



Frédéric Elie on
ResearchGate

Réchauffement climatique : bases scientifiques pour comprendre le problème

Frédéric Élie
novembre 2007, modifié mars 2009

CopyrightFrance.com

La reproduction des articles, images ou graphiques de ce site, pour usage collectif, y compris dans le cadre des études scolaires et supérieures, est INTERDITE. Seuls sont autorisés les extraits, pour exemple ou illustration, à la seule condition de mentionner clairement l'auteur et la référence de l'article.

« Si vous ne dites rien à votre brouillon, votre brouillon ne vous dira rien ! »
Jacques Breuneval, mathématicien, professeur à l'université Aix-Marseille I, 1980

Abstract : La question du réchauffement climatique fait l'objet de débats dont la nature varie de la simple confrontation entre experts scientifiques, jusqu'à l'affrontement médiatique et politique. La passion avec laquelle cette question scientifique est abordée quelques fois laisse présumer de l'enjeu économique et politique dans lequel elle se place. Mais le véritable enjeu n'est-il pas celui de la survie de notre espèce, laquelle passe par nos liens étroits avec l'équilibre de notre planète beaucoup plus vieille que celle de notre existence ?

Mais un problème scientifique ne se résout pas avec uniquement la passion. Et même si la réalité et la pertinence de ce problème sont encore mises en doute par certains, y compris des experts, les établir nécessite autre chose que des opinions et des débats passionnels. Certes l'homme a besoin de motivation, de s'impliquer, pour comprendre et agir. Mais dans une deuxième étape, la raison aidée de la [méthode expérimentale](#), avec souvent ses contraintes un peu froides et impersonnelles (c'est le prix à payer pour l'objectivité !) doit prendre le relais, dans un climat de maîtrise, de pédagogie, de consensus raisonné... Et alors, l'écocitoyen pourra, par sa raison et son intelligence d'homme libre et responsable, adhérer aux résultats et aux propositions de solutions dans lesquelles il sera acteur pour leur mise en oeuvre.

Ainsi, à son très humble niveau, notre site propose ici de présenter quelques bases pour comprendre le problème du réchauffement climatique. Au lecteur, ensuite, après cet effort, d'aller plus loin pour se forger une conviction et pour agir...

SOMMAIRE

1 – INTRODUCTION

2 – SOURCES DE L'APPORT D'ENERGIE THERMIQUE DE L'ATMOSPHERE, ET BILAN GLOBAL DE CET APPOINT

2.1 – Source de rayonnement thermique solaire, constante solaire

2.2 – Première réponse de l'atmosphère terrestre au rayonnement solaire incident : renvoi dans l'espace d'une partie de ce rayonnement. Notion d'albédo et « effet parasol »

2.3 – Seconde réponse de l'atmosphère : absorption du rayonnement infrarouge émis par la surface terrestre, réémission d'une partie vers le sol. Effet de serre

2.4 – Bilan radiatif de la Terre, en équilibre, et thermodynamique de l'atmosphère

3 – FORÇAGES (VARIATIONS) DU BILAN RADIATIF NET RN ET LEURS DIFFERENTES CAUSES

3.1 – Notion de forçage

3.2 – Constantes de temps (temps de réponse) de retour à l'équilibre suite à une perturbation

3.3 – Les différentes causes de forçages

- 3.3.1 – Causes affectant la constante solaire S
- 3.3.2 – Causes affectant l'effet de serre g
 - 3.3.2.1 – Causes naturelles
 - 3.3.2.2 – Causes liées à l'intervention humaine
 - dioxyde de carbone, méthane...
 - ozone troposphérique
- 3.3.3 – Causes affectant l'albédo α
 - 3.3.3.1 – Causes liées à l'émission du dioxyde de soufre
 - 3.3.3.2 – Effets des nuages sur l'albédo, cycle de l'eau
 - 3.3.3.3 – Effets des aérosols sur l'albédo

4 – CIRCULATION OCEANIQUE ET VARIABILITE INTERNE

- 4.1 – Les circulations océaniques
 - 4.1.1 – Généralités
 - 4.1.2 – Ecoulement des masses d'eau océaniques « wind driven » (spirale d'Ekman), ou circulation de surface
 - 4.1.3 – Circulation des masses d'eau océaniques thermohaline (ou circulation profonde)
 - 4.1.3.1 – Généralités
 - 4.1.3.2 – Les « upwellings » équatoriaux
 - 4.1.4 – Oscillations océaniques (ENSO et autres)
 - 4.1.4.1 - Basses latitude (équateur) : El Niño
 - 4.1.4.2 - Latitudes moyennes
 - 4.1.4.3 - Hautes latitudes
- 4.2 – Flux thermiques transportés par les circulations de surface et profonde
 - 4.2.1 – Généralités
 - 4.2.2 - Ensoleillement S*
 - 4.2.3 - Flux d'énergie rayonnée par la mer S° (infrarouge à grande longueur d'onde)
 - 4.2.4 - Flux de chaleur sensible SH
 - 4.2.5 - Flux de chaleur latente de vaporisation SL
 - 4.2.6 - Flux d'advection SV
 - 4.2.7 - Mesures et distributions zonale et méridionale des flux de chaleur

5 – SCENARIOS SUR LES PRINCIPALES CAUSES ET CONSEQUENCES DU RECHAUFFEMENT CLIMATIQUE

- 5.1 – Note sur les modèles de prévision
- 5.2 – Scénarios des évolutions des gaz à effet de serre et de leur impact sur la température terrestre
- 5.3 – Conséquences sur le cycle du carbone
 - 5.3.1 - Rôle de la photosynthèse et de la respiration végétale dans le cycle du carbone
 - 5.3.2 - Rôle des océans dans le cycle du carbone
- 5.4 – Conséquences sur les précipitations et le cycle de l'eau
 - 5.4.1 – Evolution du niveau moyen des précipitations
 - 5.4.2 – Précipitations extrêmes
- 5.5 – Conséquences sur la neige, les glaces et la banquise
 - 5.5.1 – Glaces de mer et banquise
 - 5.5.2 – Couverture neigeuse
 - 5.5.3 – Calottes glaciaires et glaciers
- 5.6 – Conséquences sur la circulation thermohaline
- 5.7 – Elévation du niveau de la mer
- 5.8 – Alarmes et actions préventives : un consensus planétaire encore à trouver

Références bibliographiques

1 - INTRODUCTION



cumulonimbus (image : Wikipedia)

La question du réchauffement climatique est depuis plusieurs années à l'ordre du jour des informations destinées au grand public, mais aussi des travaux et colloques internationaux des experts en climatologie, dont le GIEC (ou IPCC en anglais) est le plus caractéristique. Pourtant, nombreux encore sont ceux qui manifestent un grand scepticisme envers cette problématique qu'ils considèrent comme un engouement médiatique, un effet de mode, et même une manipulation des masses par quelques décideurs ou industriels désireux de bien vendre l'écologie voire de chercher une « gouvernance mondiale ». A l'autre extrême, nombreux aussi sont ceux qui considèrent le réchauffement climatique comme le signe manifeste d'une évolution catastrophique de notre planète et de tout ce qu'elle abrite, dont notre humanité.

D'un côté comme de l'autre, il faut insister sur l'idée que la connaissance scientifique des faits, et les conséquences en terme de décisions à prendre, ne sauraient se satisfaire d'être une seule question d'opinions. Ce qu'elles demandent avant tout, pour se forger un avis, c'est de s'approprier les bases qui permettent de comprendre le problème, et en particulier les termes et les hypothèses employés. Cet effort est rarement exigé lorsqu'au grand public sont présentées toutes faites les conclusions « clé en main ». Le « prêt à conclure » n'est pas une bonne méthode de connaissance et d'action auprès des gens qui veulent, par leur raison et leur intelligence d'hommes et de femmes libres, être de véritables « écocitoyens ».

Face, d'une part, à l'angélisme ou au scepticisme de ceux qui rejettent en bloc l'idée du réchauffement climatique, et, d'autre part, au catastrophisme de ceux qui la brandissent sous l'aspect de la terreur écologique, il convient, de la part de tout homme et femme de science, et plus généralement de tout homme et femme raisonné, de se demander si chacun d'entre nous possède bien les bases scientifiques et techniques pour apprécier ce qui est présenté à ce sujet. C'est ce que se donne de faire, à son très humble niveau, le présent article.

Que l'on ne s'y méprenne pas : toute question de choix qui s'appuie sur des données et des analyses scientifiques, et qui doit conduire à la mise en oeuvre de techniques actuelles ou nouvelles, ainsi que de dispositions politiques, sociologiques et économiques, exige de la part du citoyen l'effort intellectuel qui consiste à :

- (a) – faire la part entre ce qui est une donnée avérée et une chose supposée ;
- (b) – comprendre comment ce qui est avéré a pu être établi ;
- (c) – comprendre ce qui relève de l'hypothèse et quelles en sont les limites de validité ;

- (d) – s'appropriier les principes scientifiques et les théories qui servent à identifier les relations de cause à effet, lesquelles ne sont pas toujours linéaires mais présentent des rétroactions propres à un système complexe (et l'atmosphère et la biosphère terrestres en sont un !). C'est la partie la plus difficile : comment faire comprendre aux gens de cultures et de savoirs différents que la question ne se réduit pas à quelques approches naïves sans pour autant leur imposer un verbiage d'experts incompréhensible par la plupart ?
- (e) – bref, à s'appropriier le problème avec l'esprit de la méthode expérimentale qui, comme je l'ai déjà dit dans l'article « [Méthode expérimentale](#) », est du ressort de chacun, sans qu'il soit besoin d'être un expert, afin d'être un citoyen averti, respecté dans sa capacité de raisonner, et de se soustraire de la manipulation des émotions de la part des divers pouvoirs politiques, économiques et techniques !

De façon générale, ce qui est plaisant dans les questions d'écologie, c'est que, très rapidement, on s'aperçoit que pour bien comprendre un sujet faisant l'objet de querelle d'opinions, on ne peut pas se dispenser de faire l'effort de connaître ses bases scientifiques élémentaires.

Dès à présent, pour ce qui concerne l'exigence (a) ci-dessus, je fais la part entre ce qui est une donnée avérée et ce qui relève encore de la supposition :

Sont des **données avérées** les propositions suivantes :

- Il y a une corrélation parfaite entre les variations de la température moyenne globale de la basse atmosphère et celles des gaz à effet de serre, notamment du dioxyde de carbone et du méthane. Ces données couvrent 420000 années.
- L'effet de serre contribue de manière prépondérante au réchauffement global de la basse atmosphère. Et le dioxyde de carbone, le méthane sont les principaux gaz qui contribuent à l'effet de serre.
- Il y a une tendance à l'augmentation de la quantité moyenne des gaz à effet de serre depuis les 150 dernières années. Des deux points précédents il résulte que la température moyenne globale augmente aussi.
- L'activité humaine crée des gaz à effet de serre.
- « L'effet parasol » (Robert Kandel) contribue, quant à lui, à refroidir la surface terrestre. Il repose essentiellement sur le processus de l'albédo.
- Contribuent à l'effet parasol la couverture nuageuse d'altitude et certains aérosols, particules solides ou liquides en suspension dans l'atmosphère.
- Certains aérosols contribuent au refroidissement de la surface de la Terre, non par effet parasol, mais par piégeage du rayonnement solaire incident. Mais certains d'entre eux contribuent à l'effet de serre la nuit.
- Bien qu'elle soit le principal gaz à effet de serre dans l'atmosphère, la vapeur d'eau contribue de manière négligeable au réchauffement global : le flux thermique qu'elle véhicule entre dans le processus du cycle de l'eau.

La façon dont varie la température globale moyenne dans la basse atmosphère n'est pas descriptible uniquement par un bilan global de l'énergie résultant de l'effet de serre et de l'effet parasol (la constante solaire étant liée à une cause sur laquelle l'homme n'a aucun effet). Elle nécessite de prendre en considération les échanges ou flux thermiques et chimiques entre les

différentes zones de l'atmosphère, entre l'atmosphère et les océans, entre les océans et les continents, entre les différentes zones des océans, entre les différentes zones des continents, et ceci en présence de rétroactions et compte tenu des proportions des nuages, particules et aérosols présents dans l'atmosphère. Ces flux d'interactions, avec leurs rétroactions, sont complexes et font souvent appel à des processus non linéaires parce que le milieu qui les véhicule est un fluide (l'air ou la mer) qui obéit aux lois non linéaires de la physique des fluides, notamment dans ses régimes turbulents.

Ces interactions atmosphère-océan, océan-océan, etc., font qu'il ne suffit pas d'expliquer le climat par la seule donnée de la température globale moyenne. En effet, le transfert de la chaleur et des compositions chimiques d'un point à l'autre de l'atmosphère ou des océans, par voie non linéaire et rétroactive, fait que l'effet du réchauffement moyen peut se traduire en un endroit par un refroidissement du climat, et ailleurs par un réchauffement. Ceci avec des temps caractéristiques de réponse variables.

De ces considérations générales il découle que les points suivants relèvent encore à ce jour d'**investigations** :

- La façon dont s'effectuent les couplages océans-atmosphère : pour être maîtrisés, ces couplages nécessitent que soient approfondis les modèles théoriques (et les valider par l'expérience !) qui prennent en compte les variations des diverses grandeurs jugées pertinentes (températures, concentrations chimiques, pressions, vents, courants...) non seulement sur une surface bidimensionnelle, mais dans un volume tridimensionnel : les coupes en altitudes dans l'atmosphère et les coupes en profondeurs des océans. Bref il faut continuer de développer et d'améliorer les modèles 3D.

- La spécificité du réchauffement global ayant pour origine les activités humaines, par rapport au réchauffement global ayant pour origine les phénomènes « naturels » (c'est-à-dire sans cause humaine). Faire la part entre le naturel et l'« anthropique » (causé par l'humain) est très difficile et relève encore de suppositions. Par exemple, certains chercheurs admettent que l'intensification de l'effet de serre suivant un mode de variation qui s'écarte de celui des variations anciennes, donc pré-industrielles, est significative d'une cause d'origine anthropique.

- La façon dont les différents effets, parfois antagonistes, interviennent dans le réchauffement global : du fait des modes de transfert de la chaleur, de la concentration, etc., selon des processus non linéaires, et de leurs rétroactions, il est encore difficile d'évaluer avec précision la façon dont certains effets peuvent être compensés par d'autres antagonistes, sur des échelles de temps et d'espace variables. Par exemple, jusqu'à quel point l'effet de serre reste-t-il un processus prépondérant et non compensé par un effet antagoniste, tel l'effet parasol ? Et dans les flux d'échanges et les couplages, jusqu'à quel point les transferts dans les océans ne réagissent pas sur le champ de température de la basse atmosphère ?

- Et par conséquent, les scénarios sur les « forçages », c'est-à-dire sur les variations des principaux paramètres macroscopiques qui entraînent la modification de la température moyenne : comment établir, avec précision, et avec un pouvoir prédictif confirmé par l'expérience et l'observation, que telle variation même infime d'un paramètre (par exemple le taux de méthane) va entraîner une variation certaine de la température moyenne à la surface de la Terre ? Ces scénarios sont basés sur différents modèles, traitent des flux de transfert et des couplages et des bilans thermiques et chimiques, qui nécessitent des observations antérieures et de longue durée pour être validées, notamment par les données paléoclimatologiques. La marge des conclusions auxquels conduisent les différents scénarios est donc plutôt large : sur l'échelle des températures la variation peut aller de 1 à 6°C, et sur l'échelle de temps, de 30 à 100 ans. Or une

variation maximale de 6°C sur un siècle est trop brutale pour le temps d'adaptation des écosystèmes et de l'humanité : on parle alors de « choc climatique ».

- En terme des conséquences sur la fonte des glaces et la variation du niveau de la mer, ainsi que l'évolution du cycle de l'eau : aujourd'hui les scénarios les plus pessimistes concluent à une élévation moyenne du niveau des océans de 95 cm sur un siècle, voire à un ralentissement de la circulation thermohaline des océans. Mais des validations définitives sont encore attendues.

- Comment, dans la variabilité du climat, faire la part de ce qui relève d'une variabilité « naturelle » de ce qui relève d'une variabilité caractéristique du réchauffement climatique ? En d'autres termes, les phénomènes extrêmes tels les tempêtes, les cyclones, et les orages dévastateurs, ou encore les canicules et sécheresses exceptionnelles, sont-ils les signes de plus en plus marqués d'un réchauffement global ? En fait, ces variations, au demeurant très localisées, ne couvrent pas une échelle de temps suffisante pour caractériser une variation à long terme : pour celle-ci l'échelle de temps requise doit être de 30 ans minimum. A ce jour, nous manquons alors encore de recul.

Ces certitudes et incertitudes étant recensées ici brièvement, que l'on ne s'y méprenne pas toutefois. La présence des incertitudes et ce qui fait encore l'objet d'investigations ne doit pas inciter pour autant à remettre en cause ou à minimiser l'importance des données qui sont désormais avérées et certaines. Ces incertitudes et suppositions sont, en définitive, marginales par rapport aux certitudes, notamment celle de la tendance au réchauffement global. La préoccupation qui consiste à affiner les modèles et les scénarios n'est pas du même niveau que celle qui consiste à réagir face à la tendance générale du réchauffement. En particulier, que le forçage de l'effet de serre entraîne une variation de 2°C au lieu de 6°C, sur 100 ans au lieu de 30 ans, mérite, certes, que l'on cherche à résoudre ces incertitudes, mais invite à ce que, de toutes façons, on doive faire quelque chose pour minimiser ce forçage. Si le catastrophisme ne doit pas être d'emblée de mise, pour autant les sirènes de l'angélisme, qui déclarent que l'humanité a du temps devant elle, ne doivent pas ralentir la recherche d'actions préventives à l'échelle planétaire.

C'est la façon raisonnée et concertée, au niveau mondial, de résoudre les problèmes, pour nous-mêmes et pour nos générations futures.

Dans le présent article, reprenant chacune des phases des raisonnements de cette introduction, les différents paragraphes vont introduire les différentes notions qui ont été employées, sur un plan scientifique : effet de serre, effet parasol, albédo, flux, rétroactions, etc. Ainsi le lecteur disposera des outils pour comprendre et aller plus loin dans la problématique du réchauffement climatique.

L'article s'organise alors comme suit :

- Au paragraphe 2 les origines de l'énergie thermique de l'atmosphère sont présentées. La source principale est évidemment le rayonnement solaire. Une partie de ce rayonnement, à la rencontre des différentes couches de l'atmosphère, est transmise vers la surface de la Terre et contribue donc à son réchauffement, tandis qu'une autre partie est renvoyée vers l'espace par l'atmosphère terrestre, et est donc sans effet sur le réchauffement.

- Les sources secondaires de l'énergie thermique de l'atmosphère sont la réponse de la surface terrestre au flux solaire incident, et la façon dont l'atmosphère selon son état dynamique et sa composition réagit à cette réponse. Autrement dit, au flux thermique incident qui parvient à atteindre le sol, la surface terrestre réagit en émettant vers l'atmosphère un rayonnement infrarouge. Si l'atmosphère était complètement transparent pour ce rayonnement infrarouge, celui-ci repartirait intégralement vers l'espace et la surface terrestre aurait une température

faible (en l'occurrence -18°C !). Or ce n'est pas le cas : l'atmosphère, selon sa composition et son état thermodynamique, absorbe une partie du rayonnement réémis par la Terre, laisse passer une autre partie vers l'espace, et enfin renvoie vers le sol une troisième partie. C'est cette dernière partie qui, piégée entre la surface terrestre et les basses couches de l'atmosphère, contribue au réchauffement global par effet de serre.

- Ainsi au paragraphe 2, toujours, c'est le bilan global, sans modélisation des flux, que je présente. Les flux seront, quant à eux, présentés par la prise en compte plus fine des transferts de chaleur et de matière dans l'atmosphère et l'océan, et cela fera l'objet du paragraphe 4.

- Au paragraphe 3 on examinera comment évolue le bilan thermique net à partir des variations (ou « forçages ») affectant les différentes variables caractéristiques de ce bilan. Et on identifiera les causes de ces variations en terme de variation de la composition chimique de l'atmosphère (gaz à effet de serre, aérosols, vapeur d'eau...)

- Au paragraphe 4, également, le rôle de la circulation océanique sur le changement du climat et en tant que conséquence de celui-ci sera abordé.

Dans chacun de ces paragraphes, je m'efforcerai de mentionner ce qui relève des faits et des données avérés et ce qui relève encore de suppositions.

- Au paragraphe 5, l'état des tendances d'évolution du climat et les modélisations conduisant aux projections est abordé. De cela découlent des actions préventives, notamment celles préconisées par le GIEC, encore discutées, voire contestées. Certains jugent que le coût de ces actions préventives et leurs conséquences économiques sont élevés au regard du peu de certitude qu'ils prétendent déceler dans les résultats du GIEC. On trouvera, de manière très succincte, l'état des débats entre les différents points de vue : ceux du GIEC, ceux proches du GIEC, et ceux qui, avec divers degrés et nuances, s'en écartent. On verra que, malheureusement, il n'y a pas encore de complet consensus sur ce sujet qui semble pourtant nous interpeller tous !

2 – SOURCES DE L'APPORT DE L'ÉNERGIE THERMIQUE DE L'ATMOSPHÈRE ET BILAN GLOBAL DE CET APPOINT

Voir aussi par exemple : [références \[68\] et \[69\]](#).

2.1 – Source de rayonnement thermique solaire, constante solaire

Le Soleil émet dans l'espace une puissance de rayonnement électromagnétique égale à :

$$Q = 3,87 \cdot 10^{26} \text{ W}$$

répartie dans le spectre allant de l'ultraviolet (UV) jusqu'à l'infrarouge (IR) en passant par le visible où la puissance est la plus grande : 85 % de l'énergie émise est dans le visible, l'énergie totale s'échelonne de $0,25 \mu\text{m}$ à $2,5 \mu\text{m}$ (IR).

Le Soleil émet de l'énergie principalement dans le visible parce que, avec sa température de surface de l'ordre de 6000 K (5780 K exactement) l'intensité maximale d'émission correspond à ces longueurs d'onde. En effet, la théorie quantique du rayonnement, confirmée par l'expérience, montre que la densité spectrale de puissance émise par une source thermique dépend uniquement de la longueur d'onde λ de la radiation émise et de la température T de la source (*loi de Planck*, 1900) :

$$L_{\lambda}(T) = \frac{2hc^2}{\lambda^5 \left(e^{\frac{hc}{\lambda kT}} - 1 \right)} \quad (\text{en W/m}^3/\text{sr}) \quad (1)$$

où h est la constante de Planck, c la vitesse de la lumière dans le vide, k la constante de Boltzmann (voir figure 1).

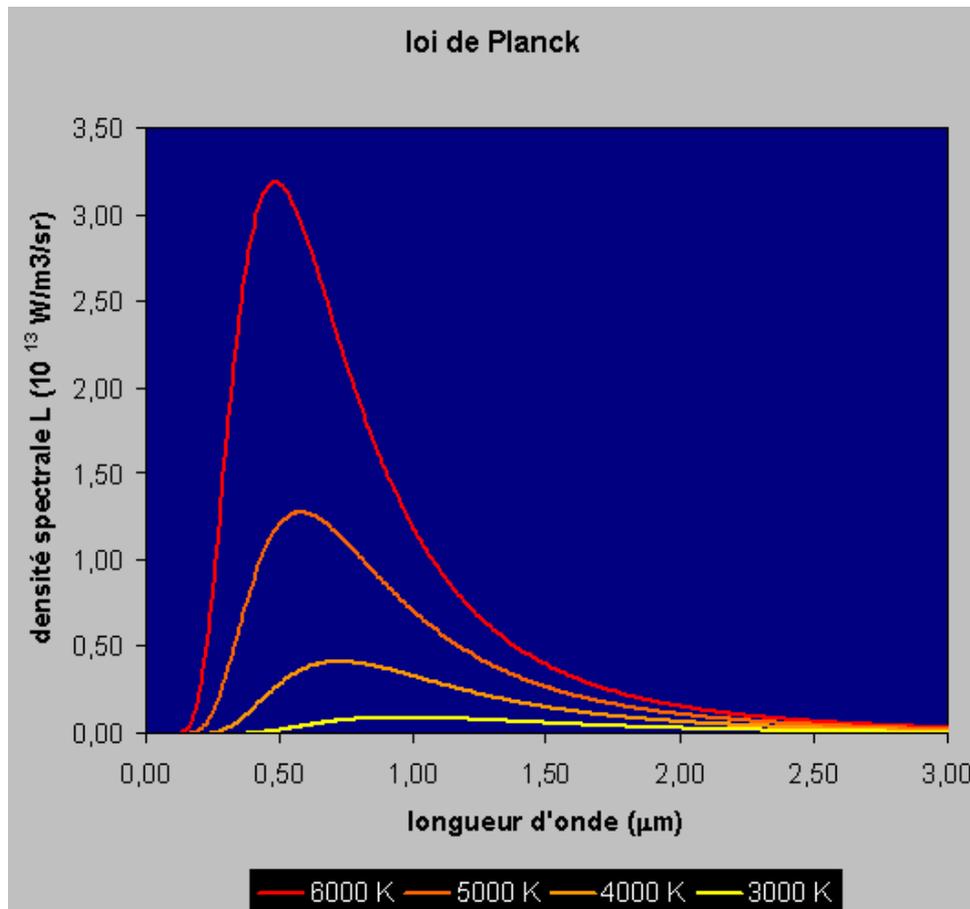


figure 1 – Loi du rayonnement de Planck

La courbe de Planck montre que, pour une température donnée de la source T, l'énergie est maximale pour une certaine longueur d'onde λ_m telle que :

$$\lambda_m T = cste = 2,9 \cdot 10^{-3} \text{ m.K} \quad (2)$$

C'est la **loi de déplacement de Wien**. Pour T = 5780 K, la longueur d'onde correspondante est bien dans le domaine du visible dans le spectre électromagnétique ($\lambda_m = 0,502 \mu\text{m}$).

la contribution de l'ensemble des rayonnements correspondant chacun à une longueur d'onde, pour une température donnée, fournit le flux énergétique total dans tout l'espace de la source rayonnante. Le calcul et l'expérience montrent que ce flux total est proportionnel à la puissance quatrième de la température absolue (loi de Stefan-Boltzmann) :

$$S_0 = \pi \int_0^{\infty} L_{\lambda}(T) d\lambda = \sigma T^4 \quad (3)$$

Ce flux total, ou émittance, représente la puissance par unité de surface d'émission, est donc exprimé en W/m². σ est la constante de Stefan et vaut :

$$\sigma = \frac{2\pi^5 k^4}{15 h^3 c^2} = 5,670 \cdot 10^{-8} \text{ (W/m}^2\text{/K}^4\text{)}$$

Avec une température de surface rayonnante T = 6000 K le Soleil émet donc à sa surface, et dans toutes les directions de l'espace, un flux de rayonnement énergétique égal à :

$$S_0 = 73,5 \cdot 10^6 \text{ W/m}^2$$

La valeur de la puissance rayonnée par la surface du Soleil se retrouve aisément en appliquant la loi de Stefan-Boltzmann, connaissant le rayon du Soleil $R = 6,9598 \cdot 10^8 \text{ m} = 109 \times$ Rayon terrestre, et la température $T = 6000 \text{ K}$:

$$S_0 = \frac{Q}{4\pi R^2} = \sigma T^4 = 73,5 \cdot 10^6 \text{ W/m}^2 \rightarrow Q = 4\pi R^2 S_0 = 3,87 \cdot 10^{26} \text{ W}$$

A une distance r du Soleil, le flux émis représente le rapport entre la puissance émise Q et la surface de la sphère de rayon r :

$$S(r) = \frac{Q}{4\pi r^2}$$

Le flux décroît donc avec la distance suivant une loi en $1/r^2$. A la distance moyenne de la Terre au Soleil $r = 150 \cdot 10^9 \text{ m}$, il devient donc :

$$S(r) = \frac{3,87 \cdot 10^{26}}{4\pi (150 \cdot 10^9)^2} = 1367 \text{ W/m}^2$$

Cette quantité s'appelle « **constante solaire** » et est notée tout simplement S pour la distance Terre-Soleil moyenne. Lorsque le rayonnement est intercepté par une surface A située à cette distance r de la source, la surface A reçoit une puissance égale au produit de la constante solaire par sa surface :

$$Q(A) = S \times A \quad \text{en W}$$

Si la surface interceptrice A est celle de la Terre, assimilée à une sphère de rayon « a », A n'est pas la surface totale de la Terre $4\pi a^2$, mais est la surface de la projection de la sphère terrestre sur un plan tangent perpendiculaire au rayonnement incident, soit πa^2 : seule une demi-sphère est éclairée par le Soleil à chaque instant (figure 2).

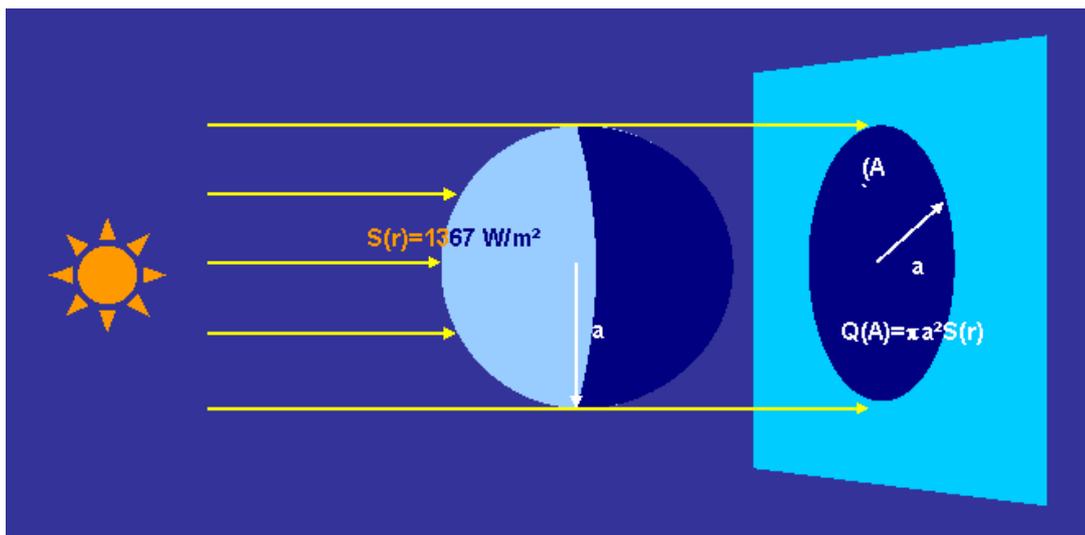


figure 2 – puissance solaire incidente

Le rapport entre les surfaces de la sphère et du disque projeté A est égal à 4 ($4\pi a^2 / \pi a^2 = 4$), il s'ensuit que dans le bilan radiatif de la Terre, ce n'est pas la constante solaire S qui intervient, mais celle-ci divisée par 4 : $S/4 = 1367/4 = 342 \text{ W/m}^2$.

Ainsi, en l'absence de tout phénomène d'absorption, de diffusion ou de réflexion, c'est le flux de rayonnement solaire $S/4 = 342 \text{ W/m}^2$ qui est reçu à la surface de la Terre.

En réalité, la constante solaire, et par suite le flux incident reçu par la Terre, n'est pas si constante que ça : elle varie légèrement par suite de la forme elliptique de l'orbite de la Terre autour du Soleil (la distance r varie), et à cause des changements périodiques de l'activité solaire (« sursauts » solaires sur des cycles de 11 ans environ). La constante solaire a varié de $\pm 0,1 \%$ depuis 1970.

Sur des échelles de temps beaucoup plus importantes, il est difficile de se prononcer sur l'histoire d'une éventuelle variation de S . Certes, les théories astrophysiques sur la dynamique interne des étoiles annoncent que S ait pu varier de 40 % sur 4 milliards d'années. Mais ceci ne permet pas de conclure à une quelconque variation significative sur la dernière période de l'histoire de la Terre depuis que l'Homme existe. Aucune mesure sérieuse n'est disponible à ce sujet.

Sur nos échelles de temps de l'ordre de quelques décennies ou du siècle, qui nous intéressent pour l'évolution future du climat, nous allons donc admettre que la constante solaire est constante.

A la valeur du flux reçu par la Terre $S/4 = 342 \text{ W/m}^2$, correspond une puissance reçue à la surface égale à $4\pi a^2 \chi(S/4) = \pi a^2 S = 1,74 \cdot 10^{17} \text{ W}$, où $a = 6360 \text{ km}$ est le rayon moyen de la Terre.

2.2 – Première réponse de l'atmosphère terrestre au rayonnement solaire incident : renvoi dans l'espace d'une partie de ce rayonnement. Notion d'albédo et « effet parasol »

Ce n'est pas la totalité du rayonnement solaire incident qui est absorbée par la Terre et qui chauffe sa surface : une partie de l'énergie est renvoyée dans l'espace par l'atmosphère terrestre. Cette proportion d'énergie renvoyée dans l'espace est appelée « **albédo** » α . Elle dépend, de manière générale, des propriétés optiques de la surface terrestre (réflectivité du sol, élevée pour les zones claires : zones désertiques, neigeuses ou recouvertes de glaces) ainsi que de la couverture nuageuse. En fait, l'atmosphère contribue à l'effet albédo selon la nature et les propriétés des aérosols qui s'y trouvent présents.

Par définition :

$$\text{albédo} = \alpha = (\text{flux réfléchi vers l'espace})/(\text{flux total incident})$$

L'albédo est de l'ordre de 0,30 pour la Terre : autrement dit, 30 % du flux incident total (341 W/m^2) est renvoyé vers l'espace et n'atteint donc pas la surface terrestre :

$$\frac{S}{4} \times \alpha = 342 \times 0,3 = 102 \text{ W/m}^2 \quad \text{renvoyé dans l'espace.}$$

La fraction de flux qui reste absorbée par la Terre, et qui donc a une action sur le climat, est donc :

$$S_1 = (1 - \alpha) \frac{S}{4} = 342 - 102 = 240 \text{ W/m}^2$$

Ce flux est converti en chaleur.

La puissance totale amenée par ce flux sur la surface terrestre est donc :

$$Q_1 = 4 \pi a^2 S_1 = (1 - \alpha) \pi a^2 S = 1,22 \cdot 10^{17} \text{ W}$$

Suivant la terminologie de Robert Kandel ([référence \[57\]](#)), on appellera « **effet parasol** » tout processus par lequel une configuration de l'atmosphère ou de la surface terrestre contribue à la

réflexion de l'énergie solaire incidente vers l'espace, donc à l'augmentation de l'albédo. Cette configuration, je l'ai déjà dit, est reliée à la nature de la surface terrestre et à la composition de l'atmosphère, principalement en aérosols. L'effet parasol est antagoniste au réchauffement de la planète.

En réponse à la puissance incidente Q_1 , la Terre rayonne à la façon d'un corps noir (du moins en première approximation) avec une température d'émission (ou **température planétaire effective**) T_e qui est reliée à la puissance de réémission Q_2 par la loi de Stefan-Boltzmann :

$$Q_2 = 4\pi a^2 \sigma T_e^4$$

($4\pi a^2$ étant la surface totale de la Terre puisque c'est toute la surface terrestre, cette fois, qui réémet l'énergie). Par cette réémission, l'atmosphère et la surface terrestre tendent à chaque instant à retrouver une situation d'équilibre thermodynamique : le système compense le flux ou la puissance solaire incidente. On a donc, à l'équilibre, $Q_2 = Q_1$, ce qui donne la température d'émission de la Terre :

$$T_e = \left[\frac{(1-\alpha)S}{4\sigma} \right]^{1/4} \quad (4)$$

Pour la Terre, on trouve : $T_e = 255$ K (c'est-à-dire -18°C). Cela veut dire que, en l'absence de tout phénomène susceptible de piéger une partie du flux de chaleur dans l'atmosphère, la surface terrestre devrait avoir une température moyenne de -18°C lorsqu'elle réémet exactement le flux incident afin d'assurer son équilibre thermodynamique. Par conséquent, la surface terrestre serait plutôt glaciale si aucune énergie incidente n'était absorbée par l'atmosphère, et la Vie telle que nous la connaissons aujourd'hui à la surface de la Terre, ne s'y serait pas développée. Or cette absorption, par laquelle la température moyenne est plus grande, est due à l'effet de serre, comme on va le voir.

A quel domaine de longueur d'ondes correspond la température planétaire effective $T_e = 255$ K ? On sait qu'il est donné par la loi de déplacement de Wien (2) :

$$\lambda_m = \frac{2,9 \cdot 10^{-3}}{T_e} = 11 \text{ } \mu\text{m}$$

Cette longueur d'onde est dans le domaine infrarouge. Ainsi, en réponse à la puissance solaire incidente, la Terre émet dans l'infrarouge.

Ce résultat est très important : c'est justement le fait que la Terre rayonne dans l'infrarouge (alors que le rayonnement incident est principalement dans le visible) qui est responsable de l'effet de serre, comme on le verra au § 2.3 ci-après.

Le tableau 1 ci-dessous donne une comparaison entre la Terre et quelques planètes du Système Solaire, pour le flux solaire incident, l'albédo et la température planétaire effective.

planète	distance au Soleil r (10^9 m)	S (W/m^2)	albédo α	T_e (K)	T_e mesurée (K)	rotation diurne (jours terrestres)
VENUS	108	2632	0,77	227	230	243
TERRE	150	1367	0,30	255	250	1
MARS	228	589	0,24	211	220	1,03
JUPITER	780	51	0,51	103	130	0,41

TABLEAU 1 – constantes solaires, albédos et température planétaires effectives de quelques planètes

2.3 – Seconde réponse de l’atmosphère : absorption du rayonnement infrarouge émis par la surface terrestre, réémission d’une partie vers le sol. Effet de serre

L’atmosphère est constituée de certaines molécules qui absorbent le rayonnement infrarouge. De manière plus générale, elle absorbe de façon sélective les radiations aux différentes longueurs d’onde :

- l’atmosphère est pratiquement transparent pour toute la partie du spectre électromagnétique correspondant au visible ($0,4 \mu\text{m} < \lambda < 0,75 \mu\text{m}$) ;
- mais elle est opaque aux rayons ultraviolets par la présence de l’ozone stratosphérique O_3 ;
- et elle absorbe l’infrarouge à différentes longueurs d’onde, par la présence principalement des molécules d’eau H_2O et du dioxyde de carbone CO_2 . La raison est que ces molécules, constituées de trois atomes, vont transformer en énergie de rotation et de vibration l’énergie incidente véhiculée par le rayonnement infrarouge ($4 \mu\text{m} < \lambda < 50 \mu\text{m}$).

C’est ce que montre la figure 3 où l’on représente les courbes de Planck normalisées $\lambda L_\lambda(T)$ des radiations solaire et terrestre, ainsi que pour chaque longueur d’onde, les courbes d’absorption par les différents constituants de l’atmosphère au niveau du sol, et à 11 km d’altitude (limite de la tropopause).

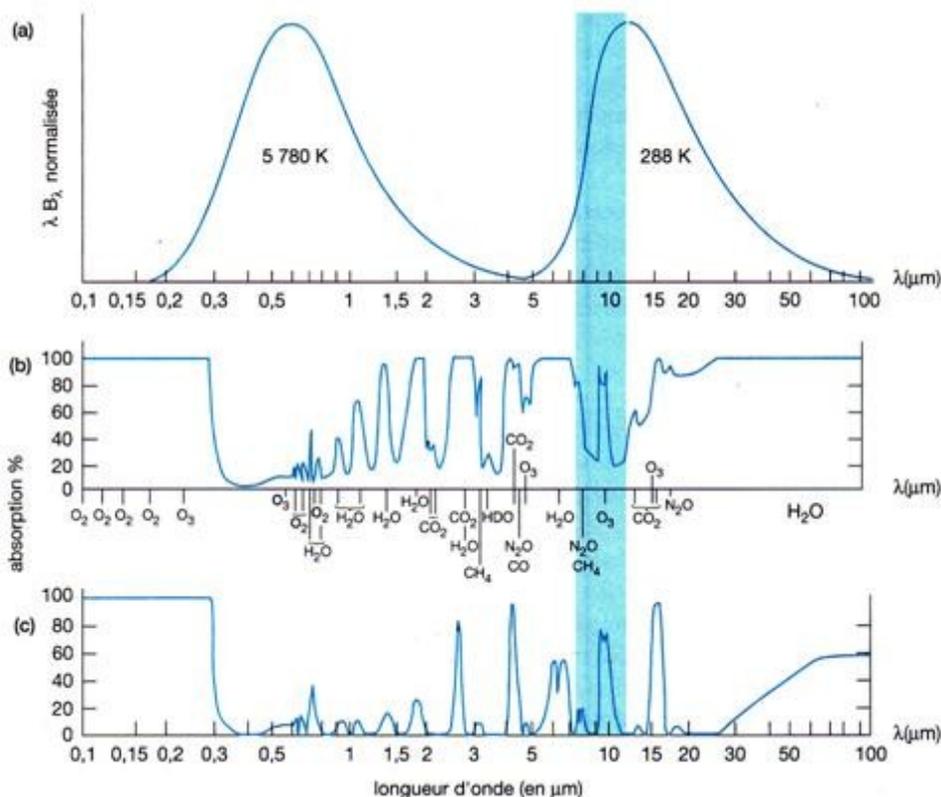


figure 3 – Emission normalisée du Soleil ($T = 6000 \text{ K}$) et de la Terre ($T_e = 255 \text{ K}$), et taux d’absorption par l’atmosphère au niveau du sol et à l’altitude de la tropopause (11 km) (d’après Goody et Yung : « Atmospheric Radiation », Oxford Univ. Press, 1989)

Les couches de l’atmosphère qui absorbent le rayonnement IR en provenance du sol renvoient

une partie vers le sol, laquelle contribue donc au réchauffement des couches inférieures de l'atmosphère (troposphère), et transmet une autre partie vers l'espace (car l'opacité des couches n'est pas totale).

Cela a pour conséquence que la température au voisinage de la surface terrestre, T_s , est plus élevée que la température d'émission T_e qui existerait en l'absence d'atmosphère. C'est pourquoi, au lieu d'avoir comme température moyenne $T_e = -18^\circ\text{C}$, on a $T_s = +15^\circ\text{C}$, plus propice aux conditions de la Vie telle que nous la connaissons aujourd'hui.

Tâchons de le démontrer au moyen du modèle simplifié de l'effet de serre à une seule couche atmosphérique (figure 4).

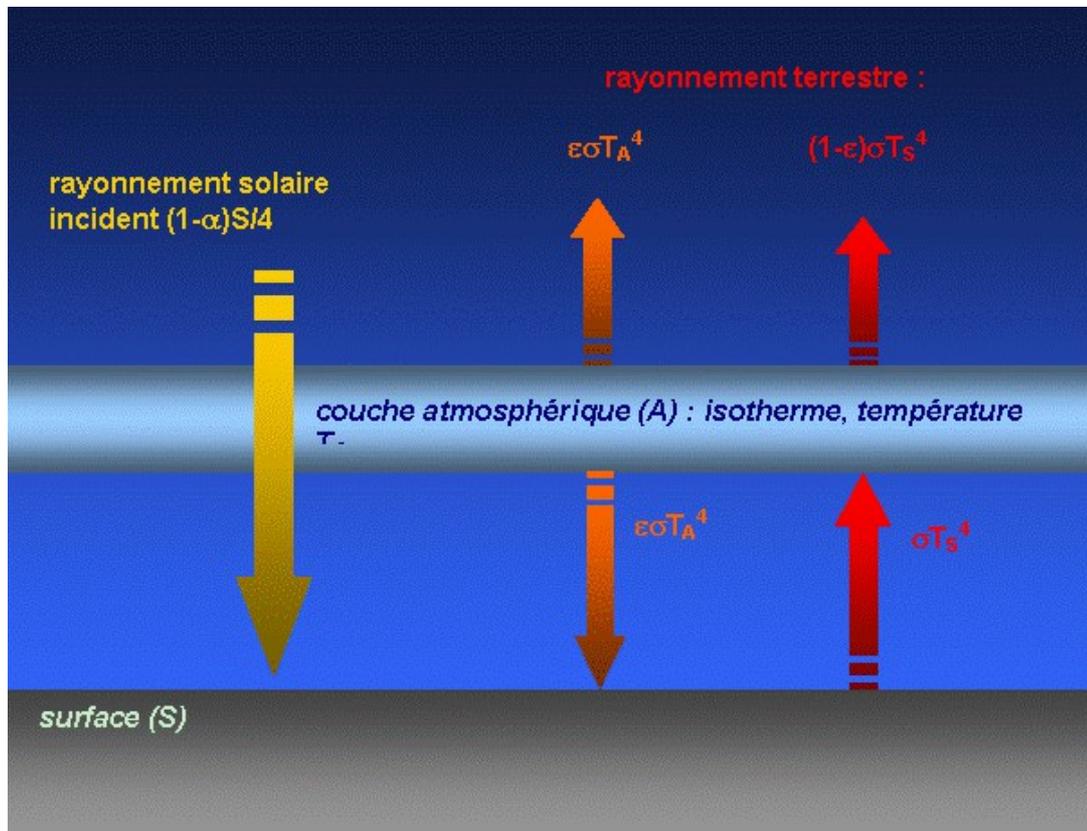


figure 4 – Modèle de l'effet de serre avec une seule couche atmosphérique isotherme

Par suite de l'albédo, le rayonnement solaire incident qui atteint le sommet de la couche atmosphérique (A) et la surface (S) a pour flux :

$$(1 - \alpha)S/4$$

Considérons le bilan radiatif au sommet de la couche atmosphérique (A) :

- Le flux incident, on vient de le voir, est $(1 - \alpha)S/4$: il n'est pas absorbé par l'atmosphère, car il est du domaine du visible pour lequel l'atmosphère est transparente. Il atteint donc intégralement le sol.

- La couche atmosphérique reçoit de la Terre le flux infrarouge σT_s^4 qui est partiellement transmis à son sommet à cause de l'absorption par l'atmosphère d'une partie de ce rayonnement (l'absorption est caractérisée par l'absorptance ε de la couche atmosphérique) :

$$(1 - \varepsilon)\sigma T_s^4$$

- Le sommet rayonne le flux $\varepsilon\sigma T_A^4$ vers l'espace, où ε est l'émissivité de la couche atmosphérique. Or d'après la **loi de Kirchhoff**, l'émissivité est égale à l'absorptance pour une

même longueur d'onde du rayonnement : $\eta = \varepsilon$. On a donc comme flux émis au sommet : $\varepsilon\sigma T_A^4$.

- A l'équilibre thermodynamique du sommet de la couche (A) l'énergie émise est compensée par l'énergie reçue :

$$(1-\alpha)\frac{S}{4}=(1-\varepsilon)\sigma T_S^4+\varepsilon\sigma T_A^4$$

Considérons maintenant le bilan radiatif à la surface terrestre (S) :

- Les flux incidents sont ceux du rayonnement solaire $(1-\alpha)S/4$ et de celui émis par la surface inférieure de la couche atmosphérique (A) :

$\varepsilon\sigma T_A^4$ (puisque $\eta = \varepsilon$).

- Le flux émis par la surface (S) est σT_S^4 .

- A l'équilibre thermodynamique de la surface (S) on a :

$$\sigma T_S^4=(1-\alpha)\frac{S}{4}+\varepsilon\sigma T_A^4$$

d'où :

$$\varepsilon\sigma T_A^4=\sigma T_S^4-(1-\alpha)\frac{S}{4}$$

que l'on remplace dans le premier bilan :

$$(1-\alpha)\frac{S}{4}=(1-\varepsilon)\sigma T_S^4+\sigma T_S^4-(1-\alpha)\frac{S}{4}$$

Or, on a vu que le flux solaire est relié à la température d'émission par :

$$(1-\alpha)\frac{S}{4}=\sigma T_e^4$$

d'où :

$$2\sigma T_e^4=(2-\varepsilon)\sigma T_S^4$$

La température moyenne de surface est donc :

$$T_S=\frac{T_e}{\left(1-\frac{\varepsilon}{2}\right)^{\frac{1}{4}}} \quad (5)$$

Introduisant le paramètre « **effet de serre normalisé** » $g = \varepsilon/2$ (dans le cas d'une seule couche isotherme), la relation (5) peut se réécrire :

$$\sigma T_e^4=(1-g)\sigma T_S^4 \quad (5 \text{ bis})$$

Dans le cas plus général et réaliste d'une atmosphère à plusieurs couches, la relation (5bis) reste valable mais le paramètre g est une fonction plus compliquée des absorptances et des températures des couches.

Lorsque l'atmosphère est transparent ($\varepsilon = 0$) on retrouve $T_s = T_e = 255 \text{ K}$ (-18°C) : la température de la surface est égale à la température d'émission.

En revanche, pour une atmosphère complètement opaque ($\varepsilon = 1$, $g = 1/2$) on obtient :

$$T_S = 2^{1/4} T_e = 1,19 \times 255 = 303 \text{ K (30°C)}$$

qui est la limite supérieure de la température de la surface terrestre dans le cas simplifié d'une atmosphère à une seule couche isotherme.

Autrement dit, si l'atmosphère était opaque aux radiations, suite à un effet de serre maximal, elle piègerait le rayonnement IR provenant de la surface terrestre et la température moyenne de celle-ci serait de 30°C !

Aujourd'hui les mesures donnent $T_S = 288 \text{ K (+15°C)}$ et on craint, suite à une tendance déjà avérée, une croissance de quelques degrés avec des conséquences alarmantes à plus ou moins long terme. Alors si elle aboutissait à 30°C, l'augmentation de la température moyenne de la Terre donnerait lieu à un climat infernal, aux conséquences océanographiques, climatologiques et biologiques incalculables !

Le tableau 2 ci-dessous donne quelques valeurs de g et de T_S pour des planètes du Système Solaire.

planète	albédo α	T_S (K)	effet de serre normalisé g
VENUS	0,77	750	0,992
LUNE	0,07	273	0
TERRE	0,30	288	0,39
MARS	0,24	220	0,07
JUPITER	0,51	134	0,65

TABLEAU 2 – Effet de serre de quelques planètes

Le tableau 2 montre que le paramètre effet de serre normalisé de la Terre est assez élevé ($g = 0,39$). Si l'atmosphère terrestre était constituée d'une seule couche, elle aurait alors une absorptance importante ($\varepsilon = 2 \times 0,39 = 0,78$: 78% du rayonnement IR incident depuis la Terre serait absorbé). En fait, l'atmosphère terrestre est constituée de plusieurs couches et n'est pas isotherme (voir figure 5 : coupe de l'atmosphère).

Quant à Vénus, son effet de serre normalisé proche de 1 est responsable d'une température de surface infernale ($T_S = 750 \text{ K} = 477^\circ\text{C}$!) malgré la faible valeur de sa température d'émission ($T_e = 227 \text{ K} = -46^\circ\text{C}$!) donnée au tableau 1.

Avec une température de surface $T_S = 288 \text{ K}$, la Terre émet dans l'atmosphère un flux de rayonnement :

$$\sigma T_S^4 = 390 \text{ W/m}^2$$

2.4 – Bilan radiatif de la Terre, en équilibre, et thermodynamique de l'atmosphère

Nous venons de voir que le flux solaire $S/4 = 342 \text{ W/m}^2$ se décompose en un flux renvoyé dans l'espace par effet d'albédo, $\alpha S/4 = 102 \text{ W/m}^2$, et en un flux transmis jusqu'aux couches inférieures de l'atmosphère (troposphère), $(1 - \alpha)S/4 = 240 \text{ W/m}^2$.

Question : que deviennent ces 240 W/m^2 reçus par la troposphère ? Plus exactement, si l'on considère l'atmosphère en équilibre thermodynamique, ces 240 W/m^2 incidents devront, d'une manière ou d'une autre, être contrebalancés par l'émission dans l'espace par l'atmosphère de 240 W/m^2 .

C'est ce que dit, au fond, l'équation (5bis), que l'on réécrit encore ici sous forme d'un résultat radiatif net R_N nul ; on verra pourquoi plus loin lorsque nous parlerons des forçages :

$$R_N = \sigma T_e^4 - (1-g)\sigma T_S^4 = 0 \quad (5 \text{ ter})$$

On va examiner dans ce paragraphe, sommairement, les différents flux énergétiques qui prennent place dans l'atmosphère, mais aussi à la surface terrestre et dans les océans, par lesquels les 240 W/m² incidents se transforment en 240 W/m² rayonnés par l'atmosphère. Reportons-nous pour cela à la figure 6.

Présentons d'abord très succinctement les différentes couches de l'atmosphère (figure 5), en prenant conscience que l'atmosphère, à l'échelle planétaire, n'est qu'une mince couche de gaz entourant la Terre, son épaisseur étant seulement le 1/100^e du rayon terrestre !

- La quasi-totalité de la masse de l'atmosphère est comprise entre 0 et 30 km d'altitude, la moitié entre 0 et 5,5 km d'altitude.

- La couche de l'atmosphère juste au-dessus de la surface terrestre est la **troposphère**. Epaisseur : 10 km. A sa base, au sol, la pression y est de 1000 hPa (1 bar), à son sommet (10 km) elle n'y est plus que de 250 hPa. Dans la troposphère, la température moyenne décroît en général linéairement avec l'altitude : $T_S = 15^\circ\text{C}$ au sol (comme on l'a vu), et -56°C au sommet.

Toutefois, il arrive que, dans certaines conditions, la température croît avec l'altitude dans la zone inférieure de troposphère, puis reprend une variation linéairement décroissante au-delà : on dit qu'il y a inversion thermique. Je n'en dirai pas plus dans le cadre de cet article.

- Entre 10 km et 50 km d'altitude la **stratosphère** est la couche où se trouve l'ozone atmosphérique qui absorbe une partie du rayonnement solaire, ce qui est une source de chaleur pour cette couche. La température y remonte donc avec l'altitude, passant de -56°C à pratiquement 0°C au sommet de la couche. Mais dans la zone inférieure de la stratosphère, une couche intermédiaire, la **tropopause**, reste isotherme à -56°C sur une épaisseur de 10 à 25 km d'altitude environ. C'est au niveau de la tropopause principalement que la réflexion d'une partie du flux solaire incident (102 W/m²) se fait par effet albédo. Du pied au sommet de la stratosphère la pression diminue de 250 hPa à moins de 1 hPa.

- La **mésosphère**, située de 50 à 85 km d'altitude, est le siège de fortes variations de température entre le jour et la nuit (variations nyctémérales). La température moyenne décroît avec l'altitude de 0°C à -90°C . Au sommet de la mésosphère la pression descend à 0,01 hPa. Au pied de la mésosphère la stratopause est une couche isotherme (0°C) sur quelques kilomètres.

- La **thermosphère**, située de 85 à 500 km d'altitude, est la couche où les gaz sont ionisés par le rayonnement solaire, ce qui provoque un gradient positif de température : celle-ci peut atteindre 500°C ! C'est dans cette couche que se forment les aurores polaires. Pression : de 0,01 hPa à 10^{-8} hPa.

- Au-delà, l'exosphère ou **magnétosphère**, est la couche où règnent les champs magnétiques terrestres qui, lorsqu'ils piègent les charges électriques en provenance de l'espace, sont responsables des **ceintures de Van Allen**.

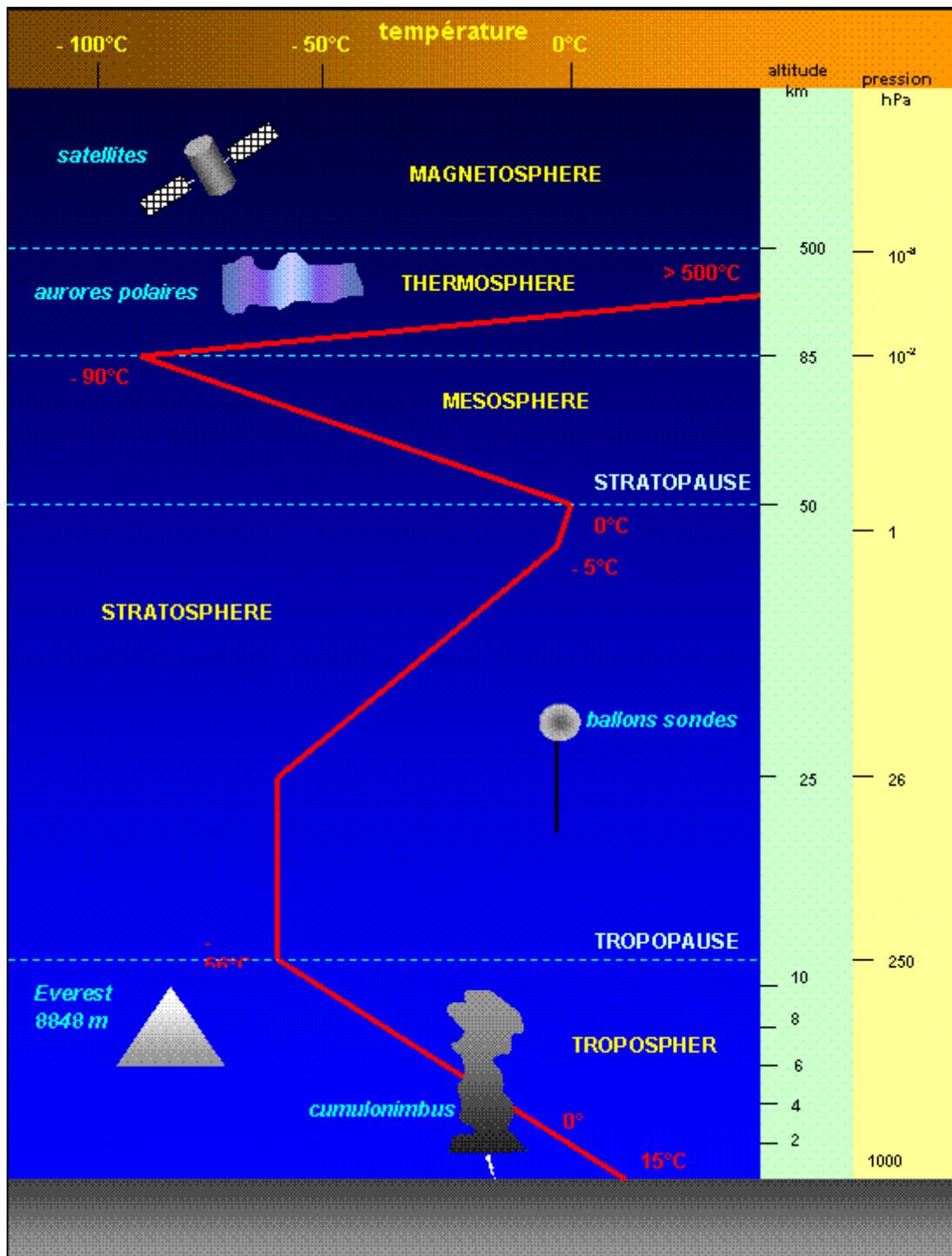


figure 5 – coupe verticale de l'atmosphère terrestre

Sur la figure 6 nous voyons, en vis-à-vis des couches de l'atmosphère (surtout la troposphère et la stratosphère) les différents flux radiatifs. Les 240 W/m² incidents sont en partie absorbés par l'atmosphère et en partie transmis à la surface terrestre :

- 80 W/m² sont absorbés en partie par :

- l'ozone de la stratosphère
- la vapeur d'eau, les nuages et les aérosols de la troposphère

- Les 160 W/m² restants atteignent le sol et sont absorbés par lui.

On a vu que, pour l'équilibre énergétique, la terre réémet vers l'espace un rayonnement de flux $\sigma T_S^4 = 390 \text{ W/m}^2$ dans le domaine infrarouge. De ce flux, seul 20 W/m² parviennent à traverser l'atmosphère. Il reste donc $390 - 20 = 370 \text{ W/m}^2$ absorbés par l'atmosphère, en provenance du sol. Ce flux s'ajoute aux 80 W/m² absorbés par l'atmosphère issus du rayonnement solaire

direct, ce qui fait $80 + 370 = 450 \text{ W/m}^2$ dans l'atmosphère, surtout au niveau de la troposphère. De ces 450 W/m^2 , la troposphère réémet vers l'espace 220 W/m^2 , et vers la surface 330 W/m^2 , toujours dans le domaine infrarouge (on le vérifie en appliquant la loi de Stefan-Boltzmann pour obtenir la température d'émission, puis la loi de déplacement de Wien, pour obtenir la longueur d'onde : exercice !...)

