

LES GRANDES ÉTAPES DE L'HISTOIRE CLIMATIQUE DE LA TERRE

MOTS-CLÉS

- ▶ Paléoclimatologie, uniformitarisme.
- ▶ $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, Mg/Ca et Sr/Ca.
- ▶ IRD (*ice rafted debris*).
- ▶ Périodes *greenhouse* et *icehouse*.
- ▶ Glaciations huronienne, sturtienne, varangienne et sinienne.
- ▶ Périodes glaciaires : Donau, Biber, Günz, Mindel, Riss et Würm.
- ▶ Circulations haline et thermo-haline.
- ▶ Théorie de la Terre « boule de neige » (*snowball Earth*).
- ▶ Hypothèse BLAG.
- ▶ LPTM ou *Late Paleocene Thermal Maximum*.
- ▶ Événements de Heinrich, cycles de Dansgaard-Oeschger.
- ▶ Les « mpw » (*meltwater pulses*).
- ▶ Dryas récent, lac Agassiz.
- ▶ Optimum climatique médiéval, Petit âge glaciaire.
- ▶ Cycles solaires, éruptions volcaniques, El Niño, Oscillation Nord-Atlantique.
- ▶ Impact des activités anthropiques, chlorofluorocarbures ou CFC.



Voir chap. 7,
fig. 7.1

Nous sommes renseignés sur les climats du passé (**paléoclimatologie**) par l'étude paléontologique, sédimentologique et géochimique des dépôts (*fig. 24.1*). On doit rappeler qu'une telle approche paléoclimatique fut une des bases de la démarche de Wegener pour mettre en évidence la mobilité continentale.

24.1 LES MÉTHODES DE LA PALÉOCLIMATOLOGIE

24.1.1 Les apports de la paléontologie

Les renseignements apportés par la flore et la faune le sont par référence aux espèces vivant dans une des zones climatiques actuelles (principe d'*uniformitarisme*, voir § 35.1.4). Par exemple, les fougères arborescentes ne se rencontrant qu'en climat tropical, on en déduit que le climat de la forêt houillère au Carbonifère, était lui aussi chaud et humide. De ce point de vue, les pollens et spores étant beaucoup plus répandus que les organes végétaux (macrorestes), les analyses polliniques ont un grand intérêt paléoécologique.

Au Quaternaire, l'abondance du pollen des « herbes » (Graminées, Armoise, Chénopodes) traduit un climat froid tandis que le pollen des arbres, en particulier du chêne, correspond à un climat plus chaud (fig. 24.1A). L'extension des zones de répartition des formes à tolérances écologiques limitées (coraux, grands foraminifères benthiques) permet aussi d'évaluer et de comparer le climat et le gradient thermique latitudinal de différentes époques.

Ces déductions supposent une pérennité du mode de vie des genres ou des espèces, mais ce principe d'uniformitarisme dit aussi des « causes actuelles » peut être pris en défaut. C'est ainsi que les mollusques *Trigonia*, *Astarte* et *Pholadomya* qui, au Jurassique, vivaient ensemble dans les eaux chaudes de la plate-forme continentale, sont aujourd'hui respectivement répartis dans les eaux chaudes peu profondes, les eaux boréales et les eaux très profondes, donc froides elles aussi.

On peut utiliser aussi la fréquence de certains modes particuliers de développement des organismes. Ainsi, chez certains foraminifères planctoniques comme *Neogloboquadrina pachyderma*, le test trochospiralé peut présenter un enroulement dextre ou senestre suivant la température des eaux. Lorsque les eaux sont chaudes, ce sont les formes à enroulement dextre qui dominent fortement l'assemblage, lorsque les eaux sont froides ce sont les formes senestres (fig. 24.12 B).

24.1.2 Les apports de la sédimentologie

Les données sédimentologiques sont parfois très sûres : présence de tillites (moraines consolidées) et planchers striés des environnements glaciaires (fig. 26.31), d'évaporites (climats secs), de dunes désertiques. Mais là encore la prudence s'impose : la soi-disant tillite de Granville, longtemps interprétée comme le signe d'une glaciation du Protérozoïque supérieur (Briovérien), s'est révélée être un simple conglomérat deltaïque. Dans les sédiments océaniques, la présence de galets rocheux transportés et largués par les icebergs (IRD, *Ice Rafted Debris*) est un bon marqueur paléoclimatique (voir fig. 24.11 A).

Certains dépôts rythmiques (fluctuation de la teneur en CaCO_3 (fig. 32.12 et 32.13) et de la teneur en poussières désertiques (fig. 24.1C) des sédiments pélagiques, alternance de dépôts de lœss et de paléosols) présentent des fréquences de type Milankovitch qui correspondent aux cycles des paramètres orbitaux qui pilotent le climat terrestre. C'est ainsi que la durée d'une alternance calcaire-marne dans le Crétacé inférieur des Alpes de Haute-Provence ou dans le Pliocène de Sicile est d'environ 20 000 ans, soit approximativement celle de la précession des équinoxes.



Voir chap. 22



Voir chap. 35.5

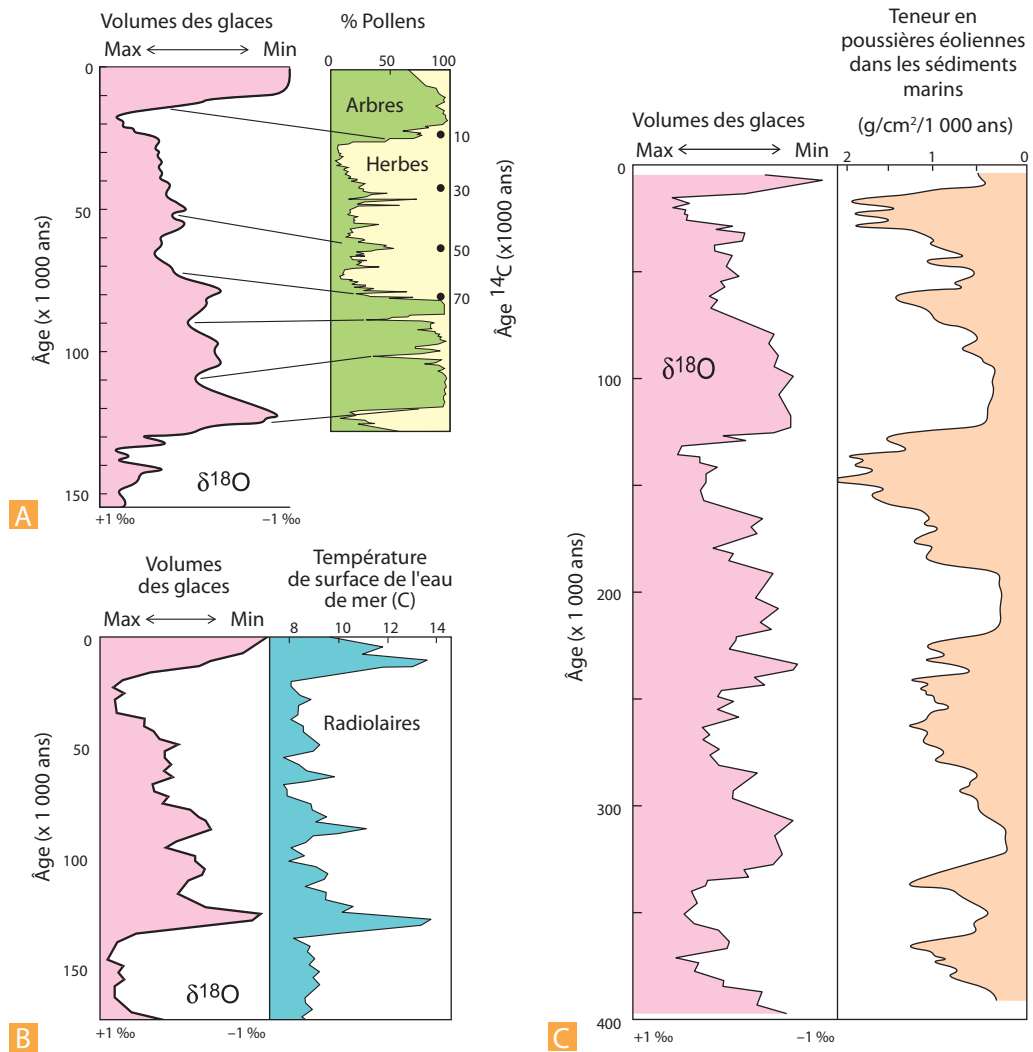


Figure 24.1 Exemples d'approches pluridisciplinaires de la paléoclimatologie.

La courbe d'évolution du rapport isotopique de l'oxygène ($\delta^{18}\text{O}$), qui donne l'évolution de la température et du volume des glaces (voir chap. 36, § 36.2) est utilisée comme référence de comparaison.

A. Approche floristique : pourcentage relatif de pollens d'arbres et « d'herbes » dans les sédiments quaternaires en France (lacs et tourbières). Les pollens d'arbres marquent les périodes chaudes tandis que les formes herbacées indiquent des conditions plus froides et plus sèches. Les datations au ^{14}C des sédiments continentaux permettent de montrer le parallélisme avec l'évolution du $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères planctoniques.

B. Approche faunistique : comparaison, dans un même sondage de l'océan Austral, de l'évolution du $\delta^{18}\text{O}$ des foraminifères planctoniques avec les données issues des assemblages de radiolaires. Les températures de surface de l'océan aux basses latitudes sont déduites de l'écologie des radiolaires. À partir des associations actuelles et de la connaissance de leurs conditions de vie (température, salinité, besoin nutritif) une « fonction de transfert », qui permet de remonter à la température de vie, est calculée. Lorsqu'il reste suffisamment de formes de radiolaires communes entre les associations actuelles et les assemblages fossiles, cette fonction peut être appliquée à la période considérée et permet l'obtention d'une courbe temporelle d'évolution des températures de surface.

C. Approche sédimentologique : teneur en poussières éoliennes en provenance du désert d'Arabie dans une carotte de sédiment de l'ouest de l'océan Indien. On constate une évolution parallèle à celle des températures et du volume des glaces enregistrés par le rapport isotopique de l'oxygène des foraminifères planctoniques : il y a plus de poussières exportées dans l'océan pendant les périodes glaciaires que pendant les interglaciaires comme actuellement.

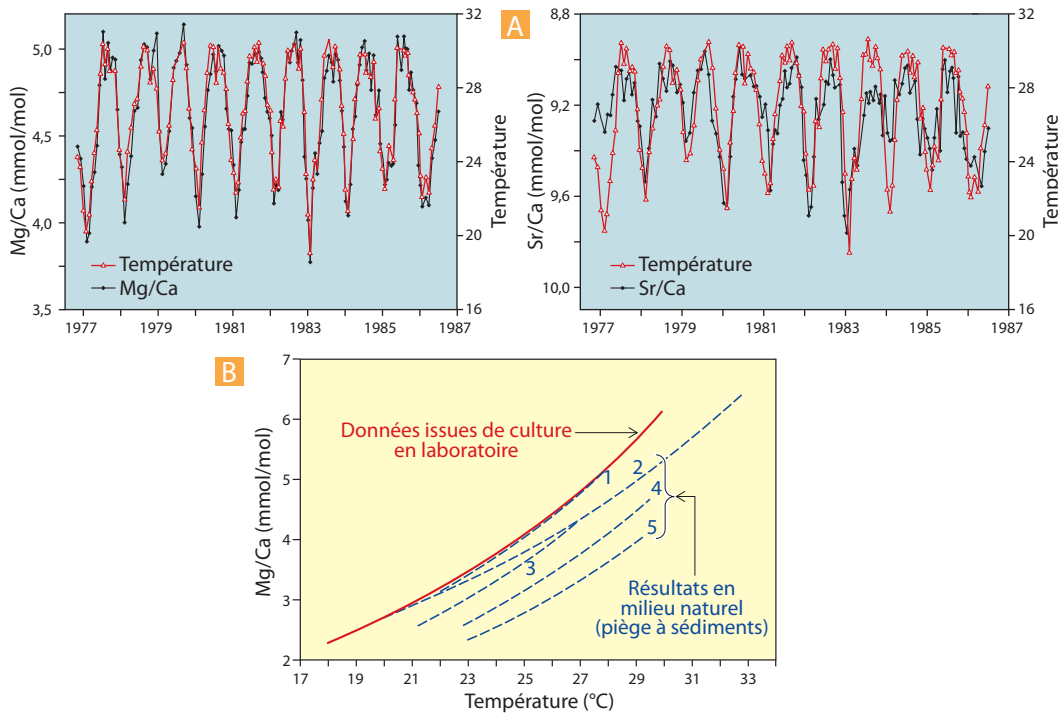
24.1.3 Les apports de la géochimie

Les **données géochimiques** reposent principalement sur l'analyse des variations du rapport $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ dans les carbonates dont l'aspect paléothermométrie est développé au chapitre 36, § 36.2. Des biomarqueurs organiques tels les **alcénones** peuvent être aussi utilisés ; ils présentent, par rapport aux isotopes de l'oxygène, l'avantage d'être pratiquement indépendants de la salinité mais sont très peu répandus dans les séries anté-miocènes.

Voir encart 36.4

La concentration de certains éléments traces dans les carbonates (strontium, magnésium) peut aussi être utilisée comme paléothermomètre. Dès 1954, Chave dans un travail précurseur avait noté que la teneur en Mg des calcites dépendait de la température de (bio)précipitation. Plus la température était élevée, plus le pic de diffraction de RX de la calcite se rapprochait de celui de la calcite magnésienne et de la dolomie. Les progrès de la microchimie ont permis de montrer (fig. 24.2), à partir d'étude in situ ou en culture, que pour divers groupes d'organismes (coraux, mollusques, ostracodes, foraminifères) les valeurs des rapports Mg/Ca et Sr/Ca des coquilles étaient, pour partie, une fonction de la température.

