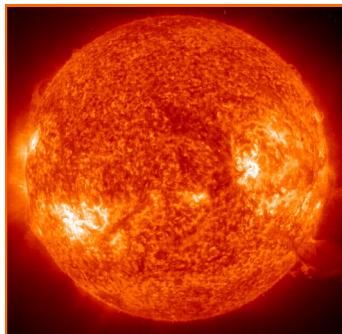
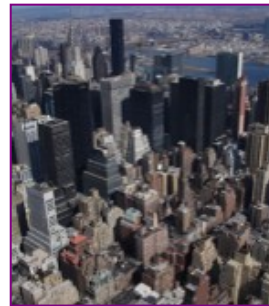


Climats du passé : quels enseignements pour l'avenir de la planète ?

**Réalisation d'un dossier-guide
et d'un site internet grand public**



Cécile Musy

Master 2 Géobiosphère
Promotion 2007-2008

Sommaire

Remerciements	3
Résumé (<i>abstract</i>)	4
Pourquoi ce rapport ?	5
La nécessité d'informer les citoyens sur le climat	5
Objectif du rapport	6
1 Introduction : le « climat », qu'est-ce que c'est ?	7
1.1 Le climat et la météo, quelles différences ?	7
1.2 Les acteurs du climat	7
1.2.1 Le Soleil	7
1.2.2 Les enveloppes terrestres	7
1.2.3 Chiffrer les influences sur le climat : le forçage radiatif	8
1.3 Le climat, comment ça marche ?	8
1.3.1 Les cercles vicieux et vertueux du climat	8
1.3.2 L'effet de serre	9
<i>Encadré 1.1 : Comment agit l'effet de serre ?</i>	9
1.4 Comment étudier le climat ?	10
1.4.1 Les données instrumentales	10
1.4.2 Et pour trouver le climat avant l'invention des instruments, comment faire ?	10
<i>Encadré 1.2 : Peut-on déduire une température réelle à partir des proies ?</i>	11
1.5 Connaître l'âge d'une donnée climatique : la datation	10
1.5.1 Les méthodes de datation par dénombrement de couches périodiques	10
1.5.2 Les méthodes de datation basées sur des phénomènes radioactifs	11
<i>Encadré 1.3 : Les différentes méthodes de datation par décroissance radioactive</i>	12
1.6 Comment a évolué le climat au cours des temps géologiques ?	13
1.6.1 Les dépôts des glaciers	13
1.6.2 Les grandes variations climatiques de la Terre	13
<i>Encadré 1.4 : Les périodes marquantes du climat de la Terre</i>	14
2 Le climat du dernier million d'années	15
2.1 L'histoire du climat sous l'eau et dans les glaces	15
2.1.1 Les sédiments marins : le climat gravé dans les roches	15
<i>Encadré 2.1 : Comment utiliser les sédiments pour reconstituer des températures ?</i>	16
2.1.2 Les carottages glaciaires : les glaces racontent le climat	15
<i>Encadré 2.2 : Les paléotempératures déduites des carottes glaciaires</i>	17
<i>Encadré 2.3 : L'effet glaciaire</i>	18
2.2 Les données obtenues à partir des sédiments et des carottes glaciaires	18
2.3 La théorie astronomique des paléoclimats de Milankovitch	19
<i>Encadré 2.4 : La théorie astronomique des paléoclimats</i>	20
3 Le climat des derniers 100 000 ans	22
3.1 Des archives sur toute la planète	22
3.2 Les grandes tendances du climat depuis 100 000 ans	22
3.2.1 La période glaciaire	22
<i>Encadré 3.1 : Les forçages de la dernière glaciation</i>	23
3.2.2 L'Holocène	23
3.3 Les variations à haute fréquence des derniers 100 000 ans	24
3.3.1 Les changements abrupts de la période glaciaire	24

<i>Encadré 3.2 : L'enregistrement sédimentaire des événements de Heinrich</i>	25
3.3.2 Les changements abrupts de l'Holocène	25
<i>Encadré 3.3 : La cyclicité des phénomènes abrupts du climat</i>	26
3.4 Le rôle des variations climatiques sur le développement de l'humanité.....	26
4 Le climat du dernier millénaire	28
4.1 Les indicateurs du climat.....	28
4.1.1 Les archives historiques : les hommes racontent le climat.....	28
4.1.2 Les données proxies naturelles.....	28
<i>Encadré 4.1 : Les données isotopiques des cernes d'arbres</i>	29
<i>Encadré 4.2 : Les profils thermiques en détail</i>	29
4.1.3 Les reconstructions de température en pratique	29
4.2 Les grandes périodes climatiques du dernier millénaire.....	30
4.2.1 L'optimum climatique médiéval.....	30
<i>Encadré 4.3 : La circulation atmosphérique au Moyen Âge</i>	31
4.2.2 Le petit âge glaciaire	32
4.3 Les facteurs climatiques.....	32
4.3.1 L'activité solaire.....	32
<i>Encadré 4.4 : Les proxies de l'irradiance solaire</i>	33
4.3.2 Le volcanisme.....	35
<i>Encadré 4.5 : Les répercussions du volcanisme sur le climat</i>	35
4.4 Le climat, déclencheur de la Révolution Française ?.....	35
5 Le climat des derniers siècles	36
5.1 Les données instrumentales.....	36
5.2 Les variations climatiques depuis un siècle.....	36
5.2.1 L'atmosphère.....	36
5.2.2 L'évolution des températures en France	38
5.2.3 La fonte des masses de glace.....	38
<i>Encadré 5.1 : La diminution de la cryosphère</i>	39
5.2.4 Les océans.....	38
5.2.5 Conclusion : un changement climatique exceptionnel.....	39
5.3 Les causes du réchauffement	39
5.3.1 Les causes naturelles	39
<i>Encadré 5.2 : Les composites de l'irradiance solaire</i>	41
<i>Encadré 5.3 : Le forçage indirect sur la couverture nuageuse</i>	41
5.3.2 Les causes humaines.....	40
<i>Encadré 5.4 : Le cycle du carbone et les carburants fossiles</i>	43
<i>Encadré 5.5 : L'origine du CO₂ par analyse isotopique</i>	44
<i>Encadré 5.6 : Le potentiel de réchauffement global</i>	45
5.4 Conclusion.....	45
6 Le climat du futur	46
6.1 Comment prévoir le climat ?	46
6.1.1 Le Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat	46
6.1.2 La modélisation numérique du climat.....	46
6.1.3 Les scénarios d'émission de gaz à effet de serre	46
6.2 Les prévisions climatiques de l'avenir.....	47
6.2.1 Le comportement des gaz à effet de serre.....	47
6.2.2 Les prévisions climatiques pour le 21 ^{ème} siècle.....	47
6.2.3 Les incidences du climat sur les systèmes biologiques et humains	48
6.2.4 Les perspectives climatiques à long terme	48
7 Conclusion	49
Bibliographie	52

Remerciements

Je tiens à remercier tout particulièrement mes deux tuteurs, toujours disponibles et investis :

- Jean-François Décoince du Laboratoire Bio géosciences ;
- Serge Watsa du Centre de la Culture Scientifique, Technique et Industrielle.

Merci également à Sophie Magniez pour son assistance lors de la mise en ligne sur e-noria.

Enfin, je remercie chaleureusement mes nombreux relecteurs, parents et amis, pour leurs suggestions judicieuses.

Abstract

The scientists and the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC) have shown the existence of an exceptional climate change, mainly a global warming, imputed to human activities. According to the IPCC (2007c), “unmitigated climate change would, in the long term, be likely to exceed the capacity of natural, managed and human systems to adapt”. Mitigation of this climate change, with a strong reduction of greenhouse gas emissions, seems necessary.

In France, households do a large part of greenhouse gas emissions. Thanks to many advertising campaigns, the general public is correctly informed about the influences of its consumption on climate and about the “ecological gestures” it should adopt.

Campaigns seldom explain that climate has varied naturally throughout Earth’s history. Without a basic scientific knowledge, the non-scientist public may consider that the predicted mean warming of 0.75°C since the 1970s is minor compared with daily or seasonal temperature variations. It may be torn between pessimistic or contesting information about the current warming. Reliable information about climate is necessary to give good judgement and ecological behaviour.

This report is a scientific basis to create tools of scientific knowledge about climate. It gives the essential notions and vocabulary. It explains, at the different time scales from the last million years to the last century:

- Analysis methods used to reconstruct past climate;
- Natural climate variability throughout Earth’s history;
- Climatic conditions of the modern climate change and its consequences;
- Predicted future climatic conditions;
- Mechanisms controlling climate (“forcings”).

The main text explains the bases for the non-scientist public. The boxed articles (“*encadrés*”) develop methods or mechanisms for the scientist public.

A website (<http://sciences.e-noria.fr/Climats-du-passe-quels,205.html>) was also created during this training period, as an example of report use.

Mots-clés : climat, changement climatique, culture scientifique

Keywords: climate, climate change, scientific knowledge

Pourquoi ce rapport ?

La nécessité d'informer les citoyens sur le climat

La communauté scientifique, représentée en particulier par le Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Évolution du Climat (GIEC), a montré l'existence d'un changement climatique exceptionnel, attribué aux activités humaines. L'atténuation des influences humaines sur le climat semble nécessaire. En effet d'après le GIEC, « un changement climatique non atténué excéderait probablement, à long terme, la capacité d'adaptation des systèmes naturels, aménagés et humains » (IPCC, 2007d).

Une grande part des émissions de gaz à effet de serre est effectuée par l'activité domestique des hommes¹. L'information sur les impacts de la consommation personnelle apparaît nécessaire, afin que chacun puisse exercer ses choix de citoyen. En France, la sensibilisation est assurée par l'Agence de l'Environnement et de la Maîtrise de l'Énergie (ADEME) au travers de campagnes de communication telles que « Faisons vite ça chauffe » ou le « Défi pour la Terre ». Le grand public est désormais mieux sensibilisé sur l'impact de ses consommations domestiques et sur les « gestes écologiques » à adopter². Le réchauffement de la planète lié à l'effet de serre est devenu la première préoccupation des Français en matière d'environnement³.

Les campagnes de communication de l'ADEME ne présentent que rarement la variation naturelle du climat. Dans l'unique plaquette de l'ADEME consacrée au changement climatique⁴, un tiers seulement est consacré à la variation du climat, à l'effet de serre et aux conséquences du changement climatique ; le reste de la plaquette explique les initiatives internationales et les gestes domestiques à adopter.

Le changement climatique inquiète les Français : une étude ADEME montre que 61 % des personnes interrogées pensent que « les conditions de vie deviendront dans le futur extrêmement pénibles ». Ce sentiment de menace est également relayé par d'autres médias comme le film-catastrophe « Le jour d'après » de Roland Emmerich. Le changement climatique en cours semble considéré comme le bouleversement par les hommes d'un climat fixe depuis longtemps.

Pourtant, l'augmentation annoncée de la température moyenne de la planète de 0,75 °C depuis les années 1970 peut sembler infime, par rapport aux variations journalières et saisonnières de la température.

Le public profane, déconcerté par les chiffres communiqués et les annonces catastrophistes, peut alors se retourner vers les opinions contestataires du changement climatique ou de la responsabilité humaine.

Le citoyen non-scientifique ne pourra réaliser de lui-même le caractère exceptionnel du changement climatique moderne sans une meilleure connaissance des variations naturelles du climat naturel. Il est donc nécessaire de mobiliser les savoirs scientifiques les plus récents sur le climat afin de les mettre à disposition et en circulation vers le public non savant (adultes et scolaires). C'est l'objectif de la *culture scientifique, technique et industrielle* (CSTI), ou *médiation scientifique*, qui vise à vulgariser le savoir de la recherche pour le rendre accessible

1. En France, les émissions de gaz à effet de serre dues à l'habitat et à la mobilité des personnes ont représenté 30 % environ des émissions totales en 2004 (Ifen, 2006 : les ménages acteurs des émissions de gaz à effet de serre. *Le 4 pages*, n° 115)

2. ADEME, 2008 : Le réchauffement climatique : une prise de conscience grandissante du grand public. *ADEME & vous - Stratégie & études*, n° 9 - 7 février 2008

3. Crédoc – Ifen, enquête sur les "conditions de vie et aspirations des Français", début 2007.

4. Plaquette « le changement climatique » ; www.ademe.fr/particuliers/Fiches/climat/

à tous les publics profanes. Dans le cadre de la lutte contre le changement climatique, l'information donne au citoyen un esprit critique face aux différents argumentaires contradictoires.

Objectif du rapport

Ce rapport constitue une base scientifique destinée à guider la création d'outils de culture scientifique sur le thème du climat. Il développe les méthodes d'analyse scientifique, les variations naturelles du climat et le changement climatique moderne. Il propose les concepts et le vocabulaire jugés nécessaires à connaître.

Le texte principal explique les notions fondamentales pour un public non savant. Les encadrés, destinés à un public scientifique, développent les principales méthodes d'analyse des variables climatiques et les principaux mécanismes contrôlant le système climatique.

Un site internet¹ a également été créé durant le stage, comme exemple de produit de culture scientifique utilisant ce rapport. Cette forme a été adoptée car un site web concilie une variété de supports de communication (texte, graphiques, photographies), une navigation aisée (entre les pages et vers des liens externes) et un aspect ludique. Pour approfondir les connaissances aux deux niveaux de lecture, il renvoie vers de nombreux sites internet ou publications plus détaillés.

Une conférence est également prévue aux Rencontres Chercheurs-Citoyens de Saint-Léger-sous-Beuvray (71) en juin 2008.

Pour compléter l'objectif de transmission des connaissances sur le climat, une approche cognitive aurait pu également être abordée : quels outils de culture scientifique employer et quelles méthodes de vulgarisation utiliser, en fonction des deux publics auxquels s'adresse ce dossier.

1. <http://sciences.e-noria.fr/Climats-du-passe-quels,205.html>

1 Introduction : le « climat », qu'est-ce que c'est ?

1.1 Le climat et la météo, quelles différences ?

Au sens large, le climat est « le temps qu'il fait » en moyenne sur une longue période de temps, à l'échelle de l'année jusqu'à plusieurs millions d'années (IPCC, 2007a). Le climat est défini par des « variables de surface » comme la température, les précipitations et le vent. Les scientifiques définissent les conditions climatiques pour une période et un lieu donnés en effectuant des études statistiques de ces variables. La période courante d'étude du climat est de 30 ans.

♦ La *climatologie* est la science qui recherche et explique les variations du climat sur de longues périodes de temps.

♦ La *météorologie* étudie également l'état de l'atmosphère et en particulier la température, les vents, la nébulosité (nuages) et les précipitations. En revanche, c'est une étude à court terme, à l'échelle de quelques jours à quelques semaines.

En bref, la météorologie considère les fluctuations sur des temps courts alors que la climatologie analyse les tendances de ces fluctuations météorologiques sur des temps longs.

♦ La *paléoclimatologie* correspond à l'étude des climats au cours de l'histoire de la Terre. Son objectif est d'identifier les variations climatiques passées et les mécanismes qui en sont à l'origine. La paléoclimatologie donne une référence pour comprendre le climat actuel et pour prévoir ses évolutions possibles, en fonction notamment des influences des activités humaines.

1.2 Les acteurs du climat

1.2.1 Le Soleil

Le Soleil est la source d'énergie principale du système climatique. Sans lui, pas de chaleur sur Terre, pas de vent, de pluie ... ni de vie !

1.2.2 Les enveloppes terrestres

Toutes les enveloppes terrestres interviennent dans le fonctionnement du « système climatique » (Figure 1.1) :

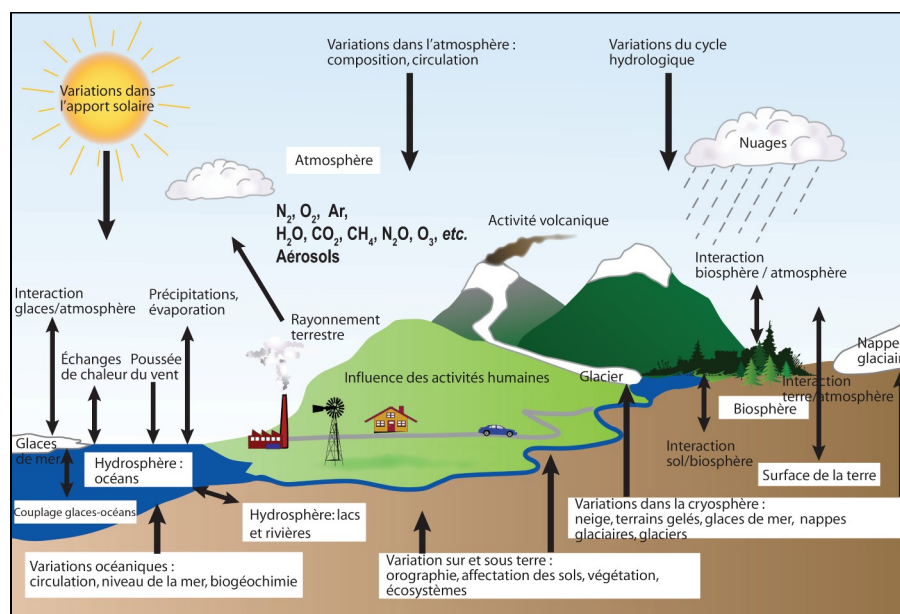


Figure 1.1. Représentation simplifiée des composants du système climatique, de leurs processus et des interactions (IPCC, 2007b).

- *l'atmosphère* constitue l'enveloppe essentiellement gazeuse à la surface de la planète.
- *l'hydrosphère* comporte l'ensemble des eaux superficielles : océans, mers et eaux douces (lacs et rivières).
- *la biosphère* regroupe les organismes vivant dans l'atmosphère, sur la terre et dans les océans ainsi que la matière organique morte.
- *la cryosphère* correspond à la surface terrestre gelée en permanence : calottes polaires, glace de mer (banquise), glaciers de montagne et sol gelé (« pergélisol »).
- *la croûte terrestre* rassemble les roches affleurant à la surface des continents ou au fond des océans.

Les éléments ou les mécanismes qui influencent le climat sont appelés « forçages ».

Les modifications au sein d'un compartiment agissent sur le climat et sur d'autres compartiments : circulation atmosphérique et océanique, extension ou fonte des glaciers, etc. Certains phénomènes influencent le climat mais ne font pas partie du système climatique, comme l'apport de poussières par les volcans ou la pollution humaine.

1.2.3 Chiffrer les influences sur le climat : le forçage radiatif

L'influence des modifications des facteurs contrôlant le climat, comme le rayonnement solaire, est mesurée par le « forçage radiatif » (IPCC, 2007a). Celui-ci exprime la variation d'énergie à 10 km d'altitude sur une période de temps. Il est exprimé en watt par mètre carré ($W.m^{-2}$). Un forçage radiatif positif augmente la quantité d'énergie du système climatique et entraîne un réchauffement ; un forçage négatif provoque un refroidissement du système.

1.3 Le climat, comment ça marche ?

1.3.1 Les cercles vicieux et vertueux du climat

Lorsqu'un phénomène modifie un paramètre climatique, le climat peut amplifier ou atténuer cette modification : ce sont les « boucles de rétroaction », ou « rétroactions » (Ruddiman, 2001).

Les « rétroactions positives » dérèglent le climat en accentuant la modification. Par exemple le système climatique peut être réchauffé par un processus initial comme l'augmentation du rayonnement solaire ou d'un gaz à effet de serre. Ce réchauffement réduit les calottes glaciaires aux pôles ; les surfaces blanches des calottes sont remplacées par des surfaces de terre plus sombres. Comme toute surface claire réfléchit la lumière, la glace blanche renvoyait l'énergie lumineuse vers l'espace. Au contraire, les terres sombres qui ont remplacé la glace absorbent la lumière et se réchauffent. La planète augmente l'accumulation de chaleur causée par le réchauffement initial et se réchauffe encore plus. Ce phénomène est appelé la rétroaction de l'albédo (Figure 1.2 A).

A l'inverse, les « rétroactions négatives » régulent le climat comme un thermostat. Ainsi un réchauffement augmente l'évaporation des océans et la formation de vapeur d'eau dans

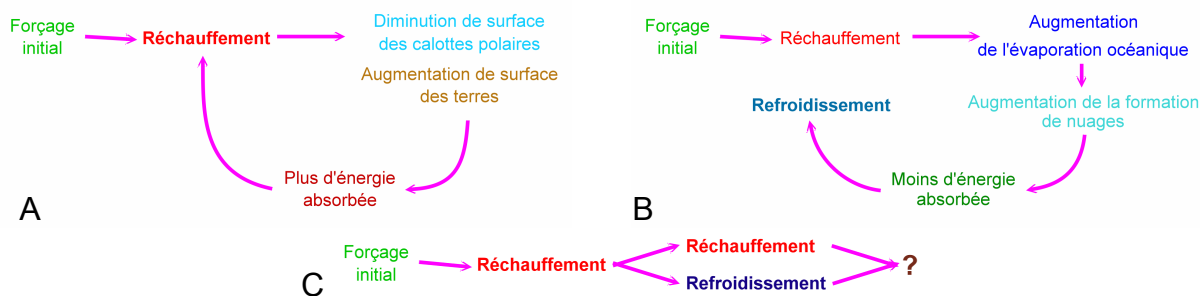


Figure 1.2. Les rétroactions du système climatique (Ruddiman, 2001). A : Rétroaction positive de l'albédo. B : Rétroaction négative due à la nébulosité. C : Effet final de la combinaison des différentes rétroactions opposées.

Encadré 1.1 : Comment agit l'effet de serre ?

La Terre reçoit du Soleil 342 W.m^{-2} , en ultraviolets et lumière visible principalement (Figure 1.3) (Deconinck, 2006). L'atmosphère, les nuages et la surface du sol en réfléchissent 107 W.m^{-2} vers l'espace, soit environ 30 %. Le système climatique reçoit et absorbe donc 235 W.m^{-2} . La Terre peut être assimilée à un corps noir, c'est-à-dire un objet qui absorbe toute la lumière incidente sans en refléter. Selon la loi de Stefan-Boltzmann, d'après laquelle l'énergie émise par un corps noir dépend de sa température ($E = \sigma T^4$), la température moyenne devrait être de -16°C .

La température réelle moyenne est en fait de $+15^\circ\text{C}$. La Terre émet donc réellement 390 W.m^{-2} vers l'atmosphère et l'espace. La loi de Wien explique qu'un corps noir émet un rayonnement dont la longueur d'onde maximale dépend de sa température : $\lambda_m T = 2898 \text{ }\mu\text{m.K}$. La longueur d'onde où le rayonnement émis par la Terre est maximal est de $10 \text{ }\mu\text{m}$, ce qui correspond à un rayonnement infrarouge.

La différence de 150 W.m^{-2} entre le flux émis par la surface et celui émis par l'atmosphère vers l'espace correspond à l'énergie absorbée par les gaz à effet de serre (GES) et les nuages : c'est l'effet de serre.

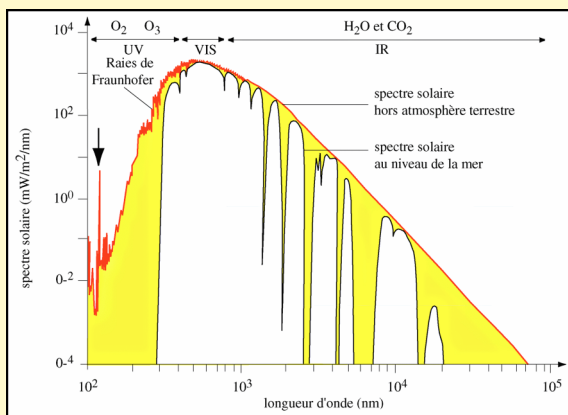


Figure 1.3. Irradiation reçue au sommet de l'atmosphère et à la surface du sol (Deconinck, 2006). La différence (surface jaune) correspond à l'absorption d'énergie dans l'atmosphère due à l'effet de serre.

La concentration en GES conditionne la température à la surface de la planète. Ceci est parfaitement illustré par la corrélation, dans les carottes de glace, entre la concentration en GES des bulles d'air et la température déduite des analyses isotopiques depuis 600 000 ans (Figure 2.5).

l'atmosphère. Il se forme plus de nuages, blancs, qui renvoient la lumière vers l'espace et refroidissent l'atmosphère (Figure 1.2 B).

L'objectif final est de déterminer, pour un état du système climatique donné, quelles rétroactions sont les plus puissantes et si le réchauffement initial sera finalement amplifié ou atténué (Figure 1.2 C).

1.3.2 L'effet de serre

L'atmosphère joue le rôle d'une serre : elle permet au rayonnement solaire d'entrer mais conserve cette chaleur à la surface de la planète (Figure 1.4).

Une partie du rayonnement solaire est absorbée par la surface de la Terre et la réchauffe. La surface réchauffée réémet une partie de la chaleur, donc de l'énergie, vers l'atmosphère et l'espace. Comme le verre d'une serre, certains gaz atmosphériques absorbent une fraction de cette énergie ; ce sont les « gaz à effet de serre », comme la vapeur d'eau (H_2O), le dioxyde de carbone (CO_2), le méthane (CH_4) et l'oxyde nitreux. Ils renvoient ensuite cette énergie vers la surface et l'espace. Ils réchauffent la basse atmosphère et la surface de la planète. Ce phénomène constitue l'effet de serre (➤ Encadré 1.1). Les gaz à effet de serre sont en très faible concentration dans l'atmosphère (de l'ordre du millionième ou du milliardième) par rapport aux gaz majoritaires (azote et oxygène), ce sont des « gaz traces ».

Sans effet de serre, la température moyenne à la surface de la Terre serait de -16°C alors qu'elle est en fait de $+15^\circ\text{C}$ (Deconinck, 2006). Cette température permet la présence d'eau à l'état liquide à la surface, ce qui rend la planète idéale pour la vie. Plus les concentrations dans l'air des gaz à effet de serre sont élevées, plus l'énergie est conservée à la surface de la planète et donc plus l'atmosphère se réchauffe. Leur concentration joue un rôle primordial sur le climat.

