

**INTRODUCTION AUX
MODÈLES CLIMATIQUES SIMPLES
EMPLOYÉS DANS LE DEUXIÈME
RAPPORT D'ÉVALUATION DU GIEC**

Document technique II du GIEC



**GROUPE D'EXPERTS INTERGOUVERNEMENTAL
SUR L'ÉVOLUTION DU CLIMAT**



Introduction aux modèles climatiques simples employés dans le Deuxième Rapport d'évaluation du GIEC

Publié sous la direction de

John T. Houghton

L. Gylvan Meira Filho

David J. Griggs

Kathy Maskell

Le présent document technique du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat a été élaboré à la demande des parties à la Convention-cadre des Nations Unies sur les changements climatiques. Les éléments d'information rassemblés ici ont été vérifiés par des experts et divers gouvernements, mais n'ont pas été examinés par le Groupe aux fins d'une éventuelle acceptation ou approbation.

Février 1997

Ce document a été préparé sous les auspices du Groupe de travail I du GIEC,
coprésidé par sir John T. Houghton du Royaume-Uni et L. Gylvan Meira Filho du Brésil.

© 1997, Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat

ISBN : 92-9169-201-8

Table des matières

<i>Préface</i>	v
Résumé	3
1. Introduction	7
1.1 Objectifs	7
1.2 Utilité des modèles climatiques pour les études scientifiques et l'analyse des stratégies	7
2. Climat et système climatique	9
2.1 Perturbations anthropiques de la composition de l'atmosphère	10
2.2 Nuages, surface terrestre et interactions dynamiques	10
2.2.1 Nuages	10
2.2.2 Surface terrestre	11
2.2.3 Océans	11
2.2.4 Mouvements atmosphériques	11
2.3 Forçage radiatif, rétroactions et sensibilité du climat	11
2.3.1 Forçage radiatif	11
2.3.2 Rétroactions rapides et lentes	12
2.3.3 Sensibilité du climat : définition	12
2.3.4 Sensibilité du climat : constance et indépendance	13
2.3.5 Réponses climatiques régionales	13
3. Simulation des changements climatiques	15
3.1 Hiérarchie des modèles climatiques de l'atmosphère et des océans	15
3.2 Modèles du cycle du carbone	17
3.3 Modèles de réactions chimiques et d'aérosols atmosphériques	18
3.4 Modèles des inlandsis	19
3.5 Calcul de l'élévation du niveau de la mer	19
3.6 Utilisation des modèles simples et complexes	19
3.6.1 Comparaison des modèles simples et complexes	21
3.6.2 Limites des modèles biosphériques du point de vue des données	22
3.6.3 Etablissement de stratégies	23
4. Modèles climatiques simples utilisés dans le Deuxième Rapport d'évaluation du GIEC	25
4.1 Composante biogéochimique d'un modèle climatique simple — Conversion des émissions en forçage radiatif ..	25
4.1.1 Gaz à concentration homogène et à durée de vie définie	25
4.1.2 Dioxyde de carbone	25
4.1.3 Gaz non directement émis	26
4.1.4 Aérosols	27
4.1.5 Calcul du forçage radiatif à partir des concentrations	27
4.2 Conversion du forçage radiatif en variations de la température moyenne mondiale	28
4.3 Calcul des variations du niveau de la mer	31
4.3.1 Calculs à partir du modèle unidimensionnel remontée-diffusion	31
4.3.2 Calculs à partir du modèle bidimensionnel remontée-diffusion	33
4.3.3 Incertitudes dans les projections du niveau de la mer	34
5. Comparaison des variations de la température en surface et de la dilatation thermique des océans simulées à l'aide de MCGAO et de MCS	35

Références	37
Appendices	41
Appendice 1 Résumé des méthodes utilisées pour calculer les concentrations des gaz à effet de serre dans le Rapport du GTI (Chapitre 2 et section 6.3) et dans le document technique III du GIEC intitulé “ <i>Stabilisation des gaz atmosphériques à effet de serre : conséquences physiques, biologiques et socio-économiques</i> ”	41
Appendice 2 Effets fonctionnels des gaz à effet de serre et des aérosols sur le forçage appliqués dans le Rapport du GTI (section 6.3) et dans le document technique III du GIEC (1997)	42
Appendice 3 Valeurs de paramètres pour le module de fonte des glaces décrit dans le texte et servant à établir les évaluations basses, moyennes et hautes de l’élévation du niveau de la mer pour le présent document technique et dans le document technique III (1997)	43
Appendice 4 Glossaire	44
Appendice 5 Acronymes et abréviations	48
Appendice 6 Unités	49
Appendice 7 Etablissements auxquels sont affiliés les auteurs principaux	50
Appendice 8 Liste des publications du GIEC	51

Préface

Le présent document technique du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat (GIEC), intitulé "Introduction aux méthodes climatiques simples employées dans le Deuxième Rapport d'évaluation du GIEC" est le deuxième publié dans la série des documents techniques du GIEC et a été élaboré à la demande de l'Organe subsidiaire de conseil scientifique et technologique (SBSTA) qui relève de la Conférence des Parties à la Convention-cadre des Nations Unies sur les changements climatiques.

Les documents techniques du GIEC sont élaborés soit à la demande des organes de la Conférence des Parties, et agréés par le Bureau du GIEC, soit sur la propre initiative du GIEC. Ils s'inspirent de textes contenus dans les rapports d'évaluation et les rapports spéciaux du GIEC et sont rédigés par des auteurs principaux sélectionnés dans ce but. Une fois le projet de texte établi, il est soumis simultanément à des experts et aux divers gouvernements pour révision, puis une nouvelle fois aux gouvernements pour vérification finale; dans le cas particulier, des observations ont été fournies par 81 personnes représentant 26 pays. Le Bureau du GIEC tient le rôle de comité de rédaction et veille à ce que les auteurs principaux, lors de la mise au point définitive du document, tiennent dûment compte des remarques issues des révisions.

Lors de sa douzième session (Genève, 3-5 février 1997), le Bureau du GIEC a examiné les principales remarques que les gouvernements avaient communiquées après vérification finale. Les auteurs principaux ont ensuite terminé le document technique à sa demande et en tenant compte de ses observations. Le Bureau du GIEC a constaté que les règles établies en la matière avaient été respectées et il a donné son autorisation pour que ce document technique soit communiqué au SBSTA, puis publié.

Nous devons une grande reconnaissance aux auteurs principaux, qui ont très généreusement consacré leur temps à ce document et qui, malgré de courts délais, l'ont terminé en temps voulu. Nous remercions John Houghton et Gylvan Meira Filho, coprésidents du Groupe de travail I du GIEC, qui ont supervisé les efforts déployés à cet égard, les graphistes du *Meteorological Office* du Royaume-Uni, qui ont préparé les figures pour la publication, et en particulier David Griggs, Kathy Maskell et Anne Murrill, du Service d'appui technique du Groupe de travail I du GIEC, qui ont veillé à la qualité de l'ensemble et au respect des délais.

B. Bolin
Président du GIEC

N. Sundararaman
Secrétaire général du GIEC

Introduction aux modèles climatiques simples employés dans le Deuxième Rapport d'évaluation du GIEC

Ce document a été préparé sous les auspices du Groupe de travail I du GIEC.

Auteurs principaux :

***Danny Harvey**, Jonathan Gregory, Martin Hoffert, Atul Jain, Murari Lal, Rik Leemans,
Sarah Raper, Tom Wigley, Jan de Wolde*

RÉSUMÉ

Le présent document technique d'introduction au système climatique et aux modèles climatiques simples (MCS) vise deux objectifs : *a*) expliquer le mode de fonctionnement des MCS, les processus qui y sont intégrés, leurs avantages et leurs inconvénients par rapport aux modèles plus complexes, leurs applications et les raisons de leur emploi fréquent par le Groupe de travail I dans le Deuxième Rapport d'évaluation du GIEC (IPCC WGI, 1996¹) et *b*) justifier les procédures et les hypothèses sur lesquelles reposent les projections relatives à la concentration des gaz en trace, aux variations de la température moyenne mondiale et à l'élévation du niveau moyen de la mer à l'échelle du globe, figurant dans le Rapport du GTI (section 6.3) et dans le document technique III du GIEC sur la stabilisation des gaz atmosphériques à effet de serre.

Les principales composantes du système climatique qui interviennent dans les changements climatiques et leurs conséquences, comme l'élévation du niveau de la mer, attendus le siècle prochain sont l'atmosphère, les océans, la biosphère terrestre, les glaciers, les inlandsis et la surface terrestre. Si l'on veut prévoir les répercussions des perturbations d'origine anthropique sur le système climatique, il faut calculer les effets de tous les processus clés en jeu ainsi que leurs interactions. On peut représenter ces processus sous forme mathématique en s'appuyant sur des lois physiques, notamment celles de la conservation de la masse, de la quantité de mouvement et de l'énergie. La complexité du système climatique rend l'ordinateur indispensable à la réalisation de ce type de calculs. Les formules mathématiques sont intégrées à un programme informatique appelé «modèle». Si ce dernier renferme suffisamment de composantes du système climatique pour assurer la simulation du climat, on parle de «modèle climatique». A cet égard, les modèles climatiques diffèrent fondamentalement des modèles statistiques purs auxquels on a recours dans certaines sciences sociales et qui reposent sur des corrélations indépendantes des lois physiques.

On peut représenter le système climatique au moyen de modèles plus ou moins complexes. Il est donc possible d'établir une hiérarchie de modèles pour chaque composante. Les principales différences entre les modèles d'une même hiérarchie sont les suivantes :

- *Nombre de dimensions spatiales.* Dans un modèle, il est nécessaire de représenter les quantités physiques qui varient constamment dans l'espace (p. ex. la température, l'humidité et la vitesse du vent) par leurs valeurs à un nombre fini de points. L'espacement entre les points de la grille correspond à la «résolution spatiale». Dans les modèles les plus complexes de l'atmosphère et des océans servant à l'étude du climat (appelés modèles de la circulation générale atmosphère-

océan ou MCGAO), ces quantités sont introduites au moyen d'une grille tridimensionnelle longitude-latitude-hauteur ayant généralement une résolution horizontale de plusieurs centaines de kilomètres. Les modèles plus simples, quant à eux, utilisent des moyennes dans une ou plusieurs dimensions spatiales. On peut, par exemple, remplacer une grille tridimensionnelle par une grille bidimensionnelle latitude-hauteur, dont chaque point représente une moyenne de toutes les longitudes, à une latitude et une hauteur données.

- *Degré de précision dans la représentation des processus physiques.* Même dans les modèles climatiques les plus complexes employés pour prévoir l'évolution du climat au cours du prochain siècle (MCGAO), la résolution est généralement de plusieurs centaines de kilomètres dans le plan horizontal. De nombreux éléments importants du système climatique (p. ex. nuages, surface terrestre) ont en réalité des échelles plus réduites. Il existe des modèles détaillés haute résolution pour ces processus mais ils sont trop lourds pour être inclus dans un modèle climatique. Avec sa résolution insuffisante, ce dernier doit malgré tout représenter les effets de ces processus sur le système climatique. Le fait de reporter les incidences d'un processus à petite échelle sur une grande échelle est appelé «paramétrisation» (Rapport du GTI : section 1.6.1). Lorsque l'on réduit la dimensionnalité du modèle, comme cela est décrit plus haut, il faut paramétriser un plus grand nombre de processus.
- *Niveau d'introduction des paramétrisations empiriques.* Tous les modèles ont recours à la paramétrisation pour représenter les processus qui ne sont pas rendus explicitement par les grilles. En conséquence, ce qui différencie surtout les modèles à résolution et dimensionnalité variables, c'est le niveau auquel les paramétrisations sont intégrées, non pas le fait d'employer cette technique. Toutefois, même dans les MCGAO tridimensionnels, le comportement à grande échelle du modèle et la nature des processus calculés de manière explicite (p. ex. vents et courants océaniques) peuvent être fortement influencés par la façon dont sont paramétrisés les processus à une échelle inférieure à la maille des grilles.
- *Temps d'exécution.* Plus efficaces du point de vue des calculs que les modèles complexes, les modèles climatiques simples permettent d'étudier l'évolution future du climat en fonction d'un grand nombre de scénarios des émissions de gaz à effet de serre. Une telle analyse serait impossible avec les MCGAO.

Les modèles climatiques sont également plus ou moins représentatifs, selon le nombre de composantes intégrées. Par exemple, un modèle peut ne simuler que l'atmosphère, alors qu'un autre, plus complet, combinera l'atmosphère (et les réactions chimiques qui y interviennent), l'océan et les biosphères terrestre et marine.

¹ Dénommé ci-après le Rapport du GTI.

Dans le présent rapport, nous employons le terme «modèles climatiques simples» (MCS) pour désigner les modèles simplifiés qui ont été utilisés dans le Rapport du GTI (sections 6.3, 7.5.2 et 7.5.3) afin d'obtenir des projections relatives à la température moyenne mondiale et à l'élévation du niveau moyen de la mer à l'échelle du globe, à partir des scénarios d'émissions IS92 et de profils de stabilisation du CO₂. Ces MCS renferment des modules qui calculent *a)* les concentrations des gaz à effet de serre en fonction des émissions prévues, *b)* le forçage radiatif correspondant à ces concentrations et aux émissions de précurseurs d'aérosols, *c)* les variations de la température moyenne mondiale liées au forçage radiatif calculé et *d)* l'élévation du niveau de la mer provoquée par la dilatation thermique des océans et par la réponse des glaciers et des inlandsis. Ces étapes sont décrites brièvement dans les paragraphes qui suivent.

Des émissions aux concentrations

Le calcul des concentrations futures des gaz à effet de serre à partir d'émissions données nécessite la modélisation des processus qui transforment et éliminent les gaz de l'atmosphère. Dans le Rapport du GTI, on a calculé, par exemple, les concentrations de CO₂ à l'aide de modèles du cycle du carbone qui représentent les échanges de CO₂ entre l'atmosphère, les océans et la biosphère terrestre. Au lieu de circuler d'un réservoir à l'autre, certains gaz à effet de serre sont détruits par réactions chimiques. Il est possible de déduire les concentrations des émissions en intégrant des équations simples dans les MCS, une fois obtenues les durées de vie des gaz dans l'atmosphère à partir de modèles bidimensionnels et tridimensionnels des réactions chimiques atmosphériques.

Des concentrations au forçage radiatif moyen à l'échelle du globe

Lorsque l'on connaît les concentrations des gaz à teneur homogène, on peut calculer le forçage radiatif moyen direct à l'échelle du globe à l'aide de formules simples dont les résultats correspondent étroitement à ceux obtenus par les calculs détaillés du transfert radiatif. Dans le cas de l'ozone troposphérique, la situation est compliquée par le fait que ce gaz provient de l'émission de gaz précurseurs transformés par réactions chimiques et par le fait que sa concentration varie énormément dans l'espace et dans le temps. Les teneurs ne sont alors pas directement calculées et on considère que le forçage radiatif fluctue en fonction de certains liens simples avec d'autres gaz, lesquels représentent une approximation de l'ensemble des réactions chimiques. De même, on calcule directement le forçage radiatif attribuable à la raréfaction de l'ozone atmosphérique par une relation simple avec les émissions de composés chimiques renfermant du chlore et du brome, relation étalonnée d'après les résultats obtenus avec des modèles détaillés. Enfin, la quantité d'aérosols présents dans la basse atmosphère répond de manière quasi instantanée aux variations des émissions, en raison de la courte durée de vie de ces particules; dans ce cas, spécifier un scénario d'émissions

revient à spécifier un scénario de concentrations. Ainsi, dans les modèles climatiques simples employés dans le Rapport du GTI, les émissions d'aérosols mondiales sont directement associées au forçage radiatif moyen à l'échelle du globe (composantes directes et indirectes). On se sert pour cela des résultats fournis par les modèles tridimensionnels de la circulation générale de l'atmosphère (MCGA) qui tentent de représenter explicitement les processus influant sur la quantité, la répartition et les propriétés des aérosols atmosphériques et sur le forçage moyen mondial qui en découle. Etant donné que ces processus sont encore mal connus, les forçages ainsi calculés demeurent très incertains.

Du forçage radiatif moyen à l'échelle du globe à la température moyenne mondiale

A partir d'un scénario du forçage radiatif moyen à l'échelle du globe, on peut calculer la réponse transitoire (variable dans le temps) du climat. Celle-ci dépend à la fois de la sensibilité du climat et du taux d'absorption de la chaleur par les océans. La sensibilité du climat correspond à la variation de la température mondiale en surface pour un forçage radiatif donné. Elle intègre les processus complexes qui définissent le mode de réponse du système climatique à un forçage radiatif, notamment les processus de rétroaction (p. ex. nuages, glace de mer, vapeur d'eau).

La réponse d'un MCS à un scénario donné d'émissions de gaz à effet de serre et de précurseurs d'aérosols est liée à la sensibilité du climat et à un nombre réduit de paramètres qui déterminent l'absorption de la chaleur par les océans. Il existe quatre méthodes différentes d'évaluation de la sensibilité climatique : *a)* simulations à l'aide de MCGA tridimensionnels, *b)* observations directes, aux échelles spatio-temporelles voulues, des processus clés qui influent sur l'amortissement radiatif vers l'espace et, par conséquent, sur la sensibilité du climat, *c)* reconstitutions du forçage radiatif passé et de la réponse des climats anciens, ou paléoclimats et *d)* comparaisons des résultats obtenus au moyen des modèles océan-climat avec les relevés de la température mondiale du passé.

Le module climatique des MCS ne fournit que des informations sur la température mondiale. Pour déterminer les variations climatiques régionales, les fluctuations d'autres variables (p. ex. les précipitations) et l'évolution de la variabilité et des extrêmes, il faut des MCGAO tridimensionnels.

De la température moyenne mondiale à l'élévation du niveau moyen de la mer à l'échelle mondiale

Dans les MCS, l'élévation du niveau moyen de la mer est calculée à partir des apports suivants : *a)* dilatation thermique des océans, liée aux variations de la température océanique et *b)* glaciers, petites calottes glaciaires et inlandsis, dont la contribution est évaluée avec des modèles simples de ces composantes qui utilisent les variations de la température moyenne mondiale calculées par un MCS.

La plus importante source d'incertitude dans les projections des modifications temporelles de la température moyenne mondiale est la sensibilité du climat à l'état d'équilibre, qui devrait s'établir entre 1,5 et 4,5 °C pour un doublement du CO₂. Les MCS postulent que la réponse de la température moyenne mondiale à une perturbation du forçage radiatif ne dépend que de la valeur moyenne mondiale de cette perturbation et que la sensibilité du climat demeure la même, quelle que soit l'ampleur ou la direction du forçage radiatif. Dans la plupart des cas, l'effet de l'ampleur, de la direction et de la nature du forçage est jugé négligeable au regard de l'incertitude qui entache la sensibilité elle-même (facteur de trois).

La sensibilité du climat à l'état d'équilibre constitue aussi l'élément le plus incertain dans les projections de l'élévation du niveau moyen de la mer, même si les variations des changements de température en fonction de la profondeur des océans et la réponse des glaciers et des inlandsis présentent par ailleurs d'importantes incertitudes. En ce qui a trait à l'accumulation de dioxyde de carbone dans l'atmosphère, ce sont les valeurs associées à la biosphère terrestre et au climat qui sont les plus douteuses. Les incertitudes entourant les évaluations de l'accumulation de CO₂ sont censées être réduites pour les projections sur deux ou trois décennies, mais elles seraient plus déterminantes dans le cas de prévisions plus longues.

Les modèles simples et complexes nous aident beaucoup à mieux cerner l'éventail des changements climatiques futurs, leurs incidences et leurs effets interactifs. Les modèles plus sophistiqués conviennent particulièrement bien à l'étude des processus fondamentaux qui ne peuvent être représentés par les modèles simples. Ils permettent également d'établir des projections crédibles des fluctuations des moyennes et de la variabilité climatiques à l'échelle régionale. Quant aux modèles simples, ils peuvent servir à reproduire le comportement moyen des modèles complexes et être étalonnés en fonction des observations

à l'échelle mondiale. En raison de leur efficacité de calcul et de leur clarté sur le plan conceptuel, on les utilise aussi pour élaborer et analyser les scénarios des changements mondiaux ainsi que pour étudier les effets interactifs des propriétés des sous-systèmes. L'emploi de MCGAO, pour la simulation des changements climatiques régionaux à variation temporelle, et de MCS, pour une analyse plus poussée de la sensibilité et des scénarios, est dicté par des considérations pratiques liées aux ressources informatiques disponibles et au degré de détail désiré en vue du couplage des composantes. A long terme, la science du système terrestre vise à mettre au point des modèles couplés du système climatique toujours plus perfectionnés.

Tous les modèles du système climatique employés dans le Rapport du GTI ont été évalués quant à leur capacité de reproduire les caractéristiques clés du climat actuel ainsi que les changements passés et paléoclimatiques. Même s'il est impossible de confirmer la validité de ces modèles pour la prévision des conditions futures, leur aptitude à rendre compte de diverses caractéristiques du système atmosphère-océan-biosphère et de changements observés récemment démontre leur utilité dans la préparation de projections sur l'évolution du climat.

Toutefois, de nombreuses incertitudes entachent encore la modélisation du système climatique. On apprécie très mal les changements qui pourraient survenir dans certains processus, comme ceux associés aux nuages, au sein d'un climat modifié. L'effet des aérosols sur le bilan radiatif du climat reste incertain. Les fluctuations, difficiles à prévoir, de la circulation océanique pourraient avoir des répercussions significatives sur les changements climatiques régionaux et mondiaux. Il pourrait se produire des variations imprévues du flux de carbone entre l'atmosphère, la biosphère terrestre et les océans. On peut cependant affirmer que la recherche améliore notre compréhension des principaux processus en jeu et affine leur représentation au moyen de modèles.

1. INTRODUCTION

1.1 Objectifs

Le présent document technique d'introduction au système climatique et aux modèles climatiques simples vise deux objectifs : *a)* expliquer le mode de fonctionnement des MCS, les processus qui y sont intégrés, leurs avantages et leurs inconvénients par rapport aux modèles plus complexes, leurs applications et les raisons de leur emploi fréquent dans le Rapport du GTI et *b)* justifier les procédures et les hypothèses sur lesquelles reposent les projections relatives à la concentration des gaz en trace, aux variations de la température moyenne mondiale et à l'élévation du niveau moyen de la mer à l'échelle du globe, figurant dans le Rapport du GTI (section 6.3) et dans le document technique III du GIEC sur la stabilisation des gaz atmosphériques à effet de serre.

1.2 Utilité des modèles climatiques pour les études scientifiques et l'analyse des stratégies

La compréhension du système climatique présente un grand intérêt du point de vue scientifique. L'enrichissement de notre savoir concernant les interactions entre l'atmosphère, les océans, la biosphère, la cryosphère et la surface terrestre est en train de révolutionner les sciences de la Terre. Ces dernières années, un sentiment d'urgence a stimulé la recherche sur la modélisation du système climatique, quand on a commencé à entrevoir les effets potentiels des activités humaines sur la composition de l'atmosphère, sur le climat régional et mondial, sur les écosystèmes naturels et enfin, sur l'ensemble de la vie économique.

Il est essentiel de disposer d'outils qui permettent d'analyser de manière efficace et crédible les stratégies envisagées avant que le changement climatique en tant que tel ne soit amorcé. Ainsi, les modèles du système climatique employés par les chercheurs ayant participé à la rédaction du Rapport du GTI visent-ils, au moins en partie, à prévoir rapidement l'incidence des émissions anthropiques de gaz à effet de serre et d'aérosols, à travers les différents maillons de la chaîne qui relie la cause à ses effets.

La hiérarchie des modèles selon leur niveau de complexité, de dimensionnalité et de résolution spatiale est une notion importante dans la modélisation du système climatique. Il serait absurde d'affirmer, hors du contexte d'analyse, qu'un niveau est supérieur ou inférieur à un autre, car chaque modèle peut être parfaitement adapté à l'étude d'une question donnée.

On recherche toujours un certain équilibre afin que chaque composante du système climatique soit représentée avec le niveau de détail voulu. Ce difficile exercice relève de l'«art» du modélisateur. Il n'y a pas de «recette», mais il convient d'observer certains principes généraux. Par exemple, il serait peu efficace de coupler un modèle détaillé d'une partie du système ayant peu d'effet sur la question étudiée avec un

modèle représentant de manière grossière les processus physiques qui influent de façon prépondérante sur les résultats obtenus. Einstein pensait que «tout devrait être aussi simple que possible, mais pas plus». Des générations de modélisateurs se sont heurtés à ce dilemme. Il en a été largement question lors des évaluations du changement climatique anthropique menées par le GIEC.

Les modèles informatiques du changement climatique les plus généraux employés par le GIEC sont les MCGAO couplés (voir la section 3.1), qui résolvent de manière approximative les équations de l'atmosphère et des océans en divisant leurs domaines en grilles volumétriques, également appelées boîtes. Chacune d'elles reçoit une valeur moyenne pour certaines propriétés comme la vitesse, la température, l'humidité (atmosphère) et le sel (océans). La taille de la boîte correspond à la résolution spatiale du modèle. Plus elle est petite, plus la résolution est élevée. Dans les recherches effectuées à l'aide de modèles de la circulation générale, on considère que le réalisme des simulations climatiques s'améliorera avec la finesse de la résolution.

En pratique, les limites de calcul ne permettent pas d'obtenir une résolution suffisante pour rendre compte des importants processus survenant à une échelle inférieure à la maille. Les phénomènes qui se produisent à des échelles plus petites que celles des MCG haute résolution, et qui ne peuvent être ignorés, comprennent : la formation des nuages et les interactions avec le rayonnement atmosphérique; la dynamique des aérosols sulfatés et la diffusion de la lumière; les plumes océaniques et les couches limites; les tourbillons turbulents dans l'atmosphère et dans les océans; les échanges de masse, d'énergie et de quantité de mouvement atmosphère-biosphère; le développement et la dégradation de la biosphère terrestre et les interactions entre les espèces; et enfin, la dynamique des écosystèmes dans la biosphère marine — pour n'en nommer que quelques-uns. Le décalage entre l'échelle de ces processus et l'échelle des grilles réalisables dans les modèles mondiaux est un problème courant de la science du système terrestre.

Pour rendre compte des processus climatiques dont l'échelle est inférieure à la maille, il faut «paramétriser» — c'est-à-dire employer des relations empiriques ou semi-empiriques afin d'évaluer les effets nets (ou moyennés par zone) à l'échelle du modèle (voir la section 3 pour plus de détails). Il est important de souligner que tous les modèles du système climatique renferment des paramétrisations empiriques et qu'aucun ne dérive ses résultats des seuls principes de départ. La grande différence conceptuelle entre les modèles simples et complexes est le niveau hiérarchique auquel est introduit l'empirisme.

Il est essentiel, par exemple, de rendre compte de l'apport de chaleur et de carbone dans les océans lorsque le climat se réchauffe en raison de l'effet de serre imputable au CO₂ émis lors du brûlage de combustibles fossiles. Le mélange et le

transport océaniques de cette énergie et de cette masse introduites au niveau de l'interface air-mer sont des processus clés qu'il faut représenter dans tout modèle servant à prévoir les variations du climat, du niveau de la mer et de la teneur en dioxyde de carbone. La vitesse de pénétration de la chaleur et du carbone dissous dans la thermocline (qui correspond, à peu près, au premier kilomètre de profondeur océanique) détermine, d'une part, le réchauffement global attribuable à un forçage radiatif donné et, d'autre part, la quantité de CO₂ retenue dans l'atmosphère. En théorie, les MCGAO pourraient calculer ces processus, mais leur exécution est encore trop longue pour étudier un grand nombre de scénarios d'émissions. C'est pourquoi on a employé des modèles simples pour les projections des valeurs moyennes mondiales de CO₂, de température et du niveau de la mer associées aux scénarios IS92 et pour les calculs de la stabilisation du CO₂ présentés dans le Rapport du GTI, ainsi que pour des calculs similaires figurant dans le document technique III du GIEC.

Quand on cherche à modéliser le système climatique, le choix du niveau de paramétrisation le plus adéquat doit reposer sur les connaissances scientifiques du moment et tenir compte des contraintes informatiques. Prenons l'océan unidimensionnel remontée-diffusion introduit par Hoffert *et al.* (1980, 1981), perfectionné ensuite par de nombreux chercheurs (section 3.1) et utilisé par le GIEC pour paramétriser les océans du monde dans plusieurs calculs du cycle du carbone, du climat et du niveau de la mer. Dans ce paradigme, les océans tridimensionnels sont remplacés par une colonne unique à moyenne horizontale dans laquelle la concentration du carbone et la température varient en fonction de la profondeur. Dans sa partie supérieure, la colonne échange de la masse et de l'énergie avec une couche de surface homogène; dans sa partie inférieure, elle est alimentée par de l'eau froide provenant d'une plongée polaire. Ce paradigme unidimensionnel simule bien les variations historiques du climat et du cycle du carbone. Remplacer la colonne par une boîte homogène ou un océan purement diffusif donnerait un modèle trop simple. Une boîte de ce type ne rendrait pas compte du long délai de mélange des océans par rapport à la vitesse de variation des émissions de carbone et du forçage radiatif. On obtiendrait des taux d'absorption de chaleur et de masse incorrects dans le temps. La représentation étant déjà «aussi simple que possible» avec un océan unidimensionnel remontée-diffusion, la simplification doit s'arrêter là.

Une autre question fréquemment posée est la suivante : comment savoir si les prévisions fournies par un modèle sont crédibles ? De nos jours, les scientifiques reconnaissent que la validité absolue d'une hypothèse ou d'un modèle ne saurait être prouvée, car il est toujours possible qu'une autre explication rende compte des mêmes phénomènes. En ce sens, même les lois physiques les mieux établies ne sont pas immuables. Il faut plutôt chercher à démontrer le caractère erroné d'une théorie ou d'un modèle. Plus une théorie ou un modèle résiste aux critiques, plus le degré de confiance est élevé. En fait, la testabilité d'une hypothèse est devenue une condition nécessaire pour que celle-ci soit acceptée

dans le domaine scientifique. Comme l'a affirmé Sir Karl Raimund Popper, philosophe des sciences et auteur de la doctrine de la falsifiabilité, «la validité d'une loi naturelle repose sur son aptitude à subir avec succès des tentatives de réfutation (Popper, 1969).»

