère-océan-glaces de mer donnent une représentation d'ensemble du système climatique. Une évolution se fait jour vers des modèles plus complexes à chimie et biologie actives.

Les modèles climatiques sont utilisés comme outils de recherche, mais aussi à des fins opérationnelles, y compris pour des → prévisions mensuelles, saisonnières et interannuelles du climat.

Modèle de circulation générale (MCG)

Voir : → Modèle climatique.

Modélisation inverse

Procédé mathématique selon lequel les données entrées dans un modèle sont estimées du point de vue du résultat observé, plutôt

que l'inverse. On l'utilise, par exemple, pour estimer l'emplacement et l'importance des sources et des puits de CO₂ à partir de mesures de la distribution de la concentration de CO₂ dans l'atmosphère, compte tenu des modèles du → cycle du carbone à l'échelle du globe, et pour calculer le transport atmosphérique.

Mouvements isostatiques de la croûte terrestre

L'isostasie est la façon dont la → lithosphère et le manteau terrestre réagissent aux variations de la charge en surface. Lorsque cette charge varie par suite d'une modification de la masse de glace terrestre ou de la masse océanique, de phénomènes de sédimentation ou d'érosion ou de la formation de montagnes, un ajustement isostatique vertical vient compenser ce changement de charge.

Nappe glaciaire

Masse de glace terrestre suffisamment épaisse pour couvrir la majeure partie des formations rocheuses sous-jacentes, de sorte que sa forme est déterminée principalement par sa dynamique interne (écoulement de la glace à mesure qu'elle se déforme intérieurement et qu'elle glisse à sa base). Une nappe glaciaire se déplace à partir d'un haut plateau central selon une très faible pente moyenne en surface. Ses bords sont abrupts, et la glace s'écoule par le biais de coulées rapides ou de glaciers émissaires et se déverse parfois dans la mer ou dans des plates-formes de glace flottant sur la mer. De nos jours, il existe seulement deux grandes nappes glaciaires dans le monde : le Groenland et l'Antarctique. La nappe glaciaire de l'Antarctique est divisée en une partie est et une partie ouest par la chaîne transantarctique ; pendant les périodes glaciaires, il existait d'autres nappes glaciaires.

Niveau de compréhension scientifique

Indice d'une échelle à quatre niveaux (élevé, moyen, bas et très bas) conçue pour mesurer le degré de compréhension scientifique des agents de forçage radiatif qui influent sur les changements climatiques. Pour chaque agent, l'indice représente une évaluation subjective de la fiabilité de l'estimation de son forçage, qui fait prendre en compte certains facteurs tels que les hypothèses nécessaires pour évaluer le forçage, le degré de connaissance des mécanismes physiques et chimiques qui le conditionnent et les incertitudes entourant l'estimation quantitative.

Niveau moyen de la mer

Voir → Niveau relatif de la mer

Niveau relatif de la mer

Niveau de la mer mesuré à l'aide d'un → marégraphe par rapport au terrain où celui-ci est situé. Le niveau moyen de la mer est généralement défini comme le niveau relatif moyen de la mer mesuré sur une période donnée (mois ou année) assez longue pour compenser des phénomènes transitoires tels que les vagues.

Noir de carbone

Substance définie concrètement en fonction de sa capacité d'absorption de la lumière, de sa réactivité chimique et/ou de sa stabilité thermique, consistant en suie, charbon de bois, voire matière organique réfractaire absorbant la lumière (source : Charlson et Heintzenberg, 1995, p. 401).

Non-linéarité

Un processus est appelé «non linéaire» lorsqu'il n'existe pas de rapport de proportion simple entre ses causes et ses effets. Le → système climatique résulte de nombreux processus non linéaires de ce type, d'où son comportement potentiellement très complexe. Cette complexité peut entraîner des → changements climatiques rapides.

Noyaux de condensation des nuages

Particules en suspension dans l'air servant de site initial pour la condensation de l'eau liquide et pouvant conduire à la formation de gouttelettes nuageuses. Voir aussi → aérosols.

Onde de tempête

Élévation temporaire de la mer, en un lieu particulier, par suite de conditions météorologiques extrêmes (basse pression atmosphérique et/ou vents forts). L'onde de tempête est définie comme la différence entre la marée effective et la marée habituellement prévue à l'endroit et au moment considérés.

Oscillation nord-atlantique

L'oscillation nord-atlantique consiste en variations contraires de la pression barométrique près de l'Islande et des Açores. En général, un courant d'ouest entre la zone de basse pression de l'Islande et la zone de haute pression des Açores entraîne vers l'Europe des cyclones accompagnés de leurs systèmes frontaux connexes. Toutefois, la différence de pression entre l'Islande et les Açores fluctue selon des échelles de temps variant de plusieurs journées à plusieurs décades, et peut parfois s'inverser.