Encadré 1.2 : Peut-on déduire une température réelle à partir des proxies ?

Pour obtenir une approche quantitative du climat passé, les données proxies sont calibrées avec des mesures instrumentales modernes (Jones & Mann, 2004). Les paléoclimatologues utilisent l'hypothèse que les lois qui régissent les phénomènes actuels, en particulier géologiques, sont applicables au passé : c'est le principe des causes actuelles, ou principe d'actualisme. Par exemple, les coraux actuels se développent à des latitudes inférieures à 30° (Deconinck, 2006). La présence de coraux dans des sédiments indique un climat intertropical à leur latitude et à leur période de formation.

Exemple : la calibration des courbes dendroclimatologiques

La dendroclimatologie consiste à rechercher les conditions climatiques à partir de l'analyse des cernes de croissance des arbres (Deconinck, 2006). L'épaisseur des cernes annuels est fonction de la température (➤ [Partie 4.1.2](#)). D'autres facteurs influencent également l'épaisseur des cernes, comme les précipitations, l'âge de l'arbre ou sa position par rapport à d'autres arbres. La calibration permet de définir la relation entre l'épaisseur des cernes et la température de croissance de l'arbre. Sur la période récente, où la température est connue précisément grâce aux instruments, la relation numérique entre la température et le proxy est calculée. Cette calibration sert ensuite d'outil pour estimer la température à partir de l'épaisseur des cernes d'arbres du passé (Figure 1.6).

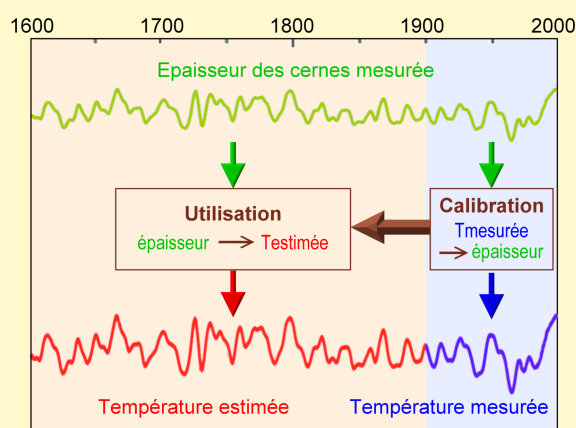


Figure 1.6. Méthode d'utilisation quantitative d'un proxy : exemple de calibration d'une courbe dendroclimatologique (Ruddiman, 2001).

nomme la dendrochronologie.

La datation par les sédiments lacustres

Dans les lacs où l'apport de sédiments est important, comme les lacs périalpins d'origine glaciaire, se forment des alternances annuelles de strates (Décoince, 2006). Ces sédiments sont appelés des varves. Une varve est visible par une variation de la taille des grains des sédiments suivant les saisons (Figure 1.8) : particules fines (argiles) en hiver et particules grossières (sables et silts) au printemps – été.

D'autres méthodes de datation par comptage annuel existent, utilisant par exemple les coraux ou les concrétions calcaires des grottes (stalactites et stalagmites).

1.5.2 Les méthodes de datation basées sur des phénomènes radioactifs

A la formation d'une roche, des éléments chimiques radioactifs s'intègrent dans les minéraux. Au cours du temps, un atome radioactif « père » se désintègre progressivement en un autre atome « fils » qui n'est plus radioactif. En mesurant le rapport entre « père » et « fils » dans un objet, il est possible de déterminer l'âge de la formation de cet objet (➤ [Encadré 1.3](#)).

Certains atomes radioactifs sont créés dans l'atmosphère à partir des radiations provenant du Soleil et de l'espace. C'est le cas du carbone 14 (^{14}C), qui permet de dater des objets contenant du carbone, comme les végétaux ou les os.

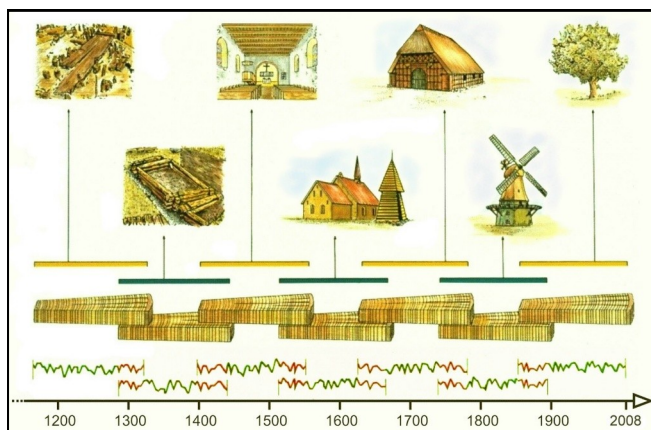


Figure 1.7. Principe de la construction d'une courbe de référence par chevauchement des courbes individuelles d'épaisseur des cernes (www.archeonet.be).

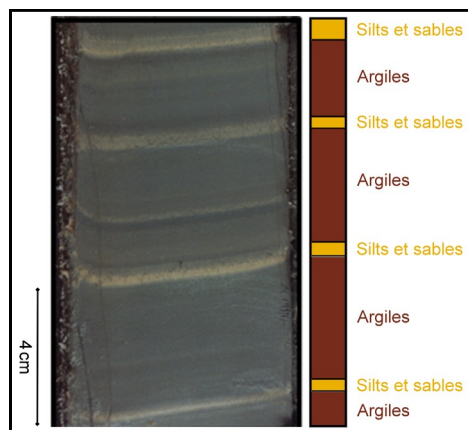


Figure 1.8. Varves issues d'une carotte sédimentaire prélevée dans le lac d'Annecy (Décoince, 2006, modifié).

Encadré 1.3 : Les différentes méthodes de datation par décroissance radioactive

Les nucléides radioactifs se désintègrent progressivement suivant la loi de désintégration radioactive (Allègre, 2005) : $N_t = N_0 e^{-\lambda t}$. Avec : N_t le nombre de noyaux radioactifs présents à l'instant t ; N_0 le nombre de noyaux radioactifs présents à l'instant initial (formation ou modification de l'objet) ; λ la constante de désintégration, caractéristique du noyau radioactif.

La demi-vie ($t_{1/2}$) indique le temps au bout duquel il ne reste que la moitié du nombre d'atomes radioactifs présents au départ. Elle dépend de la constante de désintégration λ : $t_{1/2} = \ln 2 / \lambda$. Pour un élément chimique donné la datation d'un objet est possible jusqu'à environ dix fois la durée de la demi-vie ($10 t_{1/2}$).

Méthode	Atome père	Atome fils	$t_{1/2}$	Période de datation	Objets datables
Potassium/argon	^{40}K	^{40}Ar	1,25 Ga	> 100 000 ans	minéraux potassiques : feldspaths potassiques, illite, glauconie
Uranium / thorium	^{234}U	^{30}Th	245 500 ans	10 000 - 500 000 ans	minéraux carbonatés : spéléothèmes

Tableau 1.1. Principales méthodes de datation par décroissance radioactive pour le dernier million d'années (Allègre, 2005).

Les nucléides cosmogéniques

Les nucléides cosmogéniques se forment dans l'atmosphère, par l'interaction entre des atomes de l'air et des protons issus du rayonnement cosmique (> Encadré 4.5). Les principaux nucléides formés sont le carbone 14 (^{14}C), le béryllium 10 (^{10}Be), l'aluminium 26 (^{26}Al) et le chlore 36 (^{36}Cl). Ils s'accumulent dans le réseau cristallin des minéraux en formation exposés à l'atmosphère. Leur désintégration progressive permet la datation des objets, de la même manière que les atomes radioactifs terrestres. Les isotopes cosmogéniques sont également utilisés comme proxy de l'irradiance solaire (> Encadré 4.4).

La datation au carbone 14

La méthode basée sur les nucléides cosmogéniques la plus courante utilise le carbone 14, ou « radiocarbone » (^{14}C). Cette méthode permet de dater tous les objets contenant du carbone : charbon, os, carbonates, etc. La datation est possible jusqu'à 50 000 ans.

Les atomes de ^{14}C produits dans l'atmosphère s'oxydent pour former du dioxyde de carbone radioactif ($^{14}\text{CO}_2$). Ce gaz est absorbé par la végétation lors de la photosynthèse. Le ^{14}C s'incorpore ensuite dans les autres organismes de la chaîne alimentaire, où il s'accumule. Après la mort des organismes il n'y a plus d'accumulation et seule a lieu la désintégration.

Les intensités des champs magnétiques solaire et terrestre varient au cours du temps, modulant les rayons cosmiques atteignant la surface terrestre. La production de ^{14}C dans l'atmosphère varie parallèlement. Il est donc nécessaire de calibrer les dates obtenues. Sur certains objets naturels, la datation par le carbone 14 peut être corrélée avec une autre méthode, comme la dendrochronologie. Des courbes de calibration reliant l'âge radiocarbone et l'âge réel (âge calendaire) ont été construites. Les courbes INTCAL permettent de calibrer les datations au ^{14}C depuis 26 000 ans BP jusqu'à l'actuel.

1.6 Comment a évolué le climat au cours des temps géologiques ?

Le climat varie à toutes les échelles de temps, de la saison aux grandes ères géologiques (milliards d'années). Les mécanismes influençant le climat sont différents suivant les échelles de temps.

1.6.1 Les dépôts des glaciers

Les grandes périodes froides sont déterminées par l'existence de calottes glaciaires (Décoince, 2006). La glace n'a pas été conservée mais les glaciers ont laissé des signatures dans les sédiments (Figure 1.9) :

- Les « planchers glaciaires » (A) sont des surfaces modelées par le passage d'un glacier : ils sont plans ou ondulés et ornés de stries et de cannelures.
- les « diamictites » (B) sont des roches composées de blocs et de graviers (pierres millimétriques à métriques) insérés dans une matrice plus fine. Comme elles sont comparables aux roches créées par l'érosion des glaciers (les tillites), leur présence peut indiquer l'emplacement d'anciens glaciers.
- les « *Ice rafted debris* » (C) sont des masses rocheuses prises dans un iceberg et relâchées dans la mer quand l'iceberg fond progressivement. Ils peuvent être retrouvés dans les sédiments marins, témoignant de l'existence de calottes glaciaires.

1.6.2 Les grandes variations climatiques de la Terre

A l'échelle géologique, le climat oscille entre deux modes (➤ Encadré 1.4) :

- glaciation ou « *ice house* » : la présence de dépôts glaciaires témoigne de l'existence de calottes aux pôles (Décoince, 2006). À certaines périodes, la Terre a même été entièrement recouverte par une calotte de glace (« *snowball Earth* »).
- « *greenhouse* » : aucun dépôt glaciaire n'a été découvert, ce qui rejette l'existence de calottes. L'effet de serre était important : il y a 400 millions d'années, le taux de CO₂ était de 6000 ppm (parties par million), soit environ 20 fois le taux actuel.

Entre ces deux extrêmes climatiques, la température varie de 10 °C. Ces variations climatiques sont contrôlées par la tectonique des plaques, qui régule la teneur en dioxyde de carbone dans l'atmosphère, par le biais du volcanisme et de l'érosion. Depuis 50 millions d'années, nous sommes dans une période glaciaire à l'échelle de l'histoire de la Terre.



Figure 1.9. A : Plancher glaciaire de l'Ordovicien terminal (Hirnantien ; -440 Ma), bassin du Djado, NE du Niger (Cliché : J.F. Buoncristiani/M. Guiraud, in Décoince, 2006). À la surface, les cannelures et les stries permettent de déterminer le sens de déplacement de la glace. B : Diamictite (« *Iron formation* », Protérozoïque supérieur, Yukon, Canada ; poster *The Giant Crest Iron Deposit - Yukon and Northwest Territories*, Lewis et al ; www.geology.gov.yk.ca). C : *Ice rafted debris* inclus dans un sédiment marin (Namibie, Formation de Ghaub, Néoprotérozoïque ; www.snowballearth.org).

Encadré 1.4 : Les périodes marquantes du climat de la Terre

La Terre a connu de nombreuses périodes de glaciation et de « greenhouse » (Tableau 1.1 et Figure 1.10). Depuis 45 Ma, la Terre connaît une tendance générale au refroidissement, ponctuée d'épisodes froids et chauds : c'est la glaciation du Cénozoïque supérieur (Deconinck, 2006). Les calottes polaires sont apparues à la limite Éocène-Oligocène (-35 Ma) et ont augmenté progressivement.

Glaciations :	
Huronienne = Paléoproterozoïque (H)	-2,5 à -2,3 Ga
Néoproterozoïque (N)	-950 à -600 Ma
Ordovicien terminal = Hirnantienne (O)	-440 Ma
Carbonifère - permien (C/P)	-370 à -290 Ma
Cénozoïque supérieur (C)	-45 Ma à l'actuel
Greenhouse :	
Cambrien - Ordovicien (C/O)	-530 à -460 Ma
Silurien - Dévonien (S/D)	-440 à -360 Ma
Permien à Éocène (P/E)	-225 à -35 Ma

Tableau 1.1. Principales glaciations et périodes chaudes de l'histoire de la Terre (Donnés : Décoince, 2006).

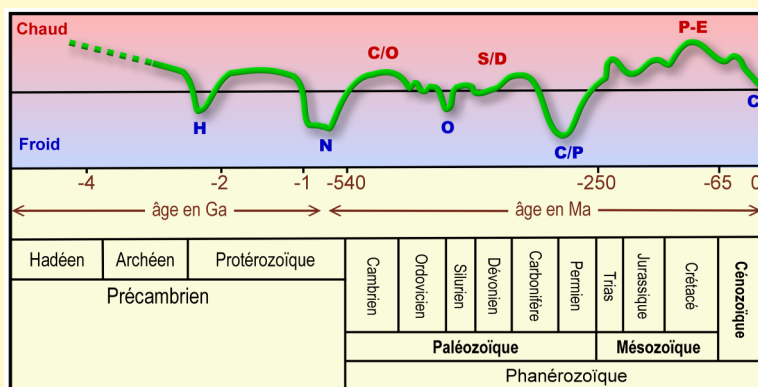


Figure 1.10. Évolution de la température au cours de l'histoire de la Terre (Décoince, 2006). Les initiales correspondent aux glaciations citées Tableau 1.1.

Les échelles de temps considérées par la suite sont inférieures à un million d'années. La tectonique ne joue pas de rôle notable sur le climat : les plaques tectoniques et les continents sont présumés immobiles.

2 Le climat du dernier million d'années

2.1 L'histoire du climat sous l'eau et dans les glaces

2.1.1 Les sédiments marins : le climat gravé dans les roches

Les sédiments des fonds des océans contiennent des informations sur les conditions climatiques passées. Les scientifiques étudient les atomes des minéraux constituant les roches et les coquilles des organismes marins (➤ Encadré 2.1). Ils en déduisent les variations de la température et du volume des calottes polaires au cours du temps. Les forages s'effectuent dans tous les océans du globe, ce qui permet de déterminer les différences locales des changements climatiques et les courants océaniques.

2.1.2 Les carottages glaciaires : les glaces racontent le climat

Les glaces sont des archives exceptionnelles des climats du passé : elles enregistrent la température et piègent également de l'air « fossile » sous forme de bulles (➤ Encadré 2.2). Les glaces étudiées sont celles des calottes polaires et des glaciers de montagne. Aux pôles, les glaces sont très épaisses ; les glaces profondes peuvent atteindre l'âge d'un million d'années. Les carottages des glaciers de montagne sont moins profonds mais enregistrent les variations climatiques régionales plus précisément. Par exemple, l'analyse de la glace sur 20 000 ans du Sajama en Bolivie a montré les rejets récents en métaux lourds dans l'atmosphère (Barbante et al, 2004).

Les données déductibles des carottes de glace

Étude de la glace

La conductivité, c'est-à-dire la capacité du courant électrique à traverser la glace, donne une première approche de la température. En période froide, les continents sont plus arides et le transport de poussières par l'atmosphère est renforcé (Wolff et al, 2006). La conductivité, qui dépend de la concentration en poussières continentales et en acides, est relativement faible.

La composition des molécules d'eau de la glace (isotopes) renseigne précisément sur la température de l'air à l'époque de la formation de la neige.

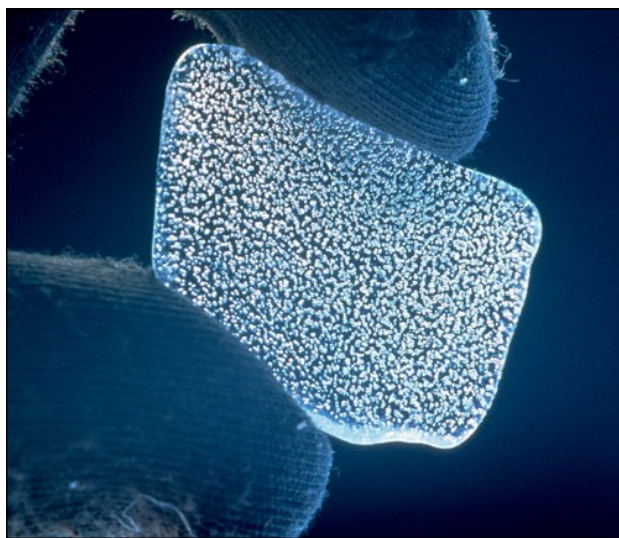
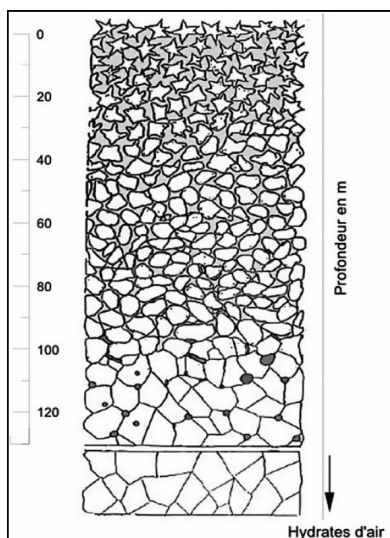


Figure 2.1. Principe du piégeage de l'air dans la glace (Raynaud & Lorius, 2004).

Figure 2.2. Bulles d'air piégées dans un échantillon de glace (<http://www.csiro.au>). Les doigts de gants indiquent l'échelle.

Encadré 2.1 : Comment utiliser les sédiments pour reconstituer des températures ?

Le fractionnement des isotopes et les variations climatiques

Deux atomes d'un même élément sont des isotopes s'ils ont le même nombre de protons et d'électrons mais une masse atomique différente, c'est-à-dire un nombre de neutrons différents (Allègre, 2005). Les isotopes qui ne sont pas radioactifs et ne disparaissent pas au cours du temps sont dits stables. Ainsi, l'élément oxygène possède trois isotopes stables : ^{16}O (majoritaire), ^{17}O et ^{18}O . Les isotopes stables d'un élément se comportent différemment lors d'un processus physique (comme l'évaporation) ou chimique (précipitation) : c'est le « fractionnement isotopique ». Un fractionnement isotopique de l'oxygène se produit ainsi lors de l'évaporation de l'eau : l'eau à ^{16}O , H_2^{16}O , s'évapore plus facilement que H_2^{18}O .

Le rapport $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ entre l'isotope « lourd » ^{18}O et l'isotope « léger » ^{16}O d'un échantillon (ech) est donné en fonction d'un standard (std) par le $\delta^{18}\text{O}$:

$$\delta^{18}\text{O} = \frac{[^{18}\text{O}/^{16}\text{O}]_{\text{ech}} - [^{18}\text{O}/^{16}\text{O}]_{\text{std}}}{[^{18}\text{O}/^{16}\text{O}]_{\text{std}}} \times 1000$$

Le standard (std) dépend du type d'objet à étudier :

- pour l'eau : Standard Mean Ocean Water (SMOW)
- pour la calcite : Pee Dee Belemnite (PDB)

Concrètement, les rapports isotopiques des échantillons sont mesurés par spectrométrie de masse.

Les mesures isotopiques dans les sédiments

Par convention, l'eau de l'océan global possède un $\delta^{18}\text{O}$ égal à zéro. Lorsqu'un carbonate inorganique ou organique précipite, un fractionnement isotopique se produit, dépendant de la température :

- ◆ Pour la calcite inorganique, la température est déterminée par :

$$T^{\circ}\text{C} = 16,0 - 4,14(\delta^{18}\text{O}_{\text{calcite}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{eau}}) + 0,13(\delta^{18}\text{O}_{\text{calcite}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{eau}})^2.$$

- ◆ Sous certaines conditions, il est possible de déterminer des températures à partir du $\delta^{18}\text{O}$ de la calcite organique (tests carbonatés de Foraminifères, dents de poissons...), en utilisant d'autres équations.

Cependant, les carbonates qui précipitent sont en équilibre isotopique avec l'eau de mer. La température est fonction du $\delta^{18}\text{O}$ de l'eau de mer, qui varie principalement à cause de l'effet glaciaire (➤ Encadré 2.3). D'autres paléothermomètres (alcénones) existent, dépendant uniquement de la température de surface de la mer (Sachs et al, 2000). La courbe SPECMAP synthétise les fluctuations du $\delta^{18}\text{O}$ des derniers millions d'années (www.ngdc.noaa.gov).

La corrélation des forages sédimentaires

Les forages sédimentaires peuvent être corrélés entre eux en comparant les variations d'intensité du champ paléomagnétique terrestre (Jouzel, 2003). La courbe composite NAPIS-75 (*North Atlantic Paleomagnetic Intensity Stack*) est une courbe de référence pour la corrélation des données sédimentaires (Laj et al, 2000).

La production du chlore 36 (^{36}Cl) et du béryllium 10 (^{10}Be) est également modulée par le champ géomagnétique. Les variations de ces isotopes dans les forages glaciaires sont similaires à celles de l'intensité paléomagnétique des sédiments ; les sédiments marins et les glaces du Groenland peuvent ainsi être placés sur une échelle de temps commune (Parrenin et al, 2007).

Les Foraminifères, des paléothermomètres fidèles

Les Foraminifères sont des organismes marins unicellulaires possédant un test carbonaté. Certaines espèces sont benthiques et les autres planctoniques ; l'analyse isotopique de leurs tests donne des indications sur la température de la mer respectivement en profondeur et en surface. Dans les Foraminifères, une augmentation de $\delta^{18}\text{O}$ de 1‰ indique une diminution de température de 4°C environ (Pomeroy et al, 2005).

- Les *Foraminifères benthiques* vivent sur le fond, où la température est peu variable. Leur $\delta^{18}\text{O}$ est contrôlé par le volume des calottes glaciaires (➤ Encadré 2.3) et n'est corrélé qu'à la température globale.
- Les *Foraminifères planctoniques* vivent près de la surface. Leur $\delta^{18}\text{O}$ est conditionné par la température de l'océan de surface et par le volume des calottes. Les variations produites par l'effet glaciaire se déduisent de l'analyse des Foraminifères benthiques. Les fluctuations locales de la température de surface de la mer peuvent ensuite être déduites.

Les $\delta^{18}\text{O}$ des Foraminifères planctoniques mettent en évidence de nombreuses variations. Les minima et les maxima sont numérotés et nommés « stades isotopiques marins » (Figure 2.4).

Encadré 2.2 : Les paléotempératures déduites des carottes glaciaires

Des études récentes utilisent un modèle de circulation générale (GCM implémenté avec les isotopes) pour déduire des données isotopiques la température du site de mesure et la température moyenne globale (comme EPICA Community Members, 2006).

La température de l'air local peut également être déduite du rapport entre les isotopes 36 et 40 de l'argon contenu dans les bulles d'air ($\delta^{40}\text{Ar}$). Cette méthode élimine l'incertitude d'âge entre la glace et l'air piégé et permet de corréliser plus précisément la température avec les gaz à effet de serre (Jouzel, 2003).

Chronologie des principaux forages glaciaires

- 1993 : Greenland Ice Core Project (GRIP), Groenland : jusqu'à 150 000 ans, englobant l'interglaciaire précédent (GRIP Members, 1993) ;
- 1999 : Vostok, Antarctique ; jusqu'à 420 000 ans (Petit et al, 1999) ;
- 2001 : Dôme Fuji, Antarctique ; 2500 m, jusqu'à 330 000 ans (Watanabe et al, 2003) ;
- 2004 : NGRIP (North Greenland Ice core Project), Groenland ; jusqu'à 123 000 ans, enregistrement à haute résolution (NGRIP Members, 2004) ;
- 2004 : Dôme Concordia, Antarctique ; 3200 m, jusqu'à 800 000 ans (EPICA Community Members, 2004).

La datation des forages

La méthode la plus simple pour dater les carottes glaciaires est le comptage des couches annuelles. Cependant, la stratification est souvent perturbée ou peu visible. Actuellement, l'estimation de l'âge s'effectue également par modélisation de l'écoulement de la glace (Parrenin et al, 2007).

Étude des sédiments et des poussières

La glace conserve les particules en suspension dans l'atmosphère (aérosols) apportées par la neige : poussières d'origine continentale et sels d'origine marine. Ces deux composants sont plus concentrés en période glaciaire en raison d'une intensité des vents plus importante.

Des fragments d'Acide Désoxyribonucléique (ADN) retrouvés dans les carottes de glace permettent de reconstituer la faune et la flore à certaines périodes (Willerslev et al, 2007).

Étude des bulles d'air : de l'air d'un million d'années conservé dans la glace

La neige se tasse avec le temps et devient progressivement de la glace en piégeant des bulles d'air et des poussières (Figures 2.1 et 2.2). Cet air piégé constitue un échantillon de l'atmosphère à l'époque où la neige s'est déposée. Il permet de déterminer notamment les concentrations des gaz à effet de serre (Figure 2.5).

Comme la transformation de neige en glace nécessite quelques dizaines à quelques milliers d'années, l'air piégé est légèrement plus jeune que la glace qui le contient (Raynaud & Lorius, 2004). Une imprécision existe sur l'âge de l'air, qui diminue si l'accumulation de neige est forte (Jouzel, 2003).