Voir fig. 35.13



Voir encart 36.4

Figure 24.2 Utilisation des éléments traces des carbonates comme paléothermomètre.

- A.** Évolution comparée des rapports Mg/Ca et Sr/Ca des coraux et de la température de l'eau.
- B.** Évolution du rapport Mg/Ca dans le test du foraminifère pélagique *Globigerinoides ruber* en fonction de la température de l'eau.

Toutefois l'interprétation dans les séries anciennes n'est pas simple car la teneur de l'eau de mer pour un élément chimique n'est pas constante au cours des temps géologiques. D'une façon générale, la majorité des éléments chimiques dissous dans l'eau de mer est en concentration très éloignée de la saturation ; ils sont éliminés de l'océan par entraînement dans un composé majeur, tel que le carbonate de calcium : c'est le processus de **coprécipitation** que l'on peut résumer, pour le strontium, par l'équation :

$$[\text{Sr}/\text{Ca}]_{\text{minéral}} = K_{\text{Sr}} [\text{Sr}/\text{Ca}]_{\text{eau}}$$

où $[\text{Sr}/\text{Ca}]$ est le rapport molaire et K_{Sr} le **coefficient apparent d'incorporation**.

Voir chap. 36.4
et 36.5

La valeur de K_{Sr} est fonction de la nature minéralogique du carbonate, du niveau évolutif des organismes producteurs et de la température de (bio)précipitation. Pour avoir accès à la température il conviendra donc de ne comparer que des données provenant d'un même groupe d'organismes produisant la même minéralogie (à titre d'exemple, K_{Sr} a une valeur de 1 pour l'aragonite et de 0,1 pour la calcite). De plus, les rapports $[Mg/Ca]_{eau}$ et $[Sr/Ca]_{eau}$ sont une fonction directe de la salinité. L'accès à la température ne sera donc possible que dans des milieux où les variations de salinité sont minimales (domaine océanique hauturier par exemple).

Voir
chap. 23.5.2

Les données géochimiques montrent que les rapports Mg/Ca et Sr/Ca de l'eau de mer ont fluctué de façon importante au cours des temps. Ainsi, la teneur en Mg de l'eau de mer est fortement dépendante des interactions eau de mer/roches au niveau des dorsales. Ces paléothermomètres ne pourront donc être utilisés que sur des périodes courtes (à l'échelle géologique, quelques millions d'années) inférieures au temps de résidence océanique de ces éléments (fig. 23.9). En simplifiant, nous pouvons dire que l'utilisation de ces marqueurs de températures est soumise aux mêmes limites que celle des isotopes de l'oxygène.

24.2 LES FLUCTUATIONS CLIMATIQUES DE PREMIER ORDRE

De nombreux facteurs interviennent dans le contrôle du climat terrestre et de ses fluctuations ; on peut cependant les classer en quatre groupes en fonction de l'amplitude des variations de température qu'ils sont susceptibles de provoquer et de la durée de leur cycle d'action (fig. 24.3). Bien évidemment ces domaines se recouvrent et de nombreux processus correspondent à une transition entre deux ordres de grandeur tant du point de vue temporel que de l'amplitude des fluctuations.

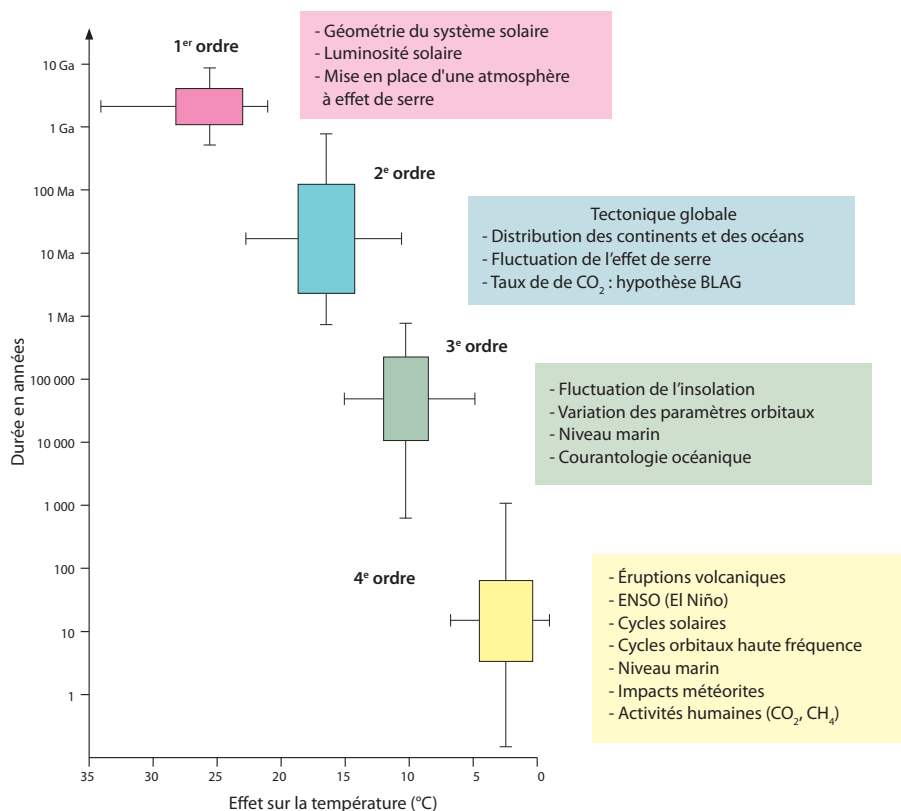


Figure 24.3 Les différents facteurs de contrôle du climat terrestre, classés en fonction de leur durée d'action et de l'intervalle de fluctuation de la température qu'ils sont susceptibles de provoquer.

Les fluctuations de 1^{er} ordre correspondent à la mise en place des conditions du climat général de la Terre. Notre planète présente des conditions permettant la vie du fait de sa distance au Soleil, de la luminosité de cette étoile (qui a augmenté d'environ 25 % durant les premiers temps de la Terre) et du développement d'une atmosphère contenant des gaz à effet de serre (qui a permis une augmentation de la température de surface de l'ordre de 15 à 30 °C).

Ces évolutions s'étendent sur des durées de l'ordre du Ga (fig. 24.3) et se confondent avec l'histoire de la formation de la Terre. Elles ont donc été, en partie, traitées au cours des chapitres 3 et 4 (évolution du système solaire et Terre primitive), du chapitre 21 (origine de l'atmosphère) et du chapitre 23 (origine de l'eau sur Terre).

24.3 LES FLUCTUATIONS CLIMATIQUES DE SECOND ORDRE

Elles sont sous le contrôle de la tectonique globale (fig. 24.3) qui, régissant la distribution générale des océans et des continents, modifie les circulations océaniques (fig. 23.16) et la redistribution de la chaleur à la surface du globe (fig. 20.5). Ces processus expliquent un des traits majeurs de l'histoire climatique terrestre : l'alternance de périodes glaciaires (« *icehouse* » *periods*) et de périodes chaudes (« *greenhouse* » *periods*).

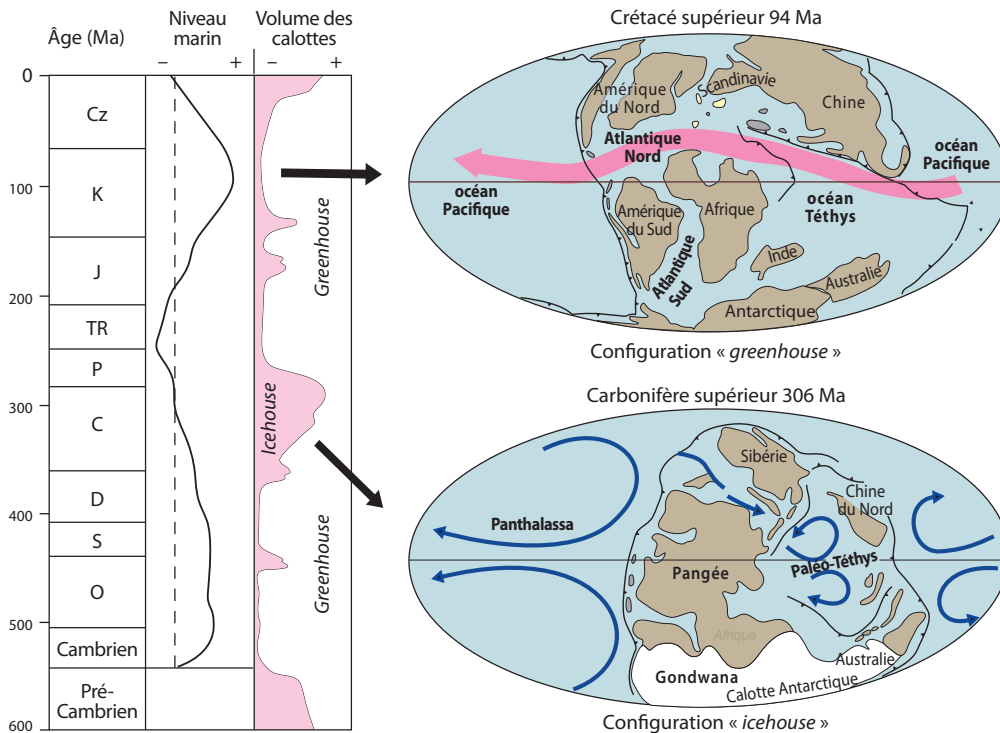


Figure 24.4 Les grandes étapes climatiques de la Terre : l'alternance des périodes glaciaires (« *icehouse* ») et non glaciaires (« *greenhouse* »).

Évolution du niveau marin, développement des calottes glaciaires et mode de circulation océanique en période glaciaire (exemple du Carbonifère supérieur) et en période non glaciaire (exemple du Crétacé supérieur).

Deux périodes « *icehouse* » ont marqué le Protérozoïque. La première se développe vers – 2,3 Ga (**glaciation huronienne**). Deux causes ont été invoquées pour expliquer cette glaciation :

- la prolifération des stromatolithes qui aurait abaissé massivement la teneur en CO₂ de l'atmosphère et conduit à une diminution de l'effet de serre ;

- une diminution de l'activité de la tectonique des plaques qui aurait entraîné une baisse de l'émission de CO₂ par le volcanisme.

La seconde période « icehouse » survient au Précambrien supérieur (Néoprotérozoïque, *fig. 24.4*) et comporte plusieurs phases comprises entre – 1 000 et – 550 Ma (cf. *infra*, chap. 24.3.2).

Le climat évolue ensuite vers un état « greenhouse » du Cambrien au Dévonien (*fig. 24.4*). Puis le Carbonifère voit de nouveau s'installer des conditions « icehouse » tandis que les conditions « greenhouse » se développeront au cours du Crétacé avant que l'état « icehouse » du climat actuel ne se mette en place au cours du Tertiaire terminal et du Quaternaire.

24.3.1 Périodes icehouse/greenhouse et circulations océaniques

Voir encart 24.1

Voir fig. 23.2 et 23.24

Gerhard et Harrison (2001) ont postulé que les fluctuations de température impliquées (de l'ordre de 10 à 15 °C) étaient en relation avec l'existence ou non d'une circulation océanique équatoriale qui maintient les eaux chaudes loin des pôles. Leur salinité élevée les fait alors plonger aux basses latitudes (**circulation haline**). Ainsi, quand la position des continents permet une telle circulation, les conditions climatiques sont globalement chaudes (exemple du Crétacé, *fig. 24.4*). Au contraire quand la position des masses continentales limite ou bloque la circulation équatoriale, il se met en place des gyres qui transportent les eaux chaudes vers les pôles où elles se refroidissent, deviennent plus denses et plongent (**circulation thermo-haline**, exemple de l'océan actuel, ou du Carbonifère supérieur, *fig. 24.4*). Un climat globalement froid se met alors en place.

24.3.2 La théorie de la Terre « boule de neige »

Voir chap. 26.3

Le Précambrien supérieur est une longue période « icehouse » (– 1 000 à – 545 Ma) qui a été marquée par quatre phases glaciaires importantes. La première survient vers – 940 Ma, la seconde entre – 760 et – 700 Ma (glaciation sturtienne), la troisième entre – 610 à – 580 Ma (glaciation varangienne) et enfin la glaciation sinienne vers – 550 Ma. Elles font encore l'objet d'une polémique. En effet, des traces de glaciations (tillites) sont connues sur les États-Unis et le Canada, sur l'est du Groenland, sur la Scandinavie et une partie de l'Europe moyenne, sur le Sahara, sur l'ouest de l'Afrique centrale et australe, sur la Chine et l'Australie. Certaines données paléomagnétiques, conduisant à la reconstitution d'un supercontinent unique (Rodinia), laissent supposer que certains de ces dépôts glaciaires étaient alors en position tropicale. Cela a conduit à l'hypothèse encore controversée (Kirschvink, 1992 ; Hoffman et Schrag, 2000) d'une Terre entièrement gelée au cours du Précambrien terminal, au moins durant certains épisodes (Varangien). C'est la théorie de la **Terre « boule de neige »** (*Snowball Earth theory*, *fig. 24.5 A*).

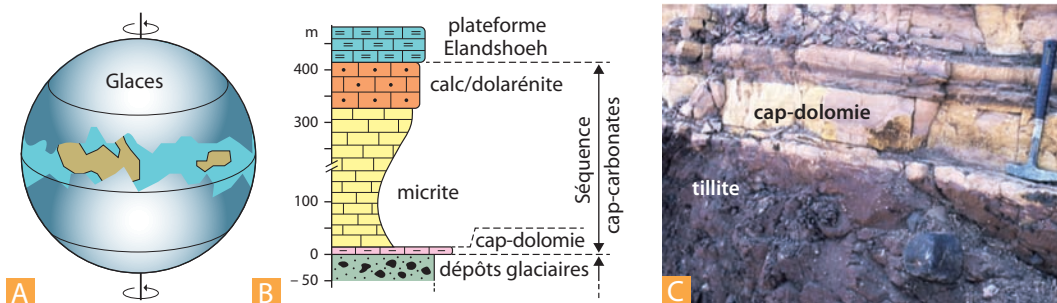


Figure 24.5 La Terre « boule de neige » (*snowball Earth*).