Par exemple, on a appliqué la règle de falsifiabilité aux valeurs de la sensibilité climatique (section 2.3) (correspondant au changement de la température d'équilibre pour un doublement du CO₂), qui se situeraient vraisemblablement entre 1,5 et 4,5 °C d'après le Rapport du GTI (résumé technique, section D.2). Dans les MCGA, la sensibilité du climat est calculée à partir de lois physiques et de paramétrisations à une échelle inférieure à la maille de la grille. Au contraire, elle est directement spécifiée dans les modèles simples océan-climat. On a eu recours à quatre méthodes différentes au moins pour évaluer cette sensibilité : *a*) simulations à l'aide de MCGA tridimensionnels (Cess *et al.*, 1989); *b*) observations directes, aux échelles spatio-temporelles appropriées, des processus clés qui déterminent l'amortissement radiatif dans l'espace et donc la sensibilité du climat (p. ex. Soden et Fu, 1995); *c*) reconstitutions du forçage radiatif passé et de la réponse des climats anciens, ou paléoclimats (Hoffert et Covey, 1992) et *d*) comparaisons des résultats obtenus au moyen des modèles océan-climat avec les relevés de la température mondiale du passé (voir la section 4.2 et la figure 10). Chaque méthode comporte ses propres inconvénients et incertitudes. Elles donnent cependant toutes des résultats qui concordent avec les valeurs indiquées dans le Rapport du GTI (1,5 à 4,5 °C) et qui ne concordent pas avec des valeurs sensiblement plus basses ou plus élevées.

Enfin, les modèles simples du système climatique ne considèrent que les moyennes mondiales ou zonales, alors qu'il faut tenir compte des variations régionales des températures et des précipitations pour évaluer de manière intégrée le lien entre les émissions et les incidences. Ici aussi, en pratique, de nombreuses évaluations intégrées sont réalisées à l'aide de modèles dont les principaux calculs du climat transitoire sont effectués par des modèles simples océan-climat, à partir de distributions régionales des températures et des précipitations (provenant généralement de MCGAO) mises à la même échelle que les modifications de la température moyenne mondiale (Santer *et al.*, 1990; Hulme *et al.*, 1995).

Ces considérations expliquent pourquoi on a employé des modèles simplifiés du système climatique dans le Deuxième Rapport d'évaluation. Elles ne cherchent pas à démontrer la supériorité inhérente d'une méthodologie de modélisation ou d'un niveau de complexité dans toutes les circonstances. De fait, il est généralement admis qu'à long terme, la science du système terrestre vise à mettre au point des modèles tridimensionnels détaillés de la dynamique de l'atmosphère et des océans ainsi que des modèles haute résolution du biote terrestre et marin. Ces efforts de modélisation, menés parallèlement, devront renforcer les modèles idéalisés du système climatique employés dans l'analyse des scénarios et l'évaluation des stratégies climatiques, à mesure que le processus d'évaluation du GIEC évoluera.

2. CLIMAT ET SYSTÈME CLIMATIQUE

Le climat est habituellement défini comme le « temps moyen » ou, de manière plus rigoureuse, comme la description statistique du temps à partir de moyennes et de la variabilité temporelle de certaines valeurs, relevées sur plusieurs décennies (généralement trois selon la définition de l'OMM). Ces valeurs sont le plus souvent des variables de surface comme la température, les précipitations et le vent. Enfin, plus généralement, le climat est la description de l'état du système climatique.

Le système climatique comprend les éléments suivants : *a*) l'atmosphère, *b*) les océans, *c*) les biosphères terrestre et marine, *d*) la cryosphère (glace de mer, couverture neigeuse saisonnière, glaciers de montagne et inlandsis) et *e*) la surface terrestre. Par leurs interactions, ces différentes composantes façonnent le climat à la surface du globe. Les interactions se produisent par l'intermédiaire de flux d'énergie de formes diverses et d'échanges d'eau, par la circulation de gaz en trace à effet radiatif important, tels le dioxyde de carbone (CO_2) et le méthane (CH_4), et par le cycle des substances nutritives. L'énergie solaire, qui alimente le système climatique, est contrebalancée par l'émission d'énergie infrarouge (thermique) vers l'espace. Elle est à l'origine des mouvements de l'atmosphère et des océans, des flux de chaleur et d'eau, et de l'activité biologique. La figure 1 présente un schéma du système climatique, avec les principales interactions entre les diverses composantes et

les propriétés qui peuvent varier (voir le Rapport du GTI : section 1.1).

Les composantes du système climatique façonnent le climat mondial et régional de diverses façons : *a*) en modifiant la composition de l'atmosphère terrestre, modulant ainsi l'absorption et le transfert de l'énergie solaire ainsi que le rayonnement de l'énergie infrarouge vers l'espace, *b*) en altérant les propriétés en surface de même que la nébulosité et la nature de la couverture nuageuse, ce qui a des effets sur le climat à l'échelle régionale et mondiale et *c*) en redistribuant horizontalement et verticalement la chaleur d'une région à l'autre par les mouvements de l'atmosphère et des océans.

Dans les conditions naturelles, les différents flux entre les composantes sont généralement très proches de l'état d'équilibre, lorsque l'on considère les moyennes établies sur une à plusieurs décennies. Par exemple, avant la révolution industrielle, l'absorption de CO_2 par photosynthèse était presque exactement compensée par la libération due à la décomposition des végétaux et des matières au sol, comme en témoigne la concentration quasi constante du dioxyde de carbone atmosphérique pendant des millénaires, jusqu'au début du XIX^e siècle (voir le rapport du GIEC 1994² :

² IPCC (1995), dénommé ci-après GIEC 94.

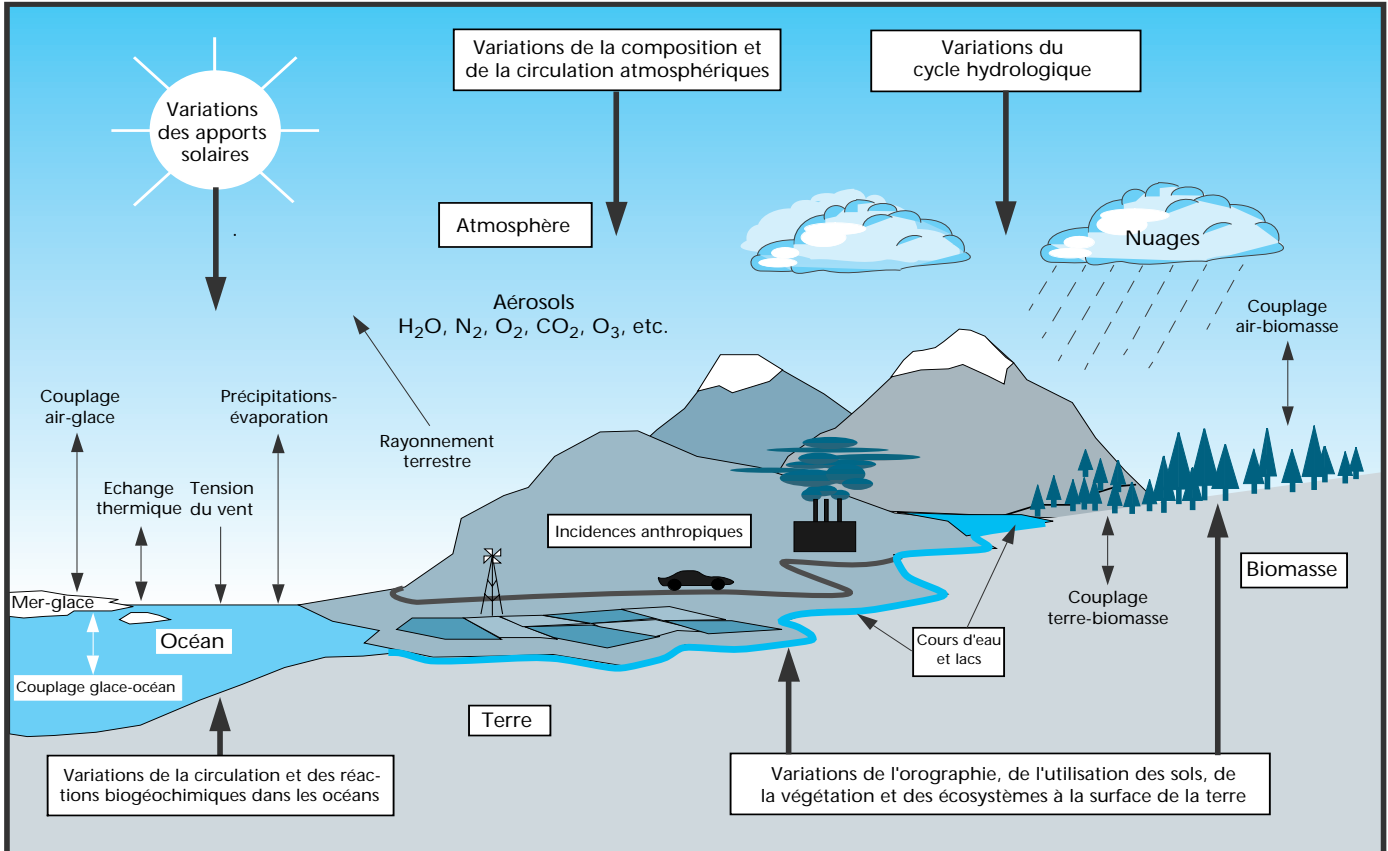


Figure 1. Schéma représentant les composantes du système climatique mondial qui jouent un rôle dans les changements climatiques à l'échelle séculaire (gras), avec leurs processus et interactions (petites flèches) et certains éléments pouvant varier (grosses flèches). Tirée du Rapport du GTI (figure 1.1).

chapitre 1). Il peut toutefois survenir, d'une année à l'autre, de légères fluctuations positives ou négatives, attribuables à la variabilité naturelle du système climatique. L'homme influe sur les processus climatiques et déränge l'équilibre naturel du système en modifiant constamment la composition de l'atmosphère et les propriétés de la surface terrestre à l'échelle régionale et mondiale.

2.1 Perturbations anthropiques de la composition de l'atmosphère

Les activités humaines font varier la concentration des gaz à effet de serre et des aérosols, lesquels influencent et sont influencés par le climat. Les gaz à effet de serre réduisent la perte nette de rayonnement infrarouge en direction de l'espace tout en ayant peu d'impact sur l'absorption du rayonnement solaire, ce qui élève la température en surface et produit l'effet dit de serre (voir le Rapport du GTI : sections 1.2.2 et 1.3.1). Par ailleurs, les aérosols sont importants par leur incidence sur le rayonnement solaire et par leur effet essentiellement refroidisseur (voir le Rapport du GTI : section 1.3.2).

Certains gaz à effet de serre existent à l'état naturel mais sont liés directement ou indirectement à l'activité humaine, alors que d'autres sont purement d'origine anthropique. Les principaux gaz à effet de serre d'origine naturelle sont la vapeur d'eau (H_2O), le dioxyde de carbone (CO_2), l'ozone (O_3), le méthane (CH_4) et l'oxyde nitreux (N_2O). Les grands groupes de gaz purement anthropiques sont les CFC, les HCFC et les HFC (qui font tous partie de la famille des halocarbures) et les espèces entièrement fluorées comme l'hexafluorure de soufre (SF_6) (voir le Rapport du GTI : chapitre 2).

La vapeur d'eau est le principal responsable de l'effet de serre naturel; c'est aussi le gaz à effet de serre le plus étroitement associé au climat et, par conséquent, le moins dépendant des activités humaines. Cela est dû au fait que l'évaporation est fortement liée à la température en surface et que le cycle de la vapeur d'eau dans l'atmosphère est assez rapide, soit environ huit jours en moyenne. Au contraire, les concentrations des autres gaz à effet de serre sont sensiblement et directement déterminées par les émissions imputables au brûlage des combustibles fossiles, par la sylviculture et la plupart des activités agricoles et par la production et l'utilisation de divers produits chimiques.

Tous les gaz à effet de serre qui sont directement fonction des émissions anthropiques, sauf l'ozone, sont bien répartis dans l'atmosphère; cela explique le fait que leur concentration soit presque identique partout et ne dépende pas du lieu d'origine des émissions. L'ozone diffère également des autres gaz à effet de serre en ce qu'il n'est pas directement émis dans l'atmosphère; il provient plutôt de réactions photochimiques mettant en cause d'autres substances appelées «précurseurs» qui sont, elles, directement émises. A part la vapeur d'eau et le dioxyde de carbone, tous les gaz à effet de serre sont éliminés en grande partie par réactions chimiques ou photochimiques se produisant dans l'atmosphère. Le dioxyde de carbone, quant à lui, se déplace

continuellement entre un certain nombre de «réservoirs», ou lieux d'accumulation provisoire (atmosphère, végétaux terrestres, sols, et eaux et sédiments océaniques). Les sources de gaz à effet de serre naturels et les processus d'élimination de l'ensemble des gaz à effet de serre dépendent eux-mêmes du climat (voir le Rapport du GTI : sections 1.2 et 2.2).

Les aérosols sont de petites particules en suspension dans l'air qui interviennent principalement dans le climat en réfléchissant une partie de l'énergie solaire en direction de l'espace (effet direct) et en régulant dans une certaine mesure la nébulosité et les propriétés optiques des nuages (effet indirect). Ils absorbent également une fraction du rayonnement infrarouge. Les aérosols sont d'origine naturelle et artificielle; les aérosols naturels comprennent le sel marin, les poussières et les particules volcaniques, alors que les aérosols anthropiques proviennent notamment du brûlage de la biomasse et des combustibles fossiles. Certains aérosols, comme les poussières, sont directement émis dans l'atmosphère, mais la majorité d'entre eux sont le produit, comme l'ozone troposphérique, de la transformation chimique des gaz précurseurs. Tous les aérosols troposphériques ont une courte durée de vie car ils sont rapidement emportés par la pluie. Pour cette raison et étant donné que l'intensité des sources d'émission varie fortement d'une région à l'autre, la quantité d'aérosols présents dans l'atmosphère fluctue beaucoup. La nature, la quantité et la répartition des aérosols atmosphériques sont elles-mêmes influencées par le climat (voir le Rapport du GTI : sections 2.3 et 2.4).

2.2 Nuages, surface terrestre et interactions dynamiques

Outre la composition de l'atmosphère terrestre, un certain nombre de processus mettant en cause les nuages, les propriétés en surface et les mouvements atmosphériques et océaniques agissent sur le climat à l'échelle régionale et mondiale.

2.2.1 Nuages

La quantité, l'emplacement, la hauteur, la durée de vie et les propriétés optiques des nuages jouent un rôle important dans le climat de la Terre; les modifications de ces caractéristiques pourraient fortement contribuer aux changements climatiques. L'effet radiatif d'une fluctuation donnée des propriétés, de la quantité ou de la hauteur des nuages dépend du lieu, de la période de l'année et du moment de la journée où elle se produit. Ces variations sont liées aux champs de température et d'humidité tridimensionnels et aux processus dynamiques de l'atmosphère (associés aux vents). C'est pourquoi seuls les modèles en trois dimensions présentant une résolution spatiale élevée et un cycle diurne sont en mesure de simuler correctement l'effet net des modifications des nuages sur le climat. Toutefois, comme la plupart des processus importants touchant les nuages se situent bien en deçà de la résolution des modèles mondiaux, on est contraint de recourir à des représentations simples fondées sur des moyennes par zone (paramétrisations), ce qui introduit un

risque d'erreur significative dans la simulation des changements (voir le Rapport du GTI : sections 4.2 et 5.3.1.1.4, et la section 3 du présent document).

2.2.2 Surface terrestre

Les caractéristiques physiques de la surface terrestre, notamment la couverture végétale, influent fortement sur l'absorption de l'énergie solaire et sur les flux de chaleur, de vapeur d'eau et de quantité de mouvement entre le sol et l'atmosphère. A quelque endroit que ce soit, ces flux déterminent en grande partie le climat de surface local et ont sur l'atmosphère des effets qui s'étendent parfois à toute la planète. Soulignons, à cet égard, l'aspect primordial des modifications des couvertures de glace et de neige à réflexion élevée; à mesure que le climat se réchauffera, l'étendue de ces couvertures diminuera et provoquera une absorption accrue de l'énergie solaire et un réchauffement supplémentaire. Cette évolution aura des répercussions sur la nébulosité qui compliqueront énormément les efforts de prévision. Pour bien simuler les modifications des terres émergées et leur effet net, il faut employer des modèles à résolution spatio-temporelle élevée afin de tenir compte des interactions potentielles avec les nuages et de l'hétérogénéité spatiale de la surface (voir le Rapport du GTI : sections 1.4.3 et 4.4). Sur une échelle de quelques décennies à quelques siècles, les altérations de la couverture végétale et des propriétés des sols perturberont également les échanges de chaleur, d'humidité et de quantité de mouvement entre la surface et l'atmosphère, de même que les sources et les puits d'un certain nombre de gaz à effet de serre.

2.2.3 Océans

Les océans jouent un rôle important et multiple dans le système et le changement climatiques. Ils constituent d'abord un vaste réservoir de carbone, ayant déjà absorbé une partie du CO₂ anthropique émis jusqu'à présent. Ils continueront jusqu'à un certain point d'assurer cette fonction dans l'avenir. Deuxièmement, les courants océaniques transportent des quantités appréciables de chaleur, ce qui a des conséquences marquées sur les climats régionaux. Des changements dans le transport de chaleur océanique pourraient avoir un effet significatif sur les modifications climatiques régionales et refroidir provisoirement certaines zones ou en réchauffer d'autres bien davantage que la moyenne mondiale. Troisièmement, l'absorption et le mélange descendant de la chaleur par les océans ralentissent considérablement le réchauffement en surface. Si cela réduit les impacts liés à la vitesse du changement climatique, cela signifie également que la tendance se poursuivra même après la stabilisation des concentrations des gaz à effet de serre. Les courants océaniques et le taux d'absorption de la chaleur par les océans sont fonction des configurations des vents et de l'échange de chaleur et d'eau douce (par les précipitations et l'évaporation) entre les océans et l'atmosphère. Aux latitudes élevées, la présence de glace de mer agit très fortement sur ces échanges, ce qui rend d'autant plus essentielle une simulation

correcte de la glace (voir le Rapport du GTI : sections 1.4.2, 4.3 et 6.2; et chapitre 10).

2.2.4 Mouvements atmosphériques

Les mouvements atmosphériques (vents) transportent la chaleur et l'humidité et modèrent les températures dans les régions polaires et équatoriales. Ils ont des effets considérables sur la formation, la nature et la durée de vie des nuages, assurant par là un couplage direct avec les bilans du rayonnement solaire et du rayonnement infrarouge. Le transport de chaleur atmosphérique et la modification de celui-ci influenceront par ailleurs la réponse de la glace de mer et de la couverture neigeuse terrestre aux variations de la température moyenne mondiale, créant un autre lien avec le bilan radiatif global de la Terre. Les changements dans les vents atmosphériques, ou les fluctuations de l'évaporation et des précipitations dues en partie à ces changements, pourraient modifier sensiblement et de manière sans doute rapide la circulation océanique (voir le Rapport du GTI : sections 4.2, 4.3 et 6.2).

2.3 Forçage radiatif, rétroactions et sensibilité du climat

La température de la Terre tend à s'ajuster de manière à équilibrer l'absorption d'énergie solaire et l'émission de rayonnement infrarouge provenant du système surface-atmosphère. Si, par exemple, l'énergie solaire absorbée excède le rayonnement infrarouge émis (comme c'est le cas quand on rejette des gaz à effet de serre dans l'atmosphère), les températures augmentent, ce qui a pour effet d'accroître les émissions infrarouges vers l'espace et de réduire le déséquilibre initial; un nouvel équilibre pourrait être atteint, à une température plus élevée (voir le Rapport du GTI : sections 1.2 et 1.3.1).

2.3.1 Forçage radiatif

Les aérosols et les gaz à effet de serre anthropiques influent sur le système climatique en modifiant l'équilibre entre le rayonnement solaire absorbé et le rayonnement infrarouge émis, comme cela est décrit dans le Rapport du GTI (section 2.4). Ce déséquilibre est appelé «forçage radiatif», défini comme la variation du rayonnement descendant net (solaire et infrarouge combiné) dans la tropopause après, par exemple, modification des concentrations de gaz à effet de serre ou d'aérosols et en tenant compte de l'ajustement des températures stratosphériques uniquement. Le climat de surface réagit à l'évolution initiale du rayonnement net dans la tropopause plutôt qu'en surface ou dans la haute atmosphère, car la surface et la troposphère sont fortement couplées par les échanges de chaleur et répondent comme un tout à la perturbation thermique combinée. L'ajustement de la stratosphère est inclus dans le forçage radiatif parce que la stratosphère réagit rapidement et indépendamment du système surface-troposphère. Les forçages radiatifs naturels, à une échelle allant de la décennie au siècle, comprennent les

variations de la luminosité solaire et les éruptions volcaniques, ces dernières produisant des aérosols sulfatés réfléchissants, dont la durée de vie est de plusieurs années s'ils sont injectés dans la stratosphère.

Le forçage radiatif pour un doublement de la concentration de CO₂ est de 4,0-4,5 Wm⁻² avant l'ajustement des températures stratosphériques (Cess *et al.*, 1993); cet ajustement réduit le forçage d'environ 0,5 Wm⁻², ce qui donne 3,5-4,0 Wm⁻². Si la température était la seule variable climatique touchée par ce phénomène, le climat se réchaufferait de 1,2 °C afin de rétablir l'équilibre radiatif. Cette élévation de température modifierait toutefois d'autres propriétés atmosphériques et de surface, ce qui altérerait encore le bilan énergétique et provoquerait d'autres changements de température par une série de processus de rétroactions, dont il est question dans la section suivante et dans le Rapport du GTI (Résumé technique, section D).

2.3.2 *Rétroactions rapides et lentes*

On peut décrire comme suit le processus de rétroaction : la fluctuation d'une variable («A») modifie une variable («B»), modification qui a à son tour une incidence sur la première variable. La rétroaction est positive quand le changement en B renforce le changement en A, elle est négative quand elle réduit l'effet initial. Voici quelques-unes des rétroactions dont il faut tenir compte dans le calcul du changement climatique moyen mondial : *a) Teneur en vapeur d'eau* : dans un climat plus chaud, la concentration de vapeur d'eau dans l'atmosphère augmente. Comme la vapeur d'eau est un gaz à effet de serre, il s'agit d'une rétroaction positive. *b) Nuages* : il est difficile de calculer avec précision les modifications des nuages, comme cela a été souligné dans la section 2.2.1. Etant donné que les nuages présentent un effet radiatif marqué, ils sont susceptibles de causer une rétroaction notable. Celle-ci varie en fonction de la nébulosité, de l'altitude et des caractéristiques des nuages, de même que du coefficient de réflexion de la surface sous-jacente, ce qui veut dire que même le sens de la rétroaction est incertain. *c) Étendue de la glace et de la neige* : la réduction de l'étendue de la glace de mer et de la couverture neigeuse saisonnière au sol pendant le réchauffement climatique abaissera le coefficient de réflexion en surface et aura tendance à renforcer le réchauffement (rétroaction positive). Comme nous l'avons mentionné dans la section 2.2.2, les modifications de la nébulosité compliquent sensiblement la situation. *d) Végétation* : les changements dans la répartition des différents biomes ou dans la nature de la végétation à l'intérieur d'un biome donné peuvent aussi modifier le coefficient de réflexion en surface et produire un effet de rétroaction sur le changement climatique. *e) Cycle du carbone* : les incidences du climat sur la biosphère terrestre et les océans devraient altérer les sources et les puits de CO₂ et CH₄, modifier leurs concentrations atmosphériques et provoquer une rétroaction radiative (voir le Rapport du GTI : sections 1.4, 2.1, 4.2 et 4.4; et les chapitres 9 et 10).

Parmi ces rétroactions, celles mettant en cause la vapeur d'eau et les nuages répondent de manière quasi instantanée

aux changements climatiques alors que celles associées à la glace de mer et à la neige ont un temps de réponse de quelques années. Nous parlons dans ce cas de rétroactions «rapides». Certains processus liés à la végétation et au cycle du carbone se situent à l'échelle des décennies, tandis que d'autres non énumérés plus haut, comme la réduction de la superficie des inlandsis, la dissolution des sédiments carbonatés dans les océans et le renforcement de l'altération chimico-météorologique sur terre (ces deux derniers tendant à réduire la concentration de CO₂ dans l'atmosphère), s'étendent sur des centaines, voire des milliers d'années. Ce sont les rétroactions «lentes».

2.3.3 *Sensibilité du climat : définition*

L'expression «sensibilité du climat» désigne l'augmentation constante de la température moyenne annuelle de l'air en surface, à l'échelle du globe, associée à un forçage radiatif moyen mondial donné. Il est courant de n'inclure que les processus de rétroaction rapide, notamment les variations de la vapeur d'eau, dans le calcul de la sensibilité du climat et d'ignorer les modifications induites dans la concentration des autres gaz à effet de serre (ainsi que d'autres processus de rétroaction lente).

Comme nous l'avons vu (en introduction à la section 2.3), la température de la Terre s'ajuste de manière à équilibrer le rayonnement solaire absorbé et le rayonnement infrarouge émis. En présence d'un excédent d'énergie, les températures tendent à s'élever et à accroître les émissions de rayons infrarouges vers l'espace. Plus les émissions infrarouges en direction de l'espace augmentent en fonction de la température (c'est-à-dire plus l'*amortissement radiatif* est important), moins la température doit s'élever pour ramener à zéro le bilan énergétique net, et moins la sensibilité du climat est grande. Les modifications de l'albédo (coefficient de réflexion) du système atmosphère-terre contribuent également (de manière positive ou négative) à l'amortissement radiatif. Les processus de rétroaction rapide influent sur la sensibilité du climat en facilitant plus ou moins le rayonnement du surplus de chaleur vers l'espace, c'est-à-dire en altérant l'amortissement radiatif.

Généralement, on utilise le doublement de la concentration de CO₂ comme repère pour comparer les sensibilités des modèles climatiques. D'après le Rapport du GTI (Résumé technique, section D.2), la sensibilité pour un doublement de CO₂ devrait se situer entre 1,5 et 4,5 °C. Dans la mesure où la réponse de la température moyenne mondiale ne dépend que du forçage moyen mondial, toute combinaison de forçages (gaz à effet de serre/luminosité solaire/aérosols) correspondant à la même valeur nette pour un doublement de CO₂ produira la même élévation de la température moyenne mondiale à l'état d'équilibre. Lorsque la sensibilité du climat est constante, la réponse de la température d'équilibre varie proportionnellement au forçage net. Toutefois, comme nous le verrons plus loin, ces deux conditions ne sont que de grossières approximations.

2.3.4 Sensibilité du climat : constance et indépendance

Etant donné les nombreuses non-linéarités associées aux processus de rétroaction rapide, qui déterminent la sensibilité du climat telle que définie plus haut, on peut s'attendre à ce que la sensibilité soit fonction de l'intensité du forçage et de sa distribution verticale, latitudinale et saisonnière. Les expériences menées avec divers modèles indiquent toutefois que pour des valeurs de forçage allant jusqu'à celles prévues pour le siècle prochain, la sensibilité du climat est à peu près constante (c'est-à-dire que la réponse de la température moyenne mondiale en surface est à peu près proportionnelle au forçage moyen mondial). Par ailleurs, pour un certain nombre de forçages, la sensibilité est largement indépendante de la combinaison spécifique des facteurs à l'origine d'un forçage moyen mondial donné. En particulier, l'élévation de la température suite à une augmentation de la concentration d'un ensemble de gaz à effet de serre correspond à environ 10 pour cent de la réaction à une augmentation du seul CO_2 ayant la même valeur de forçage moyen mondial (GIEC94 : sections 4.1.1 et 4.8; et Rapport du GTI : section 6.2.1.1).

La proportionnalité relative entre le forçage moyen mondial et la réponse de la température moyenne mondiale, pour les variations des gaz à concentration homogène et de la luminosité solaire, peut disparaître quand les forçages sont très intenses et hétérogènes du point de vue spatial ou saisonnier (dus notamment aux fluctuations de l'orbite terrestre sur plusieurs dizaines de milliers d'années) ou quand il y a des interactions particulièrement fortes entre le forçage et les nuages. C'est le cas des variations de l'ozone et des aérosols troposphériques, qui font beaucoup plus fluctuer le forçage radiatif dans l'espace que les changements des teneurs en gaz à effet de serre à concentration homogène et qui présentent une configuration verticale de forçage très différente (GIEC94 : sections 4.1.1 et 4.8).

Même s'il est possible que la sensibilité du climat moyen mondial aux variations des aérosols et de l'ozone troposphérique soit différente de celle associée à l'évolution des autres gaz à effet de serre, les MCS employés dans le Rapport du GTI (section 6.3) postulent la même sensibilité pour tous ces forçages. Toutefois, la réponse du climat à une augmentation donnée des aérosols dépend à la fois de la sensibilité du climat à cette augmentation et du forçage dû aux aérosols, ce dernier étant très incertain (de

-0,2 Wm^{-2} à -2,3 Wm^{-2} ; voir le Rapport du GTI : section 2.4.2). Ainsi, l'incertitude du changement climatique attribuable aux variations de la réponse climatique face à la hausse des concentrations d'aérosols et de gaz à effet de serre à teneur homogène est, pour le moment, négligeable au regard de l'incertitude liée au forçage des aérosols lui-même.

