

# Chapitre 27

## Climat et variabilité climatique

### Cours

#### PLAN DU CHAPITRE

- 1 La variabilité climatique à courte échelle de temps
- 2 Reconstitution des paléoclimats
- 3 Les facteurs influant sur l'évolution des climats
- 4 Les forçages radiatifs
- 5 Changements climatiques anthropiques

#### ZOOM

- 1 L'utilisation des rapports isotopiques de l'oxygène
- 2 L'utilisation des rapports isotopiques du carbone
- 3 Les archives glaciaires et leur interprétation

#### INTRODUCTION

Le climat terrestre découle au premier ordre des interactions entre l'énergie solaire incidente et les enveloppes externes de la planète. Sa variabilité naturelle se manifeste sur des échelles de temps diverses (annuelles, mais aussi plurimillénaires) et peut être déduite de différents types d'archives, sédimentaires ou glaciaires.

- ➔ Quelles sont les manifestations de la variabilité climatique à courte ou à longue échelle de temps ?
- ➔ Quels sont les facteurs à l'origine de cette variabilité ? Quels sont les impacts des activités humaines sur le climat ?

### 1 La variabilité climatique à courte échelle de temps

La **mousson** est un exemple de couplage entre atmosphère et océan.

La **mousson d'été indienne** sévit notamment en Inde pendant les mois de juin à septembre. Elle est la source de précipitations très abondantes, nécessaires au renouvellement des réserves mais responsables aussi, parfois, d'inondations catastrophiques.

Au cours de cette période estivale, du fait de l'inclinaison de l'axe de la Terre, la zone de convergence intertropicale (équateur météorologique) est décalée vers le nord, l'Inde se trouvant ainsi au sud de celle-ci. Elle peut alors être balayée par des alizés venant du sud et franchissant l'équateur géographique.

À cette période, le continent indien est fortement surchauffé, ce qui provoque une ascendance d'air de faible densité et en fait une zone de basse pression (zone dépressionnaire). À l'inverse, l'océan Indien garde une température plus basse avec une zone anticyclonique dans le sud de l'océan (figure 27.1a et b)

Il existe donc un gradient de pression de part et d'autre de l'équateur géographique et qui permet aux alizés de l'hémisphère austral d'atteindre le continent indien et l'hémisphère Nord. Ils subissent alors une déviation vers la droite du fait de la force de Coriolis et balayent l'Inde du sud-ouest vers le nord-est. L'humidité, dont les alizés sont chargés à la suite de leur passage sur l'océan Indien, alimente les pluies torrentielles. Ce phénomène de la mousson d'été s'apparente ainsi, mais à une autre échelle, à celui d'une brise de mer.

Il existe également une **mousson d'hiver indienne** qui s'installe de décembre à mars (figure 27.1b). La zone de convergence intertropicale (équateur météorologique) est alors décalée dans l'hémisphère sud. Le continent asiatique est le siège d'une cellule anticyclonique alors que l'océan fonctionne comme une zone dépressionnaire. Les alizés de l'hémisphère nord, secs, balayent l'Inde du nord-est vers le sud-ouest, traversent alors l'équateur géographique et parviennent dans l'hémisphère sud où ils sont déviés vers la gauche. Cette mousson sèche d'hiver s'apparente alors à une brise de terre.

**Remarque**

Un phénomène comparable à la mousson d'été indienne se manifeste, en été, mais avec davantage d'irrégularité sur l'Afrique de l'Ouest. La zone saharienne fonctionne comme zone anticyclonique. Le décalage vers le nord de la zone de convergence intertropicale permet la venue sur l'Afrique subsaharienne d'alizés venus du sud, chargés d'humidité du fait de leur passage au-dessus du golfe de Guinée. La zone de pluie reste cependant limitée.

De manière générale, la mousson est ainsi un phénomène saisonnier qui est la conséquence du fort contraste thermique qui se crée entre l'océan et le continent et qui modifie le régime des vents en lien avec la position de la zone de convergence intertropicale.

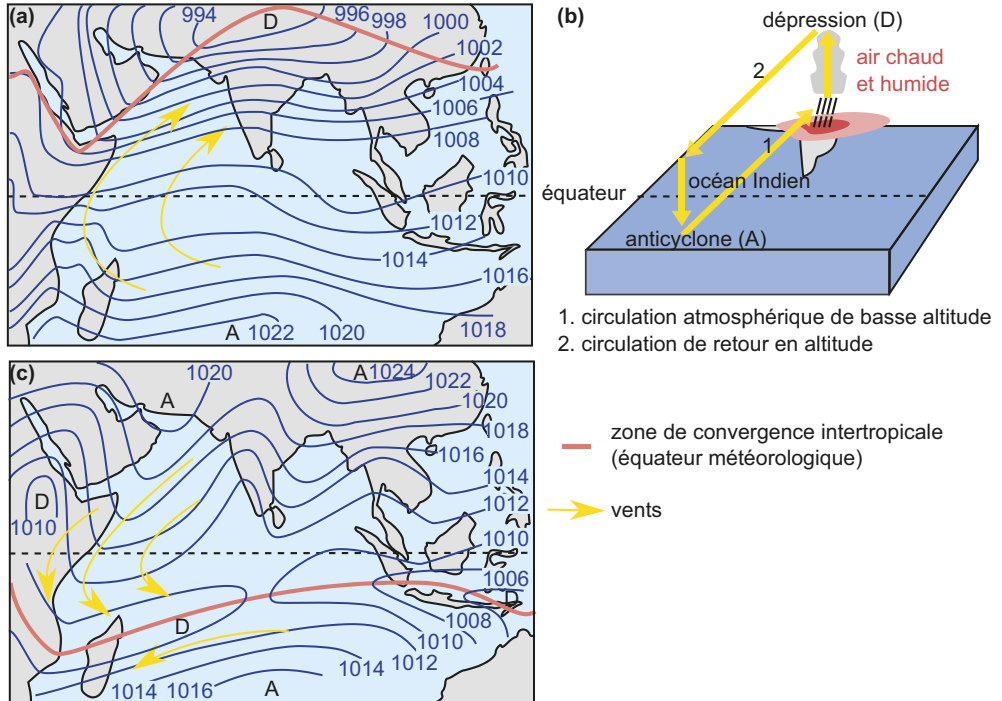


Figure 27.1 La mousson indienne d'été (a) et (b) et d'hiver (c).

## 2 Reconstitution des paléoclimats

### 2.1 Les marqueurs sédimentaires

#### a) Les roches associées aux environnements glaciaires

Au cours du Quaternaire, se sont succédé différents épisodes glaciaires à l'origine du modèle caractéristique de certains paysages : morphologie en auge des vallées, affleurements striés par le frottement de la glace. Les témoignages sédimentaires des glaciations sont les **moraines**. Celles-ci constituent des formations détritiques, avec des débris de toutes tailles, anguleux, mal classés et souvent striés, contenus dans une matrice à grains fins. Elles dessinent généralement des cordons, peu à peu érodés après la disparition des glaciers.

Au-delà du Quaternaire, ces caractères permettent d'identifier des moraines fossiles, ou tillites, et de reconnaître des glaciations anciennes, jusqu'au Protérozoïque.

Le **loess** ou limon des plateaux, déposé par exemple dans le bassin de Paris au Quaternaire est un autre marqueur interprété comme un dépôt périglaciaire éolien, mis en place dans un climat froid.

#### b) Les roches témoins des conditions d'altération

Les bauxites sont les principaux minerais d'aluminium, le minéral étant la gibbsite (hydroxyde d'aluminium). Elles constituent les produits d'altération de roches magmatiques dans des conditions d'hydrolyse poussée, révélatrices d'un climat chaud et humide. Des gisements existent en Provence et en Languedoc, sous forme de poches creusées dans des karsts jurassiques et crétacés et comblées au Crétacé par les dépôts bauxitiques, issus de l'altération du socle du Massif central alors émergé.

### 2.2 Les marqueurs biologiques : utilisation des fossiles

#### a) Utilisation des fossiles de faciès

Certains fossiles ne se développent que dans certaines conditions environnementales dont ils constituent alors de bons marqueurs : ce sont des **fossiles de faciès** (à bien distinguer des fossiles stratigraphiques). On peut citer par exemple les coraux limités pour l'essentiel aux environnements chauds. Ceux-ci sont en outre d'excellents marqueurs des variations du niveau marin car certaines espèces ne se développent que dans la tranche d'eau superficielle de l'océan. À partir de forages dans les récifs, on peut mesurer leur profondeur par rapport au niveau actuel et les dater. On peut ainsi reconstituer des variations du niveau marin en relation par exemple avec des périodes glaciaires ou interglaciaires (exemple de la montée du niveau marin à la fin du dernier maximum glaciaire). Outre l'évolution récente des coraux, on peut rappeler l'exemple du faciès urgonien (chaînes subalpines), à caractère récifal, interprétée comme un dépôt de plateforme carbonatée peu profonde en climat chaud.

#### b) Les apports de la palynologie

Les pollens des pinophytes et des angiospermes sont généralement conservés dans les sédiments qui s'accumulent dans les tourbières, les marécages ou le fond des lacs. Leur conservation est permise par la grande stabilité de l'exine et leur identification par la forme, l'ornementation et le nombre des ouvertures de celle-ci. Les pollens sont identifiés par comparaison avec les pollens actuels et la reconstitution des conditions climatiques se fonde sur la connaissance des exigences écologiques des espèces actuelles voisines.

Les séquences polliniques analysées sur des carottes obtenues par forage sont utilisées pour reconstituer les variations climatiques au cours du Quaternaire récent (100 000 ans). Les études s'intéressent principalement :

- au **rapport pollinique** AP/NAP, rapport du pourcentage de pollens d'arbres et d'arbustes (AP : *Arboreal Pollen*) sur celui des taxons herbacés (NAP : *Non Arboreal Pollen*). Les taxons

Voir ouvrage de 1<sup>re</sup> année, chapitre 25, zoom 1

Voir ouvrage de 1<sup>re</sup> année, chapitre 25 § 2.1 et TP 20

Voir ouvrage de 1<sup>re</sup> année, chapitre 28

herbacés prédominant en période sèche et froide (AP/NAP faible) alors que les taxons ligneux se développent lors des réchauffements (AP/NAP élevé) ;

- à la reconnaissance de taxons (genres, espèces) à signification écologique : taxons ubiquistes comme le pin et le bouleau, espèces pionnières comme le genévrier, espèces thermophiles telles que le chêne et le noisetier, espèces liées au froid sec (armoise)...

### c) Les analyses isotopiques des tests carbonatés

Les organismes marins, notamment les foraminifères, construisent leurs tests à partir des carbonates présents dans les eaux, eux-mêmes impliqués dans des équilibres chimiques avec l'eau de mer. Les molécules d'eau peuvent contenir deux isotopes stables de l'oxygène, l'oxygène 16 très majoritaire et l'oxygène 18 très faiblement représenté. La mesure des rapports isotopiques d'une eau  $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$  peut être rapportée à un rapport standard ce qui définit le  $\delta^{18}\text{O}$ .

Différents processus sont susceptibles de fractionner les deux isotopes, c'est-à-dire de modifier leur rapport par rapport à une source initiale : la vapeur d'eau est ainsi plus appauvrie en  $^{18}\text{O}$  que l'eau liquide à partir de laquelle elle s'est formée : l'évaporation est un facteur de fractionnement.

Une calotte glaciaire retient sur le continent de grandes quantités d'eau initialement issues du réservoir marin. Les glaces continentales issues des précipitations sont appauvries en  $^{18}\text{O}$ . Elles sont d'autant plus appauvries que la température est basse, du fait d'un fractionnement plus fort. Le  $\delta^{18}\text{O}$  du réservoir marin augmente alors au cours d'une glaciation. Ceci correspond à l'**effet glaciaire** (figure 27.2).

Cette augmentation peut être enregistrée dans les tests de foraminifères produits au cours de cet épisode puis fossilisés (figure 27.2).

**ZOOM 1**  
L'utilisation des rapports isotopiques de l'oxygène

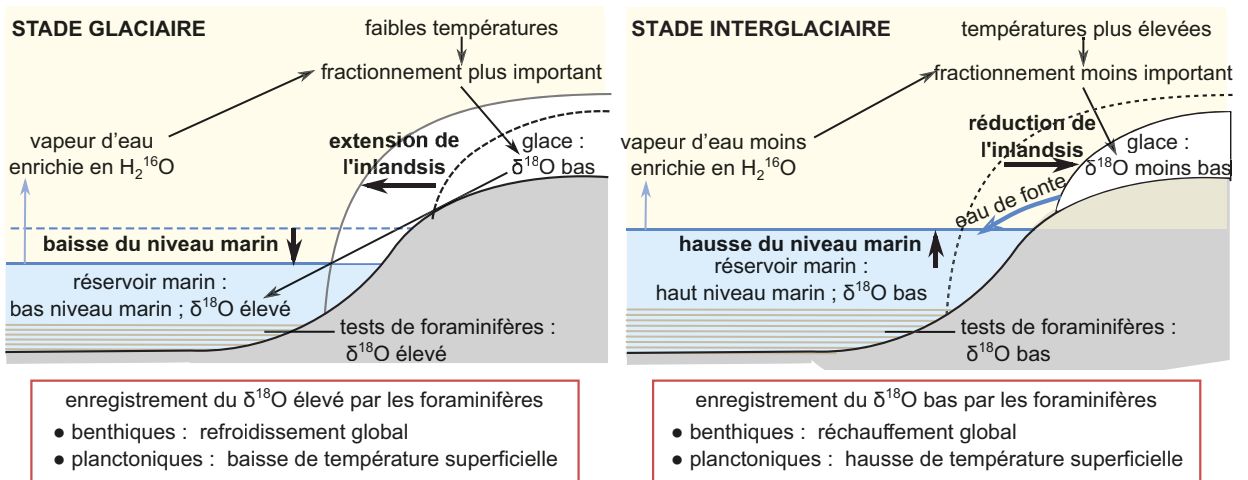


Figure 27.2 Évolution des  $\delta^{18}\text{O}$  au cours d'un cycle glaciaire - interglaciaire.

Une difficulté importante est cependant liée au fait qu'à composition isotopique constante de l'eau de mer, le  $\delta^{18}\text{O}$  d'un carbonate varie aussi avec la température : ces variations, étalonnées au laboratoire, s'expriment par la formule empirique approximée :

$$T \text{ } ^\circ\text{C} = 16,9 - 4 (\delta - \delta_w)$$

avec :  $\delta$  composition isotopique du carbonate et  $\delta_w$  composition isotopique du  $\text{CO}_2$  en équilibre avec l'eau où a lieu la précipitation.

À composition isotopique de l'eau constante, une augmentation du  $\delta^{18}\text{O}$  des carbonates traduit donc un refroidissement, une diminution, un réchauffement (par exemple une augmentation de 1 % de  $\delta^{18}\text{O}$  correspond à un refroidissement de 4 °C).

La mesure de la composition isotopique du test d'un foraminifère donne ainsi accès à la température de l'eau de mer au lieu de vie du foraminifère mais avec deux inconnues : le  $\delta^{18}\text{O}$  de l'eau contemporaine et la température de vie du foraminifère.

On peut alors utiliser les **foraminifères benthiques** qui vivent en eau profonde que l'on peut considérer de température constante : ils enregistrent le rapport isotopique du réservoir marin global, ce qui constitue un signal indépendant des variations thermiques superficielles, mais dépendant de variations climatiques globales (figure 27.2).

Les foraminifères planctoniques qui vivent dans les eaux superficielles enregistrent deux signaux thermiques : un signal thermique local qui révèle les variations de température superficielles et qu'il faut corriger des variations thermiques globales (périodes glaciaires et interglaciaires).