- A.** Représentation schématique de la Terre « boule de neige » au Varangien (– 610 à – 580 Ma).
B. Coupe de terrain simplifiée du passage des dépôts glaciaires aux carbonates d'environnement chaud à Maieberg (Namibie).
C. Détail du passage des dépôts glaciaires (tillite) aux carbonates en Australie. Après le dépôt du cap dolomitique, la série devient plus silicoclastique (*shales*) qu'en Namibie (*photo P.F Hoffmann*).

Certains auteurs pensent que ces basses paléolatitudes « aberrantes » pourraient être un artefact lié, en fait, à un déplacement (migration) propre des pôles (*true polar wandering*) du fait d'une rotation du manteau par rapport au noyau. S'il n'y a pas de biais dans les données paléomagnétiques, la réalisation de telles conditions climatiques reste difficile à modéliser.

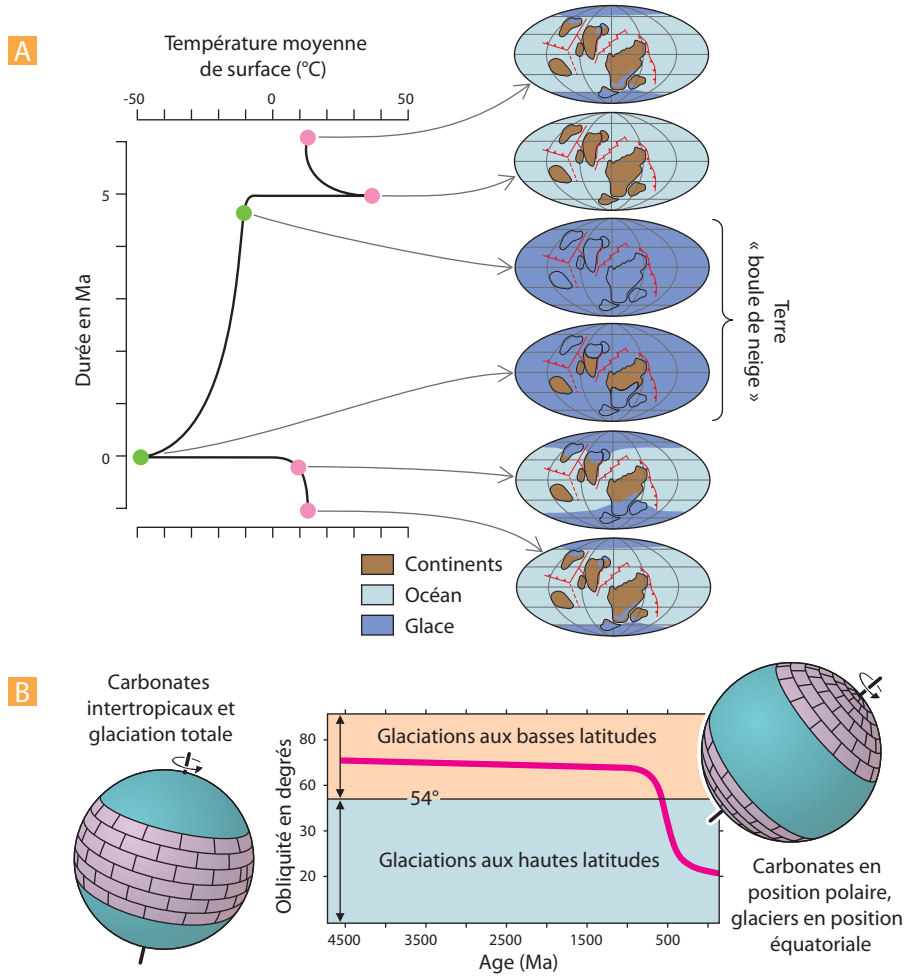


Figure 24.6 Divers scénarios pour la Terre « boule de neige » (*snowball Earth*).

A. Évolution des températures estimées par les modèles climatiques basés sur les bilans d'énergie et extension des glaces dans l'hypothèse d'une glaciation totale (*snowball Earth*).

B. Répartition des glaciers et des carbonates dans l'hypothèse d'une modification importante de l'obliquité terrestre.

Les partisans de cette glaciation mondiale considèrent que sa mise en place serait liée aux effets combinés :

- d'une diminution de l'effet de serre en raison d'une diminution de la teneur en CO_2 par consommation accrue dans les processus d'altération des roches et/ou par la biosphère qui est en période d'expansion) ;
- d'un flux solaire inférieur à l'actuel (0,96 %) ;
- d'une disposition des continents très inhabituelle dans l'histoire de la Terre avec une concentration des masses continentales au niveau des basses et moyennes latitudes. De cette paléogéographie

résulterait un albédo beaucoup plus élevé dans les régions subtropicales qui seraient, de plus, soumises à des intempéries importantes favorisant l'altération de ces continents et la consommation de CO₂. Certains font aussi jouer un rôle à une émission massive de basaltes vers – 723 Ma dans le Canada arctique (alors en position subéquatoriale) qui auraient été très rapidement altérés.

Ces effets combinés pourraient conduire à une initiation de calottes glaciaires sur des îles ou des continents bordant les mers polaires. Ces calottes se développeraient alors vers les plus basses latitudes du fait d'une rétroaction glace-albédo. Les modèles climatiques, basés sur les bilans d'énergie révèlent une instabilité fondamentale du système climatique causé par cette rétroaction glace-albédo. Si la moitié environ de la surface de la Terre se recouvre de glace, les effets de la rétroaction de l'albédo deviendraient alors difficilement enrayables. Les températures de surface de l'océan chuteraient (fig. 24.6 A), et la banquise progresserait vers les océans tropicaux d'autant plus que la constante solaire était inférieure à celle de l'actuelle au Néoprotérozoïque.

Une autre hypothèse considère que ces basses températures aux faibles latitudes résulteraient d'une obliquité terrestre beaucoup plus importante que l'actuelle au Précambrien (fig. 25.6B). Elle aurait été supérieure à 54° alors que la valeur actuelle est en moyenne de 23° 5. Il en résulterait un changement radical de la répartition latitudinale des températures et des faciès carbonatés et glaciaires. En théorie l'obliquité peut avoir variée de façon chaotique entre 60 et 90° à suite de l'impact ayant conduit à la formation de la lune mais les modélisations montrent plutôt que les obliquités de valeurs faibles devraient être déjà acquises et stabilisées au Néoprotérozoïque grâce aux interactions gravitationnelles existant entre la lune et le bourrelet équatorial terrestre. L'idée d'une diminution de l'obliquité vers -600 Ma est donc fortement hypothétique.

 Voir
chap. 3.4.5
et fig. 22.8

L'autre problème que pose cette période « icehouse » de la fin du Précambrien est la vitesse à laquelle semble se faire la transition vers le climat chaud (fig. 24.5B et C). En effet, dans de nombreux cas, notamment en Namibie (Skeleton Coast), les dépôts glaciaires sont directement recouverts par des dépôts carbonatés dolomitiques impliquant un climat très chaud et des conditions sub-évaporitiques. L'origine de ce réchauffement pourrait être liée à une augmentation brutale de l'effet de serre à la suite d'un dégazage important de CO₂ par les dorsales océaniques et le volcanisme de subduction lors de la fragmentation du supercontinent **Rodinia**. Si l'on retient l'hypothèse de l'obliquité forte, la sortie des conditions hyperglaciaires pose problème pour rendre compte du contact direct des tillites avec les carbonates (fig. 24.5 C) puisque cette hypothèse suppose la migration des ceintures de carbonates des régions équatoriales vers les pôles où les dépôts glaciaires ne peuvent être en contact avec eux.

 Voir fig. 37.16

Pour certains paléontologistes, ce passage brutal de conditions de climat très froid à un climat chaud aurait joué un rôle majeur dans l'évolution de la vie sur Terre. En représentant une « pression sélective » très forte, cette « crise » climatique majeure aurait favorisé l'émergence de nouvelles espèces et serait à la base de « l'explosion cambrienne de la biosphère ».

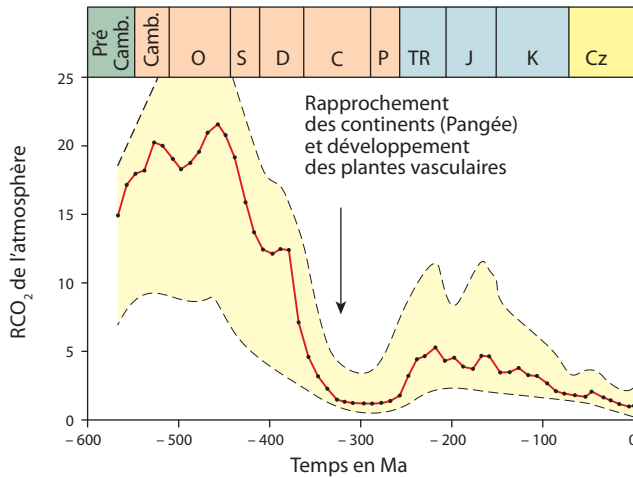
24.3.3 Évolution de la teneur en CO₂ de l'atmosphère et du climat au cours des temps fossilifères

 Voir fig. 6.50
et 7.1

Berner (1997) estime que le taux de CO₂ était environ 20 fois plus élevé qu'actuellement au cours du Primaire inférieur (fig. 24.7). Sa concentration chute brutalement, au cours du Dévonien et du Carbonifère (période glaciaire, fig. 24.4), lors de la phase de rapprochement des continents conduisant à la Pangée. Le développement des plantes vasculaires et leur colonisation du milieu aérien seraient responsables pour une part importante de cette baisse considérable de la teneur en CO₂ de l'atmosphère entre – 400 et – 300 Ma.

Une augmentation du CO₂ atmosphérique, mais d'intensité beaucoup moins marquée, semble s'être produite lors de la dislocation de la Pangée au cours du Trias (fig. 24.7), comme cela a déjà été évoqué pour la fragmentation du continent Rodinia à la fin du Précambrien (fig. 24.6). Cela a induit l'évolution du climat vers des conditions « greenhouse » au Mésozoïque (fig. 24.4).

Figure 24.7 Évolution de la concentration atmosphérique du CO₂ depuis 600 Ma.



La teneur en CO₂ de l'atmosphère à une époque donnée peut être estimée à partir de données sédimentologiques (précipitation des carbonates, altération des silicates), de données géochimiques (rapport isotopique du carbone) et des données paléontologiques (pourcentage de stomates des feuilles fossiles).

Dans cette reconstitution de Berner (1997), RCO₂ représente le rapport entre la concentration pré-industrielle atmosphérique en CO₂ (300 ppm ou 0,03 %) et celle de l'époque considérée. Ainsi la teneur en CO₂ de l'atmosphère au cours du Primaire inférieur était de l'ordre de 20 x 300 = 6 000 ppm ou 0,6 %. On notera la baisse considérable des teneurs pendant le Dévonien et le Carbonifère, liée, au moins pour partie, au développement des plantes vasculaires (photosynthèse) et les faibles valeurs centrées sur 300 Ma, contemporaines de la phase de continent unique de la Pangée (Carbonifère-Permien). Les teneurs remontent au début du Mésozoïque lors de la dislocation de la Pangée. La surface jaune représente le domaine d'incertitude des estimations.

Encart 24.1 – Climat et tectonique des plaques

La tectonique des plaques semble donc jouer un rôle majeur vis-à-vis des alternances de périodes glaciaires et non glaciaires. Les phases de fragmentation continentale permettent d'une part l'installation d'un mode de circulation équatoriale de type halin (fig. 23.24 et 24.4) et d'autre part, du fait du développement de l'activité des rides océaniques et de l'accélération de l'expansion océanique, une augmentation de la production de CO₂, donc de sa teneur dans l'atmosphère qui induit un renforcement de l'effet de serre. Les phases de réunion continentale produisent les effets inverses. Cette hypothèse d'un contrôle

du climat par le taux d'expansion océanique (*spreading rate hypothesis*), via le taux de CO₂ produit, est souvent désignée sous le nom de **BLAG hypothèse** en hommage aux géochimistes qui ont produit le modèle initial en 1983 : Robert Berner, Antonio Lassaga et Robert Garrels. À l'équilibre, la production de CO₂ par le volcanisme de subduction et les dorsales est compensée par l'altération des continents qui constitue un puits de CO₂ (voir chap. 27). Les périodes de très forte expansion océanique et de faible altération continentale induisent, par effet de serre, des climats de type *greenhouse*.

Les données des rapports isotopiques de l'oxygène dans les carbonates ($\delta^{18}\text{O}$) montrent que cette longue période *greenhouse*, qui s'étend du Mésozoïque au Cénozoïque inférieur, connaîtra son maximum thermique au Cénomani (base du Crétacé supérieur). Cela s'accompagnera d'un des niveaux marins parmi les plus hauts du Phanérozoïque (+ 200 à 300 m au-dessus du niveau actuel, fig. 24.4) au passage Cénomani-Turonien. La fin du Crétacé et la base du Tertiaire correspond à un climat plus froid (sans toutefois atteindre la glaciation) et plutôt stable avant que le climat ne redevenue plus chaud au Paléocène moyen et supérieur et à l'Éocène basal (fig. 24.8).