2.3.5 Réponses climatiques régionales

Que la réponse de la température moyenne mondiale dépende beaucoup ou peu du forçage moyen mondial net, les différentes combinaisons de forçages mettant en cause l'ozone, les aérosols et les gaz à effet de serre à concentration homogène produiront des changements climatiques très spécifiques dans une région donnée. C'est particulièrement vrai dans le cas des augmentations d'aérosols troposphériques, où un refroidissement régional peut survenir pendant un réchauffement moyen mondial et, dans une moindre mesure, dans le cas des variations de l'ozone stratosphérique et troposphérique (Rapport du GTI : chapitre 6). Ainsi, en combinant les forçages des aérosols et de l'ozone à ceux des gaz à effet de serre à concentration homogène, le changement climatique survenant dans une région, associé à un forçage moyen mondial donné, dépend des forçages spécifiques en jeu, même si la réponse de la température moyenne mondiale est en gros la même. Par ailleurs, quand on observe à l'échelle régionale d'importants forçages négatifs nets dus aux aérosols, on voit que le refroidissement ne se limite pas aux régions dans lesquelles se trouvent les aérosols, en raison des effets du transport thermique par les vents et les courants océaniques.

Il y aura aussi de fortes variations régionales de la réponse climatique aux augmentations de la concentration des gaz à effet de serre même lorsqu'il s'agit de gaz à concentration homogène, comme le CO_2 et le CH_4 , dont le forçage est relativement uniforme d'une région à l'autre. Cela est attribuable aux différences spatiales dans la nature et l'intensité des processus de rétroaction (comme ceux associés à la couverture neigeuse, à la glace de mer et aux nuages) ainsi que dans les vents atmosphériques et les courants océaniques, qui devraient être modifiés suite aux changements globaux du climat mondial (voir le Rapport du GTI : chapitre 6).

3. SIMULATION DES CHANGEMENTS CLIMATIQUES

Si l'on veut prévoir les effets des perturbations humaines sur le système climatique, il faut calculer les incidences de tous les processus clés en jeu. Ces processus peuvent être représentés sous forme mathématique, mais la complexité du système oblige l'emploi d'un ordinateur pour les calculs. Les formules mathématiques sont donc intégrées à un programme informatique que nous appelons «modèle». Si le modèle renferme un nombre suffisant de composantes du système climatique pour permettre la simulation du climat, on parle alors de «modèle climatique».

L'ordinateur le plus puissant au monde ne pourrait exécuter un modèle climatique qui engloberait toutes les connaissances actuelles sur le système climatique. On doit donc faire certains compromis. La question fondamentale est la suivante : avec quel degré de détail doit-on représenter les processus et les composantes du système climatique ? Si la représentation est simplifiée, il est possible d'exécuter le modèle plus rapidement ou sur un ordinateur moins puissant car il y a moins de calculs à effectuer.

Le modèle le plus détaillé possible d'un processus donné est celui qui repose sur des principes physiques fondamentaux réputés invariants. Un tel modèle serait applicable à tout climat. Mais, pour que la représentation du processus soit exploitable dans un modèle climatique, il faut introduire certaines hypothèses simplificatrices. On doit aussi, dans certains cas, inclure des relations dérivées empiriquement, ce qui limite obligatoirement la portée du modèle. Dans la mesure du possible, les modèles climatiques font appel à des principes physiques fondamentaux ou à des simplifications qui comportent le minimum d'incertitude; en effet, les conditions sous un climat modifié pourraient être très différentes des conditions actuelles, auquel cas les relations dérivées empiriquement ou statistiquement à partir du climat que nous connaissons ne seraient pas nécessairement valables (Rapport du GTI : section 1.6).

Dans les modèles climatiques les plus complexes, les quantités physiques qui varient constamment dans les trois dimensions sont représentées par leurs valeurs à un nombre fini de points disposés sur une grille tridimensionnelle. Cela est nécessaire car nous ne pouvons exécuter qu'un nombre fini de calculs. L'espacement entre les points de la grille correspond à la «résolution spatiale». Plus elle est élevée, plus il y a de points et plus il y a de calculs à effectuer. La résolution est donc limitée par la puissance de calcul disponible. On utilise généralement dans un modèle climatique une résolution de l'ordre des centaines de kilomètres dans le plan horizontal. De nombreux éléments importants du système climatique (p. ex. nuages, variations de la surface terrestre) ont des échelles plus réduites. Il existe des modèles détaillés haute résolution pour étudier ces processus en soi, mais ils sont trop lourds pour être inclus dans un modèle climatique. Avec sa résolution insuffisante, ce dernier doit malgré tout représenter les effets de ces processus sur le système climatique. Le fait de reporter les incidences d'un processus à petite échelle sur une grande échelle est appelé «paramétrisation»

(Rapport du GTI : section 1.6.1). Tous les modèles climatiques ont plus ou moins recours à cette technique.

Une autre simplification consiste à établir une moyenne pour une dimension spatiale. Au lieu, par exemple, d'une grille tridimensionnelle longitude-latitude-hauteur, on peut se servir d'une grille bidimensionnelle latitude-hauteur, la valeur à chaque point étant la moyenne pour toutes les longitudes. Lorsque la dimensionnalité est réduite, il faut paramétriser davantage de processus.

Les sous-sections suivantes présentent brièvement les principaux types de modèles qui ont été mis au point pour chacune des grandes étapes associées à la simulation de la réponse du climat et de l'élévation du niveau de la mer aux émissions anthropiques. Cela met en perspective les modèles climatiques simples dont s'est servi le GIEC et qui sont décrits dans la section 4.

3.1 Hiérarchie des modèles climatiques de l'atmosphère et des océans

Voici quelques-uns des grands types de modèles qui simulent les composantes atmosphérique et océanique du système climatique.

Modèles atmosphériques unidimensionnels radiatifs-convectifs. Ces modèles sont moyennés à l'échelle du globe (dans le plan horizontal) mais ils renferment de nombreuses couches atmosphériques. Ils traitent en détail les processus liés au transfert du rayonnement solaire et infrarouge dans l'atmosphère et sont particulièrement utiles pour calculer le forçage radiatif associé aux variations de la composition de l'atmosphère. Il faut spécifier les modifications de la quantité de vapeur d'eau dans l'atmosphère dues aux changements climatiques (à partir des observations), mais les effets sur le rayonnement causés par les fluctuations de la vapeur d'eau peuvent être calculés de façon précise. Les modèles radiatifs-convectifs permettent donc de déterminer l'une des principales rétroactions intervenant dans la sensibilité du climat, grâce à des observations et à des processus physiques bien établis.

Modèles océaniques unidimensionnels remontée-diffusion. L'atmosphère est représentée comme une boîte homogène qui échange de la chaleur avec les océans et les terres émergées sous-jacents. L'absorption du rayonnement solaire par l'atmosphère et le sol varie selon le coefficient de réflexion en surface et le coefficient de transmission et de réflexion de l'atmosphère. Dans ces modèles, l'émission de rayonnement infrarouge vers l'espace est une fonction croissante linéaire de la température atmosphérique, la constante de proportionnalité correspondant à l'amortissement radiatif infrarouge. L'océan est représenté par une colonne unidimensionnelle moyennée dans le plan horizontal par rapport à l'océan réel. Seules les quelques régions dans lesquelles se forment les eaux profondes et se produisent les plongées vers le fond sont traitées séparément. La figure 2 illustre ce modèle. La plongée des eaux dans les régions polaires est représentée par le tube sur le côté de la colonne. Cette plongée et la remontée d'eau

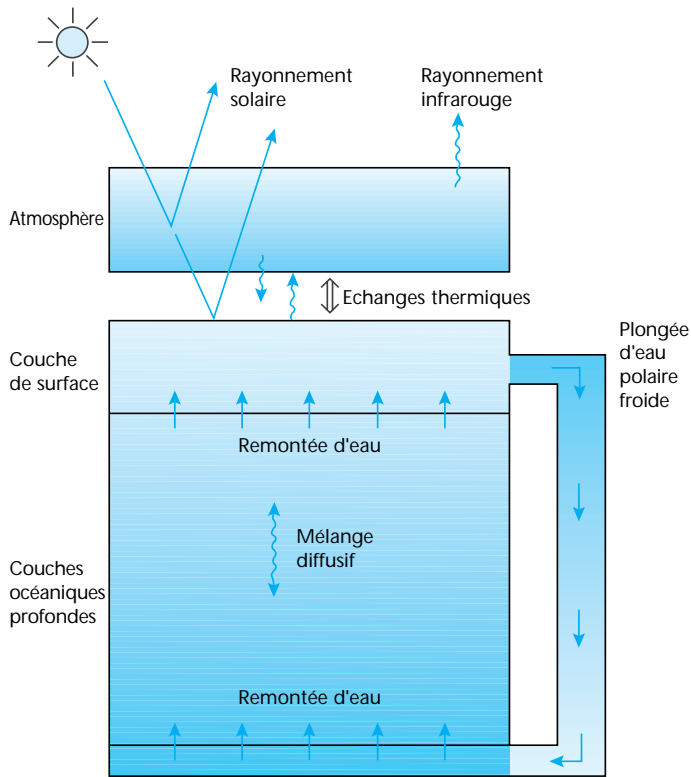


Figure 2. Illustration du modèle climatique remontée-diffusion, qui comprend une boîte atmosphérique, une couche de surface représentant à la fois la terre et l'océan, une couche de mélange et des couches océaniques profondes. Les transferts de rayonnement solaire et infrarouge, les échanges thermiques air-mer et le mélange des couches profondes par diffusion et renversement thermohalin sont tous représentés dans ce modèle et indiqués sur la figure. Adaptée de Harvey et Schneider (1985).

qui la compense à l'intérieur de la colonne correspondent à la circulation thermohaline à l'échelle du globe. Ce modèle sert surtout à étudier le rôle des océans dans la réponse de la température en surface aux variations du forçage radiatif.

Modèles unidimensionnels de l'équilibre énergétique. Dans ces modèles, la seule dimension représentée est la variation en fonction de la latitude; l'atmosphère, moyennée verticalement et dans la direction est-ouest, est souvent combinée à la surface pour former une seule couche. Les processus multiples du transport thermique nord-sud par l'atmosphère et les océans sont généralement traités comme la diffusion, alors que les émissions infrarouges vers l'espace le sont de la même manière que dans les modèles remontée-diffusion. Ces modèles ont fourni des renseignements utiles sur l'interaction des rétroactions du transport thermique horizontal et des rétroactions dans les hautes latitudes mettant en cause la glace et la neige.

Modèles bidimensionnels de l'atmosphère et des océans. Différents modèles (latitude-hauteur ou latitude-profondeur) de l'atmosphère et des océans ont été élaborés (p. ex. Peng et Arking (1982), pour l'atmosphère; Wright et Stocker (1991) pour les océans). Les modèles bidimensionnels permettent de calculer le transport thermique horizontal en s'appuyant davan-

tage sur la physique que les modèles unidimensionnels. Dans certains modèles océaniques bidimensionnels (p. ex. Wright et Stocker, 1991), l'intensité du renversement thermohalin est déterminée par le modèle, alors que dans d'autres (p. ex. de Wolde *et al.*, 1995), elle est imposée, comme dans le modèle unidimensionnel remontée-diffusion. Le modèle climatique unidimensionnel de l'équilibre énergétique atmosphère-terre a également été couplé à un modèle océanique bidimensionnel (Harvey, 1992; de Wolde *et al.*, 1995 et Bintanja, 1995). Il est relativement facile d'exécuter des modèles océaniques bidimensionnels séparés pour chacun des bassins des océans Atlantique, Pacifique et Indien, avec une connexion au niveau de leurs limites méridionales (représentant l'océan Antarctique) et une interaction avec une atmosphère unique à moyennes par zone.

Modèles tridimensionnels de la circulation générale de l'atmosphère et des océans. Les modèles atmosphériques et océaniques les plus complexes sont les MCGA tridimensionnels et les modèles de la circulation générale des océans (MCGO), dont il est abondamment question dans le Rapport du GTI (chapitre 5). Ces modèles représentent l'atmosphère ou les océans au moyen d'une grille horizontale ayant généralement une résolution de 2 à 4° en latitude et en longitude, dans les versions les plus récentes, et de 10 à 20 couches dans le plan vertical. Ils simulent directement les vents, les courants océaniques et beaucoup d'autres éléments et processus atmosphériques et océaniques. Les MCGA et MCGO ont été beaucoup employés de façon séparée, avec imposition des températures superficielles des océans et des glaces de mer, dans le cas des MCGA, et des salinités et températures de surface, ou des flux de chaleur et d'eau douce correspondants, dans le cas des MCGO. Un MCGAO est constitué d'un MCGA couplé à un MCGO et intègre des informations sur l'état de l'atmosphère et des océans à proximité ou au niveau de la surface de la mer dans le but de calculer les échanges de chaleur, d'humidité et de quantité de mouvement entre les deux composantes.

Les MCGAO calculent le transfert radiatif dans l'atmosphère (modélisation des nuages, de la vapeur d'eau et d'autres composantes atmosphériques), la neige et la glace de mer, les flux de surface, le transport de chaleur et d'eau dans l'atmosphère et les océans, ainsi que l'absorption de la chaleur par les océans (qui retarde et modifie la réponse initiale de la température en surface mais contribue à l'élévation du niveau de la mer par la dilatation des océans). Ainsi, les MCGAO couplés calculent explicitement les processus de rétroaction rapide, dont l'effet interactif détermine la sensibilité du climat. En raison des contraintes de calcul, la majorité de ces processus sont toutefois plus ou moins paramétrisés (voir le Rapport du GTI, sections 4.2 et 4.3, concernant respectivement les MCG atmosphériques et océaniques). Les représentations plus détaillées ne sont pas utilisables ou n'ont pas été élaborées pour les modèles mondiaux. Certaines paramétrisations renferment inévitablement des constantes fondées sur les observations du climat actuel. Les MCGAO tentent de représenter explicitement un grand nombre de processus, alors que les modèles plus simples traduisent ces processus au moyen de quelques paramètres ajustables.

3.2 Modèles du cycle du carbone

Le cycle du carbone fait partie intégrante du système climatique et régule l'accumulation de dioxyde de carbone dans l'atmosphère en réponse aux émissions anthropiques. Les processus clés qui doivent être simulés avec précision sont la photosynthèse et la respiration au niveau de la surface terrestre et l'échange net de CO₂ entre l'océan et l'atmosphère. Étant donné que le CO₂ est chimiquement inerte dans l'atmosphère et possède une concentration assez uniforme, les variations naturelles de cette dernière ne sont liées qu'à la somme globale des flux air-mer, de la photosynthèse et de la respiration. Chacun de ces flux présente toutefois des fluctuations importantes dans le temps et dans l'espace et est associé à un certain nombre de sous-processus mal connus (Rapport du GTI : chapitres 9 et 10; Rapport du GTII, 1996 : chapitre A). Par exemple, les modifications à long terme des flux de la photosynthèse et de la respiration entre la biosphère terrestre et l'atmosphère sont modulées par des processus touchant les micro-organismes et les nutriments du sol, alors que le flux air-mer dépend de processus concernant la concentration de CO₂ dans l'eau de surface. Ceux-ci comprennent le mélange vertical du carbone dissous total et la plongée nette des matières organiques particulaires et des matières carbonées dans les couches profondes de l'océan, phénomène provoqué en partie par la productivité biologique en surface. Cette dernière est à son tour influencée par le mélange vertical des nutriments et les variations de la température. Les modifications de la circulation océanique influent sur l'échange air-mer de CO₂ en faisant fluctuer l'échange de carbone dissous total entre la couche de surface et les couches profondes de l'océan et en changeant la productivité biologique liée au flux de substances nutritives des couches profondes vers la couche de surface.

On peut utiliser le modèle unidimensionnel remontée-diffusion pour la partie océanique du cycle du carbone (Hoffert *et al.*, 1981; Piehler et Bach, 1992). L'échange moyen mondial de CO₂ atmosphère-océan, le mélange vertical du carbone dissous total par renversement thermohalin et diffusion et la plongée de matières particulaires provenant de l'activité biologique peuvent tous être représentés dans ce modèle. Un modèle océanique bidimensionnel a été employé comme composante océanique du cycle du carbone global (Stocker *et al.*, 1994). Enfin, on peut se servir de modèles MCGO pour la composante océanique du cycle du carbone global, lesquels comprennent les courants océaniques calculés par les modèles et d'autres processus de mélange, en combinaison avec des représentations simples des processus biologiques et des échanges air-mer (p. ex. Bacastow et Maier-Reimer, 1990; Najjar *et al.*, 1992). Au moment de la rédaction du Deuxième Rapport d'évaluation, les calculs de l'absorption du CO₂ à l'aide de modèles tridimensionnels n'avaient été publiés que pour les MCGO autonomes, dans lesquels les températures aux champs de circulation et les températures en surface sont pré-établies. Dans une simulation couplée, les modifications de ces variables suite à l'augmentation des teneurs en gaz à effet de serre feraient varier quelque peu l'absorption de CO₂ (voir le Rapport du GTI : chapitre 10).

Divers modèles à boîtes globaux de la biosphère terrestre ont été élaborés et utilisés en conjonction avec des modèles simples de la

composante océanique du cycle du carbone, afin de prévoir les concentrations futures de CO₂ dans l'atmosphère. Les modèles à boîtes globaux les plus courants sont comparés du point de vue quantitatif dans Harvey (1989). Étant donné que la biosphère terrestre est représentée de manière globale dans les MCS utilisés dans le Rapport du GTI, il n'est pas possible de simuler des réponses séparées dans différentes zones latitudinales (p. ex. libération nette de carbone par modification des températures aux hautes latitudes, absorption nette de carbone dans les régions tropicales attribuable à l'effet fertilisant du CO₂), comme dans les modèles à représentations régionales (van Minnen *et al.*, 1996). On ne peut simuler qu'une réponse moyenne à l'échelle du globe. Comme les réponses régionales varient de façon non linéaire en fonction de la température et des concentrations de CO₂ dans l'atmosphère, l'emploi de modèles globaux introduit forcément des erreurs.

Le rôle joué par la biosphère terrestre dans le changement climatique mondial a été simulé à l'aide de modèles relativement simples de la végétation utilisant une grille mondiale dotée d'une résolution allant jusqu'à 0,5° en latitude et en longitude (Rapport du GTI : section 9.4). Les modèles à points de grille simulent la distribution de la végétation potentielle et non celle de la végétation réelle; pour simuler cette dernière, il faut tenir compte des perturbations anthropiques et des propriétés des sols. On s'est servi de ces modèles pour évaluer les impacts, sur la productivité nette des écosystèmes, de l'augmentation des concentrations de CO₂ dans l'atmosphère (qui tend à stimuler la photosynthèse et à améliorer l'efficacité de l'utilisation de l'eau par les végétaux) et de l'élévation des températures (qui peut accroître ou réduire la photosynthèse et accélérer les processus de décomposition)³. Ces modèles différencient, au moins, la biomasse sur pied des matières organiques du sol. Les variantes les plus perfectionnées suivent les flux de carbone et d'azote (considéré comme le nutriment de limitation) et comprennent les rétroactions entre l'azote et les taux de photosynthèse et de décomposition du carbone au sol (p. ex. Rastetter *et al.*, 1991, 1992; Melillo *et al.*, 1993).

On a employé des modèles à points de grille de la biosphère terrestre pour évaluer l'effet des variations hypothétiques (ou déterminées par le MCG) de la température ou de la concentration de CO₂ dans l'atmosphère sur le flux net de CO₂ biosphère-atmosphère. Mais il est généralement impossible de modifier le type d'écosystème à un point de grille donné selon le changement climatique. On est en train de mettre au point et de tester des modèles d'écosystèmes plus complexes qui relient des modèles de biome (prévoyant l'évolution des types d'écosystème) à des modèles écophysiologicals (prévoyant les flux de carbone) (Rapport du GTI : section 9.4). Les simulations effectuées avec ces modèles et d'anciens modèles montrent l'importance potentielle des rétroactions liées au cycle des substances nutritives et indiquent la grandeur éventuelle des changements, induits par le climat, dans les flux de CO₂ biosphère terrestre-atmosphère. Toutefois, les modèles individuels présentent des réponses

³ L'effet stimulant de l'augmentation des concentrations de CO₂ dans l'atmosphère sur la photosynthèse est appelé «effet fertilisant du dioxyde de carbone» et est décrit dans l'encadré.

Réaction des écosystèmes à l'évolution des concentrations de CO₂ dans l'atmosphère et aux changements climatiques

Les végétaux des écosystèmes terrestres jouent un rôle central dans le cycle terrestre du carbone, en absorbant, au cours de la photosynthèse, le CO₂ contenu dans l'atmosphère et en stockant le carbone sous forme de biomasse. Le rendement photosynthétique dépend du type de végétal, des concentrations de CO₂ ambiant et de la température ainsi que de la teneur en éléments nutritifs et en humidité. Des niveaux plus élevés de CO₂ ambiant pourraient activer la croissance des végétaux grâce à l'effet fertilisant du CO₂ et à une meilleure utilisation de l'eau. La réaction des végétaux à des concentrations plus élevées de CO₂ dans l'atmosphère est fonction, en partie, de la voie de photosynthèse, c'est-à-dire du type (C₃ ou C₄) de végétal — voir le Rapport du GTI : Section 9.2). D'où d'importantes différences selon les régions quant à la réaction des végétaux à des concentrations plus élevées de CO₂. Les changements climatiques influent par ailleurs sur la croissance des végétaux de plusieurs manières. Une température plus élevée peut soit augmenter, soit diminuer le rendement photosynthétique, mais aura tendance à accroître le rythme de la respiration des végétaux, processus par le biais duquel le carbone est restitué à l'atmosphère. La décomposition de la biomasse morte (surtout dans les sols) libère également du CO₂ dans l'atmosphère; ce processus de respiration du sol est fonction du type de sol, de sa température, de son humidité et de sa teneur en éléments nutritifs. Les modifications des concentrations de CO₂ ambiant et les changements climatiques influent donc sur la productivité des écosystèmes d'une manière très complexe et non linéaire. De tels processus écophysologiques sont examinés en détail dans les rapports du GTI (chapitre 9) et du GTII (chapitre A).

D'autres modifications de la productivité des écosystèmes sont provoquées par les changements intervenant dans l'utilisation des sols, la fertilisation par l'azote provenant des engrais ou de l'air pollué et l'irrigation. Toutefois, la plupart des modèles climatiques simples ne prennent généralement en considération que le déboisement, manifestation la plus évidente des changements intervenus dans l'utilisation des sols, qui ont conduit à des modifications importantes et immédiates du stockage du carbone à l'échelle planétaire.

Dans les modèles climatiques simples utilisés pour calculer la réaction de la biosphère terrestre aux modifications des concentrations de CO₂ dans l'atmosphère et à l'évolution du climat, l'accent est mis principalement sur le renforcement de la croissance des végétaux sous l'effet des modifications des conditions ambiantes. Les paramétrages utilisés sont fondés en grande partie sur des essais en serre de courte durée effectués dans des conditions idéales et portant sur des espèces végétales réagissant rapidement, et ils ne tiennent pas compte des effets non linéaires et interactifs complexes, des rétroactions systémiques et des modifications intervenant dans l'utilisation des sols. Les simulations à l'aide de tels modèles donnent à penser que dans les conditions futures, la biosphère absorbera plus de carbone. En réalité, la réaction des écosystèmes pourrait cependant être très différente. Du fait de la complexité et de l'hétérogénéité des écosystèmes terrestres et de leur réaction, il est donc difficile et dangereux de procéder, à partir des conditions actuelles, à des extrapolations portant sur un futur lointain.

très différentes (VEMAP members, 1995). Comme dans le cas des modèles de la composante océanique du cycle du carbone, ces simulations devraient être menées de manière interactive avec des MCGAO couplés. Par ailleurs, ces modèles n'ont pas encore été combinés à des MCGO d'absorption du carbone par les océans.

Des modèles assez détaillés de la biosphère marine comprenant un certain nombre d'espèces et d'interactions ont également été mis au point et appliqués à des sites ou des régions spécifiques (p. ex. Gregg et Walsh, 1992; Sarmiento *et al.*, 1993; Antoine et Morel, 1995).

3.3 Modèles de réactions chimiques et d'aérosols atmosphériques

La chimie de l'atmosphère joue un rôle central dans la quantité et la répartition de l'ozone dans l'atmosphère car les réactions chimiques sont responsables de la production et de l'élimination de ce gaz. Les réactions chimiques dominantes et les sensibilités varient beaucoup selon qu'il s'agit de la stratosphère ou de la troposphère. Ces processus ne peuvent être adéquatement modélisés qu'à l'aide de modèles atmosphériques tridimensionnels, dans le cas de la troposphère, ou de modèles bidimensionnels (latitude-hauteur) pour la stratosphère. La chimie atmosphérique contribue également de manière importante à l'élimination du CH₄ de l'atmosphère et, à un moindre degré, des autres gaz à effet de serre, à l'exception du H₂O et du CO₂. Pour ce qui est du CH₄, tout changement de

concentration influe sur son propre taux d'élimination et, par conséquent, sur les variations ultérieures de sa concentration. Pour bien simuler les modifications du taux d'élimination du CH₄, il faut spécifier les concentrations d'autres espèces réactives, notamment les oxydes d'azote (NO_x), l'oxyde de carbone (CO) et les composés organiques volatils (COV) et employer un modèle ayant une résolution latitudinale et verticale. On a toutefois mis au point des modèles simples à moyennes mondiales des interactions chimie-climat. Ces modèles représentent le cycle CH₄-CO-OH global en tenant compte des effets du caractère hétérogène des processus chimiques et de transport et fournissent des évaluations des variations moyennes, à l'échelle mondiale ou hémisphérique, de la chimie de l'atmosphère terrestre. Certains d'entre eux simulent également les concentrations d'halocarbures et les concentrations résultantes de chlore dans l'atmosphère, de même que les effets radiatifs dus aux halocarbures (Prather *et al.*, 1992). Une approche encore plus simple consiste à représenter l'atmosphère par une boîte homogène mais à considérer aussi les effets des réactions chimiques atmosphériques en associant la durée de vie du CH₄ à sa propre concentration, d'une manière qui imite en gros le comportement des modèles à résolution spatiale explicite ou des modèles à moyennes mondiales dont il est question plus haut.

Les réactions chimiques sont également déterminantes pour la répartition et les propriétés radiatives des aérosols, même si elles ne sont qu'un des facteurs nécessaires pour simuler les effets des aérosols sur le climat. Les principaux processus devant être

représentés sont les émissions d'aérosols ou de précurseurs d'aérosols, les transports, les mélanges et les transformations chimiques et physiques dans l'atmosphère et enfin les processus d'élimination (dépôts secs, lessivage par la pluie). Etant donné qu'une partie de l'effet des aérosols sur le climat provient de leur rôle de noyau de condensation de nuages (menant au lessivage), il est également important de pouvoir représenter la relation entre les variations de l'apport de masse d'aérosols dans l'atmosphère et les propriétés radiatives des nuages. Le passage des émissions d'aérosols aux propriétés des nuages comprend toutefois plusieurs étapes mal comprises et comporte de grandes incertitudes.

La chimie de l'ozone et du méthane atmosphériques est en train d'être intégrée aux MCGA utilisés pour la simulation du climat. On a entré dans ces modèles la répartition géographique des émissions d'aérosols sulfurés, données qui ont été combinées à des représentations des processus chimiques et physiques des aérosols pour calculer la distribution géographique de la masse d'aérosols sulfurés et les effets directs (sans nuage) sur le forçage radiatif. Les modèles simples ont, d'autre part, servi à évaluer les effets directs et indirects des aérosols d'origine industrielle et provenant de la biomasse.

3.4 Modèles des inlandsis

On a élaboré et utilisé des modèles bidimensionnels et tridimensionnels haute résolution (grille horizontale 20 x 20 km) des inlandsis polaires afin d'évaluer les impacts sur le niveau moyen mondial de la mer de divers scénarios idéalisés concernant les variations de température et de précipitation au-dessus des inlandsis (Huybrechts et Oerlemans, 1990; Huybrechts *et al.*, 1991). Les sorties de MCGA ont récemment été employées pour établir un modèle tridimensionnel de l'inlandsis de l'est de l'Antarctique (Verbitsky et Saltzman, 1995), mais celui-ci n'a pas encore servi à estimer le rôle joué par les modifications des glaciers de montagne dans l'élévation future du niveau de la mer. On peut avoir recours aux résultats des modèles d'inlandsis haute résolution pour élaborer des relations simples dans lesquelles l'apport des modifications de l'inlandsis à l'élévation du niveau de la mer est mis à la même échelle que les variations de la température mondiale.

3.5 Calcul de l'élévation du niveau de la mer

L'élévation du niveau de la mer est une donnée importante fournie par les modèles du climat, des glaciers et des inlandsis. Elle diffère des autres données obtenues au moyen de modèles du système climatique en ce qu'elle n'est associée à aucune rétroaction. L'élévation du niveau de la mer ne jouera donc aucun rôle dans les changements climatiques subséquents. En outre, l'énergie en jeu dans la fonte des inlandsis antarctique et groenlandais et les effets albédo attribuables à la réduction de leur superficie sont minimales par rapport aux forçages. Il importe peu que l'élévation du niveau de la mer soit calculée pendant l'exécution des modèles climatiques ou séparément à partir des résultats fournis par ces modèles. Ses composantes sont les suivantes : a) dilatation thermique des océans, obtenue à partir du

réchauffement océanique calculé par un modèle climatique couplé atmosphère-océan, b) apports des glaciers de montagne et des calottes glaciaires et c) contribution des inlandsis groenlandais et antarctique (Rapport du GTI, chapitre 7). Les deux dernières composantes se fondent sur les variations de température à moyenne mondiale ou à distribution régionale fournies par des modèles climatiques couplés atmosphère-océan et utilisées dans des modèles des glaciers/calottes glaciaires et des inlandsis.