Ozone

L'ozone, qui est la forme triatomique (O_3) de l'oxygène, est un constituant gazeux de l'atmosphère. Dans la → troposphère, il se forme à la fois naturellement et par suite de réactions photochimiques faisant intervenir des gaz résultant de l'activité humaine («smog»). L'ozone troposphérique agit comme un → gaz à effet de serre. Dans la → stratosphère, il résulte de l'interaction du rayonnement solaire ultraviolet et de l'oxygène moléculaire (O_2). L'ozone stratosphérique joue un rôle décisif dans l'équilibre radiatif de la stratosphère. Sa concentration est maximale dans la → couche d'ozone.

Particules de suie

Particules qui se forment lors du refroidissement rapide des gaz à la périphérie des flammes résultant de la combustion de vapeurs organiques et qui sont constituées pour l'essentiel de carbone et de quantités moindres d'oxygène et d'hydrogène sous la forme de groupes carboxyle et phénolique. Ces particules présentent une structure graphitique imparfaite. Voir → noir de carbone; → charbon de bois (source : Charlson et Heintzenberg, 1995, p. 406).

Paramétrage

En modélisation climatique, terme qui désigne la technique permettant de représenter les processus qui ne peuvent être traduits explicitement à l'échelle spatiale ou temporelle du modèle (processus d'échelle inférieure à la maille), en établissant des relations entre les effets de ces processus moyennés sur une zone ou une durée et la circulation à plus grande échelle.

Photosynthèse

Processus selon lequel les plantes absorbent le dioxyde de carbone de l'air (ou le bicarbonate de l'eau) pour produire des glucides et rejettent de l'oxygène. La photosynthèse s'effectue selon des processus qui varient en fonction de la concentration de CO_2 dans l'atmosphère. Voir Æ fertilisation par le CO_2 .

Piégeage

Voir Æ absorption.

Plantes en C_3

Plantes qui synthétisent leurs constituants à partir de molécules à trois atomes de carbone, y compris la plupart des arbres et des plantes agricoles telles que le riz, le blé, le soja, la pomme de terre ou les légumes.

Plantes en C_4

Plantes qui synthétisent leurs constituants à partir de molécules à quatre atomes de carbone; principalement d'origine tropicale, elles comprennent les graminées et des plantes agricoles importantes telles que le maïs, la canne à sucre, le mil et le sorgho.

Plate-forme de glace

Nappe glaciaire flottante d'une épaisseur considérable, reliée à la côte (généralement d'une grande étendue, à surface plane ou légèrement ondulée); il s'agit souvent d'un prolongement de la nappe glaciaire dans la mer.

Plateau de glace

Voir → plate-forme de glace

Potentiel de réchauffement global (PRG)

Indice décrivant les caractéristiques radiatives des mélanges homogènes de → gaz à effet de serre, qui représente l'effet combiné des temps de séjour différents de ces gaz dans l'atmosphère et de leur pouvoir relatif d'absorption du → rayonnement infrarouge sortant. Cet indice donne une valeur approximative de l'effet de réchauffement intégré dans le temps d'une masse unité d'un gaz à effet de serre donné dans l'atmosphère actuelle par rapport à celui du → dioxyde de carbone.

Ppm, ppb, ppt

Voir → titre molaire.

Précurseurs

Composés atmosphériques qui ne sont pas en eux-mêmes des → gaz à effet de serre ou des aérosols, mais qui ont un effet sur la concentration de ces gaz et aérosols en intervenant dans les processus physiques ou chimiques qui déterminent leurs rythmes de production ou de destruction.

Pré-industriel

Voir → Révolution industrielle.

Prévision du climat

La prévision du climat est le résultat d'une tentative visant à décrire ou à estimer au mieux l'évolution effective du climat dans

l'avenir, que ce soit à l'échelle de la saison, de l'année ou à plus long terme. Voir aussi → projection climatique et → scénario (de changement) climatique.

Production nette d'un biome (NBP)

Gain net ou perte nette de carbone dans une région donnée. La production nette d'un biome est égale à la → production nette d'un écosystème moins la perte de carbone due à une perturbation, par exemple un incendie de forêt ou l'exploitation forestière.

Production nette d'un écosystème

Gain net ou perte nette de carbone d'un → écosystème. La production nette d'un écosystème est égale à la production primaire nette moins la perte de carbone due à la → respiration hétérotrophique.