 Voir chap. 36.2

La limite Paléocène/Éocène est le siège d'un réchauffement marqué des eaux profondes marines de l'ordre de 4 à 5 °C synchrone d'une crise majeure des foraminifères benthiques (extinction de 30 % des espèces) : c'est le LPTM ou *Late Paleocene Thermal Maximum* (fig. 24.8). La circulation océanique thermohaline se met en place suivant une orientation principalement nord-sud. À partir de cette époque (~55 Ma) et jusqu'à l'actuelle, le climat terrestre ne va cesser de se refroidir avec cependant quelques phases de réchauffement abruptes (durées comprises entre 10 et 200 ka) également appelées *événements hyperthermiques*. Le climat va alors progressivement passer du type *greenhouse* au type *icehouse* pour évoluer vers le dispositif climatique que nous connaissons aujourd'hui. Cette évolution connaîtra une phase majeure de refroidissement vers 34 Ma (transition Éocène-Oligocène).

Encart 24.2 – Le LPTM (*Late Paleocene Thermal Maximum*)

Le LPTM paraît être dû à un retour temporaire à la circulation haline avec un plongement d'eaux chaudes aux basses latitudes à partir du domaine téthysien. Ce processus interrompt la circulation océanique de type thermo-haline (avec des cellules de plongement des masses d'eau uniquement dans l'Antarctique) qui s'était développée au cours du Paléocène inférieur.

Le réchauffement des eaux de fond ainsi induit aurait, de plus, provoqué un déplacement de l'équilibre des **hydrates de méthane** piégés dans les sédiments océaniques aboutissant à une libération de méthane gazeux et de CO₂ (produit de l'oxydation du méthane) dans l'océan et l'atmosphère qui aurait renforcé temporairement l'effet de serre. Les hydrates de méthane sont en effet des composés solides (glaces) qui ne sont stables que dans un

domaine de température et de pression donné ; si la température augmente, il faut une pression plus forte pour empêcher leur transformation en CH₄ gazeux. Ainsi, la profondeur limite de stabilité, située à 900 m de profondeur au Paléocène supérieur, serait descendue à 1 200 m au Paléocène terminal (fig. 36.22b).

Le LPTM est ainsi mis en évidence par un accident négatif très important (- 2 à - 3 ‰) du rapport isotopique du carbone des carbonates océaniques à la limite Paléocène/Éocène ((fig. 36.22a) le méthane produit présentant un δ¹³C très négatif, de l'ordre de - 60 ‰, qui via le CO₂, influe sur le δ¹³C des carbonates).

On observe aussi un réchauffement des eaux de surface mais uniquement dans les hautes latitudes alors que le réchauffement des eaux de fond est général.



Voir fig. 23.24



Voir fig. 36.22

L'évolution climatique au cours du Cénozoïque ne peut être séparée de l'évolution géodynamique globale (fig. 24.8). Ainsi, le fonctionnement des dorsales péri-antarctiques, en ouvrant les seuils Tasmanie/Antarctique et Amérique du Sud/Antarctique, conduit à l'isolement thermique de l'Antarctique par le courant froid circumpolaire. De même pour l'océan Pacifique, il y a une réduction des circulations et des échanges avec l'océan Atlantique et l'océan Indien. Le développement de grands reliefs et de domaines océaniques contribue aussi à ces grands changements climatiques par l'intermédiaire d'une modifications des circulations atmosphériques.

La manifestation sédimentologique de ces refroidissements est la présence dans les sédiments océaniques de blocs rocheux transportés par des icebergs (IRD, *Ice Rafted Debris*). Les premiers sont trouvés dans les sédiments vers 34 Ma dans les hautes latitudes de l'hémisphère sud. Ils attestent donc de la présence d'une calotte (ou proto-calotte) glaciaire sur le continent Antarctique dès cette époque. Il est important de remarquer que seul l'hémisphère sud est alors concerné par de la glace polaire, le climat restant encore clément dans l'hémisphère nord. Au Miocène moyen (entre - 15 et - 11 Ma), les températures des eaux de fonds chutent fortement de plusieurs degrés (fig. 24.8) mais il n'y a toujours pas d'évidence de glaciation au pôle Nord. Les premiers indices (IRD) témoignant d'une glaciation aux hautes latitudes boréales ne sont connus dans le Pacifique Nord que vers - 6,2 Ma. Les glaciations pérennes de l'hémisphère nord (également appelées **NHG**, *North Hemisphere Glaciations*) débute il y a environ 2,75 Ma au cours du Pliocène. Cet époque est d'ailleurs fondamentale dans l'évolution climatique cénozoïque puisqu'elle représente la dernière « période chaude » sur la Terre avant l'entrée dans le système climatique quaternaire tel que nous le connaissons aujourd'hui (voir chap. 25,

24.4 LES FLUCTUATIONS CLIMATIQUES DE TROISIÈME ORDRE



Voir chap. 35.8

Cet ordre de variation (fig. 24.3), d'une amplitude de 5 à 15 °C, correspond à la transition de la haute fréquence de l'échelle géologique (variations du niveau marin de 3^e ordre sensu P. Vail ; fluctuations des paramètres orbitaux de type Milankovitch) à l'échelle historique (*Optimum Climatique Médiéval*, *Petit Age Glaciaire*, § 24.4.6).

24.4.1 Le climat du quaternaire récent

La dernière glaciation (Würm) s'inscrit dans ce cadre, elle débute vers –120 000 ans (fig. 24.9A). Elle présente une évolution dissymétrique (glaciation lente et relativement progressive, déglaciation brutale). Lors de l'interglaciaire précédent (Riss-Würm ou Eémien, stade isotopique 5e), le climat était légèrement plus chaud qu'actuellement (de 2 °C en moyenne), cette période a été très brève et n'a pas duré plus de 15 000 ans. Deux phases de développement de la glaciation existent vers –115 000 ans (limite des stades isotopiques 5e/5d) et vers –72 000 ans (principale transition glaciaire, limite des stades isotopiques 5a/4). Certains auteurs relient cette dernière phase à l'éruption volcanique du Toba (Indonésie) dont les poussières émises dans la stratosphère auraient provoqué un refroidissement supplémentaire. Ces deux phases sont séparées par des épisodes plus chauds (stades 5a et 5c). L'étude des fluctuations de l'ensoleillement à 65° de latitude N, montre que les pulsions de refroidissement correspondent aux périodes d'hiver doux et d'été frais.

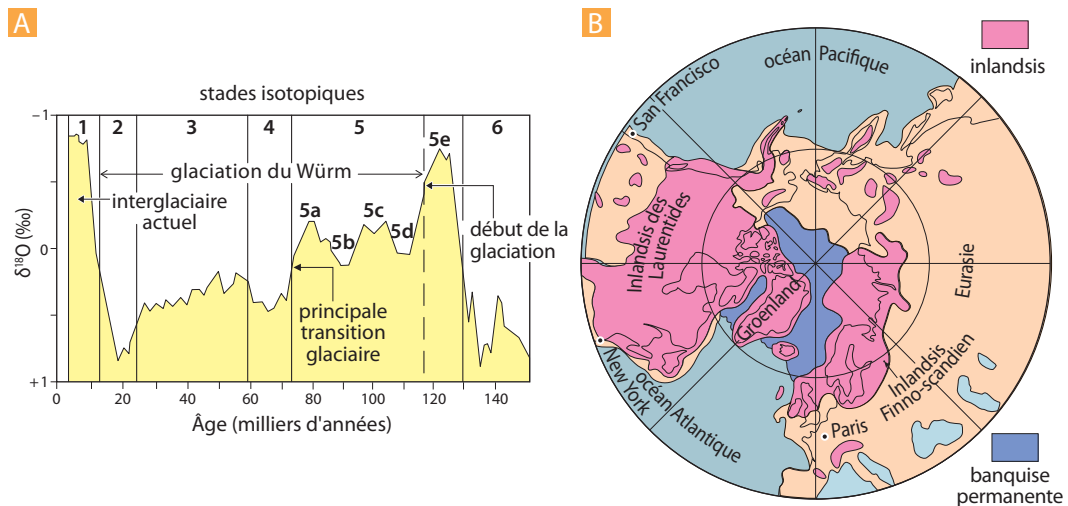


Figure 24.9 La glaciation würmienne.

A. Évolution du climat au cours de cette glaciation déduite des variations du rapport isotopique de l'oxygène du carbonate des foraminifères planctoniques. Ce rapport traduit l'évolution de la température (pour environ 25 %) et du volume des glaces (pour 75 %). Pour le détail du fonctionnement de ce marqueur, voir le chapitre 36.2.

B. Configuration de l'hémisphère nord lors du maximum de la glaciation würmienne vers 18 000 BP.

Le maximum de la glaciation würmienne (dernier maximum glaciaire) survient vers –20 000 ans. La glaciation se développe surtout dans l'hémisphère Nord, car au sud, l'augmentation de la calotte est limitée par la taille du continent Antarctique. Deux inlandsis se développent sur l'Europe du Nord (inlandsis Finno-scandien) et sur l'Amérique du Nord et le Groenland (inlandsis des Laurentides), ils sont réunis par une banquise permanente (fig. 24.9B) tandis que se développaient d'importants glaciers d'altitude sur les Alpes et les Pyrénées. On parle parfois de trois inlandsis en séparant celui du Groenland de celui des Laurentides *sensu stricto*.

Un permafrost permanent existait sur toute la moitié nord de l'Europe moyenne (jusqu'à la latitude des Charentes en France). Les plaines étaient occupées par une végétation de toundras (au nord) ou de steppes (au sud) et des forêts de conifères se développaient en altitude dans les régions sud. Le niveau marin est alors au plus bas, de l'ordre de -120 m par rapport à l'actuel (du fait d'une fixation supplémentaire d'eau sous forme de glace de l'ordre de $43 \cdot 10^6 \text{ km}^3$). En France, le trait de côte était très différent de l'actuel, la Manche, par exemple, n'existait plus (fig. 24.10) et le rivage du golfe du Lion était déplacé de 100 km vers le large.

Voir chap. 26.3

Dans la région de Cassis, la grotte « Cosquer », dont l'entrée n'a été découverte qu'en 1991 par des plongeurs à une profondeur de -47 m, présente des peintures pariétales datant de cette époque (la représentation d'un pingouin atteste de la rigueur du climat).



Figure 24.10 L'Europe du Nord-Ouest au cours du Würm et les vallées du plateau continental franco-britannique.

L'ouverture franche du Pas-de-Calais date de 9 000 B.P. : La mer était alors à -20 m au-dessous du niveau actuel. Au Würm, le niveau marin, environ 100 m plus bas qu'actuellement, permettait le développement d'une vaste aire continentale (en marron) et les eaux fluviales de l'Europe occidentale convergeaient à l'emplacement de la mer du Nord par la Weser, le Rhin, la Meuse, l'Escaut et la Tamise et venaient buter contre la barrière de glace (WW) du sud de l'inlandsis. Il en est probablement résulté un immense lac dont l'exutoire se situait au niveau du Pas-de-Calais où des tourbes (plage de Sangatte) datent du début du dernier décennilaire. Un grand fleuve s'écoulait alors par la Manche où il était rejoint par la Seine.

La déglaciation qui va suivre est alors très rapide. Vers $-15\,000$ ans, on observe une augmentation de l'ordre de 9 °C des eaux de surface de l'Atlantique Nord. Les calottes deviennent instables, leur fragmentation mécanique produit de nombreux icebergs qui vont fondre plus au sud. Le niveau marin monte, d'abord assez lentement (d'environ 20 m entre $-18\,000$ et $-13\,000$ ans) puis la déglaciation s'accélère (montée du niveau marin de 80 m entre $-13\,000$ et $-8\,000$ ans). Un optimum climatique survient au cours de l'Holocène entre $-6\,000$ et $-5\,000$ ans où les températures moyennes étaient supérieures de plus de 1 °C par rapport à l'actuel (la base de l'Holocène est maintenant fixée à $-11\,500$ ans, mais beaucoup d'échelles stratigraphiques gardent $-10\,000$ ans par commodité).

Voir chap. 38

Encart 24.3 – Déluge : croyances et géologie

La remontée rapide du niveau marin à l'Holocène semble être à la base des nombreuses légendes de déluge existant dans différentes sociétés antiques, dont la plus connue est sans doute l'histoire de l'arche de Noé dans l'ancien testament. Au cours des XVIII^e et XIX^e siècles, de nombreux scientifiques ont essayé de réconcilier leur croyance religieuse et leur savoir scientifique en développant des théories du déluge pour expliquer notamment la présence généralisée de dépôts non grano-classés dans les régions nordiques. Nous savons depuis qu'il s'agit de sédiments glaciaires (moraines) laissés par le retrait des glaciers.

Plus récemment (1998) des géophysiciens, B. Ryan et W. Pitman, ont relancé ce débat en proposant une hypothèse du « déluge de la mer Noire » pour expliquer des observations traduisant un phénomène qui aurait pu être à la base des différentes légendes. Au cours du dernier maximum glaciaire, la connexion entre la mer Égée et la mer Noire, via la mer de Marmara, aurait été oblitérée du fait du bas niveau marin. Un lac se serait alors développé en contrebas dans une petite part du bassin de l'actuelle mer Noire. Lors de la déglaciation, la remontée de la mer Égée aurait introduit un flot marin dans la mer de Marmara qui se serait ensuite répandu

dans le lac. Des carottages dans la Mer Noire montrent un remplacement brutal de faunes de mollusques d'eau douce par des faunes de plancton marin vers – 7 600 ans (âge ¹⁴C).

Le problème reste l'évaluation de la vitesse de la transition. Les auteurs prétendent avoir mis en évidence, par sismique réflexion, une gorge au niveau du Bosphore présentant des structures sédimentaires (dunes sous-marines) indiquant un écoulement important vers la mer Noire et une cuvette profonde de réception qui aurait été creusée par le torrent d'eau marine s'écoulant en cascade au débouché du Bosphore.

D'après les calculs de Ryan et Pitman, le débit d'eau aurait été suffisant pour induire une montée des eaux du lac de 15 cm · jour⁻¹ et une avancée du rivage dans les environnements plats des marais entourant le lac de l'ordre de 1 500 m · jour⁻¹. L'inondation totale des rives se serait réalisée sur une durée de l'ordre d'une année conduisant à un exode massif d'une population qui aurait véhiculé la tradition orale du désastre d'un déluge. Pour certains auteurs, cette migration de population serait à la base de la dispersion des pratiques agricoles vers l'Europe de l'Ouest et le Proche-Orient.

