

# L'OCÉAN : PROPRIÉTÉS PHYSIQUES ET CHIMIQUES DE L'EAU DE MER

23

CHAPITRE

## MOTS-CLÉS

- ▶ Origine de l'eau sur Terre.
- ▶ Océans Atlantique, Pacifique, Indien, Arctique, Antarctique.
- ▶ Icebergs et banquises.
- ▶ Circulations haline et thermohaline, thermocline, psychrosphère.
- ▶ Salinité, chlorinité, loi de Dittmar.
- ▶ Température et stratification thermique de l'océan.
- ▶ Zone à oxygène minimum (ZOM), événements anoxiques ou « OAE » (*Oceanic Anoxic Events*).
- ▶ Effet de sel et temps de résidence océanique des éléments chimiques.
- ▶ Hydrothermalisme sous-marin, fumeurs et oasis de vie (bactéries chimiosynthétiques, *Calyptogenia*, *Bathymodiola*, *Alvinella*), le problème du magnésium.
- ▶ Courants, spirale d'Ekman, upwellings.
- ▶ ENSO (*El Niño Southern Oscillation*) et NAO (*North Atlantic Oscillation*).
- ▶ Les différentes masses d'eaux : AABW, AAIW, ABW, AIW, NADW.
- ▶ Eustatisme, glacio- et tectono-eustatisme.

L'hydrosphère est essentiellement constituée par l'eau de mer (plus de 97 %). En supposant une répartition uniforme de l'hydrosphère, chaque centimètre carré de la surface terrestre dispose de 273 litres d'eau dont : 268,45 L d'eau de mer, 0,1 L d'eau douce, 4,5 L de glace et 0,003 L de vapeur.

L'océan occupe 72 % de la surface de la Terre, soit environ 360 millions de km<sup>2</sup> pour un volume de 1 320 millions de km<sup>3</sup>. Océans et continents sont inégalement répartis dans les deux hémisphères. L'hémisphère nord contient les deux tiers des terres émergées ; on parle souvent d'hémisphère continental mais, malgré cela, la surface des mers (155 millions de km<sup>2</sup>) y est supérieure à celle des continents (100 millions de km<sup>2</sup>).



Voir fig. 26.1



Voir fig. 22.8

La courbe de fréquence de répartition des altitudes (*courbe de Trabert, fig. 4.5 A*) montre l'existence de deux niveaux privilégiés : l'un vers + 300 m, l'autre vers - 4 800 m. L'altitude moyenne des continents est de 840 m, la profondeur moyenne des mers de - 3 800 m. La rareté des niveaux intermédiaires est remarquable. L'allure bimodale de la courbe de Trabert fut un des premiers indices conduisant à admettre la présence de deux croûtes de nature différente, en équilibre isostatique, sous les océans (type basaltique) et sous les continents (type granitique).

 Voir fig. 4.5

 Voir fig. 9.3

 Voir fig. 4.5 B

La topographie des océans et les grands ensembles morpho-structuraux : plateau continental ou plate-forme, pente ou talus, glacis continental, canyons sous-marins, fosses, bassins océaniques et plaines abyssales, dorsales, rides et monts sous-marins ont été développés dans la partie III (La dynamique de la lithosphère océanique). Il convient de rappeler que la ligne de rivage ne correspond pas à la transition croûte continentale/croûte océanique qui se situe plus au large au pied de la pente continentale (de ce fait environ 25 % de la croûte continentale sont, actuellement, sous la mer)

## 23.1 UN OcéAN MONDIAL OU DES OcéANS ?

 Voir fig. 4.14 et 22.2

Les trois grands océans (Pacifique, Atlantique, Indien), qui séparent dans l'hémisphère nord les masses continentales, sont tous en liaison avec le domaine océanique péri-antarctique. Il y a donc continuité de la masse océanique mondiale mais chaque océan a ses caractéristiques propres tant du point de vue structural que de celui de la composition, de l'origine et de la circulation des eaux.

### 23.1.1 Le Pacifique

C'est le plus grand (1/3 de la surface terrestre) mais aussi le plus profond des océans. Il est bordé par des fosses associées à des chaînes de montagnes et des systèmes d'arc insulaires qui caractérisent un régime de subduction. Les marges continentales sont étroites par rapport à celles des autres océans. Le volcanisme (aérien ou sous-marin) est important, particulièrement dans la partie centrale et occidentale. De plus, dans sa partie ouest, il communique avec un certain nombre de mers marginales (de profondeur souvent supérieure à 2 km) dont il est séparé par les fosses et les arcs insulaires. Mers marginales et fosses constituent des pièges qui protègent le bassin océanique profond des influences continentales (sédiments et eaux douces).

Largement ouvert au sud vers l'océan Antarctique, le Pacifique est pratiquement clos vers le nord (détroit de Béring). Il n'y a pas de zones de formations d'eaux profondes (celles-ci proviennent de l'Atlantique via l'océan Indien (*fig. 23.22*)).