Production primaire brute (PPB)

Quantité de carbone de l'atmosphère fixé par → photosynthèse.

Production primaire nette (PPN)

Quantité de → biomasse végétale ou de carbone produite dans une zone donnée. La PPN est égale à la → production primaire brute moins la perte de carbone due à la → respiration autotrophique.

Projection (générique)

Une projection est l'indication de l'évolution potentielle à venir d'une grandeur, ou d'un ensemble de grandeurs, souvent calculée à l'aide d'un modèle. Les projections se distinguent des prévisions en ce sens qu'elles reposent sur des hypothèses concernant par exemple l'évolution des conditions socio-économiques et des techniques qui peuvent ou non se concrétiser, et qu'elles sont donc sujettes à une forte incertitude. Voir aussi → projection climatique; → prévision du climat.

Projection climatique

→ Projection de la réaction du système climatique à des → scénarios d'émissions ou de concentration de gaz à effet de serre et d'aérosols, ou à des scénarios de → forçage radiatif, souvent fondés sur des simulations effectuées à l'aide de → modèles climatiques. Les projections climatiques se distinguent des → prévisions du climat en ce sens que les projections climatiques sont fonction des scénarios d'émissions, de concentration ou de forçage radiatif utilisés, qui reposent sur des hypothèses concernant, par exemple, l'évolution socio-économique et technologique à venir. Or, ces hypothèses peuvent se réaliser ou non et sont donc sujettes à une forte incertitude.

Protocole de Kyoto

Le Protocole de Kyoto à la Convention-cadre des Nations Unies sur les changements climatiques (CCNUCC) a été adopté lors de la troisième session de la Conférence des Parties à la → Convention-cadre des Nations Unies sur les changements climatiques, qui s'est tenue en 1997 à Kyoto, Japon. Il comporte des engagements contraignants, en plus de ceux qui figurent dans la CCNUCC. Les pays visés à l'annexe B du Protocole (la plupart des pays de l'OCDE et des pays à économie en transition) se sont engagés à ramener leurs → émissions anthropiques de gaz à effet de serre (CO₂, CH₄, N₂O, HFC, PFC et SF₆) à 5 % au moins au-dessous de leurs niveaux de 1990 pendant la période d'engagement (2008 à 2012). Le Protocole de Kyoto n'est pas encore entré en vigueur (novembre 2000).

Protocole de Montréal

Le Protocole de Montréal relatif à des substances qui appauvrissent la couche d'ozone, qui a été adopté à Montréal en 1987, puis actualisé et amendé à Londres (1990), Copenhague (1992), Vienne (1995), Montréal (1997) et Beijing (1999), réglemente la consommation et la production de produits chimiques chlorés et bromés qui détruisent l'ozone stratosphérique, tels que les CFC, le trichloroéthane ou le tétrachlorure de carbone.

Puits

Tout processus, toute activité ou tout mécanisme qui absorbe des → gaz à effet de serre, des → aérosols ou des précurseurs de gaz à effet de serre présents dans l'atmosphère.

Rapport de mélange

Voir → Titre molaire.

Rapport de mélange de volume

Voir → Titre molaire.

Rayonnement infrarouge

Rayonnement émis par la surface de la Terre, l'atmosphère et les nuages. Il est également connu sous le nom de rayonnement terrestre ou de rayonnement de grandes longueurs d'onde. Le rayonnement infrarouge correspond à une gamme particulière de longueurs d'onde («spectre») supérieures à la longueur d'onde de la couleur rouge dans la partie visible du spectre. Le spectre du rayonnement infrarouge diffère de celui du → rayonnement solaire ou du spectre de courtes longueurs d'onde en raison de la différence de température entre le Soleil et le système Terre-atmosphère.

Rayonnement solaire

Rayonnement émis par le Soleil. Également appelé rayonnement de courtes longueurs d'onde. Le rayonnement solaire correspond à une gamme de longueurs d'onde (un spectre) précis, déterminé par la température du Soleil. Voir aussi → rayonnement infrarouge.

Reboisement

Plantation de forêts sur des terres anciennement forestières mais converties à d'autres usages. Pour toute analyse du terme forêt et de termes apparentés tels que → boisement, → reboisement ou → déboisement, on se reportera au rapport du GIEC intitulé *Land Use, Land-Use Change, and Forestry. Special Report of the IPCC* (IPCC, 2000).

Régimes

→ Configurations privilégiées de la variabilité du climat.

Relèvement postglaciaire

Mouvement ascendant des continents et du plancher océanique après la disparition et le retrait des → nappes glaciaires, par exemple depuis le dernier maximum glaciaire (il y a environ 21 000 ans). Ce relèvement est un → mouvement isostatique de la croûte terrestre.