## 2.3 Variabilité locale et identification des zones climatiques (paléozonéographie) à l'échelle globale

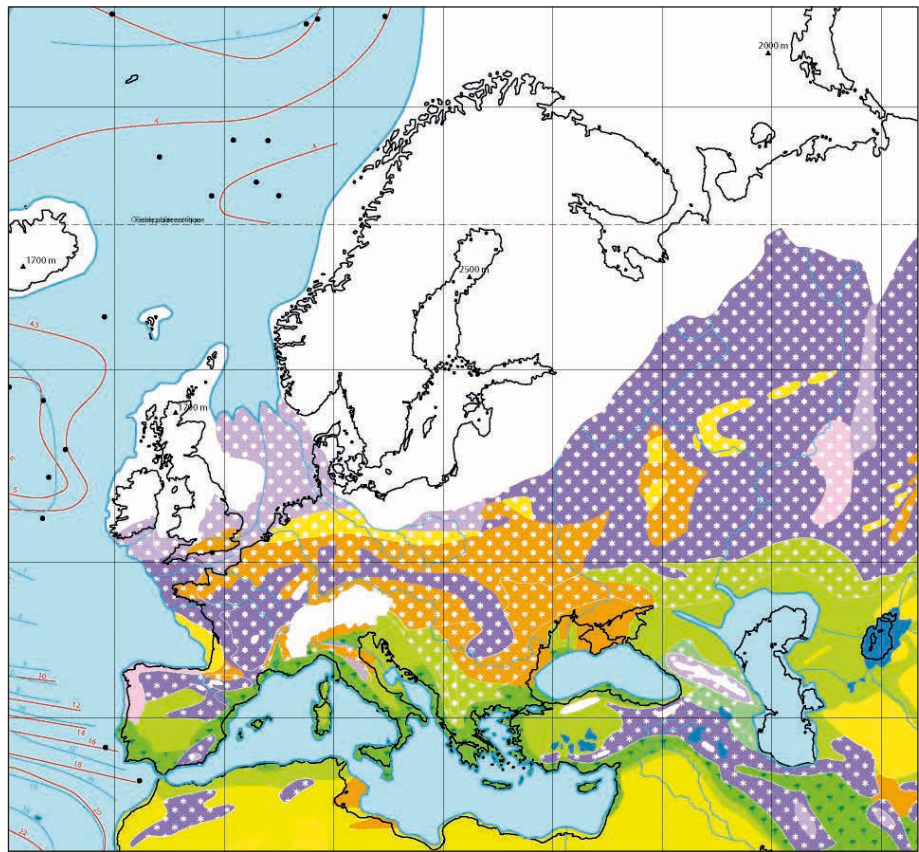
### a) La variabilité des climats quaternaires

L'étude des **paléoenvironnements**, reconstitués à partir des caractères minéralogiques, chimiques et paléontologiques des terrains sédimentaires, fournit des informations sur la variabilité climatique temporelle à l'échelle locale.

La recherche de l'extension géographique des paléoenvironnements peut conduire à des reconstitutions climatiques à des échelles plus vastes, régionales ou globales (figure 27.3). Il est alors possible de dresser des cartes représentant les principales zones climatiques à différentes périodes de l'histoire du globe. L'établissement de ces cartes se fonde très largement sur le **principe de corrélation**.

La reconstitution des zones climatiques du Quaternaire se fonde sur l'étude des données suivantes.

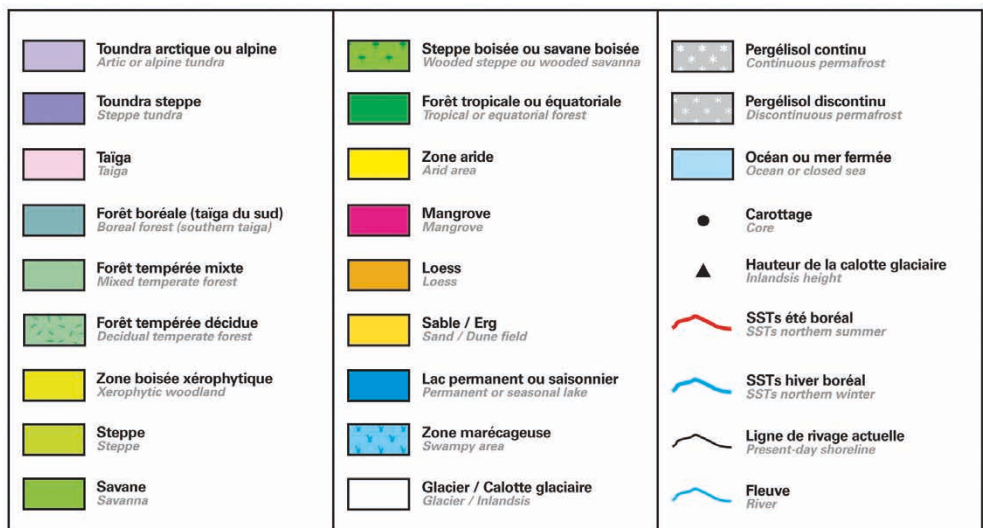
- La répartition des **dépôts glaciaires** et **périglaciaires** : l'étude des complexes morainiques et des terrasses fluvio-glaciaires dans les Alpes, puis dans toutes les montagnes européennes et plus largement dans le monde a permis l'identification au Quaternaire de six stades glaciaires successifs, séparés par des interglaciaires. Quatre de ces glaciations ont reçu les noms d'affluents du Danube où la chronologie a été définie (figure 27.4). Des observations ont été faites en Europe du Nord, de l'Allemagne aux Pays Baltes. La cartographie d'alignements d'anciennes moraines, selon des directions globalement est-ouest, révèle les différentes avancées d'un inlandsis qui s'étendait plus au nord. Au sud de ces inlandsis, les sols constamment gelés (**pergélisols** ou **permafrosts**) ne dégelèrent que pendant une courte période formant des boues plus ou moins fluides générant des traces fossiles (sols polygonaux, écoulements rocheux...). L'air froid et dense, descendu par gravité de l'inlandsis, était à l'origine de vents violents (vents catabatiques) qui emportaient vers les basses latitudes les fractions les plus fines des sols, déposant les loess (limons des plateaux).
- Les données palynologiques avec la mise en corrélation de diagrammes polliniques établis dans des régions différentes.
- Les données isotopiques des **carbonates** et des **glaces** : les forages océaniques livrent les évolutions du  $\delta^{18}\text{O}$  de tests de foraminifères benthiques. Elles montrent des variations cycliques, avec des périodes de fort  $\delta^{18}\text{O}$  suivies de périodes de faible  $\delta^{18}\text{O}$ . Chacune de ces périodes définit un stade isotopique dont la succession traduit l'existence de cycles climatiques. L'identification de ces stades est à la base d'une chronostratigraphie isotopique qui tend à se substituer à l'échelle stratigraphique du Quaternaire établie sur les glaciations alpines (figure 27.4).



Échelle sur l'équateur

1 : 25 000 000

Scale at equator latitude



**Figure 27.3** Cartes des Environnements du Monde pendant les deux derniers Extrêmes climatiques (CLIMEX) : le dernier maximum glaciaire (ca 18 000 ± 2 000 ans B.P.).  
Co-édition ©CCGM-ANDRA (2002).

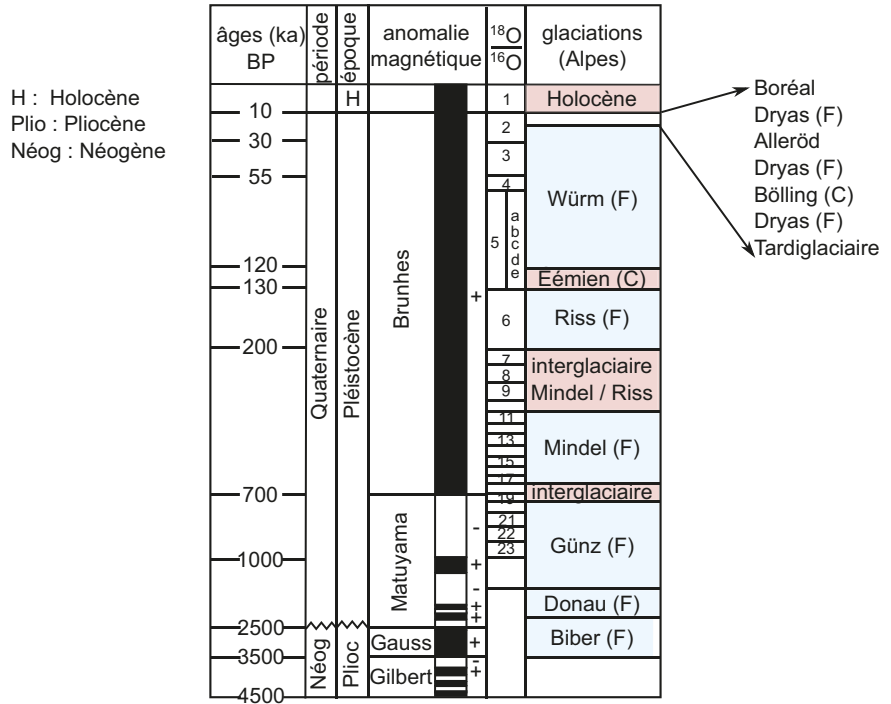


Figure 27.4 Corrélations entre les glaciations, les stades isotopiques et les anomalies paléomagnétiques (F : froid ; C : chaud).

### b) Variations locales, globales et position des continents

À de plus grandes échelles de temps, il convient toujours de rester prudents sur la signification des variations climatiques identifiées en un lieu donné : elles peuvent en effet traduire soit des changements globaux, se produisant à l'échelle de toute la planète, soit des changements liés à des positions géographiques différentes du lieu étudié en raison de la mobilité continentale.

La première hypothèse peut être éprouvée par l'établissement de corrélations entre sites éloignés, montrant des évolutions analogues. Des témoignages glaciaires datés du Permien sont ainsi observés en Amérique du Sud, en Afrique ou en Australie, attestant de la mise en place d'une glaciation. La distribution de ces témoignages constitue d'ailleurs l'un des arguments avancés par Wegener pour la dérive des continents.

La seconde peut être testée en s'intéressant aux **paléogéographies** des différentes époques : on montre ainsi que la France était située à une latitude beaucoup plus basse au Jurassique : les massifs coralliens du bassin de Paris ne traduisent pas un climat global plus chaud mais sont liés à une position différente de la France à cette époque.

Il est ainsi parfois difficile de faire la distinction entre les effets climatiques liés à un changement global, de ceux-ci liés à la dérive des continents. Les **études paléomagnétiques** réalisées sur des roches ferromagnétiques continentales permettent de reconstituer les **paléolatitudes** des lieux étudiés et apportent des éléments permettant de préciser les interprétations et de distinguer les variations climatiques des variations de position des continents.

### c) Variabilité climatique globale au cours des temps géologiques

L'étude des paléoenvironnements montre un certain nombre de changements climatiques, définis à une échelle globale et sur des intervalles de temps longs, plusieurs millions à dizaines de millions d'années. Les indices glaciaires ont permis d'identifier cinq périodes de glaciations,



une **glaciation** se caractérisant par le recouvrement d'une partie de la surface du globe terrestre par une ou plusieurs calottes glaciaires. On reconnaît ainsi ([figure de synthèse](#)) :

- deux glaciations au Précambrien : glaciation huronienne à la fin de l'Archéen (-2,3 Ga) et glaciation au Néoprotérozoïque (entre -1 Ga et -540 Ma) ; cette dernière aurait largement affecté la Terre jusqu'aux basses latitudes (Terre en boule de neige - *snowball Earth*) ;
- trois glaciations au Phanérozoïque : la première à la fin de l'Ordovicien, la seconde au Carbonifère et au Permien, la troisième au Cénozoïque : celle-ci a débuté au passage Éocène - Oligocène il y a environ 35 Ma et se poursuit actuellement (calottes glaciaires arctiques et antarctiques).

Ces périodes glaciaires sont séparées par des périodes pendant lesquelles la Terre ne montrait pas de calottes étendues. C'est le cas de la longue période du Mésozoïque - Paléogène (215 Ma). Les périodes de glaciations ne représentent ainsi que 15 à 20 % de la durée des temps phanérozoïques.

Les périodes de glaciations sont parfois dites de type **icehouse**, celles sans glaciations de type **greenhouse**.

### 3 Les facteurs influant sur l'évolution des climats

Les variations climatiques peuvent être envisagées à différentes échelles de temps en relation avec différents types de facteurs : géologiques, biologiques, physico-chimiques et astronomiques.

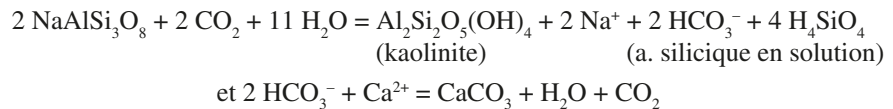
#### 3.1 Les facteurs géologiques et physico-chimiques

##### a) Variations climatiques et altération

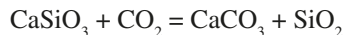
L'**altération chimique des silicates** est un processus consommateur de CO<sub>2</sub>, et qui apparaît susceptible d'entraîner un refroidissement.

L'hydrolyse des silicates peut conduire à la production de HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> ensuite partiellement piégé dans les carbonates.

Exemple de l'altération de l'albite :



L'altération peut être résumée par l'équation :



Les analyses isotopiques effectuées sur des tests de foraminifères révèlent un refroidissement global depuis le début du Cénozoïque. Celui-ci a été mis en relation avec la surrection des chaînes de montagnes alpine et himalayenne à l'origine d'une altération importante.

Ce processus s'inscrit dans une boucle de rétroactions reliant altération, concentration atmosphérique en CO<sub>2</sub>, effet de serre et température ([figure 27.5](#)).

Cette hypothèse, non exclusive bien sûr d'autres hypothèses, a été également évoquée pour la glaciation huronienne à la fin de l'Archéen (entre 2,6 et 1,8 Ga) avec la mise en place de la croûte continentale et son altération, ainsi que pour la glaciation carbonifère avec l'altération des reliefs varisques.

Ces processus d'altération continentale sont des processus lents qui ne peuvent donc pas rendre compte de périodes de glaciation ou de refroidissement brèves (exemple de la glaciation hirnantienne, des glaciations quaternaires...).

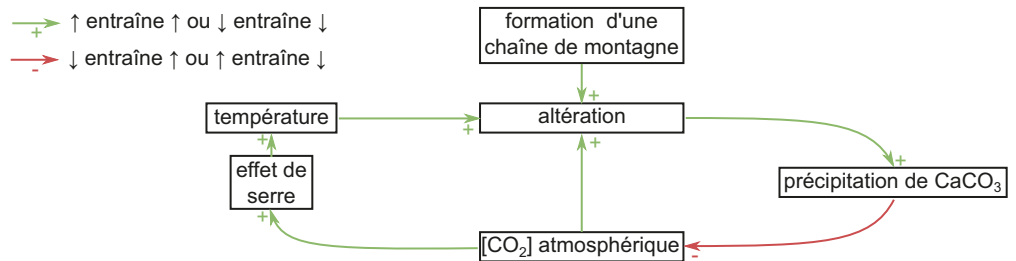


Figure 27.5 Boucle de rétroactions reliant altération, concentration atmosphérique en CO<sub>2</sub>, effet de serre et température.

Lors de la formation des chaînes de montagnes, d'autres facteurs peuvent également affecter le climat du fait de modifications :

- du régime des vents et des précipitations : exemple de la mousson ;
- des surfaces englacées, qui modifient l'albédo. L'albédo est le rapport de l'énergie réfléchie sur l'énergie incidente : il dépend à la fois de l'épaisseur de l'atmosphère, de la qualité de la couverture nuageuse et de la nature de la surface terrestre.

### b) Distribution des masses continentales et circulation des enveloppes fluides

La **position des continents**, notamment latitudinale, et leur caractère dispersé, ou au contraire rassemblé en masses importantes, influent sur les climats et leurs variations.