24.4.2 Les événements de Heinrich

L'analyse haute résolution de carottes océaniques présentant des taux élevés de sédimentation, a permis de mettre en évidence que le climat terrestre avait connu des fluctuations rapides (de l'ordre du millénaire à quelques décennies) au cours des 100 000 dernières années. Ainsi, à la fin des années 1980, H. Heinrich remarqua dans certaines parties des carottes würmiennes prélevées dans l'Atlantique entre 60 et 40 °N, que les foraminifères planctoniques devenaient rares et que les sédiments étaient majoritairement constitués de sables de débris clastiques de roches. L'analyse de ces débris montra qu'ils provenaient principalement du soubassement de la calotte nord américaine des Laurentides (événements H1, H2, H4, H5, *fig. 24.11 B*) et pour une moindre part de l'inlandsis Finno-scandien (H3 et H6). Ces sédiments grossiers, assimilables à des **IRD** (*fig. 24.11 A*), correspondent à une augmentation des apports détritiques par les icebergs lors d'une phase d'effondrement des calottes durant un à deux millénaires.

Ces épisodes, connus maintenant sous le nom d'**Événements de Heinrich**, sont associés à des refroidissements (*fig. 24.11B*) et non à des débâcles par fontes. L'apport d'eau douce par les icebergs a perturbé les circulations dans l'Atlantique Nord et bloqué ou réduit l'influence adoucissante du Gulf Stream sur le climat. Ces événements, qui sont suivis d'un retour rapide à des conditions plus chaudes, surviennent selon un rythme compris entre 5 000 et 15 000 ans. La cause de ces effondrements périodiques des calottes glaciaires reste cependant encore conjecturale, il pourrait s'agir d'un simple effet gravitaire à la suite d'une accumulation trop importante de glaces.

Les événements de Heinrich peuvent aussi être mis en évidence par les données isotopiques de l'oxygène (fig. 24.11B) et les teneurs en alcénones qui traduisent une diminution des températures, par les pics de susceptibilité magnétique dans les carottes qui correspondent à une augmentation des sédiments d'origine glaciaires et par les données paléontologiques (augmentation importante du pourcentage d'espèces polaires dans les assemblages de foraminifères planctoniques).

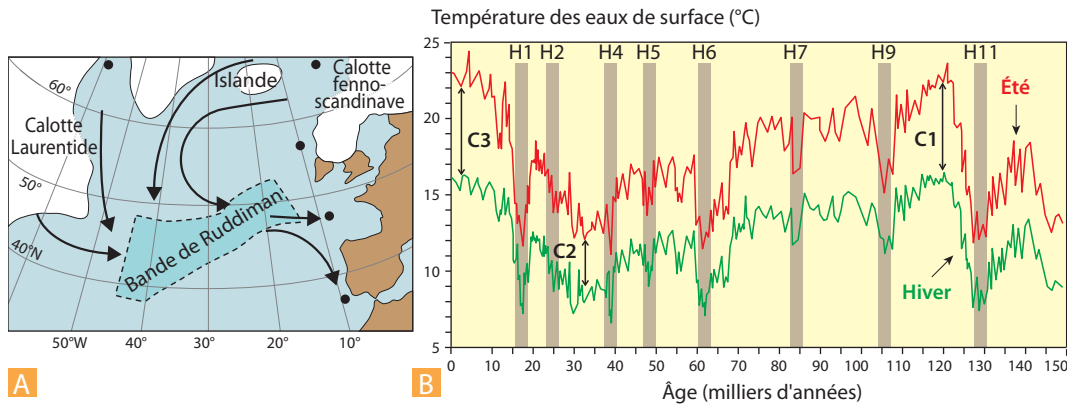


Figure 24.11 Les événements de Heinrich.

A. Cheminement des icebergs et localisation de la bande de Ruddiman, lieu préférentiel de décharge des icebergs et d'accumulation des IRD (*Ice Rafted Debris*). Les points représentent des observations d'IRD, on constate qu'ils ont pu atteindre le sud du Portugal (*d'après Deconinck, 2006*).

B. Les principaux événements de Heinrich (H1 à H11) sont replacés sur la courbe des températures des eaux de surface de l'Atlantique Nord (*d'après Chapman et Shackleton, 1998*). On constate qu'ils correspondent à des refroidissements et résultent d'effondrements périodiques des calottes glaciaires et non de débâcles de fontes. Les données sont issues de l'étude d'une carotte prélevée au nord des Açores à 40 °N et 32 °W (zone de Ruddiman), les températures sont déduites des rapports isotopiques de l'oxygène et les différentiels saisonniers sont appréhendés à partir de l'étude quantitative des différents assemblages de foraminifères planctoniques. On notera la diminution du contraste saisonnier au cours du maximum de la glaciation (C2 : – 18 000 à – 30 000 ans) par rapport aux périodes interglaciaires (C1 : – 115 000 à – 120 000 ans et C3 : 0 à – 8 000 ans) et la rapidité des fluctuations climatiques auxquelles sont associés les événements de Heinrich.

Des études micropaléontologiques de carottes prélevés sur la marge Ibérique à 37 °N permettent de comprendre les modifications océanographiques liées à ces événements. Chaque événement de Heinrich est souligné par l'augmentation synchrone, dans ces carottes des latitudes moyennes, de l'abondance d'une espèce de nanolithe « *incertae sedis* » voisine des coccolithophoridés d'eau chaude (*Florisphaera profunda*) vivant entre – 80 et – 150 m de profondeur et d'une espèce polaire de foraminifères planctoniques (*Neogloboquadrina pachyderma*) vivant dans les eaux superficielles. Le fait de retrouver ensemble dans les sédiments ces deux formes, qui ne devraient pas cohabiter, indique :

- que les eaux froides liées à la fonte des icebergs sont descendues au moins jusqu'à 37° de latitude Nord (permettant la migration vers le sud du foraminifère polaire) ;
- que ces eaux froides n'ont été distribuées que dans la partie superficielle de la colonne d'eau ; les espèces « chaudes » plus profondes de coccolithophoridés vivants toujours sous cette langue d'eau froide.

Cette inversion du gradient thermique océanique conduit à une diminution de la productivité océanique primaire lors des événements de Heinrich.

24.4.3 Les cycles de Dansgaard-Oeschger

De même, l'analyse des carottes de glace de Groenland a montré qu'au cours du dernier maximum glaciaire des fluctuations climatiques rapides ont existé : réchauffements très brutaux (5 à 15 °C sur le Groenland) s'étalant sur quelques dizaines d'années sont suivis de refroidissements plus progressifs (quelques siècles). Ces cycles, qui surviendraient environ tous les 1 500 ans, sont dits de Dansgaard-Oeschger, en l'honneur des deux chercheurs danois et suisse qui les ont décrits au début des années 1980.

L'origine des cycles de Dansgaard-Oeschger reste encore énigmatique. Des études récentes dans l'Atlantique Nord et les Caraïbes, qui montrent que des événements de faible amplitude et de haute fréquence (périodicité de l'ordre de 1 500 ans) existent aussi à ces latitudes, amènent à penser que les cycles de Dansgaard-Oeschger pourraient être liés à des migrations du front polaire et à des fluctuations de la vigueur du Gulf Stream qui transporterait plus ou moins de chaleur vers le nord-est de l'Atlantique.

24.4.4 Les « MPW », *meltwater pulses*

Au cours de la phase de déglaciation, le réchauffement du climat n'est pas non plus régulier. Les eaux de fonte des calottes présentant des $\delta^{18}\text{O}$ très négatifs (-30‰) par rapport à l'eau de mer (0‰), les fluctuations des rapports isotopiques des foraminifères planctoniques permettent d'évaluer les fluctuations de la fonte des calottes. On observe deux brusques accélérations des décharges d'eaux de fonte vers l'océan (MPW, *meltwater pulses*) vers $-13\,000$ et vers $-10\,500$ ans (fig. 24.12C). Alors que la remontée moyenne du niveau marin était de l'ordre du mètre par siècle, elle aurait atteint 3,7 et 2,5 m par siècle lors de ces deux événements.

24.4.5 Le Dryas récent

Inversement vers $-12\,000$ ans on observe une phase de refroidissement : le Dryas récent (du nom d'une rosacée des toundras périglaciaires dont les pollens sont fréquents dans les associations de cette époque). Initialement mis en évidence par les analyses polliniques en Europe (fig. 24.12E), cet épisode froid qui interrompt le réchauffement climatique se marque dans les enregistrements isotopiques ($\delta^{18}\text{O}$) des foraminifères planctoniques et des glaces, dans les abondances des espèces polaires comme *N. pachyderma* (fig. 24.12E). Cet événement, qui s'est installé très rapidement en quelques dizaines d'années, a duré environ 800 ans.

L'événement Dryas pourrait résulter d'une modification de la circulation dans l'Atlantique Nord. Vers $-14\,000$ ans, le retrait des glaces conduit progressivement, au sud de la calotte des Laurentides, à l'installation d'un immense lac (*lac Agassiz*) dont les eaux se déversaient dans le golfe du Mexique par le Paléo-Mississipi (fig. 24.13). Vers $-12\,000$ ans, la réduction de la calotte ouvre un nouvel émissaire au niveau du Saint-Laurent ; les eaux douces envahissent alors l'Atlantique Nord, abaissent la salinité des eaux de surface dans la région de formation de l'eau profonde Nord Atlantique (NADW, *North Atlantic Deep Water*) et perturbent leur plongement. Il en résulte une quasi-disparition de la circulation thermo-haline dans l'Atlantique Nord. L'arrêt de la formation de la NADW entraîne un affaiblissement du Gulf Stream. Alors qu'avant le Dryas récent ce courant réchauffait déjà l'Europe du Nord, il est cantonné pendant cet épisode aux côtes ibériques. Le front polaire migre vers le sud, passant d'une position inclinée Terre-Neuve/Islande à une position latitudinale à la hauteur de l'Ibérie proche de celle qu'il occupait au cours du dernier maximum glaciaire. La calotte se développe donc de nouveau au cours du Dryas récent, oblitère l'émissaire du St-Laurent, la circulation thermo-haline se rétablit et le Gulf Stream reprend de la vigueur. Pour certains auteurs, le Dryas récent ne serait que l'équivalent d'un mini-événement de Heinrich (parfois noté H0) marquant la fin de la dernière période glaciaire.

 Voir fig. 23.21

 Voir fig. 23.16

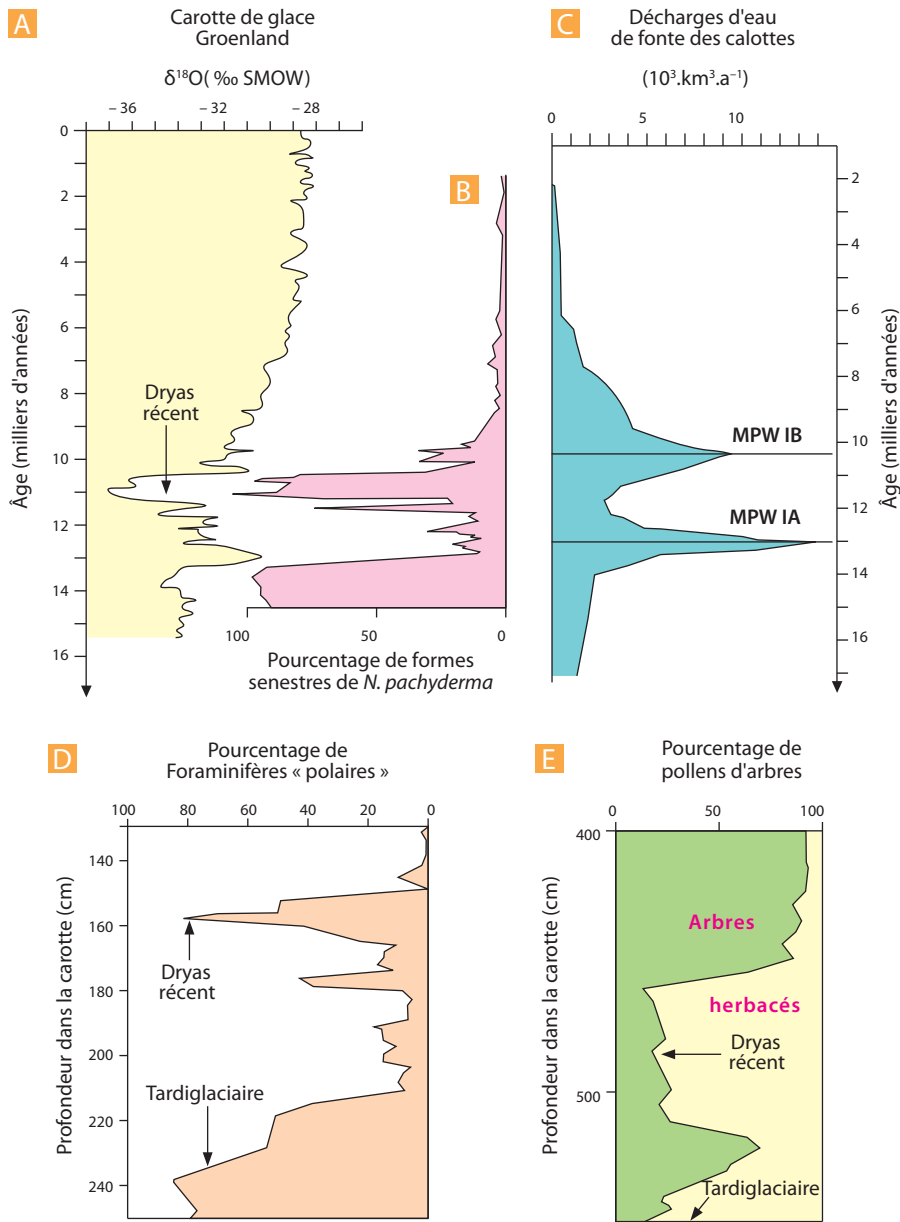


Figure 24.12 Divers enregistrements de l'épisode de refroidissement du Dryas récent et des « MPW ».