Réponse climatique transitoire

Moyenne mondiale de l'élévation de la température de l'air en surface calculée sur une période de 20 ans, dont le milieu correspond

au moment du doublement de la teneur en CO₂, c'est-à-dire à l'année 1970 dans le cas d'une expérience d'augmentation de 1 % par an de la concentration de CO₂ au moyen d'un → modèle couplé du climat mondial.

Réservoir

Composante du → système climatique, autre que l'atmosphère, qui a la capacité d'emmagasiner, d'accumuler ou de libérer une substance potentiellement nocive (carbone, → gaz à effet de serre, → précurseur, etc.). Les océans, les sols et les → forêts sont des exemples de réservoirs de carbone. «Bassin» est un terme équivalent (on notera que sa définition englobe souvent l'atmosphère). La quantité absolue de substance potentiellement nocive contenue dans un réservoir à un moment donné est appelée stock.

Respiration

Processus par lequel les organismes vivants transforment de la matière organique en CO₂, en libérant de l'énergie et en consommant de l'oxygène (O₂).

Respiration autotrophe

Voir → Respiration des organismes photosynthétiques (végétaux).

Respiration hétérotrophique

Conversion de matière organique en CO₂ par des organismes autres que les végétaux.

Rétroaction

Voir : → Rétroaction du climat.

Rétroaction climatique

Un mécanisme d'interaction entre des processus du → système climatique est appelé rétroaction climatique lorsque le résultat d'un processus initial provoque, dans un second processus, des changements qui influent à leur tour sur le processus initial. Une rétroaction positive intensifie le processus initial, et une rétroaction négative l'atténue.

Révolution industrielle

Période de croissance industrielle rapide, aux profondes répercussions sociales et économiques, qui a commencé en Angleterre durant la seconde moitié du XVIII^e siècle et a ensuite gagné l'Europe, puis d'autres pays, dont les États-Unis. L'invention de la machine à vapeur a joué un grand rôle dans le déclenchement de ce phénomène. La révolution industrielle marque le début d'un fort accroissement de l'utilisation des combustibles fossiles et des émissions, en particulier de dioxyde de carbone fossile. Dans le présent rapport, les termes *préindustriel* et *industriel* se réfèrent respectivement, d'une manière quelque peu arbitraire, aux périodes antérieure et postérieure à 1750.

Scénario (générique)

Description vraisemblable et souvent simplifiée de ce que nous réserve l'avenir, fondée sur un ensemble cohérent et intrinsèquement homogène d'hypothèses concernant les principales relations et forces motrices en jeu. Les scénarios peuvent être établis à partir de → projections, mais sont souvent fondés sur des informations supplémentaires émanant d'autres sources, parfois accompagnées

d'un «canevas circonstancié». Voir aussi → scénarios SRES; → scénarios climatiques; → scénarios d'émissions.

Scénario climatique

Représentation plausible et souvent simplifiée du climat futur, fondée sur un ensemble cohérent de relations climatologiques et établie expressément pour déterminer les conséquences possibles des → changements climatiques dus à des facteurs anthropiques, qui sert souvent à alimenter les modèles d'impact. Les → projections climatiques servent fréquemment de matière première pour l'élaboration de scénarios climatiques, mais ceux-ci nécessitent des informations supplémentaires, par exemple sur le climat observé actuellement. Un *scénario du changement climatique* correspond à la différence entre un scénario climatique et le climat actuel.

Scénario de forçage radiatif

Représentation plausible de l'évolution future du → forçage radiatif liée, par exemple, à des changements de composition de l'atmosphère ou d'affectation des sols, ou encore à des facteurs externes tels que les fluctuations de → l'activité solaire. Les scénarios de forçage radiatif peuvent servir d'entrées dans des → modèles climatiques simplifiés utilisés pour calculer des → projections climatiques.

Scénarios d'émissions

Représentation plausible de l'évolution future des émissions de substances susceptibles d'avoir des effets radiatifs (par exemple, → gaz à effet de serre, → aérosols), fondée sur un ensemble cohérent et homogène d'hypothèses relatives aux éléments moteurs (évolution démographique et socio-économique, progrès technologique, etc.) et à leurs interactions.

Les *scénarios de concentration*, découlant des scénarios d'émissions, sont utilisés comme entrées des modèles de climat servant à établir des projections climatiques.