On peut citer l'exemple des climats triasiques marqués par une aridité au cœur de la Pangée, dont les franges étaient seules soumises aux influences océaniques. Ce type d'environnement devait entraîner des températures estivales trop élevées, même aux hautes latitudes pour permettre l'installation d'une glaciation.

Une autre conséquence de la position relative des continents et de la nature de leur couverture est les **variations d'albédo**. Des masses continentales importantes situées à de basses latitudes et dépourvues de végétation peuvent ainsi accroître l'albédo, ce qui favorise le refroidissement ; le développement d'une calotte glaciaire accroît également l'albédo dans un processus de rétroaction positive. (À l'inverse la réduction actuelle de la banquise réduit l'albédo, ce qui accentue le réchauffement dans un même processus de rétroaction positive.).

La position des continents est également susceptible de modifier les **circulations océaniques** et par suite les redistributions d'énergie à l'exemple du refroidissement Éocène – Oligocène en Antarctique. L'évolution de l'Antarctique et la croissance de la calotte sont classiquement interprétées comme la conséquence de l'établissement d'un courant océanique circum-antarctique qui aurait isolé le continent antarctique des transferts d'énergie venant des plus basses latitudes. L'établissement de ce courant circum-antarctique découle de l'ouverture des détroits de Drake (Amérique du Sud – Antarctique) et de Tasmanie (Australie – Antarctique). Cette hypothèse reste cependant discutée au plan chronologique : l'ouverture du détroit de Drake est datée entre -25 et -20 Ma alors que les phases de refroidissement majeurs de l'Antarctique sont datées à -34 et -13,5 Ma.

D'autres modifications de la circulation des enveloppes fluides influent sur les climats avec des échelles de temps très variables.

- Effet de la **mousson** : son établissement est lié à la mise en place des reliefs himalayens. Même si la mousson est un phénomène cyclique annuel, sa mise en place procède de phénomènes géologiques à beaucoup plus long terme.
- Effet des modifications de la **circulation océanique thermohaline** : la libération massive d'icebergs et leur fonte peuvent provoquer une diminution de la salinité des eaux superficielles.

Voir ouvrage  
de 1<sup>re</sup> année,  
chapitre 30, § 2.1



cielles telle que les formations hivernales d'eau profonde sont diminuées voire totalement arrêtées. Le ralentissement de la circulation thermohaline a pour conséquence une diminution sensible du flux de chaleur transporté par l'océan des basses vers les hautes latitudes : il en résulte un refroidissement de toute la zone Nord-atlantique marqué par une avancée du front polaire jusqu'à la latitude de Gibraltar. De telles variations brutales du climat ont été détectées à partir de carottes glaciaires arctiques et dénommées « **événements de Heinrich** » (figure zoom 3).

### c) Composition de l'atmosphère et effets du volcanisme

L'histoire de la Terre est marquée par des épisodes volcaniques majeurs, ayant notamment généré les très vastes épanchements basaltiques que sont les **trapps** (trapps de Sibérie d'âge permien, trapps du Deccan, à la limite Crétacé – Tertiaire), mis en place sur une durée relativement courte de l'ordre de 1 Ma. Ces épisodes sont susceptibles de libérer d'énormes quantités de  $\text{CO}_2$  dans l'atmosphère accroissant ainsi l'effet de serre et favorisant un climat chaud. On notera cependant que les éruptions volcaniques génèrent aussi des aérosols pouvant réduire, plus brièvement, les températures (voir § 4).

Selon certains scénarios, la mise en place des trapps déterminerait dans un premier temps un réchauffement avant que leur altération ne consomme ensuite du  $\text{CO}_2$  et provoque un refroidissement. Ces deux étapes se déroulent alors sur des échelles de temps très différentes.

L'activité volcanique des dorsales doit également être prise en compte dans ces effets du volcanisme.

## 3.2 Les facteurs biologiques

La **biosphère** agit de manière importante sur la composition de l'atmosphère : la production de matière organique par **photosynthèse** est consommatrice de  $\text{CO}_2$  alors que l'**oxydation** de celle-ci restitue le carbone au réservoir atmosphérique. L'influence de la biosphère sur l'effet de serre, et par suite sur le climat, ne peut cependant véritablement s'exercer que si la matière organique s'accumule sans oxydation, ce qui diminue le  $\text{CO}_2$  atmosphérique et induit un refroidissement.

### ZOOM 2

L'utilisation des rapports isotopiques du carbone

La reconstitution de l'évolution de la matière organique se fonde sur l'exploitation de données isotopiques du carbone avec les rapports entre  $^{13}\text{C}$  et  $^{12}\text{C}$ . Le fractionnement entre les deux isotopes est de nature biologique. La matière organique produite a un  $\delta^{13}\text{C}$  négatif ; une forte productivité primaire mobilise donc du  $^{12}\text{C}$  dans un rapport excédant la source initiale ; le milieu voit alors son  $\delta^{13}\text{C}$  s'accroître, ce qui peut être enregistré dans les carbonates.

Le suivi du  $\delta^{13}\text{C}$  permet donc d'identifier des périodes de **forte productivité biologique** et de formuler des hypothèses sur le devenir de la matière organique produite.

Le développement de la **photosynthèse** au cours des temps précambriens a provoqué une diminution de la concentration de l'atmosphère en  $\text{CO}_2$  depuis 3,8 Ga. Ce pompage est un facteur important de la diminution de l'effet de serre. Son intervention est invoquée pour le développement, par exemple, de la glaciation huronienne.

Des réductions de la photosynthèse peuvent à l'inverse avoir réduit les prélèvements et entraîner une augmentation de l'effet de serre. Une telle réduction est envisagée dans une Terre couverte de glace au Protérozoïque (**Terre en boule de neige**), et pourrait avoir contribué à la sortie de glaciation.

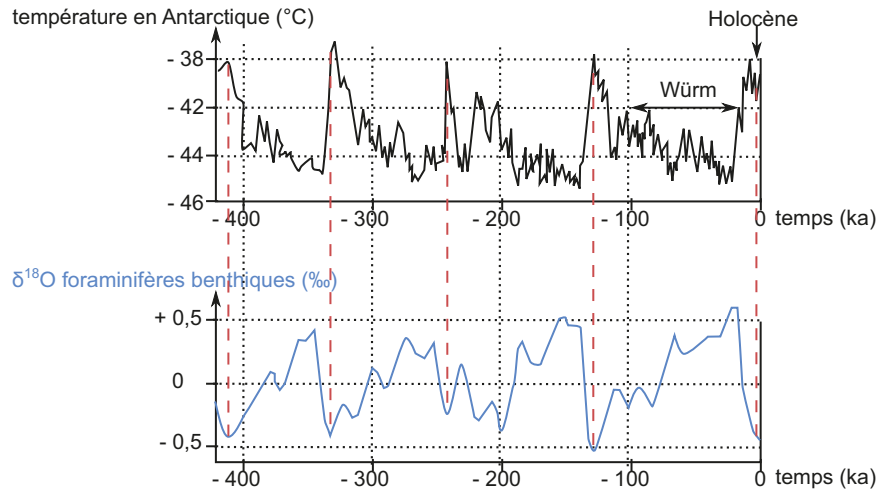
Le développement des végétaux terrestres au Dévonien et au Carbonifère est un autre exemple d'une réduction de la concentration en  $\text{CO}_2$  sous l'effet de la photosynthèse. Ce développement végétal qui pourrait participer à l'installation de la glaciation du Paléozoïque supérieur, n'a cependant d'effet que parce que la matière organique produite n'a pas été oxydée et a été préservée dans l'ensemble des bassins houillers du Carbonifère.

### 3.3 Variations cycliques et facteurs astronomiques

#### a) Les variations cycliques à courte période

Outre ces variations de longue durée, il existe des variations à de plus courtes échelles de temps, inférieures au million d'années et de l'ordre de quelques ka ou dizaines de ka (1 ka = 1 000 ans). Elles peuvent être analysées à partir d'enregistrements montrant des évolutions rythmiques, qui apparaissent notamment :

- sur des enregistrements sédimentaires : mesure des fluctuations du  $\delta^{18}\text{O}$  des foraminifères benthiques plio-quaternaires (figure 27.6) ;
- sur des enregistrements glaciaires : exemple de la carotte glaciaire de Vostok (figure 27.6).



**Figure 27.6** Évolution des températures estimées à partir des rapports isotopiques du  $\delta^{18}\text{O}$  obtenues sur la carotte glaciaire de Vostok (Antarctique) et mesures isotopiques du  $\delta^{18}\text{O}$  effectuées sur les carbonates de foraminifères benthiques (ka : 1 000 ans).

On observera que toute glaciation (abaissement des températures et rétention d'eau) est corrélée avec une augmentation du  $\delta^{18}\text{O}$  des foraminifères benthiques, ce qui révèle bien l'accroissement du  $\delta^{18}\text{O}$  du réservoir marin (figure 27.2 et § 2.2).

Ces enregistrements font apparaître trois évolutions cycliques emboîtées distinctes par leur période.

- Quatre cycles de **100 000** ans chacun correspondant à quatre épisodes glaciaires, séparés par des épisodes interglaciaires. Les évolutions observées sont dissymétriques, avec des entrées lentes en glaciation suivies par des déglaciations rapides. Ces cycles correspondent aux différentes glaciations définies dans les Alpes (Günz, Mindel, Riss et Würm). Le dernier maximum glaciaire est daté à -18 000 ans avec le passage vers l'Holocène (début de l'Holocène à -11 700 ans).
- Au sein de ces cycles de 100 000 ans, on peut distinguer des cycles d'environ **40 000** ans et d'environ **20 000** ans.

#### b) Les paramètres orbitaux

L'hypothèse d'un effet de ces paramètres sur le climat a été formulée par **Milankovitch** (1879-1958). Les paramètres orbitaux montrent des variations cycliques qui influent sur la distribution saisonnière et latitudinale de l'énergie solaire reçue par la Terre. L'hypothèse de Milankovitch postule alors que ces variations d'énergie sont suffisantes pour engendrer les variations du climat à des échelles de temps allant de la dizaine à plusieurs centaines de



milliers d'années. Cette théorie est aussi valable pour expliquer des climats anciens bien antérieurs au Quaternaire.

Pour une entrée en glaciation, Milankovitch requiert l'existence d'été frais dans les hautes latitudes nord pour permettre l'accumulation de la neige tombée d'année en année. Cette théorie est basée sur l'hypothèse que les latitudes polaires nord sont plus sensibles aux changements d'énergie que la Terre reçoit du soleil (appelée insolation), car elles sont plus largement occupées par les continents. C'est pourquoi la courbe calculée par Milankovitch et la plus fréquemment considérée est celle de l'insolation d'été à la latitude de 65°N. C'est sur celle-ci qu'il identifia les quatre âges glaciaires.

Cette théorie a fait l'objet de nombreuses critiques jusqu'au début des années soixante-dix. Dans les modèles utilisés alors, ce forçage astronomique s'avérait beaucoup trop faible pour donner une réponse climatique simulée semblable à la réponse observée. Les analyses isotopiques ont cependant apporté un renfort à cette théorie, en mettant en évidence des cycles climatiques analogues aux cycles de certains paramètres astronomiques. Ces paramètres ne constituent cependant pas des facteurs suffisants : ils n'expliquent pas par exemple la dissymétrie des cycles climatiques marquée par la lente installation des glaciations suivi de déglaciations brutales (figure 27.6).

Les paramètres orbitaux modifiant l'énergie reçue sont les suivants (figure 27.7).

- **L'excentricité de l'orbite terrestre**

En une année, l'orbite de la Terre décrit dans l'espace presque exactement une ellipse dont le Soleil occupe l'un des foyers. Cette ellipse se déforme très lentement sous l'influence de l'attraction gravitationnelle exercée par les autres planètes.

L'excentricité définit la forme elliptique de l'orbite, avec le point le plus proche du Soleil ou périhélie (146.10<sup>6</sup> km) et le point le plus éloigné, l'aphélie (151.10<sup>6</sup> km). L'énergie solaire totale reçue sur Terre varie de 6,4 % entre le périhélie et l'aphélie.

L'excentricité a varié entre 0 et 0,05 au cours du dernier million d'années, avec une périodicité de l'ordre de 95 000 ans. Lorsque l'excentricité est nulle, la distance Terre-Soleil est identique tout au long de l'année, lorsqu'elle est maximale, les hivers et les étés sont plus contrastés.

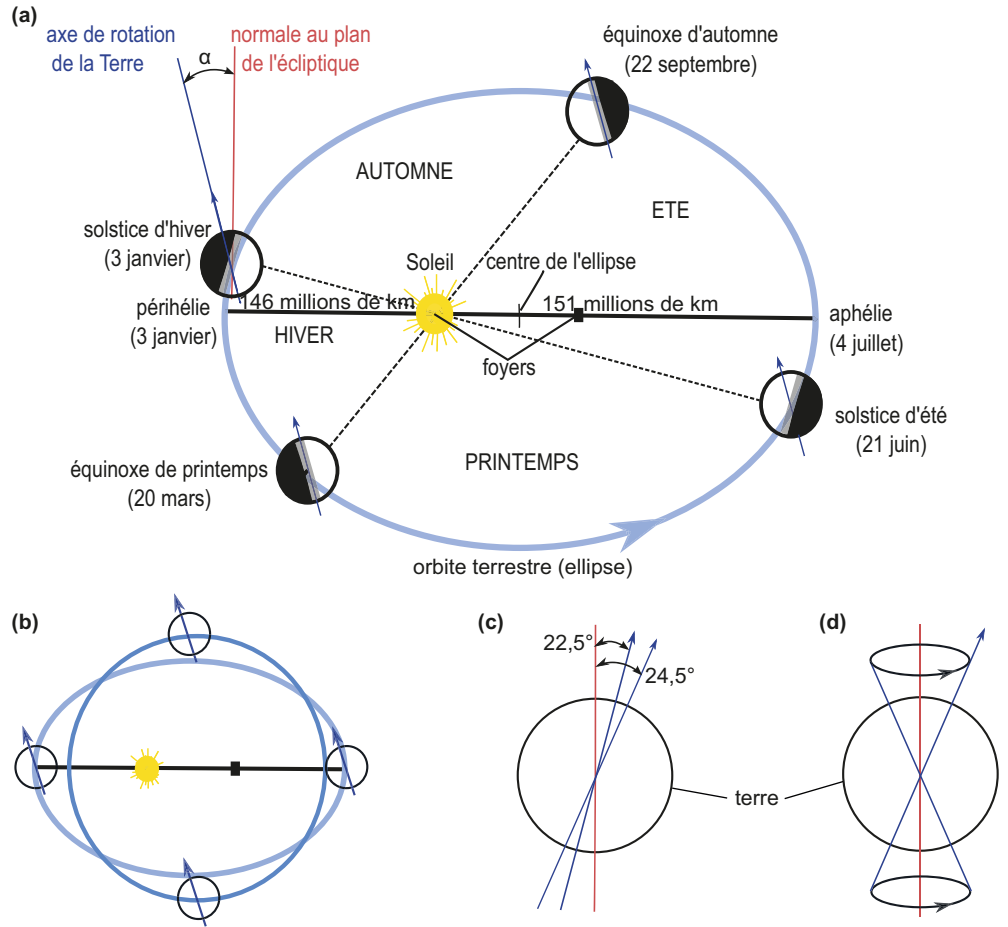
- **L'obliquité de l'axe de rotation**

C'est l'inclinaison de l'axe de rotation par rapport à la normale au plan de l'écliptique. L'obliquité actuelle est de 23°27' (elle fixe la latitude des tropiques et celles des cercles polaires). Elle varie entre 22° et 24°5' selon une période de 41 000 ans. Cette variation entraîne une variation de la quantité d'énergie solaire latitudinale : lorsque la valeur angulaire est faible, le contraste entre hautes et basses latitudes est réduit ; lorsque la valeur angulaire est élevée, le contraste est accentué, ce qui accroît le contraste entre les saisons.