3.6 Utilisation des modèles simples et complexes

Comme nous l'avons signalé plus haut, il existe une vaste gamme de modèles couvrant la plupart des composantes du système climatique. Dans le reste du document technique, nous emploierons l'expression «modèle climatique simple» (MCS) pour désigner principalement le modèle climatique remontée-diffusion et le modèle océanique du cycle du carbone, car ceux-ci ont été beaucoup appliqués dans le Rapport du GTI pour le calcul des concentrations de CO₂, des variations de température et de l'élévation du niveau de la mer. Nous appellerons «modèles complexes», les modèles de la circulation générale de l'atmosphère et des océans, qu'ils soient exécutés de manière autonome ou couplée. En réalité, les modèles du système climatique varient de façon continue sur le plan de la complexité et de la représentativité. La figure 3 compare les modèles décrits plus haut selon ces deux critères (Les modèles d'évaluation intégrés, qui apparaissent également à la figure 3, sont examinés dans la section 3.6.3). Par complexité, nous entendons le degré de détail avec lequel les différentes composantes sont considérées, alors que la représentativité indique le nombre de composantes inclus.

Soulignons qu'il existe des modèles plus complexes que ceux dont il a été question jusqu'ici dans ce document. On a mis au point, par exemple, des modèles de nuages à très haute résolution présentant

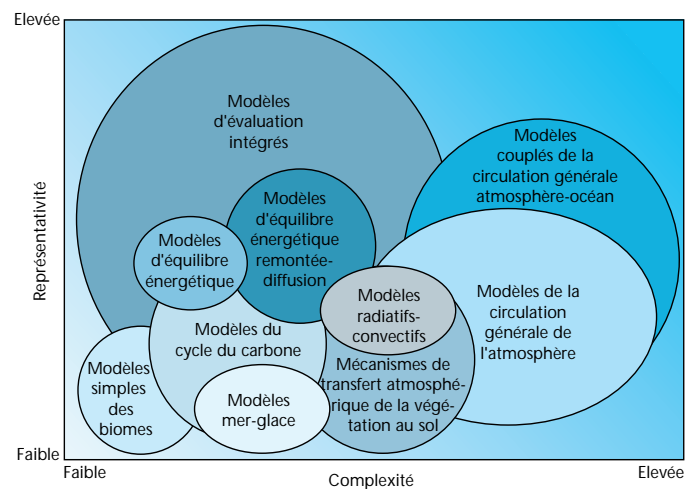


Figure 3. Comparaison de différents modèles climatiques et de leurs composantes du point de vue de la représentativité (axe vertical) et de la complexité (axe horizontal). La représentativité concerne le nombre de composantes ou de processus inclus dans le modèle, alors que la complexité rend compte du degré de détail avec lequel ces composantes sont considérées.

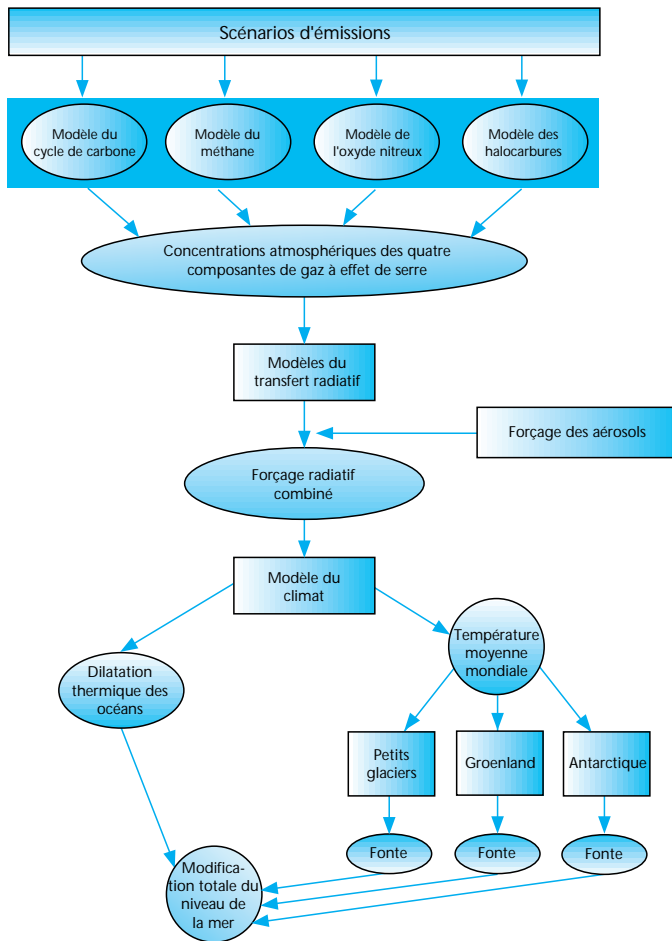


Figure 4. Etapes de l'évaluation intégrée des modifications des concentrations des gaz à effet de serre et des aérosols, du changement climatique et de l'élévation du niveau de la mer, à l'aide de modèles climatiques simples.

une maille de grille de l'ordre des dizaines de mètres et couvrant quelques dizaines de kilomètres carrés, mais même ceux-ci renferment des approximations des processus microphysiques. Par ailleurs, des modèles très détaillés de la photosynthèse et de la respiration des végétaux ont été élaborés et étalonnés en fonction de mesures effectuées directement sur des feuilles. Ainsi, même les modèles les plus complexes servant à simuler les changements climatiques mondiaux sont simplifiés sous plusieurs aspects déterminants et nécessitent l'incorporation de paramétrisations de processus qu'ils ne peuvent représenter explicitement.

Les caractéristiques communes essentielles des modèles utilisés pour la prévision climatique dans le Rapport du GTI sont l'aptitude à calculer la réponse de la température en surface au forçage radiatif et la capacité de rendre compte de l'effet déterminant des océans sur la vitesse du changement climatique. Ce qui distingue principalement les modèles simples des modèles complexes est le degré de simplification, ou niveau d'introduction de la paramétrisation. On s'est servi de modèles simples reliés pour obtenir des projections des concentrations, des changements climatiques et de l'élévation du niveau de la mer, à partir des émissions de groupes de gaz. La figure 4 illustre la structure de ces calculs effectués à l'aide de MCS, comme dans le Rapport du GTI et le document technique III du GIEC sur la stabilisation des gaz atmosphériques à effet de serre.

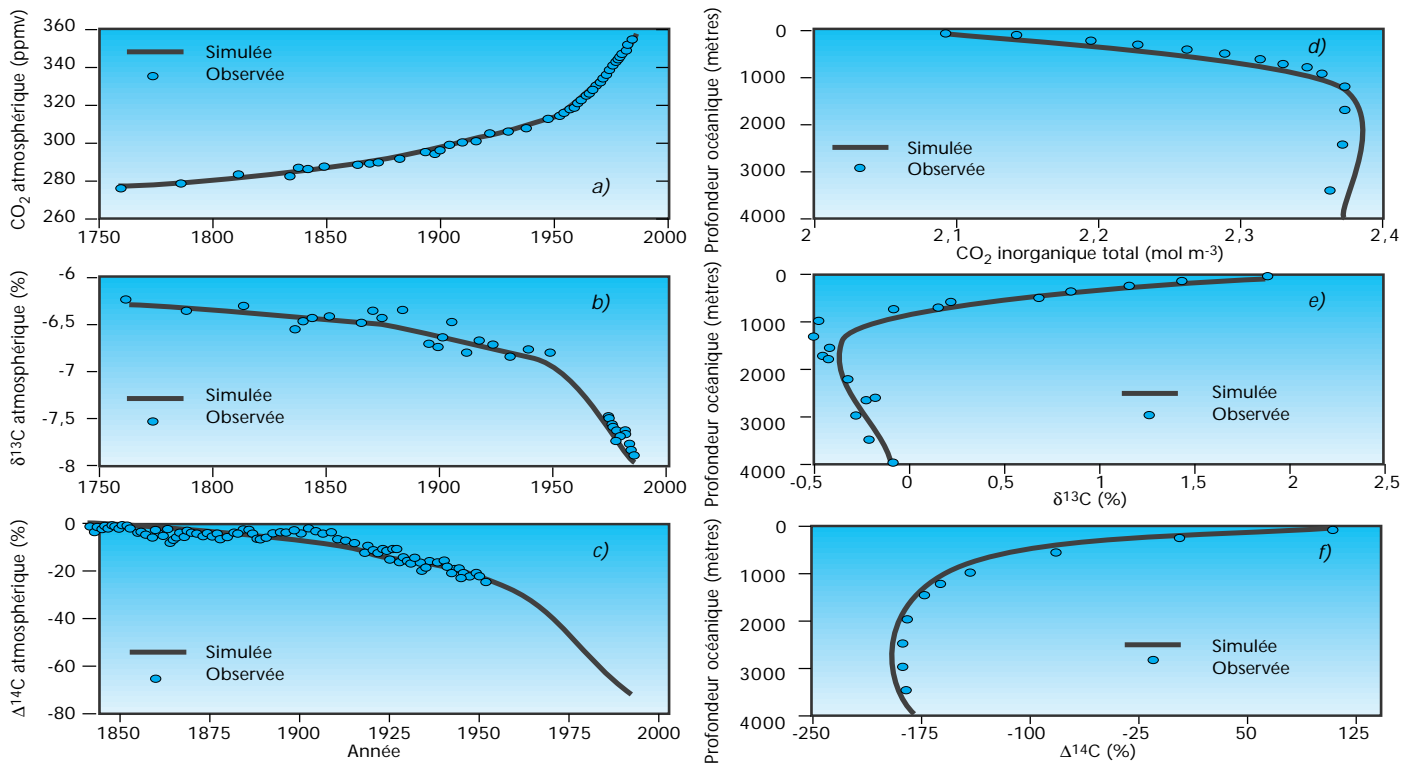


Figure 5. Comparaison des variations passées observées et simulées de a) concentration de CO₂ dans l'atmosphère; de b) δ¹³C atmosphérique (mesure du rapport ¹³C/rapport total C); de c) Δ¹⁴C atmosphérique (mesure du rapport ¹⁴C/rapport total C); et comparaison des profils verticaux observés et simulés; de d) carbone dissous total; de e) δ¹³C, et de f) Δ¹⁴C, selon le modèle du cycle du carbone de Jain, *et al.* (1995).

Un critère d'évaluation déterminant pour tout modèle est sa capacité à reproduire les observations à l'échelle de sa propre résolution. Etant donné que le même océan mondial est en cause dans l'absorption du CO₂ anthropique et de la chaleur, un modèle correctement conçu devrait être en mesure de simuler à la fois les variations pré-industrielles (essentiellement stables) des profils de la température et du carbone en fonction de la profondeur de l'océan, et l'évolution observée (dans le temps) de la température, de la concentration de CO₂ et du rapport isotopique du carbone dans l'atmosphère. La figure 5 illustre l'aptitude du modèle unidimensionnel de Jain *et al.* (1995) à simuler à la fois les profils verticaux observés du carbone total et des isotopes de carbone dans l'océan et les variations mesurées de la concentration de CO₂ et des quantités de ¹³C et ¹⁴C, de la révolution industrielle à l'époque actuelle⁴. En dépit de la concordance qui apparaît à la figure 5, les principales incertitudes touchant le cycle du carbone demeurent et il existe un risque d'erreur significative dans les projections futures de l'accumulation de CO₂.

⁴Pour que la présentation des résultats soit la plus claire possible, on n'a pas inclus ici les effets des essais nucléaires (qui ont introduit de grandes quantités de ¹⁴C dans la stratosphère). Les modèles du cycle global sont toutefois en mesure de simuler l'absorption océanique observée de ¹⁴C après un essai nucléaire, comme on peut le voir, par exemple, dans Jain *et al.* (1995).

3.6.1 Comparaison des modèles simples et complexes

Les modèles simples et complexes jouent chacun un rôle important mais différent dans la prévision des changements climatiques imputables aux activités humaines. Le tableau récapitule ce qui distingue essentiellement ces modèles.

Les processus clés qui déterminent la sensibilité du climat et les rétroactions à long terme liées aux biosphères terrestre et marine dépendent de processus hétérogènes et distribués à l'échelle régionale et nécessitent des modèles tridimensionnels pour être bien

Ce tableau établit une comparaison des modèles simples et complexes en fonction de leurs applications. Voir le corps du texte pour obtenir des renseignements supplémentaires et des éclaircissements.

Modèles simples	Modèles complexes
Produisent généralement des données moyennées à l'échelle des zones ou du globe, concernant uniquement les températures et les variations de température, et non d'autres variables comme les précipitations.	Simulent les variations géographiques passées et présentes de la température ainsi que d'autres variables climatiques comme les précipitations, l'évaporation, l'humidité du sol, la nébulosité et les vents; fournissent des données crédibles à l'échelle continentale sur l'évolution d'au moins quelques-unes de ces variables.
Ne peuvent simuler les modifications possibles de la variabilité climatique car les résultats ne comprennent que le signal du changement climatique.	Peuvent simuler les changements dans d'importants modes de la variabilité interannuelle (p. ex. <i>El Niño</i>) et dans les moyennes.
Les effets des processus physiques sont évalués à partir de calculs moyennés à l'échelle des zones ou du globe, avec une faible résolution temporelle.	De nombreux processus physiques sont directement simulés, ce qui nécessite le recours à un pas de temps court mais permet la résolution du cycle diurne.
La sensibilité climatique et d'autres propriétés de sous-systèmes doivent être spécifiées en fonction des résultats des modèles complexes ou des observations. Ces propriétés peuvent être facilement modifiées pour les essais de sensibilité.	La sensibilité climatique et d'autres propriétés de sous-systèmes sont calculées à partir de lois physiques et de paramétrisations à une échelle inférieure à la maille des grilles.
Suffisamment rapides pour permettre la simulation de scénarios multiples et l'exécution des modèles avec un large éventail de valeurs de paramètres. Peuvent être initialisés à l'état d'équilibre sans trop de calculs.	Le temps d'exécution limite beaucoup le nombre de cas pouvant être étudiés et la capacité d'initialisation à l'état d'équilibre.
Utiles pour les études de sensibilité intégrant les interactions entre les composantes du système climatique à grande échelle.	Utiles pour étudier les processus fondamentaux pouvant être représentés par les modèles.
Analyse facile en raison du nombre relativement restreint de processus. L'interprétation des résultats des modèles simples peuvent donner des renseignements sur le comportement des modèles plus complexes.	Le comportement des modèles est le résultat de l'interaction de nombreux processus, comme dans la réalité. Les études réalisées à l'aide de modèles complexes déterminent les processus à inclure dans les modèles simples et, dans certains cas, la façon de les paramétrer.
Les modèles unidimensionnels ne peuvent simuler les surprises climatiques, notamment les variations soudaines de la circulation océanique, alors que les modèles océaniques bidimensionnels peuvent fournir quelques données sur ces changements.	Les MCGAO peuvent simuler les modifications importantes de la circulation générale, mais les résultats sont peu fiables pour ce qui est du moment et de la nature des changements.

simulés. On a également besoin de modèles complexes pour simuler les changements climatiques régionaux et la variabilité à court terme; il est ainsi possible d'identifier les processus qui doivent être inclus dans les modèles simples (c'est-à-dire ceux dans lesquels les effets de la variabilité à petite échelle ne peuvent se rendre par une moyenne) et d'étudier les processus physiques fondamentaux qui peuvent être représentés au moyen d'un modèle tridimensionnel à l'échelle du globe, mais non à l'aide de modèles simples (comme le rôle joué par la convection océanique localisée dans la circulation océanique à grande échelle ou l'interaction entre les vents et la structure thermique à grande échelle de l'atmosphère). Les modèles complexes fournissent des scénarios concernant l'évolution temporelle des changements climatiques régionaux, ainsi que la configuration diurne et saisonnière des changements climatiques et les modifications des extrêmes et de la variabilité à de nombreuses échelles temporelles. On peut donc les utiliser pour interpréter les changements climatiques observés sur le plan régional. Ces modèles sont toutefois lourds à exécuter, sont parfois difficiles à comprendre et nécessitent des données haute résolution, qui sont dans certains cas inexistantes. Ils donnent des résultats qui varient fortement dans l'espace et dans le temps (phénomène que l'on appelle parfois «bruit»); cela complique leur analyse, comme c'est le cas pour le système climatique réel.

Les modèles simples ne représentent que les processus les plus critiques. Ils sont donc relativement faciles à comprendre et à exécuter, ce qui fait qu'il est possible d'effectuer des tests diagnostiques multiples. Ils servent surtout à explorer les aspects globaux. On a employé, par exemple, le modèle remontée-diffusion pour étudier le rôle joué par les océans dans le décalage de la réponse climatique à l'augmentation des concentrations de gaz à effet de serre ainsi que pour analyser les effets des rétroactions mélange océanique-climat sur la modification de la réponse transitoire (p. ex. Hoffert *et al.*, 1980; Harvey et Schneider, 1985; Morantine et Watts, 1990); ce modèle a aussi servi à déterminer l'importance de la variabilité naturelle dans les modifications observées de la température moyenne mondiale au cours du dernier siècle (Wigley et Raper, 1990; Schlesinger et Ramankutty, 1995), à établir les contraintes concernant l'ampleur de l'effet de refroidissement moyen mondial des aérosols (Wigley, 1989) et à évaluer l'influence relative des gaz à effet de serre, des aérosols et de la variabilité de l'activité solaire au niveau des fluctuations de la température moyenne mondiale depuis un siècle (Kelly et Wigley, 1992; Schlesinger et Ramankutty, 1992). La sensibilité du climat dans les modèles simples est un paramètre prescrit qui demeure constant pour une simulation donnée. Dans les modèles complexes, elle est déterminée par le calcul explicite des processus et par les paramétrisations à une échelle inférieure à la maille de la grille et varie librement en fonction de l'évolution du climat.

On peut restreindre les sous-composantes des modèles simples afin de reproduire le comportement global des sous-composantes des modèles complexes. Par exemple, la sensibilité climatique des modèles simples peut être rendue équivalente à celle de tout MCGA, en modifiant un seul paramètre, dont la valeur rend compte implicitement de l'effet moyen mondial net de tous les processus de rétroaction rapide qui influent sur la perte thermique

vers l'espace (on ne peut toutefois établir, a priori, ce que devrait être cette valeur). De même, il est possible de changer le coefficient de diffusion verticale et la vitesse de remontée des eaux pour que l'absorption océanique de la chaleur (et par le fait même l'élévation du niveau de la mer) corresponde fidèlement à celle de tout MCGO. Les modèles globaux de la biosphère peuvent être ajustés pour reproduire la sensibilité aux variations de température et de CO₂ dans l'atmosphère, obtenue avec les modèles à répartition régionale. Cela permet aux modèles simples d'émuler le comportement des modèles à résolution régionale plus détaillés.

Une autre conséquence des différentes caractéristiques des modèles simples et complexes sur le plan des calculs concerne l'initialisation. Idéalement, la simulation devrait commencer avec un climat stable (ou «équilibré»), de manière à ce que les changements obtenus soient uniquement dus aux perturbations appliquées. Toutefois, étant donné que l'initialisation d'un état stable nécessite une simulation sur des milliers d'années avec les MCGAO couplés, on a amorcé certaines expériences de forçage anthropique à l'aide de MCGAO sans avoir atteint cet équilibre. Dans ce cas, les projections de contrôle exemptes de forçage imposé donnent une variation ou une dérive lente du climat. Pour déterminer la composante anthropique du changement futur, on peut soustraire la variation de contrôle de celle due à la perturbation, en supposant que la dérive de la simulation avec perturbation est la même que celle de la simulation de contrôle et que le changement climatique et la dérive s'ajoutent de manière linéaire. Ce problème complique nettement la conception de l'expérience et pourrait influencer sur l'apparition de variations brusques de la circulation océanique. Les modèles unidimensionnels et bidimensionnels peuvent, quant à eux, toujours être bien stabilisés avant l'introduction des perturbations anthropiques en raison de leur vitesse de calcul. En réalité, le système atmosphère-océan est soumis à une variabilité naturelle qui empêche d'atteindre un équilibre parfait. L'ampleur de cette variabilité à l'échelle séculaire devrait être cependant beaucoup plus réduite que celle du changement climatique d'origine anthropique prévu le siècle prochain.

Les modèles unidimensionnels sont totalement incapables de prévoir les «surprises» climatiques attribuables, par exemple, à des variations importantes de la circulation océanique, même s'ils peuvent servir à évaluer les incidences de telles surprises. Les MCGAO complexes ont la capacité de prévoir les modifications significatives de la circulation océanique, mais ils donnent des résultats peu fiables. Les versions à plusieurs bassins des modèles océaniques bidimensionnels (Stocker et Wright, 1991), qui ont été étalonnées pour simuler le climat et la circulation océanique observés, peuvent également fournir des renseignements sur les conditions dans lesquelles peuvent survenir les variations importantes de la circulation océanique.

3.6.2 Limites des modèles biosphériques du point de vue des données

Les modèles de la biosphère terrestre détaillés sur le plan spatial dépendent beaucoup des jeux de données sur les caractéristiques

du couvert terrestre, de l'utilisation des terres, de la topographie, du climat et des sols. La qualité des jeux de données actuels est toutefois médiocre en raison de problèmes de classification, de disponibilité et de couverture spatio-temporelle (Rapport du GTII : section 2.5.3). La biosphère marine, qui possède, à certains égards, une hétérogénéité spatiale moins complexe que la biosphère terrestre, est plus simple à modéliser. Toutefois, les données disponibles dans ce domaine limitent l'emploi de modèles explicites sur la plan spatial et accroissent leur incertitude du point de vue des variables d'entrée, du réglage des paramètres et des résultats. Même si certains de ces modèles sont intégrés à des modèles climatiques (p. ex. Goldewijk *et al.*, 1994), ce sont encore surtout des outils de recherche qui servent à évaluer les réponses de la biosphère de manière plus complète. On emploie principalement des modèles globaux simples de la biosphère terrestre et marine pour l'analyse des différents scénarios relatifs à la biosphère. Ces modèles sont étalonnés à partir d'observations effectuées à l'échelle mondiale, mais ils ne peuvent simuler la réponse détaillée de la biosphère. A long terme, il faudra avoir recours à des modèles à résolution régionale.

3.6.3 Etablissement de stratégies

Les MCS conviennent parfaitement à l'étude des conséquences mondiales de différents scénarios d'émissions et à l'analyse des effets interactifs de certaines hypothèses concernant le comportement des composantes de sous-système. La sensibilité du climat et d'autres paramètres clés (comme les coefficients de mélange océanique, les rétroactions liées à la biosphère et les paramètres de fonte de la glace) peuvent être directement spécifiés, et de nombreux essais de sensibilité peuvent être effectués pour chacun des multiples scénarios d'émissions. C'est pourquoi on s'est beaucoup servi de modèles simples dans le Rapport du GTI pour étudier les impacts de scénarios d'émissions de CO₂ et d'autres gaz sur les modifications de la température moyenne mondiale en surface et sur l'élévation du niveau de la mer (Rapport du GTI : sections 6.3, 7.5.2 et 7.5.3).

On a également recouru à des modèles du climat et du cycle du carbone relativement simples comme composantes principales des modèles d'évaluation intégrés (MÉI). Ces modèles, fondés sur l'intégration de modèles qui simulent les processus les plus critiques du système climatique (émissions anthropiques, biosphère, océans et atmosphère), servent à étudier les incidences de divers scénarios d'émissions associés à des sources d'énergie de remplacement, à différentes modifications des modes d'utilisation des terres, à des mesures antipollution et à des stratégies démographiques. Même si la composante climatique des modèles est globale (p. ex. Wigley et Raper, 1995) ou zonale (comme dans de Haan *et al.*, 1994), ces derniers ont été reliés à un certain nombre de sous-modèles régionaux couvrant une vaste gamme d'activités humaines et d'impacts. L'un des MÉI les plus perfectionnés est le modèle IMAGE 2, qui est décrit dans Alcamo (1994). Il calcule les émissions de différents gaz à effet de serre issues de la consommation énergétique et de l'utilisation des terres; les concentrations atmosphériques en tenant compte des réactions chimiques dans l'atmosphère et de l'absorption de carbone par les océans et la biosphère; et enfin les modifications du climat et du niveau de la mer et les incidences sur les écosystèmes et l'agriculture. Ces calculs permettent d'établir de manière provisoire les facteurs déterminants (y compris les nouvelles stratégies), les changements climatiques et leurs effets. L'intérêt de ces modèles du point de vue des stratégies réside dans la représentativité des simulations de nombreuses composantes du système climatique (voir la figure 3).

L'utilisation des modèles simples, axés sur les changements à l'échelle de la planète, pour l'analyse des stratégies se fonde sur la notion selon laquelle les mesures de prévention des risques associés à l'évolution du climat, prises par une nation, pourraient être intégrées à une intervention collective face aux impacts et risques mondiaux, plutôt qu'à une stratégie régionale. Il faudra aussi avoir recours à des modèles régionaux, en conjonction avec des outils d'évaluation des incidences par secteur et par région, afin de traduire les changements à l'échelle du globe en impacts spécifiques et de déterminer ainsi les risques globaux liés à une ampleur et une répartition données des changements mondiaux.

4. MODÈLES CLIMATIQUES SIMPLES UTILISÉS DANS LE DEUXIÈME RAPPORT D'ÉVALUATION DU GIEC

Dans cette section, nous étudierons en détail les MCS, avec leurs modules et leurs hypothèses, employés dans le Rapport du GTI. Nous allons commencer par le calcul du forçage radiatif à partir de scénarios d'émissions, avant de poursuivre avec les projections relatives aux variations de la température moyenne mondiale et à l'élévation du niveau de la mer (voir la figure 4).

4.1 Composante biogéochimique d'un modèle climatique simple — Conversion des émissions en forçage radiatif

Les sous-sections suivantes décrivent les méthodes appliquées aux simulations effectuées à l'aide de MCS, dont il est question dans le Rapport du GTI, pour calculer les perturbations des concentrations de gaz à effet de serre (Rapport du GTI : sections 2.1 et 6.3) et les forçages radiatifs associés aux variations des quantités de gaz à effet de serre et d'aérosols (Rapport du GTI : section 6.3). Les appendices 1 et 2 récapitulent les relations quantitatives utilisées.

4.1.1 Gaz à concentration homogène et à durée de vie définie

Le taux d'élimination de l'oxyde nitreux et des halocarbures dans l'atmosphère est, en première approximation, linéairement proportionnel à la quantité de gaz présent. Cela signifie qu'une proportion fixe de cette quantité disparaît chaque année et que si, par exemple, la concentration double, le taux d'élimination de la masse double également. Ces gaz ont également une longue durée de vie dans l'atmosphère par rapport au temps nécessaire pour un mélange complet par le vent; leur concentration est donc

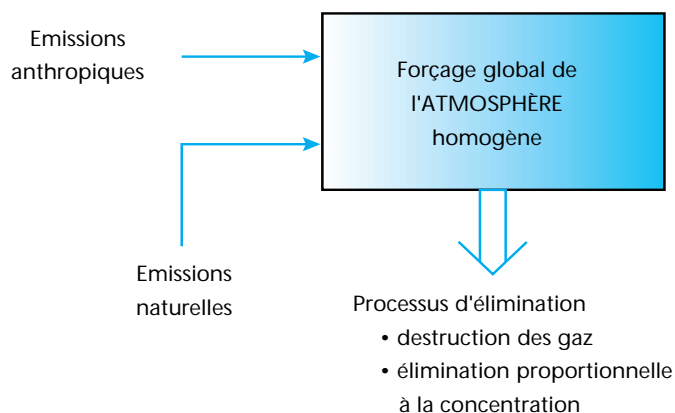


Figure 6. Schéma du traitement des gaz à concentration homogène (CH_4 , N_2O , halocarbures) par des modèles climatiques simples. Le taux d'élimination est proportionnel de manière linéaire à la concentration, dans le cas du N_2O et des halocarbures, mais varie de manière non linéaire en fonction de la concentration atmosphérique, pour ce qui est du CH_4 .

relativement uniforme. Il en résulte que l'atmosphère peut être considérée comme une boîte homogène. Le paramètre le plus important est la durée de vie moyenne d'une molécule de gaz dans l'atmosphère, τ , qui établit le lien entre la concentration et le taux d'élimination. La figure 6 illustre le traitement de ces gaz. Les valeurs numériques de τ adoptées dans le Rapport du GTI (section 6.3) sont récapitulées à l'appendice 1; étant donné que les principaux processus d'élimination pour la plupart des gaz sont liés à des réactions chimiques dans l'atmosphère, nous employons le terme τ_{atm} dans l'appendice 1.

Le cas du méthane (CH_4) est quelque peu plus complexe car τ dépend de la concentration elle-même. On peut toutefois encore représenter l'atmosphère comme une boîte uniforme et les variations de la concentration peuvent être calculées si la durée de vie du CH_4 est mise à jour pendant les calculs. Ainsi, la figure 6 peut être également appliquée au CH_4 en tenant compte du fait que sa durée de vie change en fonction de sa concentration et que le taux d'élimination varie de manière non linéaire en fonction de la concentration. Comme nous l'avons signalé dans la section 3.3, la relation entre la durée de vie du CH_4 et sa concentration dépend des concentrations des NO_x , du CO et des COV dans l'atmosphère, qui fluctuent fortement d'une région à l'autre. Les émissions de ces gaz peuvent également changer beaucoup dans le temps, mais pour les calculs des modifications du taux d'élimination du CH_4 dans le Rapport du GTI (section 6.3), on a supposé qu'elles étaient constantes. Cette rétroaction est fondée sur des calculs effectués à l'aide de modèles tridimensionnels, comme l'ont analysé Osborn et Wigley (1994). L'appendice 1 donne l'évaluation actuelle de la durée de vie du CH_4 .

Outre l'élimination par réactions chimiques dans l'atmosphère, le méthane est absorbé par les sols. Ce processus est également pris en compte dans les projections du Rapport du GTI (section 6.3) concernant la température moyenne à l'échelle du globe et le niveau de la mer. Si l'absorption par les sols était le seul responsable de l'élimination du méthane, la durée de vie de ce gaz dans l'atmosphère serait d'environ 150 ans. Cette valeur est désignée par τ_{sol} dans l'appendice 1.