Sont donc disponibles à la surface : 160 W/m^2 (du rayonnement solaire direct, voir ci-dessus) + $330 \text{ W/m}^2 = 490 \text{ W/m}^2$, lequel est plus grand que les 390 W/m^2 du rayonnement de surface : il y a donc un excès de $490 - 390 = 100 \text{ W/m}^2$ sur la surface que celle-ci doit évacuer dans l'atmosphère.

Cette évacuation doit s'effectuer par des processus de transfert obligatoirement non radiatifs puisque c'est justement ceux-ci qui ont conduit à cet excès. Heureusement, les 100 W/m^2 en excès sont évacués de la surface par :

- l'évaporation (chaleur latente) : 80 W/m^2 ;
- la conduction et la convection : 20 W/m^2 .

Voir article [« humidité atmosphérique, nuages et précipitations »](#) pour les explications physiques de ces phénomènes de transferts.

Par conséquent, les 220 W/m^2 que la troposphère réémet vers l'espace proviennent des :

- 80 W/m^2 de chaleur latente d'évaporation ;
- 20 W/m^2 de convection et conduction (flux de chaleur sensible) ;
- 80 W/m^2 de l'absorption du rayonnement solaire direct ;
- $370 - 330 = 40 \text{ W/m}^2$ du rayonnement absorbé issu du sol ;

Une faible partie de ces 220 W/m^2 est utilisée par l'énergie cinétique atmosphérique : 2 W/m^2 . De ces 2 W/m^2 , seulement $0,007 \text{ W/m}^2$ apporte la contribution de l'énergie cinétique du vent aux courants marins.

Enfin, aux 220 W/m^2 réémis par la troposphère, il faut ajouter les 20 W/m^2 issus du rayonnement de surface, comme indiqué plus haut : on obtient bien un flux réémis par la Terre de 240 W/m^2 qui compense exactement le flux incident après traversée de la tropopause.

Bien entendu, ce bilan global, et les grands processus qui le permettent, n'est qu'une illustration moyenne : les différentes parties de la Terre (zones polaires, océans dans les hautes latitudes, océans dans les zones tropicales, continents, etc.) n'émettent et ne reçoivent pas de la même manière les rayonnements. Des zones ont des flux excédentaires, d'autres des flux déficitaires : l'équilibre global est assuré grâce aux transferts d'énergie entre ces zones qui font appel à divers phénomènes comme la circulation thermohaline, le cycle de l'eau, etc. Ils feront l'objet du paragraphe 4.

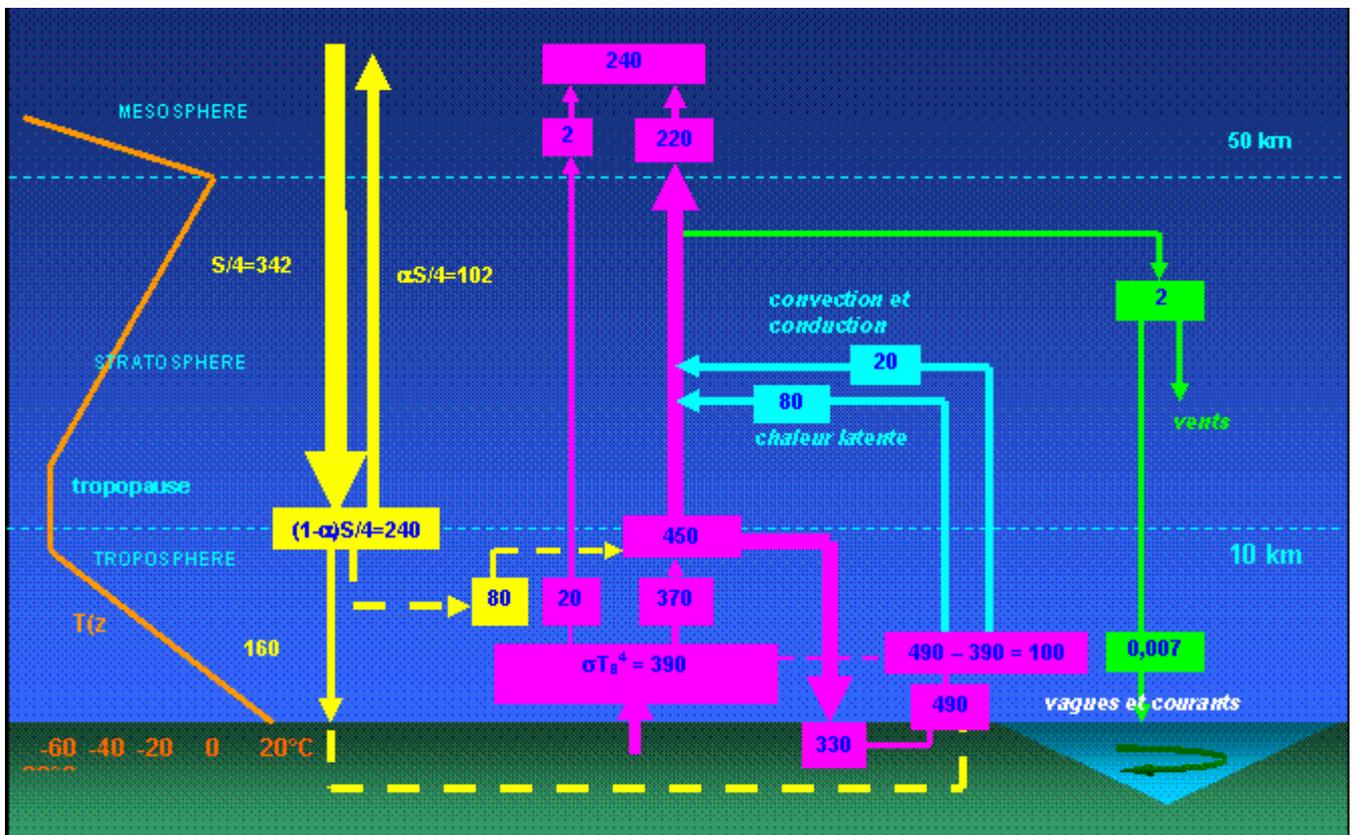


figure 6 – bilans radiatif et thermodynamique de l'atmosphère terrestre

LEGENDES :



3 – FORÇAGES (VARIATIONS) DU BILAN RADIATIF NET R_N ET LEURS DIFFERENTES CAUSES

3.1 – Notion de forçage

On appelle forçage une perturbation par rapport à un état d'équilibre. S'agissant du bilan radiatif net R_N , nul à l'état d'équilibre (équation 5 ter), son forçage résulte de la contribution des variations des trois paramètres qui interviennent dans ce bilan : la constante solaire S , l'albédo α , et le paramètre effet de serre normalisé g .

Comme on a :

$$R_N = \frac{1}{4}(1-\alpha)S - (1-g)\sigma T_S^4$$

(puisque, rappelons-le, $(1-\alpha)S/4 = \sigma T_S^4$) et est nul à l'équilibre, ses forçages par la variation de S , α et g , donnent comme variation du bilan :

$$dR_N = -\frac{S}{4}d\alpha + \frac{1}{4}(1-\alpha)dS + \sigma T_S^4 dg - 4(1-g)\sigma T_S^3 dT_S$$

que l'on écrit encore :

$$d R_N = d X - 4(1-g)\sigma T_S^3 d T_S \quad (6)$$

où :

$$d X = -\frac{S}{4} d \alpha + \frac{1}{4}(1-\alpha) d S + \sigma T_S^4 d g \quad (7)$$

est le forçage par lequel le bilan radiatif R_N n'est pas nul (déséquilibre). La variation dT_S de la température de surface n'est pas indépendante des variations de S , α et g , mais en est la conséquence : c'est pourquoi T_S n'est pas un paramètre de contrôle du forçage comme peuvent l'être séparément S , α et g . La variation dT_S est telle que celle du nouveau bilan radiatif, issu des forçages, soit de nouveau nul (atteinte d'une nouvelle situation d'équilibre) ; ainsi :

$$d T_S = \frac{d X}{4(1-g)\sigma T_S^3}$$

correspondra à un réchauffement ($dT_S > 0$, donc $dX > 0$) ou à un refroidissement ($dT_S < 0$, donc $dX < 0$) selon ce que les forçages donnent pour dX , afin de retrouver une situation d'équilibre thermodynamique pour l'atmosphère.

Avec $g = 0,39$ et $T_S = 288$ K, le calcul montre immédiatement qu'un forçage $dX = 1$ W/m² du flux radiatif net global nécessite un réchauffement $dT_S = 0,18$ K (ou 0,18°C) de la surface terrestre pour rétablir l'équilibre (un bilan nul $dR_N = 0$). On appelle **sensibilité climatique** la réponse thermique de l'atmosphère (la variation dT_S) à une variation de 1 W/m² du flux radiatif. D'après ce qui précède, la sensibilité climatique est donc faible : 0,18°C pour 1 W/m² de forçage.

On pourrait donc s'attendre à ce qu'une perturbation des propriétés de l'atmosphère, qui induit une variation du flux radiatif global, ait un très faible impact sur la température moyenne de surface. Malheureusement, il n'en est rien : les calculs précédents ont supposé l'indépendance mutuelle de α et g ; or en réalité, il existe une rétroaction entre ces deux paramètres α et g , ce qui complique le système de régulation atmosphérique : albédo et effet de serre ne sont pas indépendants, mais présentent des interactions de couplage.

La relation (5 ter) fait apparaître dans le bilan net la part du flux solaire net et celle du flux infrarouge net :

- Le flux solaire net est caractérisé par la constante solaire S .

- Le flux infrarouge net, noté Φ_{IR} , est caractérisé par la réponse σT_S^4 de la Terre au flux solaire incident, et par l'albédo α et l'effet de serre g qui conduisent à cette réponse.

On a donc :

$$R_N = \frac{S}{4} - \Phi_{IR}$$

avec, par conséquent : $\Phi_{IR} = \alpha \frac{S}{4} + (1-g)\sigma T_S^4$

L'équilibre, exprimé par $R_N = 0$, signifie donc, tout simplement, que la réponse de la Terre par le flux infrarouge compense le flux solaire incident.

REMARQUE : - L'établissement du bilan énergétique doit, en toute rigueur, être établi au sommet de l'atmosphère. De fait, il doit être établi à la limite de la troposphère (tropopause) puisqu'elle

contient 85 % de la masse de l'atmosphère, et conditionne directement les climats et le rayonnement IR. Or les temps de réponse, suite à une perturbation quelconque de l'atmosphère, pour retrouver un nouvel état d'équilibre, sont très différents entre la troposphère et le restant de l'atmosphère (principalement la stratosphère). Il s'ensuit que le bilan énergétique net, et ses forçages, sont calculés en tenant compte de ces temps de réponse : le temps de retour à l'équilibre de la stratosphère est déduit de celui de l'ensemble de l'atmosphère et l'on tient compte ainsi du seul temps de réponse de la troposphère à toute perturbation, que celle-ci provienne de la surface ou de la stratosphère, voire au-delà. En d'autres termes, le temps de réponse de l'ensemble de l'atmosphère pour réagir aux perturbations surévalue le temps de réponse de la couche ayant un impact direct sur le climat, en l'occurrence la troposphère. En conséquence, il est faux de penser que, face aux perturbations, l'atmosphère est vaste et a du temps pour réagir vers un nouvel état d'équilibre.

Le flux radiatif net évolue par l'action de facteurs internes, notés x_1, \dots, x_n , et externes, notés y_1, \dots, y_m . Les facteurs internes, par définition, prennent naissance à l'intérieur de l'atmosphère ou à la surface terrestre suite à divers phénomènes indépendants du flux solaire incident. Les facteurs externes sont liés à la variation du flux solaire incident causée, par exemple, par l'orbite de la Terre autour du Soleil, ou les activités du Soleil. Ces deux familles de facteurs contribuent à la variation de la température de surface T_S , qui peut alors être considérée comme la seule variable indépendante du système : $T_S = T_S(x, y)$. Ainsi on écrit :

$$R_N = R_N(x, y, T_S)$$

ATTENTION : les facteurs internes et externes x et y responsables des forçages ne doivent pas être confondus avec les paramètres S , α et g qui interviennent dans le bilan. Ce sont ces derniers qui dépendent, éventuellement, des facteurs internes ou externes et qui, par conséquent, changent lorsque ces facteurs varient :

$$S = S(y) \rightarrow dS = \sum_j \frac{\partial S}{\partial y_j} dy_j \quad \text{car la constante solaire ne varie que par actions externes}$$

$$\alpha = \alpha(x, y) \rightarrow d\alpha = \sum_i \frac{\partial \alpha}{\partial x_i} dx_i + \sum_j \frac{\partial \alpha}{\partial y_j} dy_j$$

$$g = g(x, y) \rightarrow dg = \sum_i \frac{\partial g}{\partial x_i} dx_i + \sum_j \frac{\partial g}{\partial y_j} dy_j$$

albédo et effet de serre normalisé varient par des causes internes et externes. La variation de R_N , compte tenu de (6) et (7)

$$dR_N = -\frac{S}{4} d\alpha + \frac{1}{4}(1-\alpha) dS + \sigma T_S^4 dg - 4(1-g)\sigma T_S^3 dT_S$$

est égale à :

$$dR_N = \sum_i \left[\sigma T_S^4 \frac{\partial g}{\partial x_i} - \frac{S}{4} \frac{\partial \alpha}{\partial x_i} \right] dx_i - \sum_j \left[\frac{S}{4} \frac{\partial \alpha}{\partial y_j} - \sigma T_S^4 \frac{\partial g}{\partial y_j} - \frac{1}{4}(1-\alpha) \frac{\partial S}{\partial y_j} \right] dy_j - 4(1-g)\sigma T_S^3 dT_S$$

que l'on écrit sous la forme générale :

$$d R_N = \sum_i \frac{\partial R_N}{\partial x_i} d x_i + \sum_j \frac{\partial R_N}{\partial y_j} d y_j + \frac{\partial R_N}{\partial T_S} d T_S$$

où l'on identifie les termes :

$$\frac{\partial R_N}{\partial x_i} = \sigma T_S^4 \frac{\partial g}{\partial x_i} - \frac{S}{4} \frac{\partial \alpha}{\partial x_i} \quad (8a)$$

$$\frac{\partial R_N}{\partial y_j} = - \left[\frac{S}{4} \frac{\partial \alpha}{\partial y_j} - \sigma T_S^4 \frac{\partial g}{\partial y_j} - \frac{1}{4} (1-\alpha) \frac{\partial S}{\partial y_j} \right] \quad (8b)$$

$$\frac{\partial R_N}{\partial T_S} = -4(1-g)\sigma T_S^3 \quad (8c)$$

Or la variation des facteurs internes dy_j est liée à celle de la température de surface T_S et réciproquement, par rétroaction. On a donc :

$$y_j = y_j(T_S)$$

Remarquons que ce n'est pas le cas pour les facteurs externes : leurs variations dx_i ne peuvent pas résulter de celle de T_S puisque, par définition, leurs origines sont en-dehors de la Terre. La variation du flux radiatif net s'écrit alors aussi :

$$d R_N = \sum_i \frac{\partial R_N}{\partial x_i} d x_i + \frac{d R_N}{d T_S} d T_S$$

où dR_N/dT_S est la dérivée totale du flux par rapport à T_S , tandis que $\partial R_N/\partial T_S$ est sa dérivée partielle : celle-ci décrit une variation de R_N lorsque T_S varie mais en gardant fixées, par un moyen quelconque, les variables y_j qui dépendent de T_S . Comme la fixation des y_j n'est pas une situation réalisable, la variation de T_S entraîne obligatoirement celle des y_j et on doit faire intervenir la dérivée totale :

$$\frac{d R_N}{d T_S} = \frac{\partial R_N}{\partial T_S} + \sum_i \frac{\partial R_N}{\partial y_j} \frac{d y_j}{d T_S}$$

Finalement, la variation du flux radiatif net est :

$$d R_N = d q - \frac{1}{G} d T_S \quad (9)$$

où l'on a introduit les quantités et définitions suivantes :

- le **forçage radiatif** :

$$d q = \sum_i \frac{\partial R_N}{\partial x_i} d x_i \quad (10)$$

où les $\partial R_N/\partial x_i$ sont donnés par (8a). Le forçage radiatif est donc une perturbation d'origine extérieure imposée au bilan radiatif net du système climatique.

- le **gain du système G**, tel que :

$$\frac{1}{G} = - \frac{d R_N}{d T_S} = - \left(\frac{\partial R_N}{\partial T_S} + \sum_j \frac{\partial R_N}{\partial y_j} \frac{d y_j}{d T_S} \right) \quad (11)$$

où $\partial R_N / \partial T_S$ est donné par (8c) et $\partial R_N / \partial y_j$ par (8b). A l'équilibre radiatif, $R_N = 0$, le forçage radiatif dq entraîne donc une variation de la température moyenne de surface dT_S dans un rapport égal au gain du système :

$$d T_S = G d q \quad (\text{à l'équilibre})$$

G a pour unité le $K/(W/m^2)$. La relation (11) montre que $1/G$ se décompose en deux termes :

- un terme $1/G_0$ qui représente le gain en l'absence de rétroaction, c'est-à-dire en l'absence de dépendance entre les facteurs internes et T_S :

$$\frac{1}{G_0} = - \frac{\partial R_N}{\partial T_S} \quad (12)$$

- un terme lié aux rétroactions du système climatique :

$$f = \sum_j \frac{\partial R_N}{\partial y_j} \frac{d y_j}{d T_S} \quad (13)$$

et l'on a :

$$\frac{1}{G} = \frac{1}{G_0} - f \quad (14)$$

A l'équilibre radiatif, la variation de T_S induite par le forçage radiatif dq , s'écrit encore :

$$d T_S = \frac{G_0}{1 - f G_0} d q \quad (15)$$

Cette relation (15) suggère d'assimiler le système climatique à un circuit amplificateur comportant une **boucle de rétroaction** de facteur $r = fG_0$. par cette boucle, la variation de température obtenue en sortie, dT_S , à la suite du forçage radiatif dq , va réagir sur le flux radiatif entrant $d\phi$ (figure 7).

Sans rétroaction ($f = 0$), le flux entrant se réduit au forçage radiatif : $d\phi = dq$, et la variation de température, à la sortie du système est :

$$d T_S = G_0 d q.$$

Avec la rétroaction ($f \neq 0$), c'est-à-dire en tenant compte du fait que la variation de température dT_S a un impact sur les facteurs internes y_j , le flux entrant devient :

$$d\phi = dq + f d T_S$$

où le terme fdT_S est la contribution des rétroactions au flux entrant.

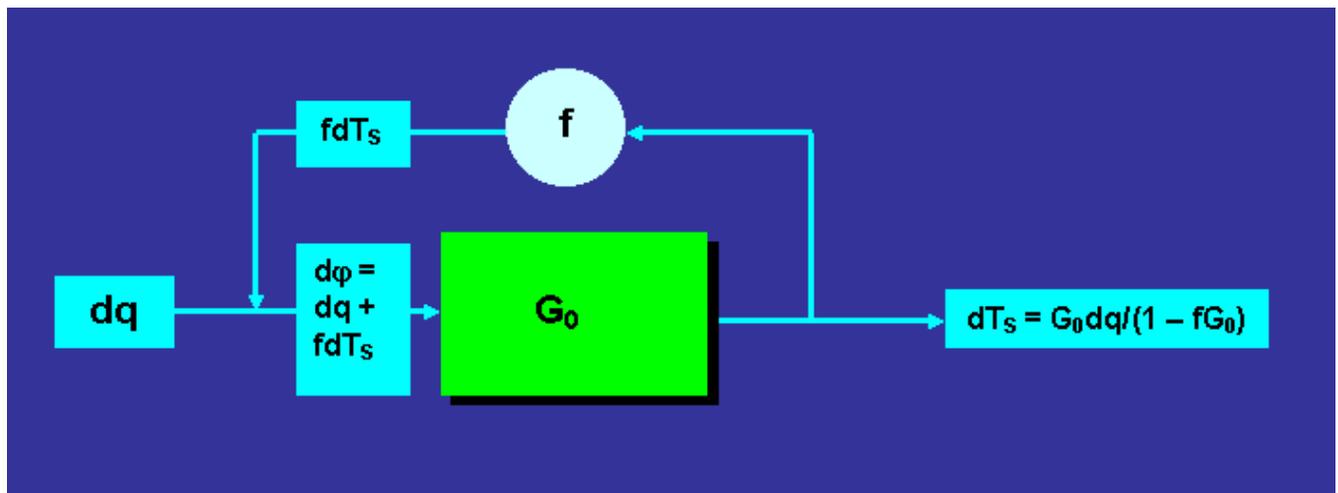


figure 7 – Rétroaction dans le système climatique :
 dq est le forçage radiatif, f le terme de rétroaction, G_0 le gain en l'absence de rétroaction

3.2 – Constantes de temps (temps de réponse) de retour à l'équilibre suite à une perturbation

Suite à une perturbation, le retour à l'équilibre d'une couche atmosphérique ou de la surface terrestre, traduit par $dR_N = 0$ dans la relation (9), n'est pas instantané : il nécessite une échelle de temps caractéristique, appelée « constante de temps » ou « temps de réponse », qui est propre à la couche considérée, car liée à ses caractéristiques thermodynamiques et chimiques. Jusqu'à présent, j'ai raisonné à l'aide d'un modèle simplifié à une seule couche de l'atmosphère, et j'ai dit précédemment que pour rendre compte de la complexité réelle du système, il faut intégrer toutes les réponses des différentes couches du système complet atmosphère + surface terrestre, qui s'effectuent sur des constantes de temps très différentes.

On peut s'en rendre compte en utilisant un modèle très simplifié du retour à l'équilibre d'une couche quelconque lorsqu'on perturbe son bilan radiatif R_N . Partant de la relation (9) :

$$dR_N = dq - \frac{1}{G} dT_S$$

le retour à l'équilibre après une perturbation finie ΔR_N du flux radiatif net va s'accompagner d'une variation, également finie, ΔT_S de la température de surface jusqu'à ce que cette variation devienne telle que l'on ait un bilan nul au nouvel équilibre : $\Delta T_S^0 = G\Delta q$.

La perturbation ΔR_N est supposée apporter au système, ou bien lui retirer, une quantité de chaleur par unité de temps et de surface égale à :

$$\Delta R_N = C \frac{d}{dt} \Delta T_S$$

où C (en $J/K/m^2$) est la capacité thermique de la couche.

En admettant un gain constant de l'ordre de $G = 0,77 \text{ K}/(\text{W}/m^2)$, la réponse du système obéit à l'équation différentielle :

$$\Delta R_N = C \frac{d}{dt} \Delta T_S = \Delta q - \frac{1}{G} \Delta T_S$$

Avec comme condition initiale $\Delta T_S = 0$ à $t = 0$, et compte tenu de $\Delta q = \Delta T_S^0/G$, cette équation s'intègre immédiatement en :

$$\Delta T_S(t) = \Delta T_S^0 (1 - \exp(-\frac{t}{\tau})) \quad (16)$$

où apparaît la **constante de temps** de la couche :

$$\tau = CG \quad (17)$$

Ainsi, au cours du temps, après une perturbation, la variation de la température de surface augmente exponentiellement jusqu'à atteindre un écart ΔT_S^0 correspondant à un nouvel état d'équilibre énergétique, au bout d'une durée de l'ordre de la constante de temps τ (voir fig. 8).

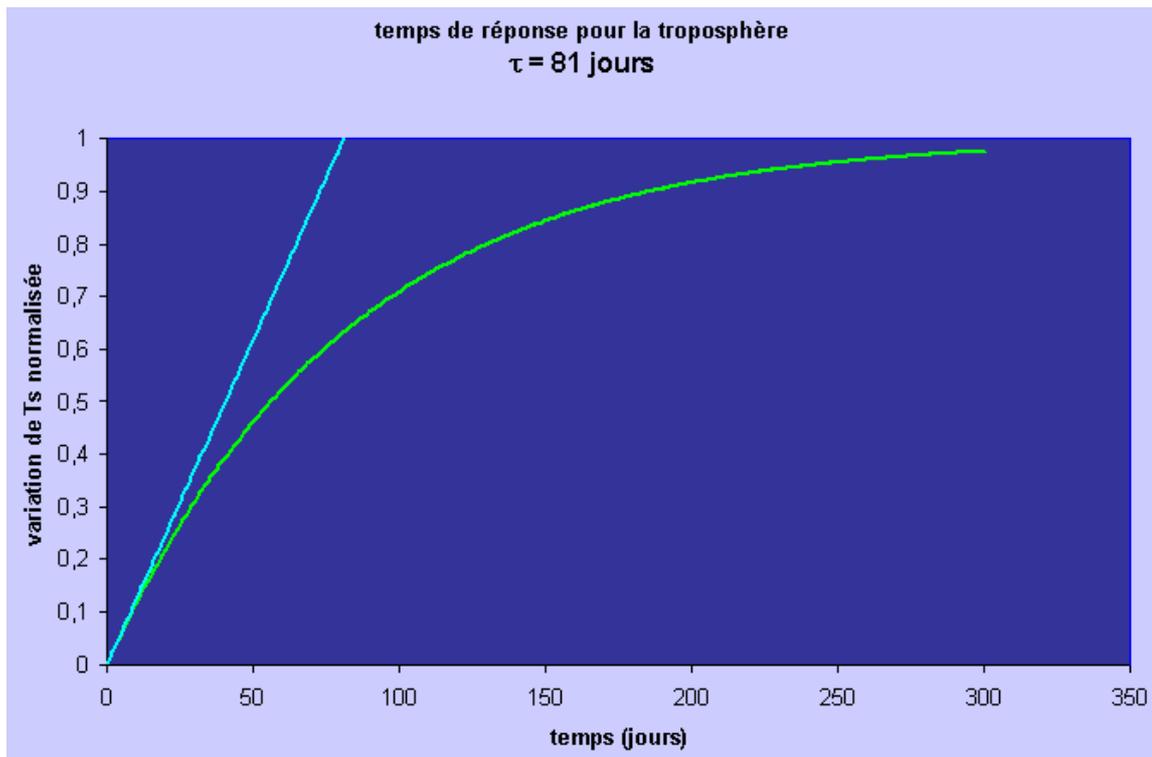


figure 8 – Variation de l'écart de température de surface suite à une perturbation du flux radiatif net, traduisant l'évolution vers un nouvel état d'équilibre énergétique (cas d'une constante de temps $\tau = CG = 81$ jours pour la troposphère)

Exemples numériques :

La capacité thermique d'une couche de masse volumique ρ (kg/m^3), de chaleur spécifique c_p (J/K/kg) et d'épaisseur, ou facteur d'échelle, h (m), est donnée par : $C = \rho c_p h$; la constante de temps est donc :

$$\tau = G \rho c_p h$$

Par conséquent, elle est d'autant plus importante (retour à l'équilibre long) que le milieu est dense, épais et d'inertie thermique élevée :

- pour la troposphère : facteur d'échelle $h = 7000$ m ; masse volumique $\rho = 1,293$ kg/m^3 (air) ; et $c_p = 1004$ J/K/kg : d'où une constante de temps de $\tau = 81$ jours.

- pour l'océan, dans sa couche de mélange (couche au contact de l'atmosphère) : épaisseur $h = 100$ m, masse volumique $\rho = 1000 \text{ kg/m}^3$ (eau), $c_p = 4218 \text{ J/K/kg}$; on trouve $\tau = 10$ ans.

- pour l'océan, dans sa couche profonde : épaisseur moyenne $h = 4500$ m, la constante de temps théorique est considérablement d'un facteur 45 : $\tau = 400$ ans.

Avec ces exemples on s'aperçoit que :

- Les masses d'eau (hydrosphère) ont la mémoire d'une perturbation beaucoup plus grande que les masses d'air (troposphère) : les couches profondes des océans réagissent encore aujourd'hui aux perturbations qui se sont produites dans l'atmosphère il y a plusieurs siècles. De même, les perturbations qui sont apportées aujourd'hui à l'atmosphère auront des conséquences sur l'hydrosphère sur ces mêmes échelles de temps dans le futur. La sensibilité de la troposphère aux perturbations est beaucoup plus à court terme : si cette couche était seule, sa réaction à une perturbation couvrirait quelques mois.
- Comme c'est l'ensemble atmosphère et océans, entre autres, qui doit être pris en compte dans les temps de réponse, ceux-ci sont modulés entre les valeurs extrêmes que nous venons d'estimer. De sorte que les perturbations de l'atmosphère ont globalement des effets à long terme, que ce soit pour les océans mais aussi pour l'atmosphère et la surface terrestre.
- Du fait de la grande différence des temps caractéristiques entre l'atmosphère et les océans, d'après les exemples que l'on vient de voir, l'évolution de l'atmosphère vers un nouvel état d'équilibre est beaucoup plus rapide (quelques mois) que celle des océans (quelques décennies à plusieurs siècles). Océans et atmosphère ne peuvent donc jamais être en équilibre mutuel. Il en est de même pour les autres domaines comme la biosphère et les zones glacées.
Cette situation de non-équilibre permanent entre l'hydrosphère et l'atmosphère explique, en partie, les flux de chaleur échangés entre ces milieux, ces flux étant responsables des **oscillations océaniques** périodiques (une par décennie en moyenne), telles que le phénomène « El Niño » et « La Niña » dans l'Océan Pacifique sud (oscillations australes), trouvant leurs origines dans les circulations thermohalines (voir paragraphe 4, plus loin).

Des modèles qui prennent en compte la multitude des couches atmosphériques et hydrosphériques, la diversité de leurs temps de réponse, la nature de la surface des continents (végétation, glace, déserts...) ont été développés (voir [référence \[1\]](#)), et ont conduit aux divers scénarios du GIEC, ou IPCC en anglais, en 2001 (figure 9).

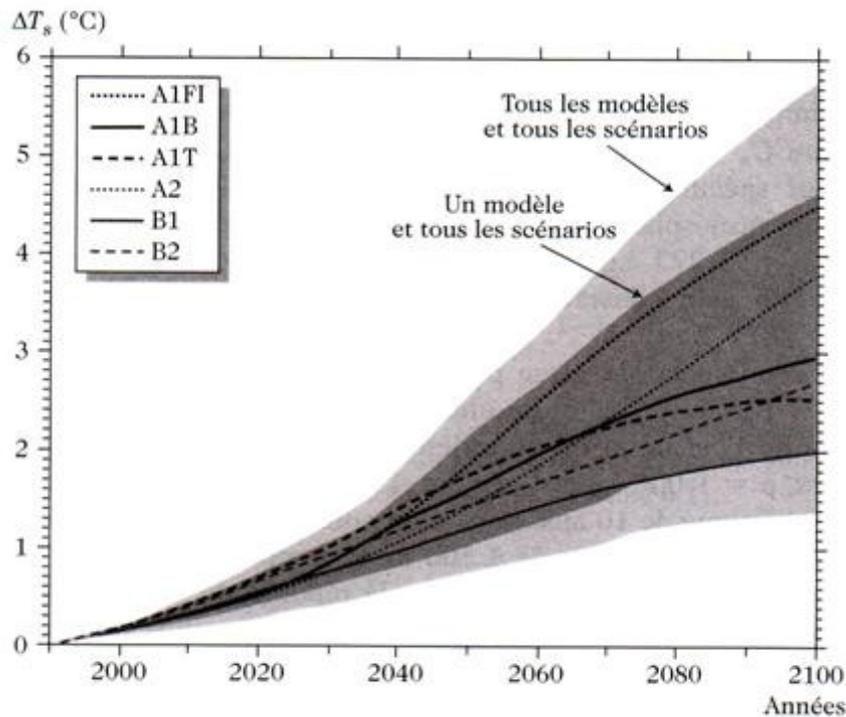


figure 9 – Projections du GIEC sur l'accroissement de la température moyenne de surface

Ces différents modèles rendent compte avec plus ou moins de certitude, selon les hypothèses adoptées, des différents couplages et rétroactions entre les couches et leurs constituants, et des régimes transitoires de la réponse de ceux-ci aux perturbations que leur apportent les autres. Avec ces modèles, la température moyenne à la surface de la Terre va augmenter d'une quantité comprise entre 1,4 °C et 5,7 °C sur des échelles de temps extrêmement courtes (un siècle) vis-à-vis des échelles de temps géologiques sur lesquelles des variations comparables, voire plus importantes, ont pu se produire dans le passé.

Par ces modèles, c'est le caractère brutal des variations qui interpelle, tout autant que leurs amplitudes.

Et même si l'on peut mettre en doute la certitude et la précision des modèles, il reste que tous donnent un résultat dont l'allure est croissante et ressemble à la courbe simplifiée de la figure 8, ce qui laisse à penser qu'il y a une mise en mémoire des perturbations apportées actuellement et auparavant à l'atmosphère.

En d'autres termes, il y a un risque à vouloir hypothéquer l'avenir de l'atmosphère et l'hydrosphère, et par suite, la biosphère du futur.

La Vie a nécessité quelques milliards d'années pour apparaître, évoluer et s'adapter. La vie dite « évoluée » a pris pour cela quelques centaines de millions d'années et l'Homme, dernier invité sur notre planète, l'a fait sur quelques millions d'années. Sauf à vivre dans le futur à l'intérieur de cités-bulles (comme dans le film « *L'âge de cristal* ») ou dans des installations artificielles du proche espace, avec les innombrables coercitions que cela va engendrer, qui peut sérieusement croire que l'Homme moderne, en tant que Homo Sapiens, pourra s'adapter en quelques décennies à des évolutions aussi rapides de l'environnement climatique ?

3.3 – Les différentes causes de forçages

Les facteurs qui agissent sur la perturbation d'une situation d'équilibre énergétique de l'atmosphère peuvent être d'origine naturelle ou d'origine liée aux activités humaines (forçages d'origine dit « anthropique »). Dans ces deux cas le forçage peut affecter l'effet de serre ou l'effet parasol, ou encore les deux à la fois dans la mesure où l'un va devenir la source de

perturbation de l'autre.

Dans ce paragraphe, je vais recenser les forçages qui affectent S , α ou g , en essayant de distinguer à chaque fois ceux qui sont d'origine naturelle ou humaine, ainsi que les forçages qui, par rétroaction, affectent l'un des effets lorsqu'ils perturbent les autres.

3.3.1 – Causes affectant la constante solaire S

Ces causes sont uniquement naturelles et externes, l'homme, pas plus que l'intérieur de l'atmosphère, n'ayant aucune influence sur le flux solaire incident.

C'est le Français François Pouillet qui, le premier, a mesuré la constante solaire en 1837. Les mesures systématiques ont commencé en 1902 par l'Américain Charles Abbot.

Le flux de rayonnement, par lequel on définit la constante solaire S , est issu de la zone la plus externe du Soleil : la photosphère. Or la constante solaire varie quelque peu en relation avec les activités éruptives présentes dans la photosphère. Les mouvements continuels qui affectent la photosphère, d'origines convective et acoustique, se traduisent par des « facules », zones présentant une brillance de 10 % supérieure à celle du disque solaire moyen. Par contre, les éruptions solaires, dont les origines sont des phénomènes magnétiques, sont associées à la présence des taches solaires.

Observées en premier par les Chinois dès l'an 1000, les taches solaires ont été observées méthodiquement par Galilée et Fabricius vers 1611. Leurs diamètres sont de 2000 à 100000 km et leurs durées de vie vont de quelques jours à plusieurs mois. Leur température est d'environ 4000 K (figures 10 et 11).

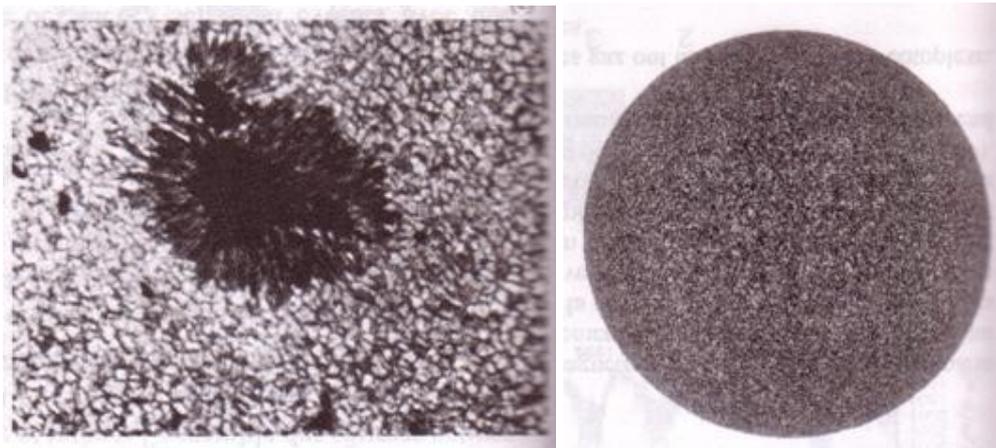


figure 10 – tache solaire (à g.) et facules (à d.). Source : [référence \[2\]](#)

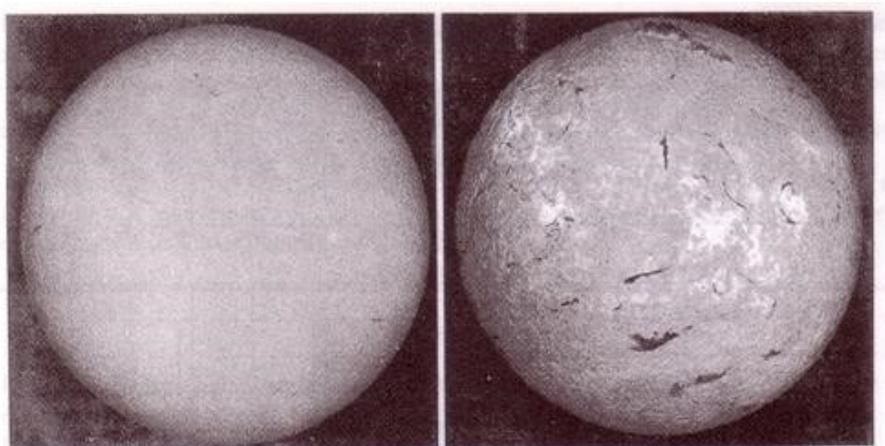


figure 11 – minimum d'activité (à g.) et maximum d'activité solaires (à d.)

Source : [référence \[2\]](#)

Il semble établi qu'il existe une corrélation entre le nombre et l'importance des taches solaires et l'intensification du flux radiatif émis par la photosphère, et par suite de la constante solaire.

Pour caractériser l'observation des taches solaires, on utilise comme indicateur le **nombre de Wolf** (Jean-Rodolphe Wolf, astronome suisse, 1816-1893) :

$$R = k_s (10 g_s + f_s)$$

où f_s est le nombre total de taches visibles sur le disque solaire, g_s le nombre de groupes et k_s un facteur empirique.

Les observations, comme par exemple celles effectuées à l'aide du satellite « Solar Maximum Mission » (1980-1989) ont montré une baisse de 0,1 % de l'émission S au maximum d'activité solaire. En revanche, au maximum solaire, elles montrent un accroissement de la luminosité qui est toutefois surtout due aux facules devenues plus brillantes, de sorte que le comptage des taches solaires, ou le nombre de Wolf, n'est pas complètement représentatif de l'émission solaire. Une périodicité de 11 ans de l'activité solaire a été observée : elle provient de l'inversion, tous les 11 ans, de la polarité magnétique au niveau de la photosphère.

Des considérations théoriques développées au § 3.1, notamment équations (6) et (7), il ressort que toute variation de la seule constante solaire dS conduit à une variation de la température de surface dT_S , telle qu'à l'équilibre énergétique on a :

$$\frac{dT_S}{T_S} = K \frac{dS}{S} \quad \text{avec :} \quad K = \frac{1}{4} \frac{1-\alpha}{1-g} \left(\frac{S}{4} \right) \frac{1}{\sigma T_S^4}$$

soit numériquement :

$$\frac{\Delta T_S}{T_S} = 0,25 \frac{\Delta S}{S}$$

Par conséquent une variation de 1% de la constante solaire entraîne une variation, dans le même sens, de $0,25 \times 0,01 \times 288 = 0,7$ °C de la température terrestre. Au minimum d'activité solaire, on devrait donc s'attendre à un léger refroidissement de la Terre.

Les observations paléoclimatologiques qui ont permis de reconstituer la mesure de la température moyenne de surface, ont montré un mini âge glaciaire de 1645 à 1715 coïncidant avec une diminution de la constante solaire (du moins de sa valeur reconstruite) : c'est le « **minimum de Maunder** ». Au minimum de Maunder, les glaciers des environs de Chamonix descendaient jusque dans la vallée !

En revanche, la coïncidence disparaît à partir du XIXe siècle, ce qui laisse à penser que des facteurs autres que la constante solaire viennent affecter la température moyenne de la Terre à partir de cette époque (figure 12).

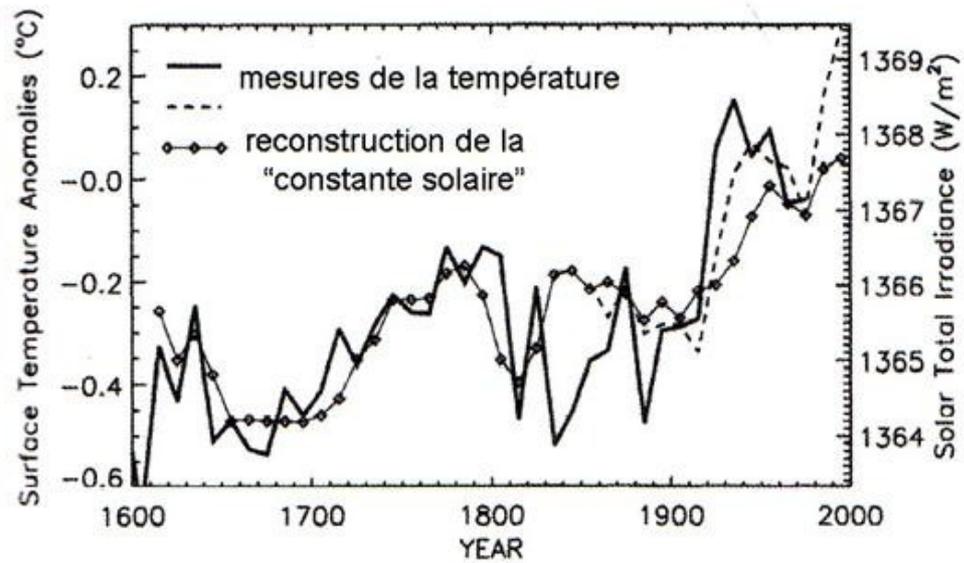


figure 12 – Variation de la constante solaire et de la température terrestre de 1600 à 2000
Source : [référence \[4\]](#)

3.3.2 – Causes affectant l'effet de serre g

3.3.2.1 – Causes naturelles

Des causes naturelles, c'est-à-dire indépendantes des interventions humaines, peuvent entraîner une augmentation ou au contraire une baisse de l'effet de serre.

Connaissant l'existence de l'alternance des glaciations dans le passé de la Terre, les scientifiques Joseph Fourier et Svante Arrhenius (1896) ont été les premiers à se demander si le dioxyde de carbone CO_2 , en tant que gaz à effet de serre, jouait un rôle dans les changements de climat.

Des techniques exploitant les archives glaciaires permettent de reconstituer la composition chimique de l'atmosphère et la température jusqu'à un lointain passé (420000 ans à 750000 ans, selon la méthode). Elles ont été employées lors des campagnes de mesure des teneurs des gaz à effet de serre (CO_2 , CH_4 , ...) et des aérosols, notamment celles du carottage des glaces en Antarctique (Vostok, Dome C...) et du Groenland (Summit).

Ces résultats montrent qu'entre la température des périodes glaciaires et celle des périodes interglaciaires un écart de 12°C existait. Ils montrent aussi que, corrélativement, les teneurs en CO_2 et CH_4 diminuaient lorsque la température diminuait aussi (CO_2 : -100 ppm, CH_4 : -300 ppbv), pour les quatre grandes périodes glaciaires du Quaternaire.

(**NOTA** : ppm : partie par million en volume, teneur de 1 ppm = concentration du constituant de 10^{-6} mol/mol ; ppbv : partie par milliard en volume : une teneur de 1 ppbv = concentration du constituant de 10^{-9} mol dans 1 mol d'air, donc 1 ppbv = 10^{-9} mol/mol).

Il y a donc une corrélation entre le changement climatique et la présence des gaz à effet de serre dans l'atmosphère (figure 13).

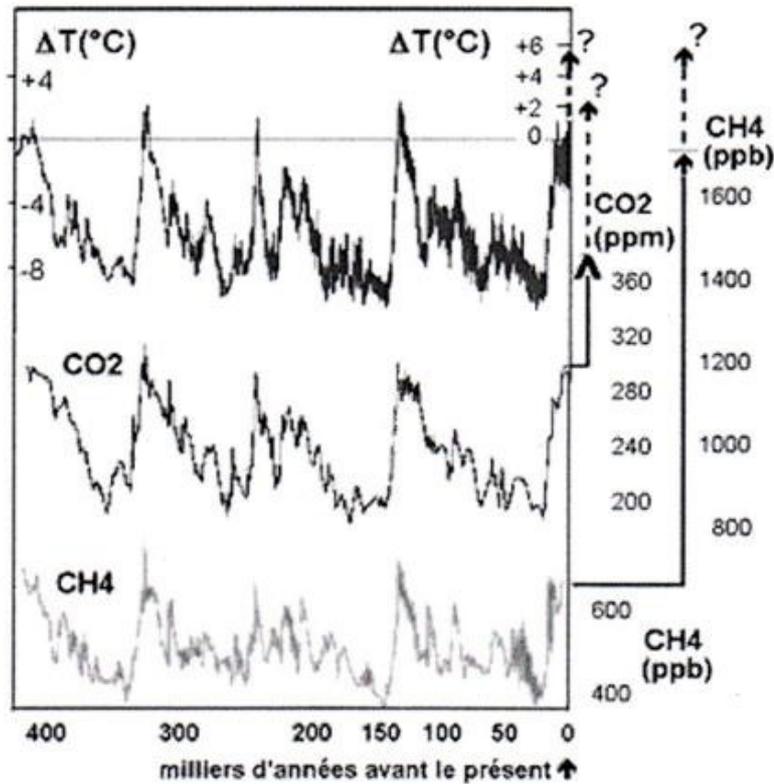


figure 13 – Variations de la température moyenne et de la composition de l'air en dioxyde de carbone et méthane depuis 420000 ans. Analyses effectuées au Laboratoire de Glaciologie et de Géophysique de l'Environnement de Grenoble, de l'air piégé dans les échantillons de glace de Vostok (Antarctique). Elles montrent une variation naturelle des teneurs en dioxyde de carbone et méthane corrélée à celle de la température moyenne. Mais depuis le XIXe siècle, les augmentations sortent de cette fourchette de variations et semblent donc résulter des activités humaines.

Source : [référence \[4\]](#)

Ces variations sont parfaitement naturelles : elles sont liées aux variations du rayonnement reçu du Soleil suivant les latitudes et les saisons, causées par les variations de l'obliquité de l'axe de rotation de la Terre, de période 41000 ans, et de la précession des équinoxes, de période 23000 ans. Cette relation entre les mouvements de la Terre et les climats anciens a été prévue et quantifiée par la théorie des paléoclimats de Milankovic (1930) ([référence \[3\]](#)).

Les diverses techniques d'analyse des archives glaciaires sont présentées dans l'article [« archives glaciaires et paléoclimats »](#).

3.3.2.2 – Causes liées à l'intervention humaine

- dioxyde de carbone, méthane...

Commencées en 1957, les campagnes d'observations directes systématiques et précises de la concentration des gaz à effet de serre dans l'atmosphère, depuis l'observatoire de Mauna Loa (Hawaii), pilotées par l'Américain Charles David Keeling, ont donné des résultats publiés régulièrement depuis 1970.

Le résultat est net : le CO₂ dans l'atmosphère croît systématiquement depuis le début des mesures (voir figure 14 pour la période 1958-2000).

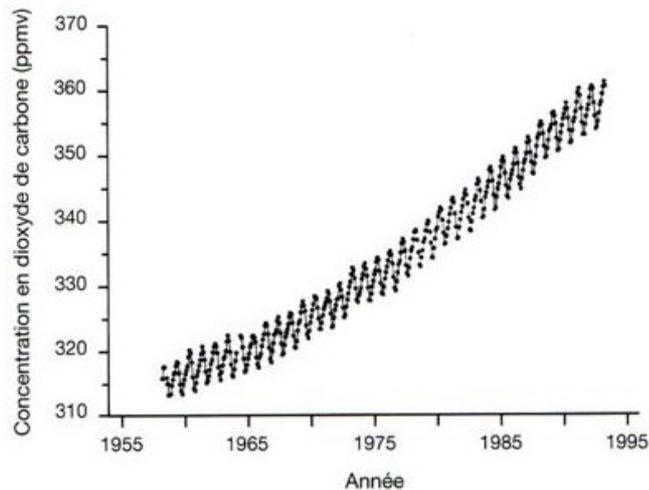


figure 14 – Evolution de la concentration en CO_2 de l'atmosphère mesurée à Mauna Loa (Hawaii) depuis 1957 : entre 1958 et 2000 il y a une augmentation de 55 ppm soit une augmentation de 17,5% en 42 ans ! Source : [référence \[5\]](#)

La valeur moyenne pour toute l'atmosphère terrestre de la concentration du CO_2 au début des mesures de Mauna Loa (1958) était de 315 ppm, et croît en moyenne régulièrement jusqu'à 370 ppm en 2001.

Ceci est un **fait avéré** : la concentration de CO_2 atmosphérique a augmenté de 17,5 % en 42 ans à la fin du 20^e siècle, plus que tout ce qui a été mesuré indirectement concernant le dernier millénaire.

Cette tendance à une croissance raide, d'allure exponentielle, pour la concentration en dioxyde de carbone, comme pour d'autres gaz à effet de serre (méthane CH_4 , protoxyde d'azote N_2O ...) est confirmée par ailleurs par des mesures indirectes faites à partir des glaces polaires, par lesquelles les concentrations ont pu être reconstituées pour une période allant de l'an 1000 à nos jours (figure 15).

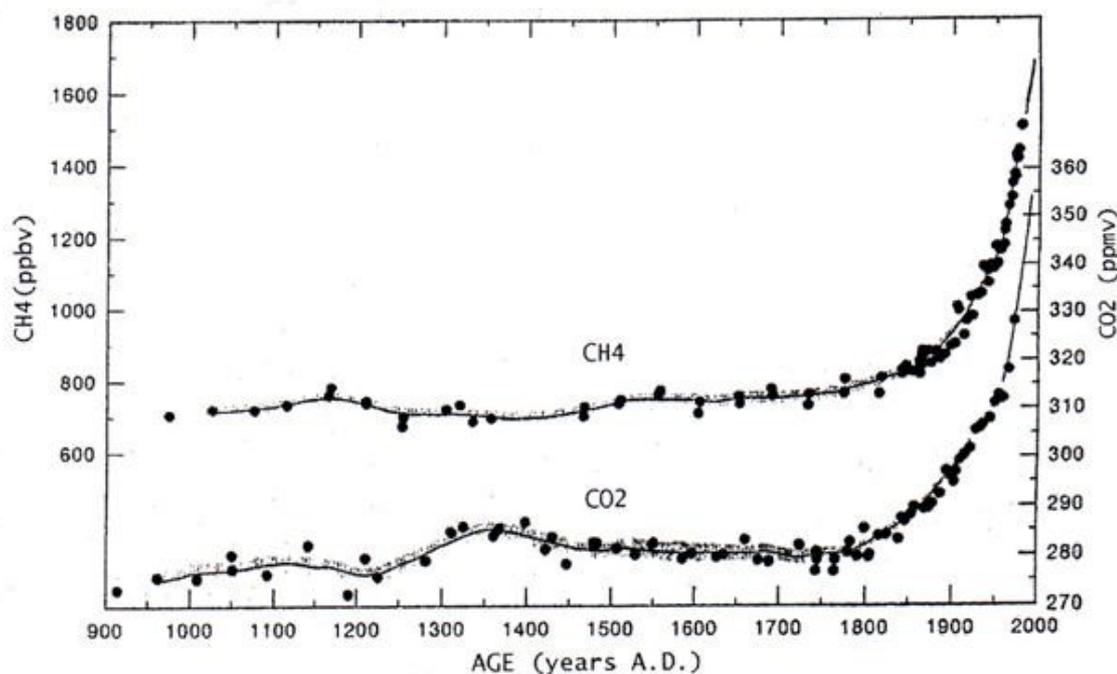


figure 15 – Evolution pendant le dernier millénaire des teneurs en CH_4 et CO_2 dans les glaces polaires
Source : [référence \[6\]](#)

Ces courbes peuvent être comparées à celle de l'évolution de la population mondiale sur la même période (non représentée ici, voir [référence \[4\]](#) p. 408). celle-ci est parfaitement identique, dans son taux de croissance, à celle des gaz à effet de serre, ce qui dénote une relation de cause à effet entre l'activité humaine d'autant plus intense que la population est élevée, et l'augmentation de ces gaz.

Avant l'ère industrielle, la concentration de CO₂ est d'environ 280 ppm, c'est-à-dire 30% plus faible que sa valeur actuelle (375 ppm en 2005). Son augmentation entre 1800 et 2000 résulte de la combustion des énergies fossiles (charbon et pétrole) et de la déforestation qui s'est accélérée sur cette période. Avant 1800, le protoxyde d'azote a une concentration de 270 ppbv, 15% plus faible que sa valeur en 2005 (315 ppbv). Les causes sont imputables à l'emploi intensif d'engrais azotés en agriculture.

Mais c'est de loin le méthane, CH₄, qui connaît le plus fort taux de croissance depuis 1800 où sa concentration était de 670 ppbv : elle a augmenté d'un facteur 2,5 qui l'a portée, en 2005, à la valeur de 1675 ppbv ! Liée à l'augmentation des activités agricoles (riz, élevage intensif) et à l'exploitation du gaz naturel, ainsi qu'aux déchets, la concentration en méthane présente une dissymétrie entre l'hémisphère sud et l'hémisphère nord où les surfaces concernées sont les plus étendues.

REMARQUE IMPORTANTE : la quantité de méthane dans l'atmosphère (1675 ppbv) est beaucoup plus faible que celle du CO₂ (375 ppmv), ce qui encouragerait à penser qu'elle a un effet moindre sur le climat. En fait, il n'en est rien. L'importance relative du rôle du méthane dans l'effet de serre est élevée. Ceci provient du fait que le méthane absorbe l'infrarouge dans des gammes de longueurs d'onde différentes de celles du CO₂ et de l'eau. Conséquence : l'ajout de CO₂ ne modifie pas la fenêtre d'absorption de l'IR par ce gaz même s'il augmente l'énergie radiative absorbée. En revanche, l'ajout de méthane vient augmenter l'énergie radiative de la gamme IR dans des fenêtres où elle était auparavant peu absorbée lorsque le méthane était dans l'atmosphère en quantité moindre. En relation avec cette explication, on sait qu'une seule tonne ajoutée de méthane contribue à l'effet de serre avec une efficacité 1000 fois supérieure à celle d'une seule tonne de dioxyde de carbone ajoutée.

Le taux de croissance annuelle de la concentration de CO₂ dans l'atmosphère est de 1,5 ppm/an, ce qui correspond à une émission annuelle de 6 gigatonnes de carbone (6.10⁹ tonnes), soit 22 gigatonnes de CO₂ !

Avec l'hypothèse d'une population mondiale en 2100 de 11 milliards d'habitants, ceci équivaldrait à 20 gigatonnes de carbone émis par an et une concentration en CO₂ de 700 ppm (le double par rapport à 2005). Si toutefois la population stagnait à 7 milliards d'habitants, avec une croissance de 1,3% annuelle de la concentration de CO₂, on aurait en 2100 environ 500 ppm de CO₂.

La courbe d'évolution de la concentration en CO₂ (figure 14) montre des variations temporelles de courte période modulant la courbe de croissance générale. Ces variations ne sont pas d'origine anthropique : elles résultent des échanges de carbone (absorption et restitution) entre, d'une part, l'atmosphère et, d'autre part, la biosphère et l'océan, imputables à la variabilité climatique.

L'océan et la biosphère jouent un rôle dans le cycle du dioxyde de carbone : ils sont des « puits » pour le carbone. Cela signifie que, lorsque la quantité de CO₂ augmente dans la troposphère, une partie de son flux est transférée vers les océans et la biosphère où le CO₂ est absorbé et participe à la synthèse chlorophyllienne ou au cycle des phytoplanctons et des

zooplanctons. Mais ce n'est que la moitié du CO₂ émis qui est concernée, l'autre moitié résidant dans l'atmosphère et participant ainsi à l'absorption du rayonnement infrarouge d'origine terrestre. Mais les zones boisées sont aussi des sources de CO₂ à cause de la respiration des végétaux. Aussi n'est-il pas aisé de faire la part, dans le bilan net du CO₂ dans la biosphère, entre ce qui provient du surplus de CO₂ depuis l'atmosphère, et ce qui est rejeté par la biosphère. Les études ne concluent donc pas encore sur les conséquences de la déforestation sur l'effet de serre.

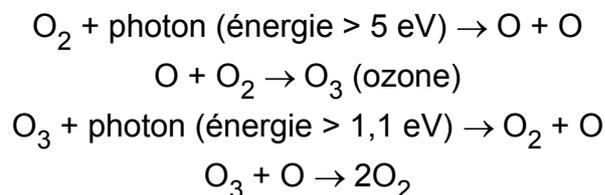
Il reste que ce qui est certain (fait avéré), c'est que le CO₂ augmente dans l'atmosphère. Cette certitude repose entre autres sur les mesures du rapport isotopique du carbone, c'est-à-dire le rapport des quantités de l'isotope carbone 14 (¹⁴C) et des quantités du carbone 12 (¹²C), soit la quantité (¹⁴C/¹²C). Les mesures indiquent une diminution de ce rapport, donc une augmentation relative du ¹²C d'origine fossile et provenant du rejet du CO₂ : en effet, l'isotope ¹⁴C n'existe pas dans le carbone fossile car il a une demi-vie radioactive de 5700 ans, insuffisante donc par rapport à l'âge des sources de carbone fossile (hydrocarbures, etc.).

- ozone troposphérique

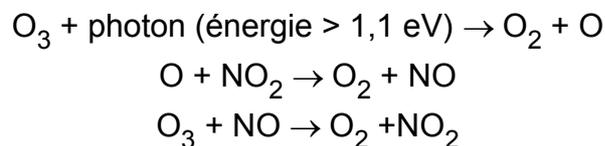
Une autre cause de l'accroissement de l'effet de serre est l'ozone rejeté dans la troposphère par la pollution humaine.

Au voisinage du sol l'ozone est un gaz à effet de serre, en outre nocif pour les êtres vivants (humains, animaux, végétaux) car très oxydant. Mentionnons pour cela les pics d'ozone au-dessus des grandes villes polluées, lors des fortes chaleurs sous les anticyclones.