Les différents carottages polaires

Des carottes de glace sont extraites en Antarctique et au Groenland (➤ Encadré 2.2). Comme les calottes polaires sont très épaisses, des forages de plusieurs kilomètres sont réalisés. Le dernier forage, en Antarctique (Dôme Concordia), est profond de plus de trois kilomètres et a permis de découvrir de la glace de près d'un million d'années (EPICA Community Members, 2004). Les forages sont creusés au niveau du dôme central, c'est-à-dire dans la zone où la calotte est la plus épaisse et où la glace se déplace verticalement.

Encadré 2.3 : L'effet glaciaire

Chaque changement de phase de l'eau s'accompagne d'un fractionnement isotopique de l'oxygène. Aux basses latitudes, l'eau des océans s'évapore (Figure 2.3). La vapeur s'enrichit en isotope léger ^{16}O et le $\delta^{18}\text{O}$ diminue. A l'inverse, lors de la condensation, le $\delta^{18}\text{O}$ des précipitations augmente alors que celui de la vapeur restante diminue. La condensation suit l'équation de distillation de Rayleigh :

$$\delta^{18}\text{O}_v = [\delta^{18}\text{O}_o + 1000] f^{a-1} - 1000$$
 Avec $\delta^{18}\text{O}_v$: $\delta^{18}\text{O}$ de la vapeur restante ; $\delta^{18}\text{O}_o$: $\delta^{18}\text{O}$ de l'eau avant condensation ; f : fraction de vapeur restante ; a : coefficient de fractionnement.

En relation avec les mouvements de l'atmosphère depuis l'équateur jusqu'aux pôles, le $\delta^{18}\text{O}$ des précipitations diminue progressivement (Figure 2.1). Il atteint en Arctique et Antarctique -40‰ . Cet effet est amplifié par l'augmentation du fractionnement isotopique lorsque la température diminue.

Lors des périodes glaciaires, les calottes massives piègent l'isotope léger ^{16}O . Les océans sont donc enrichis en ^{18}O et l'eau de mer possède un $\delta^{18}\text{O}$ plus élevé que lors des périodes chaudes. Ce phénomène est nommé l'« effet glaciaire » (Allègre, 2005).

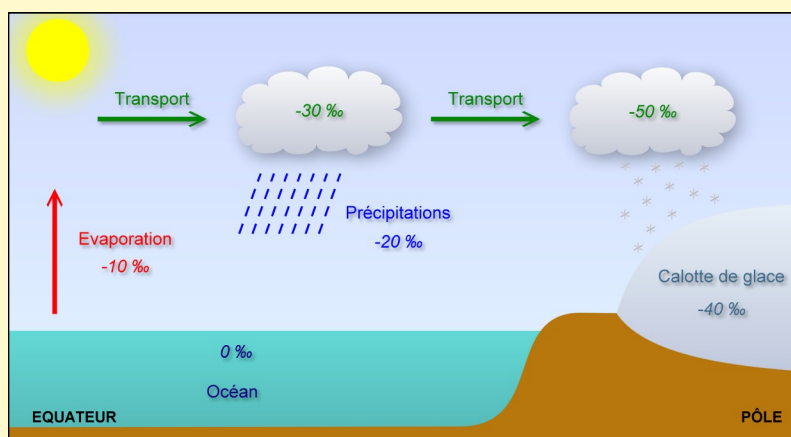


Figure 2.3. $\delta^{18}\text{O}$ des différents compartiments du système climatique (Joussaume, 2000).

2.2 Les données obtenues à partir des sédiments et des carottes glaciaires

Des variations de température

Les scientifiques ont mis en relation les données sédimentaires, obtenues sur les continents et dans les océans, avec les données glaciaires des pôles. La plupart de ces données géologiques indiquent des variations de température similaires pendant les mêmes périodes (les données sont dites « corrélées »). Les modifications du climat sont donc globales (Figure 2.4).

Des cycles climatiques

Depuis 430 000 ans le climat varie selon des cycles de 100 000 ans (Figure 2.4). Des périodes froides, les « périodes glaciaires », alternent avec des périodes plus chaudes, les « périodes interglaciaires ». Les périodes interglaciaires durent entre 10 000 et 30 000 ans (ce qui ne représente que 20 % du temps sur un cycle de 100 000 ans). La température varie de 15°C entre la période la plus froide du cycle (glaciaire) et la période la plus chaude (interglaciaire).

Entre $-740\ 000$ et $-430\ 000$ ans, le climat variait selon des cycles de 40 000 ans (EPICA Community Members, 2004). Les périodes interglaciaires étaient plus longues et plus froides. Des analyses récentes de fragments d'ADN retrouvés dans les carottes de glace montrent que pendant les interglaciaires le sud du Groenland était recouvert d'une forêt (Willerslev et al, 2007).

Une relation entre la température et les gaz à effet de serre

Les gaz à effet de serre (CO_2 et CH_4) mesurés dans les carottes glaciaires sont étroitement corrélés avec la température (Figure 2.5). Entre une période glaciaire et une période interglaciaire le CO_2 passe de 180 à 300 ppm (IPCC, 2007a).

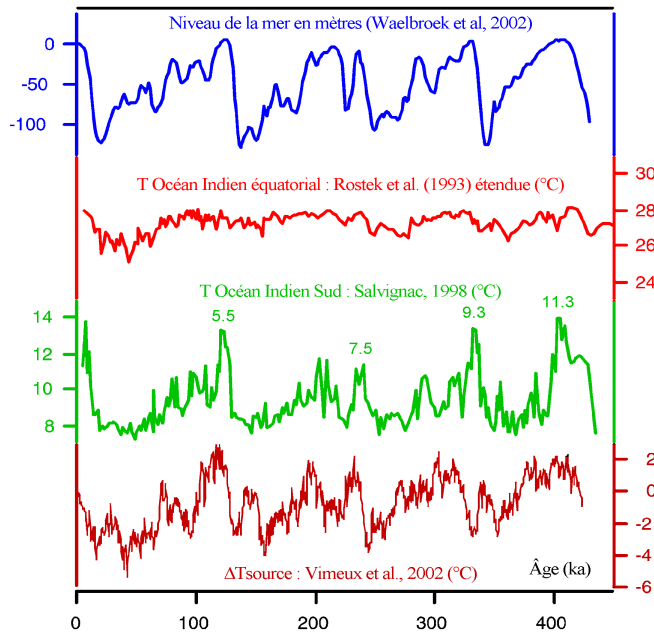


Figure 2.4. Séries climatiques obtenues à partir de sédiments marins et de forages glaciaires (Jouzel, 2003, modifié) :

Courbe bleue : reconstruction du niveau marin à partir d'enregistrements de $\delta^{18}\text{O}$ analysé dans des Foraminifères benthiques de l'Atlantique et du Pacifique ;

Courbe rouge : température de l'océan Indien équatorial issue de l'analyse des alcénonés ;

Courbe verte : température de l'océan Indien Sud déduite de l'analyse isotopique de Foraminifères planctoniques ; stades isotopiques marins ;

Courbe bordeaux : variations de la température moyenne de la source des précipitations antarctiques, basée sur l'analyse du δD et du $\delta^{18}\text{O}$ de la carotte de Vostok, Antarctique.

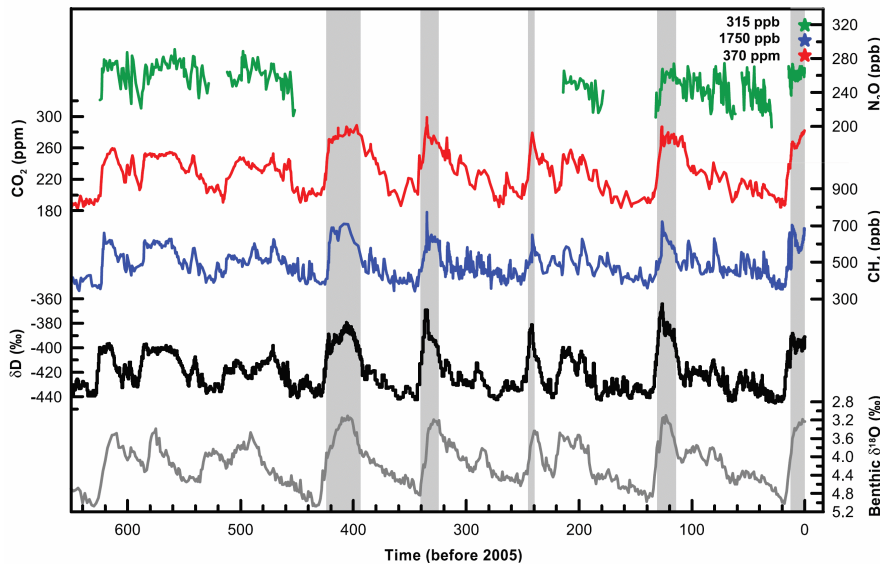


Figure 2.5. Relations entre température et gaz à effet de serre depuis 650 000 ans (IPCC, 2007a). Variations du deutérium (δD ; courbe noire) et des concentrations en CO_2 (courbe rouge), CH_4 (bleue) et N_2O (verte) issues des bulles d'air des forages glaciaires en Antarctique et des mesures atmosphériques récentes. Les concentrations atmosphériques en 2000 en GES sont indiquées par des étoiles. La courbe grise représente les fluctuations du volume des glaces issues du $\delta^{18}\text{O}$ marin. Les zones grisées indiquent les périodes interglaciaires.

2.3 La théorie astronomique des paléoclimats de Milankovitch

L'astronome serbe Milankovitch propose en 1941 une idée novatrice : le climat de la Terre est contrôlé par le mouvement de la planète dans l'espace, ce qui modifie sa relation avec le Soleil.

En effet, l'attraction de la Lune et des autres planètes perturbe la rotation de la Terre autour du Soleil (➤ Encadré 2.4). L'inclinaison et la direction de l'axe de rotation ainsi que la forme de l'ellipse de rotation sont modifiées. Ces variations s'effectuent à des échelles de temps longues, de l'ordre de plusieurs dizaines de milliers d'années.

Ces fluctuations du mouvement de la Terre dans l'espace entraînent des variations de l'insolation suivant les saisons et les régions (➤ Encadré 2.4). Les composantes du système climatique sont modifiées : zones recouvertes de glace, concentration des gaz à effet de serre, etc. Ces modifications entraînent des changements climatiques.

Encadré 2.4 : La théorie astronomique des paléoclimats

La trajectoire de la Terre et ses influences sur l'insolation

Le mouvement de la Terre autour du Soleil, décrit par les lois de Kepler, contrôle l'insolation saisonnière et latitudinale.

La première loi de Kepler

D'après la première loi de Kepler, les planètes du système solaire décrivent des trajectoires elliptiques autour de deux foyers dont l'un est occupé par le Soleil (Figure 2.6 A). Le Soleil n'est donc pas au centre de l'ellipse. Au cours de l'année, la Terre est plus ou moins proche du Soleil. Le périhélie est le point de l'ellipse le plus proche du Soleil ($147,2 \cdot 10^6$ km) ; actuellement la Terre passe au périhélie le 3 janvier (Deconinck, 2006). L'aphélie est le point le plus éloigné ($162,0 \cdot 10^6$ km) ; la planète y passe le 4 juillet. La différence d'insolation entre le périhélie et l'aphélie est de 6,4 % (Berger & Loutre, 2004).

La seconde loi de Kepler

Suivant la seconde loi de Kepler, La Terre se déplace plus vite quand elle est proche du Soleil (Figure 2.6 B). Elle parcourt plus rapidement la portion de l'ellipse la plus proche du Soleil. En conséquence il y a actuellement plus de jours entre les équinoxes du 20 mars et du 22 septembre (portion de l'ellipse la plus éloignée du Soleil) (186 j 10 h) que du 22 septembre au 20 mars (portion de l'ellipse la plus proche du Soleil) (178 j 20 h).

Actuellement la Terre est proche du périhélie (proche du Soleil) en hiver de l'hémisphère Nord alors qu'elle est au voisinage de l'aphélie (éloignée du Soleil) en été. Le contraste entre les saisons est donc faible. Dans l'hémisphère Sud où l'inverse se produit, le contraste saisonnier est élevé.

Les variations à long terme des paramètres de l'orbite terrestre

L'orbite terrestre et l'axe de rotation évoluent à long terme, sous l'influence de la Lune et des autres planètes ; ces paramètres astronomiques obéissent toujours aux lois de Kepler (Berger & Loutre, 2004). Ces modifications de la relation Terre-Soleil sont appelées « paramètres de Milankovitch ». Elles conduisent à des variations cycliques de l'insolation.

Précession des équinoxes

La précession des équinoxes correspond à la somme de deux cycles proches de 21 000 ans (Figure 2.7) :

- *précession de l'ellipse* : le grand axe et le petit axe de l'ellipse de rotation pivotent par rapport aux étoiles en 23 000 ans. Par conséquent les solstices et les équinoxes se déplacent autour de l'orbite terrestre et leurs positions varient par rapport au périhélie et à l'aphélie.
- *précession de l'axe de rotation* : l'axe de rotation change de direction selon un cône en 26 000 ans.

La précession des équinoxes module la distribution de l'insolation latitudinale et saisonnière (jusqu'à $60 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ de variation).

Obliquité

L'obliquité est l'angle entre l'axe de rotation de la Terre et la perpendiculaire au plan de l'écliptique. Elle varie de $22,2$ à $24,5^\circ$ en 41 000 ans ; elle est actuellement de $23,5^\circ$. Les variations locales de l'insolation annuelle au cours du cycle sont inférieures à $6 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$.

Excentricité

L'excentricité e mesure la modification de la forme de l'ellipse de rotation de la Terre autour du Soleil :

$$e = \frac{\sqrt{a^2 - b^2}}{a} \text{ avec } a \text{ le demi-grand axe et } b \text{ le demi-petit axe de l'ellipse (Figure 2.8).}$$

Actuellement de 0,0167, elle varie entre 0 (cercle) et 0,06 selon des cycles de 95 000 ans et 404 000 ans. L'excentricité module la distance Terre-Soleil suivant les saisons. A cause de la 2^e loi de Kepler, la vitesse de déplacement de la planète et la durée des saisons varient.

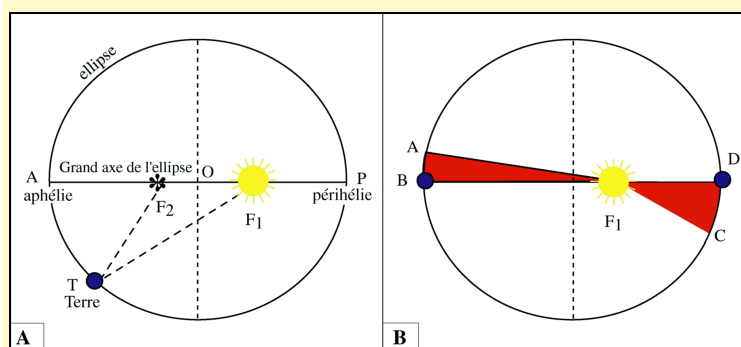


Figure 2.6. Les lois de Kepler (Deconinck, 2006). A : Illustration de la première loi, O = centre de l'ellipse, F1 et F2 correspondent aux foyers dont l'un est occupé par le Soleil ; B : selon la seconde loi, les surfaces F1AB et F1CD sont égales et la Terre met le même temps pour parcourir les arcs AB et CD.

L'hypothèse de Milankovitch

En 1941, Milutin Milankovitch émet l'idée que la position de la Terre par rapport au Soleil a une influence sur le climat aux échelles de temps de l'obliquité et de la précession. Ainsi, quand l'axe de rotation de la Terre est peu incliné (obliquité faible), l'insolation d'été à 65°N est faible, ce qui empêche la fonte de la neige d'hiver et favorise une mise en glace. La taille des calottes polaires augmente ensuite par rétroaction positive de l'albédo (➤ **Partie 1.3.1**). La glace répond à l'insolation avec un retard de 5000 ans environ. Les paramètres de Milankovitch se combinent : la mise en glace lors des périodes de faible obliquité est modulée par la distance Terre-Soleil et la durée des saisons (contrôlés par l'excentricité), et par la direction de l'axe de rotation (contrôlée par la précession). A l'échelle des temps géologiques, la rotation de la Terre ralentit et la distance Terre-Lune augmente. Les périodes de l'obliquité et de la précession s'allongent (Berger, 1992).

Le rôle des gaz à effet de serre dans les glaciations

Aux échelles de temps de la précession (20 000 ans), l'insolation force les gaz à effet de serre (GES) qui forcent à leur tour les calottes glaciaires (Ruddiman, 2006). Aux échelles de temps de l'obliquité (40 000 ans), l'insolation force la glace, qui a un effet sur les GES ; ce sont les GES qui transfèrent l'effet forçant radiatif de la calotte Nord au pôle Sud (Raynaud & Lorius, 2004).

Pour certains auteurs, le cycle glaciaire-interglaciaire de 100 000 ans est dû à l'excentricité (Raynaud & Lorius, 2004). Ce forçage astronomique modéré est amplifié par l'augmentation des GES et la rétroaction de l'albédo.

Ruddiman (2006) suggère que l'excentricité ne joue pas de rôle sur les glaciations : le cycle de 100 000 ans observé dans les séries de températures des forages glaciaires correspond à l'addition des effets de la précession et de l'obliquité. Ce sont les forçages internes (CO₂ et rétroaction de l'albédo) qui entraînent la construction graduelle des calottes glaciaires. Les déglaciations sont dues aux forçages combinés de l'insolation et des GES.

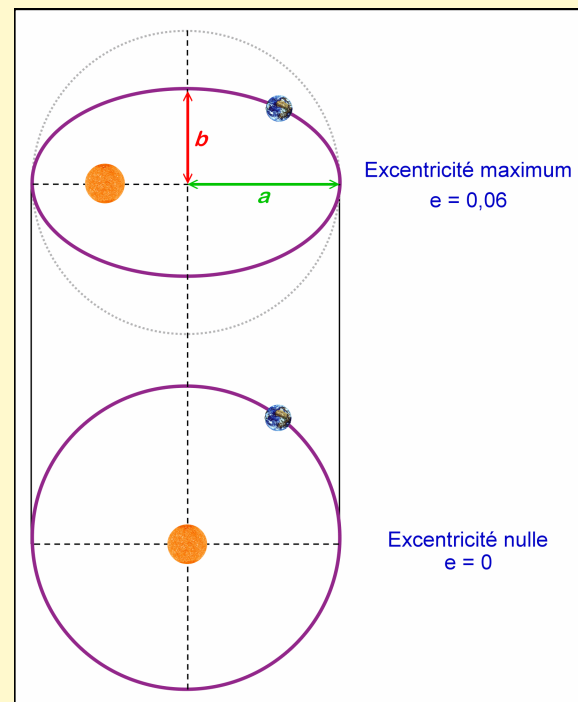
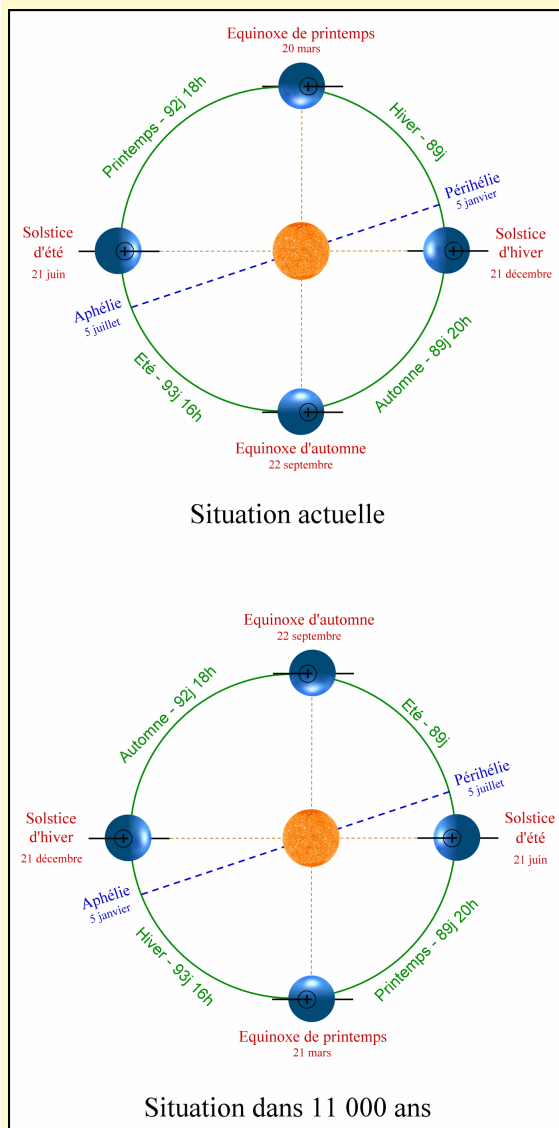


Figure 2.8. Variations de la forme de l'orbite terrestre suivant l'excentricité (INRP).

Figure 2.7. Variations de l'orbite terrestre et des saisons dues à la précession des équinoxes : situation actuelle et situation dans 11 000 ans (Décoince, 2006).

3 Le climat des derniers 100 000 ans

3.1 Des archives sur toute la planète

Les données climatiques sont nombreuses pour les derniers 100 000 ans :

- les *carottes glaciaires* et les *sédiments marins et lacustres* enregistrent le climat du globe et des grandes régions ainsi que les variations des facteurs contrôlant le climat (Guiot & Cheddadi, 2004). Certains forages glaciaires rendent compte du climat sur plusieurs centaines de milliers d'années (➤ [Partie 2.1.2](#)). D'autres forages plus courts retracent le climat des derniers 100 000 ans avec une meilleure précision.
- les *archives terrestres* ont une portée plus régionale (Guiot & Cheddadi, 2004). Elles montrent l'impact des variations climatiques sur l'environnement immédiat, par exemple sur la végétation ou sur les bilans hydrologiques.

Parmi ces archives, la présence de pollens et leurs combinaisons, les « assemblages polliniques » sont fréquemment utilisés. En effet, le type de végétation dépend des conditions climatiques (Guiot & Cheddadi, 2004). De manière générale, la forêt domine lors des périodes tempérées humides. Elle se réduit pendant les périodes froides et/ou sèches au profit des plantes herbacées. Les grains de pollen émis par les plantes s'accumulent dans les sédiments déposés dans les lacs et les tourbières. La température est déduite de la proportion des différentes espèces d'arbres par rapport aux plantes herbacées.

3.2 Les grandes tendances du climat depuis 100 000 ans

3.2.1 La période glaciaire

Pourquoi les hommes ont-ils peint, il y a 20 000 ans, dans la grotte Cosquer, près de Marseille, des animaux de climat arctique : rennes, phoques ? Et surtout comment ont-ils pu se rendre dans la grotte, alors que son entrée se situe à 37 mètres sous le niveau actuel de la mer et que les archéologues doivent se munir d'un scaphandre pour l'explorer ? La raison est qu'il y a 20 000

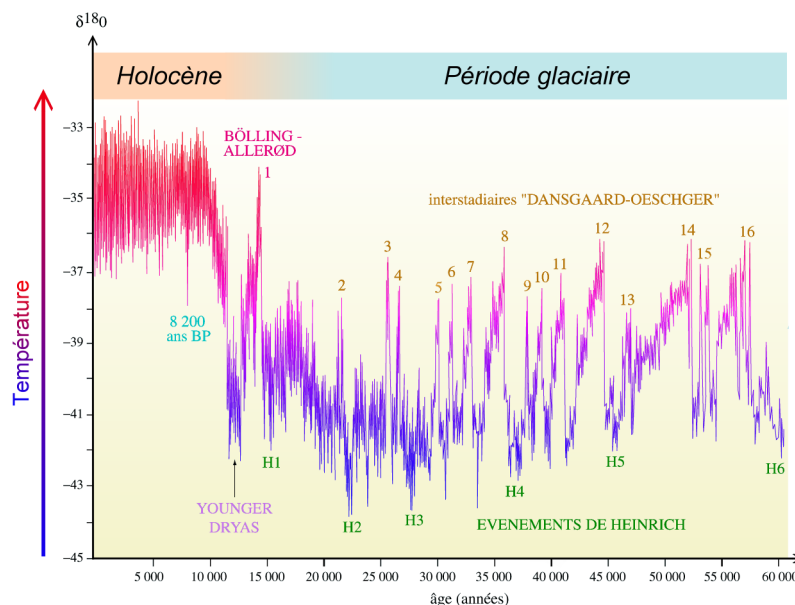


Figure 3.1. Variations du $\delta^{18}\text{O}$ de la carotte GRIP (Groenland) des derniers 60 000 ans (Grousset, 2001). La dernière période glaciaire (-60 000 à -15 000 ans) et l'Holocène (-11 000 ans à l'actuel) sont décelés, ainsi que les changements abrupts du climat : événements de Heinrich, interstades Dansgaard/Oeschger, oscillation Bölling Allerød/Younger-Dryas et événement 8200 ans.

Encadré 3.1 : Les forçages de la dernière glaciation

Un forçage orbital initial ...

A la fin de l'Eémien (-120 000 ans), les paramètres orbitaux réduisent les contrastes saisonniers (Figure 3.2) (➤ **Partie 2.2**). Le périhélie se produit au mois de janvier, rendant les hivers de l'hémisphère Nord doux (Décoince, 2006). L'aphélie en juillet crée des étés frais. Comme le taux d'accumulation de neige est important et sa fonte modérée, une calotte glaciaire se crée dans l'hémisphère Nord.

... amplifié par des rétroactions

- ◆ Les cycles géochimiques perturbés réduisent les concentrations en GES et l'effet de serre (forçage radiatif : $-2,8 \text{ W.m}^{-2}$) (Figure 3.3).
- ◆ L'albédo diminue à cause de l'extension des zones englacées et de l'exposition de nouvelles surfaces continentales par baisse du niveau marin ($-3,2 \text{ W.m}^{-2}$).
- ◆ Le taux de poussières augmente car la végétation est réduite, en particulier la forêt tropicale (-1 W.m^{-2}) (IPCC, 2007a).