- A.** Évolution du rapport isotopique de l'oxygène dans une carotte de glace au Groenland.
- B.** Augmentation, au cours du Dryas récent, du pourcentage d'individus de *N. pachyderma* (foraminifère planctonique) à enroulement senestre dans une carotte sédimentaire au sud de la Norvège (la forme senestre caractérise les eaux froides, le forme dextre les eaux chaudes).
- C.** Fluctuations des décharges d'eau douce (« MPW », *meltwater pulse*) dans l'océan (fonte des calottes glaciaires) déduites des données isotopiques et des variations du niveau marin. On notera deux brusques accélérations des décharges d'eaux de fonte vers - 13 000 et vers - 10 500 ans qui encadrent le Dryas récent.
- D.** Augmentation au cours du Dryas du pourcentage d'espèces de foraminifères planctoniques « polaires » dans les assemblages d'une carotte sédimentaire au large de l'Irlande
- E.** Diminution du pourcentage de pollens d'arbres au profit des herbacées de toundras dans les sédiments continentaux d'Écosse.

Figure 24.13 Le Lac Agassiz.

C'était le plus grand des lacs proglaciaires (voir chap. 26.3) qui se sont formés en bordures de l'indlandsis des Laurentides au cours de la dernière déglaciation. La figure donne son extension par rapport aux États américains et aux lacs résiduels actuels. Son nom est un hommage au géologue d'origine suisse Louis Agassiz (1807-1873) qui, le premier, démontra l'existence d'un âge glaciaire dans l'histoire de la Terre. Ce lac avait au maximum de son extension une surface proche de celle de la France. Pour certains auteurs, sa vidange dans l'Atlantique Nord aurait dérégulé la circulation océanique et provoqué l'événement froid du Dryas récent (fig. 24.12). Pour d'autres, sa vidange ne serait responsable que d'un bref (200 ans) événement froid survenant vers 8200 ans BP.



24.4.6 L'Optimum médiéval et le Petit âge glaciaire

Après l'épisode du Dryas récent, la déglaciation va se poursuivre sans perturbation notable de la circulation jusqu'à l'optimum climatique de l'Holocène. Au cours de la période historique, l'étude des cernes des arbres (dendrochronologie) et des archives montre cependant des fluctuations relativement importantes qui font la transition avec le quatrième ordre de fluctuation. Ainsi, une légère augmentation des températures moyennes, de l'ordre de 0,3 °C, est centrée sur les années 1 200 (Optimum médiéval) et un net refroidissement survient entre les années 1500 et 1850 (Petit âge glaciaire). Pour certains, le « Petit âge glaciaire » (ou PAG), au cours duquel les températures moyennes chutent de plus de 0,5 °C, serait assimilable à une oscillation climatique de type Dansgaard-Oeschger mais l'effet de la variation de la radiation solaire est sans doute également important (cf. *infra* chap. 24.4.1).

Encart 24.4 – Climat et circulations océaniques

L'étude de ces différentes oscillations climatiques haute fréquence (Événements de Heinrich, cycles de Dansgaard-Oeschger, Dryas récent, oscillations historiques) met en évidence le rôle majeur des circulations océaniques vis-à-vis de la stabilité climatique au cours du Quaternaire. Dès 1985, W. Broecker avait attiré l'attention de la communauté scientifique sur le rôle de la circulation thermo-haline dans le contrôle du climat terrestre.

La région de la mer de Norvège, du Groenland et du Labrador, lieu de formation de l'eau profonde nord atlantique (NADW) paraît être le point le plus sensible du système climatique terrestre. Ainsi, la quantité d'eau douce arrivant dans cette région par la fonte des glaces, les fleuves et les pluies est un paramètre majeur

susceptible de faire basculer le climat. En réduisant la densité des eaux dans cette région, on peut limiter la circulation océanique profonde et le retour d'eau chaude en surface.

E. Bard (2004) propose une ébauche de modèle reliant le mode de circulation océanique et les fluctuations climatiques : une légère augmentation du flux d'eau douce en mer de Norvège par rapport à l'actuel (F_1) n'entraînerait qu'une légère diminution de la convection profonde et une baisse de température modérée sur l'Atlantique Nord.

Il existerait cependant un seuil critique (F_2) d'apport d'eau douce, au-delà duquel, la circulation profonde disparaît totalement, ce qui conduirait à un refroidissement de l'ordre de 5 °C sur l'Atlantique Nord et les continents

 Voir fig. 23.21 et 23.22

voisins. Du fait d'un retard entre la cause et ses effets (phénomène d'hystérésis), le retour aux conditions chaudes d'origine ne peut se faire que si le flux d'eau douce diminue fortement pour atteindre une valeur (F_3) très inférieure à la valeur initiale (F_2). Les valeurs de F_2 et F_3 et pour une grande part de F_1 ne sont pas définies actuellement et dépendent fortement de conditions externes au système océan/atmosphère comme l'insolation et les paramètres orbitaux, le volume des glaces et la teneur de l'atmosphère en gaz à effet de serre.

De même, pour expliquer la détérioration climatique de la transition Éocène/Oligocène (vers 33 Ma, *fig. 24.8* et *24.20*), l'ouverture des passages de Drake et de Tasmanie a été évoquée. En permettant l'établissement du courant circumpolaire de l'océan Austral, elle aurait entraîné l'**isolement climatique de l'Antarctique** et son entrée en glaciation.

Toutefois les modélisations récentes font plutôt jouer un rôle majeur à l'effet de serre et au forçage orbital et un rôle plus secondaire à l'établissement du courant circumpolaire.

Bard et Rickaby (2009) tendent à faire jouer un rôle important, du type de celui du Gulf Stream, au courant chaud des Aiguilles (déroit du Mozambique et Sud du Cap de Bonne Espérance) dont la variation spatio-temporelle (en liaison avec la position latitudinale du front subtropical et des vents d'ouest) pourrait, en ramenant plus ou moins d'eaux chaudes de l'océan Indien tropical vers l'Atlantique Sud, influencer sur le climat et la circulation profonde de l'Atlantique. L'ouverture ou la fermeture de ce « passage » des Aiguilles pourrait expliquer pourquoi certaines périodes glaciaires (stades isotopiques 12 et 10 par exemple) sont particulièrement rigoureuses (*fig. 36.7*).

24.5 LES FLUCTUATIONS CLIMATIQUES DE QUATRIÈME ORDRE

Ces variations minimales de température (1-5 °C) se développent sur des temps très courts (*fig. 24.3*). Elles correspondent aux cycles d'activité du soleil, aux éruptions volcaniques, aux oscillations océaniques (El Niño, *fig. 24.14* ; Oscillation Nord-Atlantique), aux impacts de météorites et aux activités humaines (utilisation des combustibles fossiles).



24.5.1 Les cycles solaires

Les mesures satellitaires, développées à partir de 1978 (*fig. 20.1A*), ont montré des fluctuations de l'ordre $2 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ du rayonnement solaire au sommet de l'atmosphère selon un cycle de 11 ans (cycle solaire). Ces fluctuations du rayonnement sont en phase avec la fréquence des taches solaires à la surface de l'étoile.

Ces cycles de haute fréquence se superposent à des évolutions de plus basse fréquence, ainsi à l'échelle historique le rayonnement solaire aurait fluctué depuis des valeurs de l'ordre de $1363 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$ vers l'an 1450 jusqu'à la valeur moyenne actuelle de $1368 \text{ W} \cdot \text{m}^{-2}$. Cette évolution se fait selon un cycle plus ou moins séculaire avec des minima d'activité de l'ordre de quelques décennies au cours desquels les taches solaires sont pratiquement absentes. L'un de ces minima (Maunder minima), particulièrement bien documenté, est survenu entre 1645 et 1715. On admet que durant ces minima, l'activité solaire était réduite de 0,25 %. La comparaison avec la dendrochronologie des arbres laisse penser que ces fluctuations pourraient rendre compte des épisodes les plus froids du « Petit âge glaciaire » (*fig. 24.20-E*). Les modèles climatiques suggèrent que la persistance d'une activité solaire réduite de 0,25 % pendant quelques dizaines d'années puisse induire une baisse des températures moyennes comprise entre 0,2 et 0,5 °C par rapport à celles de la fin du xx^e siècle.

Pour certains auteurs (G. Bond, 2001) ces variations de haute fréquence se superposeraient à des cycles d'activité solaire de plus basse fréquence (de l'ordre de 1 500 ans) ; ainsi l'ensemble des fluctuations comportant l'Optimum médiéval et le Petit âge glaciaire (*fig. 24.20-E*) pourrait alors représenter le dernier de ces cycles. L'impact d'une activité solaire minimum pourrait être amplifié

par les modifications de circulation dans l'Atlantique Nord (baisse des températures concentrée sur l'Europe et l'Amérique du Nord) et par l'augmentation résultante du rayonnement cosmique sur Terre (qui générerait un développement de la nébulosité).

Ainsi une part non négligeable de l'augmentation de la température moyenne (0,8 °C) observé depuis le milieu du XIX^e siècle (fig. 24.14 et 24.15) pourrait provenir de la lente augmentation du rayonnement solaire à partir de 1750.

L'enregistrement du flux solaire par les sondes satellitaires depuis 1980 (fig. 20.1A) est l'objet de débats. Pour certains, ces courbes présenteraient une dérive générale positive correspondant à une augmentation du rayonnement solaire de l'ordre de 0,005 % par an tandis que d'autres études postulent une absence de dérive ou la réduise aux corrections des données brutes et/ou à une détérioration des sondes dans l'espace.

24.5.2 Les éruptions volcaniques

Les éruptions volcaniques provoquent des fluctuations climatiques d'échelle annuelle. Lors de fortes éruptions explosives, outre les poussières émises dans l'atmosphère, du SO₂ est éjecté dans la stratosphère où il se transforme en particules de sulfate qui bloquent une partie du rayonnement solaire. Il en résulte un refroidissement du climat dans l'année qui suit l'éruption (fig. 24.14). Les effets climatiques de l'éruption du Pinatubo (Philippines), en 1991, ont été bien étudiés : la température de l'été suivant a été plus basse de -0,6 °C, conduisant à un refroidissement annuel de -0,3 °C.

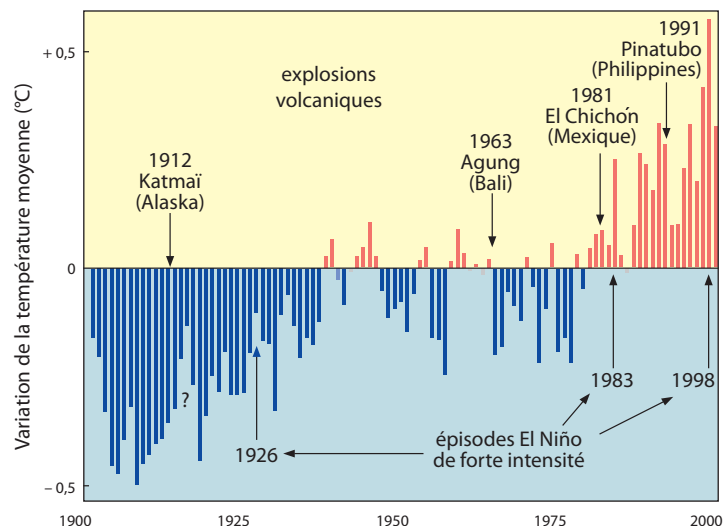


Figure 24.14 Impacts des grandes éruptions explosives volcaniques (refroidissement) et des oscillations océaniques El Niño de fortes intensités (réchauffement) sur la moyenne des températures mondiales.

Le faible impact climatique de l'éruption du Katmaï peut être dû soit à sa position géographique (hautes latitudes) qui limite son influence sur le climat global, soit à une conjonction avec une oscillation océanique de forte intensité mal documentée. Cela peut être aussi dû à une émission relativement faible d'aérosols, comme on a pu l'observer pour l'éruption du Mont St-Helens (États-Unis, 1980) qui n'a eu qu'une influence minimale sur les températures. On notera l'augmentation d'au moins 0,6 °C des températures moyennes au cours du siècle (fig. 24.15). Cette évolution est interrompue par un léger refroidissement entre 1940 et 1975.

En 1883, l'éruption du Krakatoa (Indonésie) a induit une baisse des températures qui n'a été résorbée qu'au bout de quatre à cinq années. De même, l'année 1816 est restée dans les annales météorologiques comme « l'année sans été » (givre et neige en juin et juillet) accompagnée de mauvaises récoltes en Europe et en Amérique du Nord. On relie cette perturbation climatique ($-0,7^{\circ}\text{C}$ de température moyenne) à l'éruption du Tambora (Indonésie) en 1815 qui, survenant après celles des Açores (1811) de la Soufrière de Saint-Vincent (Antilles) et de l'Awu (Indonésie) en 1812, du Vésuve en 1813 et du Mayon (Philippines) en 1814, acheva de charger la stratosphère en aérosols.

Lorsque l'éruption se produit dans la zone intertropicale, les particules de sulfates se répandent sur les deux hémisphères qui subissent alors la fluctuation climatique. Lorsqu'elle se produit à de plus hautes latitudes, seul un des hémisphères est concerné. Les particules de sulfates sont éliminées en 3 à 4 années et les éruptions volcaniques n'influent sur l'évolution à moyen terme du climat que lorsqu'elles se répètent de nombreuses fois à intervalles rapprochés, ce qui n'a pas été le cas au cours du xx^{e} siècle.