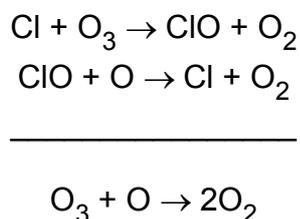
En revanche, l'ozone de la stratosphère présente un intérêt vital pour la protection de la vie face aux rayons ultraviolets en provenance du Soleil et de l'espace : l'ozone arrête les UV de longueur d'onde $\lambda < 0,290 \mu\text{m}$ principalement (c'est-à-dire les UV de type B nocifs pour les êtres vivants), selon la réaction (**cycle de Chapman**) :



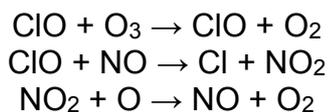
Ainsi, **l'ozone stratosphérique** contribue à la création de dioxygène sous l'action des UV. En fait, le cycle de Chapman ne suffit pas à expliquer la quantité naturellement faible de l'ozone stratosphérique : celle-ci est expliquée en tenant compte du rôle des oxydes d'azote (NO₂ et NO) dans la destruction catalytique de l'ozone (Crutzen et Johnston, 1970) :



Mais dans la stratosphère la destruction de l'ozone a pour principales sources les dérivés chlorés, selon le bilan :



Combinées aux sources d'oxydes d'azote, les réactions de l'ozone donnent en définitive :

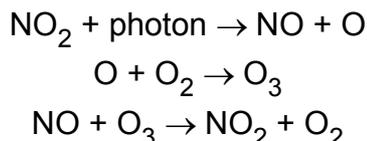


Parmi les dérivés chlorés d'origine industrielle, mentionnons les chlorofluorocarbones (CFC-11, CFCl_3 et CFC-12 de formule CF_2Cl_2), dont le rôle dans l'apparition du **trou d'ozone** au-dessus de l'Antarctique, révélée par les mesures effectuées par Joseph Farman à Halley Bay (1985), a été prédite pour la première fois par Molina et Rowland en 1974 (voir [référence \[7\]](#)). Sur la question de l'ozone stratosphérique voir aussi [référence \[76\]](#).

Je ne m'étendrai pas plus sur la question du « trou d'ozone » dans le cadre de cet article.

Revenons à **l'ozone troposphérique** qui est une source de gaz à effet de serre et qui résulte des pollutions par oxydes d'azote.

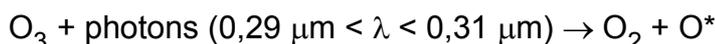
L'ozone troposphérique résulte de la photolyse du dioxyde d'azote, rejeté notamment par les gaz d'échappement des automobiles. par ce processus, le dioxyde d'azote absorbe les photons ayant une longueur d'onde minimale $\lambda = 0,4 \mu\text{m}$:



Cet ensemble de réactions montre que, normalement, l'ozone résiduel serait en quantité infime puisqu'une grande partie d'ozone réagit par oxydation avec le monoxyde d'azote NO pour donner du dioxyde d'azote NO_2 et du dioxygène O_2 . En fait, la quantité d'ozone produit devient beaucoup plus important en présence de radicaux libres, tels le peroxyde RO_2 qui provient de l'oxydation des composés organiques volatils. Ces radicaux libres oxydent alors NO, lequel fait alors défaut pour consommer l'ozone : par conséquent la quantité résiduelle de celui-ci est plus importante.

Si, en outre, du méthane est présent dans l'atmosphère, l'ozone troposphérique au-dessus des zones polluées engendre l'apparition d'autres composés, pour la plupart nocifs pour la santé, par le processus de la photolyse de l'ozone dans le domaine de longueurs d'onde comprises entre $0,29 \mu\text{m}$ et $0,31 \mu\text{m}$:

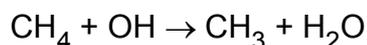
- sous l'action de la lumière (notamment UV), l'ozone se dissocie en molécules de dioxygène et atomes d'oxygène excités :



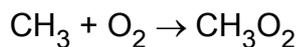
- l'oxygène excité réagit avec la vapeur d'eau en donnant des radicaux hydroxyles :



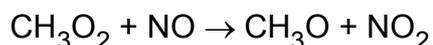
- en présence de méthane, les radicaux hydroxyles donnent un radical méthyle et de l'eau :



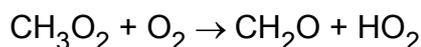
- le dioxygène oxyde le radical méthyle, ce qui donne un radical méthylperoxy :



- avec le monoxyde d'azote, lui-même issu de la photolyse du NO_2 (voir ci-dessus), ce radical réagit pour donner un radical méthylalkoxy et du NO_2 :



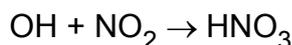
- le CH_3O réagit ensuite avec le dioxygène en donnant du formaldéhyde et un radical hydroperoxy HO_2 :



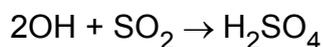
- puis HO_2 réagit avec NO pour donner du NO_2 , et ainsi de suite...

Pour compléter le tableau des effets de l'ozone troposphérique, le radical hydroxyle, issu de la photolyse de l'ozone, réagit avec :

- le dioxyde d'azote en donnant l'acide nitrique :



- le dioxyde de soufre, qui provient des rejets des moteurs, pour donner l'acide sulfurique :



Par forte pollution la saturation des produits précédents est rapidement atteinte : leur condensation donne des aérosols, responsables des brouillards et fumées de pollution (voir article [dissolution et solubilité](#) dans ce site).

Conclusion : hormis leurs effets néfastes, l'ozone troposphérique et les produits auxquels conduit sa photolyse contribuent à l'effet de serre. Pour qu'il y ait **pollution à l'ozone** ou son aggravation, il faut, d'après ce qui précède, les trois situations suivantes :

- des polluants comme le dioxyde d'azote, le méthane, le dioxyde de soufre,...
- de la chaleur et du rayonnement solaire (les effets de l'ozone disparaissent la nuit puisque les photolyses n'ont plus lieu) ;
- de l'humidité (on a vu l'importance de la vapeur d'eau dans le processus).

REMARQUES : seuils pour l'ozone troposphérique :

En Europe, quatre seuils ont été fixés pour la concentration de l'ozone troposphérique (directive 92/72/CEE du 21 septembre 1992) dans les conditions standard de pression et de température (293 K et 1013 hPa) :

- seuil de protection de la santé : 55 ppbv sur 8 heures ;
- seuil de protection de la végétation : 100 ppbv sur 1 heure, et 32,5 ppbv sur 24 heures ;
- seuil où la population doit être informée : 90 ppbv sur 1 heure ;
- seuil d'alerte de la population : 180 ppbv sur 1 heure.

3.3.3 – Causes affectant l'albédo α

Qu'elle soit d'origine naturelle ou d'origine humaine, toute modification de la concentration et de la répartition des particules en suspension dans l'atmosphère (aérosols) contribue à faire évoluer l'albédo α , soit par augmentation de l'effet parasol (ce qui conduit à un refroidissement global), soit en le diminuant (ce qui conduit à un réchauffement global).

Là où ça se complique, c'est que les causes de changement de l'albédo ne sont pas toujours différentes ou indépendantes des causes de changement de l'effet de serre : le forçage produit par l'une d'elles modifie le forçage produit par les autres.

3.3.3.1 – Causes liées à l'émission du dioxyde de soufre

Le dioxyde de soufre SO_2 est émis dans l'atmosphère par des causes naturelles, telles le volcanisme, et par des causes humaines, telles les combustions d'hydrocarbures. Mais les effets et le séjour dans l'atmosphère du SO_2 ne sont pas les mêmes selon les causes d'émission :

- **Le SO_2 résultant de la combustion de carburants fossiles** (hydrocarbures, charbons...) affecte uniquement la troposphère. Il en résulte que les particules contenant du SO_2 , en suspension dans l'air, vont se transformer en particules contenant de l'acide sulfurique H_2SO_4 en quelques jours, puisque, au contact de l'oxygène, le dioxyde de soufre s'oxyde pour donner cet acide. Comme ces particules sont dans la troposphère, elles sont en partie présentes dans les nuages et, avec les pluies, elles vont retomber sur le sol, acidifiant la terre et les lacs (**pluies acides**) (Les pays scandinaves sont les premiers à avoir constaté, vers 1960, l'acidification de leurs lacs due aux pluies acides causées par l'émission de SO_2 par les industries du nord-ouest européen).

Le SO_2 émis dans l'atmosphère à cause des activités humaines séjourne très peu dans l'atmosphère et n'a pratiquement aucun rôle dans la variation de l'effet de serre ni de celle de l'albédo.

- Le SO_2 d'origine volcanique, en revanche, a un effet sur l'albédo. En effet, lors des éruptions volcaniques, le SO_2 est propulsé jusque dans la stratosphère et y séjourne très longtemps puisque aucun phénomène ne l'oblige à retourner vers le sol. Avec la dispersion des effluents qui se produit dans cette couche, le SO_2 va même finir par couvrir des étendues importantes. Comme les aérosols qui se forment à partir de ces particules ont une taille de l'ordre de $0,1 \mu\text{m}$, c'est-à-dire de l'ordre des longueurs d'onde de la radiation solaire, celle-ci sera diffusée par elles, et par conséquent l'albédo augmentera puisque le rayonnement incident sera encore plus rétrodiffusé vers l'espace. L'albédo α augmentant ainsi, on aura un forçage négatif sur le bilan radiatif global (relations (6) et (7)) qui contribuera à une baisse de ΔT_S donc à un refroidissement global.

3.3.3.2 – Effets des nuages sur l'albédo, cycle de l'eau

L'albédo dépend principalement de la couverture nuageuse, mais aussi dans une moindre mesure de l'étendue des surfaces claires, comme la neige, les glaciers, les déserts... et des aérosols en suspension dans l'atmosphère.

On a vu que le flux réfléchi dans l'espace est de -102 W/m^2 .

Les nuages y contribuent à hauteur de -50 W/m^2 par phénomène de réflexion.

Environ -20 W/m^2 de contribution à l'albédo planétaire provient de la diffusion de la lumière par les molécules de l'air (oxygène et azote), appelée **diffusion Rayleigh**, et par les aérosols. La

diffusion Rayleigh se produit lors de l'interaction des ondes électromagnétiques du spectre visible avec des particules plus petites que leurs longueurs d'onde λ (cas des molécules). On démontre qu'elle est inversement proportionnelle à λ^4 , ce qui explique la couleur bleue du ciel (en effet, le bleu, de courte longueur d'onde, est plus diffusé que le rouge).

Les aérosols, quant à eux, ont des tailles supérieures ou égales à λ ; on montre que, dans ce cas, la diffusion est sensiblement la même quelle que soit la longueur d'onde : toutes les couleurs sont donc diffusées de manière identique, d'où il résulte que la lumière diffusée paraît blanche car étant un mélange de toutes les couleurs du spectre visible. Voir l'article [« aérosols atmosphériques et leurs effets »](#) pour les détails théoriques de ces phénomènes.

Notons toutefois que les nuages ont aussi un rôle dans l'effet de serre : ils y contribuent pour +30 W/m². Le bilan de leurs contributions au flux énergétique global va donc dans le sens de l'effet parasol : -50 + 30 = -20 W/m². On pourrait penser, dans ce cas, que les nuages ont un rôle stabilisateur vis-à-vis de l'augmentation de l'effet de serre. En fait, ce n'est pas évident. Le réchauffement climatique induit par l'effet de serre pourrait entraîner une augmentation de l'humidité atmosphérique et donc une extension de la couverture nuageuse. Or, selon qu'il s'agisse de nuages élevés ou de nuages bas, cette extension n'aura pas le même impact sur l'effet de serre et sur l'effet parasol. Les nuages élevés, tels les cirrus, contribuent à l'effet de serre, auquel cas, s'ils deviennent plus importants par suite de l'accroissement de l'humidité, celle-ci exercera une rétroaction positive sur l'effet de serre. A l'inverse, les nuages bas favorisent l'effet parasol ; si l'accroissement de l'humidité atmosphérique favorise les nuages bas, leur extension exercera une rétroaction négative sur l'effet de serre et accroîtra l'effet parasol, qui limitera le réchauffement climatique.

Malheureusement, aujourd'hui, aucun modèle théorique ne peut prédire sérieusement ce qu'il adviendra de la couverture nuageuse en cas de réchauffement ou en cas de refroidissement global.

Une introduction sur l'humidité atmosphérique et les nuages est donnée dans l'article *« humidité atmosphérique, nuages et précipitations »*.

J'ai dit plus haut que les nuages sont responsables en grande partie de l'albédo, mais qu'ils contribuent à l'effet de serre avec les 30 W/m² de flux infrarouge absorbés. Précisons cela :

- C'est la partie supérieure du nuage qui réémet vers l'espace le rayonnement infrarouge, limitant ainsi le réchauffement global. Mais cette émission s'effectue à la température qui règne dans cette partie supérieure. Lorsqu'elle est faible, le flux émis sera aussi faible à cause de la loi de Stefan-Boltzmann, puisqu'il est proportionnel à T^4 . Or la température au sommet des nuages les plus épais ou d'altitude élevée est faible (de l'ordre de 220 K, ou -53°C), par conséquent ces nuages réémettent vers l'espace peu de rayonnement infrarouge, et contribuent donc à l'effet de serre puisqu'une grande proportion de ce rayonnement reste prisonnier dans la troposphère. C'est ce phénomène qui explique en grande partie les 30 W/m² contribuant à l'effet de serre global (rappelons que la contribution du CO₂ est comparable : 32 W/m², tandis que celle de la vapeur d'eau est 90 W/m²).
- Les nuages bas et peu épais transmettent le rayonnement infrarouge vers l'espace plus aisément, selon l'explication qui vient d'être donnée. Ils modèrent donc l'effet de serre.

Mais, par ailleurs, les nuages épais et les nuages minces n'ont pas le même effet sur l'albédo :

- Les nuages minces ont un albédo faible, donc contribuent peu à l'effet parasol ;
- Les nuages épais ont, en revanche, un albédo élevé pouvant atteindre 0,85.

La contribution de l'ensemble des nuages à l'albédo est donc assez complexe : elle dépend,

bien sûr, du flux solaire incident, qui varie avec son inclinaison donc avec la latitude, les saisons et l'heure, ainsi que de leurs répartitions, de leurs tailles, et de leurs compositions.

Un réchauffement ou un refroidissement global modifiera le cycle de l'eau par de multiples rétroactions, et cette modification, à son tour, va réagir sur l'effet parasol et l'effet de serre par les changements affectant les nuages, les aérosols ou la vapeur d'eau atmosphérique.

Ces changements sont principalement dus à l'évolution des flux d'évaporation de l'hydrosphère (océans, lacs...) et des phénomènes de condensation de la vapeur d'eau atmosphérique. Ils agissent donc sur les régimes des précipitations et des évaporations qui, du fait des phénomènes de transports atmosphériques (article [« transports et convections atmosphériques »](#)), se déplacent des océans vers les terres (10% de l'eau évaporée depuis les océans donne de la pluie sur les continents et non sur les océans).

L'eau étant une quantité qui se conserve, le bilan de son échange entre les processus d'évaporation, de condensation, de solidification (glace), de précipitation, de stockage dans le sol ou d'écoulement à la surface ou dans le sous-sol, doit être globalement nul.

Cette conservation de l'eau impose que les échanges s'effectuent suivant des cycles, formant ce que l'on appelle le **cycle de l'eau** (figure 16).

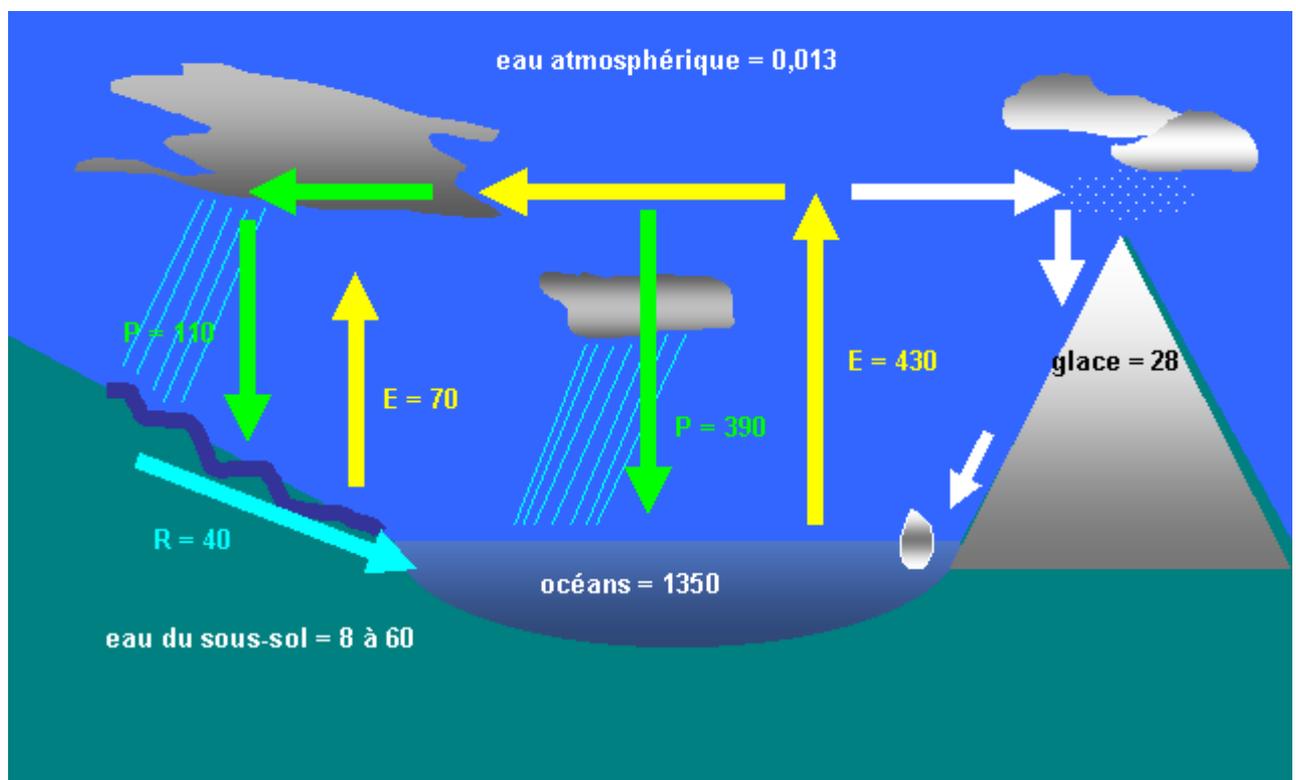


figure 16 – Cycle de l'eau (Source : Robert Kandel, 2002)

La masse d'eau stockée est en millions de milliards de tonnes (10^{15} tonnes) : 1350 pour les océans, 8 à 60 pour l'eau dans les sous-sols, 28 pour la glace. la masse d'eau dans l'atmosphère est de 0,013 (soit 13000 km^3) et se trouve à l'état gazeux. Sa condensation donnerait une hauteur d'eau de seulement 26 mm à la surface de la Terre, alors que l'ensemble des précipitations pluvieuses et neigeuses annuelles équivaut à plus de 1000 mm. La différence provient, bien sûr, du transfert de l'eau dans l'atmosphère. Les flux de ce transfert sont exprimés en milliers de milliards de tonnes par an (10^{12} t/an) et se répartissent comme suit : évaporation (E) 430 pour les océans, 70 pour les eaux continentales ; précipitations (P) : 390 sur les océans, 110 sur les continents ; ruissellement (R) : 40. La distribution de ces flux et des quantités, mais pas leur totalité, risque d'être modifiée lors d'un changement climatique.

On voit que les flux naturels de l'eau, de l'ordre de $500 \cdot 10^{12}$ tonnes par an, sont énormes devant les quelques milliards de tonnes de vapeur d'eau produites par la combustion d'hydrocarbures : l'eau qui provient de cette combustion a donc un effet négligeable sur le

changement climatique, ce qui ne signifie pas, évidemment, que la combustion des hydrocarbures soit sans importance ! Elle produit d'autres gaz à effet de serre tels le CO₂ dont la quantité n'est pas du tout négligeable devant celle d'origine naturelle.

Ainsi la vapeur d'eau n'a qu'un effet très marginal sur le forçage du bilan énergétique global, mais ceci à condition que, par ailleurs, la température de surface moyenne T_S reste constante.

Si, pour d'autres raisons, cette température venait à augmenter (réchauffement climatique), elle aurait pour effet d'accroître la pression de vapeur saturante de l'eau et donc d'accroître la quantité de vapeur d'eau dans l'atmosphère. En effet, la pression de vapeur saturante augmente avec la température suivant la **loi de Dupré** (cf. articles « [dissolution et solubilité](#) » et « [états de l'eau](#) », et article « *humidité atmosphérique, nuages et précipitations* ») :

$$\ln P_S = \alpha - \frac{\beta}{T} - \gamma \ln T$$

où α , β , et γ sont des constantes. Numériquement on a (tableau 3) :

température T	pression de vapeur saturante T _S
0,01°C (point triple de l'eau)	611 Pa
10°C	1227 Pa
20°C	2337 Pa
50°C	12335 Pa
100°C	101320 Pa (pression atmosphérique standard)
200°C	1554500 Pa
374,2°C (point critique de l'eau)	22087000 Pa

TABLEAU 3 – pressions de vapeur saturante de l'eau

Ce tableau montre que, avec une température moyenne terrestre T_S = 15°C actuelle, la pression de vapeur saturante dans la troposphère est d'environ 1700 Pa, et que si T_S augmente de 5°C par exemple d'ici 2100 (scénario réaliste) elle monte à 2337 Pa. On sait que tant que la pression partielle de l'eau dans la troposphère est inférieure à P_S, l'eau est en phase vapeur (elle est à l'état gazeux), et que si elle atteint P_S, l'eau se condense (passage en phase liquide) et conduit aux précipitations. Ainsi, une augmentation de P_S, consécutive à celle de T_S, favorise la phase vapeur de l'eau au détriment des précipitations.

En outre, une phase vapeur de l'eau plus importante va dans le sens d'un forçage positif de l'effet de serre g.

3.3.3.3 – Effets des aérosols sur l'albédo

Les aérosols sont des particules à l'état solide ou à l'état liquide en suspension dans l'atmosphère. Leurs tailles sont suffisamment petites (inférieures au micron) pour nécessiter l'emploi du microscope électronique à balayage pour être observées.

Dans l'air que nous respirons il y a constamment des aérosols parce que ces particules, trop légères, ont toujours une flottabilité positive dans l'air et ne peuvent jamais tomber d'elles-mêmes sur le sol (en d'autres termes leur poussée d'Archimède n'est pas équilibrée par leurs poids). Aussi distingue-t-on les aérosols des particules d'eau en suspension dans l'atmosphère, qu'elles soient sous forme liquide (gouttelettes) ou solide (glace) appelées **hydrométéores**, et qui séjournent beaucoup moins longtemps dans l'atmosphère (car elles tombent sur le sol). La présence permanente des aérosols est responsable du fait que l'atmosphère qui nous entoure n'est jamais d'une transparence parfaite. C'est pour cela que, plus on regarde au loin, plus les objets semblent noyés dans une ambiance de brume : tous les artistes dessinateurs et peintres

le savent !



« à cause des aérosols, plus on regarde au loin, plus les objets semblent noyés dans la brume »

En revanche, après la pluie, l'environnement nous paraît plus transparent, on a l'impression de voir plus de détails au loin : cela tient au lessivage que la pluie a réalisé pour les aérosols qui, alourdis par les particules d'eau liquides qui se sont associées à eux, sont tombés sur le sol.

D'où proviennent les aérosols ?

Selon leurs modes de formation et leurs origines, on distingue les aérosols primaires et les aérosols secondaires :

- Les **aérosols primaires** sont des particules solides émises directement depuis la surface de la Terre, et par conséquent leurs compositions chimiques dépendent directement et uniquement de la source qui les a produits. Produisent les aérosols primaires :
 - les poussières soulevées par les vents ;
 - la mer : elle est source de particules liquides qui se détachent de la surface puis emportées par le vent dans l'air où elles finissent par perdre leur composante d'eau pour ne conserver que leur structure de cristaux de sel (elles se déshydratent et sèchent) ; ce sont les embruns ;
 - les volcans (SO₂ volcanique) ;
 - les organismes vivants : le diméthyl-sulfure (DMS) émis par les algues, des aérosols organiques (terpènes...) émis par des plantes, etc.
 - les combustions d'hydrocarbures qui produisent également du SO₂ et des suies.

La taille des aérosols primaires est de l'ordre de 0,1 µm à 10 µm.

- Les **aérosols secondaires** résultent de réactions entre composés gazeux dans l'atmosphère. Ces réactions conduisent à la formation des « noyaux d'Aitken » de très petites tailles (quelques nanomètres) à la suite d'un enchaînement de processus de condensation et de coalescence (voir article [« aérosols atmosphériques et leurs effets »](#)). Puis ces noyaux grossissent pour donner des particules plus grandes (0,1 µm à 1 µm) mais de vitesse de sédimentation trop faible pour permettre leur chute jusqu'au sol.

Les aérosols ont divers effets sur l'atmosphère :

- Ils contribuent au transport d'un lieu à l'autre d'éléments chimiques ou biologiques ;
- ils contribuent à l'effet de serre car ils absorbent une partie du rayonnement infrarouge émis par la surface terrestre ;
- Mais ils participent de manière plus importante à l'effet parasol puisqu'ils réfléchissent vers l'espace une partie du rayonnement solaire incident, augmentant ainsi l'albédo planétaire. Une exception cependant : les suies. Elles diffusent autant qu'elles absorbent la lumière : les suies

n'ont donc aucun rôle dans l'albédo, par contre elles transforment le flux lumineux incident en chaleur, formant ainsi un écran au chauffage de la surface terrestre.

- Les aérosols jouent le rôle de **noyaux de condensation** pour la vapeur d'eau et ont donc un rôle central dans la formation des nuages et les précipitations, donc pour le cycle de l'eau.

Les aérosols séjournent principalement dans la troposphère avec une durée de vie moyenne de l'ordre de la semaine. Cette durée dépend de leurs tailles auxquelles sont directement liées leurs vitesses de sédimentation donc leur élimination de l'atmosphère. Seuls les aérosols primaires d'origine volcanique, formés de sulfates et de sulfures, peuvent exister jusque dans la stratosphère (20 km d'altitude) où ils séjournent pendant plusieurs années.

Le tableau 4 ci-dessous donne une estimation (références [8] et [9]) du flux d'émission des aérosols primaires et secondaires, qu'ils soient d'origine naturelle ou anthropique.

origine	Sources	flux (mégatonnes/an)			
		moyenne	mini et maxi		
naturelle (90%)	PRIMAIRES				
	poussières minérales	2000	1000 à 3000		
	sels de mer	3000	1000 à 10000		
	cendres volcaniques	33	4 à 10000		
	carbone organique > 1 micron	56	26 à 90		
	SECONDAIRES				
	sulfates biogéniques	90	80 à 150		
	sulfates volcaniques	21	9 à 50		
	carbone organique (composés organiques volatils)	16	8 à 40		
	nitrate	4	2 à 8		
	TOTAL	5220	2130 à 23340		
	anthropique (10%)	PRIMAIRES			
		carbone organique < 2 microns			
feux de végétation		54	45 à 80		
combustion fuel fossile		28	10 à 30		
carbone élémentaire < 2 microns					
feux de végétation		5,7	5 à 9		
combustion fuel fossile		6,6	6 à 8		
poussières industrielles		100	40 à 130		
SECONDAIRES					
sulfates		120	70 à 220		
nitrate		14	10 à 20		
carbone organique (composés organiques volatils)		1	0,5 à 2		
TOTAL		330	250 à 660		

TABLEAU 4 – Flux d'émission des aérosols

La durée de séjour dans l'atmosphère et la dispersion des aérosols sont présentées

succinctement dans l'article [« aérosols atmosphériques et leurs effets »](#).

4 – CIRCULATION OCEANIQUE ET VARIABILITE INTERNE

Voir aussi par exemple : [références \[70\] à \[74\]](#).

Nous avons plus haut que l'atmosphère et les océans ne peuvent jamais être simultanément en équilibre mutuel à cause de la grande différence de leurs constantes de temps de retour à l'équilibre. Ce déséquilibre mutuel permanent se traduit par un échange continu d'énergie entre l'atmosphère et l'océan, sous forme de flux de chaleur et de matières transportés entre ces milieux fluides, et à l'intérieur de chacun d'eux par des phénomènes liés au caractère non linéaire et turbulent d'un fluide (et l'océan et l'atmosphère sont des fluides). Ces phénomènes de transport se font par convection ou par diffusion, avec couplage aux mouvements généraux non linéaires des fluides, des petites jusqu'aux grandes échelles. La non linéarité des processus dynamiques dans les fluides est responsable de l'apparition des rétroactions multi-échelles, des régimes d'oscillations et de turbulence, et du fait que les fluides présentent une grande sensibilité aux conditions initiales et aux conditions aux limites, mais aussi, à terme, une évolution statistique qui tend à « gommer » l'effet des conditions initiales, conduisant ainsi à des comportements chaotiques (intermittence, turbulence). Il en résulte que l'étude et la prédiction de ces échanges nécessitent des modèles complexes et des codes de calcul importants, donc coûteux : en effet, les méthodes de résolution numérique des équations nécessitent de décomposer les fonctions représentant les champs physiques (vitesse, pression, température, concentration, etc.) sur des échelles de temps et d'espace suffisamment petites afin d'éviter l'apparition, dans le traitement mathématique de ces modèles, de comportements divergents et aberrants des solutions approchées. C'est le problème de la « discrétisation ».

J'invite le lecteur, désireux de comprendre les difficultés inhérentes aux fluides pour modéliser leurs comportements, notamment dans les régimes turbulents, à consulter le livre de Roland Schiestel ([référence \[10\]](#)).

On doit donc s'attendre à ce que les interactions océans-atmosphère, qui dépendent de la circulation océanique, mais qui, en retour, réagissent sur elle, soient des processus complexes et difficilement prédictibles à long terme.

Dans ce paragraphe, je vais présenter succinctement les principes généraux de la circulation océanique et la façon dont elle agit sur le climat, et à l'inverse, dépend des conditions thermodynamiques et chimiques de l'atmosphère. Je dirai aussi quelques mots sur les oscillations océaniques « localisées » du type « El Niño ».

4.1 – Les circulations océaniques

4.1.1 – Généralités

La circulation générale océanique, à grande échelle, trouve son origine dans les différences de densité de l'eau entre deux points de l'océan. Cette situation de déséquilibre tend à disparaître par une redistribution des masses d'eau aboutissant à une densité homogène : les déplacements des masses d'eau accompagnent cette redistribution. Or les différences de densité résultent principalement des différences de température et de salinité, ainsi que de la profondeur, entre les points considérés : en effet, la masse volumique de l'eau est fonction de ces grandeurs. Comme les masses d'eau, en se déplaçant, véhiculent aussi de la chaleur, leur redistribution conduit aussi à une évolution de la répartition de l'énergie thermique tendant à la recherche d'un nouvel équilibre thermodynamique.

Mais la redistribution ne se fait pas une fois pour toutes. En fait la recherche d'équilibre est

permanente et étendue parce que, d'un point à un autre, les grandeurs qui conditionnent la densité de l'eau ne sont jamais figées et homogènes. Cela tient à plusieurs facteurs : la rotation de la Terre qui induisent des forces inertielles sur les fluides (comme la force de Coriolis due à la rotation de la Terre), les interactions du vent et de la surface de la mer, les alternances jours et nuits, les différences de température entre les différentes latitudes et donc les diverses zones de la surface terrestre (tropicales, polaires, etc.), les différences de salinité dues à la présence ou bien à l'absence d'apport d'eau douce, notamment par les glaces, les différences de température et de salinité selon la profondeur dans l'océan, etc. Il en résulte que les mouvements des masses d'eau qui se développent en direction d'une recherche d'équilibre des densités ne s'arrêtent jamais : les océans sont donc le siège d'une circulation permanente à grande échelle, qualifiée de **thermohaline** parce que cette circulation a pour moteur les gradients de température et de salinité dans les océans.

A cette circulation thermohaline s'ajoutent les mouvements d'origine purement hydrodynamique : la formation des courants suite à l'interaction entre les vents et la surface et les couches superficielles des océans. Ces mouvements des masses d'eau sont qualifiés de « forcés par le vent » (« **wind driven** »).

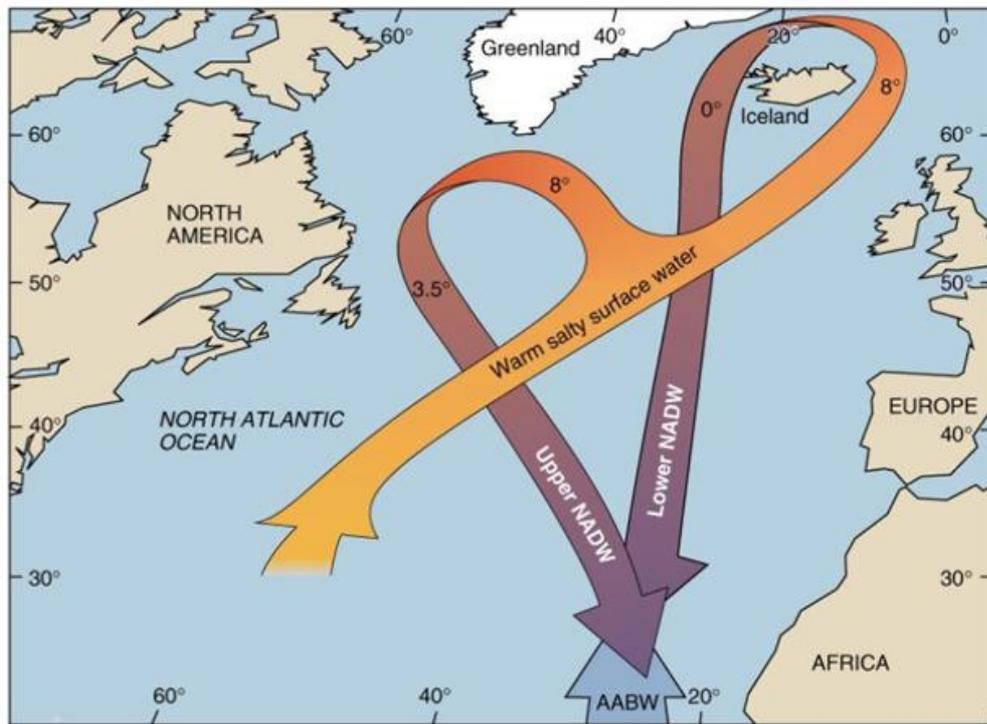
Le mouvement d'ensemble des masses d'eau résulte de la combinaison de ces deux types de causes, et à partir du moment où ces masses se déplacent à la surface de la Terre, elles subissent la **force de Coriolis**, due à la rotation terrestre, qui a pour effet de leur imprimer une trajectoire circulaire à grande échelle.

S'agissant de la circulation thermohaline, elle prend principalement une forme convective parce que se sont les forces de gravité qui conditionnent, principalement, les mouvements des masses fluides conditionnés par les différences de densité.

En effet, l'eau chaude des zones tropicales remonte vers les zones plus froides (latitudes moyennes et polaires), où la densité est plus élevée, tout en étant déviée vers l'Est par la force de Coriolis. Cette déviation a pour effet d'imprimer un mouvement de rotation dans le sens inverse des aiguilles d'une montre ; de sorte que l'eau chaude remonte vers le nord en suivant les côtes occidentales des continents, puis se refroidit au contact des zones polaires, et redescend vers le sud en suivant les côtes orientales des continents.

Lorsqu'il est appliqué au cas de l'océan Atlantique, ce schéma général permet de comprendre l'existence du courant Gulf Stream et le climat relativement tempéré des régions du nord-ouest de l'Europe (Grande Bretagne, Norvège, Islande, côtes du Groenland) qui connaîtraient des températures sibériennes en son absence. Le courant en provenance de la zone tropicale de l'Atlantique, dévié vers les côtes occidentales de l'Afrique, apporte la chaleur aux côtes occidentales de l'Europe jusqu'en mer de Norvège. Là l'eau devient froide et forme de la glace superficielle, il s'ensuit que l'eau s'enrichit en sel et s'alourdit : par gravité, elle s'enfonce dans les couches inférieures (profondeur 2000 m) et circule vers le sud par le fond, où elle va se réchauffer de nouveau.

La figure 17 montre le schéma général de la circulation thermohaline des océans.



Copyright 1999 John Wiley and Sons, Inc. All rights reserved.

figure 17 – Principe de la circulation thermohaline (d'après Broecker, 1989, citée en référence [5]. AABW désigne les eaux de fond antarctiques (Antarctic Bottom Water), de température moyenne $-0,4^{\circ}\text{C}$ et salinité 34,7 ppm, et NADW : eaux profondes de l'Atlantique nord (North Atlantic Deep Water), température 2 à 4°C , salinité 34,8 à 35,1 ppm.

Au vu de ce schéma très simplifié, on peut déjà se demander si un réchauffement moyen planétaire (T_S augmente) ne pourrait pas perturber le mécanisme du Gulf Stream dans le sens d'un refroidissement des côtes occidentales de l'Europe ? En effet, un réchauffement global entraînerait la disparition d'une grande partie des glaces, ce qui empêcherait le processus donnant naissance aux NADW, et donc ralentirait, voire ferait disparaître ou inverser le Gulf Stream.

La température des océans varie dans le temps et dans l'espace, c'est-à-dire sur la surface et dans la profondeur. En zones tropicales, la température superficielle atteint 30°C , et descend à $-1,9^{\circ}\text{C}$ sous les hautes latitudes, au-dessous de cette température l'eau de mer gèle. Suivant la profondeur, la température varie jusqu'à une limite, appelée thermocline, à partir de laquelle elle reste pratiquement constante, aux environs de 2 à 4°C (la profondeur de la thermocline varie de 200 à 1000 m selon la latitude).

Voir figure 18 une illustration des températures de surface des océans.

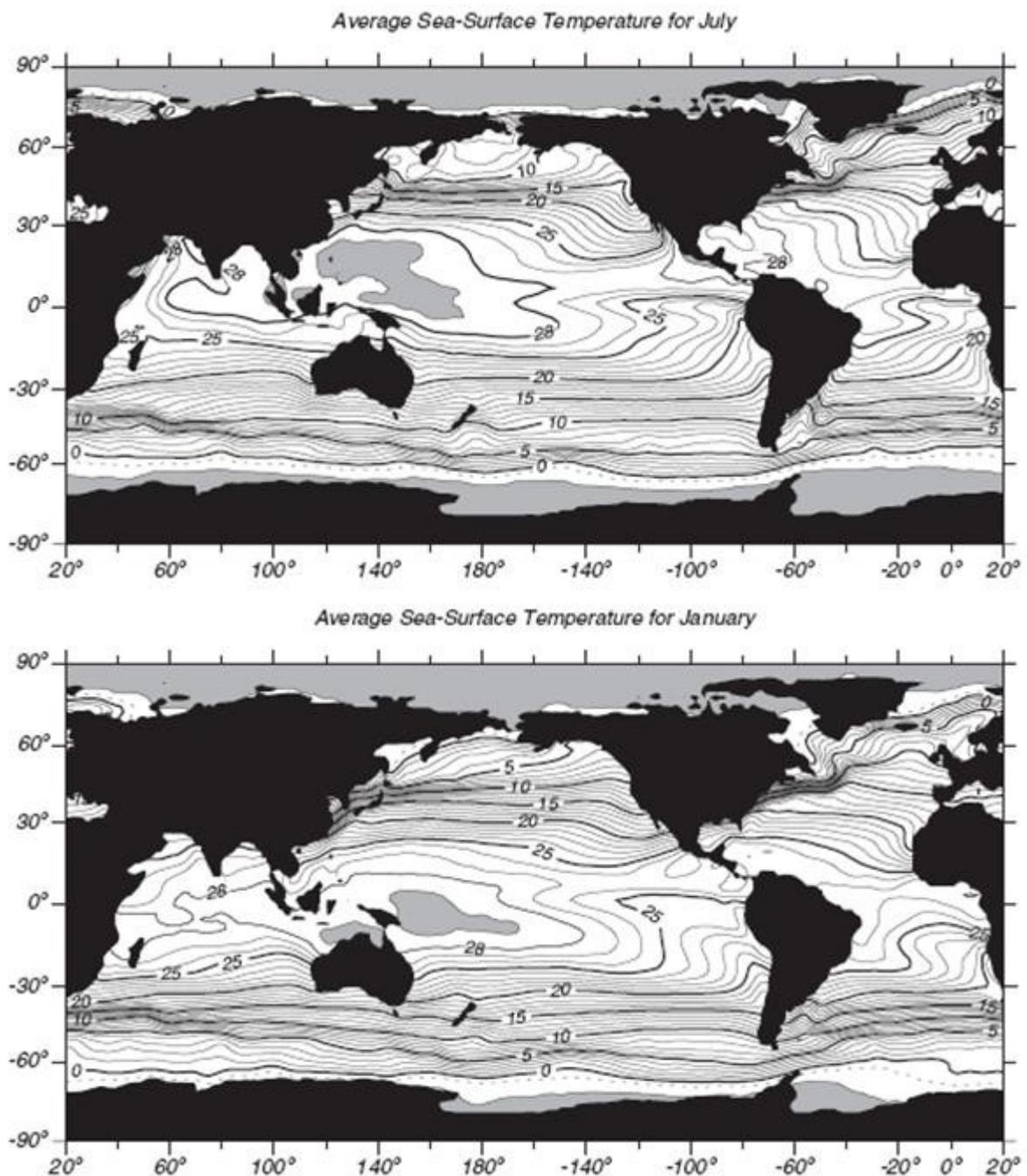


figure 18 – températures superficielles moyennes des océans en juillet février calculées par des interpolations à partir des relevés AVHRR (source [références \[21\] à \[23\]](#), 1995)

D'autre part, pour ce qui concerne le mouvement des masses d'eau « wind driven », le déplacement résulte directement des effets liés à l'existence de la viscosité de l'eau, des vents et de la rotation de la Terre. Lorsque les effets de viscosité sont négligeables, la circulation est dite géostrophique parce qu'elle est régie seulement par la rotation de la Terre (par l'intermédiaire de la force de Coriolis). Par contre, lorsqu'elle devient prépondérante, la force de viscosité a pour effet de créer des courants à l'intérieur des océans suivant une structure tourbillonnaire : la **spirale d'Ekman**.

Dans tous les cas, les mouvements bidimensionnels des masses d'eau sont régis par des conditions uniquement « mécaniques », les propriétés thermodynamiques et chimiques n'y étant pas prises en considération.

Je présente, succinctement, ci-après les effets, et leurs combinaisons, des différents moteurs du mouvement des masses d'eau océaniques.

4.1.2 – Ecoulement des masses d'eau océaniques « wind driven » (spirale d'Ekman), ou circulation de surface

Jusqu'à une profondeur ne dépassant pas 100 m, la surface des océans est animée de courants sous l'action des vents.

La force du vent exercée sur la surface de l'eau se traduit par un frottement analogue à celui qui donne une traînée lorsque l'écoulement d'air s'effectue en présence d'un obstacle. Cette force de frottement par unité de surface, ou « force du vent », est proportionnelle au carré de la vitesse moyenne du vent juste au-dessus de la surface (altitude conventionnelle : 10 m) :

$$T = \rho C_f U^2 \quad (\text{en N/m}^2)$$

où ρ est la masse volumique de l'air, C_f est le coefficient de frottement du vent sur la surface de l'eau : comme celle-ci est agitée par des vagues elles-mêmes engendrées par le vent, ce coefficient dépend de U . Des mesures expérimentales effectuées dans la couche limite superficielle turbulente des océans, par Trenberth (1989), Harrison (1989), Smith (1980), Powell, Vickery et Reinhold (2003), Yelland et Taylor (1996), et Jarosz (2007), montrent que le coefficient de frottement est une fonction décroissante de U pour de faibles vitesses ($U < 6$ m/s), puis croissante au-delà, et suit les lois empiriques (figure 19) :

$$C_f = \frac{1}{1000} \left(0,29 + \frac{3,1}{U} + \frac{7,7}{U^2} \right) \quad 3 \leq U \leq 6 \text{ m/s}$$

$$C_f = \frac{1}{1000} (0,60 + 0,071 U) \quad 6 \leq U \leq 26 \text{ m/s}$$

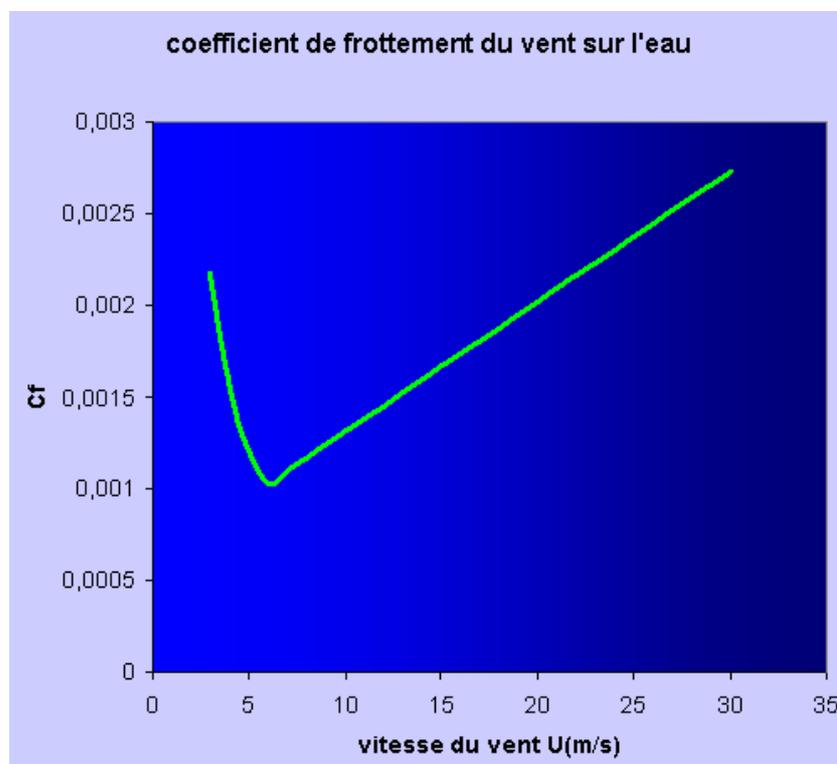


figure 19 – Coefficient de frottement du vent sur la surface de la mer (valeurs moyennées)

Ce frottement est responsable d'un transfert d'énergie jusqu'en profondeur dans l'eau à cause des effets de cisaillement visqueux. En profondeur, le mouvement de l'eau induit par le vent en

surface ne suit pas la direction du vent : la vitesse de l'eau change de direction au fur et à mesure que la profondeur augmente ; le résultat est que le champ de vitesse décrit une sorte d'hélice s'enroulant autour d'un axe vertical depuis la surface jusqu'à une profondeur qui délimite ce que l'on appelle la **couche d'Ekman**. Cette hélice, dont le pas angulaire augmente avec la profondeur, s'appelle la « spirale d'Ekman ». Ce phénomène a été observé, en surface, pour la première fois, par l'explorateur norvégien Fridtjof Nansen en 1893, lors de ses voyages sur l'océan glacial Arctique : les icebergs, emportés par les courants de surface, suivaient une direction qui ne coïncidait pas avec celle du vent, mais qui faisait un angle de 20 à 40° sur la droite de la direction du vent.

La spirale d'Ekman a été expliquée pour la première fois en 1902 par Vagn Walfrid Ekman par l'introduction de divers phénomènes et hypothèses basés sur :

- A la surface, le profil de vitesse des masses d'eau coïncide avec la vitesse du vent, puis, lorsque la profondeur augmente, il se modifie jusqu'à coïncider avec la vitesse de frottement visqueux sur le fond.
- Etant en mouvement, les couches d'eau sont soumises à la force de Coriolis due à la rotation de la Terre avec une vitesse angulaire Ω égale à $2\pi/24$ heures, soit $\Omega = 7,292 \cdot 10^{-5}$ rad/s, qui a pour effet de dévier ce mouvement vers la droite par rapport à la vitesse initiale (déviation dite « anticyclonique ») pour l'hémisphère nord, et vers la gauche pour l'hémisphère sud (les arcs de cercle décrits par les courants à cause de ces déviations sont appelés les « **gyres** »). On montre que les effets de la force de Coriolis dépendent de la latitude géographique qui intervient dans le **paramètre de Coriolis** :

$$f = 2\Omega \sin\varphi$$

et que la période des gyres est $2\pi/f$

- Le rapport entre les forces de viscosité et la force de Coriolis est caractérisé par le **nombre d'Ekman** (sans dimension)

$$E = \frac{\nu}{f L^2} = \frac{\nu}{2 L^2 \Omega |\sin \varphi|}$$

où ν est la viscosité cinématique de l'eau (de l'ordre de 10^{-6} m²/s), Ω la vitesse angulaire de rotation de la Terre et L une dimension caractéristique. Lorsque E est petit devant l'unité, l'écoulement est dominé par les effets de rotation et il est du type géostrophique (dans un écoulement géostrophique, selon la **théorie de Taylor-Proudman**, la vitesse résulte de l'équilibre entre les forces de pression hydrostatique et la force de Coriolis, et sans effets de frottement visqueux).

Or pour les océans, E est toujours très petit si l'on considère les échelles en surface des écoulements.

Par contre, pour des échelles L sur lesquelles le gradient de vitesse est élevé, le nombre d'Ekman devient grand et les effets de viscosité sont prépondérants, et la zone où cela se produit est la couche limite d'épaisseur caractéristique D (épaisseur de la couche d'Ekman). On montre que D est donnée par la relation suivante, confirmée expérimentalement (Ralph et Niiler, 2000) :

$$D = \sqrt{\frac{2\pi^2 \nu}{f}} = 7,6 \frac{U}{\sqrt{|\sin \varphi|}} \quad (\text{en m})$$

vitesse du vent U (m/s)	épaisseur de la couche d'Ekman D(m)	
	latitude $\varphi = 15^\circ$	latitude $\varphi = 45^\circ$
5	75	45
10	150	90
20	300	180

TABLEAU 5 – épaisseurs de la couche d'Ekman selon la latitude et la vitesse du vent

- Les considérations d'équilibre appliqué à chaque instant entre la force de Coriolis et la force de frottement visqueux aux couches successives de l'océan conduisent à la loi de décroissance exponentielle de la vitesse du courant avec la profondeur et au fait que la direction du courant est dévié de 20 à 45° à la droite du vent et que cette déviation augmente avec la profondeur, on démontre ainsi que les composantes horizontales de la vitesse à l'intérieur de la couche d'Ekman (donc sur des profondeurs z ne dépassant pas l'épaisseur de la couche d'Ekman D) sont :

$$\left. \begin{aligned} u_x &= V [1 - \exp(-z/L) \cos(z/L)] \\ u_y &= V \exp(-z/L) \sin(z/L) \end{aligned} \right| \quad (18)$$

Dans cette expression V est la vitesse moyenne de la surface de l'eau (pour $z = 0$) qui dépend de la vitesse du vent au-dessus de la surface U ainsi que des effets de la force de Coriolis. Ekman a montré que V est reliée à U par :

$$V = \frac{T}{\sqrt{\rho_{eau}^2 f v}} = 0,0127 \frac{U}{\sqrt{|\sin \varphi|}}$$

Mais les mesures effectuées par Ralph et Niiler (2000) donnent une valeur moitié qu'ils expliquent par la prise en compte des effets de mélange dus au cisaillement entre les différentes couches à l'intérieur de la couche d'Ekman.

- A partir des expressions (18) de la vitesse, on s'aperçoit que la condition de conservation de la masse n'est pas respectée, mathématiquement cela signifie que la divergence de la vitesse n'est pas nulle :

$$\text{div } \mathbf{u} = \frac{\partial u_x}{\partial x} + \frac{\partial u_y}{\partial y} = -(\mathbf{n} \cdot \text{rot } \mathbf{V}) \sin(z/L) \exp(-z/L)$$

cela traduit le fait que la spirale d'Ekman s'accompagne d'un transfert de masse d'eau dans le sens xy et que celui-ci doit être compensé par un transfert de masse dans le sens de la profondeur, effectué avec un courant de vitesse verticale $u_z(x, y, z)$. Cette composante verticale est telle que la divergence de la vitesse totale qui tient compte de ce transfert soit nul :

$$\text{div } \mathbf{u} + \frac{\partial u_z}{\partial z} = \frac{\partial u_x}{\partial x} + \frac{\partial u_y}{\partial y} + \frac{\partial u_z}{\partial z} = \frac{\partial u_z}{\partial z} - (\mathbf{n} \cdot \text{rot } \mathbf{V}) \sin(z/L) \exp(-z/L) = 0$$

et on démontre que cette composante verticale s'exprime sous la forme :

$$u_z(x, y, z) = -\frac{1}{\rho_{eau} f} \mathbf{n} \cdot \text{rot } \mathbf{T} \quad (18 \text{ bis})$$

où le vecteur \mathbf{T} est la contrainte de frottement de l'eau à la surface : $\mathbf{T} = \rho_{eau} C_f \cdot \mathbf{u} \cdot \mathbf{u}$, le vecteur \mathbf{u} étant la vitesse du courant induit par le vent, dont les composantes sont données par (18), autrement dit :

$$T_x = \rho_{eau} C_f u_x^2$$

$$T_y = \rho_{eau} C_f u_y^2$$

ce qui donne, d'après (18 bis) et compte tenu de la relation entre V et U :

$$u_z = -2 \left(\frac{V}{U} \right)^2 \frac{\rho_{eau}}{\rho C_f} \mathbf{u} \cdot \text{rot} \mathbf{u}$$

L'existence de cette composante verticale de vitesse qui compense le déplacement des masses par la spirale d'Ekman correspond à ce que l'on appelle le « **pompage d'Ekman** ». De façon imagée, tout se passe comme si le déplacement des eaux dans le mouvement spiralé induisait un « appel » de masses d'eau situées dans les zones environnantes, dans le sens vertical, aussi bien descendant (spin-down) qu'ascendant (spin-up).

- Voir en figure 20 une représentation calculée de la spirale d'Ekman : courbe établie dans le plan (u_x, u_y) lorsque la profondeur normalisée z varie :

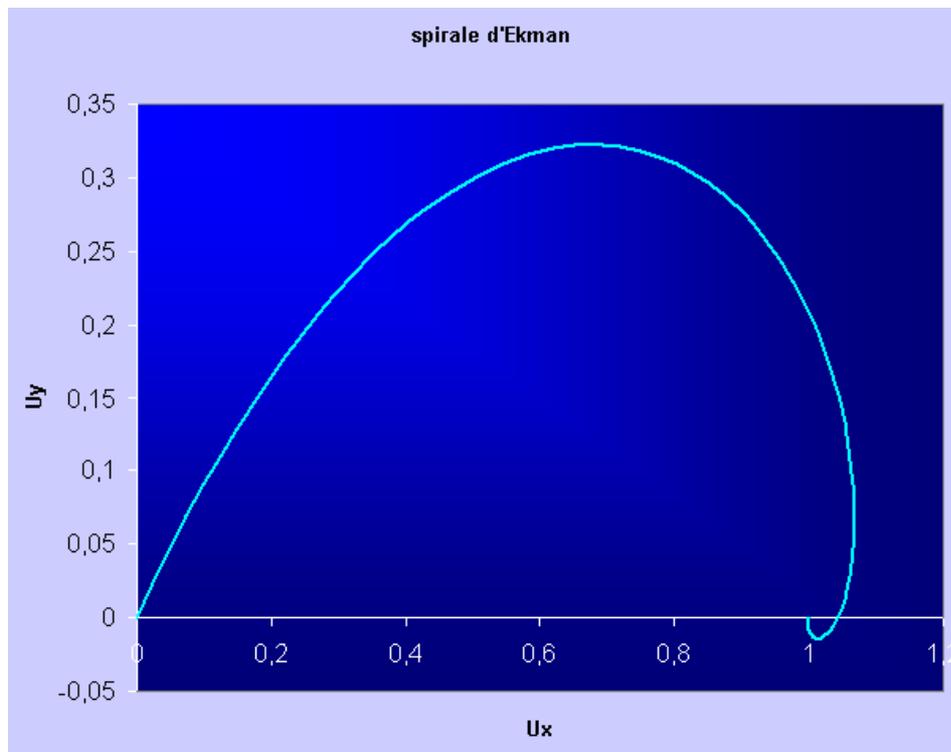


figure 20 – spirale d'Ekman. L'origine de la spirale, en $(0,0)$ correspond à la surface et le point d'abscisse $U_x = 1$ (en valeurs normalisées) correspond aux profondeurs z infinies

La figure 21 ci-dessous montre en 3D à quoi ressemble qualitativement cette spirale :

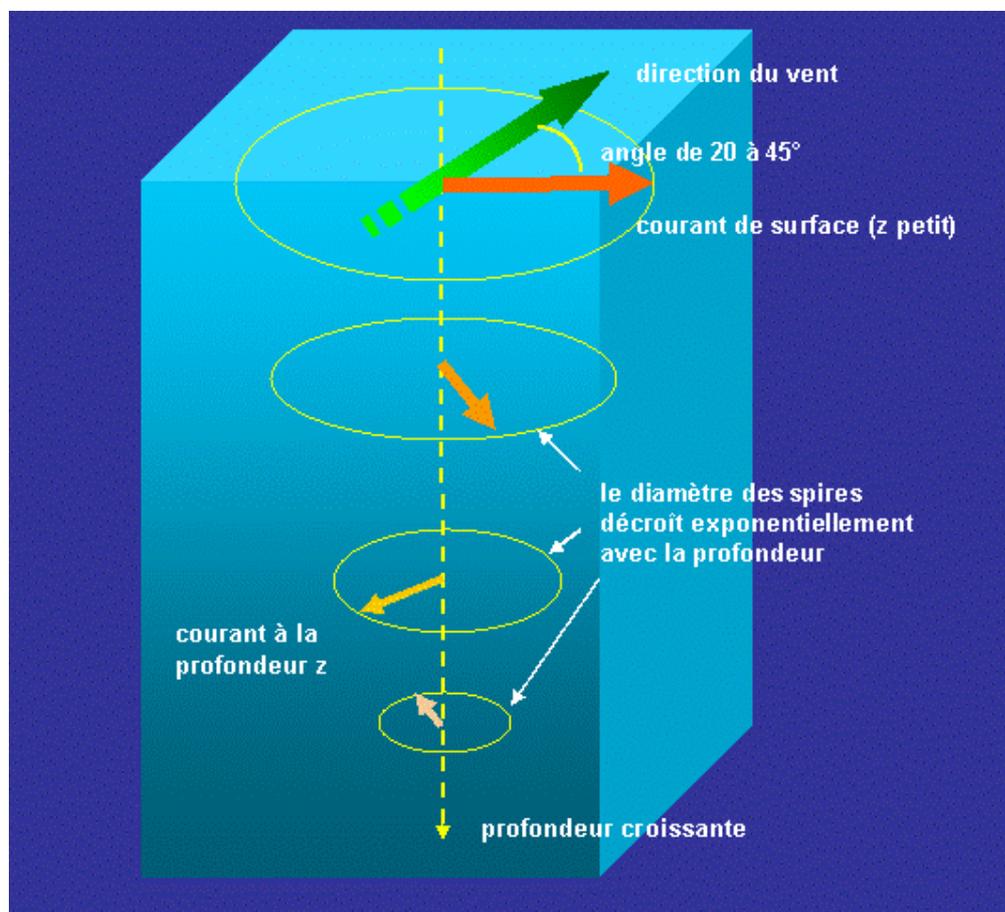


figure 21 – évolution des courants avec la profondeur selon la spirale d'Ekman

Le calcul de la quantité de mouvement de l'ensemble des masses d'eau déplacées par les courants selon la spirale d'Ekman aboutit à une vitesse moyenne de déplacement faisant un angle théorique de 90° avec la direction du vent. Ce déplacement moyen s'appelle le transport d'Ekman et se base sur des hypothèses idéales : océan infiniment profond et sans bords. En réalité la déviation du transport d'Ekman par rapport au vent est plus petite que 90° , de l'ordre de 45° .

Se reporter, par exemple, à la [référence \[11\]](#) pour plus de détails théoriques sur la théorie d'Ekman.

Le transport d'Ekman permet de comprendre comment les vents alizés, qui soufflent dans la direction nord-est vers sud-ouest pour l'hémisphère nord, et sud-est vers nord-ouest pour l'hémisphère sud, génèrent un courant global faisant 45° par rapport à leur direction, c'est-à-dire orienté de l'est vers l'ouest. Les marins explorateurs qui ont traversé l'océan Atlantique ont toujours utilisé ce phénomène.