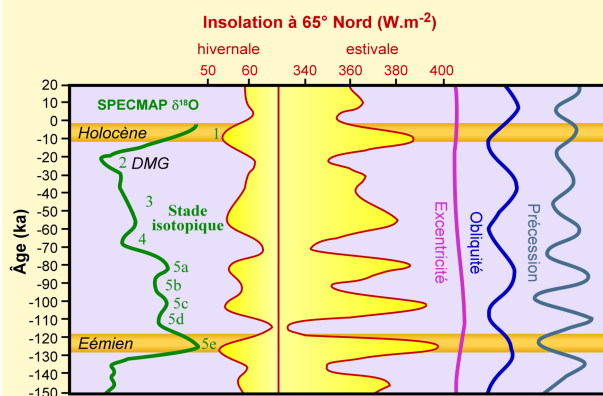


Figure 3.2. Relation entre les paramètres de l'orbite terrestre (excentricité, obliquité et précession des équinoxes), l'insolation résultante à 65° Nord et les variations de la courbe du rapport isotopique SPECMAP, exprimant les variations de température (Décoince, 2006).

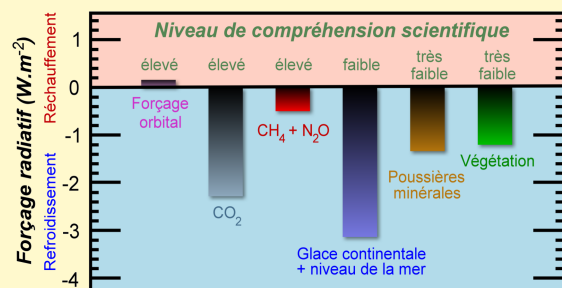


Figure 3.3. Moyennes annuelles des forçages climatiques lors du DMG (IPCC, 2007a). Le niveau de compréhension scientifique est déterminé à partir de l'incertitude et de la compréhension physique des phénomènes.

ans, le climat mondial était entre 4 et 7°C plus froid qu'actuellement (Figure 3.1). Les calottes glaciaires étaient très étendues : en Europe elles atteignaient l'Angleterre et le Danemark.

Le niveau de la mer dépend du volume d'eau stockée par les calottes glaciaires. En effet, l'évaporation de l'eau de mer forme les précipitations de neige à l'origine de la glace, suivant le cycle de l'eau. Il y a 20 000 ans, la formation de calottes glaciaires volumineuses a entraîné une baisse du niveau de la mer d'environ 120 mètres par rapport au niveau actuel.

Cette époque froide appartient à la dernière période glaciaire qui a débuté il y a 116 000 ans (IPCC, 2007a). La période chaude précédente (appelée l'« Eémien » ou « stade 5e ») s'est terminée il y a 120 000 ans. Les paramètres de l'orbite terrestre ont réduit le rayonnement solaire et le climat s'est refroidi. Des rétroactions avec l'atmosphère et la surface terrestre ont permis la création d'une calotte glaciaire (Figure 3.4) (➤ **Encadré 3.1 et Partie 2.3**). L'époque la plus froide de cette période glaciaire s'est produite il y a 20 000 ans. Elle est appelée « dernier maximum glaciaire » (DMG). Le refroidissement a été très marqué aux hautes latitudes : -9°C en Antarctique et -21°C au Groenland.

3.2.2 L'Holocène

Nous sommes actuellement dans une période interglaciaire appelée l'« Holocène ». Cette période relativement chaude a débuté il y a 11 000 ans (Figure 3.1). La température a augmenté de 4 à 7°C entre le dernier maximum glaciaire et le début de l'Holocène, soit en 9000 ans (IPCC, 2007a). Ce réchauffement est élevé mais il s'est néanmoins produit dix fois plus lentement que le réchauffement du 20^{ème} siècle (➤ **Partie 5.2.1**).

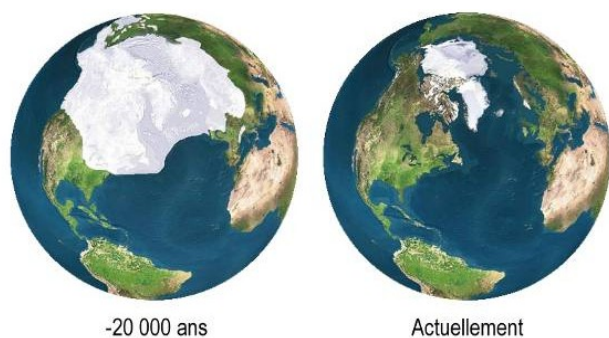


Figure 3.4. Extension de la calotte glaciaire Nord lors du dernier maximum glaciaire (-20 000 ans) et actuellement (Encyclopédie Universalis www.universalis.fr, modifié).

Sans influence humaine sur le climat, la fin de l'Holocène et le début de la prochaine glaciation devraient débuter dans environ 30 000 ans (IPCC, 2007a). Cependant, depuis deux siècles, les émissions de gaz à effet de serre par les activités humaines se combinent aux processus naturels qui contrôlent le climat (➤ [Partie 5.3.2](#)) ; ces gaz à effet de serre représentent un forçage artificiel sur le climat. La calotte groenlandaise pourrait fondre intégralement. Dans ce cas, le système climatique pourrait demander 40 000 ans pour retrouver une évolution « naturelle » (Berger, 2006). Entre -10 000 et -5 000 ans, certaines régions du globe étaient plus chaudes qu'actuellement. Cependant, de récentes simulations ont révélé que la température moyenne globale était comparable à l'actuel (IPCC, 2007a).

Des rejets humains de gaz à effet de serre depuis 8 000 ans ?

Les gaz à effet de serre ont diminué depuis le début de l'Holocène jusqu'à -6 000 ou -8 000 ans, puis augmenté jusqu'à nos jours (IPCC, 2007a). Le dioxyde de carbone (CO₂) a ainsi diminué de 7 ppm (parties par millions) entre -11 000 et -8 000 ans, puis augmenté de 20 ppm jusqu'à la révolution industrielle (vers 1750).

La décroissance du CO₂ est attribuée à des causes naturelles, comme son absorption par des forêts qui se sont développées sur les terres dégagées par la fonte de la calotte Laurentides.

L'augmentation depuis 8000 ans du dioxyde de carbone pourrait être naturelle : la forme de l'orbite terrestre contrôle l'insolation, qui elle-même contrôle les gaz à effet de serre (➤ [Partie 2.3](#)). Aux mêmes causes les mêmes effets : les conditions orbitales de l'Holocène sont proches de celles de l'interglaciaire il y a 400 000 ans ; les concentrations en CO₂ sont également comparables et peuvent être donc dues aux conditions orbitales et à l'insolation. Cependant l'augmentation pourrait être aussi également due à l'agriculture préhistorique qui émettrait du dioxyde de carbone et du méthane (Ruddiman, 2003, et Ruddiman et al, 2005).

3.3 Les variations à haute fréquence des derniers 100 000 ans

Le forçage orbital progressif conduit de manière périodique à des réponses brutales du climat. Ces événements rapides illustrent la notion d'« effet de seuil ». Ces variations non linéaires créent un motif en dents de scie des enregistrements paléoclimatiques (Figure 3.1).

3.3.1 Les changements abrupts de la période glaciaire

La dernière période glaciaire (75 000 à -15 000 ans) a connu de nombreux événements abrupts du climat (➤ [Encadré 3.3](#)). Ceux-ci ont été détectés dans les sédiments, les carottes glaciaires (en particulier le forage à haute résolution réalisé au Groenland NGRIP) et les concrétions calcaires des grottes.

Des réchauffements brusques et intenses

Des variations de la circulation des courants océaniques ont provoqué des réchauffements rapides et intenses suivis de refroidissements plus lents en quelques siècles (IPCC, 2007a).

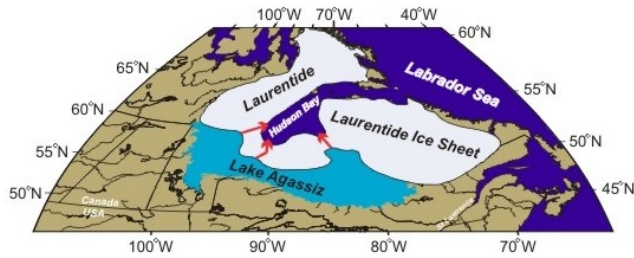


Figure 3.5. Position du lac Agassiz, bloqué par la calotte Laurentides avant l'événement 8200 ans (University of British Columbia, <http://www.eos.ubc.ca>). Les flèches rouges indiquent les zones de décharge dans la baie d'Hudson il y a 8200 ans.

Ces variations brutales de température sont appelées « interstadias Dansgaard/Oeschger » (découverts par les paléoclimatologues Willi Dansgaard, Danois, et Hans Oeschger, Suisse). Les forages glaciaires du Groenland ont révélé des augmentations de la température de 8 à 16°C en quelques décennies (Figure 3.1). La dernière période glaciaire compte vingt-et-un événements climatiques de ce type.

Des refroidissements brutaux

La dernière période glaciaire a également connu des refroidissements de quelques centaines à quelques milliers d'années (➤ **Encadré 3.2**). Ils sont appelés « événements de Heinrich », d'après le nom du géologue allemand Hartmut Heinrich qui les a identifiés. Six refroidissements sont enregistrés depuis 60 000 ans jusqu'à la fin de la période glaciaire (Figure 3.1).

Entre la période glaciaire et la période chaude, un réchauffement suivi d'un refroidissement

La transition entre la période glaciaire et l'interglaciaire ne s'est pas faite progressivement (Figure 3.1). Un réchauffement brutal de 2000 ans s'est d'abord produit il y a 14 700 ans ; il est appelé « Bölling-Allerød ». Il a provoqué une injection d'eau froide et douce dans l'Atlantique Nord (par un processus similaire à l'événement 8 200 ans, voir ci-dessous). Il en a résulté un refroidissement de 1200 ans, le « Younger-Dryas ». Ces deux événements sont regroupés sous le terme « oscillation Bölling-Allerød/Younger-Dryas ».

3.3.2 Les changements abrupts de l'Holocène

L'Holocène (-11 000 ans à l'actuel) compte au moins six périodes de changement climatique rapide (Mayewski et al, 2004). La plupart de ces événements abrupts présentent un refroidissement aux pôles et des modifications majeures de la circulation atmosphérique.

Un refroidissement il y a 8200 ans

L'événement climatique de l'Holocène le plus étudié s'est produit il y a 8200 ans. Cet « événement 8 200 ans » correspond à un refroidissement de 2 à 6°C pendant 200 ans (Figure 3.1). Il est associé à une diminution brutale du méthane atmosphérique (entre 34 et 59 %) (Spahni et al, 2003). Ce refroidissement brusque est attribué à la vidange du lac Agassiz (du nom du glaciologue suisse Louis Agassiz). Au début de l'Holocène, les eaux de fonte de la calotte Laurentides alimentent des lacs proglaciaires. Le plus grand, le lac Agassiz,

Encadré 3.2 : L'enregistrement sédimentaire des événements de Heinrich

Les événements de Heinrich sont corrélés à des couches sombres et grossières, les « couches de Heinrich » incluses dans les sédiments de l'Atlantique Nord (Deconinck, 2006). La zone où celles-ci se retrouvent, entre 40°N et 55°N, est appelée « bande de Ruddiman ». Le refroidissement lors d'un événement de Heinrich augmente fortement le volume des calottes glaciaires et les déstabilise. Il en résulte une large décharge d'icebergs dans l'Atlantique Nord. Ces icebergs se dirigent vers le sud et fondent aux latitudes de la bande de Ruddiman en relâchant des « *ice rafted debris* » (➤ **Partie 1.6.1**). Cette fonte injecte massivement de l'eau froide et douce dans l'Atlantique Nord : le débit estimé est de $10^5 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ pendant plusieurs siècles (IPCC, 2007a). Elle provoque un refroidissement et une baisse de la salinité de la surface de la mer. Le niveau de la mer augmente jusqu'à 15 m durant 250 à 750 ans. L'apport d'eau douce bloque la circulation thermohaline et la NADW (Figure 3.8) (➤ **Encadré 3.3**).

est barré par la glace (Figure 3.5). Avec le réchauffement progressif, cette barrière cède et le lac se vidange brusquement dans la baie d'Hudson. Le débit a pu atteindre pendant six mois cinq millions de mètres cubes par seconde, soit trente fois le débit de l'Amazone. L'arrivée d'eau douce et froide dans l'océan Atlantique modifie la circulation océanique ; les transferts de chaleur des basses aux hautes latitudes diminuent.

3.4 Le rôle des variations climatiques sur le développement de l'humanité

L'agriculture s'est développée vers -12 000 ans simultanément dans six à huit régions du globe qui n'avaient pas d'échange culturel : Moyen Orient, Chine, Andes... Feynman et Ruzmakin (2007) suggèrent un rôle majeur du climat dans l'apparition de l'agriculture. Avant 12 000 ans, le climat mondial était perturbé par les variations climatiques brutales à l'échelle centennale : événements de Dansgaard/Oeschger et de Heinrich. Le climat de l'Holocène, plus régulier, aurait permis la mise en place d'une agriculture stable simultanément sur toute la planète.

Les événements brutaux du climat peuvent entraîner des effets dramatiques sur l'humanité. À l'heure actuelle, ils sont intensément étudiés afin de savoir s'ils pourraient avoir lieu en réponse au réchauffement moderne (➤ [Partie 6.2.2](#)) (IPCC, 2007a). Cependant, peu de modèles du futur prennent encore en compte les perturbations des courants océaniques dues à la fonte des glaces.

Encadré 3.3 : La cyclicité des phénomènes abrupts du climat

Le climat de la dernière période glaciaire suit une cyclicité de 1 500 ans environ, attribuée à l'apparition rythmique des Dansgaard/Oeschger (D/O) (Figure 3.1). Une cyclicité de 1470 ans a ainsi été remarquée dans les variations du $\delta^{18}\text{O}$ de l'oxygène de la carotte Greenland Ice Sheet Project 2 (GISP2) (liste des études : Rahmstorf, 2003). Schulz (2002) a cependant contesté l'existence de cette cyclicité, qui résulterait uniquement de la présence des D/O 5, 6 et 7. Cette cyclicité de 1500 ans, accompagné de cycles de 2000 et 2800 ans, se retrouve également dans les changements climatiques rapides de l'Holocène (références : Mayewski et al, 2004).

Le cycle de Bond

Les changements abrupts du climat de la dernière période glaciaire se produisent selon un cycle appelé « cycle de Bond » (Figures 3.1 et 3.6) (Rahmstorf, 2002, et Queisser, 2005). Il consiste en une alternance de modes stadias froids et interstadias chauds. Les interstadias correspondent aux D/O et aux « plateaux » du cycle de Bond. Les D/O successifs sont de plus en plus froids. Le cycle de Bond se termine par un événement de Heinrich. Chaque cycle pourrait correspondre à une croissance graduelle de la calotte Laurentides. Il se terminerait par une décharge massive d'icebergs dans l'Atlantique Nord qui provoquerait l'événement de Heinrich terminal. Durant la dernière période glaciaire, il existe trois états de conditions climatiques caractéristiques (stadias, interstadias et Heinrich) correspondant à trois modes distincts de circulation océanique (Figure 3.7).

La bascule climatique entre les deux hémisphères

Durant l'ensemble de la dernière période glaciaire, un phénomène de bascule climatique (« *see-saw effect* ») entre les hémisphères se produit : l'Antarctique connaît un réchauffement pendant que le Groenland subit des conditions froides (Rahmstorf, 2002). La simulation de Knutti et al (2004) explique cette relation en phase : des

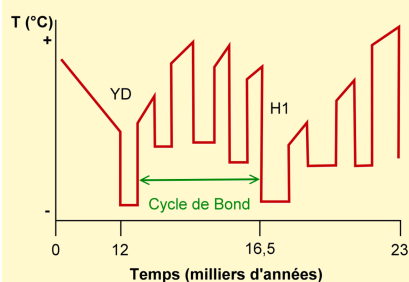


Figure 3.6. Cycle de Bond idéalisé : succession de D/O encadrée par des événements de Heinrich (H1 et YD : Younger-Dryas) (Queisser, 2005, modifié).

(Suite page 27)

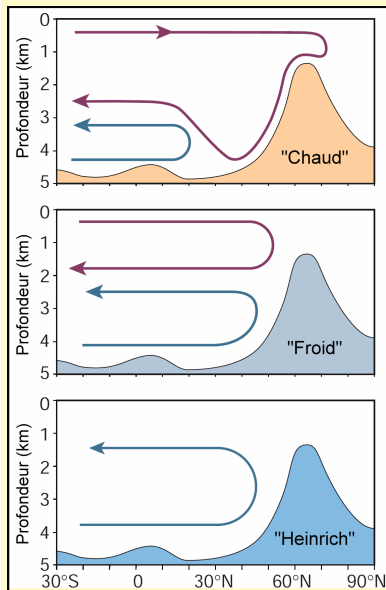


Figure 3.7. Représentation schématique des différents modes de la circulation de l'Atlantique Nord durant la dernière période glaciaire (Rahmstorf, 2002). Haut : mode interstadiaire chaud (D/O) ; Centre : mode stadiaire froid ; Bas : mode « Heinrich », sans NADW. L'élévation représente le « haut-fond » entre le Groenland et l'Écosse. Ligne rouge : NADW ; ligne bleue : courant de fond antarctique.

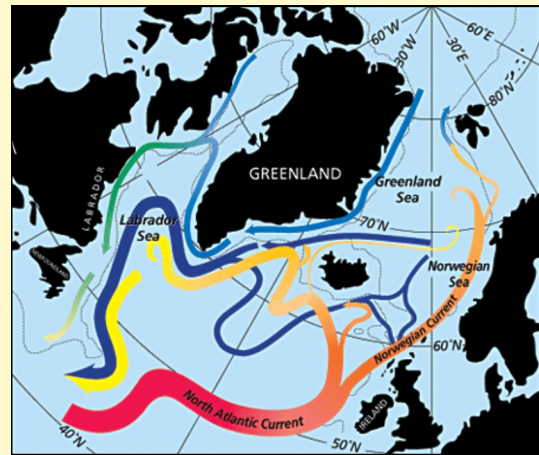


Figure 3.8. Circulation océanique dans l'Atlantique Nord (Jack Cook, Woods Hole Oceanographic Institution, <http://www.whoi.edu>). En rouge : courants de surface chauds ; en bleu : courants profonds froids et denses (NADW).

bouleversements dans la circulation océanique réduisent l'export d'eau depuis l'océan circum-Antarctique vers l'Atlantique Nord. Le transfert de chaleur de l'Antarctique vers l'Atlantique Nord est supprimé.

La circulation thermohaline

La circulation atmosphérique entraîne les eaux de surface (jusqu'à quelques centaines de mètres) des basses latitudes vers les hautes latitudes (Deconinck, 2006). Les eaux, relativement chaudes aux basses latitudes, refroidissent progressivement. L'augmentation de densité induite est accentuée par la formation de glace de mer (dépourvue de sel) aux hautes latitudes, qui augmente la salinité de l'eau. Les eaux denses plongent aux hautes latitudes et forment la circulation océanique profonde. Dans l'Atlantique, ce sont $15 \pm 2.10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ d'eaux qui plongent au niveau de la mer du Labrador et de la mer de Norvège (Rahmstorf, 2002). Elles sont à l'origine de la masse d'eau profonde nord-atlantique (« North Atlantic Deep Water », NADW) (Figure 3.8).

Cette circulation océanique dictée par la température et la salinité de l'eau est appelée « circulation thermohaline ». Elle permet le brassage des océans et le transport de chaleur de l'équateur aux pôles.

Les causes de l'alternance stadiaire-interstadiaire

Selon certains auteurs, les alternances stadiaires-interstadiiaires sont attribuées à des démarrages de la circulation thermohaline (Broecker, 1991, et Rahmstorf, 2002). Les périodes chaudes des D/O (mode interstadiaire) sont attribuées à une circulation thermohaline intense : les eaux de l'Atlantique Nord provenant des basses latitudes sont plus chaudes et la libération de chaleur dans l'atmosphère est élevée. Ce réchauffement affaiblit en retour la circulation thermohaline. Il provoque la fonte de glace arctique, ce qui apporte de l'eau douce dans l'Atlantique. De plus, l'excès de sel en provenance des basses latitudes est exporté par la NADW. L'apport d'eau douce et l'export de sel diminuent la densité de l'eau de l'Atlantique Nord jusqu'à ce que le plongement de l'eau à l'origine de la NADW devienne impossible. Avec une circulation thermohaline inexistante, l'apport de chaleur des basses aux hautes latitudes s'atténue et un refroidissement se produit (mode stadiaire). L'eau s'enrichit de nouveau en sel et la circulation thermohaline reprend. Suivant une autre théorie, les alternances stadiaires-interstadiiaires sont dues à un déplacement latitudinal de la convection de l'Atlantique Nord (Rahmstorf, 2002). En période froide précédant le D/O (mode stadiaire), la NADW se forme en région subpolaire (sud de l'Islande) (Figure 3.7 B). Le réchauffement rapide du D/O (mode interstadiaire) est causé par une intrusion plus au nord des eaux chaudes moins denses, dans la mer de Norvège et la mer de Groenland (Figure 3.7 A). La circulation s'affaiblit ensuite progressivement, en quelques siècles. La phase froide finale marque la fin de la formation de la NADW. Les éléments déclencheurs envisagés actuellement pour démarrer le cycle stadiaire-interstadiaire pourraient être des variations de l'activité solaire ou du niveau de la mer.

Les variations d'activité solaire comme causes de la cyclicité du climat ?

Bond et al. (1997 et 2001) ainsi que Hu et al. (2003) suggèrent que les variations de l'activité solaire sont responsables des fluctuations climatiques, selon des cycles de un à deux millénaires. Cependant ces hypothèses ne sont basées que sur des corrélations apparentes entre les données climatiques et les variations de l'activité solaire (Bard & Frank, 2006). De plus, si l'activité solaire influence le climat de manière cyclique, les variations climatiques résultantes doivent être également cycliques. Or, une fluctuation périodique n'est pas toujours retrouvée dans les données empiriques.

4 Le climat du dernier millénaire

4.1 Les indicateurs du climat

4.1.1 Les archives historiques : les hommes racontent le climat

Les événements météorologiques et climatiques extrêmes ont des conséquences parfois dramatiques sur les activités humaines, en particulier sur la production agricole et sur les échanges commerciaux. C'est pour cela que depuis le Moyen Âge les hommes relèvent les événements météorologiques et climatiques marquants, comme les gelées longues et intenses ou les sécheresses. Pour rechercher les conditions climatiques du dernier millénaire, les scientifiques utilisent de nombreuses archives qui donnent des indications sur le climat, comme les annales des observations météorologiques ou les dates de vendanges.

Les dates d'ouverture des vendanges

Depuis le Moyen Âge, les dates de début des vendanges du raisin sont décréées par les notables de chaque village et notées dans des registres municipaux ou paroissiaux. Les plus anciennes séries de données, de Bourgogne, datent du 13^{ème} siècle (Chuine et al, 2004). Les dates de vendanges sont influencées par la température du printemps et de l'été (Le Roy Ladurie, 2005). Lorsque ces saisons sont chaudes, elles favorisent la croissance de la vigne et la date de vendanges est précoce. Les dates de vendanges sont donc utilisables comme indicateurs (« proies ») de la température du printemps et de l'été de l'année.

Les archives historiques sont parfois biaisées par des facteurs humains. Par exemple, les dates de vendanges au 18^{ème} siècle sont plus tardives que celles des siècles précédents. Cet écart est dû au fait que les vigneron, pour faire un meilleur vin, vendangent plus tard dans la saison (Le Roy Ladurie, 2005).

4.1.2 Les données proxies naturelles

Les données obtenues à partir des cernes d'arbres

Les arbres produisent un cerne de croissance par an. L'épaisseur de ces cernes renseigne sur la température : une saison de croissance (printemps et été) chaude et humide favorise le développement de l'arbre et le cerne annuel est épais. En mesurant l'épaisseur de tous les cernes d'un arbre, les conditions climatiques de chaque année de sa vie peuvent être reconstituées. Pour retracer le climat du passé, les études s'effectuent sur des pièces de bois telles que des poutres de maisons anciennes ou des arbres fossiles retrouvés sur les sites archéologiques. La science qui étudie le climat à partir des cernes d'arbres est la « dendroclimatologie ». Des analyses chimiques de chaque cerne donnent des indications plus précises sur la température et l'humidité de la région (➤ Encadré 4.1). Des courbes de l'épaisseur des cernes depuis 10 000 ans permettent de dater les pièces archéologiques (➤ Partie 1.5.1).

Les profils thermiques des sols

Les variations de température à la surface de la Terre se propagent lentement dans le sol (Figure 4.1). En mesurant la température dans des trous de forage à différentes profondeurs, il est possible de reconstituer les variations de température avec le temps (➤ Encadré 4.2).

Les carottes de glace

Des forages de glace renseignent sur le climat des derniers millénaires : température, composition de l'atmosphère, précipitations, etc. (Jones & Mann, 2004). Hou et al (2007) ont

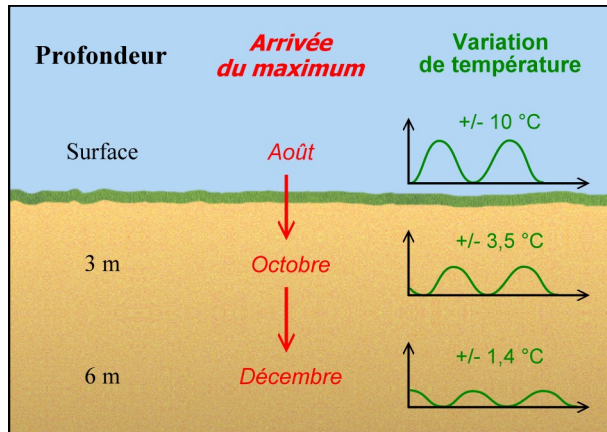


Figure 4.1. Exemple de propagation d'une variation annuelle de température : propagation dans le sol et diminution de l'amplitude de la variation (données : <http://planet-terre.ens-lyon.fr/planetterre>).