Le GIEC a présenté en 1992 un ensemble de scénarios d'émissions qui lui ont servi à établir des projections climatiques (1996). Ces scénarios d'émissions ont été appelés «scénarios IS92». Dans le rapport spécial du GIEC consacré aux scénarios d'émissions (Nakicenovic *et al.*, 2000), de nouveaux scénarios d'émissions, appelés → scénarios SRES, ont été publiés, dont certains ont été utilisés, entre autres, comme base pour les projections climatiques présentées au chapitre 9 du présent rapport. Pour la signification de certains termes se rapportant à ces scénarios, voir → scénarios SRES.

Sensibilité du climat

Dans les rapports du GIEC, la *sensibilité du climat à l'équilibre* désigne les variations à l'équilibre de la température moyenne mondiale en surface à la suite d'un doublement de la concentration d'→ équivalent CO₂ dans l'atmosphère. De façon plus générale, elle désigne la variation à l'équilibre de la température de l'air en surface consécutive à la variation d'une unité de → forçage radiatif (°C/W m⁻²). Dans la pratique, l'évaluation de la sensibilité du climat à l'équilibre nécessite de très longues simulations à l'aide de modèles couplés de la circulation générale (→ modèle climatique).

La *sensibilité effective du climat* est une mesure apparentée qui permet de tourner cette exigence. Elle s'évalue à partir de sorties de modèles correspondant à des conditions évolutives hors d'équilibre. C'est une mesure de l'ampleur des phénomènes de → rétroaction à un instant donné, qui peut varier avec le forçage et l'état du climat. Pour plus de précisions, on se reportera à la section 9.2.1 du chapitre 9 du rapport.

Scénarios SRES

Les scénarios SRES sont les → scénarios d'émissions élaborés par Nakicenovic *et al.* (2000) sur lesquels sont en partie basées les projections climatiques du chapitre 9 du rapport. Pour que chacun puisse comprendre l'agencement et l'usage de l'ensemble de ces scénarios, il convient d'explicitier les termes ci-après :

Famille de scénarios

Scénarios fondés sur un canevas analogue, que ce soit d'un point de vue démographique, sociétal et économique ou encore sous l'angle du progrès des techniques. L'ensemble des scénarios SRES comprend quatre familles de scénarios : A1, A2, B1 et B2.

Groupe de scénarios

Scénarios d'une même famille qui reflètent une variation cohérente du canevas. La famille de scénarios A1 comprend quatre groupes de scénarios (A1T, A1C, A1G et A1B) qui correspondent à des évolutions futures différentes de la structure des systèmes énergétiques. Dans le *Résumé à l'intention des décideurs* établi par Nakicenovic *et al.* (2000), les groupes A1C et A1G ont été regroupés en un unique groupe de scénarios appelé A1FI («Usage intensif des combustibles fossiles»). Les trois autres familles de scénarios comprennent chacune un groupe de scénarios. L'ensemble des scénarios SRES dont il est fait mention dans le *Résumé à l'intention des décideurs* consiste donc en six groupes distincts de scénarios, qui tous sont également fiables et qui englobent, à eux tous, l'éventail des incertitudes concernant les éléments moteurs et les émissions.

Scénario illustratif

Scénario qui sert à l'illustration de chacun des six groupes de scénarios mentionnés dans le *Résumé à l'intention des décideurs* établi par Nakicenovic *et al.* (2000). Ces scénarios illustratifs consistent en quatre «scénarios de référence» revus et corrigés pour les groupes de scénarios A1B, A2, B1 et B2 ainsi qu'en deux scénarios supplémentaires pour les groupes A1FI et A1T. Tous les groupes de scénarios sont également fiables.

Scénario de référence

Scénario qui a été à l'origine diffusé, dans sa version préliminaire, sur le site Web consacré au SRES (*Special Report on Emissions Scenarios*, ou Rapport spécial sur les scénarios d'émissions) pour représenter une famille de scénarios donnée. Pour choisir les scénarios de référence, on s'est fondé sur les quantifications initiales qui reflétaient le mieux les canevas ainsi que sur les caractéristiques des modèles employés. Si les scénarios de référence ne sont ni plus ni moins vraisemblables que les autres scénarios, l'équipe de rédaction du SRES a cependant estimé qu'ils illustraient fort bien les canevas considérés. En conséquence, ces scénarios – qui figurent sous une forme revue et corrigée dans le rapport établi par

Nakicenovic *et al.* (2000) – ont été examinés de près par toute l'équipe de rédaction et dans le cadre du processus ouvert qui a abouti à la production du SRES. Des scénarios ont également été retenus pour illustrer les deux autres groupes de scénarios. Voir aussi → groupe de scénarios; → scénario illustratif.