- **La précession des équinoxes**

L'axe de rotation de la Terre ne conserve pas une direction fixe dans l'espace. Il se déplace et décrit un cône autour de la direction perpendiculaire au plan de l'écliptique selon une période moyenne de 21 000 ans. Au cours du temps, la position des solstices et des équinoxes est donc modifiée. Actuellement, le solstice d'hiver dans l'hémisphère Nord coïncide avec le périhélie, ce qui garantit des hivers boréaux plus doux. Dans 11 000 ans, ce solstice d'hiver boréal coïncidera avec l'aphélie, diminuant l'énergie reçue.

Les effets climatiques de ces cycles ne sont pas systématiques et ne s'expriment que lors d'une conjonction maximale des effets de l'excentricité, de l'inclinaison et de la précession. Le repérage de ces cycles dans les marqueurs isotopiques est souvent indirect reposant sur une analyse spectrale des signaux. Leurs effets sur les forçages apparaissent cependant insuffisants pour déterminer à eux seuls les variations observées.



**Figure 27.7** Les paramètres orbitaux de la Terre autour du Soleil.

(a) Caractéristiques de l'orbite terrestre ; (b) les variations d'excentricité de l'ellipse :  $T = 95\ 000$  ans ; (c) les variations d'obliquité de l'axe :  $T = 41\ 000$  ans ; (d) la précession des équinoxes :  $T = 21\ 000$  ans.

### c) Paramètres orbitaux et séries sédimentaires rythmiques

Les effets des paramètres orbitaux ont été recherchés dans certaines séries sédimentaires qui présentent des caractères **rythmiques** marqués par une alternance régulière de bancs de nature et de composition différentes. Ces alternances lithologiques peuvent cependant avoir plusieurs origines : certaines peuvent être liées à des évolutions de la dynamique sédimentaire propre du bassin à l'exemple des turbidites. Mais d'autres sont interprétées comme résultant des variations d'origine externe, climatiques ou eustatiques. Un exemple bien étudié est donné par les dépôts marne-calcaires du Crétacé inférieur exposés dans le bassin sédimentaire dit vocontien (zone dauphinoise au sud du Vercors, région de la Drôme).

De telles séries montrent souvent des bancs calcaires alternant avec des bancs marneux, interprétés comme des changements périodiques des conditions climatiques. La reconstitution de l'origine découle de l'analyse de la périodicité des séries et de sa mise en relation avec les fluctuations orbitales de l'époque considérée. Chaque doublet marne-calcaire des formations vocontiennes est ainsi interprété comme un enregistrement de la précession des équinoxes, de durée de 20 000 ans.



L'examen des dépôts peut conduire à regrouper certaines unités rythmiques en ensembles périodiques de durée plus longue, ce qui peut révéler un emboîtement de cycles, conformément aux hypothèses de Milankovitch.

L'identification des cyclicités repose sur des mesures à haute résolution de certaines caractéristiques des dépôts (teneur en  $\text{CaCO}_3$ , paramètres physiques comme la susceptibilité magnétique) faisant ensuite l'objet d'une analyse spectrale par transformée de Fourier.

Le contrôle orbital de la sédimentation est indirect : les fluctuations de paramètres orbitaux peuvent déterminer des modifications cycliques du climat, qui à leur tour, influent alors sur les processus d'altération et donc sur la nature et la quantité des apports terrigènes, ainsi que sur la production carbonatée océanique.

#### 4

### Les forçages radiatifs

Voir ouvrage de 1<sup>re</sup> année, chapitre 29, zoom 1

Les **forçages radiatifs** correspondent aux différentes perturbations du bilan radiatif de la planète. Ils peuvent être de nature diverse, certains étant naturels et d'autres anthropiques.

Parmi les forçages naturels il existe.

- **Forçage solaire** : celui-ci est déterminé par des variations de la constante solaire, dont les témoins sont des variations du nombre de taches solaires.

L'amplitude des variations reste toutefois très faible de l'ordre de 0,04 %. Les variations d'activité solaire ont pu être reconstituées pour le dernier millénaire, en exploitant les concentrations en **isotopes cosmogéniques** (isotopes formés dans l'atmosphère sous l'effet du rayonnement solaire :  $^{14}\text{C}$  et  $^{10}\text{Be}$ ) mesurées dans les glaces et dans les cernes des arbres, fournissant le cadre chronologique. Elles sont évoquées pour rendre compte de l'Optimum médiéval (XI<sup>e</sup> et XII<sup>e</sup> siècles, période climatique clémente) et le Petit Âge Glaciaire (XVIII<sup>e</sup> siècle, période froide avec une faible activité solaire).

- **Forçage volcanique** : il consiste en l'injection dans la stratosphère de produits volcaniques : **aérosols** de poussières, gaz soufrés. Des effets climatiques ont été observés après des éruptions importantes comme celle du Pinatubo en 1985 et sont aussi reconnus pour les éruptions historiques du Tabora (1815) et du Krakatoa (1883). Les forçages négatifs peuvent entraîner des épisodes de refroidissement significatif à l'échelle de la planète mais restent de courte durée.
- **Forçage par les gaz à effet de serre** : c'est le facteur majeur de forçage principalement lié aux activités humaines.

Les principaux gaz à effet de serre sont le  **$\text{CO}_2$** , le **méthane** et l'**oxyde nitreux** ( $\text{N}_2\text{O}$ ). Les variations de concentration du  $\text{CO}_2$  atmosphérique et les variations climatiques sont corrélées. Les impacts climatiques du  $\text{CO}_2$  dépendent alors des relations qui s'établissent entre l'atmosphère et les autres réservoirs, principalement les océans et les sols. Ces relations peuvent s'inscrire dans des **boucles de rétroaction** ne présentant qu'un caractère amplificateur (figure 27.8).

L'augmentation des températures diminue ainsi la solubilité de  $\text{CO}_2$  dans l'océan et donc, le pompage physique du carbone par celui-ci. Elle favorise aussi la décomposition de la matière organique des sols. La libération de  $\text{CO}_2$  accroît l'effet de serre, ce qui amplifie encore la hausse de la température.

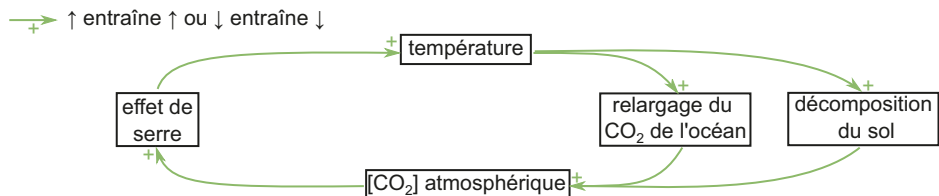


Figure 27.8 Boucle d'amplification sous l'effet des gaz à effet de serre.

## 5 Les changements climatiques anthropiques

### 5.1 Projections climatiques et réchauffement actuel

Les très nombreuses données recueillies depuis une trentaine d'années attestent sans équivoque d'une modification climatique déterminée par un réchauffement lié aux activités humaines. Celui-ci peut être apprécié de manière globale (+1,1 °C depuis 1980), mais aussi dans ses variations locales (+2 °C sur la France).

Le **réchauffement climatique** observé est attribué à l'augmentation des **gaz à effet de serre** (GES) liée à l'activité humaine et à la modification de l'usage des terres.

Les travaux du **GIEC** (Groupement d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat - Prix Nobel de la Paix en 2007), prennent en compte de multiples paramètres pour construire des projections périodiquement remises à jour et qui fondent différents scénarios de réchauffement climatique.

Ces scénarios se distinguent par l'amplitude du réchauffement et sa vitesse, mises en relation avec les émissions de gaz à effet de serre par les activités humaines.

Voir TP 17

### 5.2 Impacts du changement climatique sur la biodiversité

Le changement climatique est un facteur de vulnérabilité pour la **biodiversité**, contribuant à l'érosion de celle-ci. Les effets du changement climatiques s'observent à l'échelle des individus, des populations, des espèces et des communautés.

Le changement climatique peut être à l'origine d'adaptation physiologique des individus et d'adaptation évolutive des populations.

Chez beaucoup d'espèces, les réponses au changement climatique peuvent se traduire par une évolution de leur aire de répartition, avec des montées en altitude ou en latitude. Elles peuvent aussi correspondre à des modifications dans le déroulement des cycles de développement : modifications des dates de floraison, de nidification ou de couvaison... L'apparition de ces phénomènes périodiques affectant le monde vivant et déterminés par les variations saisonnières du climat constitue la **phénologie**.

Le changement climatique est également susceptible de modifier l'abondance des populations et des espèces ainsi que les relations qu'elles entretiennent entre elles (relations interspécifiques). Les capacités d'adaptation des espèces au changement climatique dépendent de la vitesse du changement climatique.

Voir TP 8, § 1.2c

## ZOOM 1

### L'utilisation des rapports isotopiques de l'oxygène

#### Utilisation du $\delta^{18}\text{O}$

L'isotope  $^{18}\text{O}$  représente 0,2 % de la totalité de l'oxygène présent à la surface de la Terre ; le rapport de la teneur en isotope lourd sur celle en isotope léger est exprimé en écart ( $\delta$  en %) en fonction d'un standard.

$$\delta^{18}\text{O} = \left\{ \frac{\left( \frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \right)_{\text{échantillon}} - \left( \frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \right)_{\text{SMOW}}}{\left( \frac{^{18}\text{O}}{^{16}\text{O}} \right)_{\text{SMOW}}} \right\} \times 1\,000$$

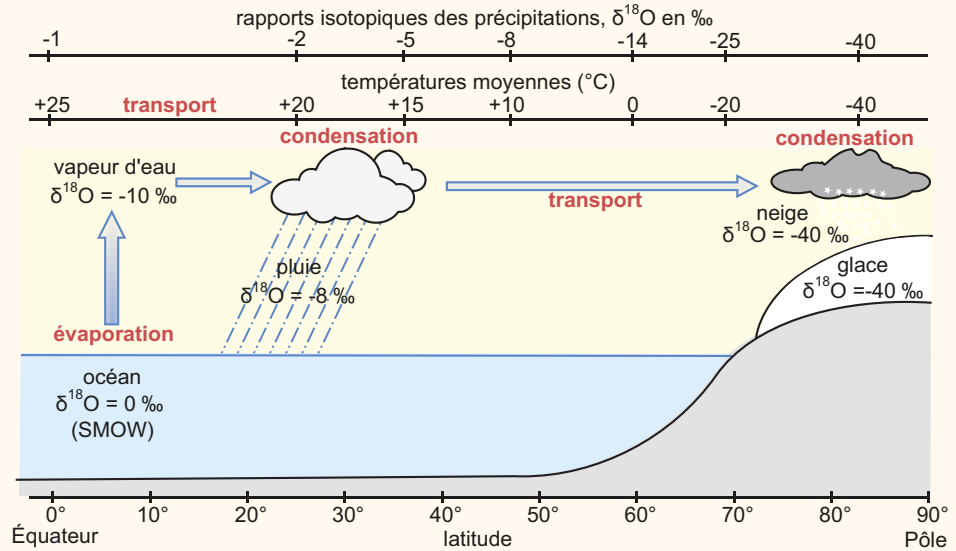
#### Utilisation des données isotopiques de l'eau de mer et des glaces continentales

Le standard utilisé est la composition de l'eau de mer moyenne, le SMOW *Standard Mean Ocean Water*.

La formation des calottes glaciaires s'intègre dans le cycle externe de l'eau marqué par deux processus de changements d'état, l'évaporation et la condensation, chacune étant le siège d'un fractionnement isotopique. Aucun fractionnement ne s'exerce dans la formation de la banquise, glace de mer, qui se développe sous l'effet du gel indépendamment du cycle évaporation - précipitation.

La phase vapeur est appauvrie en isotope lourd ( $\text{H}_2^{18}\text{O}$ ) par rapport au réservoir liquide alors que la condensation favorise au contraire l'isotope lourd. Lors des phénomènes d'évaporation, la phase gazeuse s'enrichira relativement en isotope léger et lors de la condensation, les précipitations seront plus riches en  $^{18}\text{O}$  que la vapeur d'eau atmosphérique, dont le  $\delta^{18}\text{O}$  sera de plus en plus négatif.

Dans les schémas de circulation générale, la vapeur d'eau évaporée sous les basses latitudes, transportée vers les pôles par l'atmosphère et précipitant sous les hautes latitudes s'enrichira progressivement en  $^{16}\text{O}$ . En période glaciaire, ces précipitations s'accumuleront sous forme de calotte aux pôles, et le stockage de l'isotope léger  $^{16}\text{O}$  entraînera l'augmentation du rapport  $\delta^{18}\text{O}$  des eaux marines : ceci correspond à l'**effet glaciaire**.



Fractionnement des isotopes de l'oxygène sous l'effet de l'évaporation et de la condensation (cycle externe de l'eau).

Le fractionnement est par ailleurs affecté par la température. Les facteurs de fractionnement sont plus forts à basse température : la valeur du  $\delta^{18}\text{O}$  fournit ainsi des informations sur la température de formation de la glace et constitue un **paléothermomètre** utilisé pour reconstituer l'évolution des températures dans les forages glaciaires.

#### Utilisation des données isotopiques dans les carbonates

Les variations du  $\delta^{18}\text{O}$  des eaux marines sont enregistrées par les tests calcaires ( $\text{CaCO}_3$ ) des organismes marins et notamment les foraminifères à test calcaire fossilisés dans les sédiments. Les rapports sont donnés avec la même formule que précédemment mais le standard utilisé est différent : on utilise un rapport obtenu sur un fossile de Bélemnite de référence échantillonné dans une formation crétacée des États-Unis (*Pee Dee Formation*) : **standard PDB**.

Les valeurs obtenues sur des foraminifères benthiques livrent des informations sur la composition isotopique du réservoir marin et par suite sur l'importance des calottes glaciaires. À composition isotopique du réservoir connue, les mesures sur les foraminifères planctoniques donnent accès aux températures superficielles.

## ZOOM 2

## L'utilisation des rapports isotopiques du carbone

Le carbone existe sous forme de trois isotopes : le  $^{12}\text{C}$ , le  $^{13}\text{C}$  et le  $^{14}\text{C}$ , seul isotope radioactif. La composition isotopique du carbone peut être analysée sur des molécules organiques fossiles mais aussi sur les carbonates de calcium (tests de foraminifères par exemple).

Le  $\delta^{13}\text{C}$  est donné par une formule analogue à celle du  $\delta^{18}\text{O}$ ,

$$\delta^{13}\text{C} = \left\{ \frac{\left( \frac{^{13}\text{C}}{^{12}\text{C}} \right)_{\text{échantillon}} - \left( \frac{^{13}\text{C}}{^{12}\text{C}} \right)_{\text{PDB}}}{\left( \frac{^{13}\text{C}}{^{12}\text{C}} \right)_{\text{PDB}}} \right\} \times 1\,000$$

Le standard étant la bélemnite de la Pee Dee Formation (PDB).

Le facteur de fractionnement du carbone est principalement la **photosynthèse**. Les réactions de la photosynthèse sont accélérées avec le carbone 12, ce qui amoindrit le rapport isotopique  $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$  dans la matière organique synthétisée. Le  $\delta^{13}\text{C}$  de celle-ci est négatif.

Une activité photosynthétique intense produit une biomasse relativement enrichie en  $^{12}\text{C}$  par rapport à la source atmosphérique. À l'inverse, l'atmosphère se trouve enrichie en  $^{13}\text{C}$  par rapport à sa valeur initiale. Les eaux océaniques sont équilibrées avec la pression partielle du  $\text{CO}_2$  atmosphérique. Les organismes planctoniques carbonatés (foraminifères) fossilisent dans leur test le  $\delta^{13}\text{C}$  de l'eau de mer alors positif. Toute période d'accumulation de matière organique à l'origine de gisements de houille ou de pétroles est ainsi révélée par un  $\delta^{13}\text{C}$  positif dans les sédiments carbonatés de même âge.