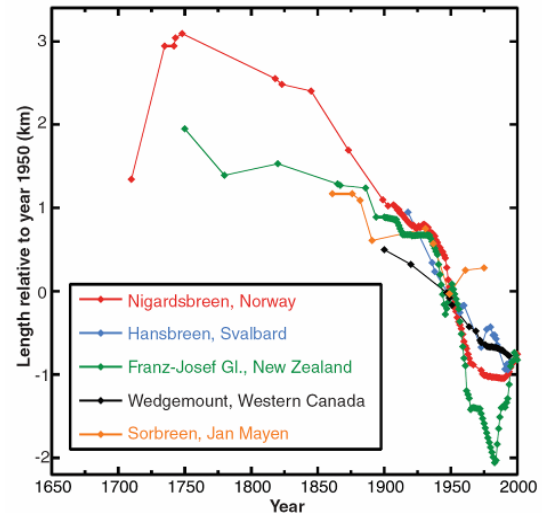


Figure 4.2. Fluctuations de longueur de glaciers depuis 1700 (Oerlemans, 2005). Les longueurs sont exprimées en variations par rapport à 1950.

par exemple étudié, dans des carottes de l'Himalaya, la fonte qui s'est produite chaque été durant les derniers 1000 ans. La fonte dépend de la température de l'été, dont les scientifiques ont pu retracer l'évolution au cours du millénaire.

L'avancée des glaciers de montagne

La taille d'un glacier est contrôlée par le climat : les précipitations de neige en hiver augmentent le volume de glace alors que la fonte en été diminue son volume. Si le climat se refroidit, le glacier augmente de volume et descend plus bas dans les vallées. À l'inverse, il recule lors d'un réchauffement (Figure 1.5). La taille des glaciers peut être utilisée pour reconstituer le climat depuis les années 1700 (Figure 4.2) (Oerlemans, 2005).

4.1.3 Les reconstructions de température en pratique

Les reconstructions de température du millénaire se basent sur des méthodes indirectes, appelées « proies » (➤ [Partie 1.4.2](#)). Les données proies sont complémentaires mais chaque méthode possède des biais et des limitations : informations sur une saison seulement, imprécisions sur la datation, etc. Les reconstitutions du climat du millénaire combinent

Encadré 4.1 : Les données isotopiques des cernes d'arbres

Les arbres absorbent du dioxyde de carbone (CO_2) par photosynthèse et perdent de l'eau par transpiration à travers les stomates (Gagen et al, 2006). Une partie du carbone s'incorpore dans la lignine et la cellulose du cerne en cours de croissance. La dépendance de la taille des cernes et du $\delta^{13}\text{C}$ à la température et à l'humidité est conditionnée par la région. Dans les régions tempérées, où le stress hydrique est faible, le $\delta^{13}\text{C}$ est principalement contrôlé par la photosynthèse, qui dépend de l'irradiance et de la température (McCarroll & Loader, 2004). Le $\delta^{18}\text{O}$ des cernes est lui déterminé par le $\delta^{18}\text{O}$ des précipitations et par l'humidité de l'air, qui influence l'enrichissement en ^{18}O lors de l'évaporation.

Encadré 4.2 : Les profils thermiques en détail

La température de la partie supérieure du sous-sol (sur quelques centaines de mètres) est contrôlée par la chaleur interne de la Terre et par les variations de température en surface (Huang et al, 2000). Les variations de surface se propagent en profondeur, en s'atténuant progressivement (Figure 4.1). Une variation de température en surface met environ 100 ans pour atteindre 150 m de profondeur et 1000 ans pour atteindre 500 m. La profondeur à laquelle les anomalies de température sont observées est déterminée par l'amplitude et la durée de l'événement paléoclimatique en surface. Les différentes perturbations sont retrouvées par « inversion » des profils thermiques : l'hypothèse est faite que les températures mesurées à chaque profondeur résultent d'une association d'événements paléoclimatiques, dont les amplitudes et les durées sont déterminées.

plusieurs types d'archives, qui peuvent être réparties sur une large région du globe (par hémisphère par exemple). Comme elles associent plusieurs proxies, elles sont appelées « reconstructions multi-proxy » (Jones & Mann, 2004).

4.2 Les grandes périodes climatiques du dernier millénaire

4.2.1 L'optimum climatique médiéval

Un Groenland tiède ?

Le Groenland tire son nom du danois et signifie « terre verte ». Pourtant cette région est maintenant plutôt froide ! La raison en est que lorsque les Vikings ont colonisé le sud du Groenland, vers l'an 1000, son climat était doux. Cette région était recouverte de végétation et relativement hospitalière, c'est pourquoi ils l'ont nommée ainsi.

Les faits

Température

Les archives climatiques montrent que l'hémisphère Nord était relativement chaud entre l'an 950 et 1200 (Figure 4.5). Cette période est appelée « optimum climatique médiéval » (OCM) (Jones & Mann, 2004). Néanmoins, toutes les reconstitutions climatiques montrent que la température a évolué différemment suivant les régions. A l'heure actuelle, les preuves sont insuffisantes pour affirmer que l'OCM était aussi chaud ou plus chaud que le 20^{ème} siècle, ce qui fournirait des arguments aux partisans d'une origine naturelle du réchauffement moderne (IPCC, 2007a). Cependant, l'OCM semble au contraire légèrement plus froid que la période actuelle : les températures estimées sont entre 0,1 et 0,2°C inférieures à la moyenne 1961-1990 et sont significativement inférieures à la période postérieure à 1980 (IPCC, 2007a). De plus, le réchauffement médiéval a été plus lent : il s'est accompli en plusieurs siècles, alors que le réchauffement moderne s'est réalisé en quelques décennies seulement.

L'hémisphère Sud a également connu un réchauffement, mais plus tardif : aux 14^{ème} et 15^{ème} siècles. Ce « retard » de 150 ans entre les deux hémisphères serait dû au délai du transfert de chaleur par les océans (Goose et al, 2004).

Précipitations

Au cours du Moyen Âge, certaines régions ont connu des sécheresses violentes alors que d'autres ont subi des pluies exceptionnelles. La distribution spatiale de l'hydroclimat présentait des similitudes avec la répartition des sécheresses du réchauffement des dernières décennies (Seager et al, 2006). Par exemple, la région méditerranéenne et le Sahel étaient secs, comme actuellement.

Le climat médiéval n'est donc pas caractérisé par un réchauffement global ; il est de plus marqué par des contrastes régionaux de précipitations. Certains auteurs suggèrent qu'il serait préférable de nommer cette période « anomalie climatique médiévale » (Bradley et al, 2003) ou « période sèche prolongée » (Jones & Mann, 2004).

Les causes

Durant l'optimum climatique médiéval, la radiation solaire est élevée. La stratosphère absorbe plus d'ultraviolets et se réchauffe (Bradley et al, 2003). La circulation atmosphérique est modifiée (➤ Encadré 4.3). C'est pour cette raison que seules certaines régions du globe se réchauffent, comme l'Europe.

Encadré 4.3 : La circulation atmosphérique au Moyen Âge

Un régime La Niña

Au cours de l'optimum climatique médiéval, le système climatique est soumis à des forçages externes positifs : une irradiance élevée et un volcanisme peu intense (Seager et al, 2006). Ces forçages conduisent à la persistance de conditions La Niña sur l'océan Pacifique. L'ouest du Pacifique tropical se réchauffe ; à l'est, l'énergie reçue se disperse en raison de la circulation atmosphérique divergente. L'upwelling de l'est du Pacifique est renforcé et les eaux de surface sont froides ; cette situation correspond à un régime La Niña.

Une NAO positive

Dans les modélisations, un forçage radiatif positif, comme une forte irradiance solaire, entraîne une Oscillation Nord-Atlantique (*North Atlantic Oscillation*, NAO) positive (Shindell et al, 2001). Une NAO positive signifie que le gradient de pression entre l'anticyclone des Açores et la dépression d'Islande est élevé. Par conséquent les vents d'ouest résultants traversant l'Atlantique sont déportés sur l'Europe du Nord, qui devient humide ; le sud de l'Europe reste sec (Yiou & Masson-Delmotte, 2005). Ce serait le régime La Niña du Pacifique qui forcerait la circulation atlantique et qui contrôlerait les conditions climatiques de l'Europe (Seager et al, 2006).

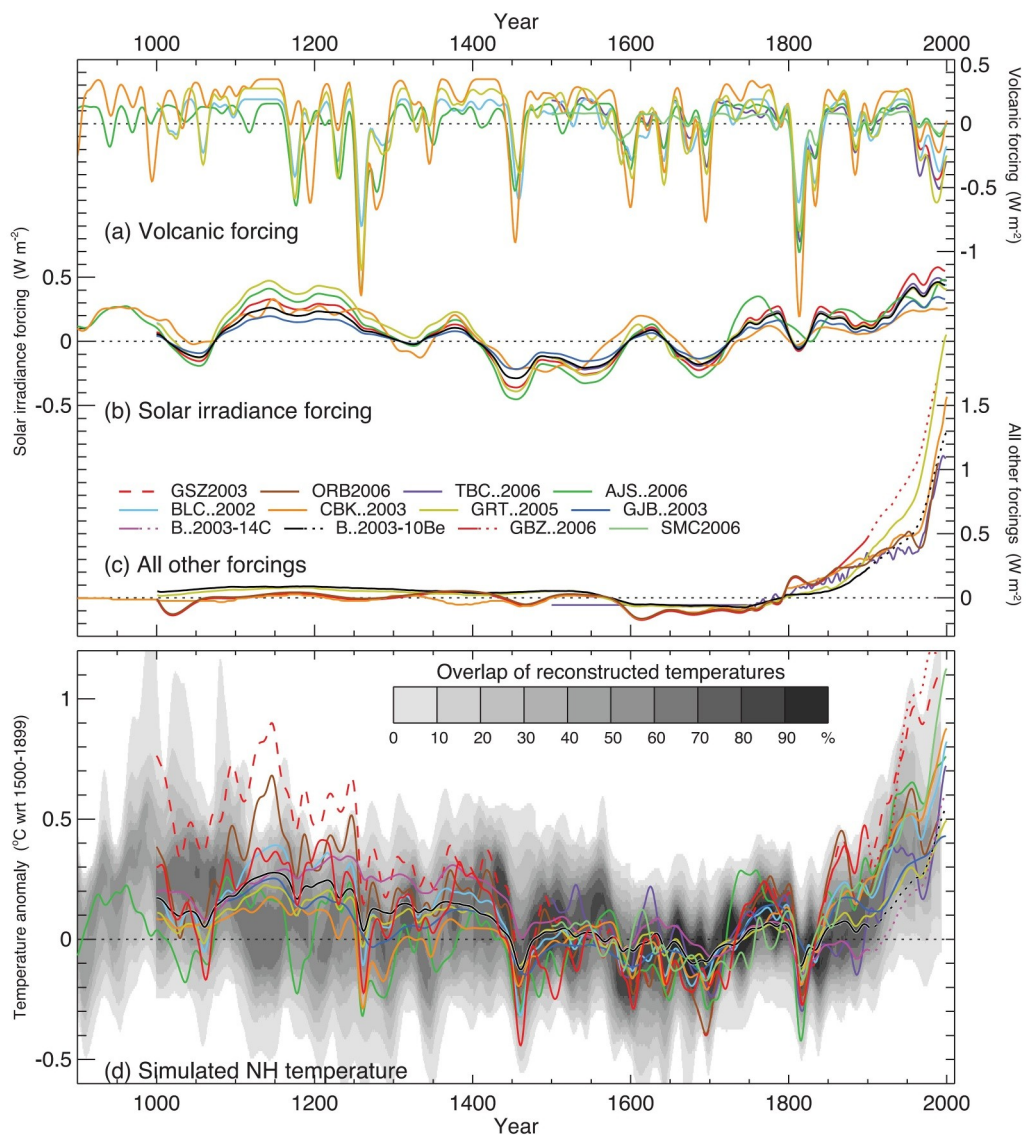


Figure 4.5. Forçages radiatifs (a-c) et températures de l'hémisphère Nord simulées (d) du dernier millénaire (IPCC, 2007a). (a) activité volcanique ; (b) variations de l'irradiance solaire ; (c) autres forçages, différents selon les modèles mais incluant toujours les gaz à effet de serre et, excepté pour ceux en lignes pointillées après 1900, les aérosols sulfatés troposphériques. (d) températures (°C) de l'hémisphère Nord simulées à partir des forçages (a) à (c). Les forçages et les températures sont exprimés en anomalies par rapport à la moyenne 1500 à 1899 et sont moyennés sur 30 ans.

Période d'activité solaire	Période climatique
maximum Médiéval (1140-1200)	optimum climatique médiéval
minimum de Spörer (vers 1500)	
minimum de Maunder (1645-1715)	petit âge glaciaire
minimum de Dalton (vers 1800)	
maximum moderne (1900-2000)	réchauffement moderne

Tableau 4.1. Principales périodes d'activité solaire et variations climatiques liées (données : Fröhlich & Lean, 2004).

4.2.2 Le petit âge glaciaire

De nombreux tableaux réalisés entre le 17^{ème} et le 19^{ème} siècles montrent des paysages enneigés et des étangs gelés. La période entre 1450 et 1850 est en effet relativement froide (Figure 4.5) (Jones et Mann, 2004). Elle est appelée « petit âge glaciaire » (PAG), du nom des « longues » périodes glaciaires du dernier million d'années (➤ [Partie 2.2](#)).

Cette tendance est ponctuée de périodes plus froides à l'échelle décennale. Comme durant l'optimum climatique médiéval, le climat est très variable suivant les régions du globe. En Europe le climat est plus froid vers 1600, à la fin du 17^{ème} siècle et au 19^{ème} siècle, qui a été le siècle le plus froid depuis 1500 (Luterbacher et al, 2004).

Ces refroidissements sont attribués à une faible activité du Soleil, dont l'énergie envoyée à la Terre diminue (➤ [Partie 4.3.1](#)). De plus, les nombreuses éruptions volcaniques réduisent l'ensoleillement (➤ [Partie 4.3.2](#)). Entre 1400 et 1850, la part du volcanisme dans la température est de 49 % (Crowley, 2000). Ainsi, les éruptions du volcan Laki en Islande en 1783 ont provoqué un refroidissement de l'hémisphère Nord de 0,2°C sur l'année entière (Highwood & Stevenson, 2003).

4.3 Les facteurs climatiques

Les phénomènes susceptibles de forcer le climat sont déterminés à partir des données proxies. Les modélisations numériques permettent de connaître si les forçages auraient réellement l'effet observé sur le climat décrit par les données.

4.3.1 L'activité solaire

A l'échelle du millénaire, les variations orbitales représentent un forçage négligeable. En revanche, l'énergie en provenance du Soleil (l'« irradiance solaire ») varie sensiblement au cours du temps et a des répercussions sur le climat (Figure 4.5) (➤ [Encadré 4.4](#)).

Les proxies de l'irradiance solaire

L'irradiance solaire ne peut être évaluée précisément qu'à partir de satellites et n'est donc mesurée que depuis quelques décennies seulement (➤ [Partie 5.3.1](#) et [Encadré 5.2](#)). Des méthodes indirectes (« proxies ») (➤ [Partie 1.4.2](#)) sont utilisées pour retrouver les variations d'activité solaire du millénaire ; les plus utilisées sont les taches solaires et les isotopes cosmogéniques (➤ [Encadré 4.4](#)).

Les taches solaires

Une tache solaire est une zone relativement plus froide et plus sombre que le reste de la surface du Soleil (photosphère). La température y est de 3900°C au lieu de 5700°C (Hoyt & Schatten, 1997). Ces figures sont remarquées dès l'Antiquité. Elles seront consignées à partir du 17^{ème} siècle. Un nombre de taches important signifie que l'irradiance solaire est élevée (➤ [Encadré 4.4](#)).

Encadré 4.4 : Les proies de l'irradiance solaire

L'irradiance solaire est l'énergie provenant de la radiation électromagnétique du Soleil reçue par unité d'aire (Fröhlich & Lean, 2004). L'irradiance solaire totale est l'énergie à toutes les longueurs d'onde : ultraviolets, lumière visible et infrarouges. Elle est de 1368 W.m^{-2} environ. Jusqu'au 19^{ème} siècle, l'irradiance a été supposée constante, ce qui lui a valu le nom de « constante solaire ».

Les taches solaires

En 1843, Schwabe découvre que le nombre de taches solaires varie suivant un cycle de 11 ans. Ce « cycle de Schwabe » est à relier au cycle de l'activité solaire (> *Partie 5.3.1*). Les cycles sont numérotés depuis 1750 ; le cycle 24 a débuté en 2008.

Au début du cycle, les taches apparaissent de part et d'autre de l'équateur solaire, vers 40° de latitude héliographique, pour une durée de six jours en moyenne (de Jager, 2005). Les taches qui apparaissent au fur et à mesure du cycle se rapprochent de l'équateur. Les déplacements latitudinaux des taches solaires au cours des cycles successifs forment le « diagramme de Maunder » ou « diagramme papillon » (Figure 4.3).

Au cours des années 1920, Abbot découvre une corrélation positive entre le nombre de taches et les variations de l'irradiance (Hoyt & Schatten, 1997). Le nombre de taches solaires, consigné par différents observateurs depuis le 17^{ème} siècle, peut donc être utilisé comme proxy de l'irradiance.

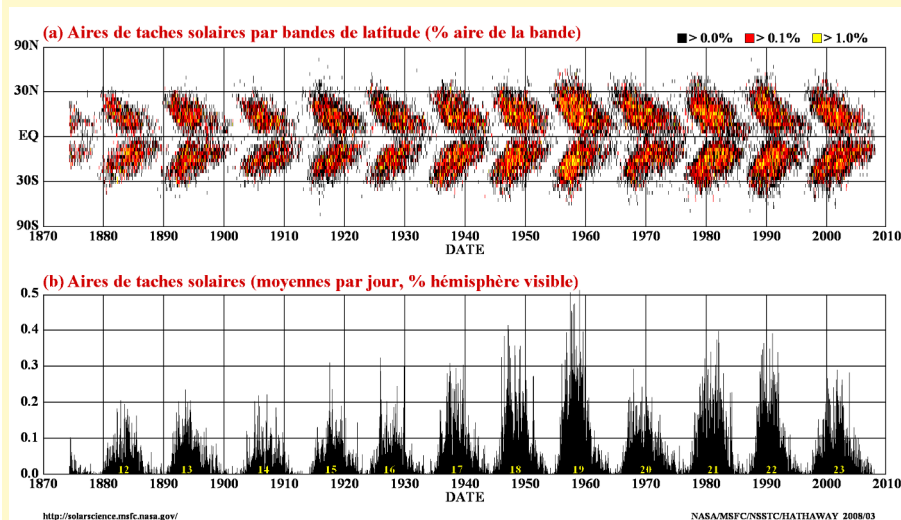


Figure 4.3. Observations des taches solaires depuis 1870 (<http://solarscience.msfc.nasa.gov>). A : aire des taches solaires en fonction de la latitude (diagramme de Maunder ou diagramme papillon) ; B : aire des taches solaires totale.

L'origine des taches solaires : le cycle solaire

Les cycles de l'irradiance et des taches solaires sont dus à un cycle général de l'activité solaire, le « cycle solaire », d'une durée de 11 ans en moyenne. Au maximum du cycle, le flux magnétique solaire intense inhibe le transport de chaleur du centre du Soleil à sa surface, ce qui crée les taches solaires (Hoyt & Schatten, 1997). Des « boucles » de champ magnétique à la surface du Soleil produisent deux taches solaires (le « groupe de taches solaires »). D'autres figures apparaissent à la surface du Soleil lors du maximum du cycle, les « facules », régions plus chaudes et plus lumineuses que le reste de la surface solaire. Les taches solaires diminuent l'irradiance alors que les facules l'augmentent ; l'effet net des taches et des facules lors du maximum de l'activité solaire est une augmentation de l'irradiance.

Les indices de taches solaires

- Le « Wolf sunspot number »

Rudolf Wolf introduit en 1848 un indice afin de quantifier et standardiser les données (Hoyt & Schatten, 1998). Il définit le « Wolf sunspot number » (également nommé « Zürich sunspot number » et « International sunspot number ») par : $R_Z = k (10g + n)$, avec g le nombre de groupes de taches solaires, n le nombre de taches solaires individuelles, k un facteur de correction dépendant de l'observateur.

- Le « Group sunspot number »

Hoyt et Schatten (1998) ont décrit un nouvel indice, le « Group sunspot number », basé uniquement sur le nombre

(Suite page 34)

4 - Le climat du dernier millénaire

de groupes de deux taches solaires (Figures 4.3 et 4.4). Il utilise un nombre supérieur d'observateurs par jour, ce qui le rend plus précis et plus homogène. L'indice R_G pour un jour donné est : $R_G = \frac{12,08}{N} \sum k'_i G_i$

Avec G_i le nombre de groupes de taches solaires enregistrés par l' $i^{\text{ème}}$ observateur, N le nombre d'observateurs utilisés pour le jour donné, k'_i le facteur de correction pour l'observateur i .

Le Group sunspot number donne une irradiance plus faible que le « Wolf sunspot number » pour la période antérieure à 1882, ce qui signifie que les valeurs de la période actuelle seraient les plus élevées des derniers siècles (Hoyt & Schatten, 1998).

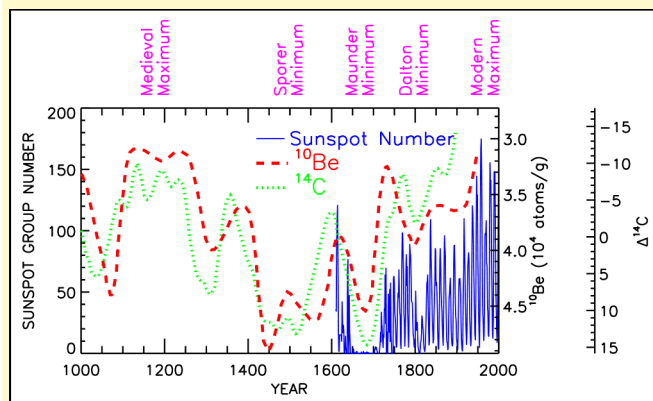


Figure 4.4. Reconstitution de l'irradiance solaire et minima et maxima solaires associés depuis l'an 1000 (Fröhlich & Lean, 2004). Les proxies de l'irradiance indiqués sont le Group sunspot number en bleu, les isotopes cosmogéniques ^{10}Be en rouge et ^{14}C en vert. En violet : minima et maxima de l'activité solaire.

Les isotopes cosmogéniques

Production des isotopes cosmogéniques

Les étoiles éjectent dans l'espace des flux de particules chargées (principalement des protons) appelés « rayons cosmiques » (Muscheler et al, 2007). Les particules réagissent avec les molécules de l'atmosphère pour donner des isotopes spécifiques nommés « isotopes cosmogéniques ». Les principaux sont le béryllium 10 (^{10}Be), le carbone 14 (^{14}C), l'aluminium 26 (^{26}Al) et le chlore 36 (^{36}Cl).

Après sa production, le ^{10}Be se fixe aux aérosols atmosphériques. Son temps de résidence dans l'atmosphère est de un à deux ans, ce qui le soumet aux influences locales de la circulation atmosphérique. Le ^{10}Be arrive à la surface du sol par les précipitations. Il est étudié dans la glace polaire, qui conserve ses concentrations.

Le ^{14}C s'oxyde dans l'atmosphère en $^{14}\text{CO}_2$ et reste en phase gazeuse. Son temps de résidence dans l'atmosphère est de cinq ans environ, ce qui lui assure une bonne répartition à la surface du globe. Cependant, sa concentration est également influencée par le cycle du carbone ; ainsi, la combustion de carbone fossile a diminué le rapport $^{14}\text{C}/^{12}\text{C}$ de l'atmosphère, de la biosphère et des océans (effet Suess). Le carbone 14 (^{14}C) est présent dans les objets organiques ; les cernes d'arbres et les coraux sont particulièrement utilisés pour les reconstructions de température. Les variations au cours du temps du ^{14}C sont également employés pour la datation d'objet (datation radiocarbone)

(➤ Encadré 1.3).

Influence du climat sur les concentrations des isotopes cosmogéniques

Le Soleil influence indirectement les taux de production d'isotopes cosmogéniques, via le « vent solaire ». Le vent solaire regroupe le champ magnétique solaire et les particules chargées émises par le Soleil. En période de forte activité du Soleil, le vent solaire est intense, les rayons cosmiques sont fortement déviés, peu de particules arrivent sur Terre et seule une petite quantité d'isotopes cosmogéniques est formée.

Lorsque l'activité solaire est élevée, les taches solaires sont nombreuses et les isotopes cosmogéniques sont peu abondants dans les objets naturels. Il existe donc une anticorrélation entre les indices de taches solaires et les concentrations en isotopes cosmogéniques (Figure 4.4).

Les variations passées de l'irradiance

Le millénaire a connu plusieurs périodes caractérisées par une activité solaire élevée (maxima) ou faible (minima) (Figures 4.3, 4.4 et 4.5). Ces périodes concordent avec les épisodes climatiques doux ou froids (Tableau 4.1).

L'irradiance solaire varie selon des cycles (Décoince, 2006). Il existe de nombreux cycles à l'échelle séculaire ou millénaire, comme le cycle de Gleissberg de 90 ans, le cycle de Suess de 210 ans ou le cycle de Hallstattzeit de 2300 ans. Les variations climatiques depuis 100 000 ans sont également contrôlées par un cycle solaire de 1500 ans (➤ Encadré 3.3). L'activité solaire depuis le maximum médiéval (vers 1200) jusqu'au maximum moderne correspond au dernier cycle (Bond et al, 2001). Entre le minimum de Maunder et la période actuelle (1750-2005), l'irradiance a augmenté de $0,12 \text{ W.m}^{-2}$, soit 0,08 % (IPCC, 2007a).