Canevas

Description circonstanciée d'un scénario (ou d'une famille de scénarios), où sont détaillées les principales caractéristiques du scénario, les relations entre les principaux éléments moteurs et la dynamique de leur évolution.

Sondage par écho radio

La surface et le substratum – et par conséquent l'épaisseur – d'un glacier peuvent être cartographiées par radar : les signaux pénétrant la glace sont réfléchis à la limite inférieure où celle-ci rencontre la roche (ou l'eau dans le cas d'une langue de glacier flottante).

Source

Tout processus, toute activité ou tout mécanisme qui libère des → gaz à effet de serre, des → aérosols ou des → précurseurs de gaz à effet de serre ou d'aérosols dans l'atmosphère.

Stock

Voir → réservoir.

Stratosphère

Région fortement stratifiée de l'atmosphère, située au-dessus de la → troposphère, s'étendant d'environ 10 km (en moyenne, de 9 km aux latitudes élevées à 16 km dans la zone tropicale) à environ 50 km d'altitude.

Système climatique

Le système climatique est un système extrêmement complexe qui comprend cinq grands éléments, à savoir → l'atmosphère, → l'hydrosphère, → la cryosphère, les terres émergées et → la biosphère, et qui résulte de leurs interactions. Il évolue avec le temps sous l'influence de sa propre dynamique interne et par suite de forçages externes tels que les éruptions volcaniques, les variations de l'activité solaire ou les forçages dus à l'activité humaine (par exemple les variations de la composition de l'atmosphère ou les → changements d'affectation des sols).

Taches solaires

Petites zones sombres à la surface du Soleil. Le nombre de taches solaires est plus élevé pendant les périodes d'intense → activité solaire et varie en particulier avec le → cycle solaire.

Température du globe en surface

La température du globe en surface est la moyenne mondiale pondérée selon la surface de i) la température des océans en surface (c'est-à-dire la température de l'eau dans les premiers mètres au-dessous de la surface de l'océan), et ii) la température de l'air à 1,5 mètre au-dessus de la surface du sol.

Temps d'ajustement

Voir →Durée de vie; voir aussi : → Temps de réponse.

Temps de renouvellement

Voir → Durée de vie.

Temps de réaction

Le temps de réaction, ou temps d'ajustement, est le temps nécessaire au → système climatique ou à ses composantes pour se réadapter à un nouvel état, après un forçage résultant de processus externes ou internes ou de → rétroactions. Il diffère grandement selon les diverses composantes du système climatique. Le temps de réaction de la → troposphère est relativement court, variant de quelques jours à quelques semaines, tandis que la → stratosphère recouvre son équilibre dans un laps de temps de quelques mois en général. En raison de leur forte capacité calorifique, les océans ont un temps de réaction beaucoup plus long qui s'énonce généralement en décennies, et parfois en siècles ou en millénaires. Le temps de réaction du système étroitement couplé que forment la surface de la Terre et la troposphère est donc lent par rapport à celui de la stratosphère, étant principalement déterminé par les océans. La → biosphère peut réagir rapidement, par exemple aux sécheresses, mais aussi très lentement à des changements imposés.

Voir → durée de vie, où est donnée une définition différente du temps de réaction correspondant au rythme des processus influant sur la concentration des gaz à l'état de trace.

Titre molaire

Le titre molaire, ou rapport de mélange, est le rapport, dans un volume donné, du nombre de moles d'un constituant au nombre total de moles de tous les constituants dans ce volume. Il est généralement indiqué pour l'air sec. Les valeurs types pour les → gaz à effet de serre à longue durée de vie sont de l'ordre du $\mu\text{mol/mol}$ (parties par million : ppm), du nmol/mol (parties par milliard : ppb) et du fmol/mol (parties par billion : ppt). Le titre molaire se distingue du *rapport de mélange en volume*, qui s'exprime souvent en ppmv, etc., par les corrections faites pour prendre en compte la non-idéalité des gaz. Cette correction est significative pour ce qui concerne la précision des mesures relatives à de nombreux gaz à effet de serre (source : Schwartz et Wameck, 1995).

Tropopause

Limite entre la → troposphère et → la stratosphère.

Troposphère

Partie inférieure de l'atmosphère, s'étendant de la surface de la Terre à environ 10 km d'altitude aux latitudes moyennes (cette altitude variant en moyenne de 9 km aux latitudes élevées à 16 km dans la zone tropicale), où se forment les nuages et où se produisent les phénomènes météorologiques. Dans la troposphère, la température diminue généralement avec l'altitude.

Trou d'ozone

Voir → couche d'ozone.