24.5.3 Les oscillations océaniques

La plus connue, l'oscillation El Niño ou ENSO (*El Niño Southern Oscillation*), peut provoquer dans le Pacifique Central des augmentations de la température des eaux de surface de l'ordre de 2 à 5 $^{\circ}\text{C}$. Il en résulte des augmentations des températures moyennes mondiales de l'ordre de + 0,1 $^{\circ}\text{C}$. Les épisodes El Niño de fortes intensités (1926, 1983, 1998) sont particulièrement bien enregistrés (fig. 24.14) mais n'influent pas sur l'évolution à moyen terme du climat.

Voir fig. 23.19

24.5.4 Les activités anthropiques

Les différentes synthèses de l'évolution des températures au cours du dernier millénaire s'accordent pour mettre en évidence une augmentation conséquente des températures au cours du xx^{e} siècle. Ainsi les travaux de Mann *et al* (1999) montrent d'abord un refroidissement progressif et graduel entre les années 1000 et 1900, de l'ordre de $-0,3^{\circ}\text{C}$ par rapport à la période 1961-1990 prise comme référence (fig. 24.15). On observe ensuite une augmentation brutale des températures (+ 0,6 $^{\circ}\text{C}$ de variation) au cours du dernier siècle où les températures atteignent un niveau jamais observé au cours du millénaire.

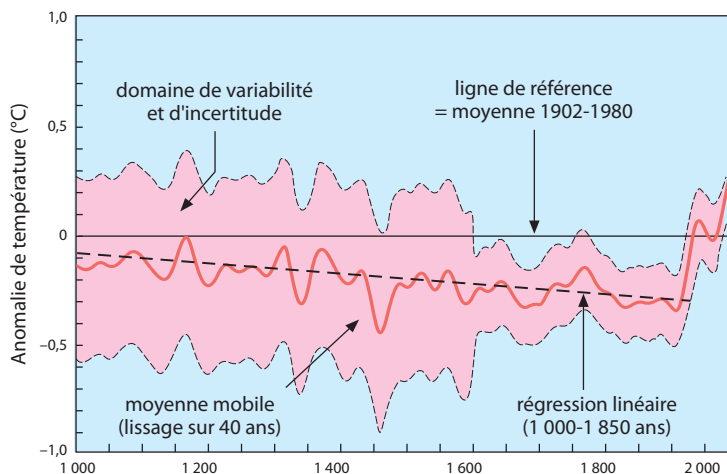


Figure 24.15 Évolution des températures au cours du dernier millénaire (d'après Mann *et al.*, 1999).

La courbe rouge représente l'évolution des anomalies thermiques par rapport à une base de référence arbitraire : la moyenne des températures sur la période 1961-1990. Il s'agit d'une courbe lissée (moyenne mobile sur 40 ans), les courbes enveloppes (zone rose) délimitent l'intervalle des fluctuations annuelles et le domaine d'erreur dans les reconstitutions. On notera la brusque inversion de tendance au début du xx^{e} siècle.

Cette augmentation des températures peut être mise en regard de nombreuses autres observations telles que :

- le retrait des glaciers de montagnes et des calottes glaciaires et des glaces de mer (*fig. 24.16A*). Si le retrait des glaciers de montagnes est évident, à grande échelle, son estimation est assez délicate car d'une part on manque de données scientifiques précises dans beaucoup de régions pour le début du xx^e siècle et d'autre part, leur évolution peut répondre à des conditions climatiques régionales (notamment la pluviométrie). Ainsi certains glaciers de la zone atlantique ont avancé au cours du refroidissement des années 1960 et 1970. Pour les calottes glaciaires, les données satellitaires montrent une diminution de la surface couverte par les glaces de mer en Arctique de l'ordre de 6 % (*fig. 24.16A*) ;
- l'augmentation de la durée de la saison de croissance des plantes. Les mesures satellitaires de la quantité de chlorophylle produite par la végétation à 45°N ont montré qu'au milieu des années 1990, la croissance commençait une semaine plus tôt au printemps et s'interrompait une semaine plus tard à l'automne par rapport au début des années 1980 ;
- l'augmentation de la couverture nuageuse, de l'ordre de 10 % sur l'Amérique du Nord et de 6 % sur l'Australie entre 1900 et 1990, qui serait due à une augmentation de l'évaporation en réponse à l'élévation de la température de surface ;
- l'augmentation du niveau moyen des mers. Si les différentes estimations divergent dans le détail (*fig. 24.16B*), elles s'accordent sur une tendance générale sur une élévation de l'ordre de 12 à 15 cm au cours du xx^e siècle. Le phénomène semble s'accélérer, les mesures des satellites Topex-Poséidon puis Jason-1 indiquent une élévation moyenne du niveau marin de $2,8 \pm 0,3$ mm/an au cours de la période 1993-2004. La part des différents processus mis en jeu dans cette montée du niveau marin pourrait être la suivante :

	Estimation	Intervalle de variation
Expansion thermique		
Eaux de surface	+ 5 cm	+ 1,5 à +7 cm
Eaux profondes	?	?
Fonte des glaces		
Glaciers de montagnes	+ 3 cm	+ 2 à + 4,6 cm
Antarctique	?	- 10 à +13 cm
Groënland	+ 2,5 cm	+ 2,3 à +2,5 cm
Somme	+ 10,5 cm	- 4 à +27 cm
Observations	+ 15 cm	+12 à +20 cm

Encart 24.5 – Niveau marin, glaces de mer, glaces continentales

Par raccourci, on postule très souvent que seul le volume des glaces stockées sur les continents (montagnes, inlandsis) modifie le niveau marin et que le volume des glaces de mer n'a aucun impact car l'eau de fonte occupe alors exactement le même volume que la glace occupait (principe d'Archimède). En fait cela n'est vrai que si eau de mer et glace ont même salinité, ce qui est loin d'être le cas. Néanmoins ces variations de volume sont minimes par rapport à celles engendrées par le stockage et la fonte des glaces continentales.

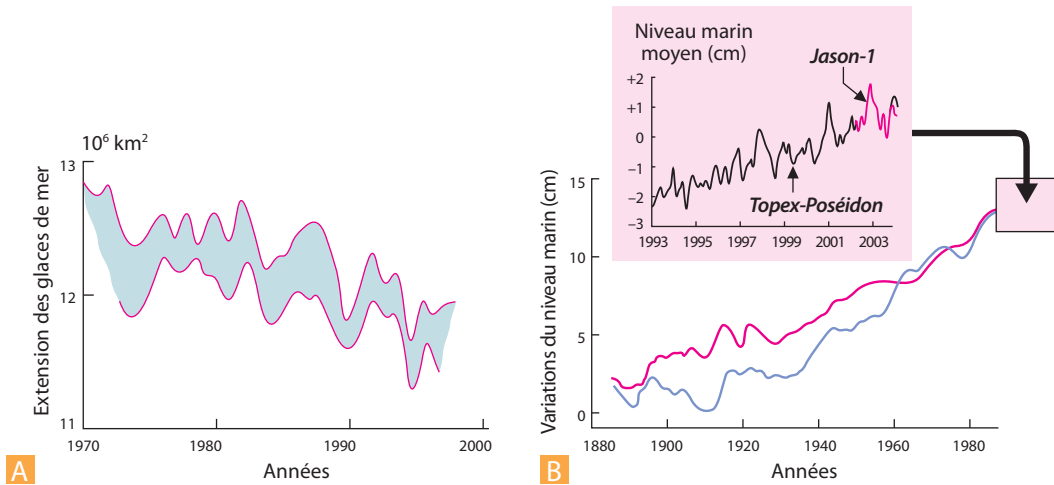


Figure 24.16 Variations de la surface couverte par les glaces de mer au cours du xx^e siècle et fluctuations du niveau marin.

- A.** Les mesures satellitaires (courbes enveloppes) de la surface de l’océan Arctique couverte par des glaces de mer montrent une fonte de l’ordre de 6 %.
- B.** Deux estimations de la montée séculaire du niveau marin. Les deux estimations diffèrent dans le détail mais concordent sur la tendance générale. Pour la période 1993-2004, les données proviennent des observations des satellites *Topex-Poséidon* puis *Jason-1*. La référence zéro est arbitraire, elle correspond à la moyenne des observations des marégraphes sur la période considérée.

On observe une augmentation spectaculaire des gaz à effet de serre, liée à l’activité humaine au cours des deux derniers siècles. La teneur en CO₂ de l’atmosphère, qui fluctuait entre 180 et 290 ppm au cours du Quaternaire, atteint actuellement 412 ppm tandis que celle du CH₄ est passée d’un niveau compris entre 300 et 700 ppb, à 1 870 ppb (fig. 24.17). L’augmentation anthropique du CO₂ (fig. 24.17A) résulte principalement du développement de l’agriculture et de l’utilisation des combustibles fossiles (fig. 24.17B). Pendant tout le XVIII^e et une grande part du XIX^e siècles, la source principale des émissions de carbone est le développement du chauffage au bois et au charbon de bois et l’intensification de l’agriculture sur brûlis. À partir du XX^e siècle, l’utilisation des combustibles fossiles devient le facteur prépondérant.

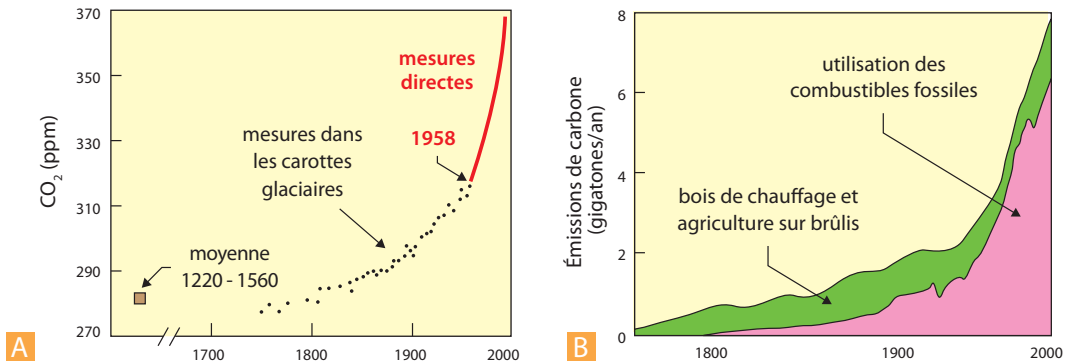


Figure 24.17 L’augmentation d’origine anthropique de la teneur en CO₂ de l’atmosphère.

- A.** Augmentation de la teneur atmosphérique du CO₂ au cours de l’époque industrielle.
- B.** Part respective des deux principales activités humaines responsables de l’augmentation de la teneur en CO₂ de l’atmosphère.

On admet que seulement environ 55 % du CO₂ anthropique sont relâchés durablement dans l'atmosphère, 15 à 20 % sont piégés dans la biosphère via la photosynthèse et 25 à 30 % dans la partie superficielle (100 m) de l'océan.

Le rôle de l'océan dans le contrôle de la teneur en CO₂ de l'atmosphère est complexe puisqu'il peut être à la fois piège et source de CO₂ (fig. 24.18) en partie du fait de l'évolution de la solubilité des gaz avec la température. Beaucoup d'auteurs francophones, par référence à la littérature anglo-saxonne, utilisent les termes de puits (*sink*) et source (*source*). Sur la majeure partie de la surface océanique, la concentration en CO₂ des eaux est proche de celle de l'atmosphère. Cependant, une partie des eaux chaudes des basses latitudes est enrichie et rétrocede du CO₂ à l'atmosphère tandis que les eaux froides des hautes latitudes, déficitaires, en absorbent. De plus, ces eaux chargées de CO₂, plongent aux hautes latitudes de l'Atlantique Nord et de la mer de Weddell et s'isolent ainsi de l'atmosphère. La circulation profonde représente donc un piège majeur pour le CO₂, ce gaz ne sera rétrocedé à l'atmosphère que dans les zones d'upwelling 2 000 ans plus tard.

Voir fig. 23.21
et 23.22

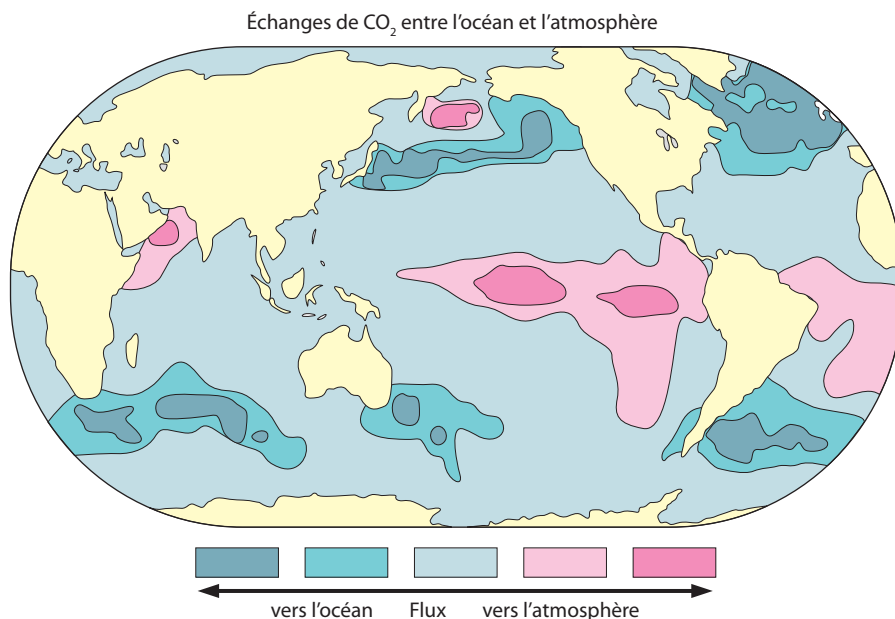


Figure 24.18 Bilan des échanges de CO₂ entre l'océan et l'atmosphère.