4.1.2 Dioxyde de carbone

Contrairement aux gaz dont il a été question dans la section précédente, le CO_2 n'a pas de durée de vie bien définie. Cela est dû à la multiplicité et à la complexité des processus en jeu dans l'élimination du dioxyde de carbone atmosphérique (voir aussi section 3.2). La figure 7 illustre les composantes et les flux du cycle du carbone qui ont été intégrés aux modèles simples du cycle du carbone utilisés dans le Rapport du GTI (sections 2.1 et 6.3). Dans deux de ces modèles — ceux de Jain *et al.* (1995) et Siegenthaler et Joos (1992) — les processus de mélange vertical et de réactions chimiques océaniques sont explicitement

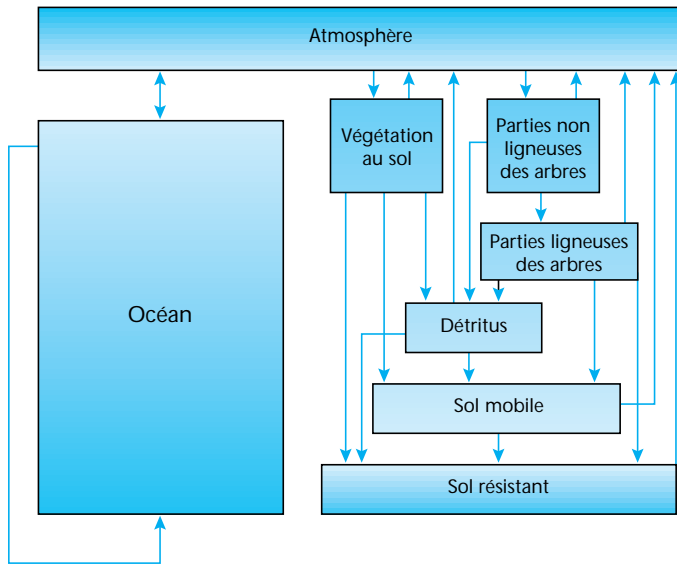


Figure 7. Composantes du cycle du carbone et flux de carbone généralement inclus dans les modèles simples. La composante océan peut être formulée comme un modèle remontée-diffusion ou représentée par une fonction mathématique (connue sous le nom d'intégrale de composition) pouvant servir à reproduire fidèlement le comportement d'autres modèles, notamment des MCGO, employés en tant que partie intégrante du cycle du carbone.

calculés au moyen du modèle unidimensionnel remontée-diffusion ou d'une de ses variantes. Dans le troisième modèle du Rapport du GTI — celui de Wigley (1991) — on a employé une représentation mathématique assez précise de l'absorption du carbone par un MCGO, dont s'était servi Harvey (1988) pour la première fois.

Lorsque l'on a recours à ces trois modèles du cycle du carbone en se basant sur les émissions de combustibles fossiles anthropiques, l'accumulation simulée de CO_2 atmosphérique depuis la révolution industrielle est proche des valeurs observées. Après avoir ajouté les émissions nettes dues au déboisement et au reboisement (estimées à $1,1 \pm 1,0$ GtC/an en moyenne au cours des années 1980; voir le Rapport du GTI : tableau 2.1), il faut trouver d'autres puits afin d'éviter un trop grand emmagasinement de CO_2 . Une façon de créer un puits, qui est aussi la méthode appliquée par le Groupe de travail I (sections 2.1 et 6.3), consiste à spécifier un effet fertilisant du CO_2 sur la biosphère terrestre. Plus les émissions passées attribuables à l'utilisation des terres sont importantes, plus l'effet fertilisant doit être marqué. Si cet effet est ensuite extrapolé dans l'avenir (pas nécessairement de manière linéaire), les concentrations futures de CO_2 seront d'autant plus faibles que les émissions passées et présentes dues à l'utilisation des terres sont élevées (en supposant la baisse de ces émissions). La validité à long terme de cette extrapolation est très incertaine (Rapport du GTI : sections 2.1.1 et 9.2.3.2; et Rapport du GTII : section A.2.3)

Comme le soulignent le Rapport du GTI (section 2.1) et le document GIEC94 (chapitre 1), il existe d'autres mécanismes, à part l'effet fertilisant du CO_2 , pouvant équilibrer le cycle du carbone quand des émissions nettes liées à l'utilisation des terres sont spécifiées. Par exemple, la fertilisation par l'azote (sous-produit

des émissions NO_x) d'une partie de la biosphère terrestre pourrait rendre compte d'une élimination supplémentaire de carbone de 0,2-1,0 GtC/an (Rapport du GTI : sections 2.1.1 et 9.2.3.4). Les changements climatiques survenus au cours des dernières décennies pourraient également avoir été à l'origine de l'absorption d'une quantité importante de carbone par la biosphère terrestre (Rapport du GTI : sections 2.1.1 et 9.2.3.1). Si ces mécanismes ont joué un rôle, l'effet fertilisant du CO_2 est plus faible; dans la mesure où ils ne s'intensifient pas aussi rapidement que ce dernier, l'extrapolation d'un effet fertilisant du CO_2 surévalué conduira à des projections trop réduites des concentrations de dioxyde de carbone dans l'atmosphère.

D'autres processus pouvant influencer sur les concentrations futures de CO_2 atmosphérique ont également été négligés dans les projections des valeurs moyennes mondiales de la température et du niveau de la mer (Rapport du GTI : section 6.3) et dans les calculs de la stabilisation du CO_2 (Rapport du GTI : section 2.1). On n'a notamment pas tenu compte du potentiel de respiration accélérée de la biomasse et du carbone au sol en raison du réchauffement de la planète (provoquant un dégagement potentiellement important de CO_2), de la libération de carbone dans l'atmosphère due au dépérissement terminal des forêts en cas de migration trop rapide des zones climatiques, ainsi que des incidences des modifications des températures et de la circulation océaniques sur l'absorption de CO_2 par les océans (menant soit à un rejet limité, soit à une absorption supplémentaire de CO_2). Tant que l'on ne connaîtra pas mieux l'importance relative des différents mécanismes d'absorption du CO_2 anthropique, il demeurera difficile de quantifier les incertitudes liées aux projections futures du CO_2 atmosphérique (voir le Rapport du GTI : chapitres 9 et 10 qui traitent des effets potentiels de ces processus sur le cycle du carbone).

4.1.3 Gaz non directement émis

L'ozone troposphérique est le produit indirect de réactions chimiques mettant en jeu le CH_4 , le CO, les NO_x et les COV, substances qui ont toutes des sources naturelles et anthropiques. Le calcul de l'accumulation d'ozone troposphérique nécessite l'exécution de modèles atmosphériques tridimensionnels réactions chimiques-transport. Etant donné que les relations entre le CO, les NO_x , les COV et l'accumulation de O_3 troposphérique sont incertaines et que la validité des modèles tridimensionnels actuels est discutable, seule l'augmentation de l'ozone troposphérique associée à l'accroissement des concentrations de CH_4 a été incluse dans les projections du Rapport du GTI (section 6.3) concernant la température moyenne mondiale et le niveau de la mer au-delà de 1990. On suppose que ce forçage est directement proportionnel à la hausse de la concentration du méthane, avec une valeur de $0,08 \text{ W m}^{-2}$ en 1990. On intègre également le forçage radiatif de l'ozone troposphérique lié aux émissions autres que celles de CH_4 jusqu'en 1990. Celui-ci est proportionnel aux émissions de combustibles fossiles et atteint une valeur de $0,32 \text{ W m}^{-2}$ vers 1990, avant de demeurer constant. L'incertitude entachant le forçage total attribuable aux variations de l'ozone troposphérique en 1990 est d'au moins ± 50 pour cent (voir GIEC94 : section 4.3.6).

Il existe toujours un problème avec les modèles stratosphériques, qui ne peuvent entièrement expliquer les pertes d'ozone stratosphérique observées. Dans les projections du Groupe de travail I relatives aux valeurs moyennes mondiales de la température et du niveau de la mer (section 6.3), la perte d'ozone stratosphérique varie en fonction de l'apport de chlore troposphérique (puissance 1,7), plus une charge de brome pondérée pour le moment, par rapport au chlore, par un facteur d'environ 40. Le forçage lié à la perte d'ozone stratosphérique est considéré comme directement proportionnel à la perte d'ozone, ce qui conduit à la relation entre le forçage et les apports de chlore et de brome donnée à l'appendice 2. Cette relation a été étalonnée en comparant le forçage moyen mondial calculé, imputable aux variations de l'ozone stratosphérique, aux calculs détaillés du transfert radiatif fondés sur la perte d'ozone observée au cours de la période 1979-1990 (Ramaswamy *et al.*, 1992). Le forçage direct total des halocarbures en 1990, calculé à l'aide de la formule de l'appendice 2, est de $0,27 \text{ W m}^{-2}$, et de $0,1 \text{ W m}^{-2}$ quand on tient compte de l'appauvrissement de la couche d'ozone stratosphérique. Le forçage des halocarbures pour 1990 a un degré d'incertitude relativement bas (± 20 pour cent), alors qu'il est d'au moins ± 50 pour cent dans le cas du forçage associé à la raréfaction de l'ozone stratosphérique (Rapport du GTI : sections 2.4.1.1 et 2.4.1.2). Les variations futures de l'ozone stratosphérique, obtenues avec la relation forçage-charge de chlore effective donnée à l'appendice 2, concordent très bien avec les résultats des modèles complexes.

4.1.4 Aérosols

La concentration moyenne mondiale de trois types d'aérosols a augmenté suffisamment, en raison des activités humaines, pour avoir des effets importants sur le climat : les aérosols sulfatés (SO_4), qui sont le produit de l'oxydation des précurseurs renfermant du soufre et qui sont émis lors de la combustion du charbon et du pétrole et de la fusion de certains métaux; les aérosols de suie (carbone noir), qui proviennent directement de la combustion du charbon, du pétrole et de la biomasse; et les aérosols organiques (sans les aérosols de suie), issus de la combustion de la biomasse et de la transformation chimique des COV (GIEC94 : chapitre 3). Les aérosols de poussières provenant des modifications de la surface terrestre peuvent également avoir des incidences climatiques notables (Rapport du GTI : sections 2.3 et 2.4).

Comme nous l'avons souligné dans la section 3.3, il n'est possible de simuler les processus déterminant la quantité, la répartition et les propriétés des aérosols dans l'atmosphère et de calculer le forçage moyen mondial, qu'à l'aide de MCGA tridimensionnels. Lorsque l'on a recours à des MCS, il faut donc se servir des résultats des MCGA pour établir un lien quantitatif direct entre les émissions et le forçage moyen mondiaux actuels. Etant donné que la charge d'aérosols atmosphériques répond de manière essentiellement instantanée aux modifications des émissions, spécifier un scénario d'émissions revient à spécifier un scénario de concentrations. Dans le Rapport du GTI (section 6.3), on suppose que la relation entre les émissions et la

charge d'aérosols atmosphériques est linéaire. Même si ce n'est pas totalement vrai, l'erreur ainsi introduite est noyée dans les incertitudes qui entachent le lien entre la charge d'aérosols atmosphériques et le forçage radiatif moyen mondial. En pratique, on ne calcule pas explicitement cette charge; les émissions mondiales sont plutôt directement associées au forçage moyen à l'échelle du globe à partir des résultats des MCGA (voir plus loin dans la section 4.1.5).

Dans le cas du soufre, le Rapport du GTI a retenu deux scénarios d'émissions (section 6.3) : l'un dans lequel les émissions anthropiques sont maintenues constantes au niveau de 1990, l'autre avec des émissions de SO_2 identiques à celles du scénario IS92a (IPCC 1992 : tableau A3.12). Dans ce dernier cas, les émissions anthropiques totales de soufre sont passées de 75 TgS en 1990 à 147 TgS en 2100. Les aérosols de poussières sont absents des projections du Rapport du GTI (section 6.3) relatives aux valeurs moyennes mondiales de la température et du niveau de la mer, alors que le forçage radiatif associé aux aérosols organiques provenant de la combustion de la biomasse est proportionnel au déboisement brut jusqu'en 1990 (date à laquelle le forçage est évalué à $-0,2 \text{ W m}^{-2}$), puis est maintenu constant.

4.1.5 Calcul du forçage radiatif à partir des concentrations

A partir des concentrations des gaz à effet de serre globalement homogènes, on peut calculer le forçage radiatif direct à l'aide de formules simples qui donnent des résultats correspondants à ceux obtenus avec les calculs détaillés du transfert radiatif. Dans le cas du CH_4 , il survient également des forçages indirects dus à la formation de vapeur d'eau stratosphérique provenant de l'oxydation du CH_4 et aux effets sur l'ozone troposphérique. Dans le Rapport du GTI (section 6.3), on suppose que le forçage de la vapeur d'eau stratosphérique varie directement en fonction du forçage du CH_4 et que le forçage de l'ozone troposphérique attribuable aux émissions de CH_4 varie de manière linéaire avec l'augmentation des concentrations de CH_4 (voir l'appendice 2).

Le forçage associé aux modifications de l'ozone stratosphérique et troposphérique varie beaucoup d'une région à l'autre, car ces modifications présentent elles-mêmes de fortes fluctuations régionales (GIEC94 : section 2.6; Rapport du GTI : section 2.2). Dans le Rapport du GTI (section 6.3), on considère que la réponse climatique moyenne à l'échelle du globe est proportionnelle au forçage moyen mondial, lui-même directement dépendant des fluctuations de la concentration moyenne mondiale. Comme le souligne le Rapport du GTI (section 2.2), les modifications de l'ozone stratosphérique provoquent une intensification des forçages radiatifs par des changements induits dans la chimie de la troposphère; ce forçage indirect pourrait correspondre à deux ou trois fois la valeur du forçage direct. Etant donné les incertitudes touchant l'ampleur de ces effets potentiels, ceux-ci sont absents des projections du Rapport du GTI concernant les valeurs moyennes mondiales de la température et du

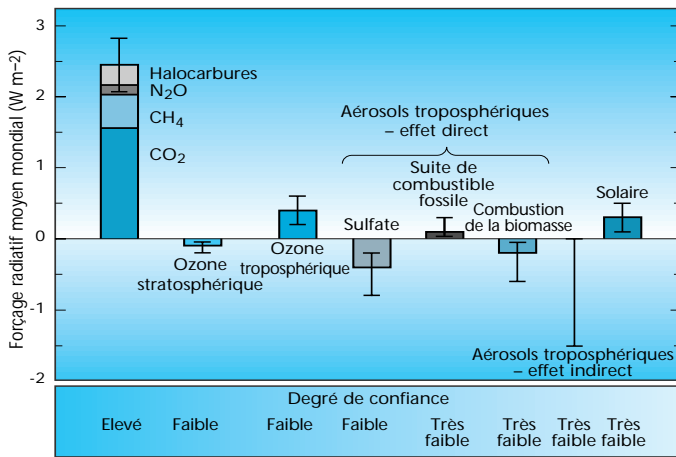


Figure 8. Evaluation du forçage radiatif moyen mondial ($W m^{-2}$), avec les degrés d'incertitude, lié aux variations des concentrations des gaz à effet de serre et des aérosols, de l'époque pré-industrielle à aujourd'hui (1992), et à l'évolution de la production solaire, de 1850 à l'époque actuelle. Tirée du Rapport du GTI (figure 2.16).

niveau de la mer. Comme cela a été dit dans la section 2.3.4, l'hypothèse selon laquelle la relation entre la réponse de la température moyenne mondiale et le forçage moyen mondial serait la même à la fois pour l'ozone et le dioxyde de carbone pourrait être un autre facteur d'erreur. Cette erreur est toutefois négligeable par rapport à la grande incertitude (facteur 2-3) entachant les forçages imputables aux modifications de l'ozone troposphérique et stratosphérique.

Comme nous l'avons vu dans la section 4.1.4, le forçage moyen mondial des aérosols dans les modèles du Rapport du GTI (section 6.3) se fonde sur le rapport entre les émissions globales et le forçage actuels, calculé à l'aide d'un MCGA pour un nombre limité de distributions d'aérosols. Les concentrations d'aérosols atmosphériques variant de façon directe et immédiate en fonction des émissions, on peut parler de relation implicite entre les concentrations et le forçage. On suppose que la composante directe du forçage fluctue de manière linéaire avec les concentrations, et donc avec les émissions, et que le forçage indirect augmente plus lentement que les émissions, selon nos connaissances sur les mécanismes physiques clés en jeu. Les forçages moyens mondiaux directs et indirects, attribuables aux aérosols sulfatés, sont très incertains (Rapport du GTI : sections 2.4.2 et 6.3.2); dans les projections du Rapport du GTI relatives aux valeurs moyennes mondiales de la température et du niveau de la mer, ces forçages sont évalués respectivement à $-0,3 W m^{-2}$ (incertitude de $-0,2$ à $-0,8 W m^{-2}$) et à $-0,8 W m^{-2}$ (incertitude de $0,0$ à $-1,5 W m^{-2}$), le forçage indirect variant en fonction du logarithme de la concentration et, donc, des émissions (appendice 3). Ainsi, à mesure que la charge d'aérosols sulfatés augmente, le forçage indirect diminue par rapport au forçage direct.

Pour avoir une idée de l'importance relative des différents forçages, on peut consulter la figure 8 qui présente les valeurs pour 1990, avec leur degré d'incertitude. Ces données sont tirées du Rapport du GTI (section 2.4).

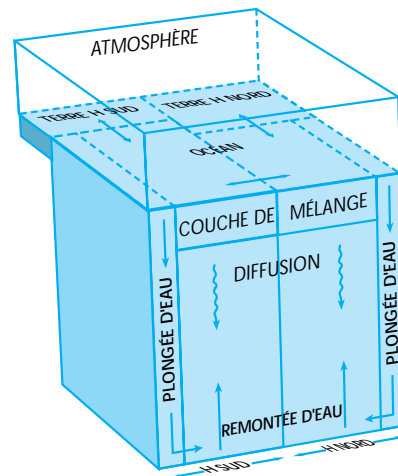


Figure 9. Illustration d'une variante du modèle unidimensionnel remontée-diffusion ayant, dans chaque hémisphère, des boîtes séparées pour la terre et la mer ainsi qu'une remontée et une plongée polaire distinctes. Elle a été employée dans le Rapport du GTI (sections 6.3 et 7.5.2).

4.2 Conversion du forçage radiatif en variations de la température moyenne mondiale

Après avoir établi un scénario du forçage radiatif moyen mondial, l'étape suivante consiste à calculer le changement climatique transitoire (à variation temporelle). Ce dernier dépend de la sensibilité climatique et du taux d'absorption de la chaleur par les océans. Pour les projections des modifications de la température moyenne (et du niveau de la mer) à l'échelle du globe découlant des scénarios d'émissions IS92 présentées dans le Rapport du GTI (sections 6.3 et 7.5.2), on a eu recours à une variante du modèle unidimensionnel remontée-diffusion (décrit dans la section 3.1). Cette variante comprend essentiellement deux modèles unidimensionnels remontée-diffusion associés — l'un pour l'hémisphère Nord (HN), l'autre pour l'hémisphère Sud (HS) — et différencie les continents de la mer. Elle est illustrée à la figure 9. La version originale est décrite dans Wigley et Raper (1993); elle a été modifiée dans le Rapport du GTI de manière à intégrer différentes sensibilités du climat pour les continents et les océans et un taux de remontée d'eau variable (voir Raper *et al.*, 1996 et le Rapport du GTI : section 6.3.1). Un certain nombre d'hypothèses de niveau de la mer ont également été présentées (Rapport du GTI : section 7.5.3) à partir du modèle océanique bidimensionnel couplé au modèle atmosphérique unidimensionnel de de Wolde (1995) et Bintanja (1995), dont il a été question dans la section 3.1.

Il existe quatre paramètres clés dans le modèle remontée-diffusion (et dans la variante apparaissant à la figure 9) : a) Le facteur d'amortissement radiatif infrarouge, qui régit les variations des émissions infrarouges vers l'espace en fonction de la température. Il comprend les effets des rétroactions liées à la vapeur d'eau, à la structure thermique de l'atmosphère et aux nuages, qui sont explicitement calculés par des modèles complexes. Etant donné que l'amortissement radiatif infrarouge vers l'espace est déterminant pour la sensibilité du climat, il est facile de modifier la

sensibilité du modèle — pour tenir compte des contraintes d'observation ou des résultats d'autres modèles — en changeant la valeur de ce facteur. *b*) L'intensité de la circulation thermohaline, qui comprend les plongées d'eau dans les régions polaires (à une température prescrite dans le modèle) et les remontées d'eau dans le reste de l'océan. *c*) L'intensité du mélange océanique vertical par tourbillons turbulents, représenté comme un processus de diffusion. *d*) Le rapport réchauffement dans les régions polaires (non intégré explicitement dans le modèle)/réchauffement moyen mondial de la couche de surface, qui détermine les modifications de la température de l'eau dans la composante plongée de la circulation thermohaline.

L'autre modèle du Rapport du GTI servant aux projections des changements climatiques (à part les MCGAO couplés) est le modèle climatique atmosphère-océan de de Wolde *et al.*, (1995) et Bintanja (1995). La partie océanique du modèle est un modèle bidimensionnel remontée-diffusion qui intègre la diffusion thermique verticale et le renversement thermohalin (comme dans le modèle unidimensionnel remontée-diffusion). Il présente une résolution horizontale et comprend des paramétrisations du transport thermique nord-sud, de même que des représentations simples de la glace de mer et de la couverture neigeuse. Le rapport réchauffement polaire/réchauffement moyen mondial en surface n'est pas directement spécifié dans ce modèle, mais il est déterminé par les variations du transport thermique nord-sud, de la répartition de la glace et de la neige et des flux thermiques verticaux. La sensibilité climatique n'est pas non plus directement prescrite mais découle de l'interaction entre un certain nombre de processus modélisés différents. Comme dans le modèle unidimensionnel remontée-diffusion, l'intensité du renversement thermohalin et la valeur du coefficient de diffusion verticale doivent être directement établies.

Le mélange diffusif produit un flux thermique descendant (de la surface chaude aux eaux froides sous-jacentes). Le renversement thermohalin génère, au contraire, un flux thermique ascendant car il permet la plongée des eaux polaires froides et la remontée des eaux moins froides ailleurs. On parle dans ce cas de flux thermique d'advection. A l'état d'équilibre, le flux thermique net entre la surface et les eaux profondes est nul (c'est-à-dire que les flux thermiques de diffusion et d'advection s'annulent complètement).

A mesure que la surface et l'atmosphère se réchauffent en réponse à une perturbation du réchauffement radiatif, le flux thermique de diffusion descendant augmente, ce qui tend à ralentir le réchauffement en surface. Le flux thermique d'advection ascendant peut augmenter ou diminuer pendant le réchauffement climatique, selon le taux de réchauffement de l'eau de plongée dans les régions polaires par rapport au réchauffement moyen mondial de la couche de surface et les modifications du flux de plongée/vitesse de remontée. Plus le réchauffement polaire spécifié (ou calculé) est important par rapport au réchauffement moyen, plus la réponse de la température moyenne en surface à une perturbation du réchauffement est lente. De

même, on peut imposer les variations de la vitesse de remontée en fonction du temps ou du réchauffement en surface dans les modèles unidimensionnels et bidimensionnels remontée-diffusion, à partir des variations de la remontée observées dans les expériences effectuées avec des MCGAO couplés. La réduction de la vitesse de remontée en réponse au réchauffement en surface tend à ralentir la réponse de la température en surface, en diminuant le flux thermique net vers la couche de surface. Inversement, l'intensification du renversement thermohalin accélère la réponse de la température en surface et peut même causer un dépassement provisoire de la réponse d'équilibre (voir Harvey et Schneider, 1985; et Harvey, 1994).

Une troisième rétroaction mineure qui peut être introduite dans les modèles unidimensionnels et bidimensionnels remontée-diffusion intervient entre le coefficient de diffusion verticale et le gradient vertical de température. On suppose qu'une augmentation du gradient de température (associée à une réchauffement initial plus élevé en surface) abaissera le coefficient de diffusion, ce qui permettra à son tour un réchauffement légèrement plus rapide de la surface. Cette rétroaction n'est toutefois pas incluse dans les projections du Rapport du GTI; on utilise plutôt un coefficient de diffusion constant dans le plan vertical et dans le temps.

Soulignons que ni la modification du rapport réchauffement polaire/réchauffement moyen en surface dans le modèle unidimensionnel remontée-diffusion et ni la rétroaction entre la température en surface et le renversement thermohalin, ou le coefficient de diffusion verticale, n'ont d'effet sur la réponse de la température en surface (à l'état d'équilibre) au changement du forçage externe⁵. Cela est dû au fait qu'à l'état d'équilibre, il n'y a pas de flux thermique net en direction ou en provenance des couches profondes et que la réponse de la température moyenne mondiale surface-atmosphère est régie par l'amortissement radiatif vers l'espace. Ces trois facteurs influent toutefois fortement sur la vitesse d'approche de l'état stable, comme nous l'avons souligné plus haut. De plus, chacun de ces facteurs joue un rôle important sur le plan de la température d'équilibre des couches océaniques profondes. Ainsi, plus le réchauffement des eaux polaires est élevé, plus le réchauffement moyen des couches profondes de l'océan est important. Une augmentation de l'intensité du renversement thermohalin produit un réchauffement réduit des couches profondes, alors qu'une baisse de cette intensité provoque un réchauffement plus marqué de ces couches. Enfin, une réduction du coefficient de diffusion verticale donne lieu à un réchauffement plus faible des couches profondes. Ces différents niveaux de réchauffement peuvent produire des écarts spectaculaires dans la composante dilatation

⁵ Dans le cas du modèle bidimensionnel remontée-diffusion, la réponse de la température moyenne mondiale dépendra légèrement de la variation imposée du renversement thermohalin, car ces changements modifieront le transport thermique nord-sud et provoqueront des fluctuations quelque peu différentes de la glace et de la couche neigeuse,

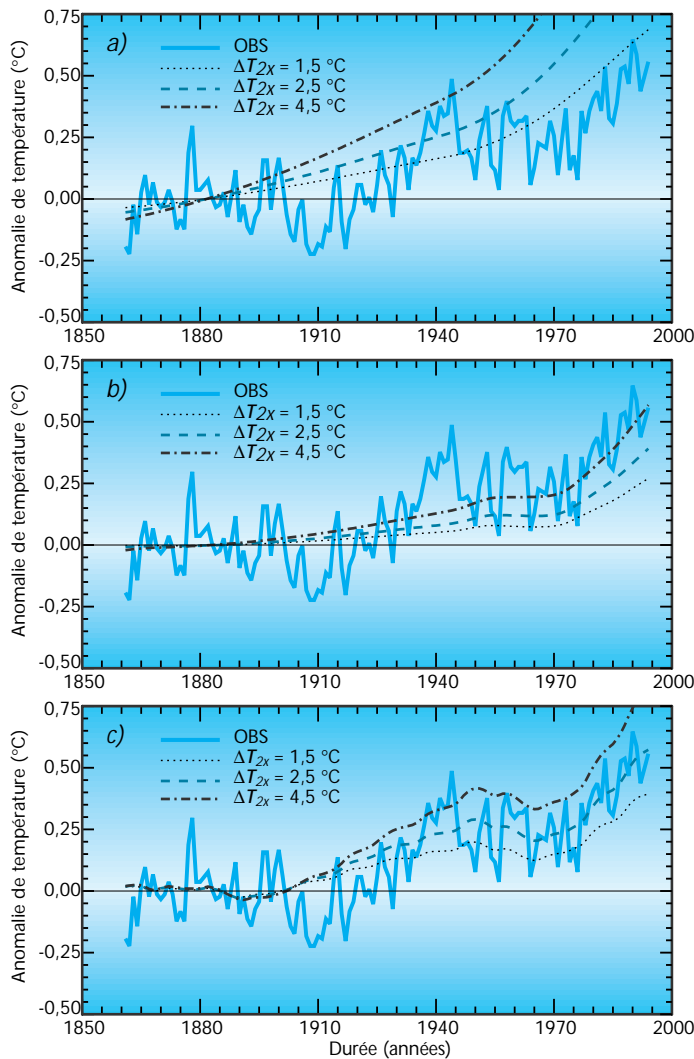


Figure 10. Variations observées de la température moyenne mondiale au cours de la période 1861-1994, comparées aux variations simulées à l'aide d'un modèle d'équilibre énergétique remontée-diffusion. Le modèle a d'abord été exécuté à partir d'un forçage attribuable : a) aux gaz à effet de serre seuls, b) aux gaz à effet de serre et aux aérosols et c) aux gaz à effet de serre, aux aérosols et à une évaluation des modifications de l'éclairement énergétique du Soleil. Le forçage moyen mondial dû aux gaz à effet de serre en 1990 a été de $2,3 \text{ Wm}^{-2}$, dans toutes les hypothèses, avec une incertitude de $2,0$ à $2,8 \text{ Wm}^{-2}$, celui dû aux aérosols de $-1,3 \text{ Wm}^{-2}$, avec une incertitude de $-0,2$ à $-2,3 \text{ Wm}^{-2}$, et le forçage solaire pour la période 1861-1990 de $0,4 \text{ Wm}^{-2}$, avec une incertitude de $0,1$ à $0,5 \text{ Wm}^{-2}$. Les sensibilités du climat étaient de $1,5$, $2,5$ et $4,5 \text{ °C}$. Tirée du Rapport du GTI (figure 8.4).

thermique de l'élévation moyenne mondiale du niveau de la mer associée à un réchauffement de surface donné (voir également la section 5).

On considère dans les deux modèles que la réponse de la température moyenne mondiale à une perturbation du forçage radiatif ne dépend que de la valeur moyenne mondiale de cette perturbation et que la sensibilité climatique demeure la même quelle que soit l'ampleur ou la direction du forçage radiatif.