Unité Dobson

Unité de mesure de la quantité totale d'ozone présent dans une colonne verticale au-dessus de la surface de la Terre. Le nombre d'unités Dobson est l'épaisseur, exprimée en unités de 10^{-5} m, que la colonne d'ozone occuperait si elle était comprimée en une couche de densité uniforme à une pression de 1 013 hPa et à une température de 0 °C. Une unité de Dobson correspond à une colonne d'ozone contenant $2,69 \cdot 10^{20}$ molécules par mètre carré. Trois cents unités Dobson représentent une valeur type de la quantité d'ozone présent dans une telle colonne de l'atmosphère terrestre, quoique cette valeur puisse varier considérablement.

Utilisation des terres

Ensemble des dispositions, activités et apports par type de couverture terrestre (ensemble d'activités humaines). Raisons sociales et économiques de l'exploitation des terres (pâturage, exploitation forestière ou conservation).

Variabilité du climat

Par variabilité du climat, on entend généralement les variations de l'état moyen et d'autres variables statistiques (écarts-types, apparition d'extrêmes, etc.) du climat à toutes les échelles temporelles et spatiales autres que celle de phénomènes météorologiques particuliers. La variabilité peut être due à des processus internes naturels au sein du système climatique (*variabilité interne*) ou à des variations du forçage externe naturel ou anthropique (*variabilité externe*). Voir aussi → changements climatiques.

Variabilité interne

→ Variabilité du climat.

Variation eustatique du niveau de la mer

Variation du niveau moyen global de la mer occasionnée par une modification du volume des océans, qui peut être due à des variations de la densité de l'eau ou de la masse totale d'eau. Dans les analyses des changements intervenant à des échelles de temps géologiques, cette expression s'applique parfois aussi aux variations du niveau mondial moyen de la mer causées par une modification de la forme des bassins océaniques. Dans le présent rapport, elle n'est cependant pas utilisée dans ce sens.

Variations séculaires du niveau (relatif) de la mer

Variations à long terme du niveau relatif de la mer causées soit par des → variations eustatiques découlant par exemple d'une → dilatation thermique, soit par des fluctuations des déplacements verticaux de la croûte terrestre.

Sources :

CHARLSON, R. J., et J. HEINTZENBERG (Eds.): *Aerosol Forcing of Climate*, pp. 91-108, copyright 1995, John Wiley and Sons Limited. Reproduced with permission.

IPCC, 1992: *Climate Change 1992: The Supplementary Report to the IPCC Scientific Assessment* [J. T. Houghton, B. A. Callander and S. K. Varney (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, UK, xi + 116 pp.

IPCC, 1994: *Climate Change 1994: Radiative Forcing of Climate Change and an Evaluation of the IPCC IS92 Emission Scenarios*, [J. T. Houghton, L. G. Meira Filho, J. Bruce, Hoesung Lee, B. A. Callander, E. Haites, N. Harris and K. Maskell (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, UK and New York, NY, USA, 339 pp.

IPCC, 1996: *Climate Change 1995: The Science of Climate Change. Contribution of Working Group I to the Second Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [J. T. Houghton., L.G. Meira Filho, B. A. Callander, N. Harris, A. Kattenberg, and K. Maskell (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 572 pp.

IPCC, 1997a: *IPCC Technical Paper 2: An introduction to simple climate models used in the IPCC Second Assessment Report*, [J. T. Houghton, L.G. Meira Filho, D. J. Griggs and K. Maskell (eds.)]. 51 pp.

IPCC, 1997b: *Revised 1996 IPCC Guidelines for National Greenhouse Gas Inventories* (3 volumes) [J. T. Houghton, L. G. Meira Filho, B. Lim, K. Tréanton, I. Mamaty, Y. Bonduki, D. J. Griggs and B. A. Callander (eds.)].

IPCC, 1997c: *IPCC technical Paper 4: Implications of proposed CO₂ emissions limitations*. [J. T. Houghton, L.G. Meira Filho, D. J. Griggs and M Noguier (eds.)]. 41 pp.

IPCC, 2000: *Land Use, Land-Use Change, and Forestry. Special Report of the IPCC*. [R.T. Watson, I.R. Noble, B. Bolin, N.H. Ravindranath and D. J. Verardo, D. J. Dokken, (eds.)] Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 377 pp.

MAUNDER, W. John, 1992: *Dictionary of Global Climate Change*, UCL Press Ltd.

MOSS, R. et S. SCHNEIDER, 2000: *IPCC Supporting Material, pp. 33-51:Uncertainties in the IPCC TAR: Recommendations to Lead Authors for more consistent Assessment and Reporting*, [R. Pachauri, –. Taniguchi and K. Tanaka (eds.)]