Les vents alizés, et les courants est-ouest qu'ils induisent, provoquent l'accumulation des masses d'eau dans les zones occidentales des océans puisque ces masses se déplacent vers l'ouest. Cette dissymétrie entre les masses d'eau à l'ouest et à l'est des océans, donc au voisinage des côtes orientales et occidentales des continents qui les bordent, est perceptible : elle peut se traduire, pour la surface libre de l'eau, par des différences de plusieurs dizaines de centimètres. Ainsi, aux côtes ouest du Pacifique (Chine méridionale, Vietnam, Indonésie, Philippines...), le niveau de l'océan est de quelque 50 cm supérieur à celui aux côtes est (Equateur, Pérou, Colombie...). Ces différences se font sentir dans les zones proches de l'équateur puisqu'à ce niveau il y a cumul des courants est-ouest issus des alizés des hémisphères nord et sud. Ces courants sont appelés **courants équatoriaux**. Chaque grand courant et contre-courant équatorial donne lieu à des grands tourbillons océaniques giratoires sous l'action de la force de Coriolis.

Par conservation de la masse, ces accumulations vont donner lieu à un courant de retour, dans le sens opposé, ayant pour effet de tendre à l'homogénéisation des masses d'eau : il s'écoule

d'ouest en est, formant le **contre-courant équatorial**.

Le **Gulf Stream**, courant de surface dans l'Atlantique nord, est la partie occidentale de la gyre anticyclonique issue du contre-courant équatorial. Il a un débit moyen de 90 millions de m³/s. Il se ramifie au nord par la Dérive Nord Atlantique (NA). De même, pour l'océan Pacifique nord, le courant **Kuro Shio** qui remonte vers le nord en longeant les côtes de Chine et du Japon, est une branche du contre-courant équatorial du Pacifique.

Et ainsi de suite. A cela s'ajoutent les effets de déviation due à la présence des côtes continentales et des accidents des fonds marins. Cela suffit pour comprendre qualitativement la raison de la complexité des formes et orientations de la multitude de courants océaniques de surface (figure 22).

Ainsi, le **Gulf Stream**, courant de surface, correspond à la partie occidentale du tourbillon giratoire qui s'est développé en Atlantique nord et qui tourne dans le sens des aiguilles d'une montre (gyre anticyclonique).

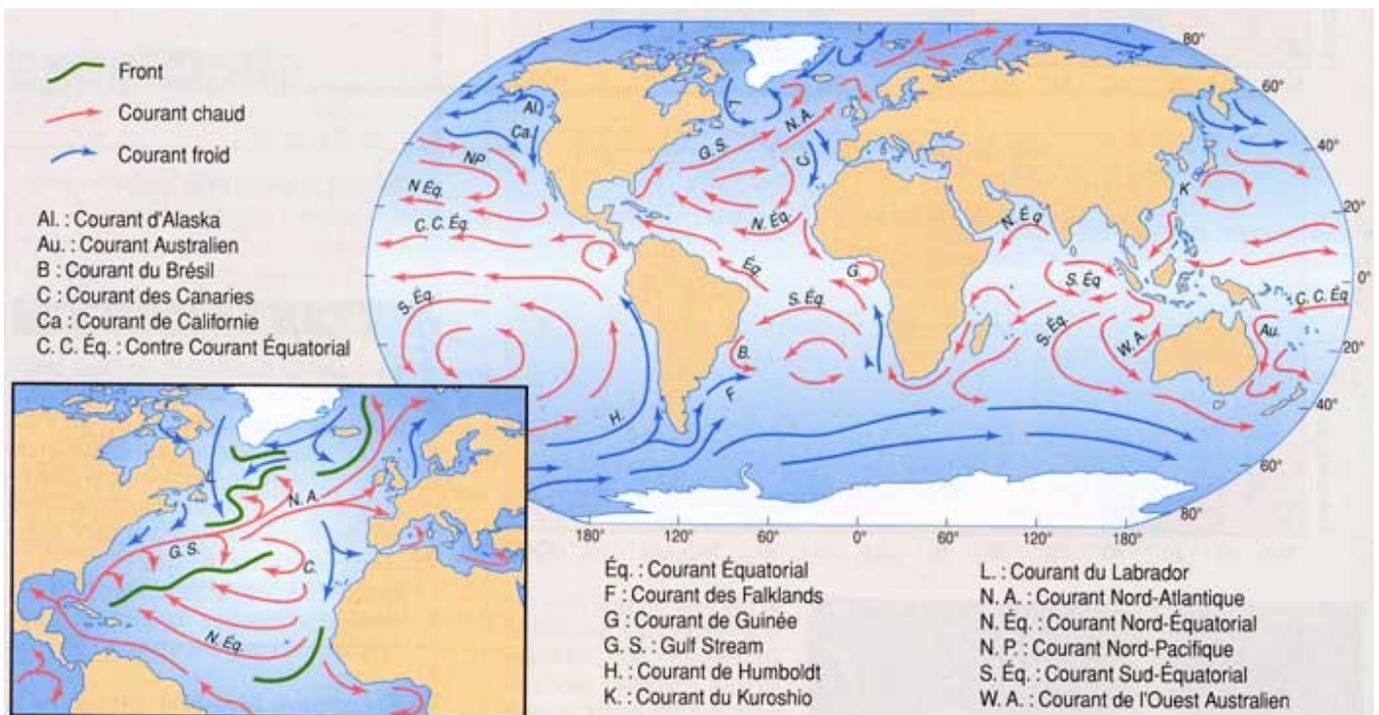


figure 22 – circulations océaniques de surface
(source : [référence \[12\]](#))

4.1.3 – Circulation des masses d'eau océaniques thermohaline (ou circulation profonde)

4.1.3.1 – Généralités

En plus des effets strictement hydrodynamiques, la circulation océanique résulte des effets liés aux variations de la densité de l'eau de mer. Celle-ci, en général, augmente lorsque la température diminue (l'eau froide est plus dense que l'eau chaude) et lorsque la salinité augmente (l'eau salée est plus dense que l'eau douce). Comme la température et la salinité varient en fonction de la profondeur (mais aussi selon d'autres facteurs dont nous parlerons aussi), la densité varie avec la profondeur et, sous l'action des gradients de température et de salinité, elle devient le moteur d'une circulation d'eau entre les zones proches de la surface et celles plus profondes, sous l'action de la gravité, cette circulation est qualifiée de thermohaline. Contrairement aux circulations de surface, la circulation thermohaline permet des échanges énergétiques et chimiques entre les couches les plus superficielles et les plus profondes des océans. Elle a donc un rôle majeur dans les interactions océan-atmosphère qui conditionnent le

climat.

Schématiquement, l'océan se répartit en trois couches principales en fonction de la profondeur :

- une couche de surface, d'épaisseur maximale 100 mètres, principalement soumise à la circulation de surface, comme on vient de le voir avec la circulation d'Ekman due à l'action du vent. Du fait de cette circulation, la couche de surface est mélangée de manière homogène : on n'y trouve pas de forts gradients de température ni de salinité. La température des eaux de surface varie avec le flux solaire, donc avec la latitude, de 30°C dans les zones tropicales jusqu'à -2°C (limite de congélation de l'eau de mer) dans les zones polaires.
- une couche dont l'épaisseur peut varier de plusieurs centaines de mètres, appelée **thermocline**, où la température diminue lorsque la profondeur augmente. On a vu que l'eau est plus dense lorsqu'elle est plus froide, par conséquent la thermocline est une zone d'équilibre vis-à-vis de l'énergie potentielle de gravité : l'eau tend à y rester au repos vers ses couches inférieures, plus froides, limitant par cela les échanges thermiques et chimiques dans le sens vertical avec les couches au-dessus et au-dessous d'elle.
- une couche profonde, au-delà de 1000 mètres, de température et de salinité relativement uniformes. Dans cette couche la température est de l'ordre de 3°C. Environ la moitié de la masse océanique totale est contenue dans les couches profondes.

J'ai décrit dans l'article « [trajets acoustiques dans l'air et l'eau](#) » de ce site comment, pour l'océan, les variations de température et de salinité avec la profondeur entraînaient celles de la vitesse du son dans l'eau, causant l'incurvation des rayons sonores dans les océans, phénomène exploité en détection sous-marine.

Les eaux plus chaudes se déplacent près de la surface. Lorsqu'elles refroidissent aux latitudes élevées, elles s'alourdissent et s'enfoncent en profondeur où elles suivent le trajet inverse. Lorsqu'elles rejoignent les latitudes plus basses (tropiques, zones équatoriales), elles se réchauffent et remontent vers la surface : c'est un mouvement convectif. On estime à 15 millions de m³/s le débit volumique de la circulation des eaux froides dans les profondeurs de l'Atlantique nord.

Plus précisément, par exemple pour la circulation dans l'Atlantique nord :

- L'eau qui remonte des zones équatoriales est chaude, moins salée et circule en surface vers le nord.
- Aux hautes latitudes, plus froides, elle se refroidit en s'évaporant, et dans les zones polaires elle gèle partiellement.
- La formation de la glace a pour effet de refouler dans les couches liquides inférieures de l'océan le sel contenu dans l'eau superficiel qui gèle ; la salinité de ces couches froides augmente, elles deviennent plus denses.
- Cette eau plonge alors en profondeur sous l'effet de la gravité pour former la couche d'Eau Profonde Nord Atlantique (EPNA, ou **NADW** North Atlantic Deep Water) avec une température comprise entre 2°C et 4°C et une salinité élevée comprise entre 34,8 et 35,1 grammes de sel par litre (ou kilogramme) d'eau douce, soit 34,8 à 35,1 ppm en volume, au niveau des mers du Groenland et de Norvège.
- L'eau du NADW descend jusqu'à l'Atlantique sud, par le fond (profondeur 3000 m) ; elle surmonte un courant en sens inverse, remontant vers le nord, de l'Eau Antarctique de Fond (EAF, ou **AABW** Antarctic Bottom Water) ; puis le NADW se répand dans les océans Indien et Pacifique où sa température augmente et sa salinité baisse : plus légère, elle remonte en surface.
- L'eau AABW provient, quant à elle, de la pente Antarctique et va de la mer de Weddell jusqu'à l'équateur ; quoique moins salée (34,7 ppm), mais plus froide que le NADW (elle

est à $-0,4^{\circ}\text{C}$), elle est donc plus dense que le NADW et circule au plus profond de l'Atlantique sud (4000 m). L'origine des eaux AABW est dans la formation de la glace dans la mer de Weddell lors de l'hiver austral, qui a pour effet d'accroître la salinité des masses d'eau liquide environnantes, qui s'alourdissent et plongent par gravité ; elles semélangent alors avec les eaux du courant circumpolaire antarctique (**ACC**, Antarctic Circumpolar Current).

Les eaux ACC sont des courants de surface, froids (0 à 2°C) et de salinité relativement faible ($34,6$ à $34,7$ ppm), provenant des zones polaires sud. Dans l'hémisphère Sud, les branches sud des circuits anticycloniques forment le courant circumpolaire antarctique.

- S'agissant des **eaux de surface de l'Atlantique**, elles s'étendent, sur une épaisseur de quelques centaines de mètres sur une zone entourant l'équateur entre les latitudes 35° nord et sud, avec une température comprise entre 6 et 19°C , et une salinité comprise entre 34 et $36,5$ ppm. On a vu plus haut que ces eaux donnent naissance aux NADW lorsqu'elles rejoignent les hautes latitudes nord. Vers le sud, les eaux de surface de l'Atlantique rencontrent les eaux antarctiques intermédiaires (**AAIW**, Antarctic Intermediate Water) dont la température varie de 3 à 7°C et la salinité de $33,8$ à $34,7$ ppm, qui s'étendent jusqu'aux latitudes subtropicales dans l'hémisphère nord (20° nord).
- Les AAIW proviennent d'une partie des ACC qui, devenues plus lourdes, ont plongé aux profondeurs intermédiaires (1500 m).

Quelques valeurs de flux de masse de ces courants (elles sont exprimées en *Sverdrup* (Sv) : $1 \text{ Sv} = 10^6$ tonnes / seconde) :

NADW : 15 à 20 Sv ; AABW : 20 à 30 Sv.

De façon générale les courants de surface, tels le Gulf Stream (90 Sv), ont un débit plus élevé que les courants de la circulation profonde : ainsi les courants de surface sont relativement rapides (les zones superficielles des océans sont entièrement brassées en 50 ans), et la circulation profonde s'accompagne d'un lent déplacement des eaux océaniques avec un cycle d'environ 1000 ans, autrement dit la vitesse de l'eau en circulation profonde est seulement de quelques millimètres par seconde (cette vitesse a pu être déterminée grâce aux isotopes du carbone 14).

La figure 23 montre le principe de cette circulation atlantique.

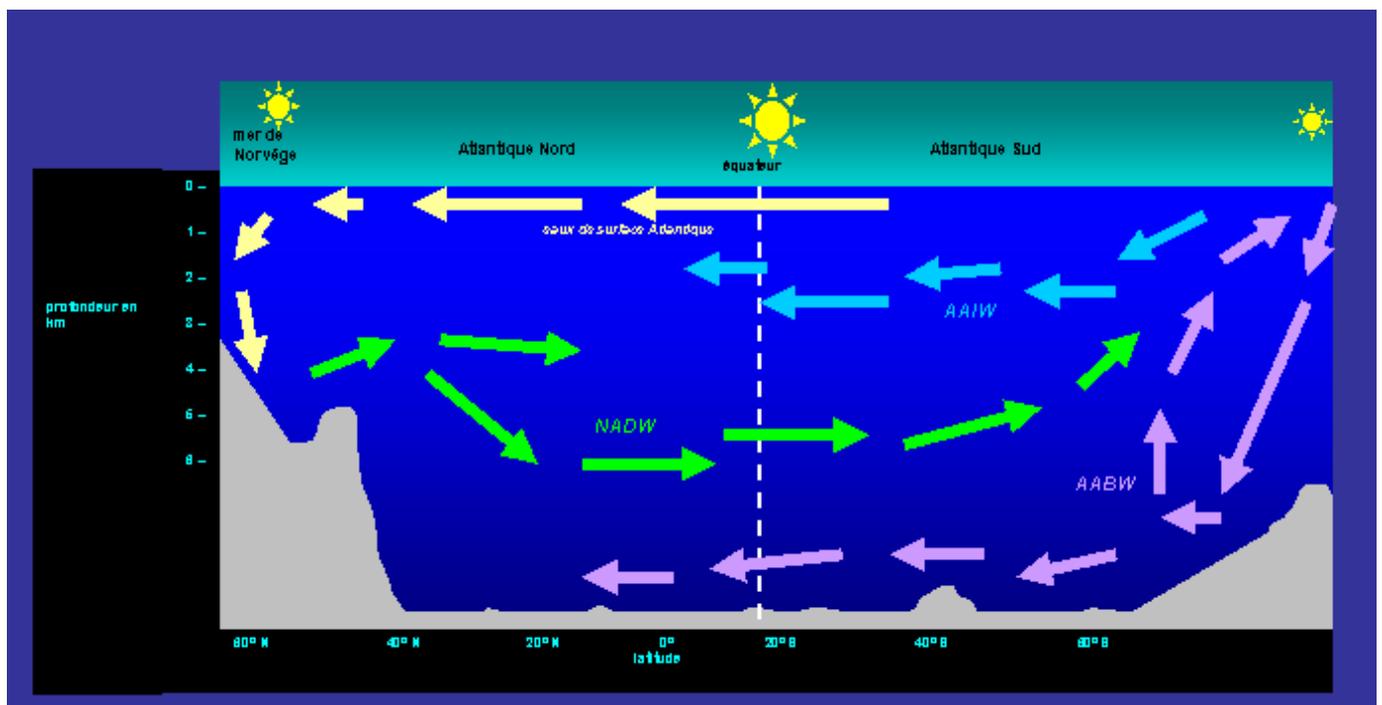


figure 23 – principales circulations des masses d'eau de l'océan Atlantique (Skinner et Porter, 1994)

Quelques références bibliographiques traitant de la circulation thermohaline des océans : [13] à [20].

4.1.3.2 – Les « upwellings » équatoriaux

Les upwellings équatoriaux sont des phénomènes de remontée d'eaux profondes vers la surface, ayant pour origines les évaporations intenses et les dépressions permanentes (le « pot-au-noir ») dans les zones équatoriales. Ils sont liés à la fois à la circulation de surface et à la circulation profonde thermohaline. Schématiquement, le mécanisme est le suivant (figure 24):

- L'évaporation des couches superficielles crée un déficit de masse d'eau (à cause d'une légère diminution de pression) qui est compensé par la remontée (sorte d'aspiration) des eaux plus profondes donc plus froides. Cette remontée se traduit par des courants ascendants verticaux appelés « upwellings ».
- Arrivées en surface, ces eaux issues des couches profondes divergent puis elles replongent car elles sont plus denses que les eaux de surface. Ces courants verticaux descendants sont appelés « downwellings » et apparaissent sur une centaine de kilomètres environ autour du point d'émergence des upwellings.
- Avant de replonger dans les zones de downwellings les eaux froides en provenance du fond circulent en surface et se mélangent partiellement avec les eaux de surface déjà présentes, lesquelles s'enrichissent donc de constituants chimiques et biologiques des zones profondes.

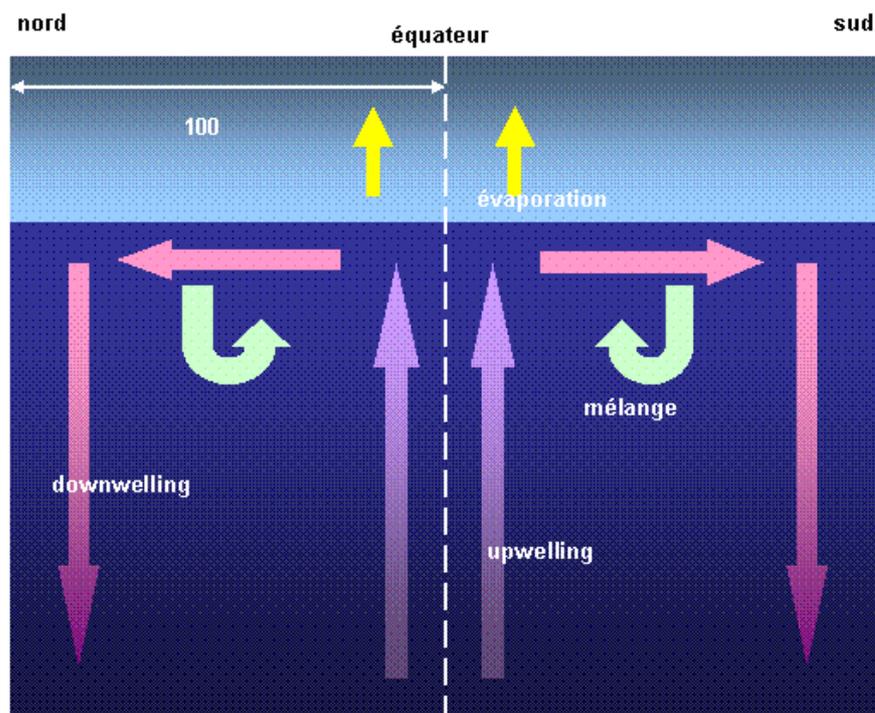


figure 24 – upwelling et downwelling équatoriaux

Il existe aussi les upwellings des zones océaniques intertropicales : leurs fonctionnements sont différents de ceux des zones équatoriales. En effet, il s'agit ici de courants de surface engendrés par les vents tournants sous l'action de la force de Coriolis et obéissant au processus d'Ekman. Considérons une zone de dépression atmosphérique dans l'hémisphère nord : les vents y circulent donc vers le centre dans le sens inverse des aiguilles d'une montre ; ils engendrent dans la couche superficielle de l'océan un transport d'Ekman dans le sens centrifuge, c'est-à-dire allant du centre dépressionnaire vers l'extérieur : il se crée donc au centre de la zone océanique surmontée par la dépression une zone de divergence des eaux. Cette divergence, qui correspond à une baisse de pression à la surface de l'océan, provoque, par aspiration, la remontée des eaux profondes qui remplacent celles qui sont parties vers

l'extérieur. On a donc un upwelling au centre de la zone de divergence.

Si l'on a affaire à une zone d'anticyclone (haute pression), les vents circulent du centre vers l'extérieur dans le sens des aiguilles d'une montre (sens anticyclonique), et créent un transport d'Ekman centripète, c'est-à-dire allant de l'extérieur vers l'intérieur. Il y a donc au centre de l'anticyclone, à la surface de l'océan, un centre de convergence des eaux où celles-ci viennent s'accumuler : leur densité augmente, et par suite, elles plongent vers le fond. On obtient un downwelling à la zone de convergence.

Pour les zones océaniques intertropicales, on a ainsi la correspondance :

- zone dépressionnaire donne upwelling (zone de divergence océanique);
- anticyclone donne downwelling (zone de convergence océanique).

Voir figure 25.

Pour l'hémisphère sud, c'est la même chose sauf que les vents circulent dans le sens des aiguilles d'une montre pour une zone dépressionnaire, et dans le sens inverse des aiguilles d'une montre pour un anticyclone.

Contrairement aux upwellings ou downwellings équatoriaux qui sont permanents et répartis régulièrement le long de l'équateur, ceux des zones intertropicales sont localisés et dépendent de la distribution, variable, des dépressions et des anticyclones.

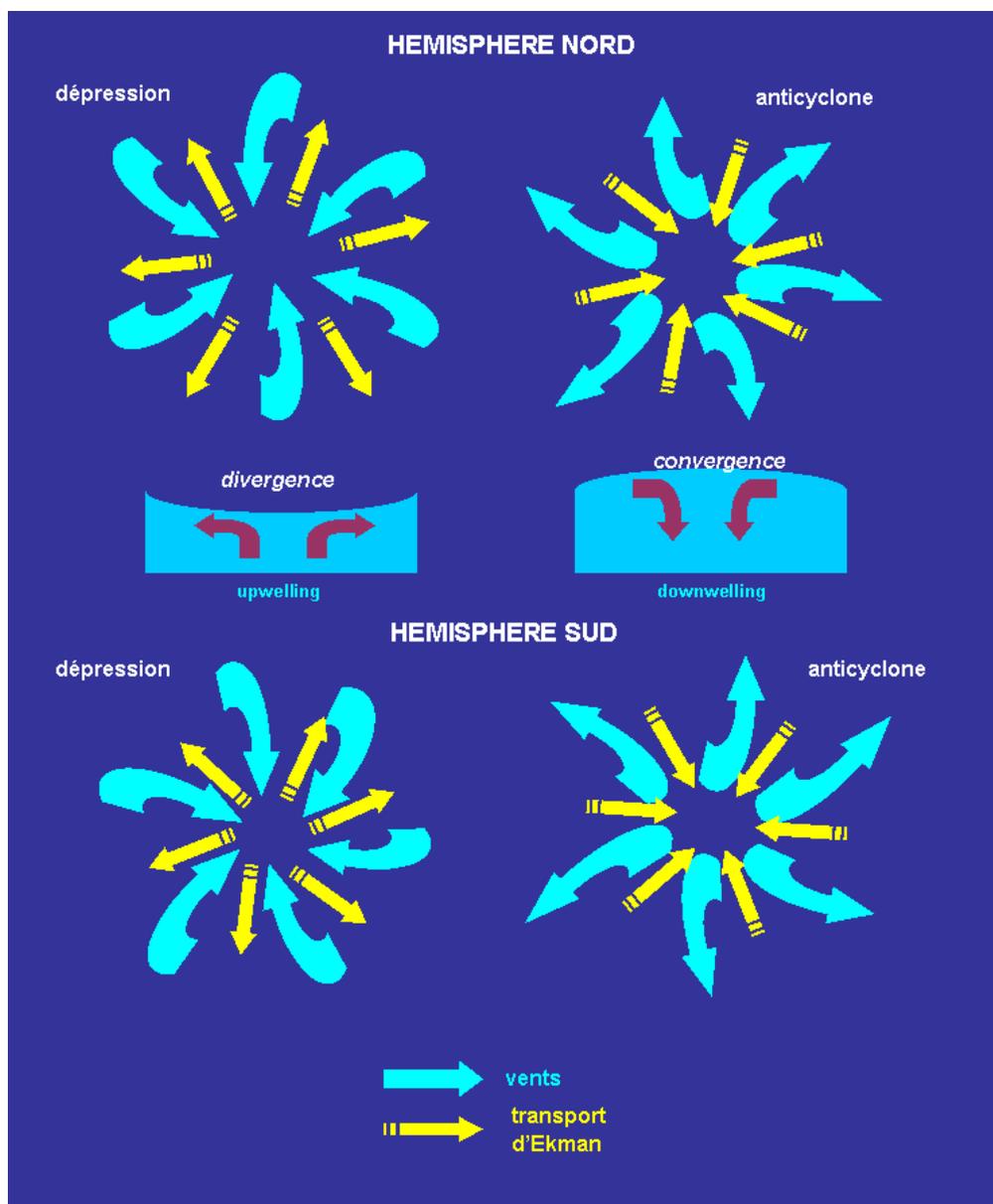


figure 25 – upwelling et downwelling intertropicaux

Ces systèmes d'upwelling et de downwelling jouent un rôle très important pour la vie et la

régulation climatique. Par exemple, lorsque les eaux froides issues des zones polaires subissent un downwelling vers les couches profondes, elles apportent à celles-ci leur oxygène (car les eaux froides sont plus riches en oxygène que les eaux chaudes, voir article « [dissolution et solubilité](#) »), ce qui permet le maintien de la vie jusqu'à des profondeurs importantes. Réciproquement, les upwellings s'accompagnent de la remontée en surface des éléments nutritifs favorables aux planctons, éléments essentiels de la chaîne alimentaire dans les océans, comme cela s'observe pour les zones de pêches au large de l'Afrique occidentale. Une perturbation des flux énergétiques dans la troposphère, due à un réchauffement climatique brutal, modifierait ce processus et aurait un impact sur la vie. Aussi la surveillance des upwellings et des downwellings est-elle une préoccupation pour le diagnostic du réchauffement climatique et de ses effets : elle est principalement assurée par la télédétection satellitale.

4.1.4 – Oscillations océaniques (ENSO et autres)

On a vu plus haut que l'océan n'est jamais en équilibre thermodynamique avec l'atmosphère à cause de la disparité de leurs constantes de temps. Le déséquilibre permanent s'accompagne de processus par lesquels l'océan et l'atmosphère tendent à évoluer vers une nouvelle situation d'équilibre qui n'est jamais atteinte. Ces processus prennent un caractère oscillatoire, périodique. Pour l'océan les oscillations sont principalement régies par la température et la salinité des eaux de surface, qui sont la partie des océans au contact direct de l'atmosphère, donc concernées par le déséquilibre mutuel. La réponse des océans et ses oscillations dépendent du flux de chaleur de l'atmosphère ainsi que de la force de Coriolis, donc de la latitude.

Dans ce qui suit, les grands types d'oscillations sont rapidement recensés selon les gammes de latitudes où elles se développent.

4.1.4.1 - Basses latitude (équateur) : El Niño

Voir aussi [référence \[75\]](#).

A ces latitudes, le phénomène oscillatoire le plus remarquable est celui de **El Niño** (ou ENSO pour El Niño Southern Oscillation) qui se développe dans l'océan Pacifique sud.

On a présenté plus haut l'origine des courants de surface équatoriaux, circulant d'est en ouest et ayant pour moteur les vents Alizés. Dans l'océan Pacifique, les deux courants équatoriaux, situés de part et d'autre de l'équateur, sont larges chacun d'environ 1000 km et véhiculent une masse énorme d'eau : $1,5 \cdot 10^6 \text{ km}^3$. Leur vitesse moyenne est de 10 à 30 cm/s. Ils créent donc une accumulation d'eau chaude importante (28 – 29°C) dans la partie occidentale du Pacifique, avec une surélévation du niveau marin d'environ 50 cm (très bien décelable par la télédétection par satellite)!

Cette surélévation place la surface de l'océan dans une situation de déséquilibre vis-à-vis de la gravité : le rétablissement de l'équilibre s'obtient par le retour vers l'est (de l'Asie vers l'Amérique) d'une partie du surplus d'eau : ce déplacement forme le contre-courant équatorial dont j'ai déjà parlé. Il circule au-dessous et entre les deux courants équatoriaux, dans la zone de convergence intertropicale où s'annulent les vents. Le contre-courant équatorial n'est pas strictement sur l'équateur, mais est décalé vers l'hémisphère nord et a pour latitude 5 à 10° nord. Il s'ensuit que ce sont plutôt les côtes d'Amérique Centrale qui sont exposées au contre-courant équatorial, tandis que les côtes d'Amérique du Sud (Colombie, Equateur, Pérou) sont situées en-dehors des eaux chaudes de ce contre-courant. Plus au sud, vers les côtes du Chili, les eaux plus froides remontent des couches profondes par upwelling par suite de l'entraînement de l'eau chaude vers l'ouest par les vents alizés.

Grâce à cet upwelling au niveau des côtes Chiliennes et Péruviennes, une quantité phénoménale de planctons est produite, et par conséquent ces côtes sont riches en poissons et oiseaux qui s'en nourrissent. D'un point de vue économique, cela fait du Pérou un des plus

grands pays producteurs de poissons (anchois, sardines...) et de guano.

Cette configuration persiste aussi longtemps que les alizés soufflent suffisamment, c'est-à-dire durant l'hiver austral. Mais lors de l'été austral (janvier à mars) les alizés faiblissent à cause du déplacement vers le sud-ouest de l'anticyclone du Pacifique, entraînant la disparition des upwellings. Les eaux chaudes descendent alors plus au sud, au large du Pérou et du nord du Chili, et apportent une augmentation moyenne de la température de surface de l'eau d'environ 4°C (soit une eau à 29°C sur 100 m d'épaisseur); à son contact l'air humide chauffe et monte et, à une altitude suffisante, son humidité se condense, ce qui conduit à la création d'une zone dépressionnaire atmosphérique accompagnée de fortes pluies. A leurs tours les basses pressions ainsi formées réactivent le flux des vents alizés, et le cycle recommence.

Ce qui vient d'être décrit est la configuration El Niño qualifiée de normale parce qu'elle a la faculté de s'auto-entretenir autour d'un équilibre dynamique : elle est stable. Dans cette configuration, El Niño est un phénomène climatique saisonnier commençant en décembre (vers Noël, ce qui explique l'appellation « El Niño », le petit enfant Jésus !) et se terminant en mars.

Mais, pour des raisons non encore totalement expliquées, cette situation s'écarte de l'état d'équilibre dynamique et conduit à ce que l'on appelle « El Niño Oscillations Australes » ou ENSO (El Niño Southern Oscillations), qui est la situation « anormale ». Durant cette phase, la masse d'eau chaude accumulée dans la partie occidentale du Pacifique se déplace vers le centre et l'ouest de l'océan, au lieu que le surplus de masse soit évacué vers l'ouest par le contre-courant équatorial. Ce déplacement en masse des eaux chaudes vers l'est s'accompagne d'importantes perturbations atmosphériques qui proviennent de l'échauffement de l'air à son contact, de la montée de cet air chauffé en altitude suivi de sa condensation qui donne lieu aux importantes précipitations. Comme la masse d'eau chaude se déplace, les perturbations atmosphériques se déplacent avec elle vers l'est et finissent par atteindre les côtes occidentales de l'Amérique du Sud, amenant des pluies délugiennes et dévastatrices. Ainsi lors de l'hiver 1982-1983, en quelques semaines, il tomba l'équivalent de 3 mètres d'eau sur le port Equatorien de Guayaquil !

Cette situation « anormale » ENSO dure 18 mois et se déclenche avec une périodicité variant de 2 à 7 ans.

Le déplacement des masses d'eaux chaudes à l'origine du phénomène ENSO s'effectue d'ouest en est selon des **ondes océaniques dites de Kelvin** qui se propagent le long de l'équateur. Leur vitesse est de 2,5 m/s en surface. Au long de leurs parcours le niveau moyen de la mer par rapport au géoïde augmente (anomalie positive d'environ 10 cm) à cause de sa dilatation thermique due à l'augmentation de la température de sa surface (4°C environ, comme on l'a déjà vu). A l'endroit où se trouvent les masses d'eau chaude, la couche superficielle d'eau chaude s'épaissit, il s'ensuit que la séparation entre cette couche et celle des eaux froides plus profondes, appelée la thermocline, se décale vers le fond bloquant ainsi les remontées d'eau froide (upwellings). Par contre, dans la partie ouest du Pacifique, devenues moins chaudes suite au départ du surplus de masses d'eau chaude, la thermocline remonte, la température des zones superficielles diminue et le niveau moyen descend.

Lorsque les masses d'eau chaude atteignent les côtes sud-américaines, qui leur font obstacle, elles repartent vers l'ouest selon des **ondes dites de Rossby**, plus lentes (1 m/s), laissant derrière elles une surface océanique de niveau moyen cette fois négatif (anomalie négative), avec une thermocline qui se rapproche de la surface.

Etant établi le lien entre les anomalies du niveau moyen de la mer et le phénomène ENSO, il a été décidé d'adopter comme l'un des indicateurs du phénomène l'index « Normalized Southern Oscillation Index », défini par l'écart entre l'anomalie de pression au niveau de la surface de l'eau à Tahiti et celle à Darwin (Australie), divisé par l'écart standard (aux conditions normales) entre ces deux valeurs de pression. Pour la période de 1951 à 2000, on obtient ainsi la courbe de la figure 26.

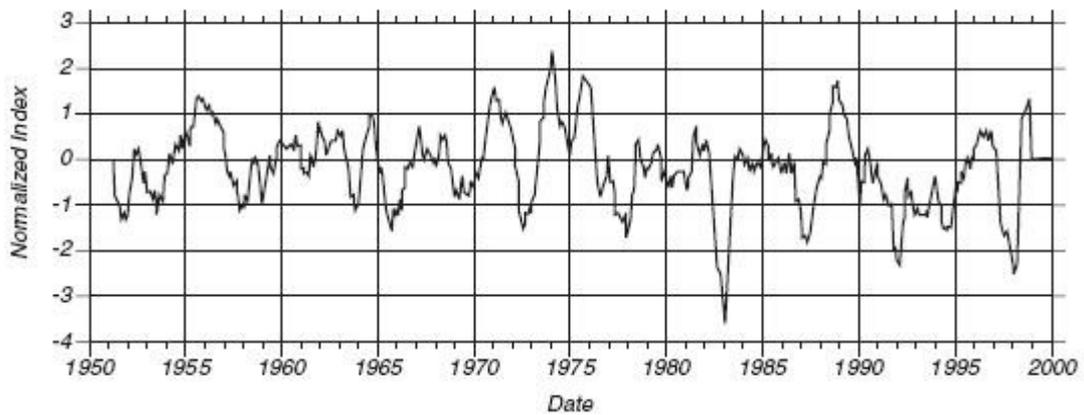


figure 26 – Index normalisé de l'Oscillation du Pacifique sud de 1951 à 2000.
 Ils montrent que les événements ENSO les plus forts ont eu lieu en 1957-1958, 1965-1966,
 1972-1973, 1982-1983, 1997-1998.
 (Source : NOAA)

Mais il existe d'autres corrélations caractéristiques de l'ENSO : la température équatoriale dans le Pacifique (Ichiye et Petersen, 1963, Bjerknes, 1966, Rasmusson et Carpenter, 1982), ainsi que les fluctuations dans les vents alizés. La première théorie sur ENSO fut établie par Klaus Wyrtki en 1975.

D'autres événements accompagnent l'ENSO :

- Sécheresses importantes dans les parties ouest du Pacifique (côtes occidentales de l'Australie, de l'Indonésie et des Philippines) : elles sont dues à une baisse de l'humidité de l'atmosphère puisque l'évaporation diminue suite au départ de la masse des eaux chaudes.
- Formation de cyclones. Elle est due à l'évanouissement des alizés qui fait suite à la disparition de l'anticyclone Pacifique sud (du fait de l'échauffement de l'air au-dessus de la surface des eaux). Sans les alizés, rien ne vient limiter le réchauffement des eaux de surface par le rayonnement solaire : leurs températures grimpent jusqu'au seuil critique de 27°C à partir duquel peuvent se former les cyclones. Ceux-ci ne pourront se former cependant que si la force de Coriolis est suffisante : c'est le cas à partir de la latitude de 25° sud. Donc si la température critique règne jusqu'à cette latitude ou au-delà, les cyclones tropicaux se formeront. Pour mémoire, en seulement 6 mois, de décembre 1982 à mai 1983, cinq cyclones eurent lieu entre les latitudes 10° et 25° sud du Pacifique.
- La disparition de l'anticyclone Pacifique Sud entraîne, par-delà l'océan Pacifique, d'autres conséquences : par conservation de la masse d'air, les anticyclones de l'océan Atlantique sud et de l'océan Indien, normalement situés au milieu de ces océans, se déplacent vers l'ouest. L'anticyclone Atlantique sud se positionne sur l'Amérique du sud, et celui de l'océan Indien sur l'Afrique australe, amenant sur ces régions des périodes de forte sécheresse.
- Les conséquences écologiques et humaines sont considérables. Hormis les victimes humaines et les dégâts matériels qu'occasionnent les déluges qui accompagnent ENSO, il faut noter que l'arrivée d'une masse d'eau chaude sur près d'une centaine de mètres d'épaisseur a pour effet non seulement de raréfier l'oxygène dissous, mais encore de supprimer les upwellings qui, comme on l'a vu, amènent vers la surface des éléments nutritifs aux planctons : ceux-là diminuant de façon significative, la chaîne alimentaire est rompue et les poissons meurent, avec les difficultés humaines et économiques que cela entraîne.

La surveillance d'ENSO revêt donc un enjeu majeur, et il importe que les recherches parviennent à en comprendre et prévoir les mécanismes.

Il arrive que El Niño-oscillations australes soit suivi par le phénomène inverse, **La Niña**. Celui-ci apparaît si, pour une raison non encore complètement élucidée, les alizés, au lieu de faiblir, au contraire se renforcent, augmentant considérablement les upwellings par lesquels remonte une grande quantité d'eau froide. Celle-ci, poussée par les vents, est entraînée vers l'ouest et les eaux équatoriales se refroidissent. Les eaux chaudes accumulées à l'ouest y restent bloquées aussi longtemps que perdurent les upwellings à l'est, et l'océan dans les environs des côtes indonésiennes et australiennes sont soumises aux perturbations météorologiques associées au réchauffement de l'air au contact de cette masse d'eau chaude bloquée, tandis qu'à l'est, sur les côtes sud-américaines la sécheresse s'installe. Au large de ces côtes les upwellings ramènent le plancton et les poissons ; la couche superficielle s'étant refroidie, le niveau moyen connaît une anomalie négative et la thermocline remonte près de la surface.

La Niña peut durer très longtemps (figure 27) : par exemple, le satellite Topex-Poséidon a montré une installation de La Niña en mars 1998, après une épisode El Niño, qui ne s'est évacuée qu'en mars 2000.

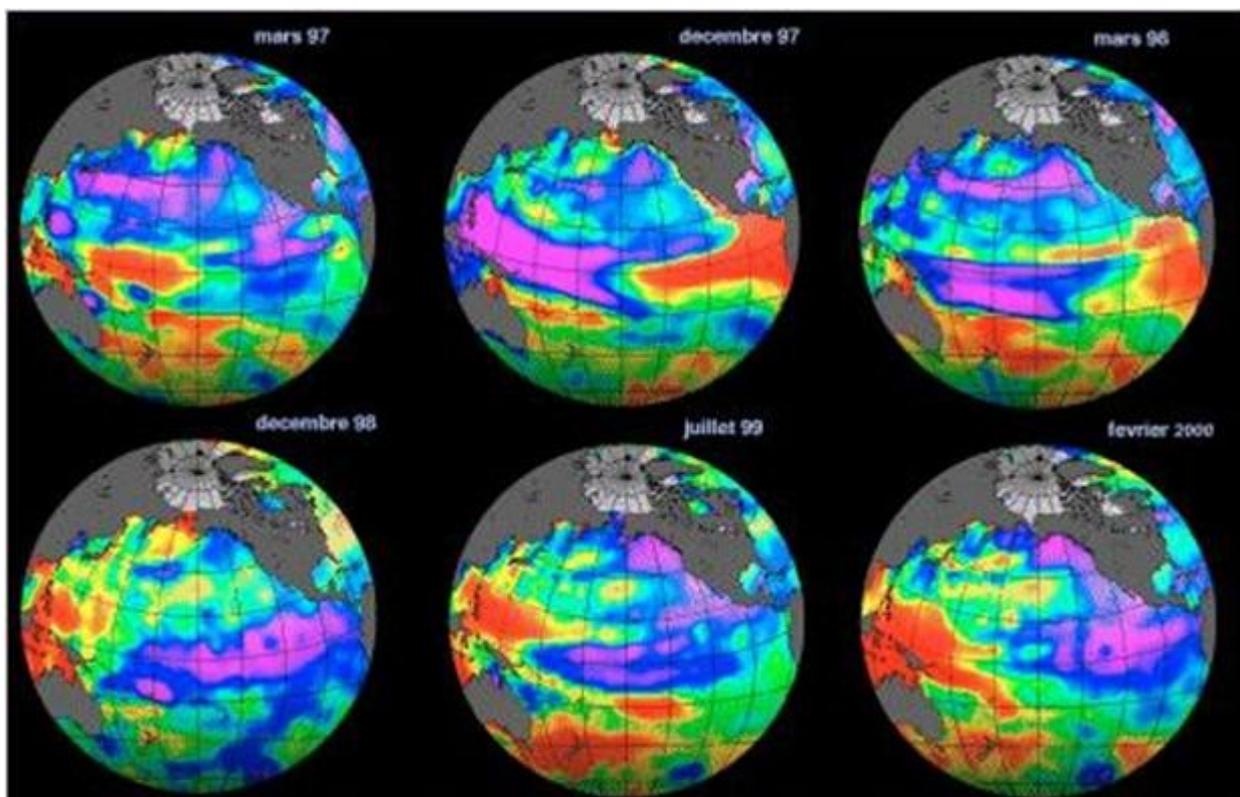


figure 27 - Observation du phénomène "El Niño/La Niña" de Mars 1997 à février 2000 par le satellite TOPEX/POSEIDON.

Quand El Niño est à son maximum (décembre 1997) il apparaît une anomalie positive du niveau de la mer (en rouge) de plus de 20 cm à l'Est du Pacifique Equatorial, et quand le phénomène inverse - la Niña - est à son maximum en février 2000 il apparaît une anomalie négative (en violet) de 20 cm environ dans la même zone.

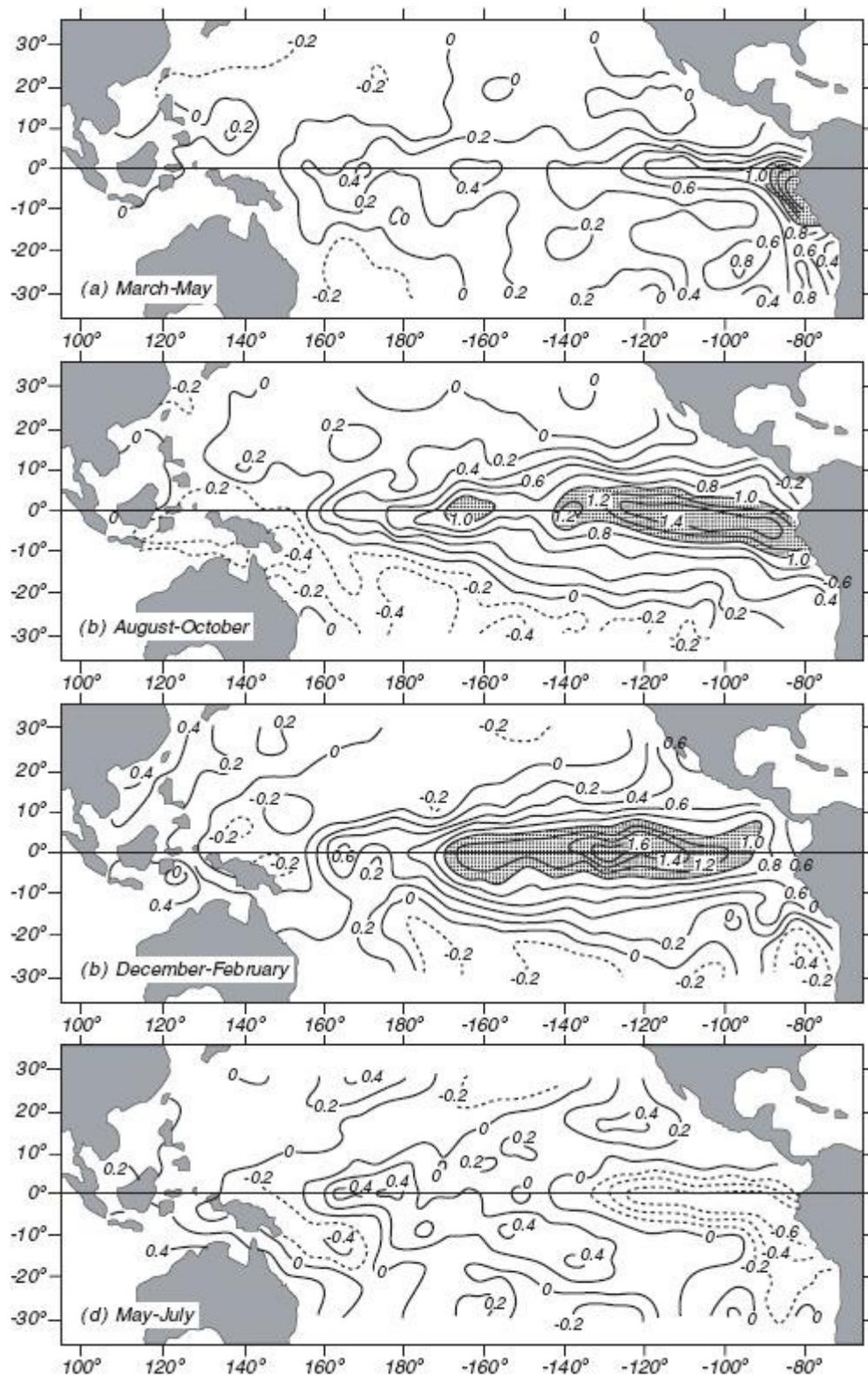


figure 28 – Cartes des anomalies moyennes en température au niveau de la mer (en °C) pour les quatre trimestres d'une année permettant de déterminer un phénomène El Niño type. Les moyennes ont été effectuées en utilisant les relevés de 1950 à 1973.
 (Source : Rasmusson et Carpenter, 1982).

La figure 29 résume les grands principes des événements « anormaux » El Niño et La Niña.

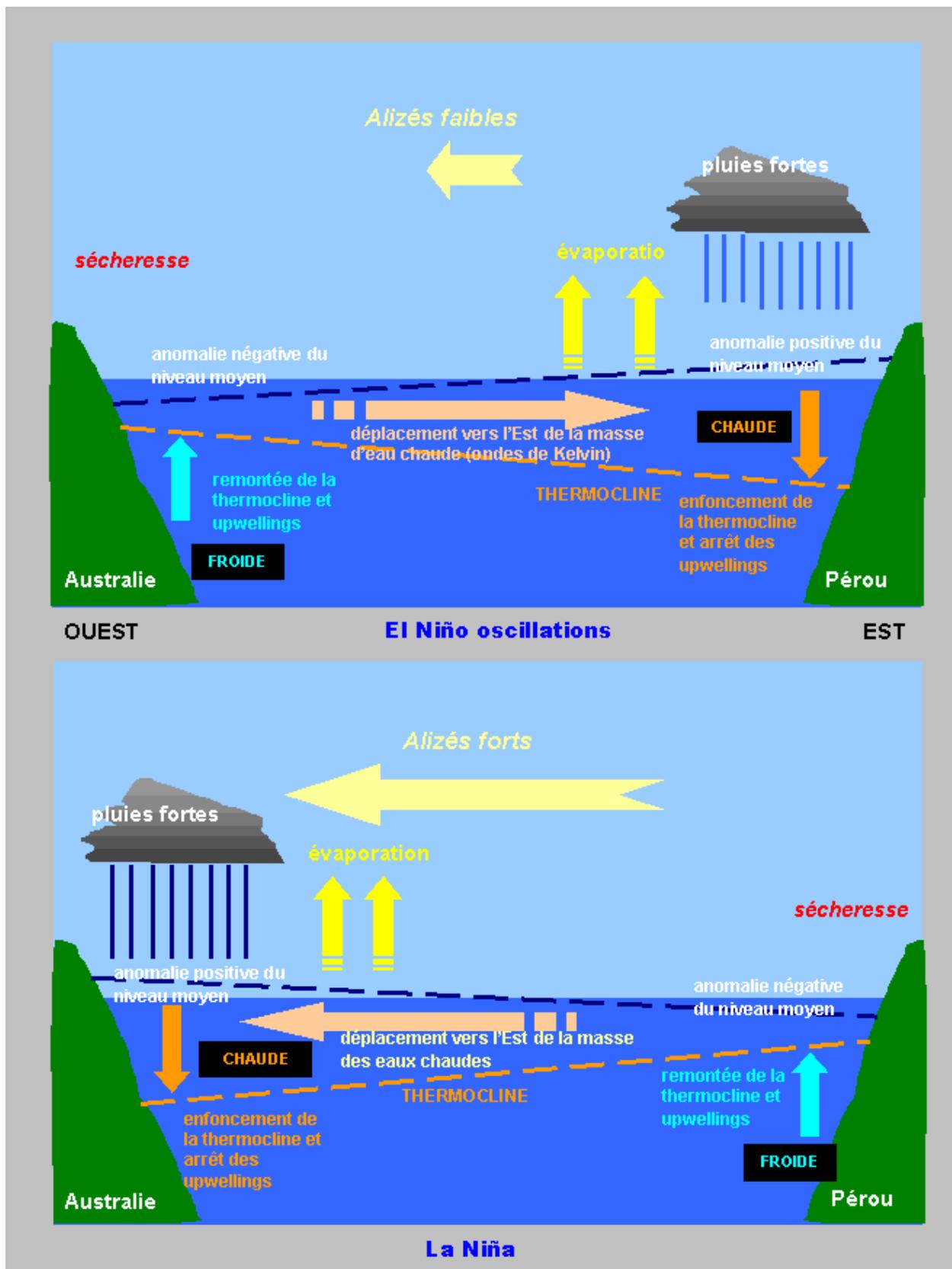


figure 29 – phénomènes El Niño et La Niña oscillations australes

4.1.4.2 - Latitudes moyennes

On a vu que la circulation océanique superficielle a pour moteur les effets de frottement du vent sur la surface (transport d'Ekman), le vent étant généré par les contrastes thermiques entre les zones de l'atmosphère situées juste au-dessus de la surface terrestre. En retour, la présence des circulations océaniques a pour effet de transporter la chaleur entre les zones tropicales et

les zones de hautes latitudes ou polaires, et la température de l'air au contact de la surface des océans se modifie par la chaleur que transportée par l'océan.

On a vu aussi que lorsque les conditions thermodynamiques de l'atmosphère changent, les couches superficielles des océans réagissent avec une constante de temps nettement plus importante, de sorte que le système couplé océan-atmosphère n'est jamais dans un état d'équilibre statique. Mais il est stable, ou si l'on préfère, ses états thermodynamiques sont bornés et ils basculent d'un état limite à l'autre par des régimes oscillatoires, modes de régulation permettant de ne pas sortir des limites.

Comprenons-le sur un exemple de l'Atlantique Nord.

Le Gulf Stream est une branche de l'hémisphère nord du contre-courant équatorial de l'Atlantique, où il cède sa chaleur aux latitudes moyennes et élevées, et suivant la gyre anticyclonique (sens des aiguilles d'une montre dans l'hémisphère nord) il devient le courant des Canaries, branche froide de cette gyre descendant vers le sud en longeant les côtes d'Afrique occidentale (voir figure 22). Par la chaleur qu'elles véhiculent, ces circulations contribuent à réduire le contraste thermique entre l'air tropical et l'air aux moyennes latitudes. Il s'ensuit un affaiblissement des vents, et par conséquent un ralentissement des circulations océaniques. Le transport de chaleur devient moins important, et donc l'écart en température entre les zones tropicales et de moyennes latitudes augmente : le contraste thermique augmentant, les vents se renforcent et vont de nouveau intensifier la circulation océanique de surface. Et le cycle recommence (figure 30).

Or le temps de réponse des couches superficielles de l'océan est de l'ordre d'une ou plusieurs dizaines d'années (voir § 3.2), ce qui conduit à une périodicité de ce cycle, de ces oscillations, de même durée. Est-ce à dire, alors, que sur ces durées, le système océan-atmosphère dans les latitudes moyennes soit très éloigné de l'équilibre ? En fait, non, heureusement : sur ces durées, de manière continue, la surface de l'océan, aux latitudes moyennes, est souvent soumise à des agitations qui dégénèrent en tempêtes (on appelle cela la « mer de vent »), et les tempêtes ont pour effet d'accélérer le transfert thermique à l'air au contact de la surface. Ainsi le contraste thermique saisonnier est-il réduit, conférant aux régions maritimes des continents un climat peu contrasté entre les saisons, sans qu'il soit besoin d'attendre la durée théorique des oscillations.

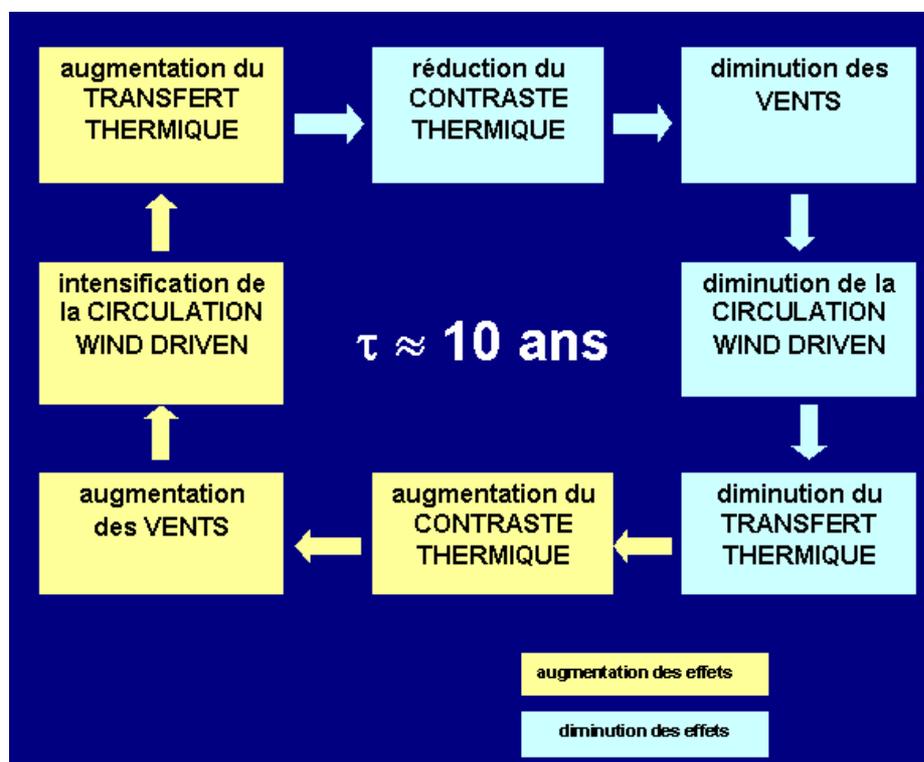


figure 30 – oscillations océaniques

4.1.4.3 - Hautes latitudes

Lors de la circulation thermohaline, les eaux froides et salées de la surface, donc de densité élevée, plongent lentement vers le fond des océans sous l'effet de la gravité. Ces eaux qui quittent la surface sont immédiatement remplacées. C'est ce qui se passe pour les eaux polaires des mers de Norvège, de Weddell, etc. On a vu que par phénomène des upwellings au niveau des zones tropicales, et au contact des masses d'eau plus chaudes, les eaux froides du fond remontent et se réchauffent dans ces zones et atteignent la surface. Là, elles parcourent un circuit de surface dans le sens opposé du fond, et elles sont soumises aux circulations wind driven (effet du vent). On a donc un cycle de constante de temps élevée, plusieurs siècles, comme indiqué au paragraphe 3.2. Dans la coupe méridienne de l'océan Atlantique nord, en faisant varier les latitudes, donc sans considérer les mouvements des gyres en surface dus à la force de Coriolis, cette recirculation est dans le sens sud-nord en surface (eaux chaudes soumises à l'action du vent ou wind driven, telles le Gulf Stream), et dans le sens nord-sud en profondeur (eaux froides se dirigeant vers l'équateur) (voir figure 17).

La stabilité dynamique de ces circulations reliant la surface et le fond est très sensible aux variations de la salinité de l'eau des zones polaires. En effet, lorsque la glace se forme à la surface de la mer, le sel est refoulé dans la phase liquide dont la salinité va par conséquent augmenter. L'eau liquide située sous ou près des glaces va donc s'enfoncer et participer à la circulation décrite ci-dessus, et par suite, à la circulation des eaux chaudes de surface. En revanche, si les eaux polaires s'enrichissent en eau douce, à cause de la fonte des glaces continentales ou de l'augmentation des précipitations, leur salinité va diminuer et elles vont rester en surface : le mécanisme de la circulation profonde, et par voie de conséquence, de la circulation de surface que celle-ci alimente, faiblit voire s'arrête. Les eaux chaudes de surface ne circulant plus ou très peu, elles ne transportent plus de chaleur vers le nord de l'Atlantique et le contraste thermique entre le nord et les zones tropicales s'accroît. Les régions maritimes des continents bordant l'Atlantique nord aux hautes latitudes connaissent alors des hivers plus rigoureux et des étés plus chauds : leurs climats ne sont plus modérés.

Aussi, dans l'hypothèse d'un réchauffement climatique, il se pourrait que celui-ci conduise à un refroidissement de ces régions par suite de la réduction des calottes glaciaires (Groenland, etc.) et à un ralentissement, voire arrêt du Gulf Stream.

Certes, comme on l'a vu au paragraphe 4.1.4.2, un contraste thermique plus élevé entre les tropiques et les zones polaires renforcerait les vents et par suite les courants de surface, avec les gyres. Mais en l'absence de gradient de salinité, ces courants de surface seraient les seules circulations océaniques de cette région : celles-ci resteraient privées des circulations de fond.

Du fait de la valeur élevée de la constante de temps des couches profondes océaniques, ce scénario mettrait plusieurs siècles à se développer pleinement à compter de la perturbation responsable de la baisse de salinité des eaux polaires. Existe-t-il des tendances observables dès aujourd'hui depuis les perturbations nées lors de l'ère industrielle ? Des recherches à ce sujet sont en cours : voir par exemples [références \[24\] à \[27\]](#).

Dans le passé, après la fonte des calottes glaciaires survenue lors d'un épisode de réchauffement il y a 18000 ans, un épisode froid il y a 11000 ans a suivi probablement à cause de l'arrêt de la circulation profonde consécutif à l'apport d'eau douce dans l'océan.

4.2 – Flux thermiques transportés par les circulations de surface et profonde

4.2.1 - Généralités

Vis-à-vis de l'atmosphère, l'océan est un réservoir de chaleur parce qu'il possède une grande inertie thermique : en effet sa chaleur spécifique est de l'ordre de $C_{p \text{ eau}} = 4218 \text{ J/kg/}^\circ\text{C}$ tandis que pour l'air on a $C_{p \text{ air}} = 1004 \text{ J/kg/}^\circ\text{C}$. Pour mémoire signalons que, pour les roches des sols continentaux, la chaleur spécifique est en moyenne plus faible encore : $C_{p \text{ roche}} = 800 \text{ J/kg/}^\circ\text{C}$.

Un raisonnement très simple permet de comprendre pourquoi, à partir de ces valeurs de chaleur spécifique, l'océan stocke l'énergie thermique 100 fois plus que les continents, ce qui montre l'importance du rôle de l'océan dans les climats :

Toutes choses égales par ailleurs, une variation de la température ΔT d'un milieu entraîne une variation de son énergie interne ΔU pour une masse m de ce milieu donnée par :

$$\Delta U = m c_p \Delta T$$

Appliquons cette relation pour l'océan et les continents afin de comparer leurs variations d'énergie interne.