L'utilisation du  $\delta^{13}\text{C}$  reste cependant délicate car la matière organique synthétisée peut être minéralisée ce qui restitue à l'atmosphère du  $\text{CO}_2$  qui abaisse le  $\delta^{13}\text{C}$  de celle-ci.

## ZOOM 3

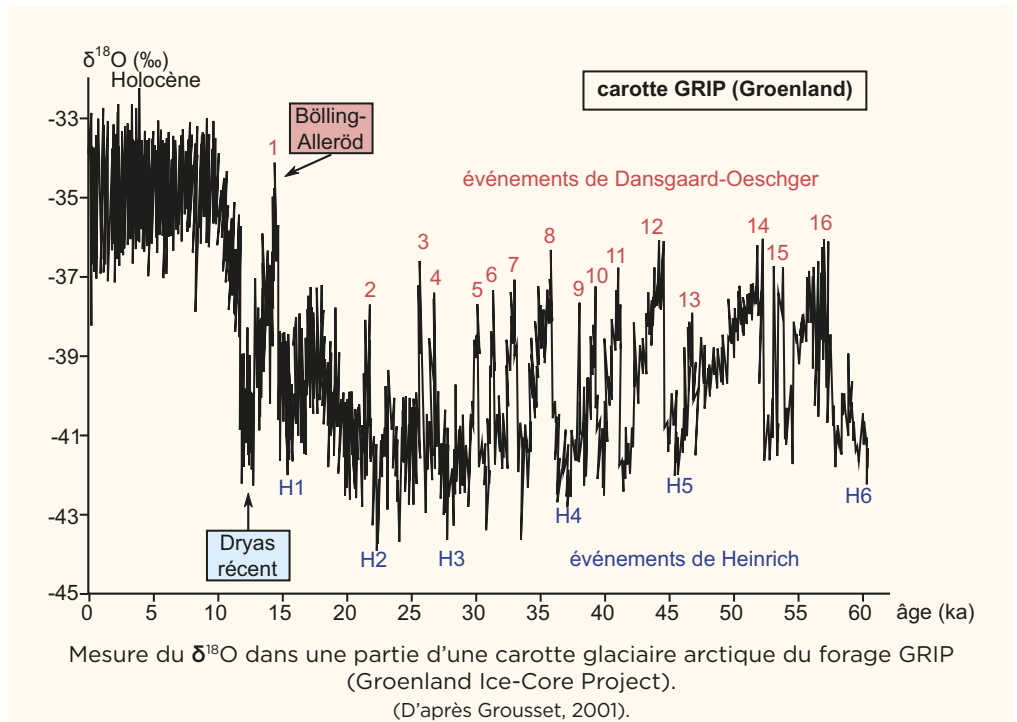
## Les archives glaciaires et leur interprétation

Les archives glaciaires sont représentées par des **carottes** effectuées dans les calottes glaciaires continentales, arctiques ou antarctiques.

## Les principaux forages

Les premiers sondages ont été effectués dans les années 1960, au Groenland (Camp Century) et en Antarctique (Bird). On notera principalement les forages :

- **Antarctiques** de Vostok et du Dôme C ;
  - Vostok : le forage profond a atteint 3 623 m, pour une épaisseur de glace de 3 700 m. Sous la glace, se trouve un lac de 600 m de profondeur au-dessus duquel le forage s'est arrêté. La durée d'enregistrement représentée par la glace échantillonnée est de 420 000 ans.
  - Forage au Dôme C : forage EPICA (*European Project for Ice Coring in Antarctica*) dont la durée d'enregistrement est de 800 000 ans.
- **Arctiques** : trois carottages profonds GRIP, GISP2 et NGRIP permettent un enregistrement continu du climat des latitudes boréales sur le dernier cycle interglaciaire c'est-à-dire sur les derniers 100 ka. Le forage NorthGrip (*N Greenland Ice Core Project*) livre une durée de 123 ka d'archives.



Enregistrement du  $\delta^{18}\text{O}$  dans le forage GRIP (*Groenland Ice-Core Project*). Une augmentation du  $\delta^{18}\text{O}$  traduit un réchauffement. Le réchauffement observé à partir de -20 000 ans traduit la sortie de la glaciation würmienne et le passage à l'Holocène plus chaud. Bölling-Alleröd et Dryas récent correspondent à chacun à un épisode respectivement plus chaud et plus froid, identifiés par ailleurs par des analyses polliniques. Au cours de la glaciation, se produisent des variations cycliques, avec de courtes périodes de réchauffement (événements de Dansgaard-Oeschger) et de refroidissement (événements de Heinrich).

### Les analyses pratiquées dans les forages et les informations recueillies

De manière générale, les glaces permettent de reconstituer, à partir d'une même archive, les variations du climat et celles de la composition de l'atmosphère.

Les principales analyses conduites sur les carottes sont :

- les analyses isotopiques dont le  $\delta^{18}\text{O}$  et le  $\delta\text{D}$  (deutérium) permettent d'accéder aux paléotempératures. Le deutérium est un isotope lourd de l'hydrogène de masse atomique 2 ( $^2\text{H}$ ). Comme pour le  $\delta^{18}\text{O}$ , on définit un  $\delta\text{D}$  en rapportant le rapport  $\text{D}/^1\text{H}$  de l'échantillon à celui d'un standard (composition moyenne de l'eau de mer). Le deutérium a le même comportement que  $^{18}\text{O}$  de sorte que le  $\delta\text{D}$  varie comme le  $\delta^{18}\text{O}$  mais avec une plus grande amplitude du fractionnement du fait de la différence plus importante de masse entre les deux isotopes (100 %) ;
- les analyses des gaz contenus dans les bulles piégées, avec des analyses du  $\text{CO}_2$  et du méthane ;
- d'autres paramètres sont également suivis comme les poussières. Celles-ci peuvent rendre compte des circulations atmosphériques et être utilisées à des fins chronologiques et de corrélations entre dépôts (poussières volcaniques issues d'une éruption identifiée).

### La datation de la glace

L'exploitation des mesures effectuées pour reconstituer des évolutions temporelles impose de dater la glace. La datation se fonde sur différentes méthodes.

- Identification de couches saisonnières dans les endroits où l'accumulation de neige le permet (il faut avoir de l'ordre de 10 cm d'équivalent glace par an pour pouvoir compter ces couches) : côte de l'Antarctique, Groenland. L'identification n'est pas visuelle mais combine un ensemble de paramètres (propriétés optiques, propriétés physiques de la glace, composition chimique ou isotopique) qui ont un cycle saisonnier. Actuellement, on remonte ainsi sur plus de 60 000 ans par identification de couches annuelles au Groenland (travail conduit à l'Université de Copenhague, Danemark) avec une incertitude qui est de l'ordre de l'année pour 1 000 ans, quelques décennies pour 10 000 ans, et environ 1 000 ans il y a 60 000 ans.
- Identification d'horizons de référence liés à des inversions du champ magnétique (pic d'isotopes cosmogéniques) ou d'éruptions volcaniques (téphras, signature chimique des aérosols) datés indépendamment dans d'autres archives.
- Modélisation de l'accumulation de neige selon la température et de l'amincissement des couches de neige avec la profondeur (aspect mécanique de la glace).
- Datation relative en utilisant des outils de synchronisation d'un forage à l'autre comme la simultanéité des variations de la composition atmosphérique (utilisation des variations rapides de méthane dont le temps de résidence est court, typiquement 10 ans dans l'atmosphère, pour synchroniser les différents forages Groenland et Antarctique).

## Réviser

### Résumé

Les climats montrent une variabilité temporelle qui s'exprime à différentes échelles de temps. Cette variabilité peut être reconstituée à l'échelle locale par l'étude des paléoenvironnements. L'extension par corrélation des informations acquises localement argumente des reconstitutions à l'échelle globale.

Les variations climatiques sont influencées par l'énergie solaire reçue, par sa distribution à la surface du globe et par les concentrations des gaz à effet de serre, dont le principal est le CO<sub>2</sub>. Ces paramètres peuvent être modifiés par un ensemble de facteurs géologiques, qui font intervenir la géodynamique interne (dynamique lithosphérique et position des continents, volcanisme) et la géodynamique externe (altération, circulation océanique thermohaline, circulation atmosphérique avec la mousson).

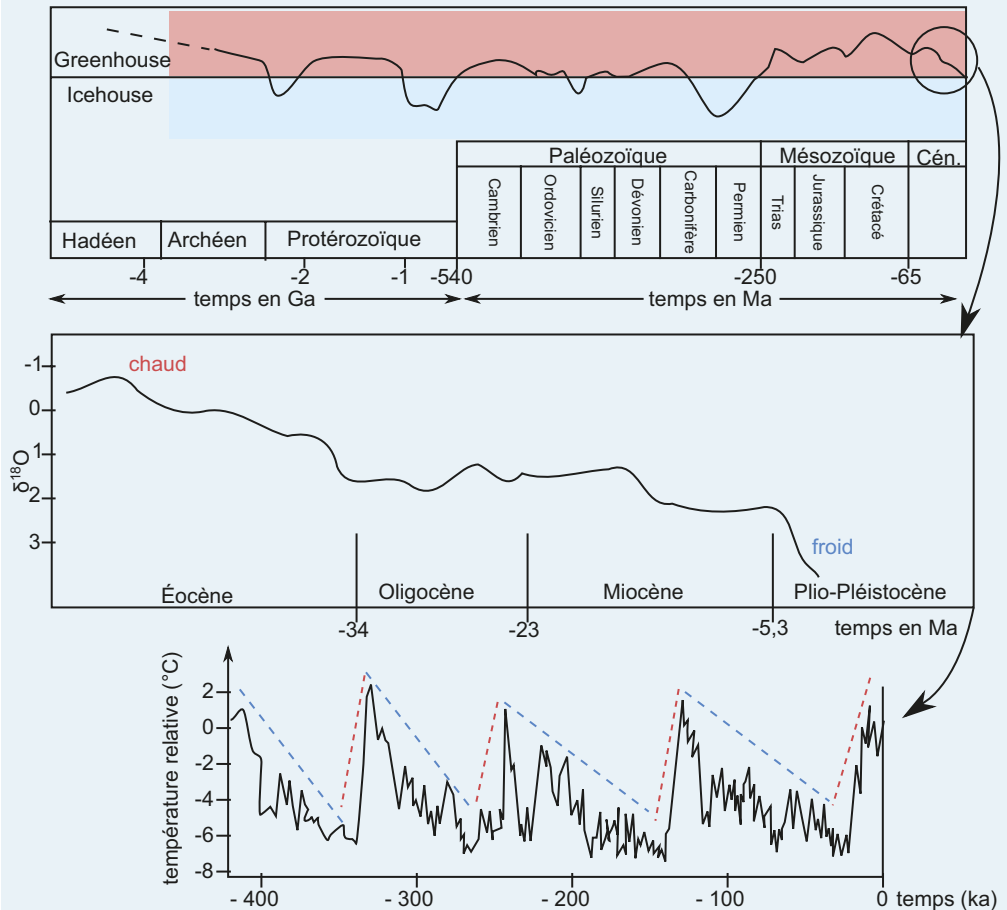
La concentration atmosphérique en CO<sub>2</sub> peut varier sous l'effet de facteurs biologiques selon l'importance relative des activités de photosynthèse et de minéralisation.

La variabilité climatique peut s'exprimer sous forme rythmique, en relation avec des paramètres astronomiques (excentricité de l'orbite, obliquité de l'axe de rotation et précession des équinoxes) évoluant de manière cyclique avec des périodes inférieures ou égales à 100 000 ans. et modifiant l'énergie reçue et sa répartition.

L'étude des différents facteurs conduit à s'intéresser aux forçages radiatifs, c'est-à-dire aux perturbations du bilan radiatif de la planète pour évaluer la contribution de chacun à la variabilité climatique à différentes échelles de temps.

Les variations astronomiques de l'énergie que la Terre reçoit du soleil pourraient par exemple constituer le métronome des variations climatiques du Quaternaire aux échelles de temps allant de dizaines à plusieurs centaines de milliers d'années. Mais les mécanismes de rétroaction, principalement ceux liés aux gaz à effet de serre ( $\text{CO}_2$ ,  $\text{CH}_4$ ) sont indispensables pour amplifier le signal astronomique et donner aux variations l'allure des cycles glaciaire-interglaciaire reconstruits à partir des carottes glaciaires et des sédiments océaniques.

Les instabilités climatiques à l'échelle du globe mettent ainsi en jeu la circulation atmosphérique et océanique, les cycles de l'eau atmosphérique et la biosphère, les gaz à effet de serre, la couverture de neige ou de glace des hautes latitudes et l'albédo, la circulation thermohaline et les transferts méridiens de chaleur, l'interaction entre hémisphères et systèmes océaniques. Les activités humaines génèrent de nouvelles instabilités climatiques. Elles enrichissent l'atmosphère en gaz à effet de serre, ce qui accroît la température moyenne du globe. Les contrastes climatiques deviennent plus marqués (développement des périodes de sécheresse, des canicules...), le retrait des glaciers continentaux et la fonte des calottes glaciaires s'accroissent, le niveau marin s'élève sous l'effet de la dilatation thermique et de la fonte des glaces continentales.



# S'entraîner

## QCM de connaissances

Indiquez-la ou les propositions exactes.

- a. La mousson d'été est engendrée par les hautes pressions du continent indien.
- b. Une glaciation enrichit l'eau de mer en oxygène 18.
- c. Une augmentation de l'albedo accroît la température du sol.
- d. L'inclinaison de l'axe de rotation de la Terre est le paramètre astronomique dont la période est la plus longue.
- e. La période Quaternaire est marquée par au moins 4 cycles glaciaires.

## Sujet sur documents

L'Himalaya est une chaîne de montagnes dont la formation s'est déroulée depuis 20 Ma. Son érosion a produit un volume important de sédiments détritiques observés aujourd'hui dans les éventails sous-marins de l'Indus et du Gange déposés dans l'océan Indien. Ce volume est estimé à 2 millions de  $m^3$ . La masse volumique des sédiments est de  $2,7 \text{ g/cm}^3$ . On considère que ces sédiments contiennent 3 % de silicates calciques et qu'un kilo de silicates calciques absorbe 0,38 kg de  $\text{CO}_2$ .

- 1 Calculez la masse de  $\text{CO}_2$  absorbé par l'érosion de l'Himalaya.
- 2 Comparez cette masse à la masse de  $\text{CO}_2$  contenu actuellement dans l'atmosphère.

# Le climat de la Terre

## Activités pratiques

### PLAN DU CHAPITRE

- 1 Reconstituer un paléoenvironnement à partir de l'étude d'une carte géologique au 1/ 50 000
- 2 Reconstituer des variations climatiques à partir de diagrammes polliniques
- 3 Formuler des hypothèses sur des facteurs impliqués dans une entrée en glaciation

### INTRODUCTION

Les environnements anciens portent les marques des conditions climatiques qui ont présidé à leur formation ; celles-ci sont de natures diverses, minéralogique (exemple de la nature des minéraux d'altération), pétrologique (nature et caractères des dépôts sédimentaires) ou paléontologique. L'identification de ces marques et la compréhension de leurs significations permettent alors la reconstitution des variations climatiques et des facteurs qui les ont pilotées.

Cette reconstitution peut être conduite des échelles locales jusqu'à l'échelle globale et faire apparaître des variations à différentes échelles de temps, de quelques milliers à quelques millions d'années.

- ➔ Quelles informations peut-on utiliser pour reconstituer les conditions climatiques d'un paléoenvironnement et leurs variations ?
- ➔ Quelles informations peut-on utiliser pour identifier les facteurs déterminant des variations globales ?