Les eaux froides des hautes latitudes absorbent le CO₂ atmosphérique tandis que les eaux chaudes des basses latitudes sont une source de CO₂ pour l'atmosphère.

Comme la teneur en CO₂ est actuellement le facteur limitant de la photosynthèse aérienne, il semble que la biosphère puisse, en réponse à l'augmentation du CO₂ atmosphérique, accroître son piégeage par une productivité supérieure (densité plus importante des tissus végétaux).

Voir fig. 36.11

L'allure de la courbe de l'augmentation anthropique du CH₄ est pratiquement superposable à celle du CO₂ avec des teneurs de l'ordre de 800 ppb avant 1850 et une augmentation exponentielle au cours du xx^e siècle jusqu'à la valeur actuelle de 1 870 ppb.

À l'utilisation des combustibles fossiles, il convient d'ajouter le développement intensif de l'élevage (les ruminants sont une source importante de CH₄) et celui de la culture du riz en Asie qui impose une extension massive des zones marécageuses productrices de CH₄.

La production annuelle de CH₄, estimée à 530 gigatonnes par an au début du XXI^e siècle, serait pour 30 % d'origine naturelle et pour 70 % d'origine anthropique. La production naturelle provient principalement des marécages (160 gt), de l'activité des termites (115 gt) et de l'océan (10 gt) ; les autres sources naturelles ne représentent que 15 gt. Parmi les sources anthropiques, les combustibles fossiles représentent 100 gt, les rizières 80 gt, le bétail 60 gt, les cultures sur brûlis 40 gt, les décharges urbaines 40 gt, les déchets animaux 25 gt et les eaux usées 25 gt.

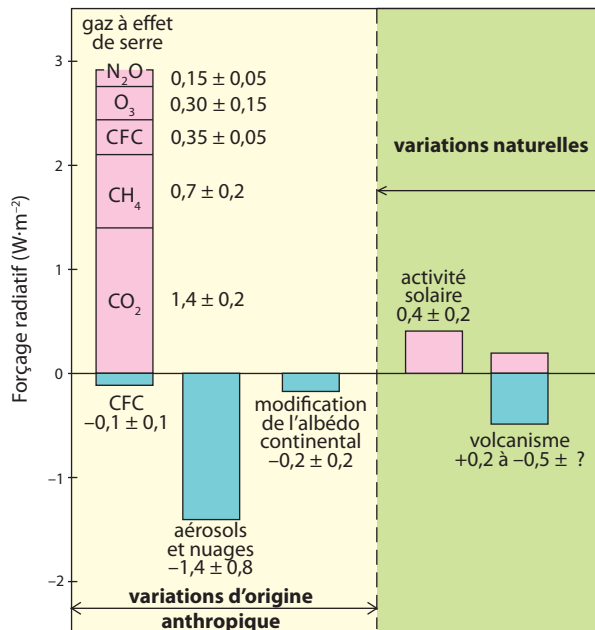
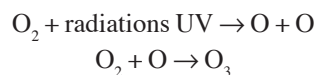


Figure 24.19 Amplitudes respectives de l'influence des activités anthropiques et des phénomènes naturels sur le bilan radiatif de la Terre depuis 1850.

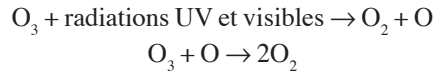
Les paramètres d'origine anthropique susceptibles de modifier le climat sont d'un ordre de grandeur supérieur à celles des variations naturelles.

Une autre contamination industrielle concerne les rejets de sulfates en aérosols qui stagnent dans la basse atmosphère et peuvent provoquer un refroidissement régional et même global du climat. La production anthropique n'a dépassé le niveau des productions naturelles (20 à 34 gigatonnes de SO₂ par an en fonction de l'importance des éruptions volcaniques) que vers 1950 pour atteindre un niveau 80 gt en 2000. Le phénomène tend à se réduire aux États-Unis et en Europe occidentale du fait de l'adoption de normes limitant les taux de rejet par les cheminées d'usine. Néanmoins on observe sur les cartes de répartition des teneurs 3 panaches, étirés vers l'est par les circulations atmosphériques, sur les États-Unis, l'Europe et la Chine où les teneurs en SO₄ sont supérieures à 10 mg · m⁻³. L'importance du refroidissement provoqué par les sulfates est encore débattue car les aérosols favorisent aussi la condensation des nuages qui ont un effet inverse. Néanmoins on s'accorde pour admettre que les émissions de sulfates ont limité et retardé le réchauffement provoqué par l'augmentation des gaz à effet de serre au cours du xx^e siècle.

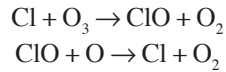
L'activité humaine joue aussi un rôle vis-à-vis des concentrations atmosphériques de l'ozone. Ce gaz est produit dans la stratosphère et la partie supérieure de la troposphère sous l'action des radiations UV :



En présence de radiations de plus grande longueur d'onde (domaine du visible), l'ozone est détruit plus rapidement qu'il n'est produit :



Les chlorures, les fluorures et les bromures peuvent catalyser ces réactions :



Aussi l'augmentation de la teneur atmosphérique en chlorofluorocarbures ou CFC, composés utilisés dans les systèmes réfrigérants, les installations d'air conditionné et les bombes aérosols (propulsants), a été rendu responsable de la réduction de la couche d'ozone qui protège la planète des radiations. L'utilisation des CFC est maintenant réduite ; leur production était passée de 800 000 tonnes à la fin des années 1970 à 130 000 tonnes à la fin des années 1980 tandis que durant la même période la concentration en ozone au niveau de l'Antarctique a chuté de 40 % par rapport au niveau de 1960. Les CFC ont un temps de résidence atmosphérique assez long (de l'ordre de la centaine d'années), aussi malgré l'accord sur la réduction de leur production, leur teneur risque d'augmenter dans l'atmosphère pendant plusieurs dizaines d'années.

En détruisant la couche d'ozone les CFC limitent l'effet de serre mais les CFC ont un potentiel d'absorption propre du rayonnement infrarouge 10 000 fois plus fort que celui du CO₂. Leur impact sur le réchauffement peut donc être très conséquent (*fig. 24.19*).

24.6 SYNTHÈSE DES VARIATIONS CLIMATIQUES DEPUIS LE MÉZOZOÏQUE

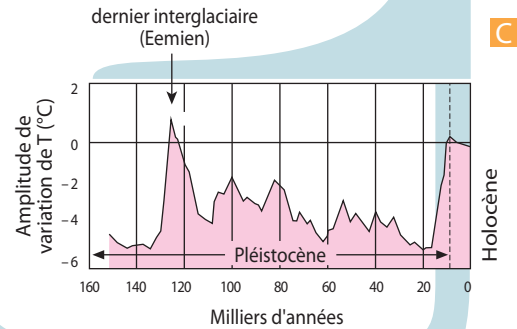
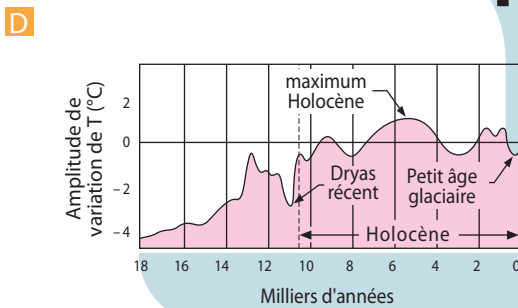
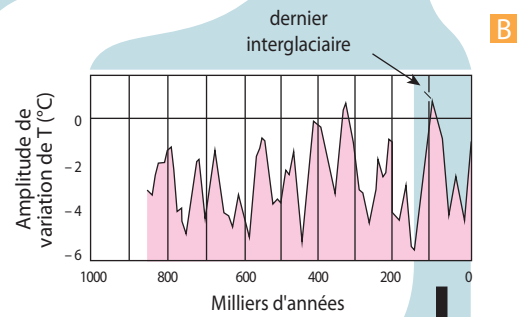
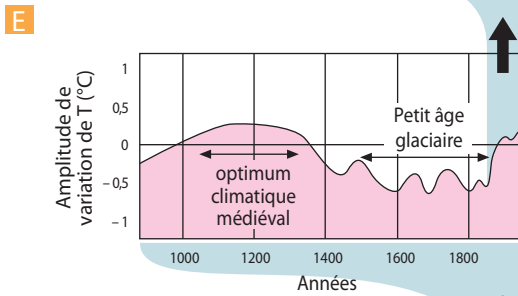
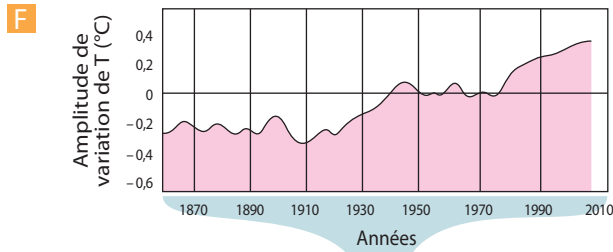
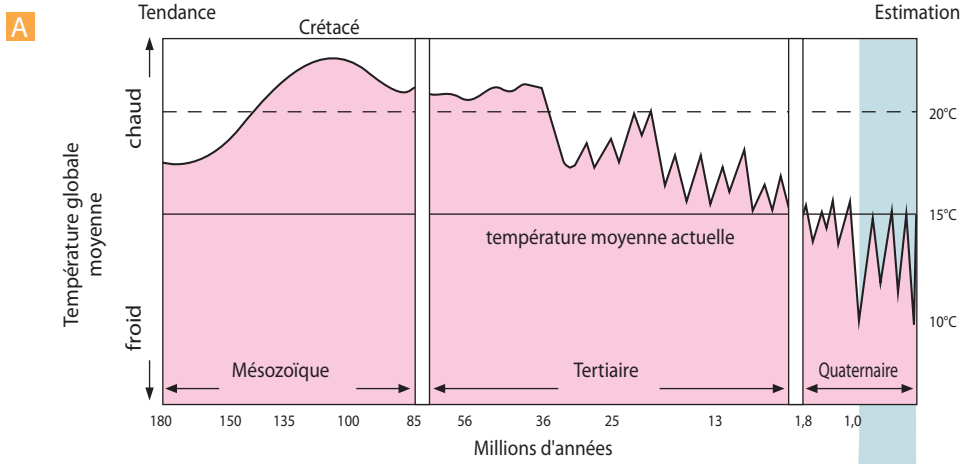
Nous avons déjà évoqué le fait que les éruptions volcaniques et les oscillations océaniques ne pouvaient pas rendre compte de la tendance générale à l'augmentation des températures, observée au cours du xx^e siècle. La fluctuation de l'activité solaire est sans doute responsable d'une partie du réchauffement mais la plus grande part semble revenir à l'activité humaine. D'une façon générale, les fluctuations, observées depuis 1850, des paramètres d'origine anthropique susceptibles de modifier le climat sont d'un ordre de grandeur supérieur à celles des variations naturelles (*fig. 24.19*). Quoiqu'il en soit, si l'on veut réellement comprendre l'impact des activités humaines sur le climat et évaluer leurs dangers sur son évolution, il convient de replacer les observations faites au cours des derniers siècles dans le cadre des fluctuations géologiques du climat. La figure 24.20 tente une synthèse générale de l'évolution des températures moyennes depuis le Mésozoïque en y replaçant les fluctuations de moyennes et hautes fréquences survenues au cours des derniers 800 millions d'années.



Voir chap. 25

Figure 24.20 Évolution à long terme de la température moyenne de la Terre depuis le Mésozoïque et amplitudes des fluctuations de moyenne et haute fréquence au cours des derniers 800 millions d'années.

Les estimations de la température moyenne pour les périodes anciennes sont assez délicates, les différents modèles postulent une différence de température moyenne de l'ordre de 5 à 12 °C entre l'actuel et le Crétacé. On peut donc raisonnablement borner les températures entre 22 °C et 25 °C pour le Crétacé (courbe A).



À retenir

- Les reconstitutions paléoclimatiques sont basées sur le principe d'uniformitarisme et utilisent les données issues de la paléontologie, de la sédimentologie et de la géochimie.
- Au cours des temps géologiques, le climat terrestre montre des fluctuations d'ordre variable en termes de durée et d'intensité. Les fluctuations de premier ordre correspondent à la mise en place des conditions générales du climat terrestre (développement de l'atmosphère et mise en place de l'effet de serre), elles s'étalent sur des durées de l'ordre du Ga.
- Les fluctuations de second ordre (10 à 100 Ma) sont sous le contrôle de la tectonique globale (répartition des océans et continents, modifications des circulations océaniques) et correspondent aux alternances de périodes glaciaires (*icehouse*) et de périodes chaudes (*greenhouse*). Au cours d'une de ces périodes *icehouse* (Varangien), la Terre aurait pu être totalement recouverte de glace (théorie de la Terre boule de neige). De même, la concentration en CO₂ de l'atmosphère a brutalement baissé à la fin de l'Ère primaire, entre 300 et 400 Ma, en relation avec la colonisation du milieu aérien par les plantes vasculaires.
- Les fluctuations de troisième ordre correspondent à la transition de la haute fréquence géologique (paramètres orbitaux de Milankovitch) à l'échelle historique. Cela correspond aux glaciations du quaternaire (Donnau, Biber, Günz, Mindel, Riss et Würm), aux événements de Heinrich, aux cycles de Dansgaard-Oeschger, aux « MPW » (*meltwater pulses*), au Dryas récent et pour, l'échelle historique, à l'optimum climatique médiéval et au petit âge glaciaire.
- Les fluctuations de quatrième ordre se développent sur des temps très courts. Elles correspondent aux cycles d'activité du soleil, aux éruptions volcaniques, aux oscillations océaniques (El Niño, Oscillation Nord-Atlantique), aux impacts de météorites et aux activités humaines (utilisation des combustibles fossiles). À cette échelle, les fluctuations des paramètres d'origine anthropique susceptibles de modifier le climat sont d'un ordre de grandeur supérieur à celles des variations naturelles.