Pour l'océan, on sait que ce sont les couches superficielles, de profondeur typiquement égale à $h = 100$ m, qui échangent l'énergie thermique avec l'atmosphère. Il s'ensuit que sous $S = 1$ m² de surface d'océan la masse d'eau qui échange de la chaleur avec l'extérieur est :

$$m_{\text{eau}} = \rho_{\text{eau}} \times h \times S = 1000 \text{ (kg/m}^3\text{)} \times 100 \text{ (m)} \times 1 \text{ (m}^2\text{)} = 100000 \text{ kg}$$

En considérant que les amplitudes thermiques moyennes des océans, entre les saisons, sont de l'ordre de $\Delta T = 10^\circ\text{C}$, la variation d'énergie interne de cette masse est :

$$\Delta U_{\text{eau}} = m_{\text{eau}} C_{p \text{ eau}} \Delta T = 100000 \times 4218 \times 10 = 4,218 \cdot 10^9 \text{ J}$$

Pour les continents, on admet que seule une épaisseur $h = 1$ m du sol est concernée par les échanges thermiques, que la masse volumique moyenne est $\rho_{\text{roche}} = 3000$ kg/m³, et que les amplitudes thermiques saisonnières sont en moyenne de l'ordre de $\Delta T = 20^\circ\text{C}$. La variation d'énergie interne est alors :

$$\Delta U_{\text{continent}} = m_{\text{roche}} C_{p \text{ roche}} \Delta T = 3000 \times 800 \times 20 = 4,8 \cdot 10^7 \text{ J}$$

On a donc un rapport $\Delta U_{\text{eau}} / \Delta U_{\text{continent}} = 100$ entre les variations d'énergie interne des océans et des continents : les océans sont une source d'énergie thermique 100 fois plus importante que les continents ! Les contrastes thermiques sont relativement faibles sur les zones côtières des continents, tandis qu'ils deviennent très importants à l'intérieur des terres : au coeur de la Sibérie, par exemple, la ville de Verkhöiansk est l'endroit qui connaît la plus grande variation thermique saisonnière $\Delta T = 60^\circ\text{C}$.

A noter que la chaleur spécifique des océans n'est pas constante : elle dépend de la température et de la salinité comme indiqué sur la figure 31 ci-après.

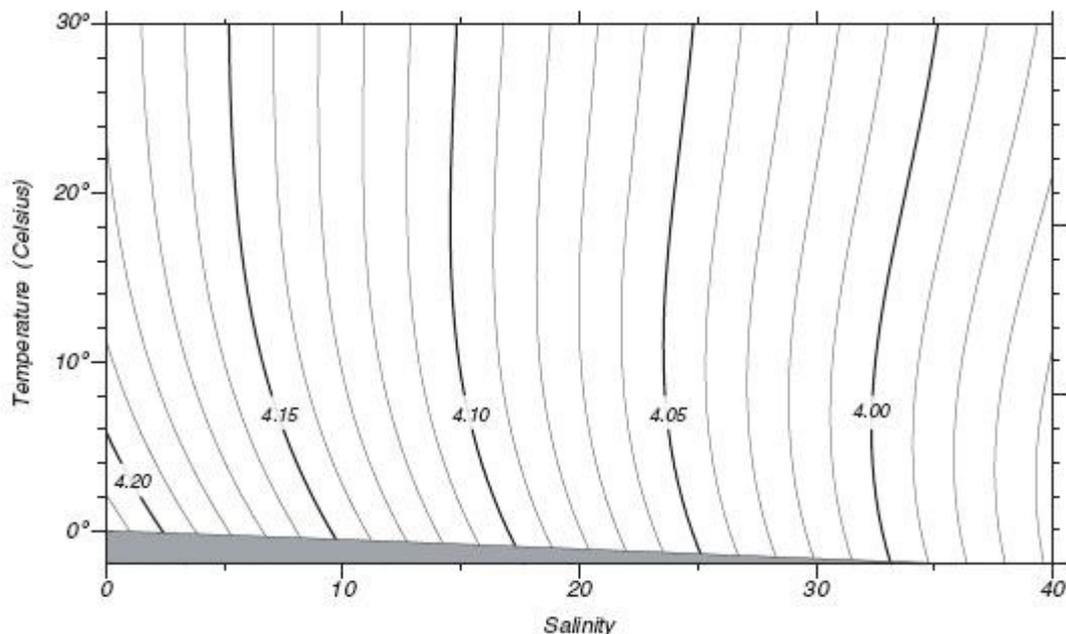


figure 31 – variation de la chaleur spécifique de l'eau de mer en fonction de sa température et sa salinité (elle est donnée en 1000 J/kg/°C, la salinité est en ppm)

Source : formule de Millero et al., 1973, et Fofonoff et Millard, 1983 (références [28] et [29])

Etant donné le rôle prépondérant que l'océan joue dans le climat de la Terre, il importe de connaître la nature des différents flux d'échanges thermiques entre lui et l'atmosphère.

Localement, les variations d'énergie dans la couche superficielle de l'océan résultent de la différence entre les flux énergétiques entrants et les flux énergétiques sortants, ce que l'on appelle le bilan thermique de l'océan. Ces flux sont des quantités d'énergie (d'origine diverse : thermique, radiative, etc.) traversant une unité de surface de l'océan à son interface air-eau. Grâce aux circulations profondes, le surplus d'énergie emmagasinée, ou au contraire son déficit, sont compensés et au niveau de l'océan global le bilan est nul (situation d'équilibre thermodynamique interne). Sans elles, l'océan serait globalement en déséquilibre thermodynamique : il s'échaufferait ou se refroidirait.

Considérant un volume d'eau océanique local, et non l'océan dans sa globalité, il est soumis à divers flux énergétiques :

- le flux de l'énergie solaire incident sur la surface de la mer, ou ensoleillement, noté S^*
- le flux d'énergie rayonnée par la mer vers l'atmosphère, noté S°
- le flux de chaleur sensible, c'est-à-dire le flux de chaleur sortant de la mer par conduction thermique (agitation moléculaire), noté SH
- le flux de chaleur latente de vaporisation de l'eau, noté SL
- le flux d'advection, chaleur transportée par les courants, noté SV .

Le flux de chaleur reçue ou cédée dans le volume d'eau considéré est alors (en W/m^2) (figure 32):

$$S_w = \frac{dq}{dt} = S^* + S^\circ + SH + SL + SV \quad (19)$$

où q est la quantité de chaleur échangée à travers une surface unité. A l'équilibre thermodynamique on doit obtenir un bilan nul lorsqu'on intègre tous les flux, autres que l'advection, pour la globalité des océans, c'est-à-dire lorsqu'on parcourt toutes les latitudes et toutes les longitudes. En effet, les flux d'advection ne peuvent que seulement redistribuer la chaleur autour du globe terrestre : ils ne sont pas à l'origine de l'échauffement ou du refroidissement global des océans.

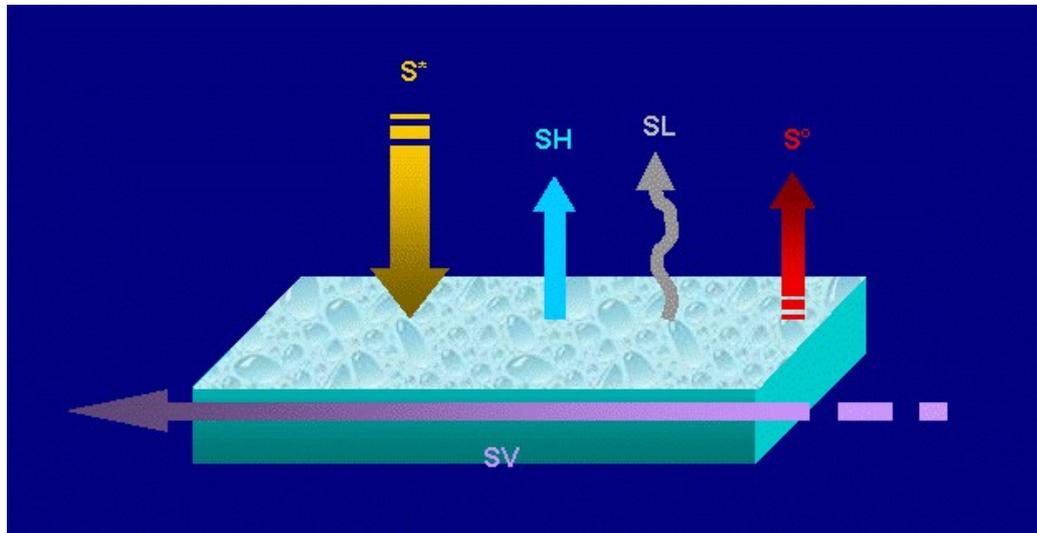


figure 32 – bilan thermique des couches superficielles de l'océan

Détaillons chacun de ces flux :

4.2.2 - Ensoleillement S^*

Elle varie avec la hauteur du soleil sur l'horizon, donc elle dépend des saisons, de la latitude du lieu et de l'heure de la journée. Elle dépend aussi de l'atténuation du rayonnement solaire à travers l'atmosphère et les nuages. L'atténuation lors de la traversée de l'atmosphère, due essentiellement aux phénomènes de diffusion, varie comme $1/\cos \varphi$, où φ est la hauteur angulaire du soleil au-dessus de l'horizon (dépend du mois, de l'heure et de la latitude). L'absorption est principalement due aux molécules d'eau, d'ozone et de dioxyde de carbone présentes dans l'atmosphère. En définitive, le flux solaire incident au niveau de la surface de la mer varie dans la fourchette :

$$30 \text{ W/m}^2 < S^* < 260 \text{ W/m}^2$$

et sa variation aux différentes latitudes au cours d'une année est représentée par la figure 33 :

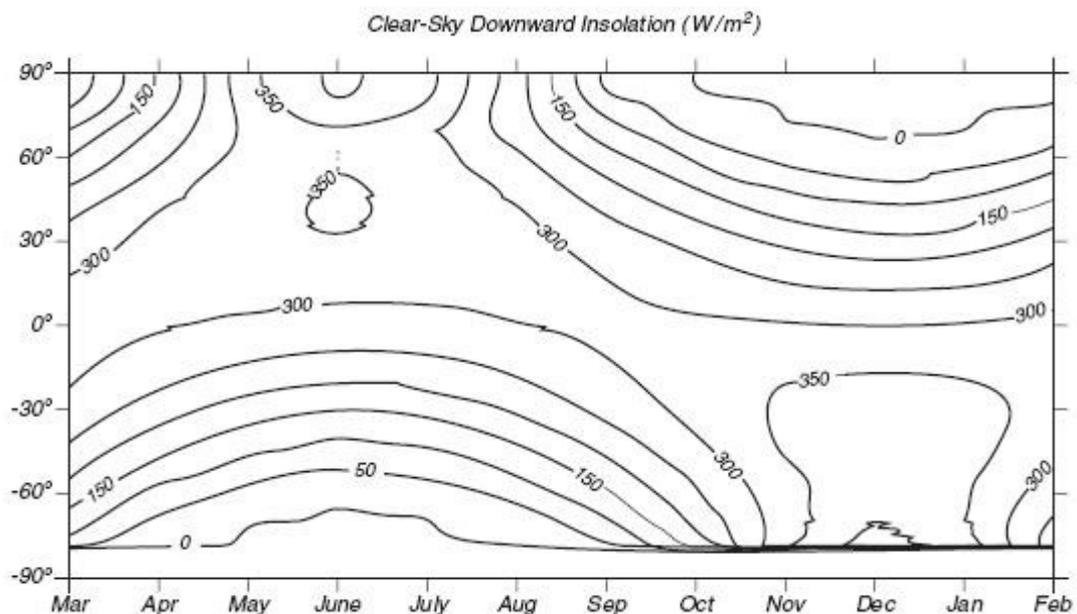


figure 33 – valeurs moyennes de l'insolation (en W/m^2) au niveau de la mer, par ciel clair, en fonction des latitudes géographiques et des mois de l'année (source : Darnell et al., 1992, [référence \[30\]](#))

Si l'énergie solaire incidente parvient à apporter de la chaleur sur une profondeur de l'ordre d'une centaine de mètres dans l'océan, c'est parce que celui-ci possède un albédo relativement faible : de l'ordre de $\alpha_{\text{eau}} = 0,13$ pour une élévation du soleil au-dessus de l'horizon de 30° (à comparer avec l'albédo 0,30 de l'atmosphère terrestre). Plus précisément, en utilisant la **théorie de Fresnel**, on montre que la relation entre l'albédo à la surface de la mer et l'angle d'incidence, c'est-à-dire la distance angulaire zénithale Z du soleil (la hauteur du soleil étant donc $h = 90^\circ - Z$) est :

$$\alpha_{\text{eau}} = 0,5 \left[\frac{\sin^2(Z-r)}{\sin^2(Z+r)} + \frac{\tan^2(Z-r)}{\tan^2(Z+r)} \right]$$

où r est l'angle de réfraction dans l'eau donné par la **relation de Snell-Descartes** :

$$\sin r = \frac{n_{\text{air}}}{n_{\text{eau}}} \sin Z$$

avec $n_{\text{air}} = 1,00$ indice de réfraction de l'air sec, et $n_{\text{eau}} = 1,33$ indice de réfraction de l'eau.

Z varie avec la latitude du lieu, l'heure de la journée, et le mois : il s'ensuit que selon la variable pour laquelle on effectue des moyennes on aura un comportement de l'albédo soit à latitude fixée pour différentes heures à un mois donné, soit à heure fixée pour différentes latitudes, etc. On obtient la courbe de la figure 34 pour $\alpha_{\text{eau}} = f(Z)$:

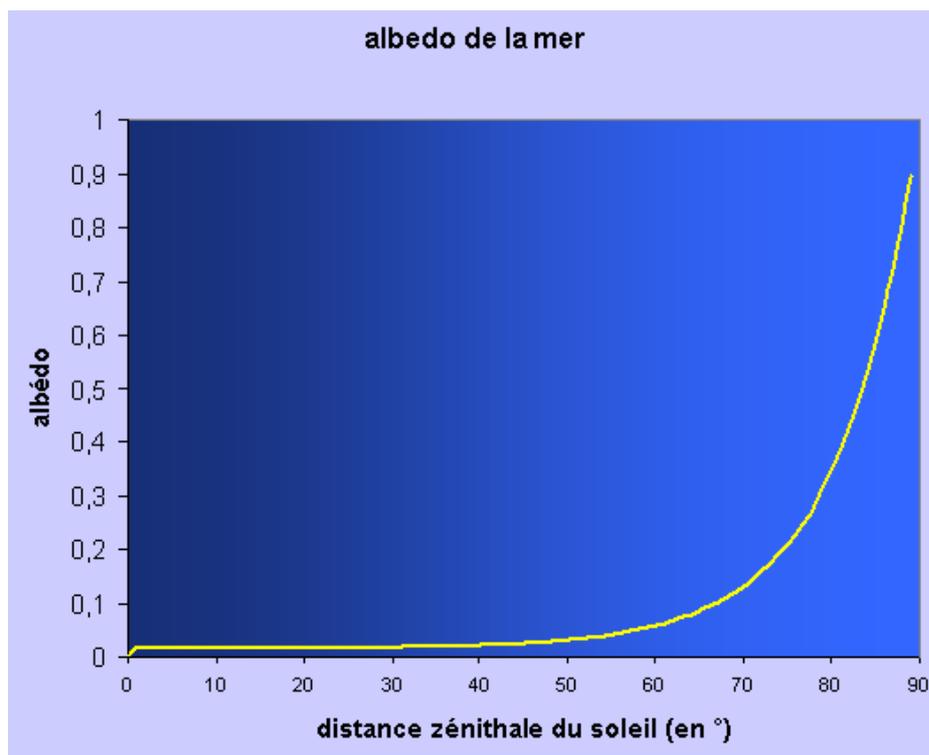
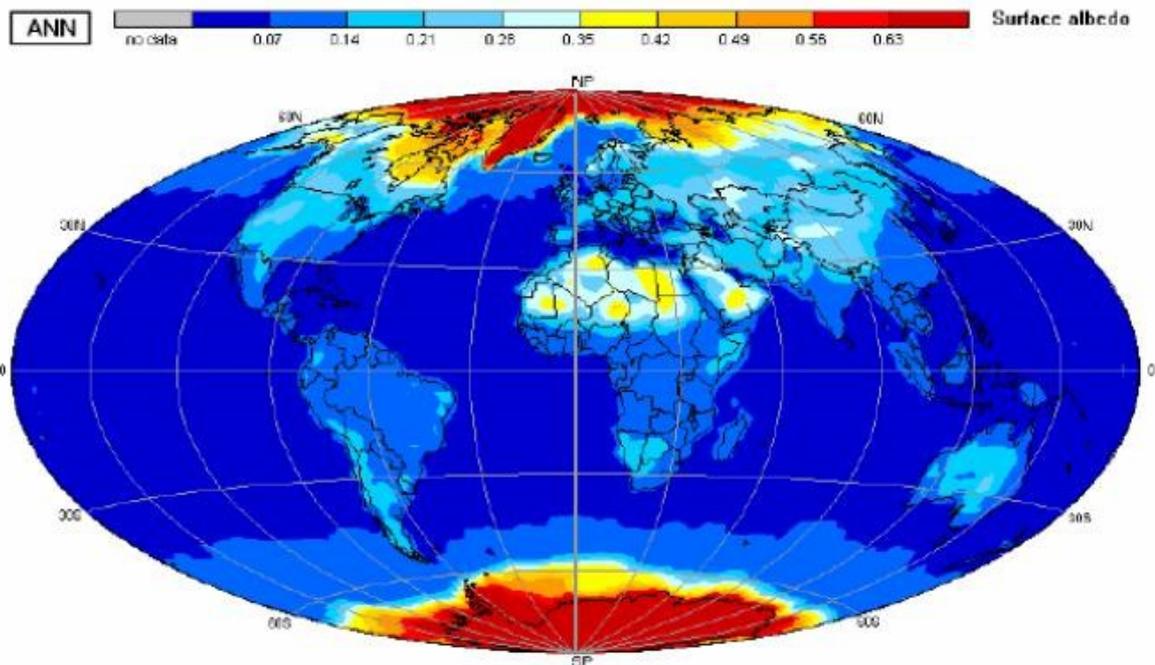


figure 34 – albédo de la mer en fonction de la distance zénithale du soleil

A une latitude fixée, l'albédo devient très important lorsque le soleil est bas sur l'horizon (distance zénithale proche de 90°). Pour différentes latitudes, et en fonction de la nature de la surface, la moyenne de l'albédo sur plusieurs années (1991-1995), donc indépendamment de l'heure et de la saison, a fait l'objet des mesures présentées à la figure 35 :

figure 35 – moyenne annuelle des différentes valeurs de l'albédo à la surface de la Terre (effectuée sur 1991-1995). La moyenne globale des océans est 0,13 (source : Raschke et Ohmura, 2005)



La figure 35 montre que l'albédo de la mer ne dépasse pas 0,21 aux hautes latitudes (Z grand), qu'il est très élevé ($> 0,50$) pour les zones polaires et les calottes glaciaires, et relativement élevé pour les zones désertiques.

4.2.3 - Flux d'énergie rayonnée par la mer S° (infrarouge à grande longueur d'onde)

On a vu plus haut (§ 2.4) que la surface terrestre réémet vers la troposphère un flux moyen de -40 W/m^2 , par conséquent dans le domaine grande longueur d'onde des infrarouges conformément à la loi de Stefan-Boltzmann et la loi de Wien. En fait, il s'agit là d'une réponse globale de la surface terrestre au flux solaire incident. Pour la surface des océans, dont l'albédo est plus faible que la moyenne terrestre, et compte tenu de la variation d'albédo, des températures de l'eau (une eau chaude rayonne plus d'énergie qu'une eau froide, et émet avec des longueurs d'onde plus courtes que celles de l'eau froide), le flux rayonné par la mer évolue annuellement dans la gamme (voir figure 36) :

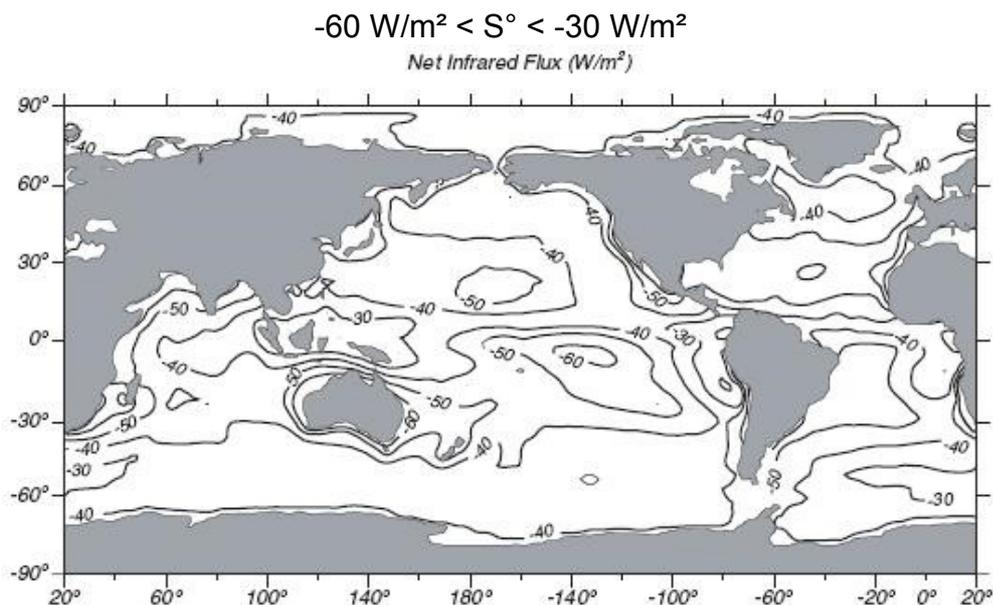


figure 36 – flux d'émission IR des océans, en W/m^2 (source : Darnell et al., NASA, 1992)

4.2.4 - Flux de chaleur sensible SH

On sait que le flux de chaleur sensible émis par la surface terrestre globalement est -20 W/m^2 (voir § 2.4). Pour l'océan, localement, ce flux est d'autant plus important que la vitesse du vent à la surface est élevée et que la différence entre les températures de l'air et de la mer est grande. Ce flux varie donc annuellement en moyenne dans la gamme :

$$-42 \text{ W/m}^2 < SH < -2 \text{ W/m}^2$$

Essayons d'évaluer le flux de chaleur sensible échangée entre l'atmosphère, animé d'un vent U près de la surface océanique, et l'océan. La température à la surface de l'océan est T_s et celle de l'air juste au-dessus (à $h = 10 \text{ m}$) est T_a , leur différence est notée $\Delta T = T_a - T_s$. L'air circulant dans cette couche près de la surface, sous l'action du vent, reçoit de la part de l'océan une énergie par transfert conductif qui fait varier la température de l'air de ΔT , de la surface à l'altitude h , via un coefficient de transfert C_s . Si dm est la masse d'air élémentaire entraînée par le vent au-dessus de la surface de l'océan, cette variation d'énergie est :

$$\delta H = C_s dm C_p \Delta T$$

où C_p est la chaleur spécifique de l'air ($C_p = 1004$ à $1030 \text{ J/kg/}^\circ\text{C}$).

Comme la masse d'air est convectée par le vent, elle peut être associée à un débit traversant une surface élémentaire $dA = dx dz$ ou $dA = dy dz$, où $Oxyz$ est un repère de coordonnées telles que Oxy est le plan tangent à la surface terrestre avec Ox dans le sens des longitudes vers l'ouest, Oy dans le sens des latitudes vers le nord, et Oz est l'axe vertical du lieu, compté positivement au-dessus de l'eau (altitude), et négativement à l'intérieur (profondeur). On a donc : $dm = \rho dA \cdot U dt$, où ρ est la masse volumique de l'air ($\rho \approx 1,3 \text{ kg/m}^3$). Il s'ensuit que le flux de chaleur sensible, quantité d'énergie traversant par unité de seconde (puissance) une surface unité, est :

$$SH = \frac{\delta H}{dA dt} = \rho C_s C_p U \Delta T \quad (20)$$

REMARQUE : on peut essayer d'estimer le coefficient de transfert conductif C_s en utilisant la relation de Fourier :

$$SH = -\lambda \mathbf{n} \cdot \nabla T \approx -\lambda \frac{\Delta T}{h}$$

où λ est la conductivité thermique de l'air. En égalisant avec (20) on a donc : $C_s \approx \frac{\lambda}{\rho C_p U h}$, relation qui montre que le transfert de chaleur de l'océan à l'air est favorisé pour des vents faibles (une masse d'air qui circule trop vite « n'a pas le temps » d'accumuler la chaleur de la surface au-dessus de laquelle elle passe), et pour des faibles épaisseurs, c'est-à-dire des couches d'air très proches de la surface.

4.2.5 - Flux de chaleur latente de vaporisation SL

La surface terrestre évacue la chaleur sous forme d'évaporation avec un flux moyen global de 80 W/m^2 (voir § 2.4). Pour l'océan, en particulier, qui représente la source la plus importante d'évaporation et de vapeur d'eau, ce flux s'échelonne entre (voir figure 37):

$$-130 \text{ W/m}^2 < SL < -10 \text{ W/m}^2$$

En effet, il dépend de la vitesse du vent (le vent favorise l'évaporation) et de l'humidité relative de l'air (un air humide gêne l'évaporation).

La plus grande partie de chaleur absorbée par les eaux tropicales est restituée sous forme de vapeur d'eau. Cette évaporation contribue à refroidir la surface océanique et à réchauffer l'atmosphère située près d'elle. L'air chauffé et humidifié monte et aux altitudes où la condensation devient possible, la vapeur d'eau se condense et donne des précipitations. La chaleur restituée à l'air par les précipitations, et l'énergie thermique provenant du rayonnement infrarouge de l'océan sont les moteurs principaux de la circulation atmosphérique.

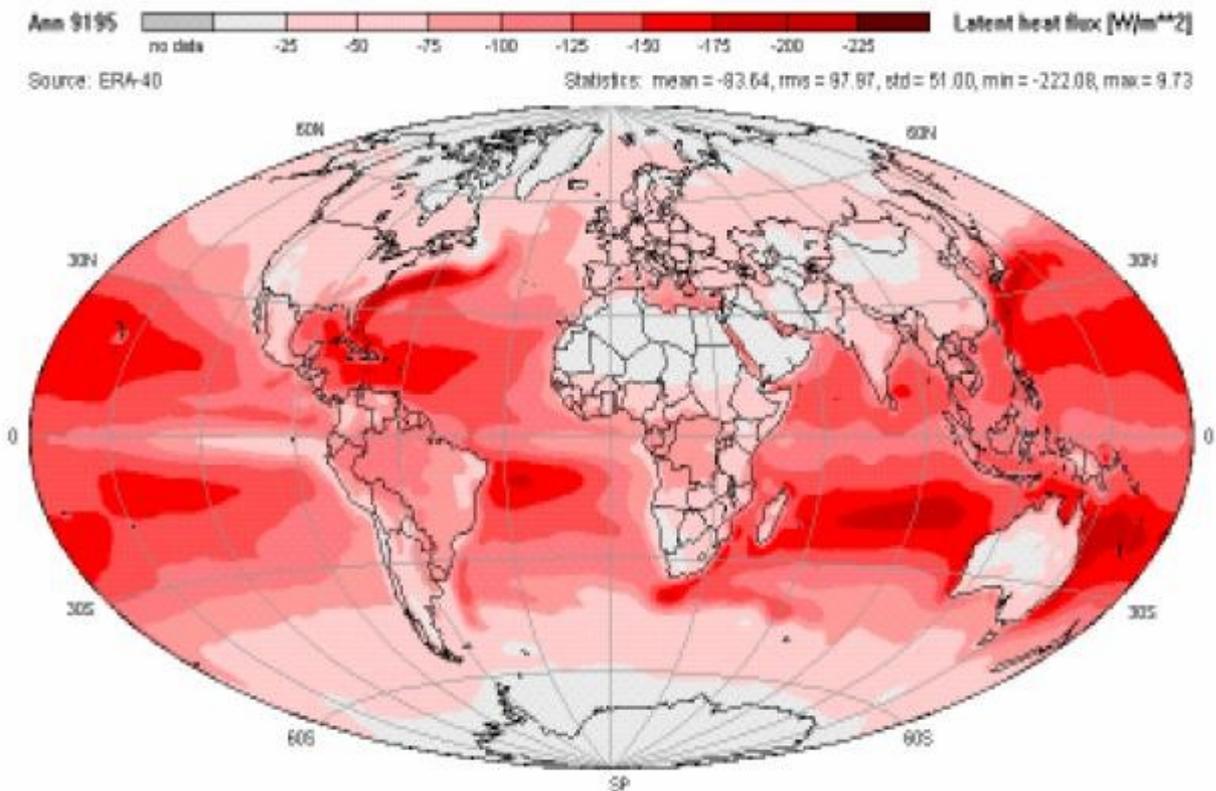


figure 37 – distribution moyenne annuelle (1991-1995) du flux de chaleur latente d'évaporation. Données exploitées d'ERA-40 (source : Ohmura et Raschke, 2005)

Le débit d'eau entraîné par les processus d'évaporation et de précipitations est :

- évaporation : 13,8 Sv (rappel : 1 Sv ou Sverdrup = 1 million de m³/s) ;
- précipitations : 12,6 Sv

Pour comparaison avec les deux extrêmes : le Gulf Stream représente 60 Sv et les fleuves et rivières 1,2 Sv.

Là aussi, on peut essayer d'évaluer le flux de chaleur latente d'évaporation SL , par laquelle la surface océanique transfère de l'énergie à l'air situé immédiatement au-dessus (altitude $h = 10$ m).

Comme pour la chaleur sensible (voir ci-dessus), une masse d'air dm circulant avec la vitesse du vent U au-dessus de la surface de la mer soumise au processus d'évaporation, reçoit une quantité de chaleur de la part de l'océan via un coefficient de transfert de chaleur latente C_L :

$$\delta H = C_L dm C_p \Delta T$$

ΔT est, comme dans le cas du transfert de chaleur sensible, la différence de température de l'air à la surface et à $h = 10$ m. Comme précédemment, on a $dm = \rho dA \cdot U dt$. Par ailleurs on montre qu'en présence du processus d'évaporation, de chaleur latente massique L_v (rappel : $L_v = 585 \text{ cal/g} = 2,5 \cdot 10^6 \text{ J/kg}$ pour l'eau), la quantité de chaleur massique est :

$$C_p dT = \frac{dP}{\rho} - L_v du^*$$

où P est la pression et u^* l'humidité spécifique normalisée de l'air (grandeur sans dimension). En supposant la couche d'air au-dessus de la surface isobare, et après intégration sur l'épaisseur de la couche, la relation précédente se réduit à :

$$C_p \Delta T = -L_v \Delta u^*$$

où $\Delta u^* = u_s^* - u_a^*$ est la différence des humidités de l'air à la surface et à l'altitude h. En remplaçant dans l'expression de δH et en écrivant que le flux SL est la puissance traversant la surface élémentaire dA de l'air au cours de son advection par le vent, il vient :

$$SL = \frac{\delta H}{dA dt} = -\rho C_L C_p L_v U \Delta u^* \quad (21)$$

4.2.6 - Flux d'advection SV

La chaleur solaire emmagasinée par l'océan est plus importante que celle par l'atmosphère : avec les flux d'énergie réémise vers l'atmosphère, le bilan thermique est localement positif. Le surplus est évacué vers d'autres volumes de l'océan par les courants d'origine convective (circulation thermohaline) ou due au frottement du vent (wind driven) : la chaleur ainsi véhiculée par la vitesse de déplacement des masses d'eau est appelée flux d'advection. Grâce à ce flux la chaleur est transférée des basses latitudes vers les hautes, contribuant à stabiliser les variations thermiques des océans et, par conséquent, des zones continentales.

Pour la circulation de surface, induite par le frottement du vent, on a vu plus haut que la contrainte que celui-ci exerce sur l'eau est reliée à la vitesse du vent par :

$$T = \rho C_f U^2 \quad (22)$$

4.2.7 - Mesures et distributions zonale et méridionale des flux de chaleur

Les relations (20), (21), (22) sont connues sous l'appellation « bulk formulas » parce qu'elles traitent des échanges d'énergie pour un volume d'air global au-dessus de l'océan. Etant donné qu'il est très difficile de modéliser théoriquement les flux échangés entre la surface de l'océan et l'air situé juste au-dessus, ces formules fournissent un moyen de reconstituer ces flux à partir de mesures pratiques des grandeurs macroscopiques qu'elles mettent en jeu : températures, humidités, vitesse du vent, etc.

Les coefficients de transfert pour la chaleur sensible et la chaleur latente d'évaporation ont été mesurées (Smith, 1988, [référence \[31\]](#)), ils valent :

- $C_s = 1,0 \cdot 10^{-3}$ pour la chaleur sensible,
- $C_L = 1,2 \cdot 10^{-3}$ pour la chaleur latente d'évaporation.

Mesures du vent :

La formule (22), comme on le sait, fournit des données d'entrée pour la prédiction des mécanismes de la circulation de surface selon la théorie d'Ekman.

Le coefficient de frottement C_f qui intervient dans cette formule est reliée à la vitesse du vent comme indiqué à la figure 19 : pour le déterminer expérimentalement il suffit donc de mesurer la vitesse du vent. Diverses techniques sont employées pour la mesure du vent ; citons de manière non exhaustive :

- l'emploi de l'échelle de Beaufort, qui contient 12 niveaux (de l'amiral Sir F. Beaufort, 1806), revue plusieurs fois. En 1946, la relation adoptée entre l'échelle de Beaufort B et la vitesse du vent à 10 m est :

$$U(\text{m/s}) = 0,836 B^{3/2}$$

cette correspondance a été remplacée par des tables plus précises en 1997 par Kent et Taylor ([référence \[32\]](#)).

- la mesure par diffractomètre embarqué à bord des satellites (ADEOS de la NASA, QuickScat avec une résolution de ± 1 m/s...).
- la radiométrie microonde par satellite, comme WINDSAT, avec une résolution de ± 2 m/s, ou encore l'imagerie par microonde.
- les anémomètres calibrés embarqués sur les navires ou montés sur les bouées, avec une résolution en vitesse de ± 1 m/s et en direction de $\pm 10^\circ$ (Beardsley et al., 1997).

Le champ des vents peut aussi être calculé numériquement, sur la base d'une discrétisation appropriée de la surface, à partir de conditions initiales, obtenues par les mesures, entrées dans divers modèles. Signalons pour mémoire les codes de calcul de l'ECMWF (European Center for Medium-range Weather Forecasts) utilisant des modèles de flux dans une couche-limite simulant l'atmosphère près de la surface, ou encore du NOAA (National Atmosphere and Oceans Administration, Etats-Unis). Les données concernant les états du forçage de la surface océanique par les vents sont rassemblées dans l'ICODS (International Comprehensive Ocean, Atmosphere Data Set).

Mesures des températures :

La température de l'air au-dessus de la surface de l'océan, T_a , ne peut pas être mesurée depuis les satellites : on doit recourir à des instruments de thermométrie embarqués sur les navires. En revanche, la température de surface océanique T_s peut être mesurée par des détecteurs infrarouge satellitaires.

Mesures de l'humidité :

Comme on l'a vu précédemment, elles sont indispensables pour évaluer le flux de chaleur latente (équation (21)). En fait l'humidité à la surface de l'eau est obtenue par le calcul dès lors que l'on connaît T_s et si l'on suppose qu'à cette température l'air à la surface de l'eau est saturée d'humidité. L'humidité relative à l'altitude 10 m est mesurée depuis les navires et on en déduit par le calcul l'humidité spécifique de l'air.

Mesures de l'ensoleillement :

Elles servent à connaître S^* . Elles sont principalement effectuées à partir des radiomètres en lumière visible depuis les satellites qui permettent d'observer la nébulosité à la surface de la Terre (ISCCP, International Satellite Cloud Climatology Project). Les mesures effectuées depuis les navires sont aussi employées mais elles sont moins précises. Des études détaillées qui prennent en compte l'absorption et la diffusion de la lumière visible par les nuages permettent, à partir des mesures, de calculer l'ensoleillement à partir de la constante solaire et de l'albédo corrigés des effets dus à la présence des nuages (Cess et al., 1995, et Ramanathan et al., 1995, [références \[33\] et \[34\]](#)).

Mesures du flux infrarouge grande longueur d'onde S° :

Il dépend de l'épaisseur des nuages et de la présence de la vapeur d'eau dans l'atmosphère. Aussi est-il difficilement mesurable par satellite. Les relevés sont effectués principalement par

des sondes atmosphériques (ballons sondes).

Mesures du flux de chaleur sensible SH :

Comme le montre l'équation (20), il suffit de mesurer U et ΔT , ce qui est fait au moyen d'instruments à bord des navires. Les valeurs de SH sont très faibles en comparaison des autres flux.

Mesures des chutes de pluie :

Leurs données sont importantes pour connaître le cycle de l'eau et, par conséquent, sa contribution dans le bilan thermique de l'atmosphère. Il est mal aisé de les obtenir depuis les navires à cause de l'inclinaison de la pluie par le vent et l'imprécision des jauges et pluviomètres. Les seules mesures précises sont issues des techniques satellitaires utilisant des radiomètres microondes et des radars : c'est le cas du TRMM (Tropical Rain Measuring Mission) pour les zones tropicales. Pour les autres latitudes, la pluviométrie est obtenue indirectement à partir des observations microondes comparées avec celles infrarouges des sommets des nuages.

Les grandeurs thermiques et les principes de leurs mesures ayant été rapidement énoncés, nous allons voir maintenant deux types de distributions des flux thermiques à la surface des océans obtenus grâce aux résultats des mesures : la distribution dite « zonale » et la distribution dite « méridienne ».

Transport thermique zonal :

A partir des mesures des flux thermiques effectués pour la surface des océans il est possible d'établir la moyenne des valeurs réparties sur un même cercle de latitude, puis de tracer la courbe donnant ces moyennes en fonction de chaque latitude : c'est la représentation zonale des flux thermiques à la surface océanique. Par exemple, pour une même latitude 35° , plusieurs mesures des flux obtenues en différentes longitudes donnent une valeur moyenne pour 35° ; puis on procède de même pour une latitude voisine, et ainsi de suite : la série des valeurs moyennes des flux $ST = f(\text{latitude})$ donne la courbe de la répartition zonale des flux.

D'après la relation (19) le flux moyen résultant est la somme des flux de différentes natures et la courbe zonale peut être établie pour chacun d'eux. En principe, pour l'ensemble de la surface des océans, les flux S^* doivent être compensés par les flux S° , SH et SL : il s'ensuit que la somme des valeurs des courbes zonales $ST = S^* + S^\circ + SH + SL$ doit être nulle (cette somme est l'aire, ou « l'intégrale », de la courbe totale ST).

En effet, on a vu au paragraphe 2.4 que sur les 342 W/m^2 de flux solaire incident (soit le quart de la constante solaire $S/4$), 102 W/m^2 sont renvoyés dans l'espace par effet albédo, et sur les 240 W/m^2 restants, 80 W/m^2 sont absorbés par l'atmosphère et 160 W/m^2 sont absorbés par l'océan et les terres. L'océan répond au flux solaire incident, situé dans le spectre visible, par l'émission du flux infrarouge S° et du flux de chaleur latente d'évaporation SL. Ces flux contribuent à réchauffer l'atmosphère, et en particulier, l'eau issue de l'évaporation cède de la chaleur vers les zones supérieures de la troposphère lorsqu'elle donne la pluie (cette chaleur due aux pluies représente en moyenne 125 W/m^2 pour une année, ce qui est considérable !).

La distribution zonale des flux thermiques est représentée à la figure 38 :

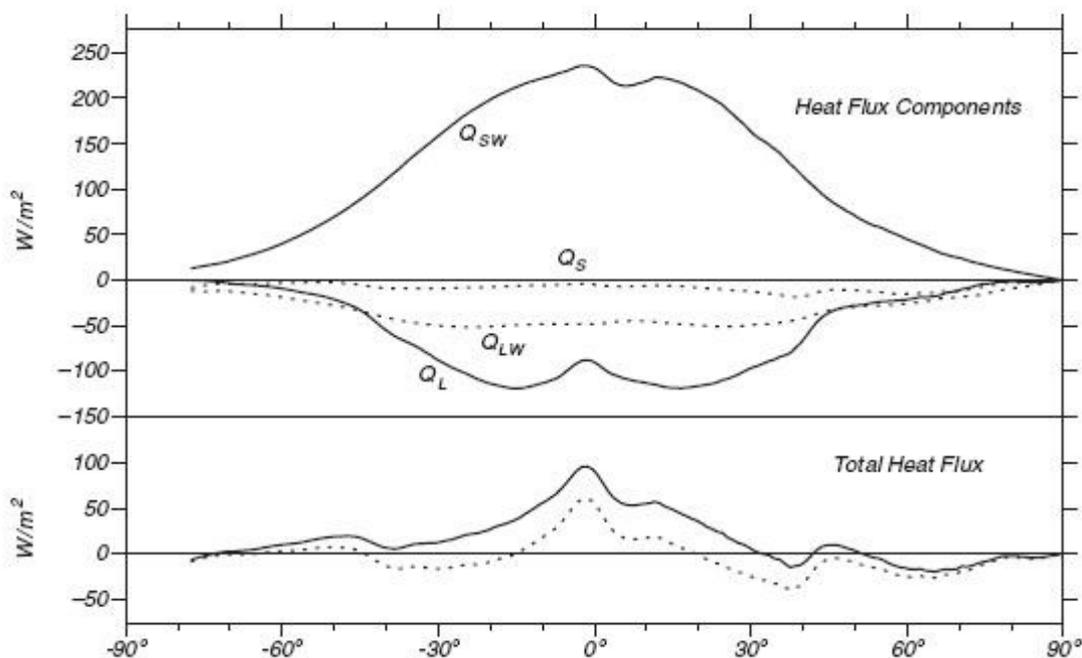


figure 38 – Distribution zonale des flux thermiques à la surface des océans

En abscisse : latitude ; en ordonnées : courbes du haut : flux thermiques S^* (apport par l'ensoleillement, donc positif, noté Q_{SW} par les auteurs), S° (perte par rayonnement IR, négative, noté Q_{LW} par les auteurs), SH (perte par chaleur sensible, négative et très faible, noté Q_S par les auteurs), SL (perte par chaleur latente, négative, noté Q_L par les auteurs). Courbe du bas : flux total ST calculé à partir des courbes du haut (en plein) et par d'autres considérations théoriques (en pointillés).

Source: exploitation des données ICOADS par DaSilva, Young, and Levitus (1995), [référence \[35\]](#).

NB : l'aire de la courbe ST n'est pas nulle (alors qu'elle devrait l'être): elle est comprise entre 16 W/m^2 et -3 W/m^2 .

La moyenne du flux total ST sur une année n'est pas nulle mais est comprise entre -3 W/m^2 et 16 W/m^2 : ces écarts sont imputables aux erreurs de mesures des différents flux. Des techniques de calculs qui introduisent des contraintes sur la pondération des moyennes permettent de réduire ces erreurs sur la valeur globale des flux.

On constate en tous cas, comme on pouvait s'y attendre, que le flux solaire est maximal en moyenne dans les zones tropicales et que, corrélativement, la chaleur latente d'évaporation libérée par l'océan est maximale dans ces mêmes zones, l'évaporation étant favorisée par l'ensoleillement.

Transport thermique méridional :

Avec le transport thermique zonal, les flux thermiques échangés au niveau de l'interface océan-atmosphère ont pu être estimés. Si l'on s'intéresse maintenant aux flux thermiques à l'intérieur des océans, on peut recourir à l'estimation du flux thermique méridional. Celui-ci est le flux thermique à travers une surface de l'océan délimitée par le fond et la surface et par les bords ouest et est des continents entre lesquels elle se trouve, la surface étant perpendiculaire à l'axe nord-sud, c'est-à-dire au méridien (voir figure 39).

Voici les raisons d'un tel choix :

Globalement, la Terre reçoit la chaleur au sommet de l'atmosphère au-dessus des zones tropicales, et elle la perd au sommet de l'atmosphère située au-dessus des zones polaires. Ce transfert thermique dans l'atmosphère s'effectue principalement par les **cellules de Hadley**. Or l'océan et l'atmosphère sont dans une recherche permanente d'équilibre thermique mutuel : les circulations océanique et atmosphérique ensemble tendent à compenser les gains et les pertes de chaleur entre les zones tropicales et les zones polaires. Il en résulte que, en raison de cette

loi de conservation des flux, la connaissance des flux de transport thermique au sommet de l'atmosphère doit permettre la déduction des flux de transport thermique dans les océans, et comme il s'agit ici de considérer ces flux globalement entre les zones tropicales et les zones polaires, l'orientation choisie est celle du transport Nord-Sud dans les océans, que l'on appelle le transport thermique méridional.

Techniquement, cela signifie que, au-dessus des océans et le long d'un cercle latitude donné, le flux thermique rayonné au sommet de l'atmosphère est en moyenne la somme du flux thermique méridional dans l'atmosphère et du flux thermique méridional dans l'océan. Or le flux thermique rayonné au sommet de l'atmosphère peut être mesuré (par les satellites), et le flux méridional de l'atmosphère peut se calculer à partir de mesures des diverses grandeurs thermodynamiques comme dans le cas de la détermination zonale des flux à l'interface océan-atmosphère (voir ci-dessus).

En notant $(\delta H/dt)_{TOTAL}$ et $(\delta H/dt)_{ATM}$ respectivement les puissances thermiques au sommet de l'atmosphère et atmosphérique méridional, la puissance thermique méridionale à travers la surface A dans l'océan se déduit par :

$$\left(\frac{\delta H}{dt}\right)_{OCEAN} \text{ (watts)} = \left(\frac{\delta H}{dt}\right)_{TOTAL} - \left(\frac{\delta H}{dt}\right)_{ATM} = \iint_A \rho_{eau} C_{p,eau} v \Delta T dx dz \quad (23)$$

(rappel : les flux de puissance thermiques sont notés $S(W/m^2) = \frac{\delta H}{d A dt}$).

Dans la relation (23) la surface élémentaire $dA = dx dz$ de l'océan traversée par la puissance thermique est orientée perpendiculairement à l'axe nord-sud et délimitée par les bords ouest et est des continents, comme mentionné précédemment (figure 39).

La quantité v désigne la vitesse moyenne des masses d'eau à travers cette surface, et la densité et la chaleur massique sont celles de l'eau. ΔT est la différence de température entre les bords de la surface.

Comme le flux méridional océanique intègre le transport thermique sur toute la profondeur de l'océan, il prend en compte les transferts par advection SV qu'ils soient liés à la circulation de surface (wind-driven) ou profonde (thermohaline).

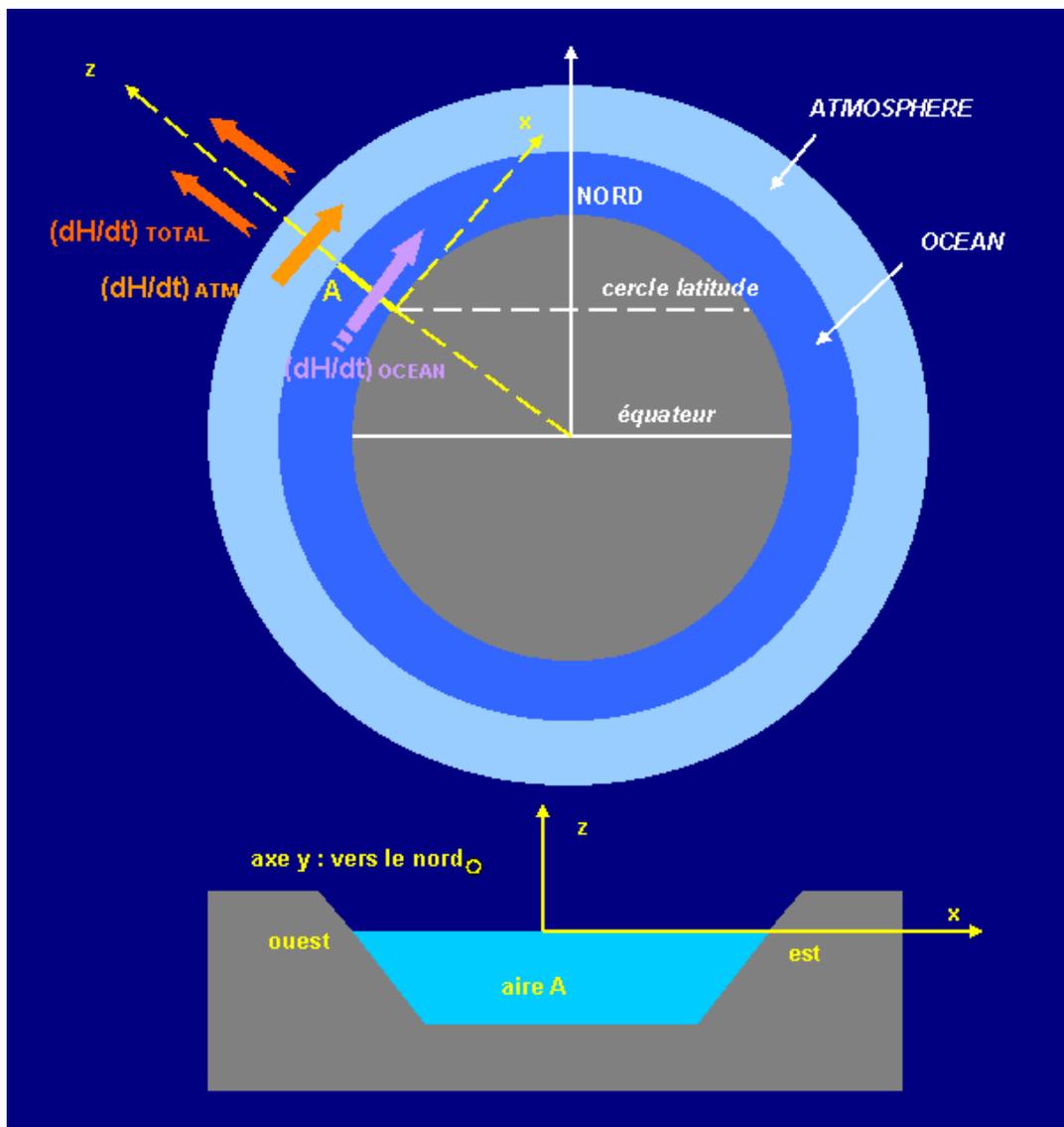


figure 39 – transport méridional : géométrie du problème

Pour chaque latitude, la somme $(\delta H/dt)_{\text{OCEAN}} + (\delta H/dt)_{\text{ATM}}$ est calculée directement à partir des valeurs du flux thermique net à travers le sommet de l'atmosphère $(\delta H/dt)_{\text{TOTAL}}$ obtenu en faisant la moyenne zonale des mesures par satellites. Ce calcul repose sur l'hypothèse que la moyenne du flux sur plusieurs années est stationnaire. Cette supposition est importante car elle permet de considérer que, sur le long terme, les gains ou les pertes du flux total au sommet de l'atmosphère sont compensés par les transferts méridionaux de l'ensemble océan + atmosphère, et non stockés quelque part dans l'océan ou l'atmosphère.

Le calcul de $(\delta H/dt)_{\text{ATM}}$ s'effectue par moyenne zonale des flux thermiques de l'atmosphère, comme cela fut fait précédemment.

Le transport thermique océanique méridional s'en déduit en soustrayant les deux flux (relation (23)) ; il peut également être obtenu par calcul numérique de l'intégrale à travers la surface verticale $dA = dx dz$ balayant par coupes successives un bassin océanique, à partir des valeurs mesurées des vitesses des courants (v), des températures (ΔT) et des densités (ρ) de l'eau. Les calculs effectués par Houghton et al. (1996), à partir des données de Trenberth et Solomon (1994) donnent le transport méridional de chacun des grands bassins océaniques ainsi que le total (figure 40) (les puissances sont en PW, pétawatts : $1 \text{ PW} = 10^{15} \text{ W}$).

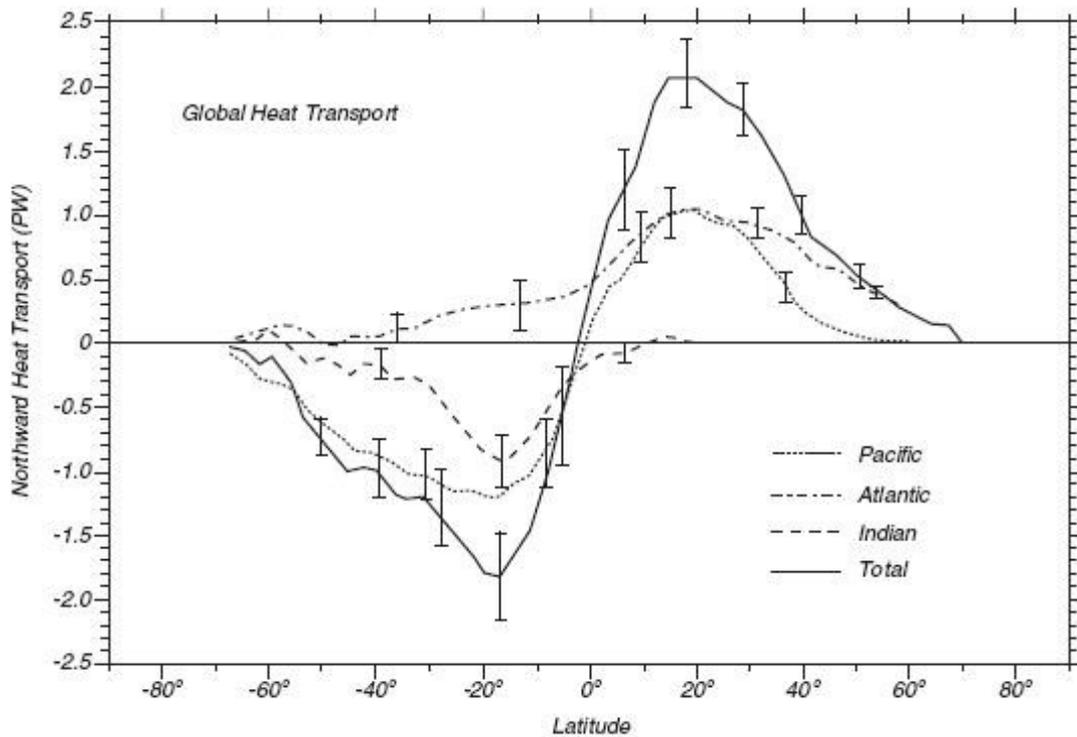


figure 40 –Transport thermique méridional, selon une orientation Nord-Sud, pour chaque océan et transport océanique total. Source : Houghton et al. (1996), [référence \[36\]](#).

COMMENTAIRES : La puissance totale du transfert thermique océanique atteint 2 PW vers les latitudes $\pm 20^\circ$. Pour chaque bassin océanique, les puissances sont d'ailleurs maximales vers ces latitudes, excepté pour l'Atlantique Sud. Ceci laisse à penser que les transferts thermiques se font principalement vers les pôles pour les océans Atlantique Nord, Pacifique, Indien, mais que pour l'Atlantique Sud ils se font vers l'équateur au lieu du pôle sud.

Le transport thermique océanique total est comparable au transport thermique atmosphérique pour les zones océaniques tropicales, et beaucoup plus faible au-delà. Ainsi, Trenberth et Caron (2001, [référence \[37\]](#)) ont montré que l'océan transporte 22% de la chaleur dans l'hémisphère nord au-delà de la latitude 35° et seulement 8% pour l'hémisphère sud. Dans ces zones le transfert thermique est donc surtout assuré par la circulation atmosphérique.

La température véhiculée par le transfert thermique en Atlantique Nord est plus élevée, de 3°C environ, que celle du Pacifique. En outre l'orientation des flux diffère entre l'Atlantique et le Pacifique : pour le Pacifique les flux sont orientés vers les pôles, vers le Nord dans l'hémisphère nord, vers le sud dans l'hémisphère sud, d'où l'allure antisymétrique de la courbe de la figure 40 pour le Pacifique ; en revanche, pour l'Atlantique, les flux sont tous orientés en moyenne vers le nord, comme on vient de le voir plus haut. On explique cette différence entre les deux océans par la circulation thermohaline. Celle-ci est très faible en océan Pacifique (et en océan Indien) : les courants sont essentiellement de type wind-driven. En Atlantique, où la salinité est plus élevée que les autres océans (figure 41), l'existence d'une circulation thermohaline importante (60 Sv environ) est responsable de cellules convectives où l'eau chaude est véhiculée vers le nord près de la surface, cédant sa chaleur à l'atmosphère, puis retourne, plus froide, par le fond vers le sud (NADW) ; de sorte que la circulation thermohaline oriente le transport de chaleur vers le nord.

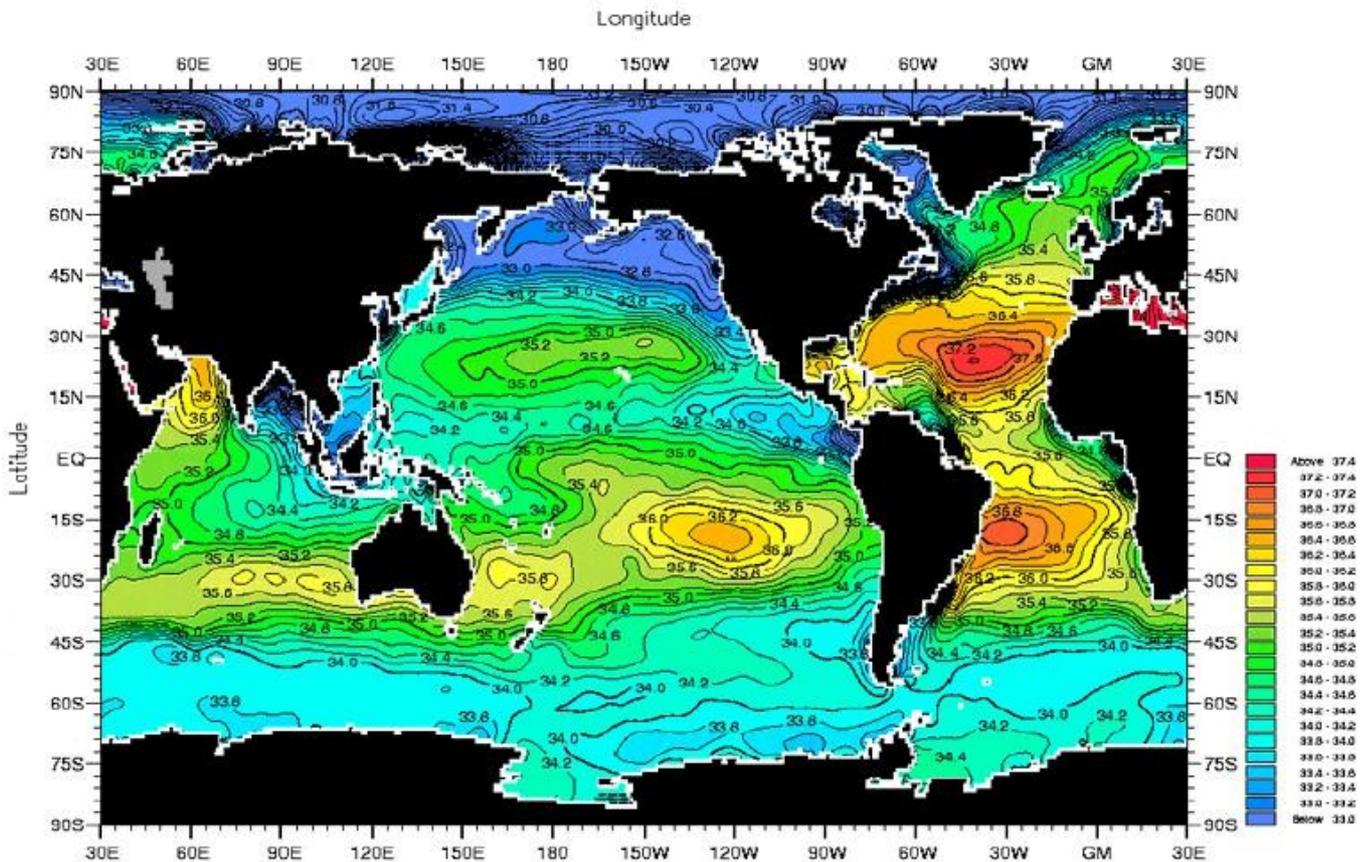


figure 41 – salinité moyenne annuelle dans les couches superficielles des océans (en ppm)
 Source : Pichat et al. (2001)

5 – SCENARIOS SUR LES PRINCIPALES CAUSES ET CONSEQUENCES DU RECHAUFFEMENT CLIMATIQUE

Il n'est pas facile de séparer, dans les scénarios du réchauffement climatique, ce qui en est la cause de ce qui en est la conséquence. En effet, de par la structure en boucles de rétroactions des processus gouvernant le climat global, les processus atmosphériques, océanographiques, écologiques, etc. qui résultent d'une variation de la température moyenne globale de la Terre, deviennent à leur tour les nouvelles conditions initiales pour les processus conduisant à un nouveau changement.