Comme nous l'avons vu dans la section 2.3.4, on suppose que la sensibilité du climat varie peu, dans la plupart des cas, en fonction de l'ampleur, de la direction et de la nature du forçage, par rapport à l'incertitude touchant la sensibilité elle-même (facteur de trois).

Les deux plus importantes incertitudes associées aux projections de la modification future de la température moyenne à l'échelle du globe sont la sensibilité du climat et le forçage dû aux aérosols, qui compensent en partie le réchauffement imputable à l'augmentation des concentrations des gaz à effet de serre. Les figures 10a et b (Rapport du GTI : figure 8.4) illustrent l'incidence de différentes hypothèses concernant la sensibilité du climat et le forçage des aérosols, évaluée à l'aide d'un modèle unidimensionnel remontée-diffusion. La comparaison avec la figure 10c montre que la variabilité solaire peut être un autre facteur important dans les changements moyens mondiaux observés dans le passé; son intégration améliore la correspondance entre le modèle et les observations moyennes à l'échelle du globe. L'effet des incertitudes touchant la sensibilité climatique et le forçage des aérosols dans un contexte de changement climatique futur est illustré à la figure 11 pour le scénario des émissions moyen IS92a du GIEC (1992). La figure présente les variations de la température de 1990 à 2100, avec des sensibilités climatiques de $1,5$, $2,5$ et $4,5 \text{ °C}$, pour des valeurs variables d'aérosols (traits pleins) et des aérosols constants (lignes pointillées). La sensibilité moyenne donne un réchauffement de $2,0 \text{ °C}$ (aérosols variables) à $2,4 \text{ °C}$ (aérosols constants). L'éventail des valeurs de réchauffement lié aux incertitudes touchant la sensibilité du climat est étendu et les incertitudes concernant les aérosols sont plus importantes pour les sensibilités plus élevées.

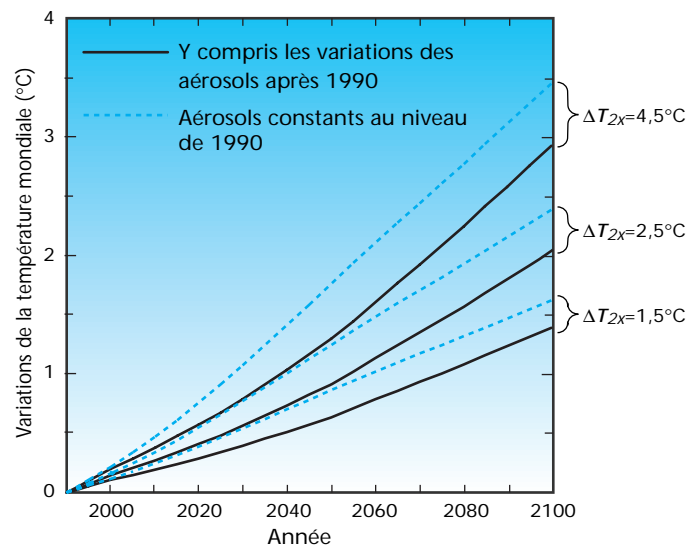


Figure 11. Variations de la température moyenne mondiale à partir de 1990, simulées par le modèle unidimensionnel remontée-diffusion (décrit dans la section 4.2) pour le scénario d'émissions IS92a, avec des sensibilités climatiques de $1,5$, $2,5$ et $4,5 \text{ °C}$ et des émissions d'aérosols en hausse (traits pleins) ou constantes après 1990 (pointillés). Tirée du Rapport du GTI (figure 6.20).

Cohérence entre les composantes réactions biogéochimiques et bilan énergétique dans les modèles

Un modèle idéal entièrement intégré devrait présenter, quel que soit son degré de complexité, des résultats sur le plan chimique (p. ex. CO₂) et climatique (p. ex. température, niveau de la mer) dérivés simultanément à partir des mêmes valeurs physiques. Au niveau des modèles simples, la cohérence entre les composantes du cycle du carbone et du bilan énergétique nécessite au moins l'emploi du même modèle océanique pour l'advection et la diffusion de la chaleur que celui pour l'advection et la diffusion du carbone dissous total et d'autres traceurs chimiques utilisés dans la partie océanique du cycle du carbone. Aucun des modèles du Rapport du GTI ne possède un tel niveau d'intégration. Par exemple, les résultats concernant les valeurs moyennes mondiales de la température et du niveau de la mer donnés dans le Rapport (sections 6.3, 7.5.2 et 7.5.3) proviennent de modèles du climat et du cycle du carbone séparés. L'intégration de ces deux composantes pourrait être importante lorsque l'intensité de la circulation thermohaline (c'est-à-dire le taux de remontée d'eau) varie fortement, car cela modifierait la réponse thermique et le taux d'absorption du carbone par les océans. Dans le Rapport du GTI, seul l'effet des variations de la remontée sur la réponse thermique est considéré. Toutefois, l'incidence de ces variations sur l'absorption du carbone pourrait être relativement réduite, selon les expériences effectuées avec des MCGO, dont les résultats ont été présentés par Bacastow et Maier-Reimer (1990).

4.3 Calcul des variations du niveau de la mer

Le réchauffement du climat est censé modifier le volume des océans sous l'effet de la dilatation thermique causée par le flux de chaleur dans les océans, de la fonte des glaciers et des calottes glaciaires et des variations du volume des inlandsis groenlandais et antarctique (voir la figure 4). Dans le Rapport du GTI (section 7.5.2), le premier ensemble de projections de l'élévation du niveau de la mer provient du modèle unidimensionnel remontée-diffusion, décrit dans la section 4.2 et servant à calculer la composante dilatation thermique de l'élévation du niveau de la mer. Les variations de la température moyenne mondiale de l'air en surface obtenues avec ce modèle ont permis d'établir un modèle simple des glaciers et des petites calottes glaciaires, qui tient compte de la distribution actuelle des altitudes et des caractéristiques des glaciers (Wigley et Raper, 1995). Plusieurs hypothèses concernant le lien entre les variations de la température moyenne à l'échelle du globe et les inlandsis groenlandais et antarctique ont été considérées. On a également produit une autre série de projections à l'aide du modèle bidimensionnel remontée-diffusion (également décrit dans la section 4.2), combiné à des calculs plus détaillés de la réponse des calottes glaciaires de l'Antarctique et du Groenland (Rapport du GTI : section 7.5.3). Les modifications du niveau de la mer obtenues dans les deux cas sont des valeurs moyennes mondiales; pour prévoir les variations régionales, il faut considérer les mouvements verticaux des masses terrestres et les

fluctuations des mouvements océaniques et des vents. On doit employer un MCGAO couplé, comme dans Gregory (1993), pour calculer ces deux derniers effets.

Les sous-sections suivantes décrivent brièvement les méthodes appliquées pour calculer les variations du niveau de la mer à l'aide des modèles unidimensionnels et bidimensionnels remontée-diffusion et des modèles des glaciers et des calottes glaciaires auxquels ils sont couplés.

4.3.1 Calculs à partir du modèle unidimensionnel remontée-diffusion

La composante dilatation thermique de l'élévation du niveau de la mer est calculée à partir de la variation du changement de la température moyenne mondiale de l'océan en fonction de la profondeur. Le paramètre de modèle le plus déterminant pour la dilatation thermique au cours du prochain siècle est la sensibilité du modèle climatique, qui influe fortement sur le flux thermique océanique. Le rapport réchauffement polaire/réchauffement moyen de la couche de surface et la fluctuation de l'intensité du renversement thermohalin jouent également beaucoup sur le plan de l'élévation du niveau de la mer, comme nous l'avons vu dans la section 4.2, en particulier sur des échelles plus longues. Pour ce qui est des calculs du modèle unidimensionnel présentés dans le Rapport du GTI, on a considéré que les régions polaires à l'origine des eaux de plongée augmentaient de 20 pour cent le réchauffement moyen mondial de la couche de surface et que le renversement thermohalin s'atténuait légèrement pendant le réchauffement climatique (comme dans les MCGAO couplés). La composante dilatation thermique de l'élévation du niveau de la mer, associée aux courbes de réponse de la température en surface pour des valeurs variables d'aérosols (figure 11) est de 20, 28 ou 40 cm, avec des sensibilités de 1,5, 2,5 ou 4,5 °C.

Pour le calcul de l'apport terrestre à l'élévation du niveau de la mer, on a divisé les masses de glace en trois groupes : les glaciers et les calottes glaciaires, l'inlandsis groenlandais et l'inlandsis antarctique.

Dans le cas des glaciers et des calottes glaciaires, on a utilisé un modèle simple qui met en relation le volume des glaciers et les changements de température (Wigley et Raper, 1995). Il existe trois paramètres importants dans ce modèle : *a*) le volume de glace mondiale initial (1880) évalué à 30 cm (équivalent en élévation du niveau de la mer); *b*) l'augmentation minimale de la température qui, si elle était maintenue, provoquerait la disparition d'un glacier donné; et *c*) le temps de réponse des glaciers. Etant donné qu'il existe une distribution de temps de réponse des glaciers et de réchauffements des températures critiques dans la nature, on postule, pour les calculs, une distribution d'augmentations de températures minimales pouvant être à l'origine de la disparition de glaciers et une distribution de temps de réponse des glaciers. A mesure que la température moyenne mondiale simulée s'élève, la fonte des glaciers augmente à l'intérieur de la distribution du modèle. Les fourchettes de temps de réponse des

glaciers et de réchauffements correspondant à la disparition des petits glaciers étant elles-mêmes incertaines, on a adopté des séries d'hypothèses différentes, énumérées à l'appendice 3. Les hypothèses considérées comme «élevées» prévoient une contribution relativement importante à l'élévation du niveau de la mer, alors que les hypothèses «faibles» donnent un apport relativement réduit.

Le volume initial des glaciers et des calottes glaciaires est important car il établit une limite supérieure pour l'élévation du niveau de la mer attribuable à cette source. La valeur exacte de ce paramètre est toutefois controversée; le tableau 7.1 du Rapport du GTI donne une valeur de 50 ± 10 cm. L'écart entre cette plage et la valeur adoptée pour les projections du niveau de la mer (30 cm) effectuées à l'aide de MCS reflète la difficulté d'évaluer ce paramètre. On a choisi les valeurs initiales de volume des glaces et d'autres paramètres de manière à ce qu'ils correspondent, en tant que valeurs moyennes, à l'évolution estimée de la contribution à l'élévation du niveau de la mer (1,6 cm) au cours de la période 1900-1961. Les évaluations de l'apport passé des glaciers et des calottes, qui se fondent sur des observations directes réalisées au cours du siècle dernier, présentent une incertitude correspondant à un facteur de deux. Plusieurs éléments expliquent cet état de fait : a) périodes d'analyse différentes; b) écarts dans l'évaluation des superficies totales des glaciers; c) manque de données climatiques sur les zones concernées; d) estimation approximative des rétroactions dynamiques et e) regel de l'eau de fonte et vèlage non considérés dans les calculs. La valeur moyenne de 1,6 cm d'équivalent en élévation du niveau de la mer, utilisée ici, pour la période 1900-1961, se situe dans les hypothèses basses des évaluations de 0,35 mm/an, avec une incertitude d'au moins $\pm 0,1$ mm/an, pour la période 1890-1990, figurant dans le Rapport du GTI (section 7.3.2.2). L'estimation de l'apport des glaciers et des calottes glaciaires à l'élévation du niveau de la mer pour la période 1990-2100, avec des sensibilités climatiques de 1,5, 2,5 et 4,5 °C combinées aux paramètres des glaces bas, moyens et hauts de l'appendice 3, est respectivement de 7, 16 et 25 cm (en utilisant encore une fois les courbes de réponse de la température avec des aérosols variables (figure 11)).

Le temps de réponse des inlandsis groenlandais et antarctique est long par rapport à l'échelle considérée ici; ainsi, pour simplifier, on considère que les superficies des inlandsis sont constantes et on néglige les effets liés à l'écoulement glaciaire. Les incertitudes entourant le bilan massique actuel des inlandsis sont toutefois importantes. Le Rapport du GTI (section 7.3.3.2) conclut qu'un déséquilibre entre les accumulations et les pertes de glace allant jusqu'à 25 pour cent peut échapper aux méthodes actuelles fondées sur les données disponibles.

Pour les besoins de la modélisation, le bilan massique des deux inlandsis est divisé en deux composantes (Wigley et Raper, 1993). La première, qui représente les gains ou les pertes de glace attribuables à l'état initial de l'inlandsis, est exprimée en mm/an d'élévation. Si l'inlandsis était en état d'équilibre avec le climat en 1880 (date de départ), la composante a une valeur de

zéro, alors que si celui-ci réagissait encore aux précédents changements de température, elle est non nulle. La composante est désignée par le symbole ΔB_0 dans l'appendice 3, qui présente les valeurs utilisées pour les élévations basses, moyennes et hautes.

On considère que la deuxième composante varie de manière linéaire en fonction du changement de température, par rapport à l'état initial; elle est exprimée en mm/an/°C d'élévation. Les valeurs employées, indiquées à l'appendice 3, se fondent sur les évaluations de la sensibilité des inlandsis à un réchauffement climatique de 1 °C, calculées à l'aide des modèles bidimensionnel et tridimensionnel des inlandsis qui servent directement aux calculs effectués avec le modèle bidimensionnel remontée-diffusion (Rapport du GTI : section 7.3.3.3; et section 4.3.2 plus bas). Dans le cas de l'inlandsis antarctique, le terme dépendant de la température a deux sensibilités : la première concerne le bilan massique (négatif) et la seconde représente l'effet d'une instabilité possible de l'inlandsis ouest. D'après nos connaissances actuelles, il apparaît encore impossible d'évaluer la vraisemblance d'un effondrement au cours du prochain siècle, même si le passé de l'inlandsis ouest est très dynamique (Rapport du GTI : section 7.5.5). Une faible valeur (basée sur MacAyeal, 1992) est toutefois incluse dans le modèle pour rendre compte de la possibilité d'un tel apport.

Pour la période allant jusqu'à 1990, les modifications de l'inlandsis sont provoquées par le changement de la température moyenne mondiale en surface calculé par le modèle. On utilise ensuite une valeur correspondant à 1,5 fois le réchauffement moyen mondial depuis 1990 pour modifier davantage l'inlandsis groenlandais. Ce facteur de 1,5 est la réponse régionale estivale du Groenland, obtenue à l'aide de MCGAO couplés. Les apports à l'élévation du niveau de la mer calculés pour la période allant de 1990 à 2100 sont de 1, 6 et 14 cm pour le Groenland et de -9, -1 et 8 cm pour l'Antarctique, lorsque les sensibilités climatiques de 1,5, 2,5 et 4,5 °C sont combinées respectivement aux paramètres bas, moyens et hauts de l'inlandsis.

Quand les apports individuels décrits plus haut sont associés de manière à élargir au maximum l'éventail des valeurs de l'élévation globale du niveau de la mer (c'est-à-dire quand l'apport «bas» d'une composante est combiné à l'apport «bas» d'une autre et que l'on fait de même avec les apports «hauts»), l'élévation simulée pour la période 1880-1990 est de 2-19 cm avec un réchauffement de 0,5 °C, la moyenne étant d'environ 10 cm. Le tableau 7.7 du Rapport du GTI donne une fourchette de -19 à 37 cm, d'après la synthèse des résultats des modèles et des observations. La gamme de valeurs présentée ici est inférieure à celle du tableau 7.7 car, en regroupant les limites inférieures ou supérieures des différents facteurs, les probabilités associées aux limites de la fourchette résultante deviennent très réduites. On peut comparer les valeurs données ici (2-19 cm) aux valeurs fondées sur les données marégraphiques (10-25 cm), qui apparaissent également dans le tableau 7.7. Alors que les résultats des modèles et les valeurs marégraphiques se chevauchent, il est encore difficile de faire concorder les changements passés, ce qui souligne les incertitudes liées aux projections des modifications futures.

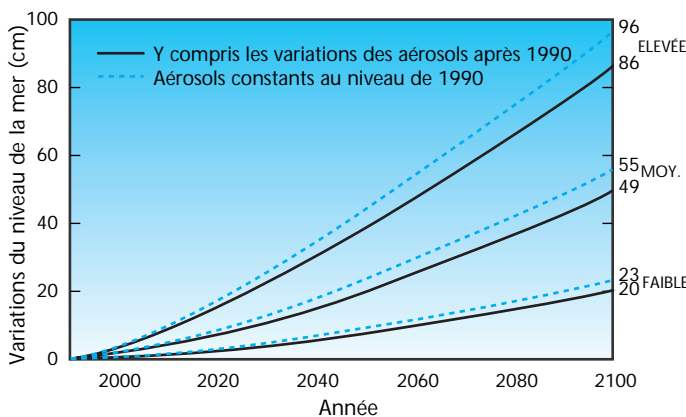


Figure 12. Elévation mondiale du niveau de la mer calculée par le modèle unidimensionnel remontée-diffusion (décrit dans la section 4.3.1) pour les mêmes hypothèses que la figure 11. Tirée du Rapport du GTI (figure 7.7).

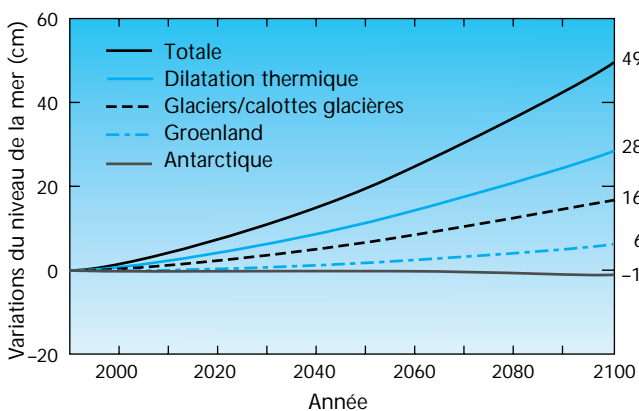


Figure 13. Apports individuels à l'hypothèse moyenne d'élévation du niveau de la mer apparaissant à la figure 11. Tirée du Rapport du GTI (figure 7.8).

La figure 12 montre les résultats nets des apports indiqués plus haut pour la période 1990-2100, obtenus avec les courbes de réponse de la température de la figure 11. Comme dans cette dernière, les valeurs sont données pour les deux hypothèses d'aérosols de la section 4.1.4. En combinant les paramètres de fonte de la glace bas, moyens et hauts et les sensibilités climatiques basse, moyenne et haute, on obtient une élévation du niveau de la mer de 20, 49 et 86 cm, dans le cas de l'augmentation des émissions d'aérosols, et de 23, 55 et 96 cm pour des émissions constantes. La figure 13 montre les contributions des composantes individuelles à l'élévation du niveau de la mer pour les paramètres moyens de fonte de la glace et une sensibilité climatique moyenne (2,5 °C).

4.3.2 Calculs à partir du modèle bidimensionnel remontée-diffusion

La deuxième série de calculs de l'élévation du niveau de la mer utilisée dans le Rapport du GTI (section 7.5.3) est également fondée sur l'addition d'apports séparés que sont la dilatation

thermique des océans, la fonte des glaciers et des calottes glaciaires et les modifications des inlandsis groenlandais et antarctique. Les procédures employées diffèrent toutefois à plusieurs égards de celles décrites plus haut.

On calcule la composante dilatation thermique à l'aide d'un modèle bidimensionnel remontée-diffusion (de Wolde *et al.*, 1995), appliqué séparément aux bassins des océans Atlantique, Pacifique et Indien et couplé à un modèle atmosphérique à moyennes par zone (est-ouest) (Bintanja, 1995). Outre la dilatation thermique, ce modèle couplé atmosphère-océan calcule les variations latitudinales et saisonnières de la température de l'air en surface. Ces variations sont ensuite intégrées aux modèles des glaciers, des calottes glaciaires et des inlandsis.

Les études sur les glaciers bien observés indiquent que dans un climat humide, ceux-ci sont plus sensibles aux variations de la température de l'air que les glaciers des régions sèches. Cela provient du fait que la répartition hypsométrique est différente et que la rétroaction liée à l'albédo est plus importante dans le cas des glaciers soumis à de fortes précipitations neigeuses. Pour le calcul de la réponse des glaciers aux changements climatiques, tous les glaciers et les petites calottes glaciaires de la Terre ont été placés dans une des cent régions caractérisées par les taux de précipitation et les surfaces d'englaciation actuels. Dans chacune d'elle, la sensibilité du bilan massique des glaciers aux variations de la température dépend des précipitations annuelles moyennes (voir Oerlemans et Fortuin, 1992). Les calculs effectués par les modèles commencent en 1990, même si la plupart des glaciers ne sont pas actuellement à l'état d'équilibre. Pour rendre compte de la fonte actuelle de plusieurs glaciers, les projections de l'apport des glaciers et des calottes glaciaires au changement du niveau de la mer comprennent une tendance constante d'élévation à long terme de 0,5 mm/an, conforme aux observations.

On évalue les apports des inlandsis groenlandais et antarctique à l'élévation du niveau de la mer à l'aide de modèles dynamiques de l'écoulement glaciaire. Dans le cas du Groenland, on a recours à un modèle bidimensionnel (latitude-longitude) doté d'une résolution horizontale de 20 x 20 km (Cadee, 1992), alors qu'on emploie un modèle tridimensionnel ayant une résolution horizontale de 20 km et 14 couches pour l'Antarctique (Huybrechts, 1992; Huybrechts et Oerlemans, 1990). Les deux modèles d'inlandsis sont forcés par les variations de température à moyennes par zone produites par le modèle climatique couplé atmosphère-océan. Pour ce qui est de l'inlandsis groenlandais, le taux d'accumulation est maintenu constant au niveau actuellement observé (Ohmura et Reeh, 1991) et les variations du taux de fonte sont calculées à l'aide d'un modèle simple de l'équilibre énergétique en surface (van de Wal et Oerlemans, 1994). Les calculs commencent en 1990, date à laquelle l'inlandsis est considéré en état d'équilibre. Dans le cas de l'Antarctique, les observations et la théorie suggèrent que le taux d'accumulation devrait augmenter en fonction de l'élévation de la température et proportionnellement à l'accroissement de la capacité de l'air à retenir l'humidité. Le taux d'accumulation en Antarctique est donc tiré des observations actuelles et

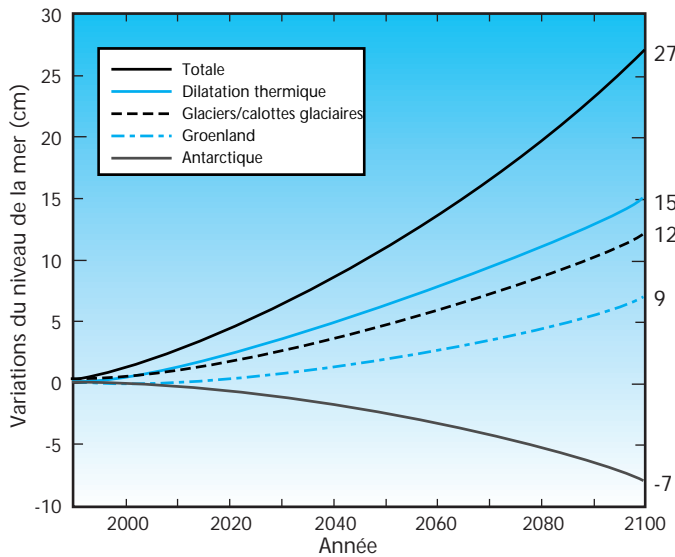


Figure 14. Apports individuels à l'hypothèse moyenne d'élévation du niveau de la mer pour le scénario d'émissions IS92a, calculés à l'aide du modèle bidimensionnel remontée-diffusion, décrit dans la section 4.3.2. Tirée du Rapport du GTI (figure 7.11).

sera augmenté en proportion avec la hausse de la pression de la vapeur d'eau saturante dans l'atmosphère pendant le réchauffement. L'ablation (fonte de la glace) en Antarctique est un phénomène peu important. L'état initial de l'inlandsis a été obtenu en intégrant le modèle de l'inlandsis au cours des deux derniers cycles glaciaires (couvrant plus de 200 000 ans). Même si cet exercice donne un bilan massique négatif à long terme pour le moment, celui-ci n'est pas inclus dans les projections de l'apport à l'élévation du niveau de la mer en raison des grandes incertitudes qui entourent les résultats; on calcule plutôt les projections à partir des écarts entre les résultats du modèle obtenus avec et sans forçages des aérosols et des gaz à effet de serre anthropiques.

Comme dans le cas des calculs présentés dans la section 4.3.1, une vaste gamme de paramètres peuvent être utilisés, ce qui donne un large éventail de résultats. Toutefois, les évaluations les plus probables, ou évaluations moyennes, obtenues ici diffèrent beaucoup des valeurs moyennes indiquées dans cette section. Elles apparaissent à la figure 14 et devraient être comparées à celles de la figure 13. La plus grande différence se situe dans la contribution de la dilatation thermique à l'élévation du niveau de la mer, suivie par celle dans l'apport de l'inlandsis antarctique. Même si les causes de ces écarts n'étaient pas

entièrement connues au moment de la publication du Rapport du GTI, on a identifié plusieurs fluctuations dans les caractéristiques des modèles (Rapport du GTI : section 7.5.3.2). Les différences vraisemblablement importantes du point de vue de la composante dilatation thermique comprennent la résolution méridionale du modèle bidimensionnel, les formulations de l'échange thermique entre l'atmosphère et les océans, l'absence de la glace de mer dans le modèle remontée-diffusion, les sensibilités du climat (2,5 °C pour l'hypothèse moyenne du modèle unidimensionnel, 2,2 °C pour le modèle bidimensionnel, ce dernier n'étant pas ajustable) et la façon dont la circulation thermohaline est représentée. Dans le cas de la contribution de l'Antarctique, on se sert de différentes perturbations de température pour forcer l'inlandsis et des sensibilités d'inlandsis plus réduites sont employées pour les résultats présentés dans la section 4.3.1.

4.3.3 Incertitudes dans les projections du niveau de la mer

Les incertitudes entachant la composante dilatation thermique de l'élévation du niveau moyen de la mer à l'échelle du globe sont liées à celles des variations de la température en surface, car la dilatation est calculée à partir des variations de la modification de la température océanique en fonction de la profondeur. Avec des sensibilités de modèle allant de 1,5 à 4,5 °C, l'incertitude de la dilatation thermique correspond en gros à un facteur de deux pour le siècle prochain. Les principales incertitudes liées au fait de calculer l'apport de la glace terrestre à l'élévation du niveau de la mer, à partir des variations de la température moyenne mondiale, sont les suivantes : distribution régionale des changements de température; volume initial des glaciers et des calottes glaciaires et leur sensibilité aux augmentations de température; et état initial du bilan des inlandsis groenlandais et antarctique et leur sensibilité aux changements de température. On ne peut donc dissocier les incertitudes dans l'élévation du niveau de la mer de celles touchant les variations de la température moyenne mondiale. Les fluctuations de l'accumulation vont également influencer sur le volume de la glace terrestre. Dans le cas des glaciers, des calottes glaciaires et de l'inlandsis groenlandais, l'accumulation a été considérée comme constante, alors que pour l'inlandsis antarctique, on a supposé qu'elle augmentait en fonction de l'élévation de la température. Les figures 11 et 12 illustrent les incertitudes associées aux modifications de la température et du niveau de la mer.

5. COMPARAISON DES VARIATIONS DE LA TEMPÉRATURE EN SURFACE ET DE LA DILATATION THERMIQUE DES OCÉANS SIMULÉES À L'AIDE DE MCGAO ET DE MCS

Puisque l'on utilise, et continuera d'utiliser, des MCS pour l'analyse des incidences mondiales de différents scénarios d'émissions ou de différentes hypothèses concernant les propriétés des composantes de modèles, il apparaît intéressant de comparer les projections de la température moyenne et de l'élévation du niveau moyen de la mer à l'échelle du globe, simulées au moyen d'un modèle bidimensionnel remontée-diffusion et de MCGAO.

La figure 15 compare les variations de la température moyenne mondiale de l'air en surface obtenues au moyen de divers MCGAO à celles simulées par le modèle unidimensionnel remontée-diffusion (avec une sensibilité climatique de 2,5 °C correspondant à un doublement de CO₂) et à celles d'un modèle climatique bidimensionnel (dont la sensibilité est fixée à 2,2 °C). L'étendue des résultats donnés par les MCGAO peut être en grande partie expliquée par les variations des sensibilités climatiques des modèles, qui vont de 2,1 à 4,6 °C. Soulignons que la variabilité interannuelle présente dans la réponse des MCGAO est absente de celle des MCS, qui augmente légèrement mais qui est autrement semblable à la réponse des MCGAO. En comparant la figure 15 à la figure 11, on remarque la capacité des modèles remontée-diffusion à couvrir les

résultats donnés par la plupart des MCGAO, quand on utilise un éventail de valeurs de sensibilité climatique.

Une autre illustration de la comparabilité du comportement des MCGAO et des MCS en fonction du temps est fournie à la figure 16, où l'on compare les variations de la température moyenne mondiale obtenues au moyen du MCGAO GFDL (*Geophysical Fluid Dynamics Laboratory*) et du modèle climatique remontée-diffusion, avec différents taux d'augmentation de la concentration de CO₂ dans l'atmosphère (Rapport du GTI : section 6.3.1). Pour assurer la validité de la comparaison, on avait fixé la sensibilité climatique du MCS à 3,7 °C, qui était la valeur du modèle GFDL. Toutes les autres valeurs de paramètre demeuraient inchangées. La différence de sensibilité terre/océan (1,3), choisie en fonction des résultats obtenus avec d'autres MCG (Raper *et al.*, 1996), est identique à celle du modèle GFDL. La circulation thermohaline du MCS a été établie de manière à varier en fonction du réchauffement en surface à peu près comme dans le modèle GFDL (Manabe et Stouffer, 1994). Les réponses de la température en surface semblent bien concorder sur un large éventail de forçages.