## 1 Reconstituer un paléoenvironnement à partir d'une carte géologique

De nombreuses cartes au 1/50 000 portent les marques des **variations climatiques** du Quaternaire, caractérisées par une succession de cycles glaciaires (Donau, Günz, Mindel, Riss, Würm). Chaque cycle a généré un ensemble de **dépôts morainiques**, accompagnés de **dépôts fluvio-glaciaires**. La distribution des cordons morainiques d'âges différents et notamment la position des **moraines frontales** (en cordons arqués appelés **vallums**) permettent alors de reconstituer les avancées ou les reculs successifs des glaciers ([figure TP16.1a](#)).

On se reportera avec intérêt à la **carte de Lourdes**. Les stades glaciaires sont indiqués : v pour Donau-Günz, w pour Mindel, x pour Riss, y pour Würm ; z correspond à l'Holocène. Sont distingués les moraines et vallums morainiques, notés G (v, w, x, y) et les dépôts fluvio-glaciaires notés F (v, w, x, y), Fz représentant des alluvions fluviales. L'érosion à la fin de chaque stade glaciaire remanie les dépôts glaciaires antérieurs qui subsistent alors partiellement sous forme de **terrasses**.

Les **moraines** présentent des caractères pétrologiques qui peuvent être analysés et identifiés. Elles sont constituées de matériel détritique hétérogène regroupant des éléments mal classés avec des blocs de tailles très variables allant jusqu'à des particules très fines (limons et argiles)

Voir ouvrage de 1<sup>re</sup> année, TP 20, § 2 figures TP20.7 et TP20.8

(figure TP16.1b). Ces dépôts ne montrent pas de litage. Les blocs et les surfaces présentent en surface une **striation** acquise au cours du transport (figure TP16.1c). Les moraines anciennes sont appelées des **tillites**.



Figure TP16.1 (a) Cordon morainique ; (b) moraine ; (c) stries glaciaires.

(Photos : J.F.Beaux)

Les **dépôts fluvio-glaciaires** se situent en aval du front morainique et sont constitués de matériel sédimentaire détritique aux éléments mieux classés que dans les moraines. Ils montrent un litage net mais grossier avec une alternance de lits de galets et de lits sableux. Ces dépôts ont été mis en place par un écoulement fluvial irrégulier redistribuant les dépôts morainiques. D'autres formations attestent également d'environnements glaciaires : le retrait des glaciers s'accompagne souvent de la formation de lacs, retenus par les cordons morainiques ; ces lacs sont le siège de la sédimentation des **varves**.

Celles-ci sont des dépôts lacustres fins, présentant un litage rythmique plurimillimétrique d'origine saisonnière : les lits sombres argileux correspondent à des dépôts hivernaux alors que les lits clairs sableux résultent d'apports estivaux plus grossiers du fait de débits torrentiels plus forts. De nombreuses cartes présentent également des dépôts périglaciaires éoliens sous forme de **loess** (ou limons des plateaux) (exemple de la carte de Falaise, sous le sigle  $\text{\textcircled{E}}$ ).

La reconstitution des variations climatiques du Quaternaire à partir de cartes géologiques se fondera donc sur l'analyse des **formations superficielles héritées des différentes glaciations**.

Voir ouvrage  
de 1<sup>re</sup> année, TP 15,  
figure TP15.18

## 2

### Reconstituer des variations climatiques à partir de diagrammes polliniques

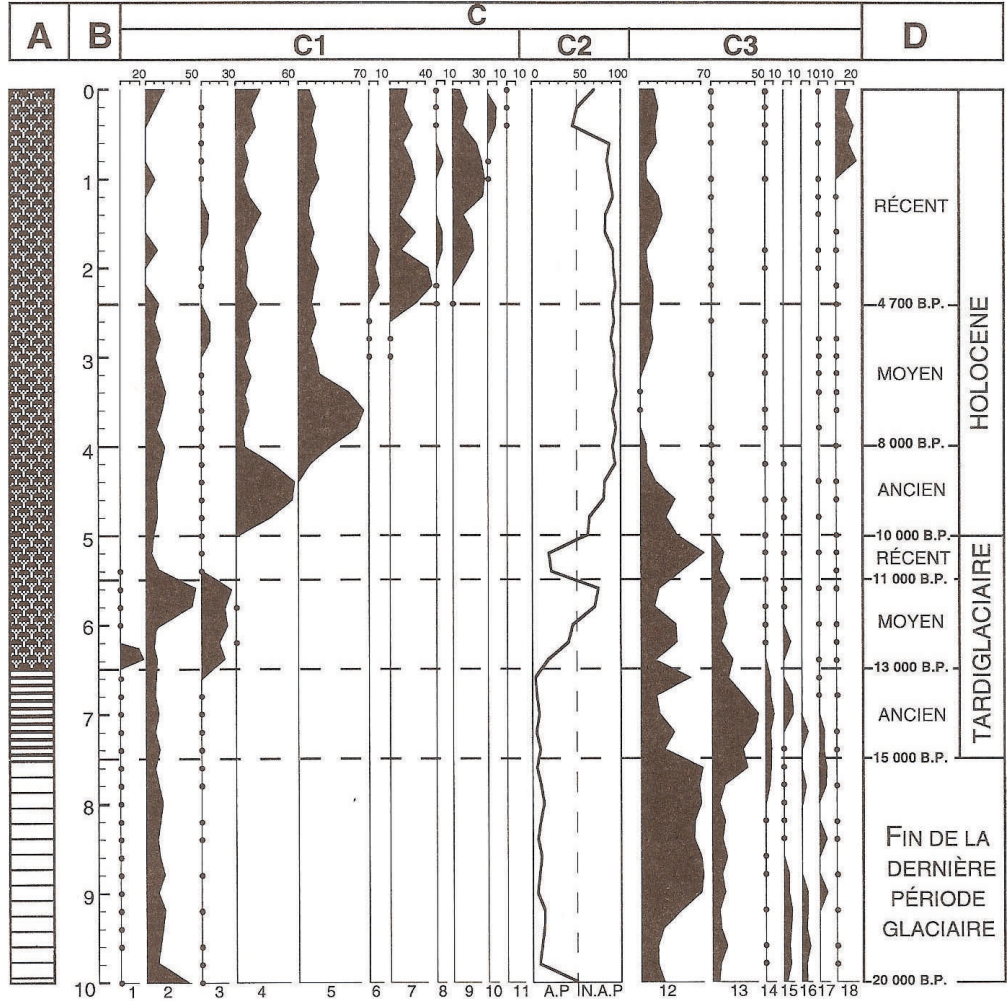
La reconstitution des variations climatiques, établie sur l'observation des dépôts glaciaires, peut être complétée par d'autres approches, comme la **palynologie**, étude des pollens produits par les **pinophytes** et les **angiospermes**. Le pollen, provenant surtout des plantes anémophiles, peut être piégé dans des sédiments où il est bien conservé du fait de la grande résistance de la sporopollénine, constituant de l'exine. Les **tourbières** sont des milieux particulièrement favorables à la conservation du pollen, piégé par la croissance annuelle des sphaignes. La réalisation d'un **diagramme pollinique** nécessite un carottage de la tourbe. Les différents niveaux de la carotte sont datés au  $^{14}\text{C}$  et le pollen est récupéré après une attaque acide (acide fluorhydrique), puis identifié.

L'analyse du pollen repose principalement sur les observations suivantes :

- étude du **rapport pollinique** AP/NAP, rapport du pourcentage des pollens d'arbres et arbustes (AP : *Arboreal Pollen*) sur celui des taxons herbacés (NAP : *Non Arboreal Pollen*) ;
- identification de taxons à signification écologique (genres, espèces).



Le **diagramme pollinique** d'une tourbière dans la région de Lourdes (figure TP16.2) révèle les variations climatiques de -20 000 ans (fin de la dernière période glaciaire) à nos jours. Elles peuvent être suivies en considérant le rapport AP/NAP (colonne C2) puis précisées grâce aux suivis de l'abondance des différents taxons.



**Figure TP16.2** Diagramme pollinique d'une tourbière de la région de Lourdes.

A : Lithologie du forage et B : profondeur (en mètres) : de bas en haut : 3 mètres d'argiles laminées, 1 mètre d'argiles riches en matière organique et 7 mètres de tourbe.

C : Évolution de pourcentage des grains de pollen des principaux taxons reconnus (espèces, genres, familles).

C1 : Taxons arborés 1 : *Juniperus* (genévrier) ; 2 : *Pinus* (Pin) ; 3 : *Betula* (bouleau) ; 4 : *Corylus* (noisetier) ; 5 : *Quercus* (chêne) ; 6 : *Tilia* (tilleul) ; 7 : *Alnus* (aulne) ; 8 : *Abies* (sapin) ; 9 : *Fagus* (hêtre) ; 10 : *Juglans* (noyer) ; 11 : *Platanus* (platane).

C2 : Évolution du rapport entre les grains de pollen d'arbres (AP : Arboreal Pollen) et les autres types de grains de pollen dont les herbacées (NAP : Non Arboreal Pollen).

C3 : Taxons herbacés

12 : Poacées ; 13 : *Artemisia* (armoise) ; 14 : Chénopodiacées ; 15 : *Helianthemum* (héliantheme) ; 16 : *Thalictrum* (pigamon) ; 17 : *Rumex* (rumex) ; 18 : *Calluna* (callune).

D : Phases climatiques et datations <sup>14</sup>C (BP : Before Present).

L'approche la plus aisée est de procéder par analyses successives des différentes phases climatiques, de la période la plus ancienne à la période la plus récente. Il est possible de dresser le [tableau TP16.1](#). Cette analyse conduit à distinguer trois phases majeures, chacune présentant des subdivisions.

**Tableau TP16.1** Interprétation du diagramme pollinique d'une tourbière.

chronologie	analyse	interprétation climatique
<b>Bilan phase III : forestation naturelle durable : réchauffement définitif holocène avant la déforestation d'origine anthropique</b>		
Holocène récent	<ul style="list-style-type: none"> <li>- recul de la forêt.</li> <li>- callune (friche).</li> <li>- espèces exogènes (noyer, platane).</li> <li>- développement de la hêtraie/sapinière - aulne.</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- influence humaine : déboisement, mise en culture de la forêt, introduction d'espèces.</li> <li>- plus forte humidité.</li> </ul>
Holocène moyen	<ul style="list-style-type: none"> <li>- nette domination des espèces forestières avec le développement du chêne (chênaie mixte).</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- optimum climatique.</li> <li>- Holocène : climat stable, tempéré et humide.</li> </ul>
Holocène ancien	<ul style="list-style-type: none"> <li>- nette progression de la forêt : noisetier (espèce pionnière).</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- réchauffement.</li> </ul>
<b>Bilan phase II : recul progressif de la steppe froide et forestation limitée périodique : période transitoire tardiglaciaire</b>		
Tardiglaciaire récent	<ul style="list-style-type: none"> <li>- bref recul des taxons forestiers.</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- période de refroidissement courte (entre -11 000 et -10 000 BP) appelée Dryas récent (ou Younger Dryas), nom hérité de <i>Dryas octopetala</i>, rosacée des régions froides (toundra et étage altitudinal alpin).</li> </ul>
Tardiglaciaire moyen	<ul style="list-style-type: none"> <li>- augmentation du rapport AP/NAP indiquant un recul des herbacées, avec une emprise plus forte des végétaux ligneux (génévrier, pin, bouleau).</li> <li>- avancée de la forêt de type taïga.</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- réchauffement.</li> </ul>
Tardiglaciaire ancien	<ul style="list-style-type: none"> <li>- comparable à la phase précédente, avec un pic d'armoise.</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- climat froid, sec.</li> </ul>
<b>Bilan phase I : végétation de type steppe froide traduisant un climat froid et sec</b>		
Fin de la dernière période glaciaire	<ul style="list-style-type: none"> <li>- taxons herbacés dominants.</li> <li>- arbres rares (pin, bouleau), steppe froide (toundra).</li> </ul>	<ul style="list-style-type: none"> <li>- climat froid et sec.</li> <li>- environnement de type périglaciaire.</li> </ul>

Voir chapitre 27, zoom 3

**Au final**, ce diagramme pollinique révèle ainsi les modifications de l'environnement accompagnant le réchauffement et la phase de retrait qui suit le dernier stade glaciaire (Würm) dans la région de Lourdes. Il est aussi représentatif de l'évolution botanique donc climatique des 20 000 ans BP en France et aux latitudes moyennes : reconquête des domaines glaciaires et périglaciaires. Le pollen apparaît comme un bon témoin paléontologique des variations climatiques mais on observera que dans les diagrammes polliniques, les plantes anémogames sont surreprésentées car elles produisent de grandes quantités de pollen dispersées à grande distance (exemple des pino-phytes) à la différence des plantes entomogames ; ceci peut biaiser en partie les reconstitutions.



Voir chapitre 27,  
zoom 3

Les variations climatiques détectées sur les pollens doivent être confrontées à d'autres archives, comme les archives glaciaires avec les mesures des rapports isotopiques ( $\delta^{18}\text{O}$ ) donnant accès aux paléotempératures : exemple de la carotte NGRIP.

### 3 Formuler des hypothèses sur des facteurs impliqués dans une entrée en glaciation

Les terrains carbonifères et permien de certaines régions continentales (Amérique, Afrique méridionale, Inde, Australie) portent les marques de dépôts glaciaires, les **tillites** qui attestent de l'extension d'une calotte glaciaire. Ces continents étaient réunis en une masse continentale, le Gondwana, alors en position polaire australe et recouvert d'une large calotte glaciaire. Des dépôts glaciaires de cette époque ne sont pas connus en France : celle-ci se trouvait en position équatoriale et était le siège d'une sédimentation de plate-forme carbonatée et de séries houillères importantes, ayant produit tous les gisements de charbon connus en France (figure TP16.3).

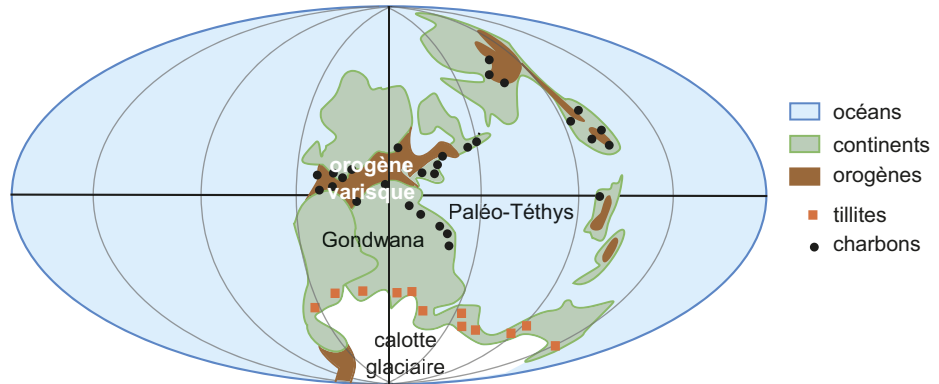


Figure TP16.3 Le visage de la Terre au Carbonifère supérieur.

La mise en relation des différentes informations des documents figures TP16.3 à TP 16.7 peut conduire à formuler des hypothèses sur les facteurs ayant contribué à l'entrée progressive en glaciation, du Dévonien supérieur au Permien moyen.

La figure TP16.4 indique :

- la succession des stades de glaciations et de déglaciations (colonne 1 du tableau) : une première glaciation, brève, s'est mise en place à la limite Dévonien-Carbonifère, jusqu'au Carbonifère inférieur (Tournaisien). Une deuxième glaciation, également brève, a eu lieu au Carbonifère supérieur (Viséen) et a précédé l'installation durable de la troisième glaciation, à partir du Carbonifère moyen (Namurien) et étendue jusqu'au milieu du Permien (Artinskien) ;
- l'évolution de certaines modifications environnementales : variations du niveau marin, estimation de la biodiversité végétale (nombre d'espèces de plantes à graines), mesure du rapport  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  dans les sédiments carbonatés. L'augmentation de ce rapport isotopique dans les carbonates est interprétée comme résultant de l'augmentation des apports d'origine continentale dans le réservoir océanique, donc d'une augmentation de l'altération/érosion des reliefs.