4.3.2 Le volcanisme

Les éruptions volcaniques rejettent du dioxyde de soufre (SO_2) jusqu'à 30 km d'altitude (Robock, 2000). Ce SO_2 forme dans l'atmosphère des particules très fines en suspension, appelées « aérosols ». Le nuage d'aérosols effectue le tour du globe, en restant à la latitude du volcan, en quelques semaines. Il se déplace ensuite vers les plus hautes latitudes en quelques mois. Pour les éruptions proches de l'équateur, les aérosols parcourent les deux hémisphères et circulent dans l'atmosphère du globe entier. Au contraire, pour les éruptions à des latitudes plus hautes, le nuage ne s'étend que sur un hémisphère.

Les aérosols sulfatés persistent dans l'atmosphère pendant un ou deux ans. Ils forment un « voile » qui empêche le rayonnement solaire d'atteindre la surface terrestre, ce qui refroidit la planète (Figure 4.5) (➤ Encadré 4.5).

4.4 Le climat, déclencheur de la Révolution Française ?

La fin des années 1780 se situe pendant une période froide du petit âge glaciaire (Figure 4.5). Les conditions météorologiques des années 1787 et 1788 sont très néfastes pour les cultures de céréales, qui sont la nourriture de subsistance du peuple : l'automne 1787 est pluvieux et perturbe les semailles, l'hiver 1787-1788 est doux et apporte des parasites et des mauvaises herbes, le printemps 1788 chaud et sec empêche la croissance des céréales, l'été est pluvieux et les cultures pourrissent (Le Roy Ladurie, 2006). Aux prix élevés des céréales insuffisantes s'ajoutent les taxes du roi et des seigneurs. Le peuple se retourne alors contre le roi...

Encadré 4.5 : Les répercussions du volcanisme sur le climat

Les effets d'une éruption volcanique

Les aérosols sulfatés résultant des éruptions volcaniques absorbent le rayonnement solaire et réchauffent la stratosphère (Robock, 2000). Mais ils bloquent la radiation solaire, ce qui refroidit la surface terrestre. Un autre phénomène modère ces variations thermiques : les aérosols détruisent une partie de l'ozone stratosphérique ; la stratosphère absorbe moins d'ultraviolets (UV) et se refroidit ; une quantité supérieure d'UV atteint la surface terrestre. Le forçage radiatif global d'une émission volcanique est proche de $0,2 \text{ W.m}^{-2}$, cette valeur étant fonction de la quantité d'aérosols émis. Les éruptions du Mont Pinatubo (Philippines) au printemps 1991 ont produit 20 Mt d'aérosols sulfatés (Robock, 2000). Elles ont entraîné un refroidissement global de $0,6^\circ\text{C}$ sur l'été et de $0,3^\circ\text{C}$ sur l'année 1991 (IPCC, 2007a).

Les conséquences du volcanisme à long terme

Si le forçage négatif d'une éruption sur le climat ne dure que quelques années, les effets d'une série d'éruptions se cumulent. Des rétroactions impliquant la glace et l'océan transforment les forçages à court terme du volcanisme en un forçage à long terme, décennal à multi-décennal (Briffa et al, 1998). La température peut diminuer jusqu'à l'échelle du siècle (Figure 4.5).

5 Le climat des derniers siècles

5.1 Les données instrumentales

Depuis les années 1850, les variables du climat sont directement mesurées par des instruments : thermomètres pour la température, baromètres pour la pression et pluviomètres pour les précipitations. Ces mesures directes sont plus fiables que les proxies indirects (➤ **Partie 1.4.2**). Toutefois de nombreux biais peuvent exister, notamment pour les séries de température les plus anciennes : mauvaise orientation des stations climatologiques ou remplacement des instruments de mesure par exemple.

5.2 Les variations climatiques depuis un siècle

5.2.1 L'atmosphère

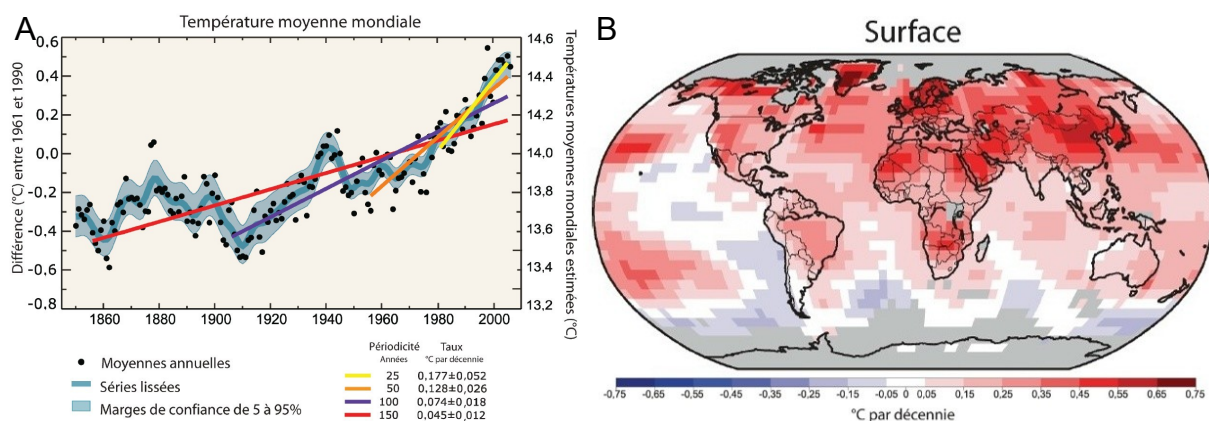
Température

Le réchauffement global

Le 20^{ème} siècle a été le siècle le plus chaud depuis au moins 1300 ans (IPCC, 2007a). La température moyenne globale a augmenté de 0,74°C sur les derniers 100 ans (1906-2005) (Figure 5.1 A). Ce réchauffement a eu lieu en deux étapes : élévation de 0,35°C entre les années 1910 et les années 1940 et élévation de 0,55°C depuis les années 1970. Ce réchauffement est appelé « réchauffement climatique moderne » (Décoince, 2006).

La température moyenne du globe s'élève, mais il existe des variations régionales (Figure 5.1 B) (IPCC, 2007a) :

- ◆ De manière générale, les continents se réchauffent plus vite que les océans (réchauffement depuis 1979 des continents : 0,27°C/décennie ; des océans : 0,13°C/décennie). Ce sont malgré tout les océans qui absorbent plus de 80 % de la chaleur ajoutée au système climatique.
- ◆ Le réchauffement séculaire affiche un retard dans l'hémisphère Sud (de la même manière que lors de l'optimum climatique médiéval) (Goose et al, 2004).
- ◆ Le réchauffement est particulièrement marqué au niveau des moyennes et basses latitudes, en particulier dans les océans tropicaux.
- ◆ La température arctique augmente environ deux fois plus vite que la moyenne mondiale.



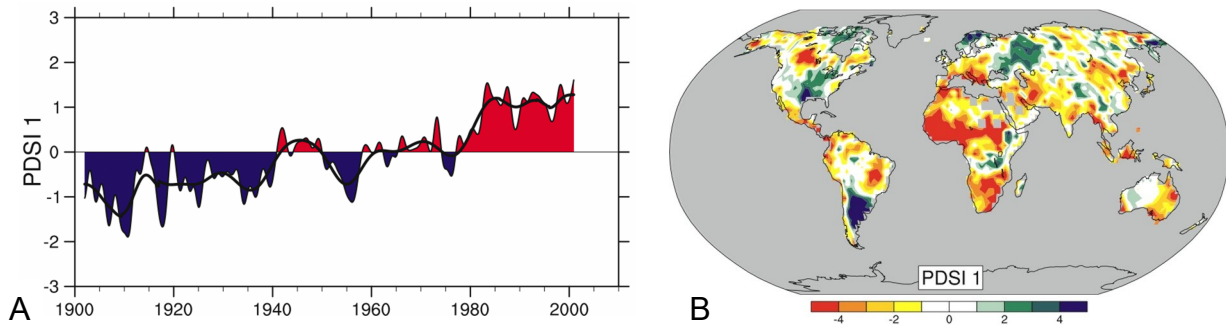


Figure 5.2. Variations temporelles et spatiales des sécheresses au cours du dernier siècle d'après l'Indice de Sévérité des Sécheresses de Palmer (PDSI), qui combine les précipitations et la température (IPCC, 2007a). A : évolution du PDSI depuis 1900. La courbe noire indique les variations décennales. B : représentation spatiale du PDSI, sur une base mensuelle, pour les années 1900-2002 ; les zones en rouge et en orange sont plus sèches (humides) que la moyenne ; les zones en bleu et en vert sont plus humides (sèches) que la moyenne, lorsque les valeurs du graphique A sont positives (négatives).

♦ Il existe des refroidissements locaux, comme au niveau du continent antarctique ou de la mer du Labrador. Ces refroidissements sont compatibles avec le réchauffement global. Ainsi, le refroidissement de la mer du Labrador est effectivement causé par le changement climatique : la dépression d'Islande s'intensifie, les vents se renforcent, l'évaporation s'accroît et la surface de la mer se refroidit.

L'accélération du réchauffement

La hausse de température s'accélère (Figure 5.1 A) (IPCC, 2007a). Les années les plus chaudes des derniers siècles ont eu lieu récemment : l'année 1998 a été l'année la plus chaude des 150 dernières années, suivie respectivement de 2005, 2002, 2003 et 2004.

Précipitations

Le réchauffement moderne modifie les précipitations, c'est-à-dire l'intensité et les distributions spatiales et temporelles des épisodes pluvieux :

♦ Depuis les années 1970, les précipitations augmentent légèrement au niveau mondial (IPCC, 2007a). Cette hausse est cohérente avec le réchauffement car le cycle de l'eau s'intensifie et l'évaporation de l'eau de mer aux basses latitudes s'accroît : une hausse du taux de vapeur d'eau dans la basse atmosphère a été observée ; au-dessus des océans, l'humidité a augmenté de 4 % depuis 1970 (IPCC, 2007a).

♦ Les précipitations se renforcent aux moyennes et hautes latitudes, dont l'Europe du Nord et l'Amérique du Nord. En revanche elles diminuent dans les régions tropicales, comme le Sahel, et dans la région méditerranéenne.

♦ L'augmentation de chaleur renforce l'évaporation de l'eau des sols. Dans les régions chaudes, des sécheresses ont tendance à se développer pendant l'été, alors qu'une humidité plus importante est enregistrée dans les zones fraîches (IPCC, 2007a). Depuis 1970, les sécheresses sont devenues plus communes, en particulier dans les régions tropicales et subtropicales (Figure 5.2). Elles sont dues à l'effet combiné de la diminution des précipitations et de l'élévation de température, qui accroît l'évaporation de l'eau des sols.

♦ Dans de nombreuses régions du globe, même celles où les précipitations diminuent, les événements de fortes précipitations sont devenus plus nombreux.

Les événements extrêmes

♦ Les jours de froid extrême se raréfient (IPCC, 2007a). A l'inverse, les épisodes chauds deviennent plus fréquents. L'été 2003 en Europe a été l'été le plus chaud depuis 1780 : il est supérieur de 2°C à la moyenne estivale 1901-1995 et supérieur de 1,4°C à l'extrême précédent en 1807 (Luterbacher et al, 2004). Des calculs statistiques théoriques prévoient que la durée entre deux épisodes aussi chauds que l'été 2003 (période de retour) est de plusieurs millions

d'années au début du 20^{ème} siècle et diminue jusqu'à moins de 100 ans pour les dernières années.

- ♦ Le nombre global de cyclones est stable, mais leur intensité augmente (IPCC, 2007a).
- ♦ Il n'y a pas d'accroissement constaté dans la fréquence des événements de courte durée, tels que la foudre ou les tornades.

Néanmoins, les événements extrêmes tels que les vagues de chaleur ou les précipitations intenses ne sont pas encore corrélés au réchauffement moderne (IPCC, 2007a). En effet, comme ces phénomènes sont rares et comme les enregistrements précis du climat ne couvrent que les 150 dernières années, il est difficile d'affirmer si ces phénomènes s'accroissent ou non avec le changement climatique actuel. De plus les événements extrêmes sont souvent provoqués par la combinaison de plusieurs facteurs et les attribuer au réchauffement seul est problématique. De la même manière, il est également délicat de modéliser ces phénomènes pour les relier à la température.

5.2.2 L'évolution des températures et des précipitations en France

Les températures en moyenne ont augmenté sur tout le territoire (Figure 5.3). Les températures minimales ont davantage augmenté que les maximales : températures minimales : hausse de 0,1 à 1,3°C/siècle ; températures maximales : hausse de 0,7 à 1,7°C/siècle (Météo France). Les températures minimales se sont élevées plutôt sur l'ouest du territoire et les températures maximales davantage sur le sud. Les pluies s'intensifient en hiver. En revanche, elles se raréfient en été, ce qui engendre des sécheresses.

5.2.3 La fonte des masses de glace

La hausse de température actuelle s'accompagne d'une réduction générale de la cryosphère, c'est-à-dire de la glace et de la neige (➤ Encadré 5.1). Toutes les masses de glace diminuent en volume et en surface : calottes polaires, glaciers de montagne (Figure 1.5), permafrost, glace de mer (banquise) et neige (IPCC, 2007a). Les précipitations neigeuses ont augmenté, mais l'apport de glace est bien inférieur à la perte due à la fonte. La perte de masse de glace a contribué à l'élévation du niveau de la mer.

5.2.4 Les océans

Le réchauffement de l'eau

A cause du réchauffement en surface, la température de l'eau de mer augmente jusqu'à au moins 3000 m de profondeur (IPCC, 2007a). Les éléments sont encore insuffisants pour déterminer si le réchauffement provoque des variations dans la circulation océanique.

L'élévation du niveau de la mer

Au cours du 20^{ème} siècle, le niveau de la mer s'est élevé de 1,7 mm par an (Figure 5.4) (IPCC, 2007a). Depuis quinze ans les observations par satellites (Topex-Poséidon jusqu'en 2005, puis Jason-1) donnent des mesures très précises du niveau marin. Depuis 1993 celui-ci

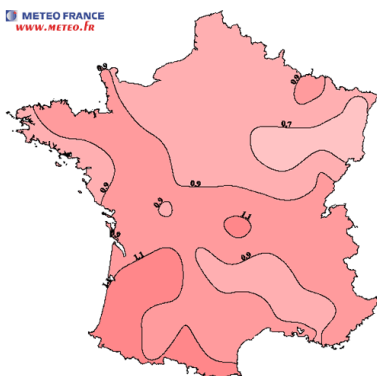


Figure 5.3. Évolution des températures moyennes en France au cours du 20^{ème} siècle (Météo France, www.meteofrance.com/FR/actus/dossier/archives/sieclecho/dos.htm).

Encadré 5.1 : La diminution de la cryosphère

La réduction générale de la cryosphère se traduit par (IPCC, 2007a) :

- une diminution de la couverture de neige dans l'hémisphère Nord, en particulier au printemps et en été ;
- une réduction de l'extension de la glace de mer arctique de 2,7 % par décennie depuis 1978 ;
- une perte de masse et de superficie des glaciers de montagne (Figures 1.5 et 4.2) et des calottes polaires, équivalente à une élévation du niveau de la mer de 0,50 mm/an entre 1961 et 2004. Elle s'accompagne d'une augmentation de la vitesse d'écoulement de la glace, provoquée par le réchauffement ;
- une hausse de la température du permafrost arctique de 3°C depuis les années 1980.

La diminution de masse de la cryosphère est particulièrement visible dans l'hémisphère Nord, où la température s'est accrue plus rapidement que la moyenne durant les dernières décennies (et également où les suivis sont plus nombreux et plus anciens).

augmente de 3 mm par an. Cette hausse est causée pour moitié par la dilatation thermique des eaux océaniques et pour moitié par une augmentation de l'apport d'eau (Tableau 5.1) :

- Comme l'eau des océans se réchauffe, elle augmente de volume (de 0,026% par °C, donnée <http://planet-terre.ens-lyon.fr>). Ce phénomène est nommé la « dilatation ». Les océans représentent les 3/5^{èmes} de la surface terrestre et sont profonds de 3800 mètres en moyenne (www.ifremer.fr) donc leur volume est très important. La dilatation de l'eau, bien que faible en elle-même, entraîne une élévation visible du niveau de la mer : ce phénomène est nommé « expansion thermique ».
- Les masses de glace du globe fondent (➤ **Partie 5.2.3**). L'eau de fonte en excès est apportée à la mer, ce qui augmente son niveau. Seule la fonte de glace continentale (comme la calotte antarctique ou les glaciers de montagne) modifie le niveau marin. La fonte de glace de mer (comme la calotte arctique) n'élève pas le niveau marin car la glace de mer flotte en équilibre dans l'eau de mer, une partie de la masse de glace se situant en-dessous du niveau de la mer.

Il existe des variations locales du niveau de la mer, à relier aux variations de la circulation océanique : il s'élève fortement dans l'est du Pacifique, alors qu'il diminue à l'ouest (IPCC, 2007a).

5.2.5 Conclusion : un changement climatique exceptionnel

D'après le GIEC, « le réchauffement du demi-siècle passé est atypique par rapport aux 1300 dernières années minimum » (Figure 4.5) (Solomon et al, 2007). Le GIEC note que « le réchauffement du système climatique est sans équivoque, car il ressort désormais des observations de l'augmentation des températures moyennes mondiales de l'atmosphère et de l'océan, de la fonte généralisée des neiges et des glaces et de l'élévation du niveau moyen mondial de la mer » (Solomon et al, 2007).

5.3 Les causes du réchauffement

5.3.1 Les causes naturelles

Le Soleil : une intensification de l'énergie apportée sur Terre ?

Depuis 1978, le rayonnement solaire (irradiance solaire) est directement mesuré depuis des

Source d'élévation du niveau de la mer	Élévation du niveau de la mer (mm/an 1993-2003)
expansion thermique	1,6
glaciers et calottes glaciaires	0,77
inlandsis groenlandais	0,21
inlandsis antarctique	0,21
<i>Somme</i>	<i>2,8</i>
	<i>Observé 3,1</i>

Tableau 5.1. Contribution des différents facteurs climatiques à l'élévation du niveau de la mer entre 1993 et 2003 (IPCC, 2007a).

satellites, par des appareils appelés « radiomètres » (➤ Encadré 5.2). Le cycle solaire de 11 ans est détecté (Figure 5.5) (➤ Encadré 4.4) ; les variations entre les minima et les maxima du cycle sont d'environ 0,085 % (Fröhlich & Lean, 2004). L'irradiance solaire a augmenté très faiblement (de 0,08 %) entre 1750 et 2005 (IPCC, 2007a) ; cette hausse est associée à un forçage radiatif de $0,12 \text{ W.m}^{-2}$ (Figure 5.10).

L'irradiance solaire influence la température globale et la couche nuageuse (➤ Encadré 5.3). Les températures élevées entre 1930 et 1940 sont dues à une insolation relativement forte (IPCC, 2007a). Il est à l'heure actuelle encore impossible de savoir si le réchauffement actuel est dû, au moins en partie, à une augmentation de l'irradiance durant les dernières décennies. En effet, afin d'améliorer la précision des mesures, les courbes de l'irradiance combinent les données de plusieurs radiomètres (➤ Encadré 5.2). Suivant la méthode de combinaison des données d'irradiance, les scientifiques trouvent ou non une tendance (Figure 5.5).

Le réchauffement moderne s'inscrit-il dans un cycle naturel ?

Depuis 100 000 ans, le climat semble varier selon des cycles de un à deux millénaires contrôlés par les fluctuations de l'activité solaire (➤ Encadré 3.3). L'optimum climatique médiéval, il y a environ 1000 ans, représenterait une période chaude de ce cycle et le petit âge glaciaire une période froide survenue il y a environ 500 ans (Figure 4.5) (Bond et al, 2001). Le réchauffement moderne pourrait être une période chaude du cycle. Il est cependant trop élevé pour être uniquement dû à un accroissement de l'activité solaire. Entre 1856 et 1975, la température globale est corrélée avec l'irradiance solaire ; depuis 1975, le forçage solaire ne représenterait que 12 % des forçages (Figures 4.5 et 5.8) (Rozelot & Lefebvre, 2006).

Le volcanisme

Le volcanisme n'a joué qu'un rôle mineur sur le climat du 20^{ème} siècle (Figure 4.5). Entre 1912 et 1963, le climat a connu un réchauffement relatif dû à l'absence d'éruptions volcaniques (Robock, 2000). La fin du siècle a subi des éruptions ponctuelles qui ont eu un effet refroidissant durant quelques années : Mont Saint Hellens (USA, 1980), El Chichon (Mexique, 1982). Les éruptions du Mont Pinatubo (Philippines) au printemps 1991 ont entraîné un refroidissement global de $0,6^{\circ}\text{C}$ sur l'été et de $0,3^{\circ}\text{C}$ sur l'année 1991 (IPCC, 2007a).

5.3.2 Les causes humaines

Les activités humaines contribuent à la variation du climat en modifiant dans l'atmosphère terrestre les concentrations en gaz à effet de serre, les taux d'aérosols et la nébulosité. L'énergie solaire entrante et l'énergie réémise par la Terre sont modifiées, ce qui perturbe le climat. Depuis le début de la révolution industrielle (vers 1750), l'effet global des activités humaines sur le climat est un effet réchauffant (IPCC, 2007a). Le forçage anthropique total

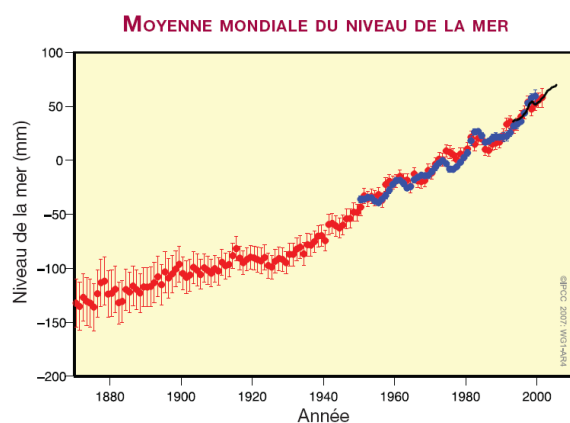


Figure 5.4. Moyennes annuelles du niveau moyen mondial de la mer sur la base de reconstructions de niveaux de zones de la mer (en rouge), mesures marégraphiques (en bleu) et altimétrie par satellite depuis 1992 (en noir) (Solomon et al, 2007). Les unités sont en millimètres par rapport à la moyenne de 1961 à 1990. Les barres d'erreur sont calibrées à 90% des intervalles de confiance.

Encadré 5.2 : Les composites de l'irradiance solaire

L'exposition au Soleil dégrade progressivement les radiomètres et les dérègle (Fröhlich et Lean, 2004). Les radiomètres actuels corrigent leurs mesures en effectuant une comparaison avec les mesures de radiomètres moins exposés et aux déviations plus faibles. La meilleure référence est le radiomètre Earth Radiation Budget (ERBE), qui a eu une exposition au Soleil équivalente à deux jours au cours de ses 17 ans d'activité. Les séries de données des différents appareils en activité sont combinées pour donner des « composites » de l'irradiance totale (Figure 5.6). Les incertitudes sur les radiomètres individuels (0,2 %) sont supérieures aux variations dues au cycle solaire (0,1 %), ce qui justifie la création des composites.

Les radiomètres mesurent également les variations de l'irradiance des ultraviolets. Les variations au cours du cycle solaire sont supérieures à celles de l'irradiance totale. Ainsi, à 140 nm, elles sont de 20 % (au lieu de 0,1 % pour l'irradiance totale).

Dans le composite ACRIM, Willson et Mordvinov (2003) ont détecté une augmentation de l'irradiance de 0,05 % par décennie sur les 20 dernières années (Figure 5.5). Fröhlich et Lean (2004) n'ont pas trouvé de tendance dans le composite PMOD. Willson et Mordvinov (2003) affirment qu'une tendance existe réellement. Cependant, Fröhlich et Lean (2004) estiment que l'augmentation détectée dans ACRIM est due à des erreurs dans la construction du composite.

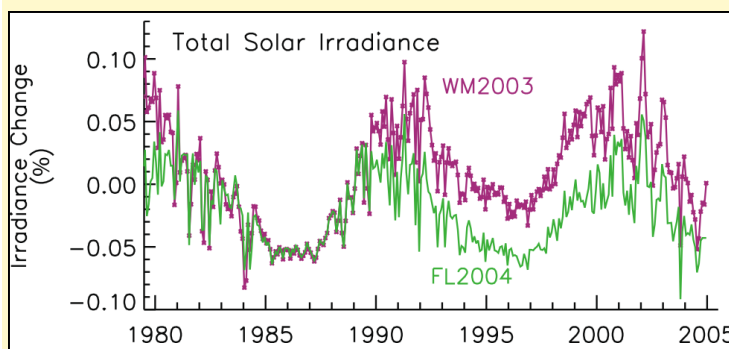


Figure 5.5. Variations en % des valeurs mensuelles de l'irradiance solaire totale selon Willson & Mordvinov, 2003 (WM2003, en violet) et Fröhlich & Lean, 2004 (FL2004, en vert) (IPCC, 2007a).

Encadré 5.3 : Le forçage indirect sur la couverture nuageuse

Un forçage solaire indirect sur le climat a également été envisagé : le rayonnement cosmique, modulé par l'activité solaire, pourrait influencer la couverture nuageuse mondiale (Solomon et al, 2007). Les rayons cosmiques pourraient modifier la population de noyaux de condensation des nuages ; les processus à l'intérieur du nuage en seraient modifiés (Carslaw et al, 2002). Cependant les relations ne sont basées que sur des associations empiriques, sans preuve d'un effet solaire indirect systématique. De plus, les corrélations semblent limitées à certaines périodes. L'influence des rayons cosmiques sur la formation de nuages reste controversée.