Les outils observationnels et de prévisions numériques sont nombreux mais ne prétendent pas, à chacun de leur niveau, traiter de manière exhaustive et complètement validée l'ensemble des processus d'évolution du climat et ses conséquences.

Dans ce paragraphe, je vais présenter de manière succincte quelques analyses sur les relations pouvant exister entre l'augmentation des concentrations des gaz à effet de serre (GES) et le réchauffement climatique, ainsi que les conséquences diverses auxquelles celui-ci peut aboutir.

Je présenterai d'abord quelques modèles de prévisions climatologiques qui permettent d'étudier les causes, les conséquences et leur bouclage sur le système climatique.

Puis, après avoir dit quelques mots sur les différentes évolutions futures des GES et l'effet d'inertie qui peut exister entre l'arrêt de leur émission et leur persistance dans l'atmosphère, j'examinerai les principaux domaines du système terrestre qui, selon moi, peuvent être affectés par ces conséquences :

- l'impact sur le cycle du carbone, celui-ci affectant à son tour l'équilibre chimique et biologique de la biosphère et de l'hydrosphère ;
- les précipitations, le cycle de l'eau
- la neige, les glaces et les banquises

- la circulation thermohaline
- l'élévation du niveau de la mer

cette liste n'étant évidemment pas exhaustive !

Et je terminerai par quelques considérations sur la prise en compte, ou bien au contraire la contestation, des alarmes relatives au danger du réchauffement climatique.

5.1 - Note sur les modèles de prévision

De nombreux modèles numériques sont conçus pour prédire, avec des précisions très variables, l'évolution du climat lorsqu'on modifie certains paramètres (forçages). Selon leurs facultés à prendre en compte les couplages entre les différents processus atmosphériques, océaniques, radiatifs, biosphériques, etc., on peut les classer en différentes catégories :

- Les modèles d'équilibre énergétique (« energy balance models », EBM). Ils déterminent, dans un schéma global à zéro dimension, c'est-à-dire sans tenir compte des distributions spatiales à la surface de la Terre et au-dessus d'elle, les bilans énergétiques et leurs variations suite au forçage des diverses grandeurs pertinentes. Ce sont les plus « simples ».
- Les modèles radiatifs et convectifs unidimensionnels (« radiative convective models », RCM). Comme leur nom l'indique, ils décrivent les transferts thermiques en tenant compte du rayonnement et des phénomènes convectifs, mais dans une géométrie unidimensionnelle (suivant l'altitude ou suivant une coupe zonale ou méridionale).
- Les modèles dynamiques et statistiques bidimensionnels (« statistical dynamical models », SDM). Ils calculent la distribution des grandeurs thermodynamiques, hydrodynamiques, etc., moyennées à la surface terrestre.
- Les modèles de circulations générales tridimensionnelles (« general circulation models », GCM). Ils tiennent compte de la distribution spatiale (3D) des grandeurs thermodynamiques, chimiques et dynamiques, dans l'atmosphère et les océans ainsi que des couplages entre elles. Ce sont donc des codes de calculs complexes.

Mais aucun de ces modèles ne tient compte des couplages pouvant exister entre la biosphère et l'état thermique et chimique de l'atmosphère et de l'hydrosphère : ils supposent tous que la concentration des gaz à effet de serre (GES) reste inchangée lorsque l'évolution du climat affecte la biosphère (voir le site <http://www.mmu.ac.uk> - ARIC- Manchester Metropolitan University). C'est pourquoi, si l'on veut établir avec précision les effets de l'augmentation des GES sur le climat et les différentes « sphères » (atmosphère, hydrosphère, biosphère...), il est nécessaire de recourir à une cinquième famille de modèles : celle à couplage complet (CGCM, « Coupled General Circulation Models »), en particulier la rétroaction entre le cycle du carbone (et le CO₂) et le climat ([références \[38\] à \[41\]](#)).

Par exemple, mentionnons les modèles couplés de l'IPSL (Institut Pierre Simon de Laplace) et du Hadley Center, couvrant l'évolution du climat et des émissions du dioxyde de carbone sur la période 1860 à 2100, avec prise en compte à la fois du couplage océan-atmosphère (« ocean-atmosphere general circulation model », OAGCM), et du couplage biosphère-atmosphère pour le cycle du carbone, mais avec deux scénarios différents du GIEC (IPCC) : IPCC-SRES-A2 pour l'IPSL qui se base sur une croissance économique et démographique continues et relativement lentes (SRES signifie : Rapport Spécial sur les Scénarios d'Emissions, du GIEC), et IPCC-IS92a pour le Hadley Center ([référence \[41\]](#)). Il a été démontré que les nombreuses rétroactions entre le climat et le cycle du carbone (et plus généralement les GES) déterminent pour une part non négligeable l'évolution du climat, et que, par conséquent, aucun modèle de prévision sérieux ne saurait faire l'économie de la prise en compte de ces rétroactions (voir détails en [référence \[42\]](#)). En tenant compte de la dynamique de la végétation, de la croissance des phytoplanctons et zooplanctons dans les océans, intervenant dans le cycle du carbone, de

la déforestation, de l'occupation des sols, des incendies de forêts, l'IPSL ([référence \[125\]](#)) vient de développer un modèle numérique ORCHIDEE qui intègre le couplage entre les différentes sphères dans l'évolution climatique. Les aérosols, tels les produits dérivés des CFC, dont l'arrêt est en cours suite aux accords internationaux (protocole de Kyoto) n'ont plus besoin d'être pris en compte, la constante de temps de rétablissement de l'équilibre après arrêt étant relativement courte.

De manière générale, les modèles rencontrent des difficultés fondamentales :

- Liées à la méthode de discrétisation des domaines concernés dans le temps et dans l'espace. Cela signifie que pour résoudre les équations décrivant les bilans, les flux et les rétroactions, dans un volume donné (par exemple une partie de l'atmosphère ou de l'océan) et au cours du temps, il faut décomposer ce volume et l'échelle de temps en petites unités où la résolution sera effectuée à partir de celle des unités voisines et des conditions aux limites et initiales. La difficulté réside alors dans la nécessité de construire une décomposition aussi fine que possible pour obtenir des solutions numériques précises et stables. Une décomposition (on dit aussi maillage) trop grossière conduit à des solutions des équations instables qui divergent numériquement lorsqu'on incrémente le pas en temps. Or la taille minimale des mailles est imposée par la nature du problème et des paramètres caractéristiques intervenant dans les équations. Evidemment, une décomposition très fine entraîne un très grand volume de mémoire et une durée de résolution numérique assez importante, donc de travailler sur des ordinateurs scientifiques très puissants, elle est donc très coûteuse.
- La prise en compte des phénomènes biologiques bouclés au climat nécessite d'introduire un grand nombre d'écosystèmes, ce qui complexifie encore plus les équations, les conditions aux limites, les conditions initiales, les flux, et bien sûr le maillage des domaines. Aujourd'hui, l'ordre de grandeur adopté est une ou deux dizaines d'écosystèmes, ce qui reste très naïf au regard de la diversité de la biosphère et de sa dynamique d'évolution.
- L'affinement de la dynamique des océans. On a vu au paragraphe 4.2 les difficultés liées à l'obtention de mesures fines. Or la connaissance précise de cette dynamique est importante pour valider les modèles.
- L'influence de la nébulosité sur l'absorption et la transmission du rayonnement solaire et du rayonnement infrarouge issu de la surface terrestre. On sait la mesurer globalement mais on ne sait pas encore bien prédire comment la composition et la forme des nuages évoluent.
- En outre, la validation d'un modèle ne se limite pas à la confirmation de la température moyenne de surface obtenue à partir des différents forçages tels l'émission des GES. Elle repose aussi sur la confirmation des prévisions concernant la répartition géographique et dans le temps des différentes grandeurs caractéristiques du climat. Ceci, tout simplement, parce qu'il s'avère que le forçage radiatif n'est pas le seul à intervenir dans le changement climatique, mais que d'autres forçages peuvent intervenir, comme par exemple, ceux liés à une différence des processus de transfert d'énergie entre deux régions ou au cours du temps. Un « bon » modèle doit par exemple être capable de prédire si les précipitations vont augmenter, et de combien, en telle région du globe ; ou encore, si la fonte des glaces va s'intensifier, de combien, et si elle va modifier la salinité de l'océan. Or de telles validations ne se contentent pas de travailler uniquement sur des données paléoclimatologiques : elles nécessitent de nombreuses observations sur du moyen terme, et des techniques pour les interpréter. Heureusement, depuis la seconde moitié du 20^{ème} siècle, elles se sont multipliées, notamment grâce aux techniques satellitaires, et aux nombreux programmes et campagnes de mesures des océans et de l'atmosphère.

Pour la modélisation et les études du climat global on peut aussi mentionner :

- Le modèle ARPEGE-Climat de Météo-France, interfacé par le système OASIS du CERFACS ([référence \[127\]](#)) avec le modèle de circulation océanique OPAG de l'IPSL et le modèle de banquise GELATO du CNRM ([référence \[126\]](#)). Le modèle ARPEGE-Climat intègre aussi l'influence des aérosols à base de soufre produits par l'activité humaine ainsi que de l'ozone calculé par le modèle MOBIDIC.
- Le modèle OPA (« Océan PARallélisé ») particulièrement utile pour l'océan.
- Le modèle couplé global du CNRM qui, grâce au système OASIS-2 (du CERFACS, Toulouse), met en interface les deux modèles précédents et le modèle GELATO de la banquise.
- L'amélioration de la prise en compte des changements de la nébulosité par l'IPSL, notamment pour les zones tropicales.
- L'amélioration de la prise en compte du cycle de l'eau dans les couplages du système climatique, en particulier dans la modélisation du transfert par les fleuves, effectuée par le modèle TRIP interfacé avec le modèle couplé du CNRM ci-dessus.
- La prise en compte du gel des sols dans le système climatique, par le LGGE.
- Le modèle de carbone d'origine biologique entrant dans le cycle du carbone couplé au système climatique CASA-SLAVE.
- La prise en compte de la synthèse chlorophyllienne dans le cycle du carbone par le CNRM et l'IPSL (modèle ISBA-A-gs, couplé à ORCHIDEE).
- Le modèle PISCES, qui ne s'intéresse pas au climat global, mais traite avec une bonne précision les écosystèmes marins et leurs rôles dans les cycles biologiques et chimiques de la biosphère ; son interfaçage avec des modèles climatiques est précieux pour mieux prédire le rôle des océans dans le cycle du carbone.
- La prise en compte de l'impact de l'occupation des sols notamment sur le bilan radiatif à travers la modification de l'albédo, par l'IPSL, et le CNRM et le RIVM, interfaçant les modèles avec le modèle IMAGE des changements d'occupation des sols.
- Plus orientées sur la tendance d'évolution des phénomènes extrêmes, des études et des modèles traitent des conséquences du changement climatique sur les cyclones tropicaux et ouragans (CNRM), sur les étés caniculaires (projet GICC-IMFREX, ARPEGE-Climat), etc.
- La mise en commun des données et la portabilité des différents modules logiciels pour une plus grande complétude des différents modèles climatologiques font l'objet d'accords et de partages...
- La campagne POMME sur le cycle du carbone et le rôle des océans dans les échanges d'énergie avec l'atmosphère, entreprise par Météo-France. Cette campagne de mesures a été exploitée moyennant un modèle d'échanges océan-atmosphère, de type pseudo-3D séparant les mouvements océaniques d'origine géostrophique, par nature 3D, et ceux non géostrophiques approchables par un modèle 1D d'échanges verticaux.
- L'amélioration de la prise en compte du couplage entre les océans, l'atmosphère et la

banquise a été possible par l'interfaçage, via OASIS, des modèles ARPEGE-Climat pour l'atmosphère, OPA de l'IPSL pour les océans, GELATO du CNRM pour la banquise, et TRIP de l'Université de Tokyo pour le transfert par les fleuves.

- Grâce au projet européen EUROCS visant à améliorer la prise en compte des nuages dans le calcul du climat, le modèle ARPEGE-Climat a pu également introduire un couplage entre la nébulosité et les processus de l'atmosphère.
- Les processus chimiques dans l'atmosphère, à grande échelle, ont fait l'objet du modèle MOCAGE de Météo-France, qui peut calculer les interactions entre les mouvements dynamiques et les constituants chimiques (pollutions, etc.) de la troposphère et une partie de la stratosphère. Sa décomposition verticale de l'atmosphère en plusieurs dizaines de niveaux lui confère une bonne précision. MOCAGE est interfacé avec ARPEGE et le modèle ALADIN, ce qui lui permet de calculer des prévisions de pollutions et de la qualité de l'air tant en altitude qu'en différents points de la surface. Il est également interfacé avec d'autres modèles : le modèle de chimie atmosphérique CHIMERE de l'IPSL, le système PALM (CERFACS). Le modèle intègre les effets des aérosols.
- Le modèle REPROBUS de Météo-France, couplé à des modèles de chimie hétérogène (aérosols, CFC, etc...) dans la stratosphère contribue à une meilleure compréhension et prévision des processus liés à la variation d'ozone. De manière générale, la prise en compte de la chimie hétérogène atmosphérique est déterminante pour comprendre comment les constituants chimiques affectent les propriétés radiatives des nuages d'altitude, et par conséquent, le bilan énergétique. Les données issues de mesures effectuées dans le cadre de campagnes, comme CLOUDY-COLUMN, évaluant l'impact des aérosols sur le bilan radiatif, permettent d'améliorer et de valider les modèles de couplage chimie-atmosphère, comme dans le programme international PACE.

Ce panorama est loin d'être exhaustif ou actualisé. Il est recommandé de visiter les sites web des organismes traitant des mesures et des modélisations du climat (voir par exemple les [références \[43\] à \[47\]](#), ainsi que les [références \[49\]](#) et [\[50\]](#) sur les modèles utilisés par le GIEC pour son second (1995) et 4^{ème} rapport (2007) d'évaluation. A noter que Météo-France permet de consulter ses données climatologiques en [référence \[48\]](#).

REMARQUE SUR LE GIEC (IPCC) : le GIEC, ou IPCC en anglais, a été créé en 1988 sous l'impulsion de l'Organisation Météorologique Mondiale (OMM) et l'ONU (organisme PNUE). Opérationnellement, il est constitué de trois groupes de travail : le groupe I traite des bases scientifiques de la climatologie, le groupe II des impacts du changement climatique, le groupe III des questions socio-économiques et des recommandations pour agir contre le réchauffement climatique. A ce jour quatre rapports d'évaluation (assessment reports) ont été produits : le premier rapport en 1990, présenté lors de la première conférence de Rio de Janeiro en 1992 ; le second en 1995 ; le troisième en 2001 ; le quatrième en février 2007. Les quatrièmes rapports d'évaluation de chacun des groupes sont consultables sur le site du GIEC ([références \[51\], \[52\], \[53\]](#)).

Pour évaluer le changement futur du climat et ses impacts, à partir des données disponibles et des multiples modèles climatologiques, le GIEC adopte plusieurs scénarios de modes de croissance de la population, de consommation et de production, induisant les causes d'émission de GES et de polluants (voir [référence \[54\]](#)) :

- Le scénario A1 suppose une croissance rapide de l'économie, une population mondiale culminant vers 2050 puis diminuant, et l'emploi de technologies plus respectueuses de l'environnement. Ce scénario envisage différents sous-scénarios : A1FI où la source d'énergie repose encore sur les hydrocarbures, A1T où elle est essentiellement d'origine non fossile, et A1B où les deux types d'énergie sont présentes à part égale.

- Le scénario A2 considère la croissance économique et démographique moins forte et moins homogène que A1, tout en considérant les mêmes sous-scénarios pour la source d'énergie que A1.
- Le scénario B1 suppose une diminution des industries lourdes et un accroissement des industries de service, donc une moindre pollution industrielle, ainsi que le recours systématique au développement durable.
- Le scénario B2 adopte une croissance continue de la population mondiale, mais une croissance moindre de l'économie que pour B1.

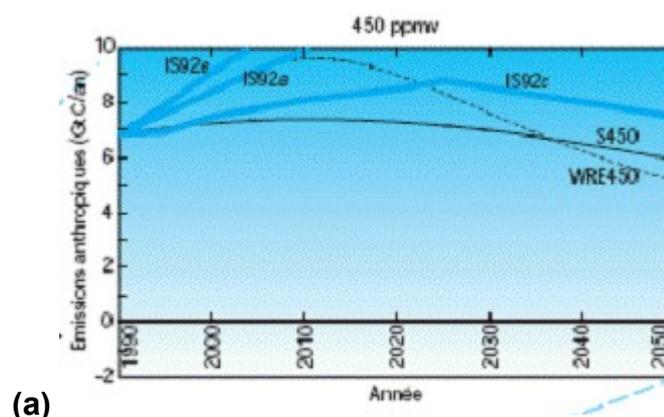
Quelles que soient les prévisions auxquelles aboutissent ces scénarios, le GIEC recommande que l'objectif primordial doit chercher à réduire les gaz à effet de serre.

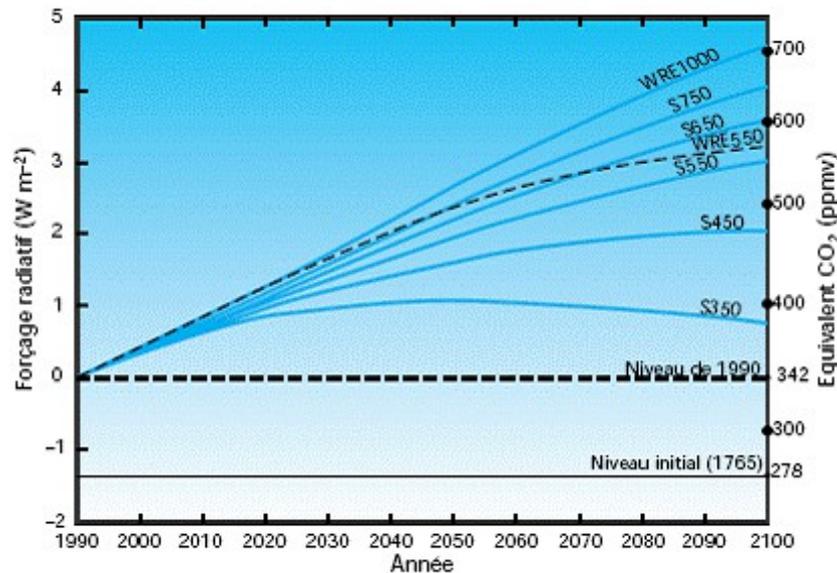
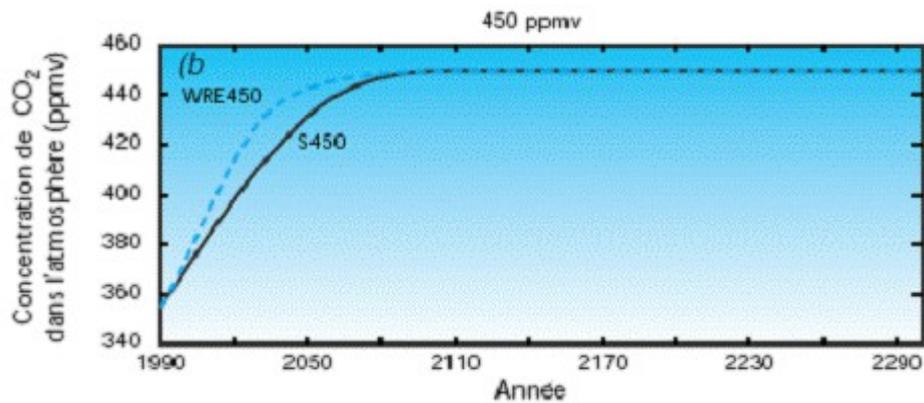
5.2 – Scénarios des évolutions des gaz à effet de serre et de leur impact sur la température terrestre

Il n'est pas envisagé ici de détailler tous les scénarios et les impacts de l'émission des gaz à effet de serre. Les publications à ce sujet sont innombrables ; consulter par exemple les [références \[38\] à \[42\], \[50\] et \[51\], \[55\] à \[58\]](#).

On a vu aux paragraphes 2 et 3 en quoi une augmentation des gaz à effet de serre constitue un forçage positif du bilan radiatif global, induisant un accroissement de la température moyenne globale de surface T_S , et les ordres de grandeur de la sensibilité de l'atmosphère à un accroissement des GES. On a vu également qu'il existe une certaine inertie de la réponse de l'atmosphère face à l'émission, et au contraire aussi face à la cessation, des gaz à effet de serre. Ce n'est ni l'ampleur, ni le délai de l'augmentation des GES qui sont présentés ici (car ils font l'objet de nombreuses études), mais la tendance globale.

Selon, par exemple, la [référence \[59\]](#) du GIEC, il apparaît que, en matière d'inertie dans la réponse du système géobiochimique à l'émission des GES, notamment le CO_2 , même si les émissions devenaient constantes (stabilisation) la concentration des GES dans l'atmosphère continuerait d'augmenter pendant une certaine durée jusqu'à atteindre un niveau stabilisé. Cette durée et ce niveau de stabilisation dans l'atmosphère sont d'autant plus élevés que le niveau de stabilisation des émissions est grand. Pour l'illustrer, des études présentées en [59], ont fait correspondre, à un jeu de plusieurs processus de stabilisation des émissions à différents niveaux, les évolutions de la concentration atmosphérique de dioxyde de carbone. La figure 42 met en vis-à-vis un des scénarios de stabilisation sur la période 1990-2050 des émissions et l'évolution de la concentration atmosphérique au cours du temps, pour un seuil de stabilisation d'émission (en l'occurrence 450 ppm dans l'exemple). Elle donne aussi l'ensemble des évolutions et de stabilisations possibles de la concentration atmosphérique de CO_2 pour tous les scénarios d'émission où les seuils visés de stabilisation vont de 350 ppm (valeur actuelle approximative) à 1000 ppm.





(b)

figure 42 – (a) Exemple de stabilisation de l'émission de CO₂ au niveau fixé à 450 ppm et évolution de sa concentration atmosphérique (période 1990-2050).

(b) Ensemble des évolutions et des stabilisations de la concentration de CO₂ atmosphérique pour tous les scénarios d'émission avec des seuils de stabilisation visés compris entre 350 et 1000 ppm sur la période 1990-2100.

Source : [référence \[59\]](#) GIEC

Qualitativement, à quoi est dû ce retard avec lequel la concentration en CO₂ atmosphérique se stabilise par rapport à la stabilisation de ses émissions anthropiques ?

Les différentes sources de carbone de la planète échangent le dioxyde de carbone avec l'atmosphère, et ces échanges s'effectuent en terme d'un contrebalancement correspondant au cycle du carbone : les océans, la biosphère absorbent et réémettent le CO₂ par différents processus. En revanche, le carbone d'origine anthropique vient en surplus du carbone participant, souvent sous forme de CO₂, aux échanges entre les différents réservoirs (puits ou sources). Par conséquent, le carbone ou le CO₂ d'origine anthropique, n'étant pas éliminé, se redistribue entre les différents réservoirs. Il va donc modifier leurs durées de renouvellement puisque les flux de carbone échangés entre eux sont modifiés par cet apport supplémentaire. Or on sait que le renouvellement du carbone dans les océans s'échelonne sur une durée bien plus grande que pour l'atmosphère : plusieurs siècles pour les océans et quelques années pour l'atmosphère. De même la durée de renouvellement du carbone dans la biosphère (notamment les végétaux) est plus élevée que l'atmosphère : plusieurs années à quelques décennies. Puisque ces réservoirs échangent le carbone avec l'atmosphère, il résulte alors de l'allongement de la durée de renouvellement suite au surplus apporté par le carbone anthropique, que ce surplus va également apparaître dans la concentration atmosphérique,

bien après le moment où l'émission est stabilisée.

Ceci montre, au passage, qu'il n'est pas possible de quantifier l'évolution du carbone atmosphérique par une seule constante de temps (temps de réponse) mais par autant qu'il existe de types de réservoirs avec lesquels l'atmosphère échange. Les différents modèles qui ont conduit aux courbes de la figure 42 en tiennent compte, mais l'utilisation d'une seule constante de temps fournit une tendance qualitative.

Des considérations précédentes il suit que, du fait de la persistance du CO₂ dans l'atmosphère, même lors d'une émission stabilisée, la température moyenne globale s'élève et se stabilisera avec un retard par rapport aux émissions. C'est ce que semblent confirmer les projections du GIEC, tous scénarios confondus (figure 43).

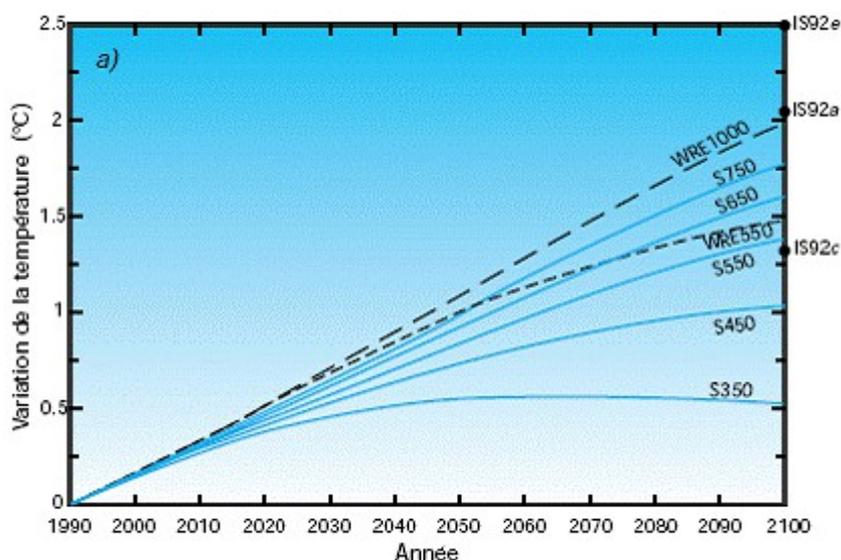


figure 43 - Température moyenne mondiale projetée en cas de stabilisation de la concentration de CO₂ selon divers scénarios de stabilisation des émissions (source : [référence \[59\]](#), GIEC)

On voit ainsi qu'il faudrait que les émissions de CO₂ diminuent et retrouvent leur niveau de 1990 pour que sa concentration atmosphérique se stabilise à 450 ppm et que le réchauffement se stabilise à 2°C, en quelques décennies.

Plus on attend pour stabiliser puis diminuer les émissions de GES, plus le réchauffement se stabilisera tardivement à des niveaux élevés. Cette urgence à stabiliser au plus tôt les émissions était déjà pressentie lors de la Convention-cadre des Nations Unies sur les changements climatiques (CCNUCC) exprimée dans son article 2 (1992) :

“L'objectif ultime de la présente Convention et de tous instruments juridiques connexes que la Conférence des Parties pourrait adopter est de stabiliser, conformément aux dispositions pertinentes de la Convention, les concentrations de gaz à effet de serre dans l'atmosphère à un niveau qui empêche toute perturbation anthropique dangereuse du système climatique. Il conviendra d'atteindre ce niveau dans un délai suffisant pour que les écosystèmes puissent s'adapter naturellement aux changements climatiques, que la production alimentaire ne soit pas menacée et que le développement économique puisse se poursuivre d'une manière durable.”

et semble être de plus en plus confirmée tant par les mesures que les projections. Bien entendu, stabiliser et diminuer l'émission des GES implique de revoir les modes de production et de consommation des énergies et des ressources agroalimentaires (élevages, agriculture, gestion des forêts, etc.), le mode de vie (transports, chauffages, climatisation, gestion des déchets, maîtrise des gaspillages, etc.). Tout ceci a un coût tant financier que politique, voire

social, et c'est ce qui fait encore débat aujourd'hui. Certains politiques et scientifiques jugent ces coûts si élevés pour une période relativement courte (quelques décennies) qu'ils pensent que la question du réchauffement climatique nécessite encore plus de preuves et de certitudes avant de lancer l'ensemble de l'humanité dans une telle révolution. Or la difficulté est que si l'on attend trop longtemps pour avoir des preuves suffisantes, celles-ci s'imposeront d'elles-mêmes à une période où il sera trop tard pour réagir.

Les mesures de température moyenne en différentes zones de la surface terrestre, comme dans la troposphère (par les satellites, les sondes, etc.) montrent une amorce de réchauffement. Il est établi que par rapport à la période 1850-1899, la température moyenne sur la période 1979-2005 a augmenté de $0,76^{\circ}\text{C} \pm 0,19^{\circ}\text{C}$ (voir exemple en figure 44).

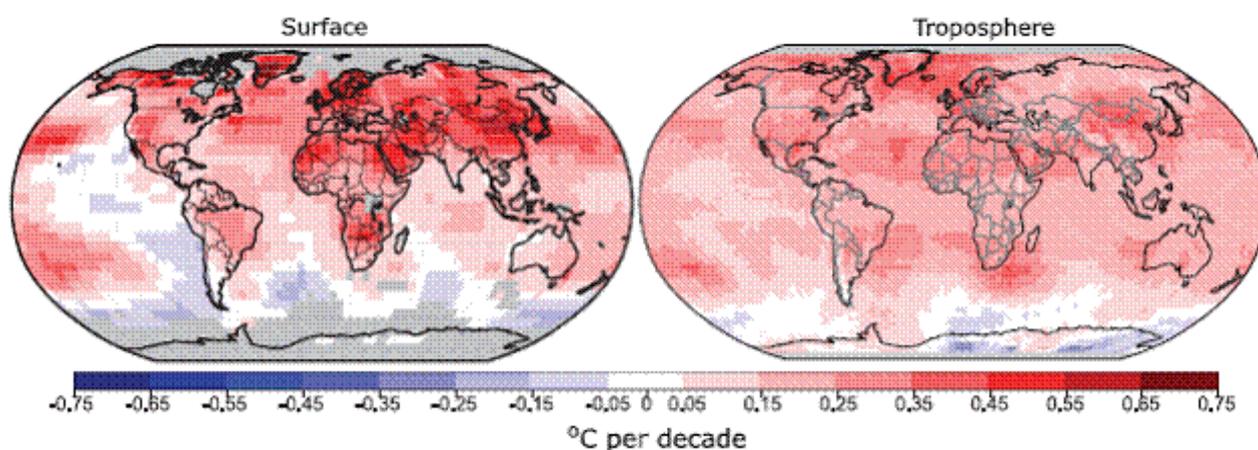


figure 44 – Evolution des températures moyennes sur la période 1979-2005 estimée à la surface et dans la troposphère. (source : [référence \[59\]](#))

Des projections sur le 21^{ème} siècle de la distribution du changement de la température moyenne ont été effectuées par divers modèles. Celles relatées par le GIEC (figure 45) utilisent une fusion des modèles AOGCM (« atmosphere ocean general circulation models » avec couplage) et prévoient que les continents seront plus réchauffés que les océans et que les régions polaires subiront le plus fort réchauffement (pouvant aller jusqu'à $+7,5^{\circ}\text{C}$ selon le scénario le plus pessimiste A2 !). Les projections IPSL aboutissent aux mêmes conclusions et proposent une augmentation moyenne de $+3,5^{\circ}\text{C}$ sur l'ensemble de la planète pour la même période.

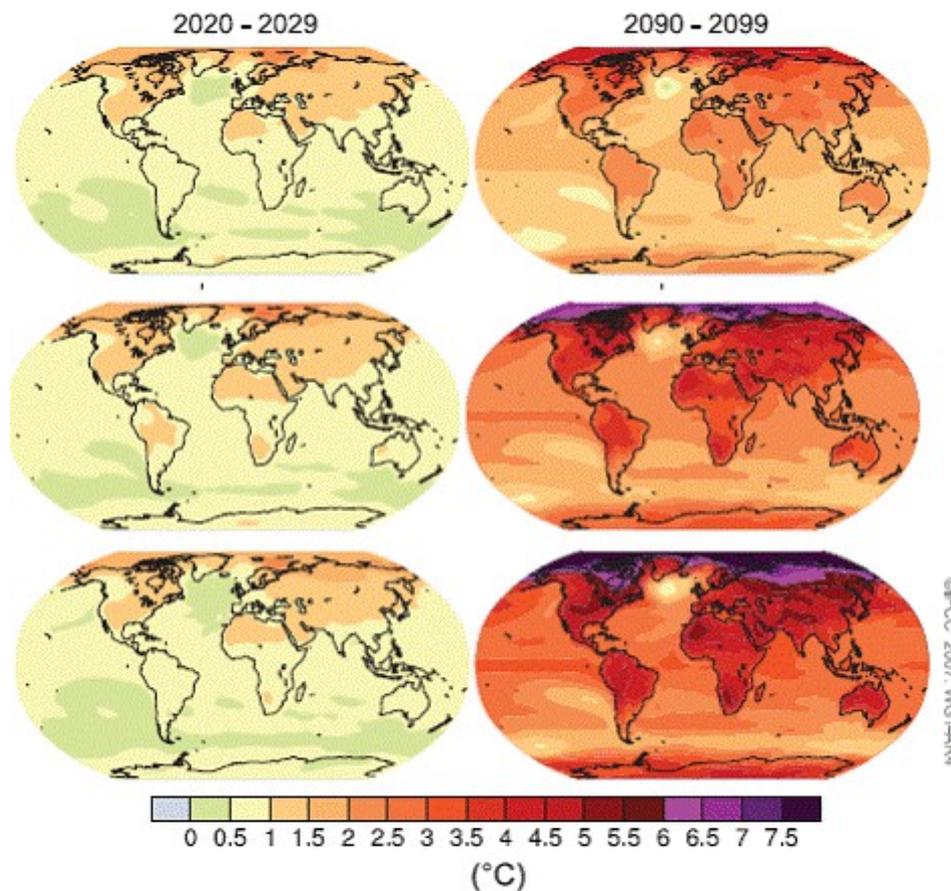


figure 45 – Projections de l'évolution des températures moyennes de surface par rapport à la période 1980-1999, sur les périodes 2020-2029 (à gauche) et 2090-2099 (à droite), selon trois scénarios d'émissions : B1 (en haut), A1B (au milieu) et A2 (en bas). Source : [référence \[59\]](#)

5.3 - Conséquences sur le cycle du carbone

Lectures conseillées sur le problème général du piégeage et du stockage du carbone : références [\[65\]-\[67\]](#), [\[91\]](#) ou [\[93\]](#).

L'IPSL et le Hadley Center ont prévu, par les modèles de couplage atmosphère-cycle du carbone (voir § 5.1 ci-dessus), que le couplage contribue au changement climatique : sans couplage la quantité de CO₂ dans l'atmosphère, donc contribuant à l'effet de serre, serait de 20% inférieure à celle calculée en tenant compte du couplage.

Il est par conséquent important de comprendre les bases des mécanismes de couplage atmosphère-cycle du CO₂, ce que je présente succinctement ici.

Le couplage s'effectue principalement entre les différents réservoirs de carbone (puits et sources) de la biosphère et l'atmosphère. Il y a aussi, évidemment, les sources anthropiques de CO₂ qui, comme on l'a dit au § 5.2, jouent un rôle cumulatif par rapport aux réservoirs biosphériques. L'évolution du carbone échangé, qui fait suite à ce surplus, détermine celle des réservoirs.

Nous savons, certes, que les réservoirs biosphériques échangent une quantité de CO₂ avec l'atmosphère à peu près 10 fois supérieure à celle dues aux émissions anthropiques (combustion des hydrocarbures, charbons, etc.), et l'on serait alors tenté de conclure que la contribution humaine à l'augmentation de l'effet de serre est marginale face à ce que fait la nature. Malheureusement, il n'en est rien : l'échange des flux de CO₂ entre les réservoirs et l'atmosphère conduit en moyenne à un bilan net quasiment nul (équilibre dynamique), là où le

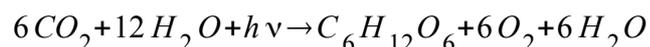
surplus du CO₂ d'origine fossile ne disparaît pas et entraîne un déséquilibre dans les échanges. C'est ce que j'ai dit au § 5.2 ci-dessus. Les échanges du CO₂ d'origine non anthropique sont responsables de la variabilité saisonnière de sa concentration atmosphérique, contrairement aux émissions anthropiques qui, elles, conduisent à une tendance de son augmentation globale à long terme (voir figure 14) : rappelons-nous que cette concentration a augmenté de 17,2% en 42 ans !

En quoi l'augmentation du carbone d'origine anthropique dans l'atmosphère peut-elle modifier les échanges de carbone entre la biosphère et l'atmosphère, pourquoi ce rôle dissymétrique qui peut sembler bizarre de prime abord ? Dit rapidement, parce que un apport supplémentaire de carbone, ou de CO₂ dans l'atmosphère, va faire que les réservoirs ne pourront pas le réabsorber complètement. Ils vont le faire jusqu'à saturation et atteinte des limites des propriétés physicochimiques permettant les réactions : modification du pH, déplacement des réactions, etc. Au-delà des seuils, les puits de carbone ne pourront plus « prendre » de carbone supplémentaire et vont même restituer le surplus dans l'atmosphère, ceci sur des échelles de temps caractéristiques (constantes de temps) différentes selon la nature des réservoirs. Le CO₂ qui restera dans l'atmosphère et qui ne participera pas aux flux d'échanges va contribuer à l'effet de serre et au réchauffement qui agiront en rétroaction sur les réservoirs puisque les réactions biochimiques dépendent entre autres des paramètres thermodynamiques et chimiques de l'atmosphère (température, concentration, humidité, etc.).

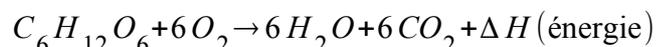
Dans ce qui suit, nous verrons succinctement les deux principaux processus jouant un rôle dans les échanges de CO₂ avec l'atmosphère, et comment l'augmentation du taux de celui-ci dans l'atmosphère et le réchauffement agissent sur eux : il s'agit de la photosynthèse et des échanges avec l'océan.

5.3.1 - Rôle de la photosynthèse et de la respiration végétale dans le cycle du carbone

La photosynthèse est une réaction qui se produit chez les végétaux qui contiennent la chlorophylle. Elle leur permet de produire les éléments chimiques qui leur sont nécessaires à partir de la consommation d'eau et de CO₂ catalysée par l'énergie lumineuse. Elle produit de la matière organique, de l'eau (transpiration) et du dioxygène :



La respiration est la réaction inverse : elle consomme l'oxygène pour transformer la matière organique en énergie en donnant du CO₂ et de l'eau :



La décomposition des végétaux est effectuée par les microorganismes soit par fermentation anaérobie (sans oxygène) soit par décomposition aérobie (avec l'oxygène présent dans les sols). Dans tous les cas elle produit du CO₂ et dégage de la chaleur, en outre la fermentation anaérobie donne aussi du méthane CH₄ (gaz des marais) qui, comme on le sait, est aussi un GES :



Les facteurs qui modifient la photosynthèse sont principalement la température, l'ensoleillement et la concentration du CO₂ atmosphérique.

Sous une concentration trop importante de CO₂, l'ouverture des stomates des plantes diminue, réduisant alors le flux d'humidité vers l'atmosphère ([référence \[60\]](#)). Or une diminution de

l'humidité entraîne une diminution du flux de chaleur latente d'évaporation, puisque ce flux est directement lié à la variation de l'humidité spécifique entre la surface et l'atmosphère (on a déjà vu plus haut, au chapitre 4, une relation semblable lorsque nous avons parlé du flux SL à l'interface océan-atmosphère). Par conséquent le flux de chaleur sensible (conduction thermique) va devenir relativement plus important et va chauffer l'air au voisinage de la surface ([référence \[61\]](#)). Ce mécanisme de forçage du bilan thermique dans la troposphère via la réaction des végétaux à une augmentation du CO₂, s'appelle un « forçage physiologique » ([référence \[62\]](#)). Des études récentes ([référence \[63\]](#)) semblent démontrer le lien pouvant exister entre le forçage physiologique et le bilan hydrologique.

Ce type de réaction est plus une conséquence de l'augmentation du CO₂ que du forçage radiatif, mais dans un deuxième temps, puisqu'elle impacte l'humidité ambiante et favorise une diminution de la vapeur d'eau elle agit sur ce dernier dans le sens d'un forçage négatif. Ce forçage négatif n'a toutefois pas encore fait l'objet d'investigations très poussées.

Notons cependant un autre effet de l'accroissement du CO₂, antagoniste du précédent.

Certaines études suggèrent que cet accroissement induit une meilleure fertilisation des sols qui va dans le sens d'une intensification de la photosynthèse, et donc d'une extension des couvertures végétales qui compenserait en partie les déforestations. Mais si tel était le cas, une extension de la couverture végétale contribuerait à réduire l'albédo (surfaces sombres plus nombreuses), ce qui compenserait la diminution d'albédo due à la déforestation. Ces effets n'ont pas encore reçu de confirmation.

5.3.2 - Rôle des océans dans le cycle du carbone

Voir plus de détails par exemple en [référence \[51\]](#) chapitre 5.4.

L'océan est le puits de carbone le plus important de la surface terrestre : la quantité de carbone dissoute dans l'eau est 20 fois plus grande que celle emmagasinée dans les sols et 50 fois plus grande que celle de l'atmosphère. L'océan est un puits à carbone par deux processus de « pompe », qui dépendent de la température et du pH de l'eau :

- la **pompe physique** est liée à la solubilité du CO₂ dans l'eau et aux effets de différence de densité,
- la **pompe biologique** est liée d'une part aux processus de photosynthèse dans l'eau (pompe « organique ») et, d'autre part, au processus de sédimentation par laquelle les carbonates seront stockés (pompe « carbonate »).

Le piégeage du carbone par la pompe biologique est beaucoup plus important que par la pompe physique (ratios : $\frac{3}{4}$ et $\frac{1}{4}$ respectivement). Mais dans les deux cas, le carbone piégé séjourne longtemps dans le fond et remonte à la surface et s'échange avec l'atmosphère à l'occasion des upwellings équatoriaux et de la circulation thermohaline. L'océan piège le carbone atmosphérique beaucoup plus lentement que le taux d'augmentation de celui-ci : c'est pourquoi l'océan ne permettra pas d'absorber dans des délais relativement courts l'excès de CO₂ contenu dans l'atmosphère et contribuant à l'effet de serre, même si celui-ci se stabilise.

Voici décrits ci-après ces deux mécanismes de pompe et les facteurs qui l'influencent.

Pompe physique :

La quantité de gaz CO₂ dissoute dans l'eau de mer dépend de la pression partielle P_{CO₂} de ce gaz dans l'air, conformément à la **loi de Henry** (voir [article sur la dissolution](#)) :

$$X_{CO_2} = \frac{P_{CO_2}}{K(T)}$$

où X_{CO_2} est la fraction molaire du gaz dissout, et $K(T)$ la constante de Henry, qui augmente lorsque la température T augmente : donc à pression fixée, la solubilité diminue lorsque la température augmente. Mais la pression partielle de CO_2 suit la **loi de Dalton** : elle est proportionnelle à la fraction molaire du CO_2 dans l'air, $X^*_{CO_2}$ et à la pression atmosphérique P :

$$P_{CO_2} = X^*_{CO_2} P$$

Donc, la solubilité du CO_2 dans l'eau est d'autant plus importante que la concentration de CO_2 dans l'atmosphère est élevée. Il s'ensuit que lorsque cette dernière augmente jusqu'à un certain seuil, le CO_2 dissout dans l'eau va atteindre une valeur de saturation au-delà de laquelle l'océan ne pourra plus absorber de gaz supplémentaire.

Tant que l'océan peut dissoudre le dioxyde de carbone, la partie qui en est chargée s'alourdit et coule au fond : ainsi le CO_2 dissout séjourne dans les couches profondes tant qu'il ne rejoint pas la surface par les upwellings et la circulation thermohaline. Arrivée près de la surface, plus chaude, l'eau chargée en CO_2 dégaze (car la solubilité diminue aux températures plus élevées) et le CO_2 est rejeté dans l'atmosphère.

La concentration moyenne du CO_2 dissout dans les océans varie entre 2 et 3 grammes par litre d'eau de mer.

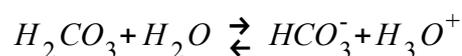
Quelles transformations chimiques le CO_2 dissout subit-il dans l'eau de mer ?

Il participe à une succession de réactions de dissociation et de sédimentation :

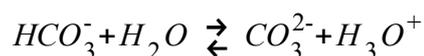
Le dioxyde de carbone dissout dans l'eau réagit avec celle-ci pour donner l'acide carbonique :



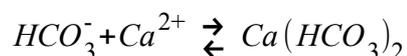
puis l'acide carbonique réagit avec l'eau pour donner l'ion hydrogénocarbonate, libérant l'ion hydronium qui augmente le pH de l'eau de mer :



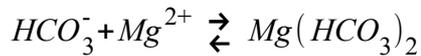
et l'ion hydrogénocarbonate réagit avec l'eau pour donner l'ion carbonate et l'ion hydronium qui accroît encore le pH (voir [article sur l'acidité](#)) :



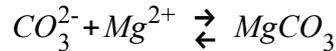
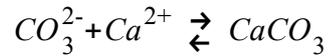
Mais dans les océans il y a du calcium marin d'origines diverses (déchets organiques, squelettes des poissons et crustacés, roches, coraux, etc.) et l'ion carbonate va réagir avec lui, pour donner l'hydrogénocarbonate de calcium (voir [article sur le calcium et l'eau de chaux](#)):



L'ion carbonate réagit aussi avec le magnésium qui compose le sel de mer pour donner l'hydrogénocarbonate de magnésium :



et parallèlement les ions carbonate réagissent avec le calcium et le magnésium pour donner respectivement le calcaire (voir article sur la [chimie du calcium](#)) et la magnésite :



Toutes ces réactions de dissociation et de sédimentation (réactions avec le calcium et le magnésium) sont des équilibres chimiques. Cet équilibre se déplace vers la gauche, c'est-à-dire réduit la quantité de CO₂ dissout, lorsque le pH diminue : autrement dit, lorsque l'eau est plus acide que basique, le CO₂ est moins dissout et donc est dégazé vers l'atmosphère. Une eau de mer de pH plus faible (acide) agit comme une source de CO₂. A l'inverse, une eau de mer de pH plus élevé (basique) agit comme un puits. Or on vient de voir que plus le CO₂ est dissout plus le pH augmente, ce qui limite donc sa dissolution à un maximum. Au-delà de ce maximum, l'océan ne peut plus agir comme un puits de dioxyde de carbone, et le surplus subsistera dans l'atmosphère et contribuera à l'effet de serre.

Aujourd'hui, le pH des océans vaut en moyenne 8 ou 9 : l'eau de mer est plutôt basique et donc dissout le CO₂. L'océan Pacifique est plus basique que l'océan Atlantique et donc constitue un puits de CO₂.

Pompe biologique :

- Par photosynthèse (pompe organique) : le CO₂ est consommé par la photosynthèse dans les zones superficielles des océans, laissant la place à du CO₂ d'origine atmosphérique pour être dissout. Ainsi par la photosynthèse l'océan agit comme un puits à carbone.
- Par sédimentation des déchets organiques (pompe carbonate) : comme on vient de le voir ci-dessus, le calcaire et la magnésite formés sont transportés vers le fond (par gravité) tandis qu'une partie du carbone contenu dans les déchets organiques est libérée dans l'eau sous forme de dioxyde de carbone. La fraction molaire de CO₂ augmente et, conformément à la **loi de Le Chatelier**, cette augmentation va déplacer la réaction dans le sens de l'affaiblissement de la dissolution : il en résulte que le CO₂ non dissout va dégazer et être transféré vers l'atmosphère. Ainsi, par la pompe carbonate, l'océan agit comme une source de CO₂, cet effet est antagoniste de la pompe organique. Ainsi a-t-on :



Selon la prédominance d'une pompe sur l'autre, les échanges de CO₂ entre l'océan et l'atmosphère changent (voir figure 46). Or le plancton joue un rôle fondamental tant dans la pompe organique que la pompe carbonate. Et comme il se nourrit des nutriments qui sont transportés par les circulations thermohaline et les upwellings, une perturbation de ceux-ci engendrera une modification de la répartition des populations du plancton et donc le bilan des pompes biologiques. De manière globale, et qualitativement, une diminution du plancton favorisera le rôle de source à CO₂ pour l'océan.

Or les observations montrent une diminution du phytoplancton, correspondant à un

rétrécissement en moyenne pour l'ensemble des océans sur 20 années de 6 cm de l'épaisseur de la couche où séjournent ces planctons. Il est également établi que le pH moyen des océans est en train de diminuer, à raison de 0,02 par décade (ce qui va dans le sens d'une source de carbone) et que, corrélativement, le pCO₂ (concentration de CO₂) augmente (figure 46).

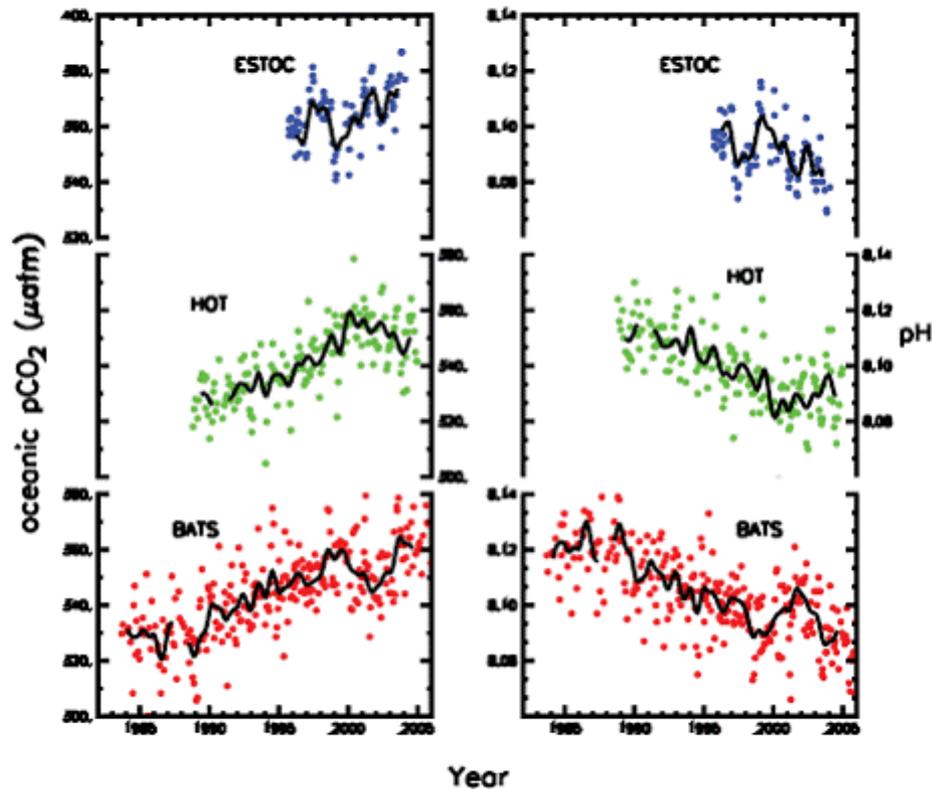


figure 46 – Evolution du pCO₂ et du pH des océans de 1985 à 2005 mesurée depuis plusieurs stations et selon différentes méthodes (source : [référence \[59\]](#))

Quelles seraient les conséquences du réchauffement climatique sur les pompes océaniques du carbone ?

- On a vu précédemment (paragraphe 5.2) que la température augmentera probablement plus aux hautes latitudes qu'aux latitudes tropicales. Par conséquent la différence de température se réduisant entre ces zones, la circulation océanique d'origine convective ralentira ce qui aura pour effet de réduire le transfert du carbone des zones chaudes aux zones froides où le CO₂ se dissout mieux : ainsi la pompe physique agira moins.
- L'apport d'eau douce dans les océans, dû à la fonte des glaces continentales et à l'intensification des précipitations sur les océans, contribuera à ralentir la circulation thermohaline puisque les gradients de salinité se réduiront. Il s'ensuit que les transferts de carbone entre la surface et le fond se réduiront.
- La réduction de la circulation océanique impactera le brassage des nutriments nécessaires aux planctons : la population de ceux-ci diminuera et, comme on l'a vu, cela réduira le piégeage du CO₂ dans l'océan.

Quelles seraient les conséquences d'une augmentation de la concentration atmosphérique du CO₂ ?

- Comme on l'a vu, elle impliquerait une augmentation du CO₂ dissout jusqu'à saturation au-delà de laquelle aucun surplus ne pourrait plus être dissout et subsisterait dans

l'atmosphère.

- Le taux de CO₂ dissout augmentant dans un premier temps, il y aura une plus grande quantité d'acide carbonique dans l'eau ce qui diminuera le pH (océans plus acides) et limitera les réactions de dissociation.

De façon générale on peut donc s'attendre à ce que l'augmentation des GES dans l'atmosphère conduise à une diminution de la capacité de piégeage du CO₂ par les océans.

Déjà, les simulations, comme celles conduites en [référence \[64\]](#), estiment une réduction maximale de 16% de l'absorption du CO₂ par les océans entre 2000 et 2100 !

5.4 - Conséquences sur les précipitations et le cycle de l'eau

5.4.1 – Evolution du niveau moyen des précipitations

Le changement des précipitations à la surface de la Terre sera une conséquence du changement de l'humidité atmosphérique qu'induirait le réchauffement. On a vu au paragraphe 3.3.3.2 qu'une augmentation de la température moyenne globale de surface entraînera une augmentation de l'humidité atmosphérique du fait de l'intensification de l'évaporation, quoique celle-ci soit inégalement répartie. Cette prévision qualitative semble confirmée quantitativement par certaines études (Trenberth et al., [références \[94\]-\[96\]](#)).

Les observations satellitaires (SSM/I) de la répartition de la vapeur d'eau dans la troposphère sur la période 1988-2005 montrent une tendance à l'augmentation de sa concentration moyenne au-dessus de l'ensemble des océans ($1,2 \pm 0,3$ % par décennie) ([référence \[51\]](#) chapitre 9). Des simulations effectuées à l'aide du modèle atmosphérique AM2-LM2 du GFDL (Geophysical Fluid Dynamics Laboratory) permettent de retrouver avec une parfaite concordance les valeurs mesurées, en utilisant les valeurs de températures de surface mesurées sur cette même période (qui, comme on l'a vu, a également augmenté). Ceci a donc validé la corrélation entre le réchauffement et l'augmentation de la quantité moyenne de vapeur d'eau atmosphérique.

Nous savons que l'émission des GES d'origine anthropique renforce l'effet de serre et conduit à une augmentation de la température moyenne globale de surface (paragraphe 2 et 3), et que cette augmentation, selon les scénarios d'émission, oscille d'ici 2100 entre 1,1 et 6,5 °C. Or une augmentation de la température de l'air au-dessus de la surface entraîne une augmentation de l'humidité atmosphérique, c'est-à-dire plus de vapeur d'eau dans la troposphère, comme le prévoit l'équation de Clausius-Clapeyron (voir article [« humidité atmosphérique, nuages et précipitations »](#) et [articles sur l'eau](#) et les [changements d'état](#)) : toujours selon les scénarios d'émission, cette augmentation représente une sensibilité d'environ 6 à 7% pour chaque 1°C de réchauffement, et ira dans le sens d'un renforcement de l'effet de serre (la vapeur d'eau est un gaz à effet de serre).

On devrait donc s'attendre à une intensification du même ordre des précipitations. Il n'en est rien : bien que les observations montrent une tendance à l'augmentation des précipitations au niveau global, et que les modèles prédisent qu'elle continuera au 21^{ème} siècle, cette augmentation s'effectue beaucoup plus lentement que celle prévue, ou déjà constatée, de la quantité de vapeur d'eau atmosphérique. Cette augmentation, en effet, est d'une sensibilité d'environ 1,5% pour chaque 1°C de réchauffement global. En ce qui concerne l'évolution des précipitations au niveau global planétaire, les projections du GIEC, s'appuyant sur plusieurs modèles, prévoient pour le 21^{ème} siècle une augmentation moyenne de 2,5 % par rapport aux données 1979-1999.

En outre, il n'est pas exclu, comme on le verra rapidement plus bas, que les précipitations connaissent une intensification des régimes extrêmes, même si l'augmentation moyenne reste relativement peu marquée, et que, par conséquent, les régimes normaux aillent en s'affaiblissant.

Pourquoi cet écart entre l'évolution des précipitations et celle de la concentration atmosphérique de vapeur d'eau ? Cela résulte du fait que l'humidité n'est pas le seul facteur

des précipitations : celles-ci dépendent aussi des contraintes liées au bilan énergétique dans la troposphère. Ainsi, le rapport qui peut exister entre l'intensification de la vapeur d'eau atmosphérique et l'intensification moyenne des précipitations n'est pas automatique. Dans ce qui suit, essayons de le comprendre.

En effet, la vapeur d'eau transférée dans la troposphère se condense, et la chaleur latente de condensation conduit au réchauffement de la troposphère puisque la vapeur d'eau cède de l'énergie pour se condenser. Or, du fait de l'équilibre thermique de la troposphère, celle-ci compense, par rayonnement thermique, la chaleur reçue pour la condensation ([référence \[97\]](#)). Tant qu'il y a équilibre thermodynamique, il s'ensuit que tout réchauffement de la troposphère entraîne d'autant une compensation par le rayonnement thermique émis, donc augmente le taux de refroidissement favorisant la condensation donc les précipitations. Le taux de refroidissement est la diminution de température par unité de temps dT/dt , il est directement lié au gradient des flux de rayonnement Q (en W/m^2) entre une couche de la troposphère :

$$\frac{dT}{dt} = - \frac{g}{C_p} \frac{\partial Q}{\partial P}$$

où g est l'accélération de la pesanteur, C_p la chaleur spécifique pour une pression donnée, P la pression qui est directement liée à l'altitude z conformément au théorème fondamentale de la statique des fluides, $Q = Q^+ - Q^-$ est le flux net c'est-à-dire la différence des flux de rayonnement au-dessus et au-dessous de la couche d'épaisseur dz . Cette définition du taux de refroidissement s'obtient immédiatement en écrivant l'égalité de la quantité de chaleur échangée et de l'énergie transportée par le flux de rayonnement pour la masse de troposphère d'épaisseur dz . De nombreux modèles ont été développés pour déterminer le flux Q et par conséquent le taux de refroidissement (voir par exemple [référence \[98\]](#)).

Si ce rayonnement thermique émis est perturbé, piégé par exemple à cause d'un apport supplémentaire de GES (tel le CO_2), cet équilibre est rompu et la condensation diminue, conduisant à une réduction des précipitations.

Or il a été observé depuis 1950 une tendance vers l'augmentation moyenne des précipitations pour la surface terrestre globale, d'un gain de l'ordre de 1,1 mm d'eau par décennie. Par ailleurs, la concentration moyenne des gaz à effet de serre dans la troposphère a augmenté depuis le début de l'ère industrielle (figure 15), comme on l'a déjà dit ([références \[6\] et \[99\]](#)), et la température moyenne globale de surface a également augmenté (figure 47), comme on pouvait s'y attendre de prime abord (IPCC assessment report 3 du groupe de travail 1, [référence \[100\]](#)).