La figure TP16.5 présente des particularités sédimentaires observées au passage Frasnien - Famennien (Dévonien supérieur). Ce passage est marqué dans de nombreuses régions par la présence de couches sédimentaires riches en matière organique : ce sont les deux horizons Kellwasser. Cette figure représente également le  $\delta^{13}\text{C}$  des sédiments carbonatés contemporains.

La figure TP16.6 fournit l'estimation de la production carbonatée au cours des temps géologiques.

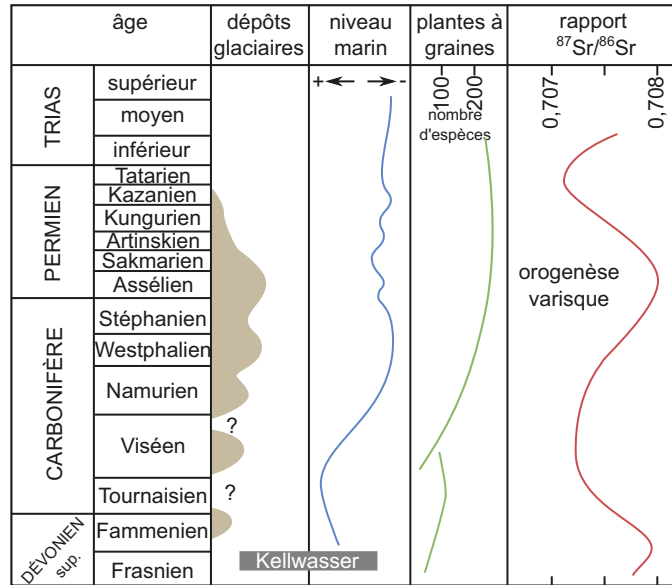


Figure TP16.4 Distribution temporelle des dépôts glaciaires, variations du niveau marin, développement de la végétation et évolution du rapport  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  du Dévonien supérieur au Trias.

Figure TP16.5 Horizons sédimentaires et rapports isotopiques  $\delta^{13}\text{C}$  de niveaux carbonatés au passage Frasnien - Famennien (Dévonien supérieur).

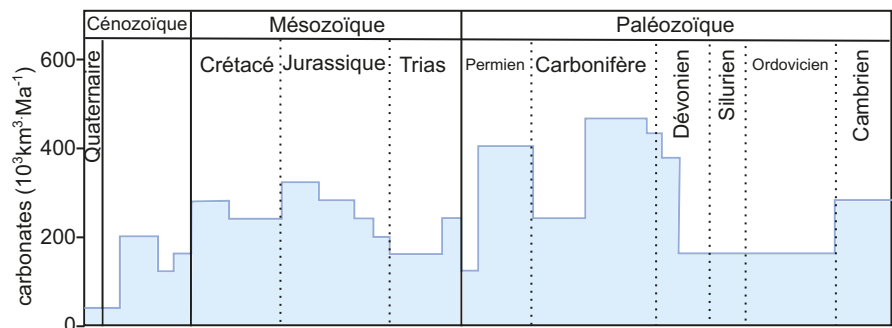
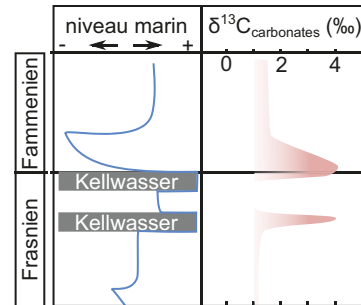
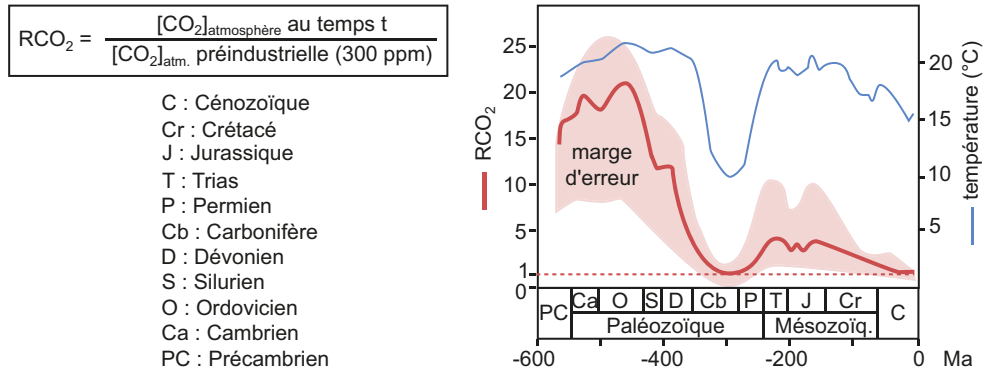


Figure TP16.6 Estimation de la production carbonatée au cours du Phanérozoïque (selon les dépôts observés).

La figure TP16.7 correspond à un tracé hypothétique de l'évolution de la concentration de  $\text{CO}_2$  atmosphérique au cours des temps géologiques, dressé à partir d'un très vaste ensemble de données (modèle Géocarb).



**Figure TP16.7** Modèle Géocarb : évolution de la concentration du CO<sub>2</sub> au cours des temps géologiques, rapportée à la concentration préindustrielle de 300 ppm. Évolution hypothétique des températures liées aux variations de la concentration en CO<sub>2</sub>.

**Exploitation des documents :** ceux-ci permettent d’identifier deux grands types de facteurs ayant contribué à l’entrée progressive en glaciation, du Dévonien supérieur au Permien moyen.

• **Facteurs biologiques**

Les horizons Kellwasser attestent d’un piégeage d’une quantité importante de matière organique. Celle-ci est préservée sans être oxydée, ce qui est en accord avec les augmentations transitoires du δ<sup>13</sup>C (appauvrissement relatif de l’atmosphère en <sup>12</sup>C, puis de l’eau avec laquelle les foraminifères sont en équilibre) (figure TP16.5). La richesse en matière organique résulte d’une part d’une productivité importante et d’autre part, de sa préservation dans des fonds océaniques pauvres en oxygène, voire anoxiques.

La constitution au Carbonifère de très nombreux gisements houillers (figure TP16.3) atteste d’un autre piégeage important de matière organique, susceptible d’abaisser la concentration atmosphérique en CO<sub>2</sub> (figure TP16.7). La formation de ces gisements de charbon est liée au développement important des végétaux terrestres, révélé par un grand nombre d’espèces (figure TP16.4). La baisse de concentration du CO<sub>2</sub> diminue l’effet de serre et entraîne un refroidissement qui conduit à l’entrée en glaciation (figure TP16.7).

• **Facteurs géologiques**

La production des carbonates au Dévonien et au Carbonifère (figure TP16.6) apparaît importante, ce qui constitue un autre piège de CO<sub>2</sub>.

L’évolution du rapport <sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr (figure TP16.4) révèle un accroissement des processus d’altération et d’érosion. Cette variation du bilan d’altération des continents n’est pas clairement corrélée aux fluctuations paléoclimatiques, mais l’est au premier ordre avec les épisodes orogéniques, notamment l’orogénèse hercynienne (ou varisque) du Paléozoïque supérieur : ces processus participent toutefois de manière importante au pompage du CO<sub>2</sub>, ce qui leur donne des effets majeurs sur l’évolution des températures.

Les facteurs biologiques et géologiques contribuent tous à **accroître le pompage du CO<sub>2</sub>**, ce qui réduit la concentration atmosphérique de celui-ci (figure TP16.7) et entraîne une diminution corrélative de l’effet de serre, et par suite, un **refroidissement significatif**. (figure TP16.7) Celui-ci peut initier la formation de glace sur le Gondwana situé au pôle Sud. Ce développement peut entraîner une augmentation de l’albédo, qui, à son tour, va accroître le refroidissement par des mécanismes de rétroaction.

La formation de la calotte détermine une baisse du niveau marin (figure TP16.4) ce qui augmente les surfaces continentales et accroît encore l’albédo. Ces rétroactions positives installent alors durablement la glaciation.

# Climat et biodiversité

## Activités pratiques

### PLAN DU CHAPITRE

- 1 Projections climatiques et réchauffement actuel
- 2 Impacts du changement climatique sur la biodiversité

Voir chapitre 18

### INTRODUCTION

L'étude des archives sédimentaires et glaciaires permet de reconstituer les paléoclimats et de montrer leur variabilité dans l'espace et le temps. Sur les 150 dernières années, les marqueurs d'une variabilité rapide du climat sont nombreux, et s'accordent à identifier un réchauffement du climat lié aux activités anthropiques.

Le GIEC (Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat – IPCC en anglais) est un organisme regroupant actuellement 195 pays membres de l'ONU, qui a notamment pour mission, depuis 1988, d'évaluer le réchauffement climatique et ses conséquences sur l'environnement et les sociétés humaines. Ce réchauffement fait en effet désormais partie des risques géologiques.

- ➔ Quels sont les marqueurs d'un réchauffement climatique ?
- ➔ Quelles en sont les conséquences sur l'évolution des enveloppes géologiques externes (notamment l'hydrosphère) et sur la biodiversité ?

## 1 Projections climatiques et réchauffement actuel

Les données de la [figure TP17.1](#) sont quelques-unes des données publiées dans le rapport du GIEC édité en 2021.

Le document concerne l'**atmosphère** ([figure TP17.1a](#)), l'**hydrosphère** liquide, ramenée à l'océan global, qui rassemble 96,5 % de l'eau superficielle ([figure TP17.1b, d, e et g](#)) et la **cryosphère**, portion de l'hydrosphère gelée. Il s'agit des **calottes glaciaires** implantées sur des continents – Antarctique, Groenland, des **glaciers de montagnes** ([figure TP17.1c](#)) et des banquises permanentes. Cet ensemble constitue 1,7 % des eaux superficielles et couvre 10 % de la surface terrestre). On y inclura ici également l'eau contenue dans les **permafrosts** ou pergélisols, sols gelés en permanence ([figure TP17.1f](#)).

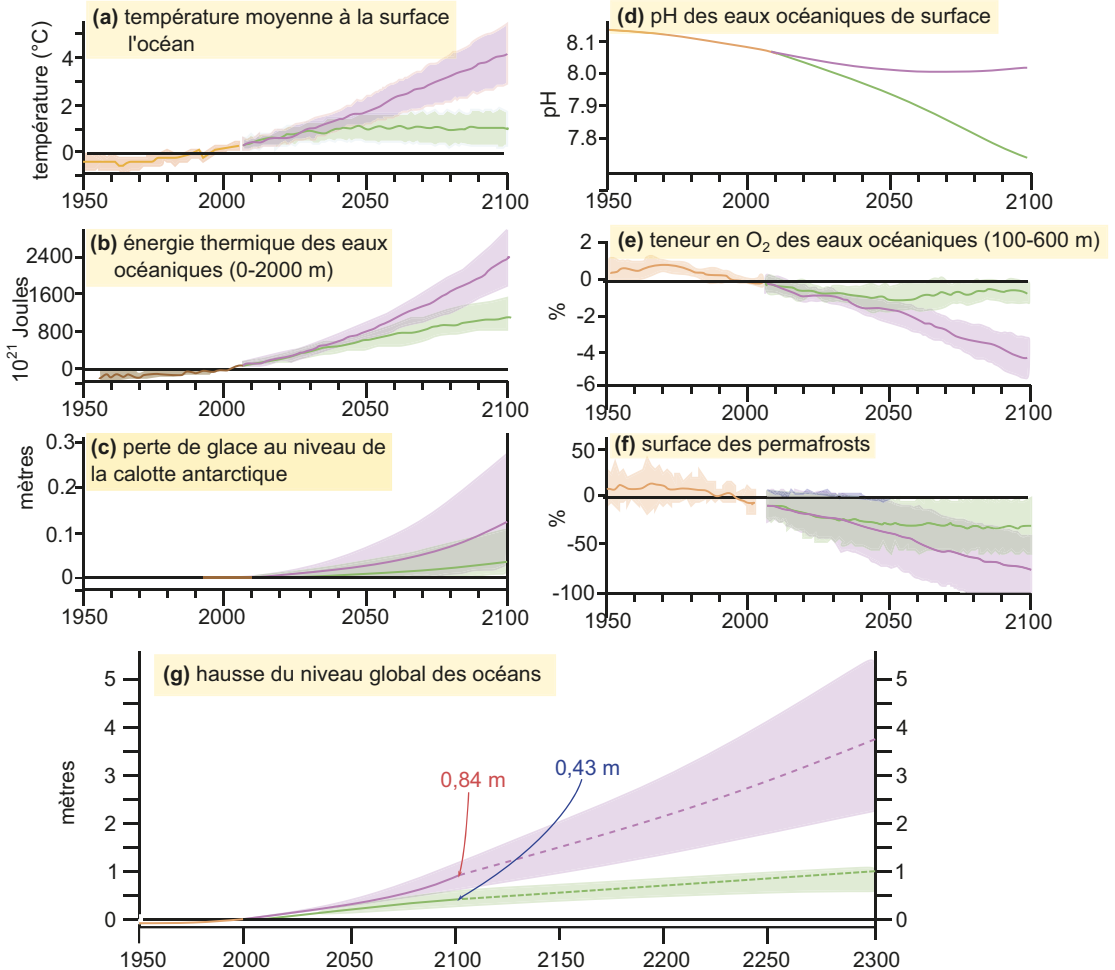
Dans chaque document, les données sont réparties en trois catégories.

- Des **données calculées à partir de mesures** (courbes en brun). Les quantifications reposent sur l'analyse d'un très grand nombre de mesures : les méthodes de calcul des moyennes et de lissage d'éventuelles variations diurnes et saisonnières sont source d'incertitudes représentées par les enveloppes entourant chaque courbe.
- Des **données calculées en effectuant des projections**. Le premier type de projections (courbes et domaines d'incertitude en vert) est fondé sur l'hypothèse « optimiste » d'un arrêt immédiat des émissions de **gaz à effet de serre (GES)**. Les autres projections, « pessimistes », en violet, reposent sur une absence totale de limitation de la production anthropique de GES. Les projections sont donc extrêmes et bornent les possibilités réelles d'évolution des systèmes considérés.

Voir chapitre 24



La figure TP17.1 fournit les évolutions observées d'un certain nombre de paramètres et les projections envisagées selon ces deux scénarios.



**Figure TP17.1** Évolution mesurée (avant 2020) et prédite (de 2020 à 2100 ou 2300) de certains marqueurs atmosphériques, hydrosphériques et cryosphériques.

(en brun : valeurs mesurées sur la période 1950 - 2015 ; en violet : projections pessimistes ; en vert : projections optimistes). Les domaines colorés encadrant les courbes représentent l'incertitude des estimations.

Toutes les estimations sauf le pH sont quantifiées par rapport à une référence (valeur 0) qui correspond alors à la moyenne des valeurs de la grandeur considérée sur la période 1986 - 2005.

- (a) Évolution de la température moyenne (en degrés) de l'atmosphère à la surface de l'océan.
- (b) Évolution de l'énergie thermique (en Joules) emmagasinée dans les eaux océaniques sur la tranche 0 - 2 000 m.
- (c) Perte de glace au niveau de la calotte antarctique quantifiée en augmentation du niveau marin par rapport à la perte moyenne estimée sur l'intervalle 1986 - 2005 (valeur 0).
- (d) Évolution du pH des eaux océaniques de surface.
- (e) Évolution de la teneur en O<sub>2</sub> moyenne (en %) des eaux océaniques dans la tranche 100-600 m de profondeur.
- (f) Évolution de la surface des permafrosts, en %.
- (g) Évolution de la hauteur de la surface océanique globale (en mètres).