(➤ **Partie 1.2.3**) sur le climat est de $+1,6 \text{ W.m}^{-2}$ (Figure 5.9) (IPCC, 2007a). Les variations du climat perturbé par l'homme dépassent largement les fluctuations climatiques naturelles du dernier millénaire, causées par les variations de l'activité solaire et les éruptions volcaniques. Les émissions de gaz à effet de serre constituent le principal effet réchauffant ; l'effet de serre anthropique qui s'ajoute à l'effet de serre naturel est appelé « effet de serre additionnel ». D'autres forçages anthropiques ont également des incidences majeures sur le climat. Des forçages anthropiques marginaux existent, tels que l'émission de chaleur due à la production d'énergie dans les zones urbaines, ou les traces persistantes de l'aviation dans l'atmosphère.

Les émissions de gaz à effet de serre

Les concentrations atmosphériques en gaz à effet de serre (GES) sont mesurées directement depuis environ 50 ans. Pour s'abstraire des sources d'émissions urbaines ou industrielles, les relevés s'effectuent dans des zones isolées, comme le site de Mauna Loa sur l'île d'Hawaii. La variabilité des gaz à effet de serre au cours des siècles précédents est mesurée dans les bulles d'air des carottes de glace (➤ **Partie 2.1.2**) (Jouzel, 2006).

Les modèles numériques du climat (➤ **Partie 6.2.1**) qui incluent uniquement les forçages naturels se montrent incapables de reproduire le réchauffement existant depuis les années

1970 (IPCC, 2007a). En introduisant l'effet de serre anthropique additionnel dans les modélisations, les modèles reproduisent les températures observées. Le réchauffement moderne est effectivement attribué aux émissions anthropiques de GES (➤ Encadré 5.4). Les concentrations en GES depuis quelques décennies sont les plus élevées depuis 700 000 ans (Figure 2.5). Le forçage radiatif (➤ Partie 1.2.3) de l'ensemble des GES était en 2005 de $+2,63 \text{ W.m}^{-2}$ (Figure 5.9).

Le dioxyde de carbone (CO₂)

La concentration en CO₂ s'est élevée d'environ un tiers au cours des derniers 250 ans : elle s'est accrue de 280 ppm (parties par millions) en 1750 à 379 ppm en 2005, soit de 35 % (Figures 5.6, 5.7 et 5.9) (IPCC, 2007a). Cette hausse a entraîné un forçage radiatif de $+1,66 \text{ W.m}^{-2}$. Entre 1995 et 2005, le taux atmosphérique a augmenté de 1,9 ppm par an ; c'est la hausse décennale la plus élevée depuis 200 ans (IPCC, 2007a). Les rejets de carbone par l'homme se sont accrus de 6,5 à 7,8 GtC.an⁻¹ entre 1996 et 2005 (Figure 5.8). Les trois quarts des émissions de CO₂ sont dues aux combustions d'hydrocarbures et à la production de ciment (➤ Encadré 5.4). Le quart restant est causé par les changements d'utilisation des sols, notamment par la déforestation. Des méthodes permettent de confirmer que le CO₂ résulte de la combustion de combustibles fossiles anthropiques (➤ Encadré 5.5). De plus, une combustion utilise du dioxygène (O₂) et rejette du CO₂ ; une diminution légère de l'O₂ atmosphérique est effectivement observée actuellement en parallèle avec l'augmentation du CO₂ (Figure 5.7) (IPCC, 2007a).

Le méthane

Le méthane (CH₄) résulte de l'agriculture (rizières, terres inondées, combustion de biomasse et ruminants), de la distribution de gaz naturel et des décharges (IPCC, 2007a). La concentration en méthane en 2005 était de 1774 ppb (parties par milliard) ; cette valeur est sans précédent depuis au moins 650 000 ans (Figure 2.5). Elle représente un forçage radiatif

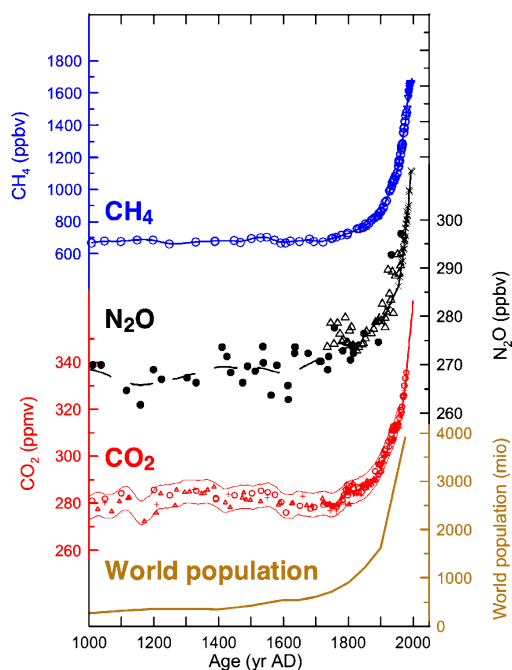


Figure 5.6. Évolutions des principaux gaz à effet de serre au cours du dernier millénaire, comparées avec l'évolution démographique mondiale (Raynaud & Lorius, 2004, modifié).

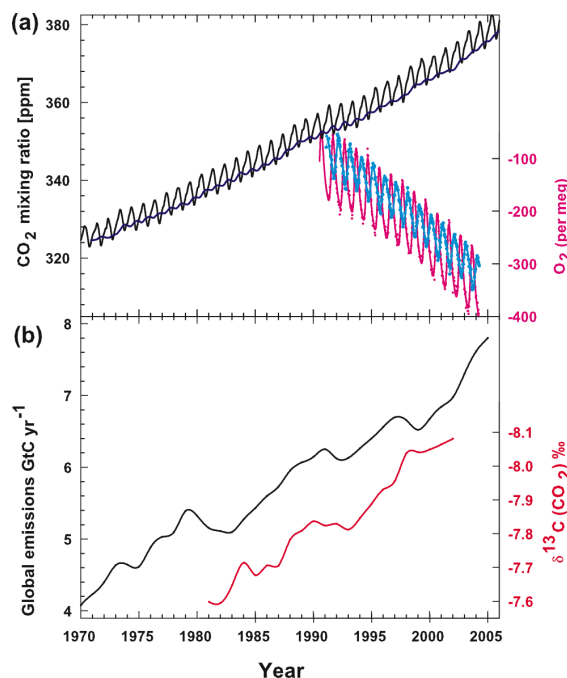


Figure 5.7. Émissions et concentrations récentes en CO₂ (IPCC, 2007a). A : concentrations en CO₂ mesurées de 1970 à 2005 à Mauna Loa (Hawaii) (courbe noire) ; remarquer les cycles saisonniers surimposés à l'augmentation générale, causés par le pompage au printemps et la libération en automne par la biosphère. Concentrations en O₂ (courbes bleue et rouge, référence par rapport au N₂). B : émissions annuelles de CO₂ issu de la combustion des carburants fossiles et de la fabrication du ciment (courbe noire). Moyennes annuelles du $\delta^{13}\text{C}$ (courbe rouge).

Encadré 5.4 : Le cycle du carbone et les carburants fossiles

Le cycle du carbone

Tous les compartiments du système climatique contiennent du carbone sous différentes formes : dioxyde de carbone gazeux dans l'atmosphère et dissous dans les eaux océaniques, roches carbonatées, matière organique, etc. Les compartiments échangent ce carbone par différents mécanismes. L'ensemble des compartiments et des flux constitue le « cycle du carbone » (Figure 5.8).

Les carburants fossiles (pétrole, charbon, gaz naturel) représentent les roches carbonées stockées dans la lithosphère. Ils sont créés à partir de matière organique. Cette transformation est très lente, de l'ordre de plusieurs dizaines de millions d'années ; les carburants utilisés actuellement ont été formés principalement au Paléozoïque et au Mésozoïque, soit entre -540 et -65 millions d'années. Les hydrocarbures ne sont donc pas renouvelables à l'échelle humaine. De plus, la transformation et l'enfouissement dans les sédiments ne peuvent s'effectuer que suivant des conditions particulières ; les réserves sont donc relativement rares à la surface de la planète.

Les perturbations du cycle par la combustion des hydrocarbures

Soustraits au cycle global du carbone, les hydrocarbures constituent une réserve conséquente de carbone (« puits de carbone »). Leur combustion rejette dans l'atmosphère le carbone accumulé, sous forme de dioxyde de carbone (CO_2). Le cycle du carbone modifié par les activités anthropiques est dit « perturbé » (Figure 5.8).

Il existe un équilibre entre les différents réservoirs (Figure 5.8) : suite à l'augmentation anthropique du taux de CO_2 atmosphérique (6,4 GtC/an), une partie du carbone en excès est absorbée par l'océan sous forme de CO_2 dissous (2,2 GtC/an) (IPCC, 2007a). L'augmentation de la végétation est également un puits de carbone (1 GtC/an). L'absorption par les puits océanique et terrestre s'altère progressivement car les réservoirs se saturent ; le réchauffement diminue la solubilité du CO_2 , dont l'absorption par l'océan diminue.

L'ajout de CO_2 dans l'océan augmente la concentration en acide carbonique (HCO_3^-) et en protons (H^+) (IPCC, 2007a). Il en résulte une acidification des océans : le pH océanique global a diminué de 0,1 depuis 1750. Cette acidification réduit la formation des coquilles carbonatées (« calcification ») pour les organismes marins et pourrait conduire à long terme à la dissolution des sédiments carbonatés.

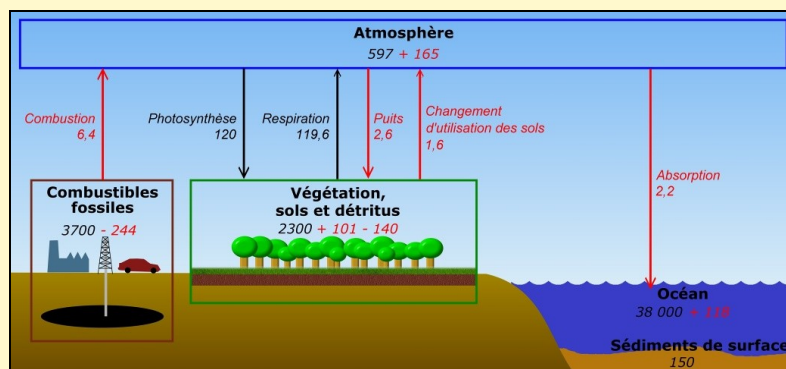


Figure 5.8. Schéma simplifié du cycle du carbone naturel et perturbé : principaux compartiments et flux (données : IPCC, 2007a). En noir sont représentés les éléments naturels et en rouge les perturbations anthropiques. Les tailles des compartiments sont exprimées en GtC, celles des flux en GtC/an.

Forçages radiatifs sur le climat entre 1750 et 2005

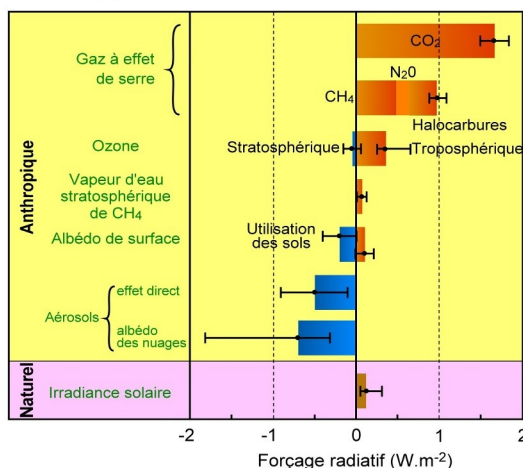


Figure 5.9. Résumé des principaux éléments du forçage radiatif du changement climatique moderne (IPCC, 2007b). Les valeurs représentent les forçages entre le début de l'époque industrielle (1750) et 2005.

Encadré 5.5 : L'origine du CO₂ par analyse isotopique

Par leur origine végétale, les combustibles fossiles sont caractérisés par un appauvrissement en isotope ¹³C par rapport à l'isotope majoritaire ¹²C. Ils possèdent un δ¹³C (➤ Encadré 2.1) très négatif : charbon : -25 ‰ ; pétrole : -30 ‰ ; gaz naturel : -40 ‰ (Boutton, 1991). Lorsque le CO₂ provenant de la combustion de ces produits s'incorpore à l'atmosphère, le δ¹³C du CO₂ atmosphérique global diminue. Les mesures montrent effectivement qu'en parallèle avec l'augmentation du taux de CO₂, le δ¹³C diminue (Figure 5.7) ; le CO₂ entrant a donc effectivement pour origine la combustion des hydrocarbures par les activités anthropiques.

de + 0,48 W.m⁻² depuis 1750 (Figures 5.6 et 5.9).

L'oxyde nitreux

L'oxyde nitreux (N₂O) est émis par les engrais agricoles et par la combustion des carburants fossiles (IPCC, 2007a). Sa concentration dans l'atmosphère était en 2005 de 319 ppb, contribuant à un forçage radiatif de + 0,16 W.m⁻² depuis 1750 (Figures 5.6 et 5.9).

Les gaz fluorés

Les chlorofluorocarbones (CFC) sont des gaz à effet de serre. Ils étaient utilisés comme fluides réfrigérants dans les réfrigérateurs ; ces gaz étant responsables de la diminution de la couche d'ozone stratosphérique, leur production et leur consommation a été réduite par le protocole de Montréal de 1987. Depuis 2003, la concentration atmosphérique de ces gaz et leur forçage sur le climat diminuent. Les gaz réglementés par le protocole de Montréal sont progressivement remplacés par d'autres gaz fluorés qui sont également à effet de serre : les hydrofluorocarbures (HFC), les hydrocarbures perfluorés (PFC) et l'hexafluorure de soufre (SF₆). Les gaz fluorés entraînent un forçage radiatif positif de 0,32 W.m⁻² (Figure 5.9).

L'ozone

L'ozone (O₃) est formé dans la basse atmosphère (troposphère) à partir de polluants primaires comme le monoxyde de carbone (CO), les hydrocarbures et le N₂O. Il entraîne un forçage radiatif de + 0,35 W.m⁻² (Figure 5.9).

La couche d'ozone de la haute atmosphère (stratosphère) a diminué depuis 1750, à cause des rejets anthropiques de CFC. L'ozone stratosphérique conduit à un faible forçage radiatif, positif ou négatif suivant les modèles.

La vapeur d'eau

La vapeur d'eau de l'atmosphère (H₂O) est le plus abondant et le plus important gaz à effet de serre naturel. Les activités humaines ne rejettent pas directement de vapeur d'eau. Les émissions de méthane sont cependant à l'origine d'un léger rejet. De plus, le réchauffement de l'atmosphère élève le taux de vapeur d'eau dans l'atmosphère (➤ Partie 5.2.1).

Les émissions d'aérosols

Les aérosols sont de petites particules en suspension dans l'atmosphère. Les aérosols émis par les activités humaines sont variés : aérosols sulfatés provenant de la combustion des carburants fossiles, aérosols de poussière minérale d'origine agricole et industrielle, etc. Ils s'ajoutent aux émissions naturelles (volcanisme, embruns marins, etc.). Certains aérosols ont un effet réchauffant alors que d'autres ont un effet refroidissant ; l'effet général des aérosols anthropiques est un forçage radiatif négatif de - 0,5 W.m⁻² (Figure 5.9) (IPCC, 2007a).

Les aérosols servent également de noyaux de condensation pour les gouttelettes formant les nuages (Carslaw et al, 2002). En cas de pollution, le nombre de particules d'aérosols s'accroît, ce qui diminue la taille des gouttelettes du nuage. La surface de gouttelettes augmente et la radiation solaire est davantage reflétée. C'est l'effet de l'albédo dû aux nuages (« *cloud albedo effect* »).

Encadré 5.6 : Le potentiel de réchauffement global

Le « potentiel de réchauffement global » (PRG, *global warming potential* – GWP) d'un gaz exprime son effet de réchauffement dans le temps par rapport au dioxyde de carbone (PRG du CO₂ = 1) (Tableau 5.2) (IPCC, 2007a). Le PRG représente l'effet combiné de la concentration de ce gaz dans l'atmosphère, de sa durée de vie et de son efficacité d'absorption du rayonnement infrarouge sortant :

$$PRG(i) = \frac{\int_0^{TH} RF_i(t) dt}{\int_0^{TH} RF_r(t) dt} = \frac{\int_0^{TH} a_i [C_i(t)] dt}{\int_0^{TH} a_r [C_r(t)] dt}$$

Avec *TH* : horizon temporel ; *RF* : forçage radiatif global ; *a* : efficacité radiative ;
[*C*(*t*)] : concentration atmosphérique ; *i* et *r* sont respectivement le GES étudié et la référence (CO₂).

Gaz à effet de serre	PRG (100 ans)	Forçage radiatif en 2005 (W.m ⁻²)	Augmentation du forçage radiatif 1998-2005 (%)
CO ₂	1	1,66	+ 13
CH ₄	25	0,48	
CFC	≈ 6000 – ≈ 14 000	0,32	-1
HCFC	≈ 80 – ≈ 2300		+ 33
N ₂ O	298	0,16	+ 11
HFC	≈ 120 – ≈ 14 800	0,017	
PFC	≈ 9 000		
SF ₆	22 800	2,9.10 ⁻³	+ 36
Forçage radiatif total :		2,63	+ 9

Tableau 5.2. Potentiel de réchauffement global et forçage radiatif en 2005 des principaux gaz à effet de serre (IPCC, 2007a).

Les changements d'utilisation des sols

Vers 1750, les cultures et pâturages recouvraient 6 à 7 % des surfaces continentales (7,9 à 9,2 millions de km²) (IPCC, 2007a). En 1990, ils représentent 35 à 39 % des terres (45,7 à 51,3 millions de km²). Au cours des derniers siècles, les changements d'utilisation des sols ont renforcé la réflexion de la lumière (albédo), ce qui a entraîné un effet refroidissant de - 0,2 W.m⁻² (Figure 5.10).

Les changements d'affectation des terres ont aussi des incidences locales sur le climat. Les changements induits par les activités humaines à la surface des terres émergées (végétation, sols, eau) peuvent considérablement influencer sur le climat local en modifiant le rayonnement, la nébulosité, la rugosité de surface et les températures superficielles. Ainsi, l'homme modifie la couverture végétale, par les changements de culture, la déforestation ou la reforestation à grande échelle.

5.4 Conclusion

Il existe depuis environ un demi-siècle un changement climatique, caractérisé notamment par un réchauffement rapide (Figure 5.1). Ce changement climatique apparaît atypique par rapport aux variations naturelles du climat depuis plus d'un millénaire (Figure 4.5).

Les études scientifiques, en particulier les modélisations du climat, attribuent le changement climatique moderne aux activités humaines. D'après le GIEC, « (...) C'est avec un degré de très haute confiance que l'on peut affirmer que l'effet global moyen net des activités humaines depuis 1750 a été le réchauffement (...). » (Solomon et al, 2007). Les forçages anthropiques, en particulier les rejets de gaz à effet de serre, exercent un effet sur le climat bien supérieur aux forçages naturels (Figure 5.9).

6 Le climat du futur

6.1 Comment prévoir le climat ?

6.1.1 Le Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Évolution du Climat

Le Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Évolution du Climat (GIEC, *International Panel on Climate Change - IPCC*) est un groupement de scientifiques constitué en 1988 par le Programme des Nations Unies pour l'Environnement et par l'Organisation Météorologique Mondiale. Il a pour mission « d'évaluer (...) les informations d'ordre scientifique, technique et socio-économique qui nous sont nécessaires pour mieux comprendre les fondements scientifiques des risques liés au changement climatique d'origine humaine, cerner plus précisément les conséquences possibles de ce changement et envisager d'éventuelles stratégies d'adaptation et d'atténuation. » (www.ipcc.ch/) Il a notamment produit quatre séries de rapports d'évaluation globaux sur le changement climatique, en 1989, 1995, 2001 et 2007 (disponibles sur www.ipcc.ch/). 1200 scientifiques ont collaboré au Quatrième Rapport d'Évaluation de 2007. Le GIEC a reçu en 2007 le prix Nobel de la Paix, conjointement avec Al Gore.

6.1.2 La modélisation numérique du climat

Des scénarios théoriques du climat peuvent être simulés et étudiés par ordinateur : c'est la méthode de la « modélisation numérique ». Les modèles numériques de climat permettent de conforter des hypothèses sur les mécanismes gouvernant le climat (forçages). Ils sont utilisés pour reproduire les climats passés, connus seulement par des données indirectes. Ils servent également à prévoir le comportement futur du climat, notamment en fonction des différents scénarios envisageables des forçages anthropiques. Suivant leur but, les modèles représentent pour la Terre entière la circulation de l'atmosphère et des océans, la fonte des glaces, les pollutions humaines, etc. La prévision météorologique est également réalisée par des modèles numériques, qui sont constamment remis à jour avec les observations.

6.1.3 Les scénarios d'émission de gaz à effet de serre

Afin de prévoir l'évolution du climat au cours du 21^{ème} siècle, il est nécessaire d'estimer les émissions futures de gaz à effet de serre. Ces émissions dépendront du contexte mondial, en particulier de l'évolution démographique, du développement économique et de l'évolution technologique. Quatre familles de scénarios socio-économiques ont été élaborées par le GIEC, qui décrivent chacune une évolution différente du monde (Figure 6.1) (IPCC, 2000). A l'intérieur de chaque famille, différents scénarios décrivent des variations quantitatives d'émissions de gaz à effet de serre. Vingt-six scénarios ont été élaborés au total. Aucun des scénarios n'inclut directement de politique de réduction des gaz à effet de serre (comme le

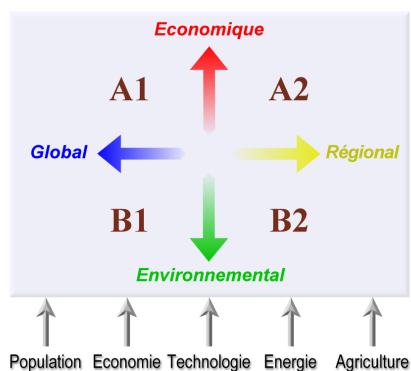


Figure 6.1. Les quatre familles de scénarios, situées en fonction des orientations adoptées entre l'intérêt économique ou environnemental et le développement global ou régional (IPCC, 2000). Les principales forces motrices des scénarios sont indiquées en-dessous.

Protocole de Kyoto le prévoit). Trois scénarios caractéristiques ont été utilisés pour le Quatrième rapport d'évaluation du GIEC : les scénarios B1, A1B et A2, qui correspondent à des valeurs d'émission de gaz à effet de serre faible, moyen et haut. Les scénarios A1 prennent pour hypothèse une croissance rapide de l'économie et de la population ; les scénarios A1B combinent les énergies fossiles et non fossiles (PNUD, 2007). Le scénario A2 prévoit une croissance économique plus réduite, une mondialisation plus limitée et la poursuite d'une croissance rapide de la population. Les scénarios B1 et B2 prévoient la réduction des émissions grâce à une efficacité supérieure de l'utilisation des ressources et des progrès technologiques (B1) et grâce à des solutions plus localisées (B2).

6.2 Les prévisions climatiques de l'avenir

6.2.1 Le comportement des gaz à effet de serre

La concentration d'un gaz à effet de serre dans l'atmosphère est régulée par :

- les processus, naturels ou anthropiques, qui en émettent ;
- les processus qui le font disparaître : le CO₂ est échangé avec les océans ou la biosphère, le N₂O est détruit par le rayonnement solaire (IPCC, 2007a).

Si les émissions anthropiques sont supérieures à l'absorption du gaz, sa concentration atmosphérique augmente. Actuellement, le CO₂ augmente dans l'atmosphère car son taux d'émission (6,4 GtC/an) est supérieur à son absorption (3,6 GtC/an).

Le réchauffement tend à diminuer la séquestration du carbone atmosphérique par la végétation et l'océan ; la part des émissions anthropiques restant dans l'atmosphère augmente. Il faudrait un arrêt presque complet des émissions anthropiques de CO₂ à la fin du 21^{ème} siècle pour stabiliser sa concentration et le forçage climatique induit (IPCC, 2007a).

6.2.2 Les prévisions climatiques pour le 21^{ème} siècle

♦ Pour tous les scénarios d'émissions de GES, la température s'élèvera de manière comparable jusqu'en 2050 (IPCC, 2007a). Le réchauffement augmentera ensuite différemment suivant les scénarios : de 1,8°C pour des émissions faibles (scénario B1) à 4°C pour des émissions élevées (A2) entre la période 1980-1999 et 2090-2099. En association à ce réchauffement, les canicules, les vagues de chaleur et les événements de fortes précipitations augmenteront.

- ♦ Le niveau de la mer s'élèvera de 18 à 59 cm au cours du 21^{ème} siècle (IPCC, 2007a).
- ♦ Les autres effets déjà observés actuellement du réchauffement moderne s'accroîtront : acidification des océans, fonte de la neige et du pergélisol, etc. Pour tous les scénarios, la

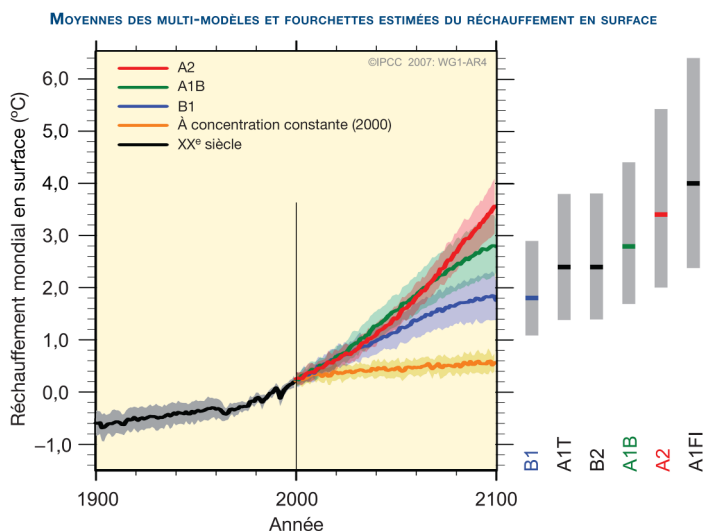


Figure 6.2. Prévision de la température pour les scénarios A2, A1B et B1, indiqués comme le prolongement des simulations du 20^{ème} siècle (IPCC, 2007b). Les zones ombrées matérialisent les écarts types de ± 1 des moyennes annuelles pour les différents modèles. La ligne orange représente l'expérience au cours de laquelle les concentrations ont été maintenues constantes par rapport aux valeurs de 2000. Les barres grises sur la droite représentent les meilleures estimations (ligne solide à l'intérieur de chaque barre) et l'étendue probable évaluée pour les six scénarios.

banquise de l'Arctique et de l'Antarctique diminue. Dans certaines simulations, la glace arctique de la fin d'été disparaît presque entièrement vers la fin du 21^{ème} siècle (IPCC, 2007a).