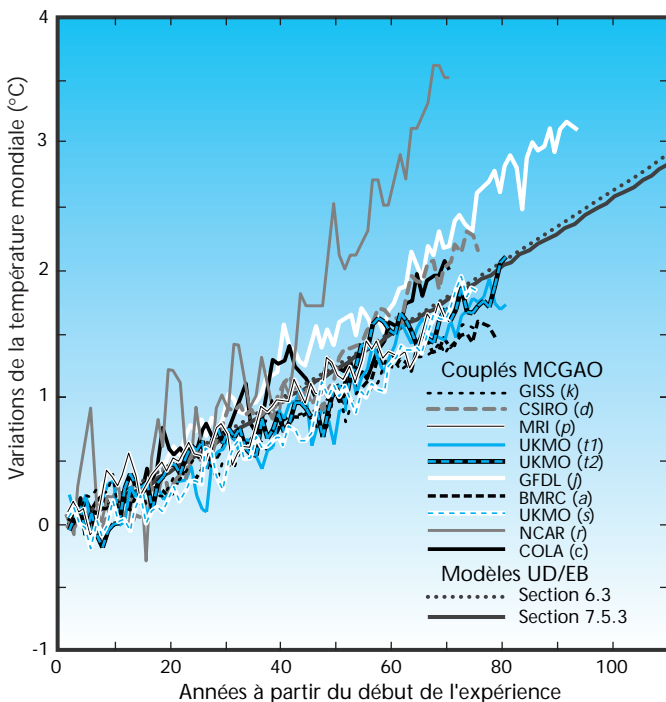


Figure 15. Comparaison des variations de la température moyenne mondiale de l'air en surface, simulées par différents MCGAO (sensibilité climatique de 2,1 à 4,6 °C), par le modèle climatique unidimensionnel remontée-diffusion (sensibilité climatique de 2,5 °C) et par le modèle bidimensionnel remontée-diffusion (sensibilité climatique de 2,2 °C), avec dans chaque cas une augmentation de CO₂ (composée) de 1 pour cent par an. Tirée du Rapport du GTI (figure 6.4).

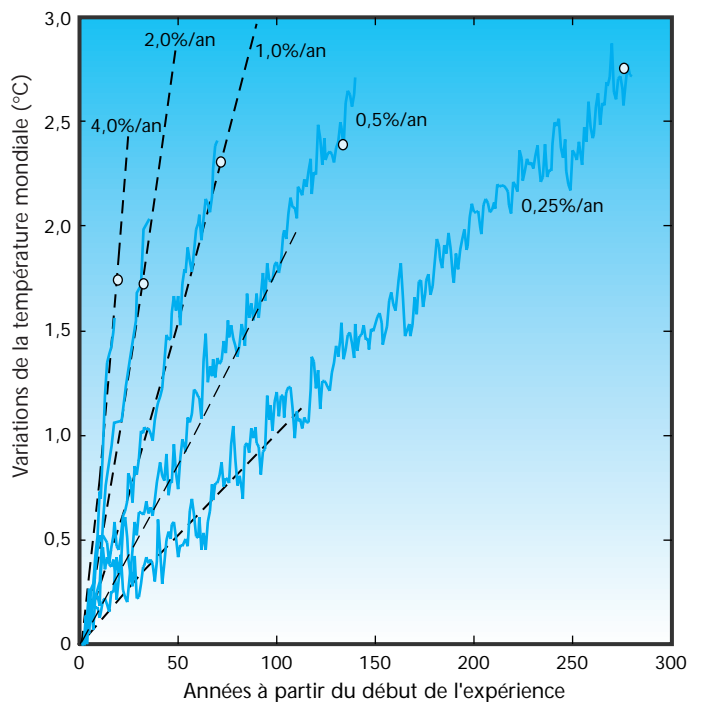


Figure 16. Élévation de la température moyenne mondiale de l'air en surface, calculée par le MCGAO GFDL (traits pleins) et le modèle climatique unidimensionnel remontée-diffusion, avec une sensibilité au doublement de CO₂ de 3,7 °C. Les résultats donnés concernent les cas où l'augmentation de la concentration atmosphérique de CO₂ est de 0,25 pour cent, 0,5 pour cent, 1 pour cent, 2 pour cent et 4 pour cent par an. Tirée du Rapport du GTI (figure 6.13).

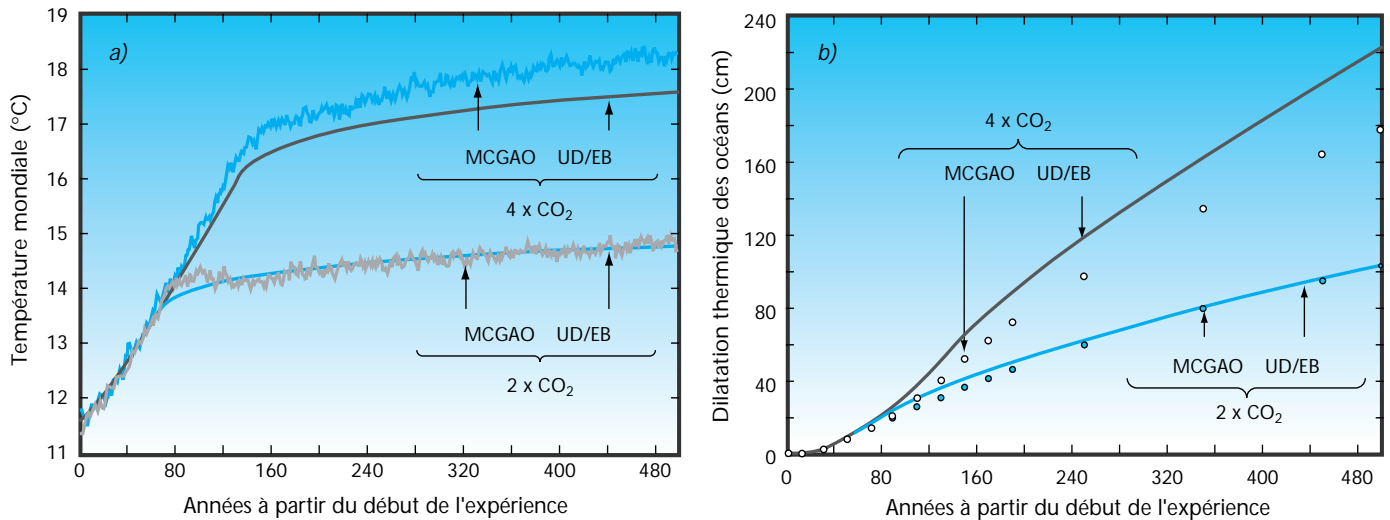


Figure 17. Comparaison des résultats obtenus par Manabe et Stouffer (1994), à l'aide d'un MCGAO, avec ceux donnés par le modèle unidimensionnel remontée-diffusion, pour les hypothèses dans lesquelles la concentration atmosphérique de CO₂ augmente de 1 pour cent/an (augmentation composée) jusqu'à ce qu'elle ait doublé ou quadruplé, avant de se stabiliser. *a*) Température moyenne mondiale de l'air en surface, *b*) élévation du niveau de la mer attribuable à la dilatation thermique des océans. Tirée du Rapport du GTI (figure 6.17).

Comme dernier exemple de la capacité du modèle unidimensionnel remontée-diffusion à reproduire les résultats du MCGAO, on compare, à la figure 17, l'évolution de la température moyenne mondiale et la dilatation thermique des océans, obtenues avec les simulations de stabilisation 2xCO₂ et 4xCO₂ de Manabe et Stouffer (1994), aux résultats du modèle unidimensionnel. Dans le cas du 2xCO₂, la concordance est excellente à la fois pour la température et la dilatation thermique. Pour ce qui est du 4xCO₂, le modèle unidimensionnel donne un réchauffement plus faible et une dilatation plus élevée, ce qui sous-entend que le flux thermique dans les couches océaniques profondes est plus intense que dans le MCGAO.

D'autres comparaisons ont été effectuées par Raper et Cubasch (1996) avec le MCGAO MPI (*Max Planck Institute*) décrit dans Cubasch *et al.* (1992). Lorsque l'on ajuste la sensibilité climatique de manière à obtenir un bon accord entre les deux modèles pour la température, l'évaluation de la dilatation thermique par

le MCS est plus élevée que celle du MCGAO. Cela indique encore une fois qu'il y a un plus grand flux thermique océanique dans le modèle unidimensionnel. La cause de cet état de fait n'était pas encore connue au moment de la publication du Rapport du GTI. Soulignons que lorsque le flux thermique est plus élevé (plus faible), le changement de température à la surface est plus faible (plus élevé) et la dilatation thermique plus élevée (plus faible) (Harvey, 1994).

En résumé, il est possible de reproduire, avec des MCS, le comportement d'une vaste gamme de MCGAO. Les MCS peuvent par ailleurs couvrir l'éventail des résultats obtenus avec les différents MCGAO, ce qui est encore plus utile que cette capacité de reproduction. Les modèles climatiques simples constituent donc un outil de calcul rapide et pratique pour les analyses de scénarios et de sensibilités, qui nécessitent l'exécution répétée des modèles afin de couvrir les différents scénarios et les incertitudes inhérentes aux MCGAO.

RÉFÉRENCES

- Alcamo, J. (ed.), 1994 : *IMAGE 2.0: Integrated Modelling of Global Climate Change*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 318 pp.
- Antoine, D. et Morel, A., 1995 : Modelling the seasonal course of the upper ocean pCO₂ (i). Development of a one-dimensional model. *Tellus*, 47B, 103-121.
- Bascatow, R. et Maier-Reimer, E., 1990 : Ocean-circulation model of the carbon cycle. *Clim. Dyn.*, 4, 95-125.
- Bintanja, R., 1995 : *The Antarctic Ice Sheet and Climate*, Ph.D Thesis, Utrecht University, 200 pp.
- Cadee, M., 1992 : *Numerieke modellering van de Groenlandse ijskap: de toepasbaarheid van een tweedimensionaal ijsstromingsmodel*. IMAU Internal Report, V92-10 (en néerlandais).
- Cess, R. D., et al., 1989 : Intercomparison of cloud-climate feedback as produced by 14 atmospheric general circulation models. *Science*, 245, 513-516.
- Cess, R. D. et al., 1993 : Uncertainties in carbon dioxide radiative forcing in atmospheric general circulation models. *Science*, 262, 1252-1255.
- Cubasch, U., Hasselman, K., Hock, H., Maier Reimer, E., Mikolajewicz, B., Santer, B.D. et Sausen, R., 1992 : Time-dependent greenhouse warming computations with a coupled ocean-atmosphere model. *Climate Dynamics*, 8, 55-69.
- de Haan, B.J., Jonas, M., Klepper, O., Krabec, J., Krol, M.S. et Olendrzynski, K., 1994 : An atmosphere-ocean model for integrated assessment of global change. *Water, Air, and Soil Pollution*, 76, 283-318.
- de Wolde, J.R., Bintanja, R. et Oerlemans, J., 1995 : On thermal expansion over the last one hundred years. *J. Climate*, 8, 2881-2891.
- Gregg, W.W. et Walsh, J.J., 1992 : Simulation of the 1979 spring bloom in the mid-Atlantic bight: A coupled physical/ biological/optical model. *J. Geophys. Res.*, 97, 5723-5743.
- Gregory, J. M., 1993 : Sea level changes under increasing atmospheric CO₂ in a transient coupled ocean-atmosphere GCM experiment. *J. Clim.*, 6, 2247-2262.
- Goldewijk, K.K., van Minnen, G.J.J., Kreileman, G.J.J., Vloedveld, M. et Leemans, R., 1994 : Simulating the carbon flux between the terrestrial environment and the atmosphere. *Water Air and Soil Pollution*, 76, 199-230.
- Harvey, L.D.D., 1988 : Managing atmospheric CO₂. *Clim. Change*, 15, 343-381.
- Harvey, L.D.D., 1989 : Effect of model structure on the response of terrestrial biosphere models to CO₂ and temperature increases. *Global Biogeochem. Cycles*, 3, 137-153.
- Harvey, L.D.D., 1992 : A two-dimensional ocean model for long-term climatic simulations: Stability and coupling to atmospheric and sea ice models. *J. Geophys. Res.*, 97, 9435-9453.
- Harvey, L.D.D., 1994 : Transient temperature and sea level response of a two-dimensional ocean-climate model to greenhouse gas increases. *J. Geophys. Res.*, 99, 18447-18466.
- Harvey, L.D.D. et Schneider, S.H., 1985 : Transient climatic response to external forcing on 100-104 year time scales, 1: Experiments with globally averaged coupled atmosphere and ocean energy balance models. *J. Geophys. Res.*, 90, 2191-2205.
- Hoffert, M.I., Callegari, A.J. et Hsieh, C.-T., 1980 : The role of deep sea heat storage in the secular response to climatic forcing. *J. Geophys. Res.*, 85, 6667-6679.
- Hoffert, M.I., Callegari, A.J. et Hsieh, C.-T., 1981 : A box-diffusion carbon cycle model with upwelling, polar bottom water formation and a marine biosphere. In: *Carbon Cycle Modeling, SCOPE 16*, B. Bolin (ed.), John Wiley and Sons, New York, pp. 287-305.
- Hoffert, M.I. et Covey, C., 1992 : Deriving global climate sensitivity from palaeoclimate reconstructions. *Nature*, 360, 573-576.
- Huybrechts, Ph., 1990 : A 3-D model for the Antarctic ice sheet: a sensitivity study on the glacial-interglacial contrast, *Climate Dynamics*, 5, 79-92.
- Huybrechts, Ph. et Oerlemans, J., 1990 : Response of the Antarctic ice sheet to future greenhouse warming. *Climate Dynamics*, 5, 93-102.
- Hulme, M., Raper, S.C.B. et Wigley, T.M.L., 1995 : An integrated framework to address climate change (ESCAPE) and further developments of the global and regional climate modules (MAGICC). *Energy Policy*, 23, 347-355.
- Huybrechts, P et Letreguilly, A. et Reeh, N., 1991 : The Greenland ice sheet and greenhouse warming. *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.*, 89, 399-412.
- Huybrechts, P., 1992 : The Antarctic ice sheet and environmental change: a three-dimensional modelling study, *Berichte zur Polarforschung*, 99, Alfred-Wegener-Institut Bremerhaven, 241 pp.
- IPCC, 1990 : *Climate Change: The IPCC Scientific Assessment*. J.T. Houghton, G.J. Jenkins, J.J. Ephraums (eds.), Cambridge University Press, Cambridge, UK, 365 pp.

- IPCC, 1992 : *Climate Change 1992: The Supplementary Report to the IPCC Scientific Assessment*. J. T. Houghton, B. A. Callander, et S. K. Varney (eds.), Cambridge University Press, Cambridge, UK, 2000 pp.
- IPCC, 1995 : *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, H. Lee, B. A. Callander, E. Haites, N. Harris et K. Maskell (eds.), Cambridge University Press, Cambridge, UK, 339 pp.
- IPCC, WGI, 1996 : *Climate Change 1995: The Science of Climate Change*. Contribution of WGI 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 et K. Maskell (eds.), Cambridge University Press, Cambridge, UK, 572 pp.
- IPCC, WGII, 1996 : *Climate Change 1995: Impacts, Adaptations and Mitigation of Climate Change*. Contribution of WGII to the Second Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change. R. T. Watson, M. C. Zinyowera, et R. H. Moss (eds.), Cambridge University Press, Cambridge, UK, 878 pp.
- IPCC, document technique III du GIEC : Stabilisation des gaz atmosphériques à effet de serre : conséquences physiques, biologiques et socio-économiques. D. Schimel, M. Grubb, F. Joos, R. Kaufmann, R. Moss, W. Ogana, R. Richels, T. Wigley.
- Jain, A.K., Kheshgi, H.S., Hoffert, M.I. et Wuebbles, D.J., 1995 : Distribution of radiocarbon as a test of global carbon cycle models. *Glob. Biogeochem. Cycles*, 9, 153-166.
- Kelly, P.M. et Wigley, T.M.L., 1992 : Solar cycle length, greenhouse forcing and global climate. *Nature*, 360, 328-330.
- MacAyeal, D. R., 1992 : Irregular oscillations of the West Antarctic ice-sheet. *Nature*, 359, 29-32
- Manabe, S. et Stouffer, R.J., 1994 : Multiple century response of a coupled ocean-atmosphere model to an increase of atmospheric carbon dioxide. *J. Climate*, 7, 5-23.
- Melillo, J. M., McGuire, A.D., Kicklighter, D.W., Moore III, B., Vorosmarty, C.J. et Schloss, A.L., 1993 : Global climate change and terrestrial net primary production. *Nature*, 363, 234-240.
- Melillo, M.J., Prentice, I.C., Farquhar, G.D., Schulze, E.-D. et Sala, O.E., 1996 : Terrestrial biotic responses to environmental change and feedbacks to climate. In: *Climate Change 1995: The Science of Climate Change*, J. T. Houghton, L. G. Meira Filho, B. A. Callander, N. Harris, A. Kattenberg et K. Maskell (eds.), Cambridge University Press, Cambridge, pp. 445-481.
- Morantine, M. et Watts, R.G., 1990 : Upwelling diffusion climate models: Analytical solutions for radiative and upwelling forcing. *J. Geophys. Res.*, 95, 7563-7571.
- Najjar, R.G., Sarmiento, J.L. et Toggweiler, J.R., 1992 : Downward transport and fate of organic matter in the ocean: simulations with a general circulation model. *Glob. Biogeochem. Cycles*, 6, 45-76.
- Oerlemans, J. et Fortuin, J. P. F., 1992 : Sensitivity of glaciers and small ice-caps to greenhouse warming. *Science*, 258, 155-117.
- Ohmura, A. et Reeh N., 1991 : New precipitation and accumulation maps for Greenland. *J. of Glaciology*, 37 (125), 140-148.
- Osborn, T.J. et Wigley, T.M.L., 1994 : A simple model for estimating methane concentrations and lifetime variations. *Climate Dynamics*, 9, 181-193.
- Peng, L., Chou, M.-D. et Arking A., 1982 : Climate studies with a multi-layer energy balance model. Part I: Model description and sensitivity to the solar constant. *J. Atmos Sci.*, 39, 2639-2656.
- Piehler, H. et Bach, W., 1992 : The potential role of an active deep ocean for climatic change. *J. Geophys. Res.*, 97, 15507-15512.
- Popper, K. R., 1969 : *Conjectures and Refutations: The Growth of Scientific Knowledge*. Routledge, ISBN: 0415043182, 439 pp.
- Prather, M., Ibrahim, A.M., Sasaki, T. et Stordal, F., 1992 : Future chlorine-bromine loading and ozone depletion. In *Scientific Assessment of Ozone Depletion: 1991*, Organisation météorologique mondiale, Genève.
- Ramaswamy, V., Schwarzkopf, M.D. et Shine, K.P., 1992 : Radiative forcing of climate from halocarbon-induced global stratospheric ozone loss. *Nature*, 355, 810-812.
- Raper, S.C.B. et Cubasch, U., 1996 : Emulation of the results from a coupled general circulation model using a simple climate model. *Geophys. Res. Lett.*, 23, 1107-1110.
- Raper, S.C.B., Wigley, T.M.L. et Warrick, R.A., 1996 : Global sea level rise: past and future. In: *Sea-Level Rise and Coastal Subsidence: Causes, Consequences and Strategies*, J. D. Milliman (ed.), Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, pp. 11-45.
- Rastetter, E.B., Ryan, M.G., Shaver, G.R., Melillo, J.M., Nadelhoffer, K.J., Hobbie, J. et Aber, J.D., 1991 : A general biogeochemical model describing the responses of the C and N cycles in terrestrial ecosystems to changes in CO₂, climate, and N deposition. *Tree Physiology*, 9, 101-126.
- Rastetter, E.B., McKane, R.B., Shaver, G.R. et Melillo, J.M., 1992 : Changes in C storage by terrestrial ecosystems: How C-N interactions restrict responses to CO₂ and temperature. *Water Air and Soil Pollution*, 64, 327-344.

- Santer, B.D., Wigley, T.M.L., Schlesinger, M.E. et Mitchell, J.B.F., 199 : *Developing Climate Scenarios from Equilibrium GCM Results*. Max Planck Institute for Meteorology Report 47, Hamburg, Germany.
- Sarmiento, J.L., Slater, R.D., Fasham, M.J.R., Ducklow, H.W., Toggweiler, J.R. et Evans, G.T., 1993 : A seasonal three-dimensional ecosystem model of nitrogen cycling in the North Atlantic euphotic zone, *Glob. Biogeochem. Cycles*, 7, 417-450.
- Schlesinger, M.E. et Ramankutty, N., 1992 : Implications for global warming of intercycle solar irradiance variations. *Nature*, 360, 330-333.
- Schlesinger, M.E. et Ramankutty, N., 1995 : Is the recently reported 65- to 70-year surface temperature oscillation the result of climatic noise? *J. Geophys. Res.*, 100, 13767-13774.
- Siegenthaler, U. et Joos, F., 1992 : Use of a simple model for studying oceanic tracer distributions and the global carbon cycle. *Tellus*, 44B, 186-207.
- Soden, B.J. et Fu, R., 1995 : A satellite analysis of deep convection, upper-tropospheric humidity, and the greenhouse effect, *J. Clim.*, 8, 2333-2351.
- Solomon, S., Portmann, R.W., Garcia, R.R., Thomason, L.W., Poole, L.R. et McCormick, M.P., 1996 : The role of aerosol variations in anthropogenic ozone depletion at northern mid-latitudes. *J. Geophys. Res.*, 101, 6713-6727.
- Stocker, T.F. et Wright, D.G., 1991 : A zonally averaged ocean model for the thermohaline circulation. Part II: Interocean circulation in the Pacific-Atlantic basin system. *J. Phys. Oceanogr.*, 21, 1725-1739.
- Stocker, T.F., Wright, D.G. et Mysak, L.A., 1992 : A zonally-averaged, coupled ocean-atmosphere model for paleo-climate studies. *J. Clim.*, 5, 773-797.
- Stocker, T.F., Broecker, W.S. et Wright, D.G., 1994 : Carbon uptake experiment with a zonally-averaged global ocean circulation model. *Tellus*, 46B, 103-122.
- van de Wal, R.S.W. et Oerlemans, J., 1994 : An energy balance model for the Greenland ice sheet. *Global and Planetary Change*, 9, 115-131.
- van Minnen, J.G., Klein Goldewijk, K. et Leemans, R., 1996 : The importance of feedback processes and vegetation transition in the terrestrial carbon cycle. *Journal of Biogeography*, 22: 805-814.
- VEMAP Members, 1995 : Vegetation ecosystem modelling and analysis project: comparing biogeography and biogeochemistry models in a continental-scale study of terrestrial ecosystem responses to climate change and CO₂ doubling. *Global Biogeochemical Cycles*, 9, 407-437.
- Verbitsky, M. et Saltzman, B., 1995 : Behavior of the East Antarctic ice sheet as deduced from a coupled GCM/Ice-sheet model. *Geophys. Res. Lett.*, 22, 2913-2916.
- Wigley, T.M.L., 1989 : Possible climate change due to SO₂-derived cloud condensation nuclei. *Nature*, 339, 365-367.
- Wigley, T.M.L., 1991 : A simple inverse carbon cycle model. *Global Biogeochemical Cycles*, 5, 373-382.
- Wigley, T.M.L. et Raper, S.C.B., 1987 : Thermal expansion of sea level associated with global warming, *Nature*, 330, 127-131.
- Wigley, T.M.L. et Raper, S.C.B., 1990 : Natural variability of the climate system and detection of the greenhouse effect. *Nature*, 344, 324-327.
- Wigley, T.M.L. et Raper, S.C.B., 1990 : Future changes in global-mean temperature and sea level. In: *Climate and Sea Level Change: Observations, Projections, and Implications*, R. A. Warrick, E. M. Barrow et T. M. L. Wigley (eds.), Cambridge University Press, Cambridge, UK, pp. 111-133.
- Wigley, T.M.L. et Raper, S.C.B., 1995 : An heuristic model for sea level rise due to the melting of small glaciers. *Geophys. Res. Lett.*, 22, 2749-2752.
- Wright, D.G. et Stocker, T.F., 1991 : A zonally averaged ocean model for the thermohaline circulation. Part I: Model development and flow dynamics. *J. Phys. Oceanogr.*, 21, 1713-1724.
-

Appendice 1

Résumé des méthodes utilisées pour calculer les concentrations des gaz à effet de serre dans le Rapport du GTI (chapitre 2 et section 6.3) et dans le document technique III du GIEC intitulé *Stabilisation des gaz atmosphériques à effet de serre : conséquences physiques, biologiques et socio-économiques*.

<i>Constituant</i>	<i>Méthode de calcul des concentrations</i>
CO ₂	La concentration dépend des flux nets entre un certain nombre de réservoirs de carbone représentés dans les modèles
CH ₄	Un modèle à boîte, $dC/dt = \beta E - C (1/\tau_{atm} + 1/\tau_{sol})$ τ_{atm} est fonction de la concentration de méthane et des émissions de CO, NO _x , et COV*. $\tau_{atm} = 9,08$ années en 1990 et $\tau_{sol} = 150$ années
N ₂ O	Un modèle à boîte, $dC/dt = \beta E - C/\tau_{atm}$ τ_{atm} est fixée à 120 ans
CFC-11	Comme N ₂ O, avec $\tau_{atm} = 50$ ans
CFC-12	Comme N ₂ O, avec $\tau_{atm} = 102$ ans
HCFC-22	Comme N ₂ O, avec $\tau_{atm} = 13,3$ ans
HCFC-134a	Comme N ₂ O, avec $\tau_{atm} = 14$ ans
Autres halocarbures	Traités explicitement comme CFC-11, gaz par gaz
Vapeur d'eau stratosphérique	Concentration non spécifiée explicitement ⁺
Ozone troposphérique	Concentration non spécifiée explicitement ⁺
Ozone stratosphérique	Concentration non spécifiée explicitement ⁺
Aérosols sulfatés	Concentration non spécifiée explicitement ⁺
Aérosols provenant de la combustion de la biomasse	Concentration non spécifiée explicitement ⁺

Dans le texte ci-dessus, C représente la concentration atmosphérique du gaz correspondant, E le taux d'émission massique par année, β un facteur convertissant la masse en concentration et τ_{atm} la durée de vie moyenne d'une molécule du constituant atmosphérique en tenant compte de l'élimination chimique. Dans le cas du méthane, l'absorption par les sols constitue un autre processus d'élimination, τ_{sol} étant la durée de vie moyenne d'une molécule de méthane si l'absorption par les sols était le seul processus d'élimination.

*COV = composés organiques volatils

⁺Le forçage radiatif est calculé directement à partir des émissions ou des concentrations d'autres gaz, comme on peut le voir à l'appendice 2.

Appendice 2

Effets fonctionnels des gaz à effet de serre et des aérosols sur le forçage appliqués dans le Rapport du GTI (section 6.3) et dans le document technique III du GIEC (1997). Comme nous l'avons vu dans le texte, certains termes du forçage, de même que les émissions naturelles et anthropiques de soufre en 1990, sont entachés d'une grande incertitude. ΔQ_{CH_4} -pur est le forçage du méthane avant correction pour chevauchement avec N_2O . $C(t)$ et $e(t)$ représentent les concentrations et les émissions anthropiques du gaz concerné au temps t , alors que C_0 est la concentration pré-industrielle. Le forçage indirect des aérosols sulfatés est lié aux émissions naturelles de soufre, e_{nat} , évaluées à 42 TgS/an dans le Rapport du GTI, valeur plus élevée que ce qui est accepté actuellement. L'utilisation d'un chiffre plus modeste abaisse légèrement le forçage indirect futur (p. ex. de 0,02 W m^{-2} en moyenne pendant la période 1990-2100 pour le scénario d'émissions IS92a).

Constituant	Méthode de calcul du forçage (W m^{-2})
CO_2	$\Delta Q = 4,37 \ln(C(t)/C_0)/\ln(2)^*$
CH_4	$\Delta Q = 0,036(\sqrt{C(t)}-\sqrt{C_0})$ -(correction pour chevauchement avec N_2O) ⁺ , où C et C_0 sont en ppbv et $C_0=700$ ppbv
N_2O	$\Delta Q = 0,14 (\sqrt{C(t)}-\sqrt{C_0})$ -(correction pour chevauchement avec CH_4) ⁺ , où C et C_0 sont en ppbv et $C_0=280$ ppbv
CFC-11	$\Delta Q = 0,000 22 C(t)$
CFC-12	$\Delta Q = 0,000 28 C(t)$
HCFC-22	$\Delta Q = 0,000 189 C(t)$
HCFC-134a	$\Delta Q = 0,000 169 C(t)$
Autres halocarbures	Traités explicitement (ΔQ varie en fonction de C), gaz par gaz
Vapeur d'eau stratosphérique	$\Delta Q = 0,05 \Delta Q_{\text{CH}_4}$ -pure
Ozone troposphérique	$\Delta Q = 8,62 \times 10^{-5} \Delta Q_{\text{CH}_4}$ pour formation de O_3 due à l'accumulation de CH_4 ΔQ associé à la formation de O_3 due aux émissions d'autres gaz atteint la valeur présumée pour 1990 de 0,32 W m^{-2} , puis demeure constant en raison des incertitudes
Perte d'ozone stratosphérique†	$\Delta Q = -[0,000 552 \sum(\{\text{NCl}_i\text{C}_i\}^{1.7}) + 3,048 \sum(\text{NBr}_i\text{C}_i)]/1 000$ où C_i est la concentration (pptv) de gaz i , renfermant du chlore ou du brome, NCl_i et NBr_i représentant le nombre d'atomes de chlore ou de brome présents dans le gaz i , et le total étant valable pour tous les gaz considérés ($\text{NBr}_i = 1$ pour les deux halons considérés)
Aérosols sulfatés, forçage direct	$\Delta Q = e(t)/e_{1990} \Delta Q_{\text{dir},1990}$, où $\Delta Q_{\text{dir},1990} = -0,3 \text{ W m}^{-2}$ et $e_{1990}=69 \text{ TgS/an}$
Aérosols sulfatés, forçage indirect	$\Delta Q = \frac{\log(1 + e(t)/e_{\text{nat}})}{\log(1 + e_{1990}/e_{\text{nat}})} \Delta Q_{\text{indir},1990}$ où $\Delta Q_{\text{indir},1990} = -0,8 \text{ W m}^{-2}$ et $e_{\text{nat}}=42 \text{ TgS/an}$
Aérosols provenant de la combustion de la biomasse	ΔQ =monte à $-0,2 \text{ W m}^{-2}$ en 1990, et demeure constant par la suite

* Dans le Rapport du GTI, le forçage est exprimé ainsi : $6,3\ln(C(t)/C_0)$. La forme utilisée ici est un peu plus transparente car le coefficient placé avant $\ln(C(t)/C_0)$ correspond au forçage présumé pour un doublement du CO_2 . Le forçage de 4,37 W m^{-2} employé dans le Rapport du GTI et dans le document technique III du GIEC (1997) est environ 0,5 W m^{-2} trop élevé. Etant donné que, pour la plupart des résultats présentés dans le Rapport du GTI et le document technique III du GIEC (1997), la réponse du climat à un doublement de CO_2 est directement spécifiée, cette erreur n'aura pas d'incidence sur des résultats sauf que l'effet de réchauffement des gaz autres que le CO_2 sera légèrement trop réduit par rapport à celui du CO_2 .