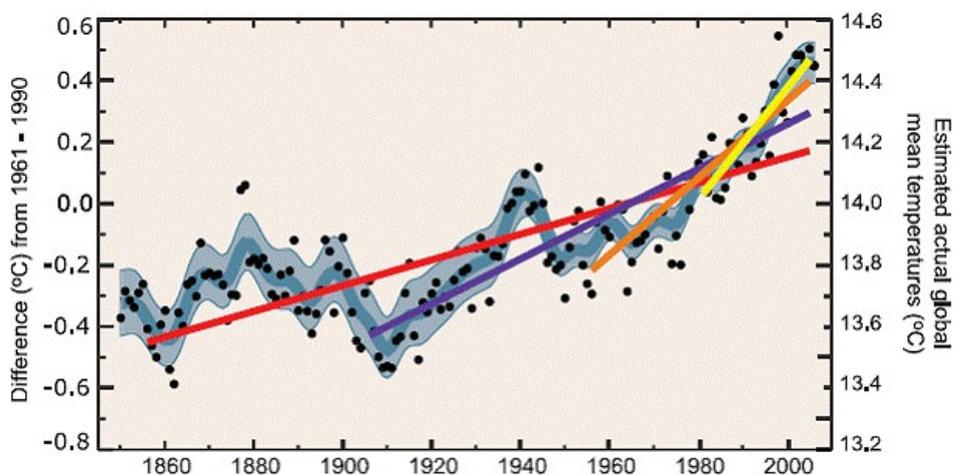


figure 47 – Evolution de la température moyenne de surface entre 1850 et 2003. Les tendances sont montrées par les droites de régression linéaire passant par les points de mesure pour différentes tranches de périodes. (Source : [référence \[50\]](#))

Etant donné le rôle antagoniste du CO₂ sur les précipitations, l'augmentation moyenne de celles-ci ne peut qu'être le résultat d'un forçage sur le rayonnement courte longueur d'onde. On entend par ce type de forçage celui dû principalement aux aérosols dans l'atmosphère. Il est de « courte » longueur d'onde parce qu'il affecte non pas le spectre du rayonnement infrarouge, comme dans l'effet de serre, mais le domaine visible ou proche du visible. Il ne joue aucun rôle dans le taux de refroidissement bien qu'il modifie la température de la troposphère. Des études théoriques prévoient que la sensibilité des réponses des précipitations est plus importante vis-à-vis des aérosols que des gaz à effet de serre (voir par exemple [références \[101\]-\[104\]](#)). Des observations vont dans le sens de cette conclusion pour ce qui concerne les variations pluviométriques suite à l'intensification des aérosols émis par les éruptions volcaniques ([références \[107\] et \[108\]](#)).

Pour comprendre le rôle des aérosols dans le processus de formation des précipitations il est nécessaire de recourir aux théories microphysique des nuages. Une littérature abondante existe à ce sujet qui fait encore l'objet de nombreuses recherches (voir par exemple [référence \[109\]](#)). De façon très résumée :

- Au départ, les gouttelettes et les cristaux de glace, en provenance de la vapeur d'eau présente en altitude suite à l'évaporation, sont formés par le phénomène de nucléation (voir [article sur les états de l'eau](#)): celle-ci nécessite la présence d'aérosols hydrophiles (réagissant préférentiellement avec l'eau). Les paramètres déterminants sont d'une part la concentration des aérosols hydrophiles, et d'autre part la sursaturation, celle-ci dépendant de la vitesse ascensionnelle de la vapeur d'eau dans le nuage.
- Ces particules vont grossir par condensation de la vapeur d'eau sur elles. Sous l'effet de la pesanteur, elles tombent. Si elles avaient toutes la même vitesse de chute, et donc la même taille (puisque la résistance de l'air intervient), elles ne se rencontreraient jamais et aucune collision n'aurait lieu. Par contre, si elles ont des tailles différentes, les collisions se produisent et les gouttelettes vont fusionner par coalescence et grossir pour donner des gouttes : c'est le phénomène d'autoconversion. Si leurs tailles sont insuffisantes, elles ne peuvent pas quitter le nuage et tomber sur le sol. Il existe une taille critique au-delà de laquelle ces gouttes peuvent donner une précipitation. Prévue dès 1969, elle a été déterminée seulement en 2003 et vaut environ 10 µm. La taille moyenne des gouttelettes des nuages varie entre 3 et 20 µm, tandis que celle des gouttes de pluie est de l'ordre de 100 µm à 1 mm (mais pas au-delà car la goutte devient hydrodynamiquement instable).
- Lorsque la taille critique est atteinte, les gouttes tombent et les gouttelettes rencontrées dans le nuage s'associent à elles par phénomène d'accrétion.
- La formation d'une goutte de pluie nécessite un très grand nombre de gouttelettes de nuage : le rapport varie entre une pour 100 et une pour 10 millions !
- S'agissant de la phase solide de l'eau (cristaux de glace), deux types de formation ont lieu : par nucléation hétérogène et par nucléation homogène. Dans la nucléation homogène, un aérosol chargé d'humidité croît par suite du dépôt de la vapeur d'eau ambiante. Dans la nucléation hétérogène, une gouttelette d'eau liquide congèle sous l'action d'une particule solide jouant le rôle de noyau de congélation : ce rôle est joué par les aérosols.
- Par processus d'autoconversion, les cristaux de glace ainsi formés vont grossir et atteindre une taille critique où ils peuvent donner des flocons de neige.

- Les nuages contiennent souvent simultanément les deux phases : liquide (gouttelettes) et solide (cristaux de glace). On les appelle « nuages mixtes ». Au-dessous de l'altitude correspondant à l'isotherme 0°C, les nuages sont constitués uniquement des gouttelettes liquides, au-dessus de cette altitude, et jusqu'à l'isotherme -40°C, ils sont mixtes (au-delà de l'isotherme -40°C ils sont entièrement constitués de glace c'est la température limite où l'eau peut être maintenue en état de surfusion, cf. [article sur l'eau](#)).

Dans un nuage mixte les gouttelettes et les cristaux entrent en collision en donnant des particules givrées avec formation de cristaux dits secondaires (**processus de Hallett-Mossop**). On montre que, par **effet Bergeron-Findeisen**, les cristaux de glace se forment alors plus facilement et grossissent plus vite que les gouttelettes.

A partir de ces explications, on peut comprendre les effets des aérosols sur les précipitations et le bilan radiatif. Ils sont de deux types : directs et indirects.

- Effets directs : ils consistent à une modification de l'albédo par diffusion et absorption du rayonnement visible solaire incident par les particules elles-mêmes.
- Effets indirects : ils consistent à une modification des processus microphysiques dans les nuages. La durée de vie, l'épaisseur et les propriétés physicochimiques des nuages, et par conséquent leurs réponses aux rayonnements solaire et infrarouge, dépendent de la nature et de la concentration des aérosols.

On a déjà vu que le processus de condensation ou de congélation de l'eau sous l'action des aérosols fournit de la chaleur latente au nuage et à la troposphère, ce qui modifie son bilan énergétique. Un nuage diffuse le rayonnement dans le visible, contribuant ainsi à l'augmentation de l'albédo, laquelle, comme on l'a vu aux paragraphes 2 et 3, va dans le sens de l'effet parasol. En revanche, il absorbe le rayonnement infrarouge en provenance de la surface terrestre, contribuant ainsi à l'effet de serre.

On a déjà dit que le bilan net entre l'effet parasol et l'effet de serre est à l'avantage de l'effet parasol aux zones inférieures des nuages, ou pour les nuages bas, et à l'avantage de l'effet de serre pour les nuages d'altitude (cirrus...). Et on a vu aussi que, ramené à l'ensemble de la couverture nuageuse, qui représente 50 à 60% de la surface terrestre, le bilan net est à l'avantage de l'effet parasol, donc en opposition de l'effet de serre.

Pour des régions de la surface terrestre, le climat local est influencé, en partie, par les précipitations et la température locales, donc par la nature et la persistance des nuages situés au-dessus d'elles. Les nuages qui donnent facilement des précipitations durent moins longtemps que ceux qui conservent des gouttelettes ou des gouttes qui ne précipitent pas : ils auront donc une contribution très limitée sur le rayonnement. Or, on l'a vu, pour qu'il y ait nuage il faut qu'il y ait formation de gouttelettes, laquelle est d'autant plus intense que la concentration en aérosols est grande. A volume de vapeur d'eau fixé, une augmentation de la concentration en aérosols conduit à la formation d'un nuage constitué de gouttelettes très petites.

Ceci conduit alors à deux effets ([références \[110\] et \[111\]](#)), confirmés par de nombreuses mesures:

- d'une part, les gouttelettes étant insuffisamment grosses pour tomber, le processus d'autoconversion n'est pas favorisé et le nuage ne donnera pas de pluie, par conséquent il durera plus longtemps ;
- d'autre part, les petites particules diffusant plus la lumière que les grosses, le nuage constitué de très petites gouttelettes aura un albédo plus grand.

Donc l'albédo est favorisé par des nuages de grande durée de vie, lesquels sont formés dans un volume de la troposphère relativement pauvre en vapeur d'eau mais riche en aérosols.

De façon générale, les effets indirects des aérosols, sur des échelles petites et moyennes de la troposphère, sont encore incomplètement compris et font l'objet de recherches, comme l'a constaté le GIEC. Leur compréhension est de grande importance

dans la prédiction des distributions des précipitations et des températures moyennes à la surface de la Terre.

Si les précipitations, aux grandes échelles, sont sensibles principalement aux aérosols, en revanche leurs distributions géographiques le sont aux gaz à effet de serre. Les observations couvrant la période 1979-1999 montrent une distribution très hétérogène des précipitations : elles sont plus élevées aux zones équatoriales et aux hautes latitudes, et relativement plus faibles aux zones subtropicales et tropicales. Cette distribution est retrouvée avec une bonne concordance par les modèles qui intègrent le transport horizontal de la vapeur d'eau des zones tropicales vers les autres zones par suite de l'accroissement des GES, comme semblent le prévoir certaines études ([références \[112\]-\[116\]](#)). Voir figure 48.

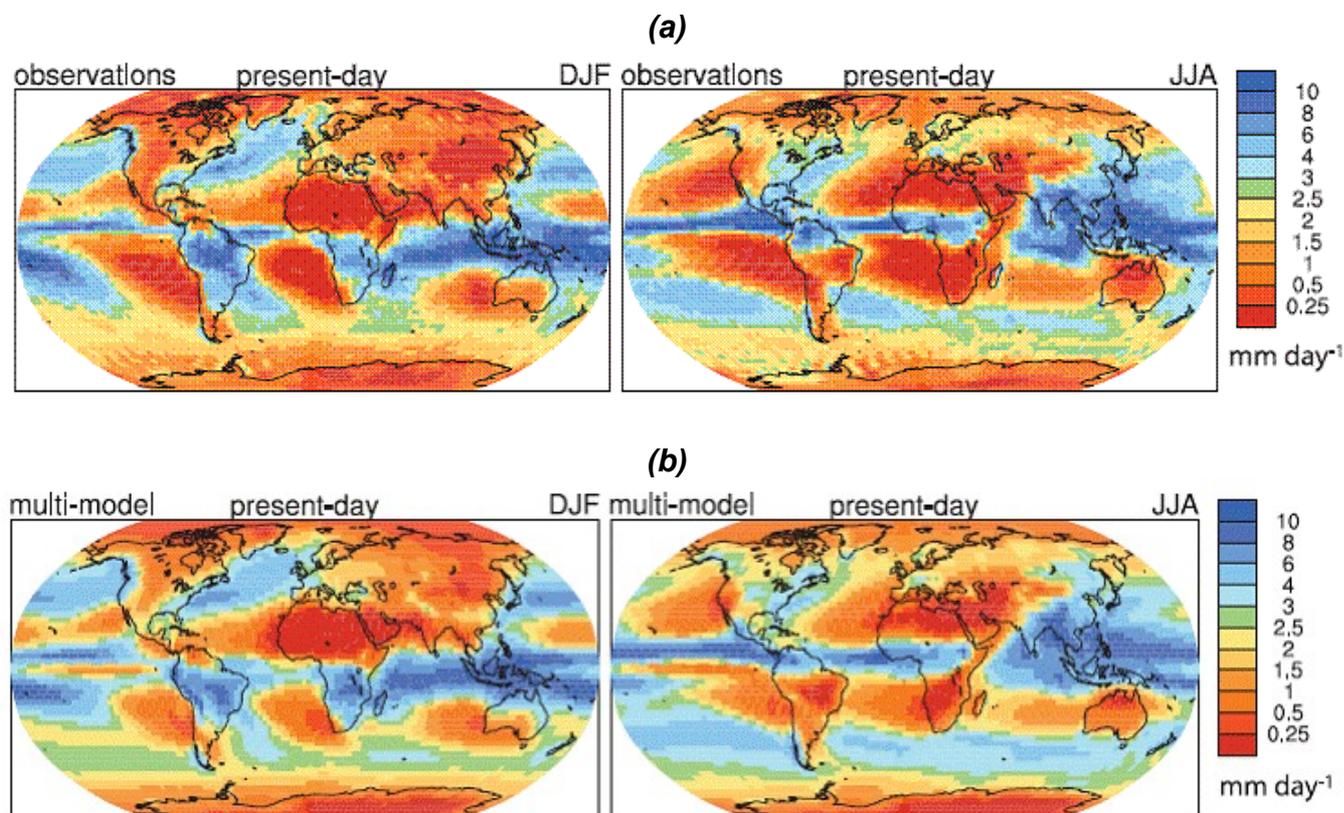


figure 48 – Répartition géographique des précipitations moyennes saisonnières de décembre à février (DJF) et de juin à août (JJA) pour la période 1979-1999
(a) issues des observations, (b) calculées par les modèles
(Source : [référence \[50\]](#))

Cette tendance est confirmée théoriquement dans les projections du 21^{ème} siècle (figure 49), ce qui laisse entrevoir que les précipitations sur des zones subtropicales, comme le Sahel, déjà confrontées au problème de la sécheresse, vont encore plus diminuer. L'origine anthropique de ce changement ne fait pas de doute si l'on considère que, pour les périodes d'observation, la prise en compte dans les modèles des aérosols d'origine volcanique n'a induit aucune évolution significative des répartitions et a continué de donner des résultats cohérents avec ceux issus des observations.

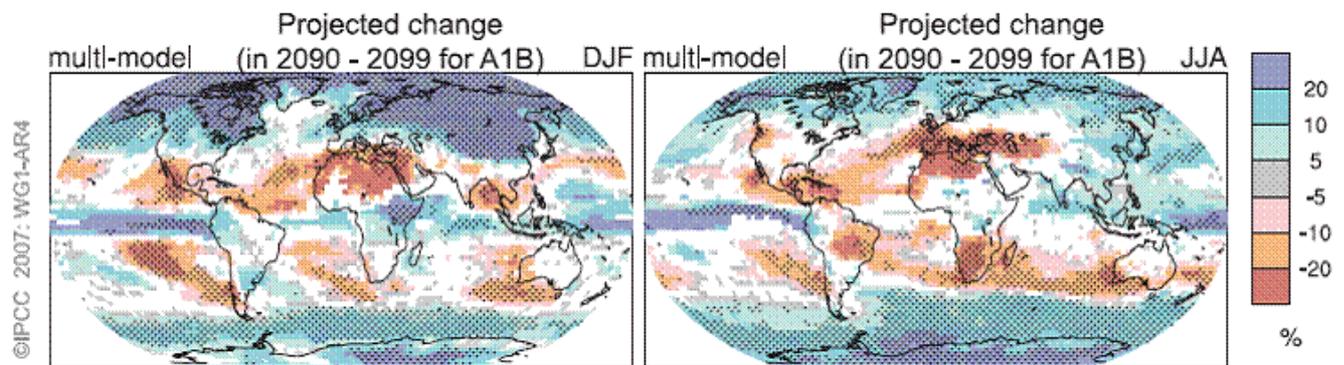


figure 49 – Modélisation, à partir du scénario d'émission des gaz à effet de serre A1B, de l'évolution de la répartition moyenne des précipitations sur 2090-2099, par rapport aux valeurs de la période 1980-1999 (Source : [référence \[50\]](#))

L'affaiblissement des précipitations sur les régions subtropicales va y provoquer un stress hydrique et un bouleversement de la végétation et des éco-systèmes. Une des conséquences probables sera l'intensification des feux de forêts avec des impacts encore mal maîtrisés au niveau des modèles. Le devenir des sols dans ces régions, notamment celui de leur capacité à stocker l'eau, ainsi que celui concernant les flux de CO₂ résultant de la respiration des sols ne fait pas encore l'objet de conclusions unanimes entre les différents centres de recherche : par exemple l'IPSL soutient que la capacité de stockage et la respiration iront en diminuant, à l'inverse du Hadley Center... Cependant on s'accorde à penser que le stress hydrique sera un facteur défavorable pour le rendement des cultures, que l'élévation de température moyenne ne parviendra pas à compenser.

Le renforcement relatif des précipitations prévu pour les zones équatoriales et des hautes latitudes va, quant à lui, modifier l'hydrologie tant pour ce qui concerne l'écoulement de surface que le stockage et la circulation souterraine des eaux.

L'évolution de l'hydrologie dans les diverses régions du monde, suite à une variation sur la répartition inégale des précipitations, a un impact sur le climat global par les couplages par rétroaction, ainsi que je l'ai déjà signalé au paragraphe 5.1. Il est donc important de prendre en compte cette évolution future dans les modèles pour obtenir des projections réalistes, et ceci reste encore un problème ouvert. Sa résolution nécessite de bien connaître au moins deux choses :

- la répartition des eaux provenant des précipitations entre le ruissellement de surface et l'infiltration dans les sols qui alimente le ruissellement profond ;
- l'évaporation de surface et le drainage en profondeur, qui dépendent de l'humidité des sols.

La connaissance de ces données permet de reconstituer le ruissellement total qu'il faut entrer dans les modèles. Certains modèles s'y sont attelés, comme le modèle couplé OPA-ARPEGE interfacé avec le modèle de surface ISBA. Les données simulées obtenues, forcées par les émissions de GES, servent alors d'entrée dans un modèle de fermeture du cycle de l'eau comme le modèle TRIP. Ce dernier a pu simuler le changement des débits de ruissellement sur la période couvrant à la fois notre époque et les prochaines décennies (1950-2099). Pour la période écoulée, les résultats obtenus concordent assez bien, une fois corrigés des biais, avec les données d'observation du Global Runoff Data Center ([référence \[117\]](#)).

Les modèles prévoient que les écoulements augmenteront dans les régions où le taux d'évaporation est plus faible que celui des précipitations, donc dans les zones de hautes latitudes. En particulier le débit des fleuves et des rivières des zones arctiques (fleuves et rivières sibériens, canadiens...) augmentera et apportera plus d'eau douce dans l'océan arctique ; cette tendance est d'ailleurs déjà constatée.

Il est également envisagé que l'accroissement du CO₂, responsable du ralentissement de la

respiration des plantes suite à la fermeture des stomates qu'il provoque (voir paragraphe 5.3), entraîne le transfert de l'eau non transpirée dans les sols et que, grâce à ce surplus d'eau, le ruissellement de l'eau dans les sols augmente.

Les zones de latitudes intermédiaires, notamment subtropicales, vont connaître des sécheresses estivales plus importantes, comme on l'a vu, et cette tendance déjà observée depuis 1950 est retrouvée globalement dans certains modèles ([référence \[118\]](#)).

5.4.2 – Précipitations extrêmes

Les précipitations extrêmes ont toujours existé mais, au moins pour une grande partie de l'opinion publique, leur fréquence et leur violence, surtout marquées par les crues et les inondations, sont jugées en augmentation. Qu'est-ce qui conditionne les précipitations extrêmes et quels facteurs peuvent les faire évoluer en fréquence, en intensité et en répartition géographique ?

On a dit plus haut que le taux global des précipitations respecte une contrainte du bilan énergétique, et ce taux reste relativement limité. En revanche, pour ce qui concerne les précipitations extrêmes, c'est la vapeur d'eau, de plus en plus présente dans la troposphère, qui conditionne leur taux. Plus concrètement, la relation entre l'humidité et la température de l'air au-dessus de la surface terrestre est fournie par l'**équation de Clausius-Clapeyron** : l'humidité troposphérique croît quand la température augmente. Comme cela est montré dans l'article [« humidité atmosphérique, nuages et précipitations »](#), une température près du sol élevée et une humidité importante décalent vers les hautes altitudes le sommet des nuages, amplifie la convection profonde, ce qui conduit à de fortes précipitations et orages intenses.

Ainsi, d'après ce qui précède, nous avons le processus simplifié (figure 50):

- l'augmentation des GES conduit :
 - à diminuer les précipitations, puisqu'il limite le taux de refroidissement dans la troposphère (voir paragraphe 5.4.1) ;
 - à augmenter la température moyenne globale de l'air dans la troposphère (paragraphe 2 et 3). Cette augmentation est relativement rapide
- L'augmentation de la température moyenne globale de l'air conduit :
 - à une augmentation de la température moyenne de surface des océans. Mais ceci est un processus relativement lent à cause de la forte inertie thermique de l'eau ;
 - à une augmentation de la vapeur d'eau troposphérique (régie par le **processus de Clausius-Clapeyron**) qui, jointe à une élévation de la température de surface des océans, conduit à des précipitations extrêmes, comme on vient de le voir plus haut.
- L'augmentation de la température moyenne de surface des océans conduit à une augmentation moyenne des précipitations. Celle-ci entre donc en compétition avec la diminution des précipitations qu'induit l'accroissement des GES. Le résultat net est une augmentation modérée des précipitations moyennes globales.
- Par conservation de la masse pluvieuse, une forte augmentation des précipitations extrêmes et une faible augmentation des précipitations moyennes globales conduisent à une diminution de l'intensité des précipitations ordinaires. On s'attend donc à ce que les pluies ordinaires soient plus faibles ou moins fréquentes, mais que les pluies intenses soient de plus en plus fréquentes et violentes.

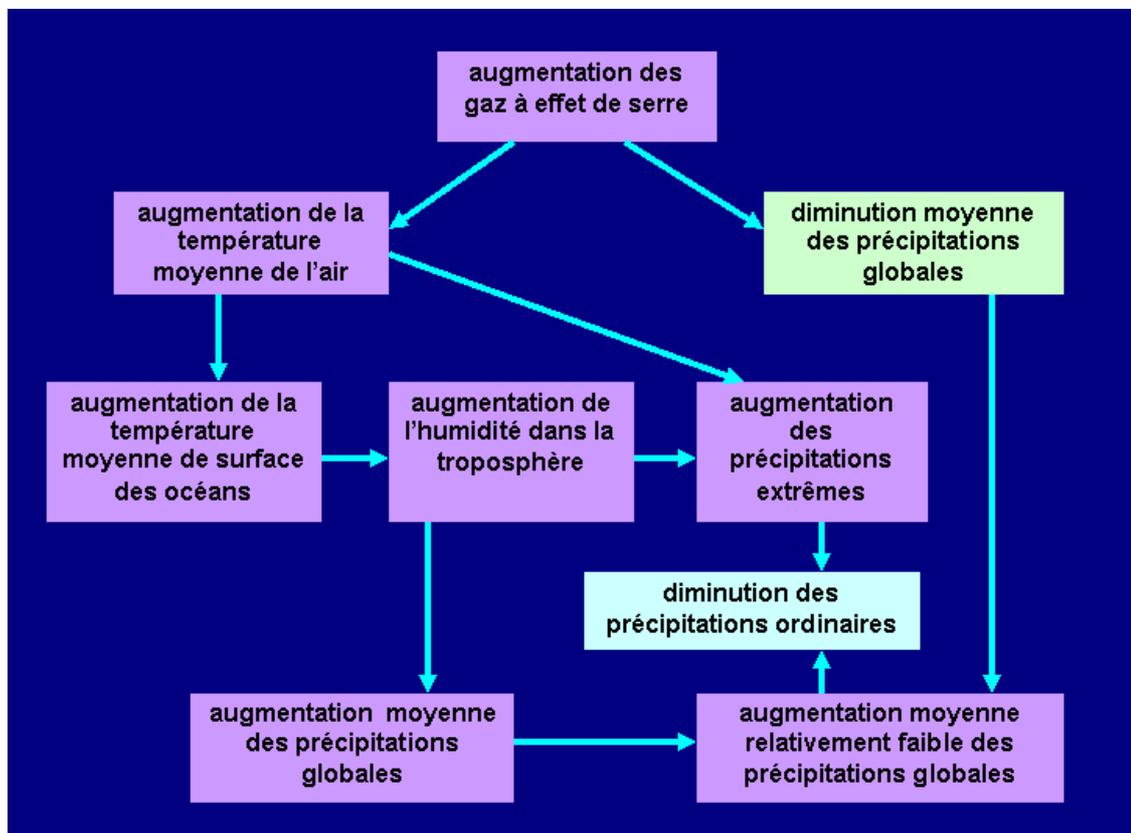


figure 50 – Schéma général de l'évolution des précipitations suite à l'augmentation des GES

Les résultats des simulations, qui sont cohérents avec les observations pour les périodes récentes et antérieures, montrent tous une tendance en accord avec ce schéma général.

Sans être exhaustif, mentionnons en particulier :

- le résultat théorique selon lequel, pour un réchauffement donné, les précipitations extrêmes et les tempêtes augmenteront de manière beaucoup plus significative que les précipitations ordinaires, et que cet écart entre les deux types de précipitations s'explique bien par le fait que les précipitations extrêmes sont conditionnées par la vapeur d'eau atmosphérique, qui croît plus vite que la température, tandis que les précipitations ordinaires sont contraintes par le bilan énergétique global (références [119], [114], [95]).
- le résultat théorique selon lequel l'augmentation de l'intensité des précipitations dans les zones tropicales est liée à l'augmentation de la vapeur d'eau atmosphérique, tandis que l'intensité des pluies aux moyennes latitudes augmente à cause du changement de la distribution de la vapeur d'eau causé par les circulations atmosphériques (référence [120]).
- les observations montrent que les précipitations les plus intenses ont lieu dans les régions chaudes et humides, et ces données ont été retrouvées et expliquées théoriquement (référence [121]).
- le résultat théorique et observé selon lequel même si la fréquence des précipitations extrêmes demeurait inchangée, leur intensité augmenterait encore plus fortement (références [122]-[123]).
- les modèles théoriques retrouvent les résultats des observations montrant une tendance à l'augmentation de la fréquence des précipitations extrêmes depuis les 40 dernières années (référence [124]).
- etc.

Selon les projections du GIEC, les précipitations extrêmes augmenteront d'ici 2100 de 9 à 38%. Cette fourchette relativement importante tient justement à la difficulté liée à la compétition que se jouent l'augmentation du bilan radiatif et celle de la vapeur d'eau pour les précipitations, avec les incertitudes que cela entraîne. Mais la tendance est de toute façon à la hausse, et cela posera des problèmes humanitaires, économiques, écologiques et géologiques : inondations

avec tous les problèmes et victimes qu'elles engendrent, dévastation des cultures agricoles, perturbations des écosystèmes, érosion des sols aggravée par la déforestation, etc.

5.5 - conséquences sur la neige, les glaces et la banquise

5.5.1 – Glaces de mer et banquise

Le couplage entre le climat polaire et le climat global est significatif, par les relations qui peuvent exister tant entre les surfaces de glace et l'atmosphère, qu'entre les glaces et la circulation océanique. Comme cela fut déjà abordé au paragraphe 4, les glaces de mer et la banquise sont des réservoirs d'eau douce importants qui, en cas de fonte, induirait dans l'océan une baisse de salinité capable d'altérer la circulation thermohaline.

Rappelons que la banquise est la plaque de glace qui se forme à la surface de l'océan lorsque l'eau atteint son point de congélation (qui est plus bas, de l'ordre de -4°C pour l'eau salée, comme le prévoit la **loi cryoscopique de Raoult**). Lors de sa formation, le sel qui est difficilement miscible à la glace est refoulé dans l'eau liquide : la salinité de l'océan au voisinage des glaces s'accroît. Souvenons-nous aussi que la fonte de la banquise, qui a lieu normalement à l'été, ne contribue en aucune manière à la montée du niveau moyen des océans puisque, s'agissant de glace flottant sur la mer, il y a équilibre entre son poids et la poussée d'Archimède (voir [article sur les états de l'eau](#)).

Parmi les grandeurs pertinentes servant d'indicateurs sur l'évolution des glaces (qu'elles soient de mer ou bien les calottes glaciaires) se trouvent leur étendue en surface et leur épaisseur. Pour l'hémisphère nord (Arctique), la couverture globale annuelle des glaces de mer montre, par des observations satellitaires couvrant la période 1978-2004, une diminution moyenne de $-2,7\%$ / décennie, soit environ une régression de 33000 km^2 / année (presque l'équivalent de la superficie de la Belgique !) (figure 51).

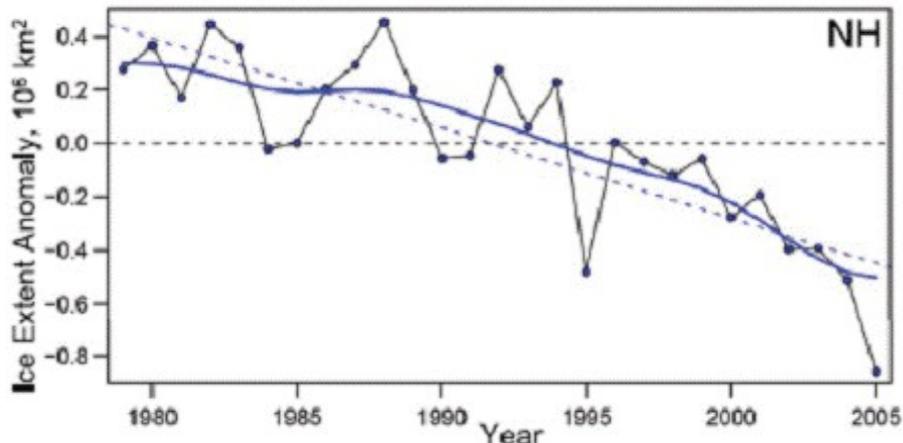


figure 51 – Anomalies de l'extension moyenne en surface des glaces de mer, hémisphère nord observées par détection microonde satellitaire sur la période 1978-2004.

Les valeurs représentent les écarts par rapport à la moyenne sur cette période.

Courbe en bleu : variation par lissage des points de mesure.

La tendance est donnée par la droite de régression linéaire.

(source : [référence \[50\]](#))

Cependant, la diminution moyenne de la couverture des glaces de mer est beaucoup plus prononcée en été qu'en hiver : sur la période 1979-2004, les mesures donnent une diminution moyenne estivale de l'ordre de $-7,4\%$ par décennie, soit en superficie $-60000\text{ km}^2/\text{an}$.

On peut se demander, en suivant les études menées à l'aide du modèle couplé du CRNM interfacé entre autres avec le module TRIP d'écoulement des fleuves, si le déversement d'eau douce par les fleuves dans l'océan glacial arctique ne contribue pas au maintien des glaces de

mer en période hivernale, et si cela ne serait pas une explication possible d'une diminution des glaces moindre en hiver qu'en été sous l'effet du réchauffement. En effet, la comparaison entre une première version du modèle couplé sans le module TRIP et la seconde version qui intègre celui-ci, montre que les débits d'eau douce issus des fleuves ont pour effet d'augmenter considérablement le volume de glace puisque la salinité de l'océan arctique diminue et, par suite, élève le point de congélation (l'eau moins salée gèle plus facilement que l'eau très salée).

En revanche, pour l'Antarctique, les mêmes campagnes de mesures révèlent plutôt une stagnation moyenne voire une légère tendance à une augmentation de la couverture de la banquise : environ + 0,4% / décade (avec des marges importantes) soit en superficie environ + 6000 km²/an (figure 52).

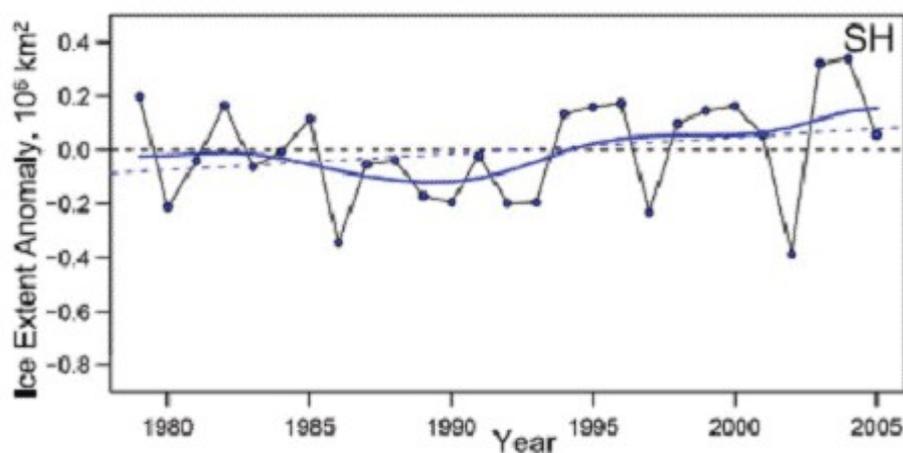


figure 52 – Anomalies de l'extension moyenne en surface des glaces de mer, hémisphère sud observées par détection microonde satellitaire sur la période 1978-2004.

Les valeurs représentent les écarts par rapport à la moyenne sur cette période.

Courbe en bleu : variation par lissage des points de mesure.

La tendance est donnée par la droite de régression linéaire.

(source : [référence \[50\]](#))

Des simulations numériques effectuées avec les modèles du Hadley Center ont permis de retrouver des résultats très proches de ceux observés pour l'Arctique ([référence \[128\]](#)), et des études ont montré que ces anomalies ne pouvaient pas résulter d'un forçage naturel ([référence \[129\]](#)). Par contre le cas de l'Antarctique pose problème : les modèles prévoient sur la même période d'observation un recul de la couverture moyenne et non une stagnation ou une légère augmentation. Cette difficulté, qui n'est pas encore levée, mettrait en jeu soit une mauvaise évaluation de la température moyenne de surface, soit une forte sensibilité aux variations saisonnières ou inter-annuelles (notamment par les effets du vent très important en Antarctique, ou vents catabatiques), soit enfin à l'influence du trou d'ozone périodique.

Les simulations conduites avec le modèle couplé du CNRM, prenant en compte la cryosphère par le modèle GELATO, aboutissent à des résultats semblables mais avec les mêmes difficultés pour l'Antarctique, invoquant cette fois une sous-estimation de la couverture de glace suite à une surestimation de la température pour l'Antarctique. Les figures 53 et 54 visualisent l'extension en surface des glaces de mer en Arctique et en Antarctique, et correspondent à ce qui est observé.

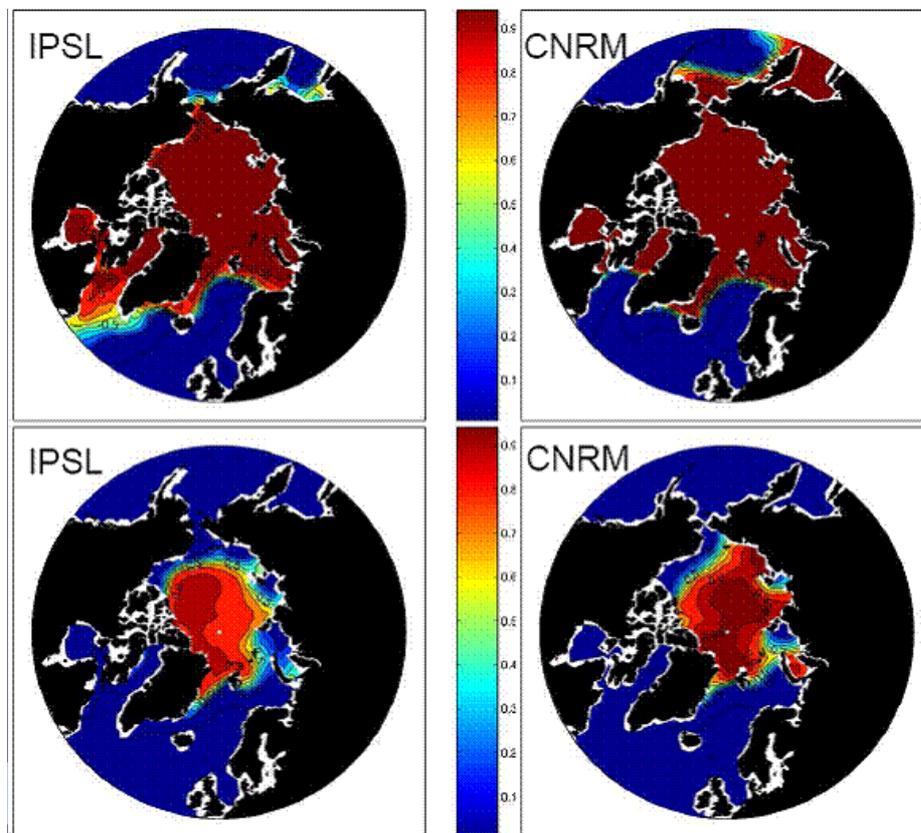


figure 53 - concentration de la banquise arctique (1970-1999)
 en haut : en hiver, en bas : en été (source : IPSL et CNRM)

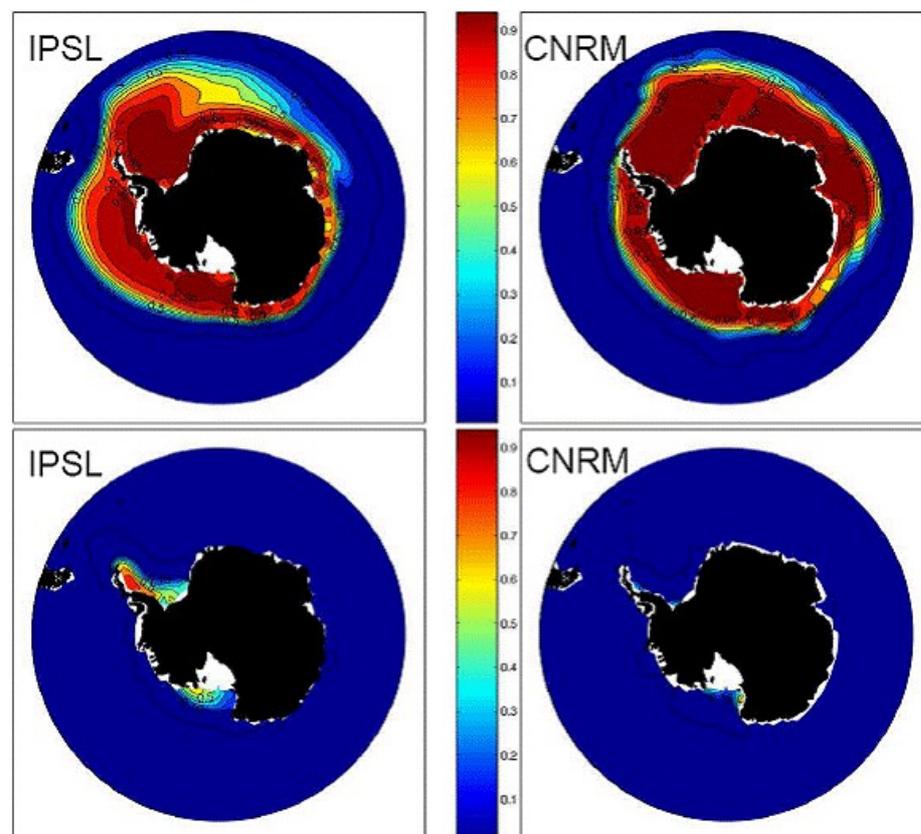


figure 54 - concentration de la banquise antarctique (1970-1999)
 en haut : en hiver, en bas : en été (sources : IPSL et CNRM)

S'agissant de l'épaisseur des glaces de mer, leur mesure reste un problème technique difficile sur des grandes échelles et à cause de la grande variabilité des climats polaires. A ce jour,

aucune tendance globale ne peut être dégagée à partir des observations. Toutefois, des estimations indirectes exploitant d'une part les mesures d'épaisseur par sonar puis par satellite, et d'autre part des extrapolations permettant le calcul de l'épaisseur à partir de considérations physiques, suggèrent une diminution moyenne de l'épaisseur de la banquise au centre de l'océan arctique de l'ordre de 1 m depuis la fin des années 1980. Cette tendance semble retrouvée dans les modèles pour la période postérieure à 1980, mais les modèles sont en désaccord pour la période antérieure (références [130]-[131]). Si elle est confirmée, la réduction de l'épaisseur, combinée à la réduction de l'étendue, signifie diminution du volume global de la banquise arctique. A ce sujet, les modèles IPSL et CNRM prédisent une diminution importante au 21^{ème} siècle, avec une quasi disparition complète de la banquise en été à partir de 2060 (figure 55)!

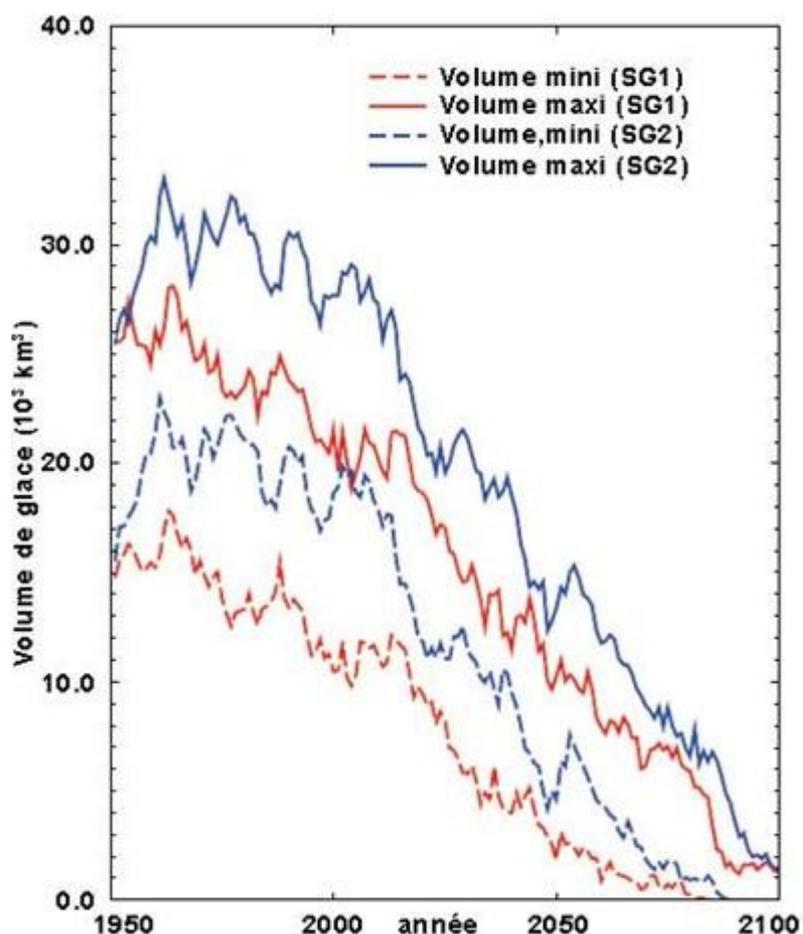


figure 55 – Simulation du volume minimum et maximum de la banquise arctique au 21^{ème} siècle avec deux scénarios d'émission extrêmes sources : IPSL et CNRM

Concernant la banquise antarctique, les données et leurs interprétations fiables sont encore insuffisantes pour se prononcer sur une tendance. Des études et des simulations prédisent toutefois une variation d'épaisseur liée à la variabilité saisonnière de l'ordre de $\pm 0,1$ m (référence [132]). De façon générale, les modèles maîtrisent mieux les changements d'épaisseur et d'étendue de la banquise antarctique dues aux variations saisonnières du climat polaire, que leurs tendances d'évolution à long terme.

5.5.2 – Couverture neigeuse

La couverture neigeuse joue un rôle important comme facteur influençant le climat, par l'influence qu'elle a sur l'albédo, le refroidissement de l'air circulant au-dessus d'elle, l'isolation

thermique qu'elle apporte aux couches superficielles du sol qu'elle recouvre.

Une élévation de la température moyenne globale aurait comme impacts :

- d'une part, de modifier les conditions de formation des précipitations sous forme neigeuse : celle-ci devraient devenir globalement moins fréquentes et/ou moins intenses, ce qui affecterait entre autres l'épaisseur et la distribution de la couverture neigeuse saisonnière ;
- d'autre part, de favoriser la fonte de neige (et de glace) de manière anticipée dans le cycle saisonnier. Dans ce cas, la formation de couches d'eau liquide (mares de fonte, coulées, etc.) se produirait à la surface des sols et, pour les parties qui ne seraient pas absorbés par ceux-ci, leur vaporisation conduirait à accroître la quantité de vapeur d'eau dans la troposphère. Ce surplus de vapeur d'eau, on le sait, contribuera à une augmentation de l'effet de serre. On a donc affaire à une rétroaction positive (i.e. qui s'amplifie) sur le climat.

Des observations de la couverture neigeuse de l'hémisphère nord effectuées par satellites, indiquent une tendance à la réduction de la couverture neigeuse depuis une trentaine d'années. Plus particulièrement, l'étendue neigeuse dans les périodes printanières et estivales, normalement beaucoup plus réduite qu'en hiver, tend à se réduire encore plus : on aura moins de neige et de glace en haute altitude aux saisons chaudes. La limite des « neiges éternelles » recule.

C'est le même constat pour l'épaisseur de la couverture neigeuse : elle tend, en moyenne, à diminuer. Il en résulte que la durée de cette couverture diminue aussi.

Des études de corrélations statistiques entre les données mesurées suggèrent pour l'hémisphère nord ([référence \[50\]](#)):

- une forte dépendance de la variation inter-annuelle de la couverture neigeuse au printemps avec la température moyenne des zones de latitudes comprises entre 40°N et 60°N ;
- une forte dépendance de la variation inter-annuelle de la quantité d'eau équivalente de la couverture neigeuse avec la température moyenne de ces mêmes zones, ainsi que la température moyenne en hiver ;
- une faible dépendance du changement de la couverture neigeuse vis-à-vis du changement des précipitations, suggérant donc une influence prédominante du réchauffement moyen constaté sur ces décennies.

La variation saisonnière de la profondeur des couches gelées du sol (dans les zones subpolaires des continents) est également perturbée par suite du réchauffement, comme l'indiquent aussi ces études.

On peut signaler par ailleurs que la prise en compte de la couverture neigeuse dans les modèles climatiques, par son couplage avec la circulation atmosphérique et le cycle hydrologique (précipitations, évaporations, stockage des eaux), comme c'est le cas par exemple du modèle couplé ARPEGE-CLIMAT, semble montrer une forte corrélation entre l'évolution des moussons et la couverture neigeuse eurasiennne. Ces modèles, validés par l'obtention des résultats simulés proches des observations, offrent un moyen pour comprendre la réponse de la couverture neigeuse au réchauffement, ainsi que, par rétroaction, sa contribution au climat global.

5.5.3 – Calottes glaciaires et glaciers

L'accumulation nette des calottes glaciaires (c'est-à-dire la différence entre la neige ou glace accumulée et l'écoulement de l'eau issue de la neige fondue) dépend :

- du bilan entre les précipitations et le déversement des icebergs dans les océans ;
- mais aussi du vent, qui a pour effet de transporter la neige et de la sublimer.

Ce deuxième facteur, moins évident a priori, a fait l'objet d'études, dont celles menées par le Centre d'Etudes de la Neige (CEN, groupe du CNRM, [référence \[126\]](#)). Lors de sa sublimation, la neige, quittant le sol et entraînée par le vent, produit de la vapeur d'eau dans l'atmosphère. L'atmosphère retient d'autant plus facilement cette vapeur d'eau que sa température est élevée (la saturation en humidité dépendant de la température, comme on le sait). Cette situation est surtout rencontrée pour la calotte glaciaire de l'Antarctique où règnent des vents importants. Dans cette région, il a été démontré que la masse de neige sublimée, n'est pas négligeable devant celle des précipitations neigeuses, ces deux masses étant mesurées en équivalent en eau. Elle a donc un rôle important dans le bilan net des couches de glace.

Les techniques pour évaluer les variations de l'épaisseur de glace des calottes glaciaires sont diverses. Citons comme exemples les techniques d'altimétrie laser par avion, les techniques radar, les techniques d'interférométrie par radar à ouverture synthétique (SAR), les considérations d'isostasie... Les modèles, qui exploitent ces mesures, aboutissent à des résultats de simulations assez diverses, voire contradictoires, sur les mêmes périodes et régions considérées. Et compte tenu de la forte variabilité saisonnière de la masse des couches de glace, due principalement à la fonte en été et les accélérations brutales des glaciers, il n'est pas très aisé de dégager des tendances homogènes.

Sans entrer dans les détails (voir « assessment report n°4 du GIEC » [référence \[50\]](#) pour cela), nous retiendrons que, pour les calottes glaciaires du Groenland le bilan de masse de glace a évolué sur des fourchettes estimées assez étendues, incluant des diminutions comme parfois des augmentations :

- augmentation de 25 gigatonnes par an, et diminution de 60 gigatonnes par an de 1961 à 2003 ;
- diminution de 50 à 100 gigatonnes par an de 1993 à 2003 ;
- accélération de la diminution depuis 2003.

Quant à la calotte glaciaire de l'Antarctique, les conclusions actuelles du même rapport montrent encore bien des incertitudes :

- les estimations du taux de variation de la masse totale de glace suggèrent des valeurs comprises dans une large fourchette : entre 1993 et 2003, certains résultats estiment plutôt une augmentation de 50 gigatonnes par an, et d'autres une diminution de 200 gigatonnes par an. Et si l'on inclut la période 1961-1993, les valeurs possibles sont mêmes comprises entre une croissance de 100 gigatonnes / an et une diminution de 200 gigatonnes /an. On dispose encore de trop peu de mesures précises.
- l'effet de l'inertie des réponses des couches de glace au changement climatique pourrait expliquer ces dispersions : les glaces de l'Antarctique réagiraient encore aux variations apparues au dernier âge de glaciation (il y a 7000 ans), tout en commençant à réagir aux récents forçages de l'effet de serre ! En effet, les constantes de temps de la cryosphère s'échelonnent entre plusieurs décennies et plusieurs millénaires ([référence \[133\]](#)).

Pour ce qui concerne les glaciers et les sommets glacés des montagnes, hors glaciers du Groenland et de l'Antarctique (à ne pas confondre avec les calottes glaciaires de ces régions !), un recul global en masse et en extension est amorcé. Il faut cependant noter que les valeurs de leurs superficies et de leurs volumes actuels ne font pas encore l'unanimité : la couverture est estimée comprise entre 512000 et 546000 km², et leur volume entre 51000 km³ et 133000 km³, soit un équivalent en niveau de la mer de 0,15 à 0,37 m (c'est l'augmentation du niveau moyen de la mer si tous les glaciers alpins fondaient).

La surveillance de l'évolution des glaciers alpins (au sens large : glaciers des montagnes quelles qu'elles soient) est particulièrement pertinente pour le diagnostic du réchauffement climatique parce que le bilan de masse à la surface des glaciers est directement relié au climat et au cycle hydrologique, par le processus d'accumulation de la glace. Connaître les conditions saisonnières de cette accumulation, qui varient selon les glaciers et le lieu, est donc

déterminant pour évaluer correctement les écarts éventuellement imputables au réchauffement global. L'équilibre d'un glacier est assuré lorsque la masse perdue est compensée par la masse de glace fournie par exemple par les précipitations. Mais du fait de la grande variabilité du climat, et des constantes de temps différentes comparées à celle de l'atmosphère et du substrat rocheux du glacier, cet équilibre n'est jamais statique : suite à un changement atmosphérique ou du cycle de l'eau, l'étendue et la masse du glacier évoluent jusqu'à atteindre une valeur pour laquelle on aura un nouveau bilan nul en masse.

Des enregistrements de longueur de glaciers, remontant jusqu'au 17^{ième} siècle pour certains, jusqu'à nos jours ont été exploités pour 169 glaciers. L'analyse statistique, qui tient compte des évolutions liées aux changements passés du climat local, montre une tendance, en moyenne, à la diminution de l'extension des glaciers (figure 56). Des études ont montré que la perte en masse après 1970 est imputable au réchauffement global ([référence \[134\]](#)). Au niveau régional les pertes en masse des glaciers sont très disparates : par exemple, les glaces de Patagonie diminuent en épaisseur de 40 m depuis 1960, tandis que le bilan en masse global des glaciers européens reste quasiment nul alors que l'on observe une importante perte pour les Alpes et une croissance aussi importante pour la Scandinavie. Ces disparités montrent l'importance de la différence de variabilité du climat d'une région à l'autre de la surface terrestre, conditionnée entre autres par la topographie, l'orographie, etc.

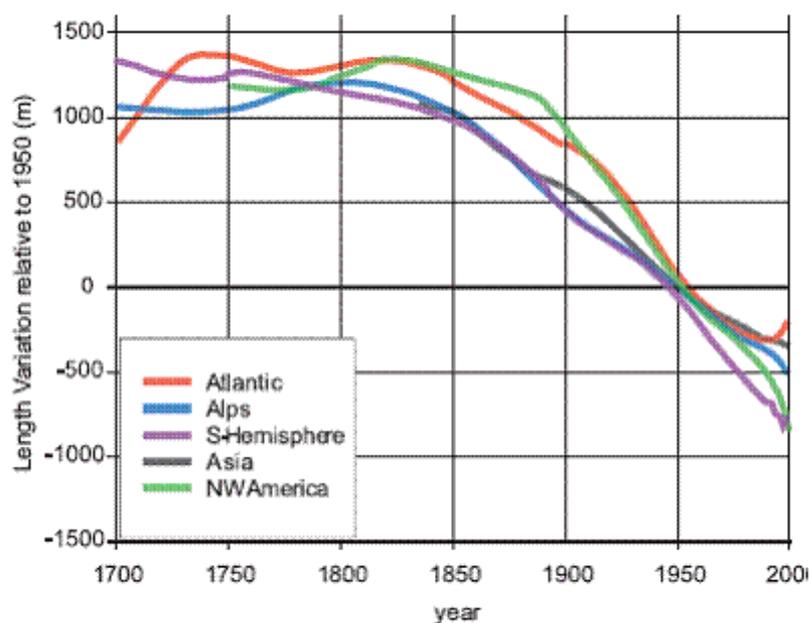


Figure 56 – Variations moyennes grande échelle des longueurs des glaciers depuis 1700, ramenées à l'année 1950 (cette variation est donc par construction nulle pour 1950)

Source : [référence \[50\]](#)

Un zoom sur les glaciers alpins d'Europe indique qu'ils ont perdu plus de 25% de leurs volumes depuis 1975 environ et près de 70% depuis 1850 ! En extrapolant, et en supposant que le taux de décroissance reste le même (ce qui n'est pas du tout certain, il pourrait encore s'accélérer), il ne resterait en 2100 que 5% du volume de glacier par rapport à la référence 1975 (figure 57 et [référence \[135\]](#)).

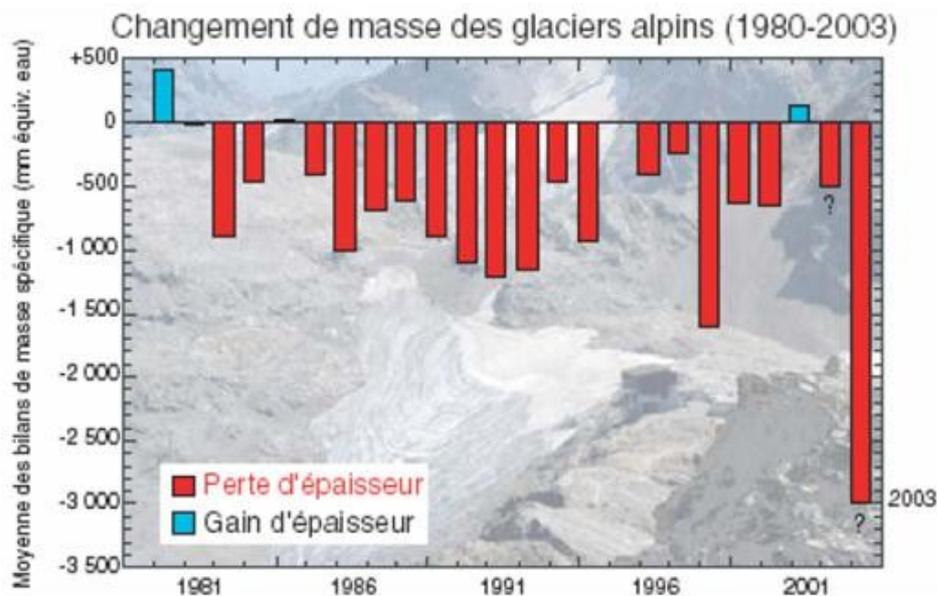


figure 57 - Bilan d'épaisseur pour 10 glaciers alpins

Source : World Glacier Monitoring Service, Zurich (WGMS), et Oerlemans ([référence \[135\]](#))

5.6 - Conséquences sur la circulation thermohaline

L'évolution de l'intensité de la circulation profonde thermohaline (THC) dépend du bilan des effets antagonistes liés à l'augmentation de la salinité, qui tend à alourdir les eaux de surface, et à l'augmentation de la température, qui tend à les alléger. Parmi les facteurs agissant sur la salinité, les effets de l'évaporation, intensifiée par des températures élevées, tendent à augmenter la salinité de surface, et les apports d'eau douce (précipitations, flux d'eau douce issue de la fonte des glaces ou de l'augmentation des débits des fleuves) tendent à la réduire. Ces variations sont évidemment saisonnières (par exemple l'évaporation est plus importante en été en Atlantique Nord) ; par ailleurs il faut tenir compte de la variabilité qui affecte la circulation océanique, comme les oscillations Atlantique Nord (NAO) qui modifient la salinité. Mais, suite à un réchauffement climatique global, ces variations peuvent évoluer autour d'une tendance moyenne globale de la circulation thermohaline.

Or les observations, ou l'exploitation de données d'observations remontant à 1951, montrent une diminution de la circulation thermohaline. Plus précisément, par exemple, une estimation utilisant des mesures de transferts thermiques (comme les principes mentionnés au paragraphe 4.2) ramenées à une coupe le long de la latitude 25°N, indiquent une diminution de 30% du débit THC entre 1957 et 2004 ([référence \[136\]](#)).

La baisse de salinité de l'Atlantique Nord a été observée et interprétée comme un déséquilibre entre l'évaporation et les précipitations aux latitudes élevées.

Mais selon la compétition des effets mentionnée ci-dessus, rien n'indique pour le moment de manière sûre que le ralentissement de la THC ait pour cause l'accroissement de l'apport d'eau douce dans l'océan, ni a fortiori de la diminution de la banquise ou des calottes glaciaires arctiques, malgré des efforts d'explications dans ce sens ([référence \[137\]](#)). D'ailleurs, la plupart des simulations retrouvent la tendance actuelle observée au ralentissement de la THC mais par le forçage sur la température plutôt que sur la salinité.

Quoi qu'il en soit, la THC ralentit avec les éventuelles conséquences à terme sur le transfert thermique le long des côtes continentales de l'Atlantique Nord et tous les scénarios de simulation prédisent une poursuite, et pour certains, une accélération de ce ralentissement, pouvant atteindre 50% et même un arrêt à la fin de 21^{ème} siècle (figure 58).