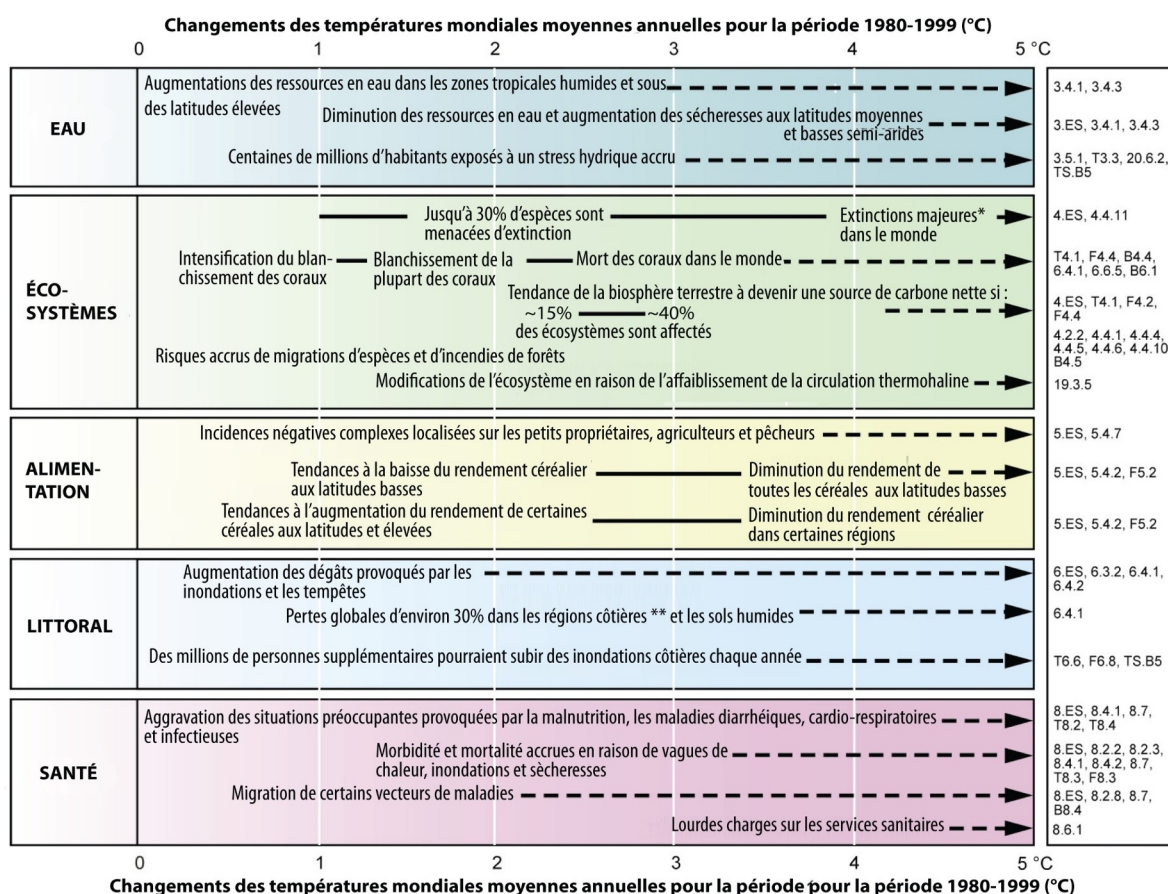
♦ La circulation océanique globale ralentira au cours du 21^{ème} siècle. Une transformation importante telle qu'un arrêt de cette circulation (➤ Encadré 3.3) reste très improbable au 21^{ème} siècle mais n'est pas encore prévisible à plus long terme.

6.2.3 Les incidences du climat sur les systèmes biologiques et humains

Les écosystèmes subissent et subiront le changement climatique (Figure 6.3). Si la hausse de la température mondiale dépassait 1,5 à 2,5°C, 20 à 30 % de la faune et de la flore seraient menacés d'extinction (IPCC, 2007d). Au-delà de 4°C d'augmentation, des extinctions majeures sont à prévoir. Les modifications du climat auront également en retour une influence sur l'humanité, notamment sur les sociétés, la santé et l'alimentation (Figure 6.3).

6.2.4 Les perspectives climatiques à long terme

En raison des échelles temporelles associées aux processus climatiques et aux rétroactions, le réchauffement et l'élévation du niveau de la mer persisteront durant des siècles, même si les concentrations des gaz à effet de serre sont stabilisées (IPCC, 2007a). Une augmentation supplémentaire de la température moyenne globale de 0,5°C environ surviendra entre 2100 et 2200 si le forçage radiatif est stabilisé en 2100 aux niveaux correspondants aux scénarios B1 ou A1B. Les émissions anthropiques de CO₂ continueront à contribuer au réchauffement pendant plus d'un millénaire, en raison des échelles de temps nécessaires pour retirer ce gaz de l'atmosphère.



* "Majeur" signifie ici supérieur à 40%

** Sur la base d'une élévation du niveau de la mer à un rythme moyen de 4,2 mm/an entre 2000 et 2080.

Figure 6.3. Exemples illustrant les projections des incidences des changements climatiques au niveau mondial (ainsi que, le cas échéant, le niveau de la mer et le dioxyde de carbone atmosphérique) associées aux différents taux de la hausse des températures moyennes en surface au 21^{ème} siècle (IPCC, 2007d).

7 Conclusion

Le climat passé est étudié par de nombreuses méthodes, directes et indirectes. Les instruments mesurent les conditions climatiques depuis 150 ans. Des archives naturelles et historiques, les « proies », renseignent sur les conditions climatiques des périodes antérieures. La modélisation numérique du climat complète les données expérimentales en permettant de simuler les climats passé, actuel et futur et d'en déterminer les facteurs forçants.

L'âge de la Terre est estimé à 4,5 milliards d'années ; le climat terrestre varie à toutes les échelles de temps, de la décennie au milliard d'années.

Le climat est influencé par de multiples facteurs naturels : tectonique, paramètres solaires, composition de l'atmosphère, biosphère, etc. Par le biais des boucles de rétroaction, le système climatique peut amplifier des modifications, même mineures.

Les conditions climatiques actuelles s'intègrent :

- dans une période froide depuis 45 millions d'années (« glaciation du Cénozoïque supérieur ») ;
- dans une période chaude à l'échelle du cycle de 100 000 ans (interglaciaire « Holocène ») ;
- dans une période chaude à l'échelle du cycle de 1500 ans (« réchauffement moderne »).

Les modifications du climat ont eu des répercussions sur l'humanité. Ainsi, l'évolution il y a 12 000 ans vers une période interglaciaire, chaude et stable, a permis le développement de l'agriculture (Feynmann & Ruzmakim, 2007). Au 18^{ème} siècle, une période froide (le petit âge glaciaire) a causé des famines en France en partie à l'origine de la Révolution Française (Le Roy Ladurie, 2006).

D'après les connaissances actuelles, un réchauffement a lieu depuis 150 ans. Bien que de faible ampleur, il apparaît atypique par rapport aux variations climatiques naturelles survenues depuis un million d'années (IPCC, 2007a). Il est sans conteste causé principalement par les activités humaines.

Le réchauffement moderne apparaît exceptionnel : il est dix fois plus rapide que le réchauffement entre le dernier maximum glaciaire (-20 000 ans) et l'Holocène (-10 000 ans) (IPCC, 2007a).

Depuis environ 150 ans, l'homme influence fortement le climat, notamment par le rejet de gaz à effet de serre. Cette influence anthropique récente s'inscrit dans des modifications croissantes depuis 10 000 ans de l'environnement global (composition atmosphérique) et local (utilisation du sol) (Ruddiman, 2003, Ruddiman et al, 2005, et IPCC, 2007a).

Le réchauffement va continuer pendant au moins un millénaire. Il s'aggraverait si les influences humaines augmentent. Un arrêt presque complet des émissions anthropiques de CO₂ serait nécessaire pour endiguer le forçage climatique induit.

Des effets consécutifs à la hausse de température ont déjà été répertoriés sur l'environnement naturel et humain ; ils s'accroîtront dans le futur (IPCC, 2007a, et IPCC, 2007d).

Les systèmes naturels sont perturbés : les précipitations sont modifiées, les zones recouvertes de glace se réduisent, le niveau de la mer s'élève. La biodiversité est également influencée par le changement climatique, auquel s'ajoutent les effets anthropiques directs comme les pollutions. Une hausse de la température globale pourrait déclencher des extinctions majeures (IPCC, 2007d). Les modifications du climat auront également en retour une influence sur la santé, l'alimentation : l'homme.

D'après le GIEC, « un changement climatique non atténué excéderait probablement, à long terme, la capacité d'adaptation des systèmes naturels, aménagés et humains » (IPCC, 2007d). L'atténuation des influences humaines sur le climat est nécessaire, en complément d'une adaptation aux conditions climatiques.

Pour atténuer le changement climatique en cours, il est important d'agir à tous les niveaux :

◆ Les actions individuelles

- Agence de l'Environnement et de la Maîtrise de l'Énergie (ADEME) : www.ademe.fr
- Le changement climatique (ADEME) : www.ademe.fr/particuliers/Fiches/climat/
- Bilan carbone personnel (ADEME) : www.calculateurcarbone.org/index.php

◆ Les actions nationales

La France s'est engagée à stabiliser les émissions en 2010 à leur niveau de 1990 à travers le « Plan climat » de 2004 et en application du protocole de Kyoto (www.effet-de-serre.gouv.fr). Elle prévoit également de diviser par 4 les émissions nationales de gaz à effet de serre d'ici 2050 (introduit dans la « Stratégie nationale de développement durable » en juin 2003 et confirmé dans le « Grenelle de l'Environnement » de 2007).

◆ Les actions internationales

Afin d'agir sur le changement climatique au niveau international, 192 pays ont ratifié la « Convention-cadre des Nations Unies sur les changements climatiques » lors du Sommet de Rio en 1992 (www.unfccc.int). En 1997, les gouvernements ajoutent à la Convention-cadre le « Protocole de Kyoto ». Il prévoit la réduction ou la limitation des émissions de gaz à effet de serre pour les pays signataires. Il engage à une réduction globale d'émissions de gaz à effet de serre d'au moins 5% par rapport aux niveaux de 1990 durant la période d'engagement 2008-2012. Ce traité a été signé par 175 États, ce qui correspond à 61,6% des émissions mondiales. En 1988 est créé le Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Évolution du Climat (GIEC), qui conseille les gouvernements sur les mesures à adopter (➤ **Encadré 6.1.1**).

L'avenir du climat dépendra des décisions et actions à ces différents niveaux.

Bibliographie

Ouvrages et articles généraux

- Allège C., 2005 : *Géologie isotopique*, Belin, 492 p.
- Bard E., & Frank M., 2006 : Climate change and solar variability: What's new under the sun? *Earth. Planet. Sci. Lett.*, **248**, 1–14.
- Boutton, 1991. In : Coleman D.C., & Fry B. *Carbon isotopes techniques*, Academic Press, 274 p.
- Décoince J.-F., 2006 : *Paléoclimats, l'enregistrement des variations climatiques*. Vuibert, 198 p.
- Fröhlich C. & Lean J., 2004 : Solar radiative output and its variability : evidence and mechanisms, *Astron. Astrophys. Rev.*, **12**, 273–320.
- Goose J.C., & Phillips F.M., 2001 : Terrestrial in situ cosmogenic nuclides: Theory and application. *Quat. Sci. Rev.* **20**, 1475-1560.
- Hoyt D., & Schatten K.H., 1997 : *The Role of the Sun in Climate Change*. Oxford University Press, Oxford. 279 p.
- IPCC, 2000 : *Emissions scenarios*. Cambridge University Press, UK. 570 p.
- IPCC, 2007a : *Climate Change 2007: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press. 996 p.
- IPCC, 2007b : Résumé à l'intention des décideurs. In : *Changements climatiques 2007 : Les éléments scientifiques. Contribution du Groupe de travail I au quatrième Rapport d'évaluation du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat*. Cambridge University Press. 996 p.
- IPCC, 2007c : Summary for Policymakers. In : *Climate Change 2007: Impacts, Adaptation and Vulnerability. Contribution of Working Group II to the Fourth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change*. Cambridge University Press, 976 p.
- IPCC, 2007d : Résumé à l'intention des décideurs. In : *Changements climatiques 2007 : Impacts, adaptation et vulnérabilité. Contribution du Groupe de travail II au quatrième Rapport d'évaluation du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat*, Cambridge University Press. 976 p.
- Jones, P.D., & Mann M.E., 2004 : Climate over past millennia, *Rev. Geophys.*, **42**, RG2002.
- Joussaume, S. 2000 : *Climat d'hier à demain*, CNRS Éditions, 143 p.
- Jouzel J., 2003 : Climat du passé (400 000 ans) : des temps géologiques à la dérive actuelle. *C. R. Géosciences*, **335**(6-7), 509-524.
- Jouzel J., 2006 : Climat et atmosphère au Quaternaire : de nouveaux carottages glaciaires. *C. R. Paleovol*, **5**, 45-55.
- Le Roy Ladurie E., 2006 : *Histoire humaine et comparée du climat*. Fayard. 612 p.
- Mayewski, P.A., Rohling E.E., Stager J.C., et al, 2004 : Holocene climate variability. *Quat. Res.*, **62**(3), 243–255.
- Pomerol C., Renard M., & Lagabrielle Y., 2005 : *Éléments de géologie*, Dunod, 784 p., 13^{ème} édition.
- PNUD, 2007 : *Rapport mondial sur le développement humain 2007/2008, Résumé en français*, Programme des Nations Unies pour le Développement, Palgrave Macmillan.
- Ruddiman W.F., 2001. *Earth's climate: past and future*. Freeman, 465 p.
- Solomon, S., Qin D., Manning M., et al, 2007: *Résumé technique*. In : *Changements climatiques 2007: Les éléments scientifiques. Contribution du groupe de travail I au quatrième Rapport d'évaluation du Groupe d'experts intergouvernemental sur les changements climatiques*. Cambridge University Press. 996 p.
- Walker M., & Lowe J., 2007 : Quaternary science 2007: a 50-year retrospective. *J. Geol. Soc. London*, **164**, 1073-1092.
- Yiou P., & Masson-Delmotte V., 2005 : Trends in sub-annual climate variability since the Little Ice Age in western Europe. *C. R. Geoscience*, **337**, 1001–1012.

Ouvrages et articles spécialisés

- Barbante C., Schwikowski M., Döring T. et al, 2004 : Historical record of European emissions of heavy metals to the Atmosphere since the 1650s from Alpine snow/ice cores drilled near Monte Rosa. *Environ. Sci. Technol.*, **38**(15), 4085-4090.
- Berger A., 1992. In : Décoince J.-F., 2006 : *Paléoclimats, l'enregistrement des variations climatiques*. Vuibert, 198 p.
- Berger A., & Loutre M.-F., 2004 : Astronomical theory of climate changes. *J. Phys. IV France* **121**, 1-35.
- Bond G., Kromer B., Beer J., et al, 2001 : Persistent solar influence on north Atlantic climate during the Holocene. *Science*, **294**, 2130–2136.
- Bond G., Showers W., Cheseby M., et al, 1997 : A pervasive millennial-scale cycle in North Atlantic Holocene and glacial climates. *Science*, **278**, 1257–1266.

- Bradley R.S., Hughes M.K., & Diaz H.F., 2003 : Climate in Medieval Time. *Science*, **404**.
- Briffa K.R., Jones P.D., Schweingruber F.H., & Osborn T.J., 1998 : Influence of volcanic eruptions on Northern Hemisphere summer temperature over the past 600 years. *Nature*, **393**(6684), 450-455.
- Broecker W.S., 1991 : The great ocean conveyor. *Oceanography* **4**(2) 79-89.
- Carslaw K.S., Harrison R.G., & Kirkby J., 2002 : Cosmic Rays, Clouds, and Climate. *Science* **29**, 732.
- Chuine I., Yiou P., Viovy N., et al, 2004 : Grape ripening as a past climate indicator. *Nature*, **432**, 289-290.
- Crowley T.J., 2000 : Causes of Climate Change Over the Past 1000 Years. *Science* **289**, 270-277.
- de Jager C., 2005 : Solar forcing of climate. 1: Solar variability. *Space Sci. Rev.* **120**, 197-241.
- EPICA Community Members, 2004 : Eight glacial cycles from an Antarctic ice core, *Nature*, **429**, 623-628.
- EPICA Community Members, 2006 : One-to-one coupling of glacial climate variability in Greenland and Antarctica. *Nature*, **444**, 195-198.
- Feynman, J., & Ruzmaikin, A., 2007 : Climate stability and the development of agricultural societies. *Climatic Change*, **84**(3-4), 295-311.
- Gagen M., McCarroll D. & Edouard J.-L., 2006 : Combining ring width, density and stable carbon isotope proxies to enhance the climate signal in tree-rings: an example from the southern French Alps. *Climatic Change*, **78**, 363-379.
- Goose H., Masson-Delmotte V., Renssen H., et al, 2004 : A late medieval warm period in the Southern Ocean as a delayed response to external forcing? *Geophys. Res. Lett.*, **31**, L06203
- GRIP Members, 1993 : Climate instability during the last interglacial period recorded in the GRIP ice core, *Nature*, **364**, 203-208.
- Grousset, 2001. In : Décoince J.-F., 2006 : *Paléoclimats, l'enregistrement des variations climatiques*. Vuibert, 198 p.
- Guiot J., & Cheddadi R., 2004 : Variabilité des écosystèmes terrestres et du climat sur un cycle glaciaire-interglaciaire. *C. R. Geoscience*, **336**, 667-675.
- Highwood E.J., & Stevenson D.S., 2003 : Atmospheric impact of the 1783-1784 Laki Eruption: Part II Climatic effect of sulphate aerosol. *Atmos. Chem. Phys.*, **3**, 1177-1189.
- Hou S., Chappellaz J., Jouzel J., et al, 2007 : Summer temperature trend over the past two millennia using air content in Himalayan ice. *Clim. Past*, **3**, 89-95.
- Hoyt D., & Schatten K.H., 1998 : Group Sunspot Numbers: a new solar activity reconstruction. *Sol. Phys.* **181**, 491-512.
- Hu F.S., Kaufman D., Yoneji S., et al, 2003 : Cyclic variation and solar forcing of Holocene climate in the Alaskan subarctic. *Science*, **301**, 1890-1893.
- Huang S., Pollack H.N., & Shen P.-Y., 2000 : Temperature trends over the past five centuries reconstructed from borehole temperatures. *Nature*, **403**, 756-758.
- Hughen K.A., Baillie M.G.L., Bard E., et al, 2004 : MARINE04 marine radiocarbon age calibration, 0-26 cal kyr BP. *Radiocarbon*, **46**(3), 1059-1086.
- Jouzel J., Masson-Delmotte V., Cattani O., et al, 2007 : Orbital and millennial Antarctic Climate variability over the past 800,000 years. *Science*, **317**, 793-796.
- Knutti R., Flüeliger J., Stocker T.F., & Timmermann A., 2004: Strong hemispheric coupling of glacial climate through freshwater discharge and ocean circulation. *Nature*, **430**, 851-856.
- Laj C., Kissel C., Mazaud A., et al, 2000 : North Atlantic paleointensity stack since 75 ka (NAPIS-75) and the duration of the Laschamp event, *Phil. Trans. R. Soc. Lond. Ser. A* **358** 1009-1025.
- Le Roy Ladurie E., 2005 : Canicule, fraîcheurs, vendanges (France, XVe-XIXe siècles). *C. R. Biologies*, **328**, 213-222.
- Luterbacher J., Dietrich D., Xoplaki E., et al, 2004 : European seasonal and annual temperature variability, trends, and extremes since 1500. *Science*, **303**, 1499-1503.
- McCarroll D., & Loader N.J., 2004 : Stable isotopes in tree rings. *Quat. Sci. Rev.*, **23**, 771-801.
- Muscheler R., Joos F., Beer J., et al, 2007 : Solar activity during the last 1000 yr inferred from radionuclide records. *Quat. Sci. Rev.* **26**, 82-97.
- NGRIP Members, 2004 : High-resolution climate record of the Northern Hemisphere reaching into the Last Interglacial Period, *Nature*, **431**, 147-151.
- Oerlemans J., 2005 : Extracting a climate signal from 169 glacier records. *Science*, **308**, 675.
- Parrenin F., Barnola J.-M., Beer J., et al, 2007 : The EDC3 chronology for the EPICA Dome C ice core, *Clim. Past*, **3**, 485-497.
- Petit J.R., Jouzel J., Raynaud D., et al, 1999 : Climate and atmospheric history of the past 420,000 years from the Vostok ice core, Antarctica. *Nature*, **399**, 429-436.
- Queisser M., 2005 : Quaternary Climate and Ocean: Evidence for and Effects of, Heinrich Events, Bond Cycles and Dansgaard-Oeschger Oscillations. *Term Paper EOS* 460.
- Rahmstorf S., 2003 : Timing of abrupt climate change: A precise clock. *Geophys. Res. Lett.*, **30**(10), 1510.
- Raynaud D., & Lorius C., 2004 : Climat et atmosphère : la mémoire des glaces. *C. R. Geoscience* **336**, 647-656.
- Robock A., 2000 : Volcanic eruptions and climate. *Reviews of Geophysics*, **38**(2) 191-219.

- Rostek F., Ruhland G., Bassinot F.-C., et al, 1993 : Reconstructing sea surface temperature and salinity using $\delta^{18}\text{O}$ and alkenone records, *Nature* **364** 319–321.
- Rozelot J.P., & Lefebvre S., 2006 : Is it possible to find a solar signature in the current climatic warming? *Phys. Chem. Earth*, **31**, 41–45.
- Ruddiman W.F., 2003 : Orbital insolation, ice volume and greenhouse gases. *Quat. Sci. Rev.*, **15–17**, 1597–1629.
- Ruddiman W.F., 2006 : Orbital changes and climate. *Quat. Sci. Rev.* **25**, 3092-3112.
- Ruddiman W.F., Vavrus S.J., & Kutzbach J.E., 2005 : A test of the overdue-glaciation hypothesis. *Quat. Sci. Rev.*, **24**, 1–10.
- Sachs J.P., Schneider R.R., Eglinton T.I., et al, 2000. Alkenones as paleoceanographic proxies. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, **1**(11), 2000GC000059
- Salvignac M.E., 1998 : *Variabilité hydrologique, climatique dans l'océan Austral au cours du Quaternaire terminal*. Thèse, Université Bordeaux-1. 354 p.
- Schulz M., 2002 : On the 1470-year pacing of Dansgaard–Oeschger warm events. *Paleoceanography* **17**(2), 1–9.
- Seager R., Graham N., Herweijer C., et al, 2006 : Blueprints for medieval hydroclimate. *Quat. Sci. Rev.*, **26**, 2322–2336.
- Shindell D.T., Schmidt G.A., Mann M.E., et al, 2001 : Solar Forcing of Regional Climate Change During the Maunder Minimum. *Science*, **294**, 2149-2152.
- Spahni R., Schwander J., Flückiger J., et al, 2003 : The attenuation of fast atmospheric CH_4 variations recorded in polar ice cores. *Geophys. Res. Lett.*, **30**(11), 1571.
- Vimeux F., Cuffey K., & Jouzel J., 2002 : New insights into Southern Hemisphere temperature changes from Vostok ice cores using deuterium excess correction over the last 420 000 years, *Earth Planet. Sci. Lett.* **203**, 829–843.
- von Storch H., Zorita E., Jones J.M., et al., 2004 : Reconstructing past climate from noisy data. *Science*, **306** (5296), 679–682.
- Waelbroeck C., Labeyrie L., Michel E., et al, 2002 : Sea level and deep-water temperature changes derived from benthic foraminifera isotopic records. *Quat. Sci. Rev.*, **21**, 295– 305.
- Watanabe O., Jouzel J., Johnsen S., et al, 2003 : Homogeneous climate variability across East Antarctica over the past three glacial cycles. *Nature*, **422**, 509-512.
- Willerslev E., Cappellini E., Boomsma W., et al, 2007 : Ancient Biomolecules from Deep Ice Cores Reveal a Forested Southern Greenland. *Science*, **317**, 111-114.
- Willson R.C., & Mordvinov A.V., 2003. In : Fröhlich C. & Lean J., 2004 : Solar radiative output and its variability : evidence and mechanisms, *Astron. Astrophys. Rev.*, **12**, 273–320.
- Wolff E.W., Fischer H., Fundel F., et al, 2006 : Southern Ocean sea-ice extent, productivity and iron flux over the past eight glacial cycles. *Nature*, **440**, 491-496.

Sites internet :

(Consultés le 13/06/2008)

<http://planet-terre.ens-lyon.fr>
<http://solarscience.msfc.nasa.gov>
<http://unfccc.int>
<http://www.ademe.fr>
<http://www.archeonet.be>
<http://www.cnrs.fr>
<http://www.csiro.au>
<http://www.effet-de-serre.gouv.fr>
<http://www.eos.ubc.ca>
<http://www.geology.gov.yk.ca>
<http://www.gletscherarchiv.de>
<http://www.ifen.fr>
<http://www.ifremer.fr>
<http://www.ipcc.ch>
<http://www.meteofrance.com>
<http://www.snowballearth.org>
<http://www.universalis.fr>
<http://www.whoi.edu>