+ Voir le tableau 2.2 du Premier Rapport d'évaluation du GIEC (IPCC, 1990) pour obtenir des renseignements sur le terme de chevauchement.

† Le forçage climatique dû à la perte d'ozone stratosphérique ne comprend pas les effets de cette perte sur les réactions chimiques troposphériques.

Appendice 3

Valeurs de paramètres pour le module de fonte des glaces décrit dans le texte et servant à établir les évaluations basses, moyennes et hautes de l'élévation du niveau de la mer pour le présent document technique et le document technique III (1997).

<i>Glaciers et calottes glaciaires</i>			<i>Groenland</i>		<i>Antarctique</i>		
Hypothèse	τ (années)	ΔT^* (°C)	ΔB_o (mm/an)	β (mm/an/°C)	ΔB_o (mm/an)	β_1 (mm/an/°C)	β_2 (mm/an/°C)
Elevée	35-65	0,6-2,5	0,0	0,5	0,6	-0,15	0,2
Moyenne	70-130	0,7-3,0	0,0	0,3	0,1	-0,30	0,1
Faible	105-195	0,9-4,5	0,0	0,1	-0,4	-0,45	0,0

τ est la fourchette des temps de réponse des glaciers et des calottes glaciaires.

ΔT^* est une gamme de températures minimales correspondant à la disparition des glaciers et des calottes glaciaires.

ΔB_o est l'élévation du niveau de la mer causée par le déséquilibre initial de l'inlandsis groenlandais ou antarctique.

β et β_1 sont les sensibilités du bilan massique (traduites en élévation du niveau de la mer) aux variations de la température moyenne mondiale.

β_2 est la sensibilité du bilan massique antarctique moyen (traduite en élévation du niveau de la mer) aux variations de température, par l'instabilité possible de l'inlandsis antarctique ouest.

Appendice 4

GLOSSAIRE

Aérosols

Particules en suspension dans l'air. Le terme est également associé à tort aux propulseurs employés dans les “bombes aérosols”.

Aérosols carbonés

Aérosols [voir ce terme] contenant du carbone.

Ajustement des flux

Pour éviter qu'un modèle couplé atmosphère-océan de la circulation générale n'indique des conditions climatiques irréalistes (par exemple des températures excessivement élevées dans la partie tropicale de l'océan Pacifique), on peut appliquer des termes d'ajustement aux flux 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. C'est ce qu'on appelle l'ajustement des flux.

Amortissement radiatif

Un forçage radiatif [voir ce terme] imposé au système Terre-atmosphère (par exemple par ajout de gaz à effet de serre) correspond à un excédent d'énergie. La température de la surface et de la basse atmosphère augmente alors, ce qui entraîne l'accroissement de la quantité de rayonnement infrarouge émis vers l'espace, d'où obtention d'un nouveau bilan énergétique. L'augmentation du rayonnement infrarouge émis vers l'espace pour une élévation donnée de la température s'appelle amortissement radiatif.

Amplitude diurne de la température

Différence entre les températures maximale et minimale sur une période de 24 heures.

Biomasse

Poids ou volume total des organismes présents dans une aire ou un volume donné.

Biome

Communauté naturelle de végétaux et d'animaux (ou région occupée par cette communauté) adaptée aux conditions particulières dans lesquelles elle évolue (par exemple la toundra).

Biosphère marine

Terme désignant l'ensemble des organismes marins vivants.

Biosphère terrestre

Terme collectif désignant tous les organismes terrestres vivants.

Changements climatiques (selon la CCCC)

Changements de climat 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.

Changements climatiques (selon le GIEC)

Les changements climatiques signalés dans les relevés climatologiques sont attribuables aux variations internes du système climatique ou des interactions entre ses composantes, ou aux modifications du forçage externe d'origine naturelle ou anthropique. Il n'est généralement pas possible d'établir clairement les causes. Dans les projections qu'il établit sur l'évolution du climat, le GIEC ne tient généralement compte que de l'influence sur le climat de l'augmentation des gaz à effet de serre imputable aux activités humaines et d'autres facteurs liés à l'homme.

Circulation thermohaline

Dans les océans, circulation à grande échelle régie par la densité et dépendant de différences de température et de salinité.

Climat

Le climat désigne généralement le “temps moyen”; il s'agit plus précisément d'une description statistique du temps en termes de moyennes et de variabilité de grandeurs pertinentes sur des périodes de plusieurs décennies (trois décennies en principe, d'après la définition de l'OMM). Ce sont le plus souvent des variables de surface – température, précipitations et vent, par exemple – mais au sens large le “climat” est la description de l'état du système climatique.

Composés organiques volatils (COV)

Composés organiques libérés dans l'atmosphère par des plantes ou par vaporisation de produits du pétrole. Ces composés, qui sont chimiquement réactifs, participent à la chimie de la production d'ozone dans la troposphère. Le méthane, bien que répondant strictement à la définition d'un COV, est généralement considéré à part.

Coût marginal

Coût d'une unité supplémentaire d'effort. Pour ce qui est de la réduction des émissions, indique à combien il revient de réduire les émissions d'une unité supplémentaire.

Cryosphère

Masses totales de neige, de glace et de pergélisol dans le monde.

Cycle du carbone

Expression employée 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 les dépôts géologiques.

Dépôts humides/secs

Élimination d'une substance de l'atmosphère soit par lavage par les précipitations (dépôt humide) soit par dépôt direct sur une surface (dépôt sec).

Développement durable

Développement répondant aux besoins actuels sans compromettre la capacité des générations futures à satisfaire leurs propres besoins.

Dommages hors marché

Dommages imputables à l'évolution du climat (ou à d'autres modifications de l'environnement) ne pouvant être évalués sur un marché concurrentiel en raison de l'insuffisance des renseignements et/ou de l'impossibilité d'agir sur la base de ces renseignements.

Dommages sur le marché

Montant des dommages imputables à l'évolution du climat (ou à d'autres modifications de l'environnement) évalué à partir des renseignements disponibles sur un marché concurrentiel et exploitables par celui-ci.

Durée de renouvellement

Rapport entre la masse d'un réservoir (par exemple la masse de N₂O dans l'atmosphère) et le taux d'élimination de ce réservoir (pour le N₂O, par exemple, vitesse de destruction par la lumière solaire dans la stratosphère [voir ce terme]).

Durée de vie

En général ce terme désigne le temps qu'un atome ou une molécule passe en moyenne dans un milieu donné – l'atmosphère ou les océans, par exemple. A ne pas confondre avec le temps de réponse dans le cas d'une perturbation de la concentration. Le CO₂ n'a pas une durée de vie unique.

Echelles spatiales

Echelle continentale : de 10 000 000 à 100 000 000 km².

Echelle régionale : de 100 000 à 10 000 000 km².

Echelle locale : moins de 100 000 km².

Effets externes (externalités)

Effets dus à l'évolution du climat (ou à d'autres changements environnementaux), qui ne peuvent pas être évalués sur un marché concurrentiel en raison d'une information insuffisante et/ou de l'impossibilité de tenir compte de cette information.

Equivalent CO₂

Concentration de CO₂ qui entraînerait un forçage radiatif de même importance que le mélange considéré de CO₂ et d'autres gaz à effet de serre.

Évaluation 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.

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 qu'engrais artificiels et oxydes d'azote dégagés par la combustion de combustibles fossiles.

Fertilisation par le CO₂

Stimulation de la croissance des plantes due à une forte concentration de CO₂ dans l'atmosphère.

Fonction de dommage

Relation entre l'évolution du climat et la réduction de l'activité économique par rapport à ce qui serait possible si le climat n'évoluait pas.

Fonction du coût marginal d'atténuation

Rapport entre la quantité totale d'émissions réduites et le coût marginal de la dernière unité réduite. En général, le coût marginal d'atténuation augmente en fonction de la quantité totale d'émissions réduites.

Forçage radiatif

Mesure simple de l'importance d'un mécanisme pouvant conduire à un changement climatique. Le forçage radiatif est la perturbation du bilan énergétique du système Terre-atmosphère (en W m⁻²) à la suite, par exemple, d'une modification de la concentration de dioxyde de carbone ou d'une variation du débit solaire. Le système climatique réagit au forçage radiatif de façon à rétablir l'équilibre énergétique. Un forçage radiatif positif a tendance à réchauffer la surface du globe tandis qu'un forçage radiatif négatif a tendance à la refroidir. Le forçage radiatif est généralement exprimé à l'aide d'une valeur annuelle moyennée à l'échelle du globe. Dans les rapports du GIEC, le forçage radiatif est défini de façon plus précise : il s'agit de la perturbation subie par le bilan énergétique du système surface-troposphère une fois que la stratosphère a retrouvé un état d'équilibre radiatif moyen mondial (voir le chapitre 4 de GIEC (1994)). On parle parfois de "forçage climatique".

Gamme de mesures

Ensemble de solutions qui s'offrent aux décideurs pour réduire les émissions ou s'adapter aux changements climatiques.

Gaz à effet de serre

Gaz qui, pour certaines longueurs d'onde données du spectre énergétique, absorbe le rayonnement (rayonnement infrarouge) émis par la surface de la Terre et par les nuages. Le gaz considéré émet à son tour un rayonnement infrarouge à un niveau où la température est plus faible que la température de surface.

L'effet net est la rétention locale d'une partie de l'énergie absorbée et une tendance au réchauffement de la surface de la Terre. La vapeur d'eau (H₂O), le dioxyde de carbone (CO₂), l'hémioxyde d'azote (N₂O), le méthane (CH₄) et l'ozone (O₃) sont les principaux gaz à effet de serre qu'on trouve dans l'atmosphère terrestre.

Humidité du sol

Eau emmagasinée à la surface ou sous la surface des continents et susceptible de s'évaporer. Dans GIEC (1990), on a généralement considéré un seul "réservoir" pour les modèles climatiques. Dans les modèles actuels, qui tiennent compte des processus liés au sol et au couvert végétal, on considère l'humidité du sol comme la quantité d'eau retenue au-delà du "point de flétrissement" des plantes.

Hydrocarbures halogénés

Composé contenant du chlore, du brome ou du fluor ainsi que du carbone. Ces composés peuvent avoir l'action de gaz à effet de serre [voir ce terme] puissant dans l'atmosphère. Les hydrocarbures halogénés contenant du chlore et du brome participent également à l'appauvrissement de la couche d'ozone.

Luminosité solaire

Mesure de l'éclat du Soleil (c'est-à-dire de la quantité de rayonnement solaire [voir ce terme] émis par le Soleil).

Mélange turbulent

Mélange dû à des processus turbulents à petite échelle (tourbillons). Ces processus ne pouvant être représentés explicitement même par les modèles de la circulation générale atmosphère-océan les plus fins employés de nos jours, leurs effets doivent être rattachés aux conditions à plus grande échelle.

Mesures d'atténuation "sans regrets"

Les mesures d'atténuation "sans regrets" sont celles dont les avantages – réduction du coût de l'énergie et la diminution des émissions de polluants à l'échelle locale et régionale par exemple – sont égaux ou supérieurs à leur coût pour la société, quels que soient les avantages apportés par l'atténuation des incidences de l'évolution du climat. On les appelle parfois "mesures utiles en tout état de cause".

Niveau d'intervention optimal

Niveau d'intervention pour lequel la valeur nette actuelle du coût marginal de l'intervention est égale à la valeur nette actuelle des avantages marginaux de cette intervention.

Noyaux de condensation

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.

Paramétrage

En modélisation climatique, terme qui désigne la technique permettant de représenter les processus qui ne peuvent être traduits explicitement à l'échelle du modèle (processus

d'échelle inférieure à la maille), en établissant des relations entre les effets de ces processus moyennés sur une zone et la circulation à plus grande échelle.

Photosynthèse

Processus métabolique selon lequel les plantes absorbent le dioxyde de carbone de l'air (ou de l'eau) pour créer de la matière végétale et rejettent de l'oxygène.

PIB

Produit intérieur brut. Valeur de tous les biens et services produits (ou consommés) à l'intérieur d'un pays.

Principe de précaution

Principe selon lequel on évite une solution irréversible en raison du fait qu'elle repose sur des hypothèses pouvant se révéler fausses, au profit d'une solution apparemment moins efficace mais réversible.

Rayonnement infrarouge

Rayonnement émis par la surface de la Terre, l'atmosphère et les nuages. Egalement appelé rayonnement terrestre et rayonnement de grandes longueurs d'onde. Le rayonnement infrarouge a un spectre (gamme de longueurs d'onde) distinct, déterminé par la température du système Terre-atmosphère. Ce spectre diffère de celui du rayonnement solaire (voir ce terme), ou rayonnement de courtes longueurs d'onde, en raison de la différence de température existant entre le Soleil et le système Terre-atmosphère.

Rayonnement solaire

Rayonnement émis par le Soleil. Egalement appelé rayonnement de courtes longueurs d'onde. Le rayonnement solaire possède un spectre (c'est-à-dire une gamme de longueurs d'onde) caractéristique, régi par la température du Soleil. Dans la pratique, le spectre du rayonnement solaire est distinct de celui du rayonnement infrarouge [voir ce terme] ou terrestre, en raison de la différence de température existant entre le Soleil et le système Terre-atmosphère.

Réaction à l'équilibre

Réaction, à l'état d'équilibre, du système climatique (ou d'un modèle de climat) à un forçage radiatif imposé.

Règle de la réfutabilité

La science reconnaît aujourd'hui qu'il n'existe aucun moyen de prouver le bien-fondé absolu d'une hypothèse ou d'un modèle, car il est toujours possible qu'une explication différente rende compte des mêmes observations. Dans ce sens, même les lois physiques les mieux établies sont "conditionnelles". Ainsi, les méthodes scientifiques ne permettent jamais de donner de preuves concluantes qu'une hypothèse est vérifiée. Elles permettent uniquement de prouver qu'une hypothèse n'est pas vérifiée.

Réponse climatique transitoire

Réponse échelonnée dans le temps du système climatique (ou d'un modèle climatique) à une évolution du forçage.

Réserves de combustibles fossiles

Quantité de combustibles fossiles dont l'existence est attestée par les données géologiques et les études réalisées sur le terrain et qu'il est possible de récupérer dans les conditions économiques actuelles et avec les moyens techniques dont nous disposons.

Respiration

Processus métabolique selon lequel les organismes satisfont leurs besoins en énergie interne et libèrent du CO₂.

Ressources en combustibles fossiles

Quantité de combustibles fossiles dont on présume l'existence et qui pourrait être récupérée selon un scénario explicite des conditions économiques et capacités d'exploitation futures.

Rétroaction

Il y a rétroaction lorsqu'une variable d'un système modifie une deuxième variable qui à son tour influe sur la première. Une rétroaction positive intensifie l'effet considéré alors qu'une rétroaction négative le réduit.

Scénarios LESS (Groupe de travail II)

Scénarios élaborés par le Groupe de travail II pour le deuxième Rapport d'évaluation destinés à évaluer les systèmes d'approvisionnement énergétique à faible taux d'émission de CO₂ sur le plan mondial. Ces scénarios sont baptisés LESS (Low-Emissions Supply System).

Sensibilité du climat

Dans les rapports du GIEC, cette expression désigne habituellement les variations à long terme (à l'équilibre) de la température moyenne mondiale en surface à la suite d'un doublement de la concentration de CO₂ (ou d'équivalent CO₂) dans l'atmosphère. De façon plus générale, elle désigne les variations à l'équilibre de la température de l'air en surface à la suite de la variation d'une unité de forçage radiatif (°C/W m⁻²).

Souplesse dans le temps et dans l'espace

Possibilité de choisir le moment ou l'endroit où une stratégie d'atténuation ou d'adaptation sera appliquée afin de réduire les coûts associés aux changements climatiques.

Spin-up

Le "Spin-up" est une technique employée pour initialiser un modèle couplé atmosphère-océan de la circulation générale

(MCGAO). Il est impossible actuellement de diagnostiquer de façon précise l'état du système couplé atmosphère-océan, donc de prescrire les conditions de départ observées pour une expérience réalisée avec un tel modèle. En effet, les éléments atmosphère et océan du modèle tournent séparément; on leur impose des conditions limites "observées", puis, parfois, une autre période de "spin-up" lorsque l'atmosphère et l'océan sont couplés, jusqu'à ce que le modèle ait quasiment retrouvé le point d'équilibre.

Stocks de capital

Ensemble de machines et de structures dont dispose une économie en un instant donné pour produire des biens ou assurer des services. Ces activités exigent habituellement une quantité d'énergie qui est largement déterminée par le taux d'utilisation de la machine ou de la structure considérée.

Stratosphère

Région stable et très stratifiée de l'atmosphère, située au-dessus de la troposphère [voir ce terme] et s'étendant environ de 10 à 50 km d'altitude.

Taux d'actualisation

Taux annuel auquel l'effet de futurs événements est réduit de façon qu'on puisse le comparer à l'effet d'événements actuels.

Thermocline

Zone des océans, située en général à une profondeur de 1 km, où la température décroît rapidement avec la profondeur et qui marque la limite entre les eaux de surface et les eaux profondes.

Tropopause

Limite entre la troposphère [voir ce terme] et la stratosphère [voir ce terme].

Troposphère

Partie inférieure de l'atmosphère, s'étendant de la surface de la Terre à 10 km d'altitude environ dans les latitudes moyennes (altitude variant en moyenne de 9 km aux latitudes élevées à 16 km aux latitudes tropicales), où l'on rencontre les nuages et où se produisent les phénomènes "météorologiques". La troposphère se définit comme étant la zone où la température décroît généralement avec l'altitude.

Appendice 5

ACRONYMES ET ABRÉVIATIONS

CFC	Chlorofluorocarbone
COV	Composé organique volatil
GIEC	Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat
GTI, II, III	Groupe de travail I, II, III du GIEC
HCFC	Hydrochlorofluorocarbone
IPCC	Intergovernmental Panel on Climate Change
MCGA	Modèles tridimensionnels de la circulation générale de l'atmosphère
MCGAO	Modèle de la circulation générale atmosphère-océan
MCGO	Modèle de la circulation générale de l'océan
MCS	Modèle climatique simple

Symboles chimiques

Br	Brome
CFC-11	CCl_3F (trichlorofluorométhane)
CFC-12	CCl_2F_2 (dichlorodifluorométhane)
CH_4	Méthane
Cl	Chlore
CO	Oxyde de carbone
CO_2	Dioxyde de carbone
HCFC-134a	CH_2FCF_3
HCFC-22	CF_2HCl (chlorodifluorométhane)
N_2O	Oxyde nitreux
NO_x	Oxyde d'azote
O_3	Ozone
OH	Hydroxyle
S	Soufre
SO_2	Dioxyde de soufre
SO_4^{2-}	Ion de sulfate

Appendice 6

UNITÉS

Unités SI (Système International)

Quantité physique	Unité	Symbole
longueur	mètre	m
masse	kilogramme	kg
temps	seconde	s
température thermodynamique	kelvin	K
quantité de substance	mole	mol

Fraction	Préfixe	Symbole	Multiple	Préfixe	Symbole
10 ⁻¹	deci	d	10	deca	da
10 ⁻²	centi	c	10 ²	hecto	h
10 ⁻³	milli	m	10 ³	kilo	k
10 ⁻⁶	micro	μ	10 ⁶	mega	M
10 ⁻⁹	nano	n	10 ⁹	giga	G
10 ⁻¹²	pico	p	10 ¹²	tera	T
10 ⁻¹⁵	femto	f	10 ¹⁵	peta	P
10 ⁻¹⁸	atto	a			

Noms et symboles spéciaux de certaines unités SI dérivées

Quantité physique	Nom de l'unité SI	Symbole	Définition de l'unité
force	newton	N	kg m s ⁻²
pression	pascal	Pa	kg m ⁻¹ s ⁻² (=N m ⁻²)
énergie	joule	J	kg m ² s ⁻²
puissance	watt	W	kg m ² s ⁻³ (= Js ⁻¹)
fréquence	hertz	Hz	s ⁻¹ (cycles par seconde)

Fractions et multiples d'unités SI dotées de noms spéciaux

Quantité physique	Nom de l'unité	Symbole	Définition de l'unité
longueur	ångstrom	Å	10 ⁻¹⁰ m = 10 ⁻⁸ cm
longueur	micron	μm	10 ⁻⁶ m
surface	hectare	ha	10 ⁴ m ²
force	dyne	dyn	10 ⁵ N
pression	bar	bar	10 ⁵ N m ⁻² = 10 ⁵ Pa
pression	millibar	mb	10 ² N m ⁻² = 1 Pa
poids	ton	t	10 ³ kg

Unités

°C degrés Celsius (0°C = 273 K environ)
 Les différences de températures sont aussi données en °C (=K) au lieu de la forme plus correcte en "degrés Celsius"

ppmv parties par million (10⁶) en volume
 ppbv parties par milliard (10⁹) en volume
 pptv parties par billion (10¹²) en volume
 bp (années) antérieures à l'année actuelle
 kbp milliers d'années antérieures à l'année actuelle
 mbp millions d'années antérieures à l'année actuelle

Les unités de masse adoptées dans ce rapport sont généralement celles utilisées couramment, elles n'ont volontairement pas été uniformisées, par exemple,

kt kilotonnes
 GtC gigatonnes de carbone (1 GtC = 3.7 Gt dioxyde de carbone)
 PgC petagrammes de carbone (1PgC = 1 GtC)
 MtN megatonnes de nitrogène
 TgC teragrammes de carbone (1TgC = 1 MtC)
 TgN teragrammes de nitrogène
 TgS teragrammes de soufre

Appendice 7

ETABLISSEMENTS AUXQUELS SONT AFFILIÉS LES AUTEURS PRINCIPAUX

L. D. Danny Harvey	University of Toronto	Canada
Jonathan M. Gregory	Meteorological Office, Hadley Centre	Royaume-Uni
Martin Hoffert	New York University	Etats-Unis d'Amérique
Atul K. Jain	University of Illinois	Etats-Unis d'Amérique
Murari Lal	Indian Institute of Technology	Inde
Rik Leemans	RIVM	Pays-Bas
Sarah C. B. Raper	Climatic Research Unit (UEA)	Royaume-Uni
Tom M. L. Wigley	NCAR	Etats-Unis d'Amérique
Jan de Wolde	University of Utrecht	Pays-Bas

Liste des publications du GIEC

I. PREMIER RAPPORT D'ÉVALUATION DU GIEC, 1990

- a) **ASPECTS SCIENTIFIQUES DU CHANGEMENT CLIMATIQUE.** Rapport 1990 rédigé pour le GIEC par le Groupe de travail I (*en anglais, chinois, espagnol, français et russe*).
- b) **INCIDENCES POTENTIELLES DU CHANGEMENT CLIMATIQUE.** Rapport 1990 rédigé pour le GIEC par le Groupe de travail II (*en anglais, chinois, espagnol, français et russe*).
- c) **STRATÉGIES D'ADAPTATION AU CHANGEMENT CLIMATIQUE.** Rapport 1990 rédigé pour le GIEC par le Groupe de travail III (*en anglais, chinois, espagnol, français et russe*).
- d) **Overview and Policymaker Summaries, 1990.**

Emissions Scenarios (préparé par le Groupe de travail III du GIEC), 1990.

Assessment of the Vulnerability of Coastal Areas to Sea Level Rise — A Common Methodology, 1991.

II. SUPPLÉMENT DU GIEC, 1992

- a) **CLIMATE CHANGE 1992 — The Supplementary Report to the IPCC Scientific Assessment.** The 1992 report of the IPCC Scientific Assessment Working Group.
- b) **CLIMATE CHANGE 1992 — The Supplementary Report to the IPCC Impacts Assessment.** The 1990 report of the IPCC Impacts Assessment Working Group.

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 1992 du GIEC (*en anglais, chinois, espagnol, français et russe*).

Global Climate Change and the Rising Challenge of the Sea. Coastal Zone Management Subgroup of the IPCC Response Strategies Working Group, 1992.

Report of the IPCC Country Study Workshop, 1992.

Preliminary Guidelines for Assessing Impacts of Climate Change, 1992.

III. RAPPORT SPÉCIAL DU GIEC, 1994

- a) **Lignes directrices du GIEC pour les inventaires nationaux de gaz à effet de serre (3 volumes), 1994** (*en anglais, espagnol, français et russe*).

- b) **Directives techniques du GIEC pour l'évaluation des incidences de l'évolution du climat et des stratégies d'adaptation, 1994** (*en anglais, arabe, chinois, espagnol, français et russe*).

- c) **CLIMATE CHANGE 1994 — Radiative Forcing of Climate Change and An Evaluation of the IPCC IS92 Emission Scenarios.**

IV. DEUXIÈME RAPPORT D'ÉVALUATION DU GIEC, 1995

- a) **CLIMATE CHANGE 1995 — The Science of Climate Change.** (Avec résumé destiné aux décideurs). Report of IPCC Working Group I, 1995.

- b) **CLIMATE CHANGE 1995 — Scientific-Technical Analyses of Impacts, Adaptations and Mitigation of Climate Change.** (Avec résumé destiné aux décideurs). Report of IPCC Working Group II, 1995.

- c) **CLIMATE CHANGE 1995 — The Economic and Social Dimensions of Climate Change.** (Avec résumé destiné aux décideurs). Report of IPCC Working Group III, 1995.

- d) **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, 1995.**

(A noter que le 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 et les trois résumés destinés aux décideurs sont disponibles en anglais, arabe, chinois, espagnol, français et russe).

V. DOCUMENTS TECHNIQUES DU GIEC

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

(également en anglais et espagnol)

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

(également en anglais et espagnol)

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

(également en anglais et espagnol)

Règles s'appliquant à l'élaboration, à la révision et à la publication des documents techniques du GIEC

Lors de sa onzième session (Rome, 11-15 décembre 1995), le Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat a adopté à l'unanimité les règles qui suivent concernant l'élaboration de ses documents techniques.

Les documents techniques du GIEC traitent de sujets sur lesquels on juge essentiel d'obtenir un point de vue scientifique et technique international émanant de sources différentes. Chacun de ces documents :

- a) s'inspire de textes déjà inclus dans les rapports d'évaluation et les rapports spéciaux du GIEC;
- b) est établi i) à la demande officielle de la Conférence des Parties à la Convention-cadre des Nations Unies sur les changements climatiques ou de ses organes subsidiaires, après acceptation du bureau du GIEC, ou bien ii) à la suite d'une décision du GIEC;
- c) est élaboré par une équipe d'experts, comprenant un coordinateur principal, sélectionné par le bureau du GIEC conformément aux directives concernant le choix des auteurs principaux, qui figurent dans les règlements du GIEC*;
- d) est expédié, sous forme de projet, à des experts et divers gouvernements, de façon que ceux-ci le reçoivent tous en même temps et disposent de quatre semaines au moins pour l'examiner et renvoyer leurs remarques;
- e) est ensuite révisé par les auteurs principaux en fonction des remarques reçues;
- f) est de nouveau expédié aux divers gouvernements de façon que ceux-ci disposent de quatre semaines au moins pour l'examiner une dernière fois et renvoyer leurs remarques;
- g) est parachevé par les auteurs principaux, en collaboration avec le bureau du GIEC tenant le rôle de comité de rédaction, en fonction des remarques reçues;
- h) contient en annexe, si le bureau du GIEC décide que cela est nécessaire, des points de vue divergents, fondés sur les remarques avancées par les gouvernements à l'occasion de la dernière révision, et dont le reste du document ne fait pas suffisamment état.

Lorsque les documents techniques sont élaborés à la demande officielle de la Conférence des Parties ou de ses organes subsidiaires, ils leur sont expédiés en premier lieu, puis ils sont publiés. Lorsqu'ils sont élaborés sur l'initiative du GIEC, ils sont directement publiés. Dans les deux cas, ils portent la mention suivante, en évidence en début de document :

“Le présent document technique du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat a été élaboré [à la demande des Parties à la Convention-cadre des Nations Unies sur les changements climatiques]/[sur l'initiative du groupe d'experts]. Si les éléments d'information rassemblés ici ont été vérifiés par des experts et divers gouvernements, ils n'ont pas été examinés par le groupe d'experts aux fins d'une éventuelle acceptation ou approbation.”

* L'élaboration d'un premier projet de rapport incombe à des auteurs principaux choisis par le bureau du groupe de travail compétent à partir des listes d'experts fournies par tous les pays membres et par toutes les organisations participantes. Les experts sont choisis au regard notamment des publications ou des travaux qui les ont fait connaître. Dans la mesure du possible, le bureau du groupe de travail compétent doit constituer l'équipe d'auteurs principaux d'un chapitre donné de façon à faire apparaître un juste équilibre entre les différents points de vue qu'il est raisonnablement fondé à envisager et de façon qu'au moins un expert y représente un pays en développement.