NAKIĆENOVIĆ, N., J. Alcamo, G. Davis, B. de Vries, J. Fenhann, S. Gaffin, K. Gregory, A. Grübler, T. Y. Jung, T. Kram, E. L. La Rovere, L. Michaelis, S. Mori, T. Morita, W. Pepper, H. Pitcher, L. Price, K. Raihi, A. Roehrl, H-H. Rogner, A. Sankovski, M. Schlesinger, P. Shukla, S. Smith, R. Swart, S. van Rooijen, N. Victor, Z. Dadi, 2000: *Emissions Scenarios, A Special Report of Working Group III of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA, 599 pp.

SCHWARTZ, S. E. et P. WARNECK, 1995: Units for use in atmospheric chemistry, *Pure & Appl. Chem.*, 67, pp. 1377-1406.

Liste des principaux rapports du GIEC

Bilan 2001 de l'évolution du climat : Les éléments scientifiques – Contribution du Groupe de travail I au Troisième Rapport d'évaluation du GIEC 2001

Bilan 2001 de l'évolution du climat : Incidences, adaptation et vulnérabilité – Contribution du Groupe de travail II au Troisième Rapport d'évaluation du GIEC 2001

Bilan 2001 de l'évolution du climat : Mesures d'atténuation – Contribution du Groupe de travail III au Troisième Rapport d'évaluation du GIEC 2001

Bilan 2001 de l'évolution du climat : Troisième Rapport d'évaluation de synthèse du GIEC 2001

Good Practice Guidance and Uncertainty Management in National Greenhouse Gas Inventories 2000

Scénarios d'émissions – Rapport spécial IPCC 2000

Utilisation des terres, changements d'affectation des terres et foresterie – Rapport spécial du GIEC 2000

Questions méthodologiques et technologiques dans le transfert de technologie – Rapport spécial du GIEC 2000

L'aviation et l'atmosphère planétaire – Rapport spécial du GIEC 1999

Incidences de l'évolution du climat dans les régions : évaluation de la vulnérabilité – Rapport spécial du GIEC 1998

Incidences des propositions de limitations des émissions de CO₂ – Document technique IV du GIEC 1997

Stabilisation de gaz atmosphériques à effet de serre : conséquences physiques, biologiques et socio-économiques – Document technique III du GIEC 1997

Introduction aux modèles climatiques simples employés dans le Deuxième rapport d'évaluation du GIEC – Document technique II du GIEC 1997

Techniques, politiques et mesures d'atténuation des changements climatiques – Document technique I du GIEC 1996

Climate Change 1995: The Science of Climate Change – Contribution of Working Group I to the IPCC Second Assessment Report 1996

Climate Change 1995: Impacts, Adaptations and Mitigation of Climate Change: Scientific-Technical Analyses – Contribution of Working Group II to the IPCC Second Assessment Report 1996

Climate Change 1995: Economic and Social Dimensions of Climate Change – Contribution of Working Group III to the IPCC Second Assessment Report 1996

Changement climatique 1995 : Document de synthèse des informations scientifiques et techniques relatives à l'interprétation de l'article 2 de la Convention-cadre des Nations Unies sur les changements climatiques 1996

Révision 1996 des lignes directrices du GIEC pour les inventaires nationaux de gaz à effet de serre 1996

Climate Change 1994 : Radiative Forcing of Climate Change and an Evaluation of the IPCC IS92 Emission Scenarios 1995

Directives techniques du GIEC pour l'évaluation des incidences de l'évolution du climat et des stratégies d'adaptation 1995

Climate Change 1992 : The Supplementary Report to the IPCC Scientific Assessment – Report of the IPCC Scientific Assessment Working Group 1992

Climate Change 1992 : The Supplementary Report to the IPCC Impacts Assessment – Report of the IPCC Impacts Assessment Working Group 1992

Changement climatique : Les évaluations du GIEC de 1990 et 1992 – Premier rapport d'évaluation du GIEC; Aperçu général et résumés destinés aux décideurs, et supplément du GIEC 1992

Changement climatique : Aspects scientifiques du changement climatique – Rapport rédigé pour le GIEC par le Groupe de travail I 1990

Changement climatique : Incidences potentielles du changement climatique – Rapport rédigé pour le GIEC par le Groupe de travail II 1990

Changement climatique : Stratégies d'adaptation au changement climatique – Rapport rédigé pour le GIEC par le Groupe de travail III 1990

Informations : Secrétariat du GIEC,
c/o Organisation météorologique mondiale,
7bis, Avenue de la Paix,
Case Postale 2300,
1211 Genève 2, Suisse

<http://www.ipcc.ch/>