D'après la figure SPM1 issue du sixième cycle d'évaluation du GIEC (2016-2022) - <https://www.ipcc.ch/srocc/chapter/summary-for-policymakers/>

La [figure TP17.1a](#) (évolution de la température à la surface des océans) constitue un marqueur direct du réchauffement climatique. On constate que la température de référence (établie sur la moyenne 1986-2005) a été atteinte vers 1990 ; elle est d'environ 0,5 °C supérieure aux températures mesurées entre 1950 et 1980. Les projections indiquent un accroissement de 3 à 5 °C dans l'hypothèse pessimiste. En revanche, un arrêt total de la production des GES se traduirait par une stabilisation des températures autour d'une valeur excédant de +1 °C la moyenne de référence, mais uniquement à partir de 2050. Les GES émis actuellement ont donc un impact sur une trentaine d'années.

L'exploitation des autres documents peut se mener selon deux axes, développés dans le [tableau TP17.1](#) :

- décrire les évolutions constatées et projetées et les expliquer en lien avec l'augmentation des températures ;
- envisager les conséquences géologiques et sociétales de ces évolutions.

**Tableau TP17.1** Exploitation des documents b à f de la figure TP17.1.

	Marqueur	Évolutions projetées et constatées	Lien avec le réchauffement	Conséquences envisageables
<b>HYDROSPHÈRE (liquide)</b>	<b>Énergie thermique océanique (doc. b)</b>	Horizon 2100 : l'énergie thermique augmente : - de manière affine dans l'hypothèse optimiste ; - de manière exponentielle dans l'autre hypothèse avec alors une valeur triple de la précédente.	Le réchauffement de l'atmosphère se répercute sur l'hydrosphère, avec une latence assez importante (la capacité thermique massique de l'eau étant importante : 4,18 J.g <sup>-1</sup> .°C <sup>-1</sup> ). Même si les températures atmosphériques cessent de progresser, l'énergie thermique continue de s'accumuler jusqu'en 2100.	- Modifications des températures océaniques de surface ; perturbations du couplage océan/atmosphère et des courants océaniques. - Intensifications des phénomènes météorologiques extrêmes (cyclones). - Dilatation thermique des eaux océaniques ce qui participe à la hausse du niveau marin.
	<b>pH des eaux de surface (doc. d)</b>	- pH moyen de 8,15 à 8,05 de 1950 à 2000. Horizon 2100 : la tendance est une acidification des eaux océaniques de surface ; selon les hypothèses : - faible variation ; maintien autour de 8,05 ; - acidification marquée, entre 7,7 et 7,8.	Lien direct avec l'augmentation du CO <sub>2</sub> . Le CO <sub>2</sub> dissous donne un acide faible, l'acide carbonique. Celui-ci produit des ions HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup> et des protons, qui acidifient les eaux de surface.  Voir chapitre 22	Les variations affectent la biosphère océanique principalement localisée dans les eaux de surface. L'acidification modifie la physiologie des organismes et altère la fabrication des tests (foraminifères), des coquilles (mollusques) et des squelettes carbonatés des coraux.
	<b>Quantité d'O<sub>2</sub> dissous (doc. e)</b>	La tendance est une diminution de la teneur en O <sub>2</sub> . Horizon 2100 : - baisse de 0,5 +/-0,5 % ; - baisse de 4 +/-1 %.	Diminution de la solubilité de l'O <sub>2</sub> dans l'eau lorsque la température augmente.	La biodiversité est affectée par l'hypoxie des eaux de surface.



	Marqueur	Évolutions projetées et constatées	Lien avec le réchauffement	Conséquences envisageables
CRYOSPHERE	<b>Glace de la calotte antarctique (doc. c)</b>	Perte insensible (à cette échelle) jusqu'en 2005. Horizon 2100 : - fonte conduisant à une hausse maximale du niveau marin de 1 m par rapport à la valeur de référence ; - fonte trois fois plus importante.	Fonte accrue de la glace lors d'étés plus chauds. Moindre reconstitution de la glace en hiver du fait de précipitations neigeuses plus faibles.	- Débâcles glaciaires accrues (vêlage de grandes quantités d'icebergs). - Modification du régime de courants océaniques en périphérie du continent englacé. - Modification de l'albédo et du bilan radiatif dans les régions polaires. - Hausse du niveau des mers.
	<b>Surface du permafrost (doc. f)</b>	Diminution de quelques % entre 1950 et 2005. Horizon 2100 : - baisse de 30 +/-25 % ; - baisse de 70 +/-30 %.	Augmentation du nombre de jours où la température excède 0 °C dans les régions polaires arctiques.	- Augmentation de l'oxydation de la matière organique initialement piégée dans le permafrost. - Libération du méthane piégé dans les clathrates ; augmentation rapide des GES libérés dans l'atmosphère. - Déstabilisation des installations (exemple des pipelines...) scellées sur le permafrost.

Le niveau océanique global (figure TP17.1g) résulte de la combinaison de tous les facteurs précédents : les modèles en prévoient la hausse moyenne de 0,3 à 0,8 m à l'horizon 2100 (et de 0,5 à 5 m à l'horizon 2300).

Les conséquences de la hausse du niveau marin sont très diversifiées :

- du point de vue géologique et écologique : érosion des littoraux, inondations de plaines côtières, submersion des îles basses ;
- du point de vue sociétal : actuellement, près de 700 millions de personnes vivent dans des zones côtières basses susceptibles de disparaître ou d'être profondément modifiées en cas de hausse avérée du niveau marin.

## 2 Impacts du changement climatique sur la biodiversité

Les effets du changement climatique sur la biodiversité peuvent se manifester à différentes échelles (organismes, populations ou communautés) et s'exprimer de diverses manières : adaptations physiologiques, déplacement des aires de répartition, modification des effectifs des populations, de la richesse spécifique, modifications des relations interspécifiques.

Deux exemples d'effets du changement climatique sont étudiés ci-dessous sur l'évolution des populations d'oiseaux endémiques (c'est-à-dire n'existant nulle part ailleurs) de l'archipel d'Hawaï.

## 2.1 Modification des relations interspécifiques

Les documents de la [figure TP17.2](#) sont extraits d'une étude cherchant à préciser l'effet du changement climatique sur l'infection des oiseaux par le paludisme aviaire.

Sur l'archipel d'Hawaï, avant la colonisation par l'homme, il y avait environ 70 espèces d'oiseaux endémiques. Il en reste aujourd'hui moins d'un tiers, dont onze sont classées en grand danger par l'Union internationale pour la conservation de la nature (UICN), et sept autres (dont le liwi rouge de la [figure TP17.2a](#)) comme vulnérables. Les causes de ces disparitions sont multiples : la chasse, la destruction des habitats et l'introduction de parasites ou de prédateurs de ces oiseaux. Au début du 19<sup>e</sup> siècle, l'agent du paludisme aviaire (*Plasmodium relictum*) et son vecteur, un moustique (*Culex quinquefasciatus*) ont été introduits accidentellement. Les larves de l'insecte se développent dans les mares où les eaux sont stagnantes. Les espèces d'oiseaux endémiques sont beaucoup plus sensibles au parasite que les espèces introduites, car elles n'ont pas coévolué avec le parasite ; pour elles une infection se révèle le plus souvent mortelle.

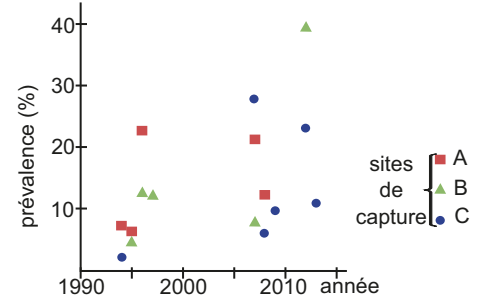
La prévalence du paludisme aviaire (pourcentage des oiseaux infectés dans l'ensemble de la population) a été déterminée grâce à des prises de sang sur des oiseaux capturés par des filets en trois sites A, B et C puis relâchés ([figure TP17.2b](#)). On cherche à corrélérer ces variations avec des données météorologiques ([figure TP17.2c et d](#)) et des résultats de calculs évaluant le nombre de jours où le bas régime des cours d'eau permet la formation de zones d'eaux stagnantes ([figure TP17.2e](#)). D'éventuelles corrélations peuvent alors permettre de proposer un enchaînement de relations de causalité.

Voir chapitre 1,  
§ 3.2b

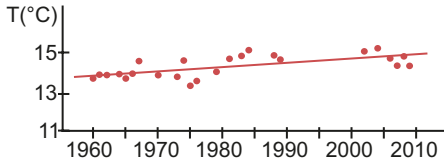
(a) liwi rouge (*Vestiaria coccinea*)



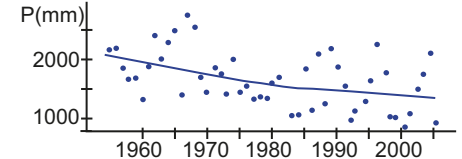
(b) prévalence du paludisme chez les oiseaux



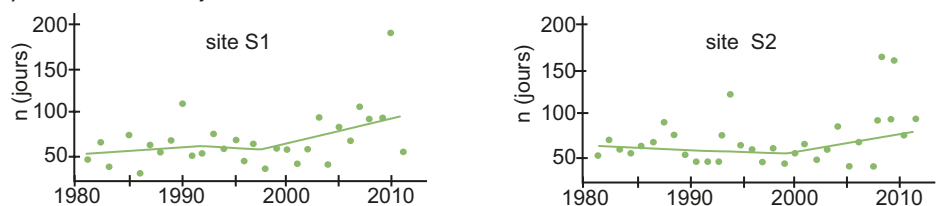
(c) température moyenne de l'air



(d) précipitations annuelles



(e) nombre estimé de jours avec un faible niveau de circulation de l'eau dans 2 cours d'eau de l'archipel



**Figure TP17.2** Données sur les populations d'oiseaux des îles Hawaï.

(a) [https://fr.wikipedia.org/wiki/liwi\\_rouge](https://fr.wikipedia.org/wiki/liwi_rouge) ; (b) à (e) d'après C.T. Atkinson & al. ; Changing climate and the altitudinal range of avian malaria in the Hawaiian Islands - an ongoing conservation crisis on the island of Kaua'i, *Global Change Biology* (2014) 20, 2426-2436, doi: 10.1111/gcb.12535.



La [figure TP17.2b](#) montre que la prévalence du paludisme chez les oiseaux est variable d'un site à l'autre et selon l'année, en fonction du nombre plus ou moins élevé d'oiseaux capturés et testés. Malgré cette variabilité, on dégage une tendance à la **hausse de la prévalence** pendant les dix-neuf années de l'étude : alors que tous les sites montrent des valeurs inférieures à 10 % en 1995, aucun site n'est dans cette situation en 2014.

Les données météorologiques depuis 1960 mettent en évidence une **augmentation de la température** moyenne de l'air d'environ 1 °C sur cette période ([figure TP17.2c](#)), associée à une **baisse de la pluviosité** de 500 mm ([figure TP17.2d](#)). Cette **corrélation** entre les données biologiques et climatiques peut conduire à formuler l'**hypothèse** que le changement climatique est à l'origine de l'augmentation de la prévalence du paludisme chez les oiseaux.

Pour éprouver cette hypothèse, il faut envisager les conséquences que le changement climatique pourrait avoir sur les populations de moustiques (vecteur), ou de *Plasmodium* (parasite). Les résultats de la [figure TP12.e](#) montrent que la baisse des précipitations a induit une augmentation du nombre de jours où les cours d'eau présentent un flux réduit (environ +50 % depuis 2010) ; or les larves de moustique ont besoin d'eaux stagnantes pour se développer. Donc la réduction du courant des cours d'eau permet une **augmentation des habitats potentiels pour les moustiques**.

À partir des résultats de cette étude, on peut ainsi proposer l'interprétation suivante : le changement climatique entraîne une prolifération des moustiques, parce qu'il fait plus chaud et parce que la réduction des précipitations diminue les périodes de fort courant défavorables au développement des larves. Il s'ensuit une infection plus marquée des oiseaux et une augmentation de leur mortalité.

## 2.2 Modification de l'aire de répartition d'une espèce

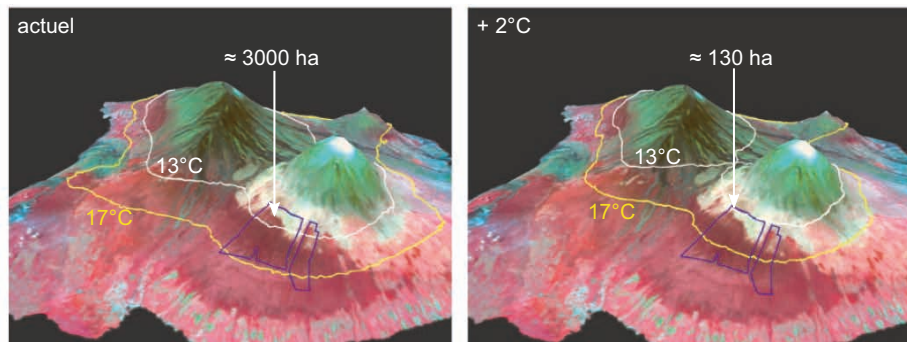
Quand les premiers européens ont débarqué, le liwi ([figure TP 17.2a](#)) vivait sur la côte alors qu'aujourd'hui, on ne le trouve qu'au-dessus de 1 000 m : les populations d'oiseaux endémiques ont trouvé refuge dans les forêts des zones élevées.

On constate par ailleurs que la prévalence du paludisme diminue en altitude, parce que les moustiques ne peuvent pas se développer si la température est trop basse. À Hawaï, le seuil de température en dessous de laquelle le moustique vecteur du *Plasmodium relictum* ne se développe plus, est estimé à 13 °C. La prévalence du plasmodium dans les populations de moustique est en revanche maximale lorsque la moyenne des températures est de 17 °C.

La question se pose alors de savoir si l'augmentation de la température ne risque pas de permettre aux moustiques de conquérir les parties élevées des îles, dont les parties boisées constituent l'habitat des populations d'oiseaux endémiques. La [figure TP17.3](#) présente les résultats d'une simulation recherchant ce que pourraient devenir ces zones refuges des oiseaux endémiques, dans l'hypothèse d'une augmentation de température de 2 °C, et en considérant que le changement climatique dans l'archipel ne se traduirait que par une élévation de l'altitude à partir de laquelle on ne trouve plus de forêts.

Ces simulations montrent qu'un réchauffement de 2 °C entraînerait une remontée d'environ 300 m des isothermes, ce qui éliminerait d'une part presque complètement la zone forestière refuge des oiseaux endémiques et accroîtrait d'autre part les surfaces d'infection potentielles par le plasmodium.

La préservation des populations d'oiseaux endémiques passe à la fois par la prévention de l'infection des oiseaux par le paludisme (en luttant contre les moustiques) et par la protection des forêts et leur régénération en latitude.



**Figure TP17.3** Simulation des effets d'un réchauffement de 2 °C sur l'habitat potentiel des espèces d'oiseaux endémiques sur l'île d'Hawaï.

Les deux images ont le même fond (image SPOT de 1995) ; l'isotherme 17 °C (en jaune) correspond à la limite supérieure de la zone où le risque d'infection par le paludisme est maximal ; l'isotherme 13 °C (en blanc) est la limite inférieure de la zone où les oiseaux endémiques sont à l'abri du paludisme. La ligne bleue délimite les forêts qui constituent l'habitat actuel des oiseaux endémiques. La surface de la partie de cette zone située au-dessus de l'isotherme 13 °C (surface actuelle à gauche, surface estimée à droite) est indiquée en blanc au-dessus de la flèche.

© (2002) National Academy of Sciences, U.S.A. T.L. Benning & al., Interactions of climate change with biological invasions and land use in the Hawaiian Islands : modeling the fate of endemic birds using a geographic information system ; [www.pnas.org/cgi/doi/10.1073/pnas.162372399](http://www.pnas.org/cgi/doi/10.1073/pnas.162372399).