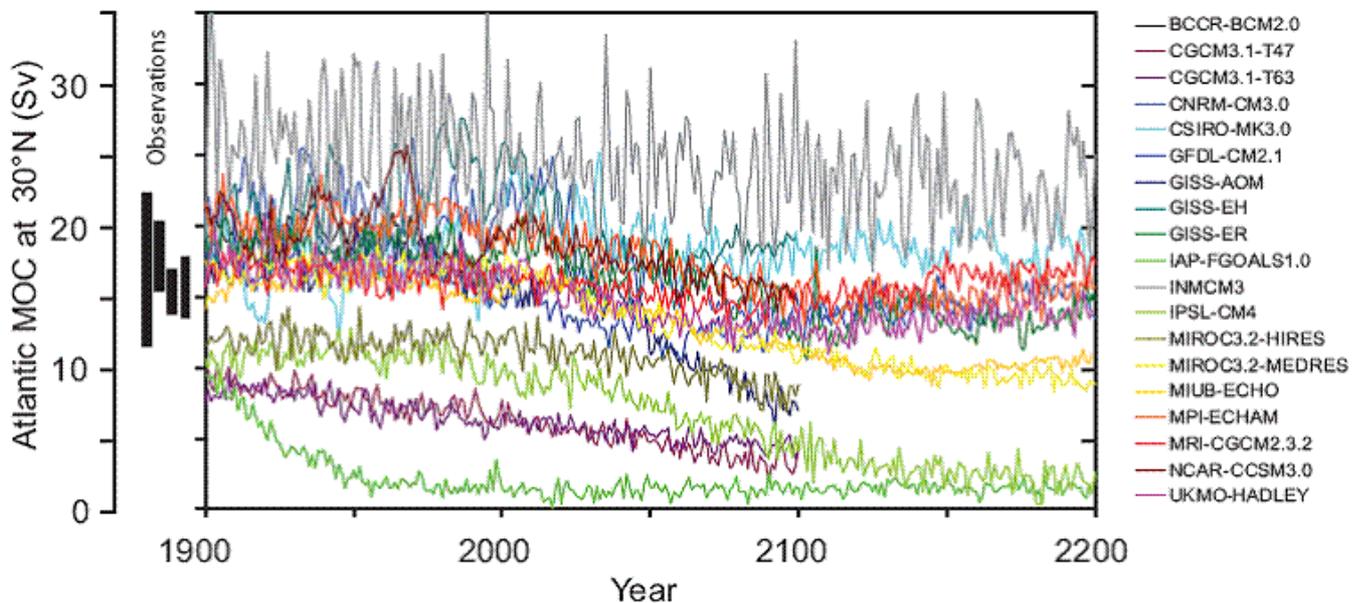


figure 58 - Evolution de la recirculation profonde Atlantique (Meridional Oceanic Circulation, MOC), coupe méridionale à latitude 30°N, simulée entre 1900 et 2100, et 2200, par différents modèles à couplage complet, avec scénario d'émission A1B. Les observations de la fin du 20^{ème} siècle sont indiquées, avec leurs dispersions, par les barres verticales noires à gauche. Les débits sont exprimés en Sverdrup (Sv). Source : [référence \[50\]](#).

Le cas de la mer Méditerranée, avec sa salinité relativement élevée, fait également l'objet d'investigations. En adaptant à cette mer le modèle océanique OPA, forcé par les flux modélisés par ARPEGE-CLIMAT, l'IPSL a simulé, avec le scénario d'émission A2, le devenir de la circulation thermohaline dans les deux bassins méditerranéens sur la période 1960-2099. Les simulations prévoient une élévation de la température moyenne de surface de 2,5°C et de la salinité, laquelle est très variable d'une zone à l'autre et dépend de l'évolution du débit de déversement des fleuves suite au réchauffement. Elles prédisent un ralentissement marqué de la circulation thermohaline. Cette tendance est relatée en [référence \[50\]](#) chapitre 5.

5.7 - Elévation du niveau de la mer

Jusqu'à l'apparition des techniques satellitaires dans les années 1970, les seuls moyens pour évaluer le niveau des mers sont les mesures par marégraphes, comme ceux de Brest ou de Marseille. Pour dégager une tendance d'évolution du niveau de la mer par les marégraphes, plusieurs décennies sont nécessaires à cause des fluctuations annuelles du niveau de la mer. En outre, les marégraphes renseignent uniquement sur les niveaux de l'océan ou de la mer de manière régionale. Par ailleurs, les marégraphes ne fournissent pas les niveaux de la mer en absolu, c'est-à-dire en tenant compte du géoïde. La surface de référence, ou géoïde, n'est pas définie par une forme géométrique régulière, genre ellipsoïde, mais par la surface équipotentielle du champ de pesanteur (fixé à une certaine valeur). Puisque la pesanteur varie d'un point à l'autre de la surface terrestre pour de multiples raisons (forces d'inertie, inhomogénéité de la densité de la Terre et des océans, nature des sous-sols, topographie du fond des océans...) la surface équipotentielle a une forme compliquée. Par rapport à l'ellipsoïde de référence, à partir de laquelle sont définies les coordonnées terrestres, la surface géoïde présente des bosses et des creux qui peuvent varier de plusieurs mètres. Il en est de même pour la surface océanique. Celle-ci, en théorie, serait identique au géoïde si l'océan était statique : en réalité, le déplacement des masses d'eaux à la surface ou près d'elle, ainsi que les vagues et les effets de la pression atmosphérique ou de la température, font que la surface de l'océan diffère du géoïde et c'est cette surface que peuvent uniquement enregistrer les marégraphes. En revanche, cette situation n'est pas gênante si l'on s'intéresse à la variation du niveau de l'océan autour d'une position moyenne.

Les marégraphes sont maintenant dotés d'un système (GPS, DORIS) qui leur permet de

ramener leurs mesures au référentiel terrestre international ITRS et donc de les calculer par rapport au géoïde.

Ces remarques faites, les marégraphes de Brest et de Marseille ont enregistré une augmentation moyenne des niveaux de l'ordre de 1,2 mm/an sur la période 1900-2000, avec cependant une différence entre les deux sites (figure 59):

- l'augmentation du niveau à Brest ne montre aucune accélération récente : cela ne signifie pas qu'elle ne soit pas sensible à l'effet de serre qui a augmenté ces dernières décennies, mais que, peut-être, d'autres effets contribuent à limiter cette augmentation en compensant ou en masquant les conséquences de l'effet de serre (voir plus loin ci-dessous).
- pour le marégraphe de Marseille, en revanche, l'augmentation du niveau marque une décélération depuis 1960, également confirmée par d'autres stations méditerranéennes. Elle semblerait causée par une réduction du flux d'eau douce fournie par les fleuves, avec pour conséquence une augmentation de la salinité et donc de la densité de l'eau de mer ([référence \[50\]](#), chapitre 5). Cette explication semble cohérente avec le ralentissement de la circulation thermohaline en Méditerranée évoquée plus haut (§ 5.6).

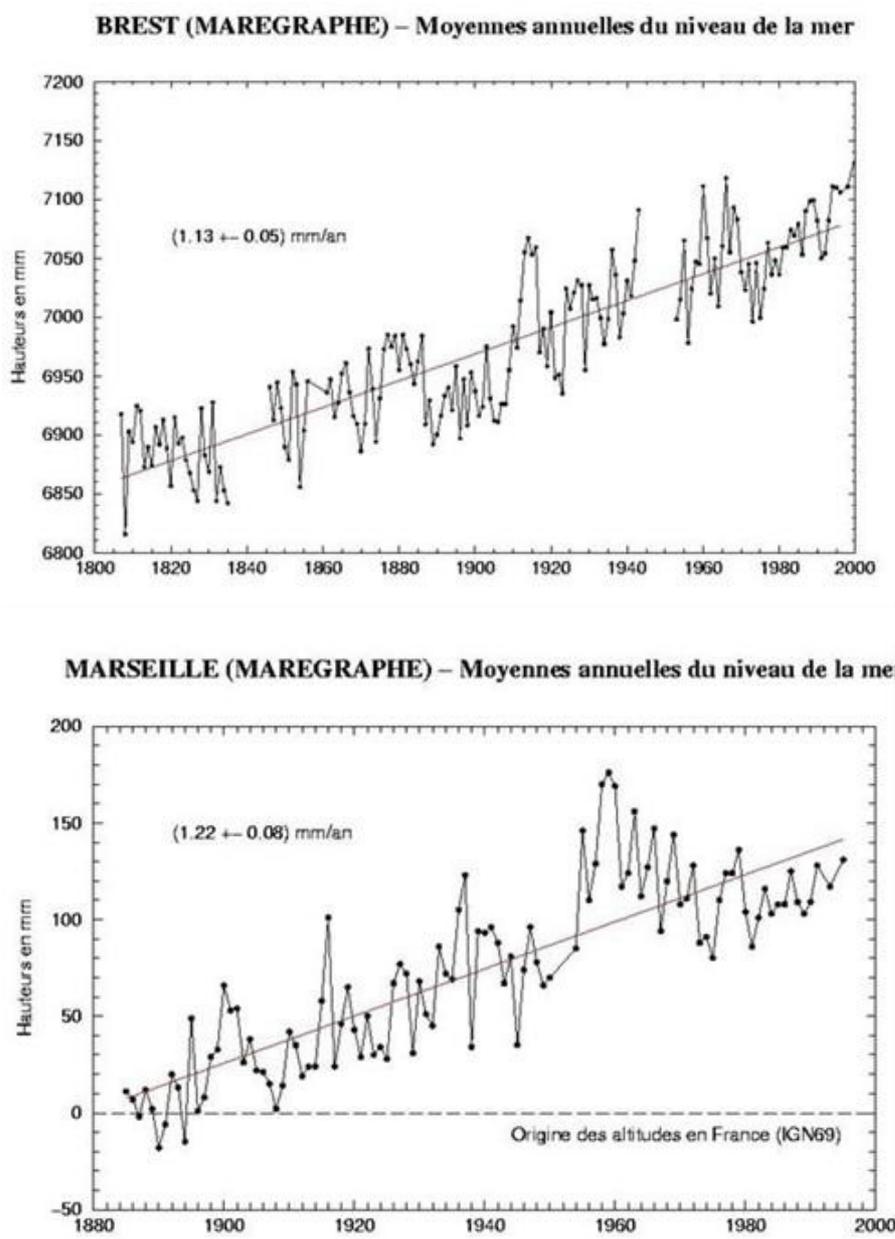


figure 59 – évolution du niveau moyen de la mer aux marégraphes de Brest et de Marseille
Les niveaux sont ramenés à l'origine des altitudes IGN69 en France.

Depuis 1975 le niveau des océans est mesuré par altimétrie satellitaire : GEOS-3 (1975), SEASAT (1978), GEOSAT (1985), ERS-1 (1991), ERS-2 et TOPEX/POSEIDON, ce dernier système ayant été lancé par le CNES et la NASA en 1992, ou JASON (2002).

L'altimétrie par satellite consiste à mesurer par radar la distance entre la surface de l'océan et le détecteur embarqué sur le satellite. Le satellite est trajectographié en permanence, depuis plusieurs dizaines de balises situées sur la Terre, par rapport à l'ellipsoïde de référence en tenant compte du géoïde (répondeur embarqué DORIS). La distance satellite-surface océanique est calculée à partir des signaux radar, en tenant compte de cette trajectographie et de la distance satellite-ellipsoïde fournie par les calculs d'orbite. Les résultats doivent tenir compte des erreurs et effets inhérents à la propagation de l'onde radar dans l'atmosphère, à son interaction avec la surface des océans, aux variations océanographiques étrangères à l'évolution du niveau moyen à long terme (marées, vagues, action de la pression atmosphérique sur le niveau, mouvements de la croûte terrestre, etc.). Ils doivent aussi être ramenés au géoïde pour les raisons déjà citées plus haut pour fournir des données en absolu. Cela est désormais possible par des systèmes de mesure fine par satellite du champ de pesanteur terrestre tel que, par exemple, GRACE. Pour chacun des différents points de la surface océanique, les mesures TOPEX/POSEIDON offrent un bon échantillonnage temporel grâce à son orbite répétitive par laquelle il passe au-dessus des mêmes points avec une périodicité régulière (la répétitivité de l'orbite dépend directement des paramètres de l'orbite). Après un nombre suffisamment grand de passages, une valeur moyenne peut être calculée avec un minimum de biais. L'échantillonnage dans le temps et dans l'espace conduisent à des exigences opposées qui nécessitent des compromis ou la combinaison de mesures issues de systèmes différents (telle la combinaison TOPEX/POSEIDON-ERS-2).

Les mesures, dont celles TOPEX/POSEIDON, montrent une élévation moyenne du niveau des océans d'environ $1,8 \pm 0,5$ mm/an entre 1961 et 2003, et $3,1 \pm 0,7$ mm/an entre 1993 et 2003 dénotant ainsi une accélération (figure 60). Mais on ne sait pas dire aujourd'hui si cette accélération traduit une tendance à long terme ou si elle est liée à une variabilité décennale, comme celles constatées à partir des enregistrements des marégraphes depuis 1950.

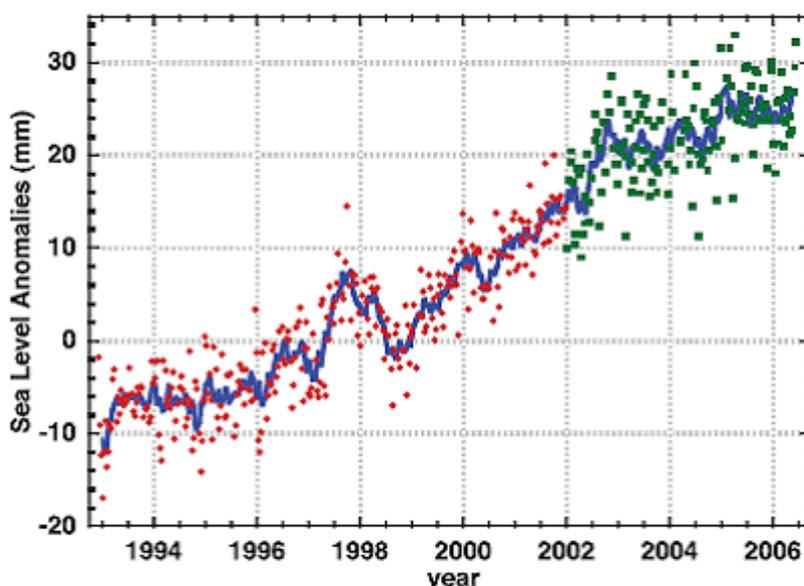


figure 60 - Variations du niveau moyen global des océans, reconstituées à partir des mesures d'altimétrie satellitaire TOPEX/POSEIDON (points rouges) et JASON (points verts) moyennées sur la zone comprise entre 65°S et 65°N de latitudes.
(source : [références \[50\]](#) chapitre 5, et [\[139\]](#) et [\[140\]](#))

La distribution géographique des variations du niveau moyen des océans est très disparate :

certaines régions océaniques montrent des taux nettement plus élevés que la moyenne, et d'autres montrent au contraire une diminution du niveau (figure 61). Ces écarts sont imputables à la variabilité climatique et aux régimes de tempêtes propres aux différentes zones.

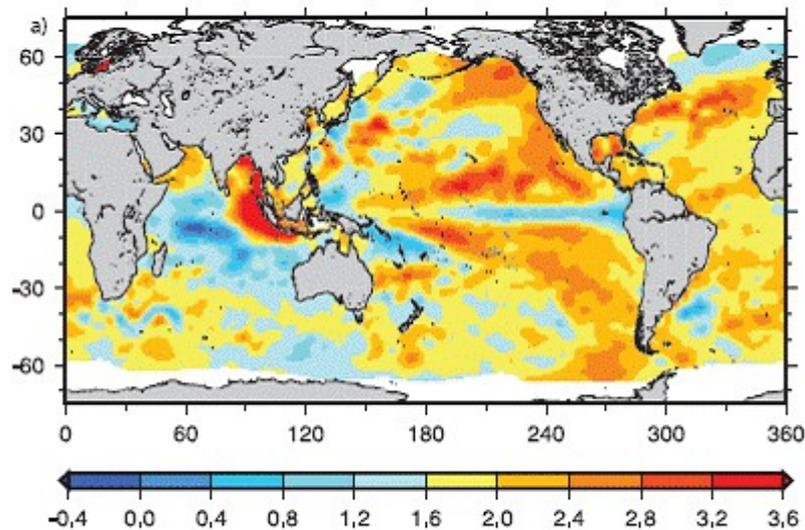


figure 61 – Distribution géographique des tendances à long terme du niveau moyen des océans, exprimée en mm/an, sur la période 1955-2003, incluant les données des marégraphes (source : [référence \[50\]](#), chapitre 5, et [référence \[141\]](#))

Nous avons vu que sur la période 1979-2005 la température moyenne globale de l'air au-dessus de la surface terrestre a augmenté, suite à l'accroissement de l'effet de serre, de $0,76 \pm 0,19^\circ\text{C}$. Ce réchauffement induit celui de la surface océanique mais dans une moindre mesure à cause de l'inertie thermique de l'océan. Les observations montrent en effet, pour la période 1961-2003, un réchauffement global des océans, au niveau de leur couche superficielle d'épaisseur 700 m, d'environ $0,10^\circ\text{C}$. Il s'accompagne d'une absorption de flux d'énergie de $0,21 \pm 0,4 \text{ W/m}^2$, et les 2/3 de cette énergie sont absorbées dans les premiers 700 m de profondeur ([références \[142\]-\[146\]](#)).

Les effets du réchauffement océanique sur la montée du niveau moyen des océans ne sont pas uniquement ceux liés à la dilatation thermique. Pour modéliser ces effets il faut aussi prendre en compte l'apport d'eau consécutive à la fonte des glaces continentales et le déversement dans l'océan des glaces se détachant des calottes polaires. Le forçage du bilan radiatif qui intervient dans la simulation doit tenir compte du changement de la concentration en aérosols provenant des éruptions volcaniques pour aboutir à des résultats proches de ceux observés, puisqu'ils induisent un forçage négatif.

Rappelons aussi que la dilatation thermique des océans sous l'action du réchauffement n'est pas un processus uniforme dans le volume océanique : elle est couplée à la stratification et aux circulations océaniques profondes. En effet, si tel n'était pas le cas, une augmentation de $0,1^\circ\text{C}$, comme celle constatée sur 1961-2003 (42 ans) induirait pour un volume océanique de profondeur moyenne 3000 m une dilatation qui serait responsable d'une élévation de niveau de 45 mm. Pour s'en convaincre il suffit d'écrire la relation simple de dilatation volumique de l'eau, pour un volume de hauteur h et de section S :

$$V' - V = h'S - hS = hS\alpha\Delta T \rightarrow h' - h = \Delta h = h\alpha\Delta T$$

où α est le coefficient de dilatation volumique, qui vaut $1,5 \cdot 10^{-4} \text{ K}^{-1}$ pour une température d'environ 20°C . Avec un accroissement de température $\Delta T = 0,1^\circ\text{C}$ on trouve le résultat. Il est manifestement incohérent avec les valeurs observées (tableau 6 ci-dessous) qui donnent sur 42 ans et avec un taux de $0,42 \text{ mm/an}$ une élévation du niveau par dilatation thermique égale à $\Delta h = 0,42 \times 42 = 17,6 \text{ mm}$. La dilatation thermique des océans n'affecte pas tout leur volume à cause de la diffusion thermique de la surface vers le fond, advectée par les courants profonds.

En utilisant les observations des variations d'épaisseur et d'extension des glaces traduites en équivalent d'épaisseur d'eau, pour les glaciers et les calottes glaciaires, il a été possible d'évaluer les contributions respectives de la dilatation thermique et des glaces à l'augmentation du niveau moyen global des océans sur les périodes 1961-2003 et 1993-2003 ([référence \[50\]](#) chapitre 5). La comparaison des valeurs mesurées avec les modèles intégrant à la fois l'émission de GES anthropique et les aérosols volcaniques donne un accord satisfaisant pour les deux périodes (tableau 6).

contribution	période 1961-2003		période 1993-2003	
	observées	modèles	observées	modèles
dilatation thermique	0,42 ± 0,12	0,5 ± 0,2	1,60 ± 0,50	1,5 ± 0,7
glaciers	0,50 ± 0,18	0,5 ± 0,2	0,77 ± 0,22	0,7 ± 0,3
calotte glaciaire Groenland	0,19 ± 0,43	0,05 ± 0,12	0,41 ± 0,35	0,21 ± 0,07
calotte glaciaire Antarctique	0,14 ± 0,41	-	0,21 ± 0,35	-
TOTAL	1,1 ± 0,5	1,2 ± 0,5	2,8 ± 0,7	2,6 ± 0,8
élévation observée	1,8 ± 0,5	-	3,1 ± 0,7	-

TABLEAU 6 – contribution des différents effets à l'élévation du niveau moyen global des océans (les valeurs sont données en mm/an) – Source : [référence \[50\]](#) chapitre 5

On constate que les modèles sous-estiment le taux d'élévation du niveau des océans, cela peut s'expliquer par le fait qu'ils ne prennent pas encore en compte de manière satisfaisante la décharge des glaces dans les océans, les mécanismes de ce phénomène étant encore partiellement inconnus. Par ailleurs l'écart entre les modèles et les observations est imputable aussi à la variabilité interne du système climatique.

Le tableau 6 montre aussi que la contribution de la dilatation thermique à l'élévation du niveau représente environ 25% sur la période 1961-2003 et 50% sur la période 1993-2003. Comme cet effet est directement lié à l'augmentation de la température globale, et par conséquent à l'effet de serre d'origine anthropique, cela suggère une accélération de l'élévation du niveau des océans causée en partie par l'émission anthropique des GES ([référence \[147\]](#)).

On notera que sur 1961-2003 le niveau moyen des océans a augmenté d'environ 1,8 (mm/an) x 42 (ans) = 75,6 mm, tous effets confondus !

S'agissant des projections sur le 21^{ème} siècle (cf. [référence \[50\]](#) chapitre 10), tous les scénarios conduisent, quels que soient les modèles, à un taux d'élévation du niveau des océans supérieur à celui de la période 1961-2003 (figure 62).

La contribution de la dilatation thermique augmentera, passant de 50% en 2003 à 75% au milieu du 21^{ème} siècle. La fonte et la décharge des glaces continueront à contribuer à l'augmentation du niveau océanique. Cependant, selon les modèles, la contribution de l'Antarctique s'amointrira puisque le bilan entre les précipitations, qui augmenteront sur cette région, et la fonte sera positif, ce processus résultant d'une modification du transfert thermique par la circulation océanique. En revanche, en Arctique comme en Antarctique, la décharge des glaces continentales dans l'océan s'intensifierait, apportant une contribution positive à l'élévation du niveau des océans.

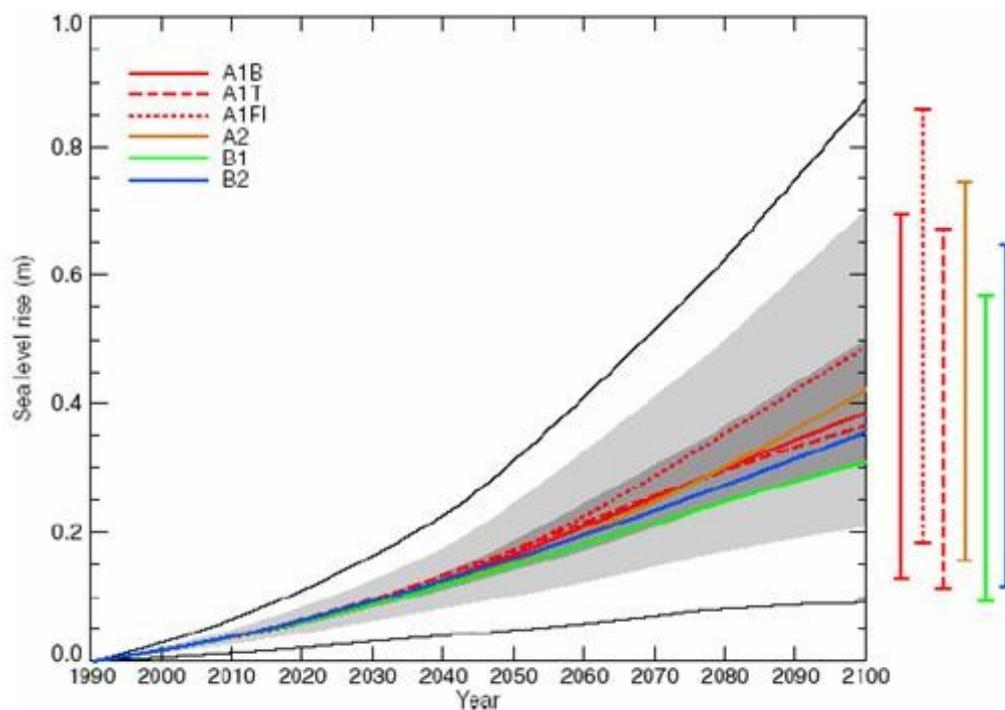


figure 62 – projections du changement du niveau moyen des océans au 21^{ème} siècle, par différents scénarios d'émission de GES. Source : [référence \[50\]](#) chapitre 10

5.8 - Alarmes et actions préventives : un consensus planétaire encore à trouver

Dans le cadre de cet article, volontairement limité aux bases physiques et chimiques qui permettent de comprendre de quoi il s'agit lorsque les experts mondiaux parlent de réchauffement climatique, l'analyse détaillée des enjeux humains, écologiques et économiques a été uniquement évoquée. Les conséquences détaillées des évolutions prévues par les scénarios, n'ont pas été abordées pour tous les domaines, géophysiques d'abord, et socio-économiques aussi. Par exemple, des conséquences sur le changement des rythmes et de la nature des variabilités climatiques, ou encore sur la biomasse et les activités agricoles, n'ont pas été abordées.

L'objectif poursuivi était de fournir quelques éléments de base pour faire comprendre que le système climatique terrestre et un ensemble d'une grande subtilité gouverné par un nombre impressionnant de processus couplés apparaissant entre les différentes « sphères » de notre planète : atmosphère, hydrosphère, cryosphère, biosphère, lithosphère, et à l'intérieur de ces domaines eux-mêmes. Nous avons ainsi vu que le devenir de l'énergie issue du Soleil est pris en charge par de multiples boucles de rétroactions sur des échelles d'espace et de temps très diverses qui caractérisent les différents domaines. Nous avons compris que :

- cette gestion de l'énergie ne saurait se satisfaire d'un modèle 1D de bilan thermique de l'atmosphère, mais que celui-ci offre une bonne introduction ; les processus de transferts 3D dans la troposphère, tenant compte, bien sûr, des conditions de vapeur d'eau et du rôle des aérosols, sont indispensables pour décrire les phénomènes avec réalisme.
- les océans, par leurs propriétés thermiques, chimiques et biologiques, ainsi que, bien sûr, leurs circulations internes très complexes, jouent un rôle déterminant dans le climat global, avec un fort couplage avec la troposphère dû au fait qu'il n'y a jamais équilibre statique entre ces deux domaines ;
- le cycle de l'eau et le cycle du carbone sont les processus importants qui mettent en liaison l'atmosphère, l'hydrosphère, la biosphère et les terres dans le bilan des gaz à effet

de serre ;

- la variabilité climatique naturelle et les émissions éruptives volcaniques doivent être bien identifiées pour pouvoir extraire de leurs modulations les tendances à long terme du changement climatique ;
- les différents types de forçages affectant le bilan énergétique global et les sensibilités avec lesquelles répondent les différents domaines ;
- etc.

Muni de ces quelques notions, nous avons alors pu comprendre en quoi certaines grandeurs observées ou modélisées pouvaient constituer des indicateurs, des « alarmes », indiquant l'amorce d'un changement climatique, telles que : la température globale, bien sûr, mais aussi le taux de carbone atmosphérique, et plus généralement de GES, le niveau moyen des océans, le bilan de masse des glaces (cryosphère), les précipitations, les circulations océaniques dont, en particulier, la circulation thermohaline profonde, pour n'en citer que quelques unes.

Il y a déjà là, je l'espère, déjà matière à pouvoir se forger une opinion et/ou à comprendre les rapports d'expertise, du GIEC notamment, ainsi que les débats contradictoires qui animent encore les communautés scientifiques, économiques et politiques.

Ces débats portent les inquiétudes et les doutes touchant plusieurs aspects :

- inquiétudes sur ce qu'il adviendra du climat, et de l'humanité, si l'on n'agit pas dès maintenant pour réduire voire supprimer les causes de l'augmentation de l'effet de serre. D'autant que, comme on l'a vu au paragraphe 5.2, l'inertie de la réponse de l'atmosphère et des océans face aux émissions fera que les effets des GES perdureront bien longtemps après l'arrêt de leur émission ;
- inquiétudes sur ce que coûtera le changement des moyens économiques pour parvenir à la réduction du réchauffement climatique ; mais alors, si c'est le devenir de l'humanité qui est en jeu, à travers les difficultés futures envisagées, ne faut-il pas mobiliser les énergies, les intelligences et les imaginations pour trouver des solutions pour réduire le réchauffement climatique et pour adapter l'homme à ce nouveau défi, en se préoccupant du long terme tout en limitant les perturbations apportées à court terme sur les activités humaines ? L'enjeu pour notre humanité n'en vaut-il pas la peine ?
- inquiétudes aussi sur ce qui est perçu par certains comme la montée d'une prise en main au niveau planétaire des réglementations et contrôles visant à cette réduction, et que d'autres appellent une « gouvernance mondiale ». Dans le même registre, inquiétudes sur l'équilibre qui peut paraître de plus en plus difficile entre la mise en oeuvre planétaire du principe de précaution et les libertés individuelles, d'entreprendre, de produire, de vendre et de consommer ;
- doutes, pour certains spécialistes, sur la validité même des données d'observation indiquant l'amorce du réchauffement climatique ; je laisse le lecteur libre de son opinion face à ces doutes, mais je pense que nous avons vu, au long de cet article, en quoi la plupart des résultats sont dignes d'intérêt et en quoi certains autres sont encore entachés de difficultés techniques ;
- mais aussi doutes, pour d'autres, sur l'origine anthropique de ce réchauffement, préférant invoquer des causes « naturelles » et donc invitant au statu quo ! Dans ce registre, certains auteurs se basent même sur l'inertie du système climatique et terrestre pour expliquer que les variations climatiques actuelles font partie des réponses à des causes passées et donc naturelles. Je me permettrais alors la réflexion suivante : puisque le système possède cette supposée inertie, les agressions actuelles que l'homme apporte au

climat pourraient fort bien générer de sa part des réponses qui perdureront encore très longtemps ; mais alors, ce sont nos descendants qui en feront les frais : est-ce que cela nous paraît acceptable ?

- doutes encore sur l'accélération des indicateurs marquant ce réchauffement dans les décennies futures. La raison souvent invoquée est la complexité des processus physicochimiques et dynamiques des phénomènes climatiques, suggérant que, après tout, les modèles et mêmes les techniques d'exploration ne peuvent pas intégrer de manière fiable, univoque et reproductible tous les processus sous-jacents. Mais si, là encore, je peux me permettre une réflexion, j'inviterais justement à une prudence : la fameuse complexité qui semble alimenter les positions attentistes, pourrait fort bien nous générer des « surprises » dans le futur que nos modèles actuels sous-évaluent peut-être par ignorance partielle. Jusqu'à quel point est-on alors prêt à prendre un risque qui, s'il s'avérait bientôt, le ferait trop tard pour que nous réagissions ?
- doutes sur la gravité des impacts économiques, agricoles et biologiques du réchauffement climatique. Certains auteurs, tout en reconnaissant le changement climatique qui s'amorce, pensent en effet que celui-ci, loin d'apporter des inconvénients, apportera des opportunités et d'autres conditions favorables à l'agriculture, la santé, etc. et que l'homme saura s'adapter. Tant mieux pour ceux qui le croient ! mais rappelons ici que les changements observés sont relativement importants par rapport à la faible durée sur laquelle ils s'inscrivent. Allons-nous demander à l'homme de devoir s'adapter en quelques décennies à des changements relativement rapides et avec des amplitudes comparables à ceux anciens qui ont couru sur plusieurs millénaires ?

Sans être exhaustif, ce sont là les quelques questions qui sont soulevées face au problème du réchauffement climatique. Sans entrer dans les détails des impacts et des adaptations qui en résulteront, et que l'on pourra par exemple voir dans les rapports du GIEC ([références \[52\]](#), [\[53\]](#), [\[54\]](#)), voici les quelques signes considérés comme indicateurs par les uns, et sujets à caution par les autres, d'un réchauffement avec leurs évolutions potentielles à moyen terme (tableau 7).

événements	degré de confiance des observations au 20 ^{ième} siècle	degré de confiance des évolutions au 21 ^{ième} siècle
températures maximales plus élevées	avérées	très probables
étés plus chauds (canicules)	plutôt avérées	très probables
augmentation de la température moyenne	avérées	très probables
températures minimales plus élevées	avérées	très probables
jours de gel moins nombreux	avérées	très probables
vagues de froid moins nombreuses	avérées	très probables
sécheresses plus intenses (subtropicales)	peu avérées	très probables
pluies extrêmes plus intenses et nombreuses	plutôt avérées	probables
cyclones tropicaux plus nombreux et intenses	peu avérées	probables
tempêtes aux latitudes moyennes plus nombreuses	peu avérées	probables
fonte de la banquise	plutôt avérées	probables

événements	degré de confiance des observations au 20ième siècle	degré de confiance des évolutions au 21ième siècle
ralentissement de la circulation thermohaline	plutôt avérées	probables
recul des glaciers	plutôt avérées	Très probables
amincissement des calottes polaires (arctique)	plutôt avérées	Très probables
GES en augmentation	avérées	Très probables
température moyenne océanique plus élevée	avérées	Très probables
élévation du niveau des océans	avérées	Très probables
recul des permafrosts et sous-sols gelés	plutôt avérées	probables
perturbations plus marquées de ENSO	peu avérées	probables

TABLEAU 7 – indicateurs et leurs degrés d'observations et de devenir pour le réchauffement climatique (adaptation personnelle)

La typologie des inquiétudes et des doutes que j'ai identifiés ci-dessus et qui participent aux débats et controverses sur le réchauffement climatique peut servir de fil directeur dans la nature des discussions présentées dans de multiples sites web. Ceux-ci, par exemple, peuvent être consultés dans les [références \[105\]](#) et [\[106\]](#), qui pourront servir de points d'aiguillage vers des sites plus complets pour ceux qui veulent examiner tous les points de vue possibles.

BIBLIOGRAPHIE

- [1] Climate change 2001, The scientific basis – Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), Cambridge University Press (2001)
- [2] Agnès Acker : Astronomie, astrophysique – Dunod, 2005
- [3] A. Berger : le climat de la Terre – De Boeck, Bruxelles, 1992
- [4] Robert Delmas, Gérard Mégie, Vincent-Henri Peuch : Physique et chimie de l'atmosphère – Belin, 2005
- [5] sous la direction de Jean-Yves Daniel – André Brahic, Michel Hoffert, André Schaaf, Marc Tardy : Sciences de la Terre et de l'univers – Vuibert, 2000
- [6] D. Raynaud, T. Blunier, Y. Ono, R. J. Delmas : The late quaternary history of atmospheric trace gases and aerosols, interactions between Paleoclimate, In Global change and the future – K. D. Alverson, R. S. Bradley et T. F. Pedersen, Springer, Berlin (2002)
- [7] M. J. Molina, F. S. Rowland : Stratospheric sink for chlorofluoromethanes : chlorine atom-catalyzed destruction of ozone – Nature, 249, 810-812 (1974)
- [8] IPCC (GIEC) : Third Assessment Report, Working Group I : Climate Change 2001, the scientific basis (J. T. Houghton et al ed.) ; Working Group II : Climate change 2001 : impacts, adaptation and vulnerability (JJ. McCarthy et al, ed.) – Cambridge University Press, 2001
- [9] M. O. Andreae, P. J. Crutzen : atmospheric aerosols : biogeochemical sources and role in atmospheric chemistry – Science, 276, 1052-1058 (1997)
- [10] Roland Schiestel : Modélisation et simulation des écoulements turbulents – éd. Hermès, 1993
- [11] Michel Rieutord : Une introduction à la dynamique des fluides – Masson, Paris, 1997
- [12] cours de géodynamique externe de l'Université Lyon 1, site http://nte-serveur.univ-lyon1.fr/geosciences/geodyn_ext/

- [13] Broecker, W.S., 1987: The biggest chill. *Natural History Magazine*, 97, 74-82.
- [14] Gargett A.E., and G. Holloway. 1992. Sensitivity of the gfdl ocean model to different diffusivities of heat and salt. *Journal of Physical Oceanography* 22 (10): 1158–1177.
- [15] Gordon, A.L., 1986: Interocean exchange of thermocline water. *Journal of Geophysical Research*. 91, 5037-5046.
- [16] Houghton, J.T., L.G.M. Filho, B.A. Callander, N. Harris, A. Kattenberg, and K. Maskell, 1996:
- [17] *Climate Change 1995: The Science of Climate Change*. Cambridge: Cambridge University Press.
- [18] Marotzke J., and J.R. Scott. 1999. Convective mixing and the thermohaline circulation. *Journal of Physical Oceanography* 29 (11): 2962–2970.
- [19] Stommel, H., and A.B. Arons, 1960a: On the abyssal circulation of the world ocean - I. Stationary planetary flow pattern on a sphere. *Deep Sea Research*, 6, 140-154.
- [20] Stommel, H., and A.B. Arons, 1960a: On the abyssal circulation of the world ocean - II: An K.-N. Liou : An introduction to atmospheric radiation – coll. « International geophysics series », vol. 84, Academic Press (2002)
- [21] Reynolds R.W., and D.C. Marsico. 1993. An improved real-time global sea surface temperature analysis. *Journal of Climate* 6: 114–119.
- [22] Reynolds R.W., and T.M. Smith. 1994. Improved global sea surface temperature analysis using optimum interpolation. *Journal of Climate* 7: 929–948.
- [23] Reynolds R.W., and T.M. Smith. 1995. A high-resolution global sea surface climatology. *Journal of Climate* 8 (6): 1571–1583.
- [24] Swingedouw D., Braconnot P., Delecluse P., Guilyardi E. and Marti O. : The impact of global freshwater forcing on the Thermohaline Circulation: Adjustment of North Atlantic convection sites in CGCM, *Climate Dynamics*, 2006
- [25] Swingedouw D., Braconnot P., and Marti O. : Sensitivity of the Atlantic Meridional Overturning Circulation to the melting from northern glaciers in climate change experiments, *Geophysical Research Letters*, 2006
- [26] Swingedouw D., Braconnot P. et Marti O. : Sensibilité de la circulation océanique méridienne à la fonte des glaciers du Groenland en simulation scénario, *Compte rendu des Ateliers de Modélisation de l'Atmosphère* 2006
- [27] Matthias Tomczak, J. Stuart Godfrey : *Regional Oceanography, an introduction*, Pergamon Press – livre en ligne sur le site <http://www.es.flinders.edu.au/~mattom/regoc/pdfversion>
- [28] Millero F.J., G. Perron, and J.F. Desnoyers. 1973. Heat capacity of seawater solutions from 5°C to 35°C and 0.05 to 22‰ chlorinity. *Journal of Geophysical Research* 78 (21): 4499–4506.
- [29] Fofonoff N.P., and R.C. Millard. 1983. Algorithms for computation of fundamental properties of sea water. *UNESCO Technical Papers in Marine Science* 44.
- [30] Darnell W.L., W.F. Staylor, S.K. Gupta, N.A. Ritchey, and A.C. Wilbur. 1992. Seasonal variation of surface radiation budget derived from International Satellite Cloud Climatology Project C1 data. *Journal of Geophysical Research* 97: 15,741–15,760.
- [31] Smith S.D. 1988. Coefficients for sea surface wind stress, heat flux and wind profiles as a function of wind speed and temperature. *Journal of Geophysical Research* 93: 15,467–15,472.
- [32] Kent E.C., and P.K. Taylor. 1997. Choice of a Beaufort Scale. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology* 14 (2): 228–242.
- [33] Ramanathan V., B. Subasilar, G.J. Zhang, W. Conant, R.D. Cess, J.T. Kiehl, H. Grassl, and L. Shi. 1995. Warm pool heat budget shortwave cloud forcing: A missing physics? *Science* 267 (5197): 499–503.
- [34] Cess R.D., M.H. Zhang, P. Minnis, L. Corsetti, E.G. Dutton, B.W. Forgan, D.P. Garber, W.L. Gates, J.J. Hack, E.F. Harrison, X. Jing, J.T. Kiehl, C.N. Long, J.-J.

- Morcrette, G.L. Potter, V. Ramanathan, B. Subasilar, C.H. Whitlock, D.F. Young, and Y. Zhou. 1995. Absorption of solar radiation by clouds: Observations versus models. *Science* 267 (5197): 496–499.
- [35] DaSilva A., C.C. Young, and S. Levitus. 1995. Atlas of surface marine data 1994. Vol.1: Algorithms and procedures. National Oceanic and Atmospheric Administration Report.
 - [36] Houghton J.T., L.G.M. Filho, B.A. Callander, N. Harris, A. Kattenberg, and K. Maskell. 1996. *Climate Change 1995: The Science of Climate Change*. Cambridge: University Press.
 - [37] Trenberth K.E. and J.M. Caron. 2001. Estimates of meridional atmospheric and oceanic heat transports. *Journal of Climate* 14 (16): 3433–3443.
 - [38] Cox et al (2000), “Acceleration of global warming due to carbon-cycle feedbacks in a coupled climate model”, *Nature*, vol 408, 9 nov 2000
 - [39] Dufresne et al (2001), « On the magnitude of the positive feedback between futur climate change and the carbon cycle »
 - [40] Friedlingstein et al (2001), « Positive feedback between future climate change and the carbon cycle », *Geophysical Research Letters*, vol 28, n°8, p.1543-1546, april 15, 2001
 - [41] Friedlingstein, Dufresne, Cox et Rayner (2002) « How positive is the feedback between climate change and the carbon cycle ? »
 - [42] Atelier changement climatique de l'ENPC, 2003-2004, sur site: http://www.enpc.fr/fr/formations/ecole_virt
 - [43] site du GIEC (IPCC) : www.ipcc.ch
 - [44] Convention cadre de l'ONU sur les changements climatiques : www.unfccc.de
 - [45] Organisation météorologique mondiale : www.wmo.ch
 - [46] Météo France : www.meteo.fr
 - [47] www.effet-de-serre.gouv.fr – Mission interministérielle de l'effet de serre
 - [48] Catalogue des données disponibles : <http://climatheque.meteo.fr/okapi>
 - [49] Document technique II du GIEC : Introduction aux modèles climatiques simples employés dans le deuxième rapport d'évaluation du GIEC, février 1997 – sous la direction de John T. Houghton, L. Gylvan Meiva Filho, David J. Griggs, Kathy Maskell – ISBN : 98-9169-201-8
 - [50] Randall, D.A., R.A. Wood, S. Bony, R. Colman, T. Fichet, J. Fyfe, V. Kattsov, A. Pitman, J. Shukla, J. Srinivasan, R.J. Stouffer, A. Sumi and K.E. Taylor, 2007: *Climate Models and Their Evaluation*. In: *Climate Change 2007: The Physical Science Basis*. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [Solomon, S., D. Qin, M. Manning, Z. Chen, M. Marquis, K.B. Averyt, M.Tignor and H.L. Miller (eds.)]. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
 - [51] IPCC : page du site du GIEC sur le Groupe de Travail 1 : <http://www.ipcc.ch/ipccreports/ar4-wg1.htm>
 - [52] IPCC 2007: assessment report n°4, Working Group 2 (impacts du réchauffement climatique): site <http://www.ipcc.ch/ipccreports/ar4-wg2.htm>
 - [53] IPCC 2007: assessment report n°4, Working Group 3 (aspects socio-économiques): site <http://www.ipcc.ch/ipccreports/ar4-wg3.htm>
 - [54] IPCC, 2007: Summary for Policymakers. In: *Climate Change 2007: Mitigation*. Contribution of Working Group III to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change [B. Metz, O.R. Davidson, P.R. Bosch, R. Dave, L.A. Meyer (eds)], Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
 - [55] M-O. Monchicourt, R. Kandel : *Avis de tempête sur le climat* – Platypus Press, Paris, 2002
 - [56] H. Le Treut, J-M. Jankovici : *L'effet de serre, allons-nous changer le climat ?* –

- Flammarion, Paris 2001
- [57] Robert Kandel : Le réchauffement climatique, le grand risque – Presses Universitaires de France, coll. Que sais-je, Paris 2002
 - [58] Friedlingstein, « Climate System and Carbon Cycle Feedback »
 - [59] IPCC : Document technique III du GIEC, février 1997 – Stabilisation des gaz à effet de serre : conséquences physiques, biologiques et socio-économiques – Sous la direction de J. T. Houghton, L. Gylvan Meira Filho, P. J. Griggs, K. Maskell – ISBN : 92-9169-202-6
 - [60] Field, C.B., R.B. Jackson, and H.A. Mooney, 1995: Stomatal responses to increased CO₂: implications from the plant to the global scale. *Plant Cell Environ.*, 18, 1214–1225.
 - [61] Sellers, P.J., et al., 1996: Comparison of radiative and physiological effects of doubled atmospheric CO₂ on climate. *Science*, 271, 1402–1406.
 - [62] Betts, R.A., et al., 2004: The role of ecosystem-atmosphere interactions in simulated Amazonian precipitation decrease and forest dieback under global climate warming. *Theor. Appl. Climatol.*, 78, 157–175.
 - [63] Gedney, N., et al., 2006: Detection of a direct carbon dioxide effect in continental river runoff records. *Nature*, 439, 835–838, doi:10.1038/nature 04504.
 - [64] <http://www.climate.unibe.ch>
 - [65] Jones C. and Cox P. (2002), « Constraints on the temperature sensitivity of global soil respiration from the observed interannual variability in atmospheric CO₂ », *Atmospheric Science Letters*
 - [66] Krinner et al (2003), « A dynamic global vegetation model for studies of the coupled atmosphere-biosphere system », http://www.lmd.jussieu.fr/Climat/couplage/ipsl_ccm2/index.html
 - [67] Schimel et al (2001), « Recent Patterns and Mechanisms of Carbon Exchange by Terrestrial Ecosystems », *Nature*, vol 414, 8 novembre 2001 www.gcte.org/schimeletal2001Patterns.pdf
 - [68] J. Lenoble : Atmospheric radiative transfer – A. Deepak Publishing, Hampton, Virginie, Etats-Unis (1993)
 - [69] R. M. Goody, Y. L. Yung : Atmospheric radiation, Theoretical basis – Oxford University Press (1989)
 - [70] Knauss J.A. (1997) - Introduction to physical oceanography. Prentice Hall.
 - [71] Lacombe H. (1971) - Les mouvements de la mer. Doin.
 - [72] Minster J.F. (1997) - La machine océan. Flammarion.
 - [73] Pedlovsky J. (1996) - Ocean circulation theory. Springer.
 - [74] Les océans, Jean-François Minster, collection Dominos/Flammarion, n° 33, 1994
 - [75] L'oscillation australe El Niño : anomalies de l'hydroclimat et conséquences, F. Doumenge, *Biologia Marina Mediterranea*, Vol 6, Fasc.1, 1999
 - [76] G. Mégie : Ozone, équilibre rompu – Presses du CNRS/Ilan College Publishing Company, 1989
 - [77] TOPEX/POSEIDON : Geophysical Evaluation, *Journal of Geophysical Research*, special issue, volume 99, n°C12, décembre 1994
 - [78] TOPEX/POSEIDON : Scientific Results, *Journal of Geophysical Research*, special issue, volume 100, n°C12, Decembre 1995
 - [79] TOPEX/POSEIDON : 5 years of Progress, *Lettre AVISO* n° 6, avril 1998
 - [80] Le Système d'Observation de l'océan pour le Climat, Recueil des Actes de la Conférence Internationale OCEANOBS99, volumes 1 et 2, Edition CNES, octobre 1999
 - [81] L'océan sous haute surveillance, *Lettre AVISO* n°7, janvier 2000
 - [82] J.S. Hoffman, J.G. Titus 1983 Projecting future sea level rise. US GPO n° 055-000-00236-3 Washington D.C. Government printing office.
 - [83] M.C. Barth and J.G. Titus 1984 Editors. Greenhouse effect and sea sea level rise. A challenge for this generartion, Van Nostrand Reinhold Company - 326p.

- [84] P. Paskoff 1987: Les variations du niveau de la mer, La Recherche n°191, septembre 1987, volume 18 - pp 1010-1019
- [85] J.G. Titus 1988 editor, Greenhouse effect, Sea level rise and Coastal Wetlands - U.S. Environmental Protection Agency - July 1988 - 152 p.
- [86] Metha A.J. and Cushman R.M 1989 Workshop on Sea level Rise and Coastal Processes DOE/NBB - 0086 - U.S. Department of Energy - Washington D.C.
- [87] P.A. Pirazzoli 1989 Present and near future global sea level changes - Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology -75 1989 pp 241-258
- [88] C. Teisson 1992 Surelevation future du niveau de la mer, conséquences et stratégies dans l'aménagement du littoral, Rapport d'études et de recherches, Service Technique Central des Ports Maritimes et Voies Navigables.
- [89] Élévation du niveau de la mer le long des côtes de France, Mesures-Impacts-Réponses, Séminaire Eaux - Environnement n°4, mai 1994, Ministère de l'Environnement, Direction Générale de l'Administration et du Développement.
- [90] E. Kammerer 1996, Étude des variations du niveau de la mer en Europe du nord-ouest, rapport de DEA, Université de Bretagne Occidentale, Ecole doctorale des sciences de la mer.
- [91] Ciais P., LSCE, Source et Puits, leur variabilité interannuelle, extrait de la lettre n°11 du Programme International Géosphère-Biosphère-Programme Mondial de Recherches sur le climat, <http://www.cnrs.fr/cw/dossiers/dosclim/rechfran/4theme/sourcesetpuits.htm>
- [92] Gordon, C. et al. The simulation of SST, sea ice extents and ocean heat transports in a version of the Hadley centre coupled model without flux adjustments. *Clim. Dyn.* 16, 147-168 (2000)
- [93] IPCC Special Report on Carbon Dioxide Capture and Storage – Edited by : B. Metz, O. Davidson, H. de Coninck, M. Loos, L. Meyer – Cambridge University Press, 2005.
- [94] Trenberth, K.E., and D.J. Shea, 2005: Relationships between precipitation and surface temperature. *Geophys. Res. Lett.*, 32, L14703, doi:10.1029/2005GL022760.
- [95] Trenberth, K.E., J. Fasullo, and L. Smith, 2005: Trends and variability in column-integrated water vapour. *Clim. Dyn.*, 24, 741–758.
- [96] Trenberth, K.E., A. Dai, R.M. Rasmussen, and D.B. Parsons, 2003: The changing character of precipitation. *Bull. Am. Meteorol. Soc.*, 84, 1205–1217.
- [97] Mitchell, J.F.B., C.A. Wilson, and W.M. Cunningham, 1987: On CO2 climate sensitivity and model dependence of results. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 113, 293–322.
- [98] F. Chevallier, F. Chéruy, N. A. Scott, A. Chédin : A neural network approach for a fast and accurate computation of a longwave radiative budget – *J. of Applied Meteorology*, vol. 37, nov. 1998
- [99] Myhre, G., A. Myhre, and F. Stordal, Historical evolution of radiative forcing of climate, *Atmos. Environ.*, 35, 2361–2373, 2001.
- [100] IPCC Assessment Report n°3 Working Group I: Folland, C. K., T. R. Karl, J. R. Christy, R. A. Clarke, G. V. Gruza, J. Jouzel, M. E. Mann, J. Oerlemans, M. J. Salinger, and S.-W. Wang, Observed climate variability and change, in *Climate change 2001 – The scientific basis. Contribution of working group I to the Third Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*, edited by J. T. Houghton, Y. Ding, D. J. Griggs, M. Noguer, P. J. van der Linden, X. Dai, K. Maskell, and C. A. Johnson, pp. 99–182, Cambridge University Press, Cambridge, 2001.
- [101] Lambert, F.H., P.A. Stott, M.R. Allen, and M.A. Palmer, 2004: Detection and attribution of changes in 20th century land precipitation. *Geophys. Res. Lett.*, 31(10), L10203, doi:10.1029/2004GL019545.
- [102] Lambert, F.H., N.P. Gillett, D.A. Stone, and C. Huntingford, 2005: Attribution studies of observed land precipitation changes with nine coupled models. *Geophys. Res. Lett.*, 32, L18704, doi:10.1029/2005GL023654.
- [103] Allen, M.R., and W.J. Ingram, 2002: Constraints on future changes in climate and the hydrologic cycle. *Nature*, 419, 224–232.

- [104] Gillett, N.P., A.J. Weaver, F.W. Zwiers, and M.F. Wehner, 2004b: Detection of volcanic influence on global precipitation. *Geophys. Res. Lett.*, 31(12), L12217, doi:10.1029/2004GL020044.
- [105] On trouvera les points de vue de certains scientifiques opposés à celui du GIEC dans la page du site: <http://www.u-blog.net/liberte/note>
- [106] On trouvera un état des controverses sur le réchauffement climatique sur le site Wikipedia :
http://en.wikipedia.org/List_of_scientists_opposing_the_mainstream_scientific_assessment_of_global_warming
- [107] Broccoli, A.J., et al., 2003: Twentieth-century temperature and precipitation trends in ensemble climate simulations including natural and anthropogenic forcing. *J. Geophys. Res.*, 108(D24), 4798.
- [108] Robock, A., 2000: Volcanic eruptions and climate. *Rev. Geophys.*, 38(2), 191–219.
- [109] Johannes Quaas : L'effet indirect des aérosols : paramétrisation dans des modèles de grande échelle et évaluation avec des données satellitales – Thèse de docteur de l'École Polytechnique, 17 mai 2003.
- [110] Twomey, S., Pollution and the planetary albedo, *Atmos. Environ.*, 8, 1251–1256, 1974.
- [111] Albrecht, B. A., Aerosols, cloud microphysics, and fractional cloudiness, *Science*, 245, 1227–1230, 1989.
- [112] Kumar, A., F. Yang, L. Goddard, and S. Schubert, 2004: Differing trends in the tropical surface temperatures and precipitation over land and oceans. *J. Clim.*, 17, 653–664.
- [113] Neelin, J.D., et al., 2006: Tropical drying trends in global warming models and observations. *Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A.*, 103, 6110–6115.
- [114] Emori, S., and S.J. Brown, 2005: Dynamic and thermodynamic changes in mean and extreme precipitation under changed climate. *Geophys. Res. Lett.*, 32, L17706, doi:10.1029/2005GL023272.
- [115] Held, I.M., and B.J. Soden, 2006: Robust responses of the hydrological cycle to global warming. *J. Clim.*, 19, 5686–5699.
- [116] Held, I.M., et al., 2005: Simulation of Sahel drought in the 20th and 21st centuries. *Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A.*, 102(50), 17891–17896.
- [117] Milly, P.C.D., K.A. Dunne, and A.V. Vecchia, 2005: Global patterns of trends in streamflow and water availability in a changing climate. *Nature*, 438, 347–350.
- [118] Burke, E.J., S.J. Brown, and N. Christidis, 2006: Modelling the recent evolution of global drought and projections for the 21st century with the Hadley Centre climate model. *J. Hydrometeorol.*, 7, 1113–1125.
- [119] Allen, M.R., and W.J. Ingram, 2002: Constraints on future changes in climate and the hydrologic cycle. *Nature*, 419, 224–232.
- [120] Meehl, G.A., J.M. Arblaster, and C. Tebaldi, 2005: Understanding future patterns of precipitation extremes in climate model simulations. *Geophys. Res. Lett.*, 32, L18719, doi:10.1029/2005GL023680.
- [121] Karl, T.R., and K.E. Trenberth, 2003: Modern global climate change. *Science*, 302, 1719–1723.
- [122] Groisman, P.Y., et al., 1999: Changes in the probability of heavy precipitation: Important indicators of climatic change. *Clim. Change*, 42, 243–283.
- [123] Katz, R.W., 1999: Extreme value theory for precipitation: Sensitivity analysis for climate change. *Adv. Water Resour.*, 23, 133–139.
- [124] Tebaldi, C., K. Hayhoe, J.M. Arblaster, and G.A. Meehl, 2006: Going to extremes: An intercomparison of model-simulated historical and future changes in extreme events. *Clim. Change*, 79, 185–211.
- [125] site de l'Institut Pierre Simon de Laplace (IPSL): <http://www.ipsl.jussieu.fr>

- [126] site du Centre National de la Recherche Météorologique (CNRM) : <http://www.cnrm.meteo.fr>
- [127] site du Centre Européen de Recherche et de Formation Avancée en Calcul Scientifique (CERFACS), activité Changement climatique global : <http://www.cerfacs.fr/globc/>
- [128] Gregory, J.M., et al., 2002b: Recent and future changes in Arctic sea ice simulated by the HadCM3 AOGCM. *Geophys. Res. Lett.*, 29, 2175.
- [129] Johannssen, O.M., et al., 2004: Arctic climate change: observed and modeled temperature and sea-ice variability. *Tellus*, 56A, 328–341.
- [130] Goeberle, C., and R. Gerdes, 2003: Mechanisms determining the variability of Arctic sea ice conditions and export. *J. Clim.*, 16, 2843–2858.
- [131] Rothrock, D.A., J. Zhang, and Y. Yu, 2003: The arctic ice thickness anomaly of the 1990s: A consistent view from observations and models. *J. Geophys. Res.*, 108(C3), 3083, doi:10.1029/2001JC001208.
- [132] Fichefet, T., B. Tartinville, and H. Goosse, 2003: Antarctic sea ice variability during 1958-1999: A simulation with a global ice-ocean model. *J. Geophys. Res.*, 108(C3), 3102–3113.
- [133] Huybrechts, P., J. Gregory, I. Janssens, and M. Wild, 2004: Modelling Antarctic and Greenland volume changes during the 20th and 21st centuries forced by GCM time slice integrations. *Global Planet Change*, 42(1–4), 83–105.
- [134] Greene, A.M., 2005: A time constant for hemispheric glacier mass balance. *J. Glaciol.*, 51(174), 353–362.
- [135] Oerlemans, J., 2005: Extracting a climate signal from 169 glacier records. *Science*, 308, 675-677.
- [136] Bryden, H.L., H.R. Longworth, and S.A. Cunningham, 2005: Slowing of the Atlantic meridional overturning circulation at 25° N. *Nature*, 438, 655–657.
- [137] Wu, P., R. Wood, and P.A. Stott, 2005: Human influence on increasing Arctic river discharges. *Geophys. Res. Lett.*, 32, L02703, doi:10.1029/2004GL021570.
- [138] Wu, P., R. Wood, P.A. Stott, and G.S. Jones, 2007: Deep North Atlantic freshening simulated in a coupled model. *Progr. Oceanogr.*, accepted.
- [139] Cazenave, A., and R.S. Nerem, 2004: Present-day sea level change: observations and causes. *Rev. Geophys.*, 42(3), RG3001, doi:10.1029/2003RG000139.
- [140] Leuliette, E.W., R.S. Nerem, and G.T. Mitchum, 2004: Calibration of TOPEX/Poseidon and Jason altimeter data to construct a continuous record of mean sea level change. *Mar. Geodesy*, 27(1–2), 79–94.
- [141] Church, J.A., et al., 2004: Estimates of the regional distribution of sealevel rise over the 1950 to 2000 period. *J. Clim.*, 17(13), 2609–2625.
- [142] Willis, J.K., D. Roemmich, and B. Cornuelle, 2004: Interannual variability in upper-ocean heat content, temperature and thermosteric expansion on global scales. *J. Geophys. Res.*, 109, C12036, doi:10.1029/2003JC002260.
- [143] Levitus, S., J.I. Antonov, and T.P. Boyer, 2005a: Warming of the World Ocean, 1955-2003. *Geophys. Res. Lett.*, 32, L02604, doi:10.1029/2004GL021592.
- [144] Levitus, S., J. Antonov, T.P. Boyer, and C. Stephens, 2000: Warming of the World Ocean. *Science*, 287, 2225–2229.
- [145] Levitus, S., et al., 2005c: EOF analysis of upper ocean heat content, 1956-2003. *Geophys. Res. Lett.*, 32, L18607, doi:10.1029/2005GL023606.
- [146] Ishii, M., M. Kimoto, K. Sakamoto, and S.I. Iwasaki, 2006: Steric sea level changes estimated from historical ocean subsurface temperature and salinity analyses. *J. Oceanogr.*, 62(2), 155–170.
- [147] Woodworth, P.L., J.M. Gregory, and R.J. Nicholls, 2004: Long term sea level changes and their impacts. In: *The Sea* [Robinson, A.R. and K.H. Brink (eds.)]. Harvard University Press, Cambridge, MA, pp. 715–753.