### 23.1.2 L'Atlantique

Bien que relativement étroit (environ 5 000 km), c'est le second océan pour la superficie. S'étendant, en position méridienne, des régions arctiques aux régions antarctiques, il joue un rôle capital dans la circulation et la distribution des eaux froides produites par les océans polaires. Du fait du grand développement des plateaux continentaux et des marges stables, l'Atlantique présente une profondeur moyenne plus faible (de 200 m) que la moyenne océanique mondiale. Il s'oppose au Pacifique par la rareté des îles volcaniques et des mers marginales (Caraïbes, Scotia sea, mer de Norvège, Méditerranée) et par la présence d'une zone de plongement des eaux (mer de Norvège). Les eaux de fond atlantiques

sont donc juvéniles. Enfin, cet océan reçoit le flux le plus important d'eau douce. L'Amazone et le Congo représentent à eux seuls le quart du flux des rivières mondiales et il convient d'ajouter le St-Laurent, le Mississippi, le Niger, le Parana et, par l'intermédiaire de la mer du Nord et de la Méditerranée, le Rhin, le Nil et le Rhône.

Cet apport d'eau continentale a pour conséquence que les sédiments terrigènes sont un composant important de la sédimentation atlantique hauturière (sédimentation hémiplagique).

### 23.1.3 L'océan Indien

Il s'étend du Sud de l'Afrique où il communique avec l'Atlantique jusqu'à l'Indonésie, l'Australie et le Sud de la Tasmanie où il rejoint le Pacifique. Il est caractérisé par un faible développement des plateaux continentaux (profondeur moyenne voisine de la moyenne océanique mondiale). Situé dans l'hémisphère sud pour sa plus grande part, il est, plus encore que le Pacifique, clos vers le nord par la masse continentale de l'Eurasie d'où proviennent pratiquement tous les apports de rivières.

Cette particularité orographique et les conditions climatiques de l'Eurasie donnent au nord de l'océan Indien (au nord de 10 °S soit environ 40 % de sa surface) un régime météorologique (et hydrologique) alternatif particulier dit de mousson.

  
Voir fig. 21.12  
et 22.8

### 23.1.4 L'océan Arctique

Centré sur le pôle Nord, il est de petite taille et peu profond (moyenne 1 117 m). Plateaux et pentes continentaux occupent 68 % de sa superficie. Pendant la majeure partie de l'année, il est couvert de glaces de mer d'une épaisseur supérieure à 3 ou 4 mètres. Entouré de continents, il ne communique avec l'Océan mondial, par l'intermédiaire de l'Atlantique, que par deux passages entre le Groenland et l'Islande d'une part et l'Islande et la Scandinavie d'autre part.

Petite taille, entourage continental et importante décharge des rivières lui valent une salinité très inférieure à la moyenne mondiale.

### 23.1.5 L'océan Antarctique

Son identité est moins évidente. Entourant le continent du même nom, il n'a pas de limite nord et ses eaux sont en libre communication avec le reste de l'Océan mondial. De ce fait, de nombreux auteurs le divisent en trois secteurs faisant partie intégrante des trois grands océans. Toutefois la singularité de sa circulation (circulation périphérique d'ouest en est) et l'importance que les masses d'eaux d'origine antarctique ont dans l'équilibre de l'Océan mondial, conduisent à en faire un océan à part entière dont la limite nord se situe suivant les saisons entre 38 et 42 °S (*zone de convergence subtropicale*).

Ainsi défini, il représente 22 % de la superficie totale océanique. Sa marge sud présente des particularités en relation avec la position polaire du continent.

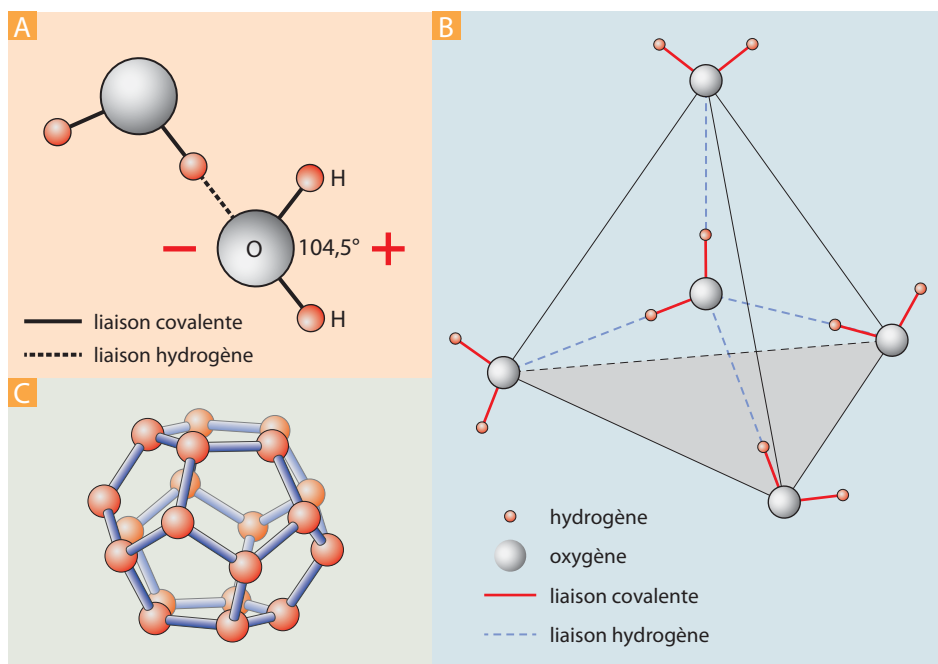
La calotte glaciaire qui recouvre le continent Antarctique (altitude moyenne 2 500 m) réunit en fait deux régions distinctes, l'Antarctide de l'Ouest correspondant à un archipel et l'Antarctide de l'Est constitué d'un bloc continental massif et d'une île (la Terre d'Enderby). Dans la partie ouest, la glace reposerait sur le fond même de l'océan, jusqu'à des profondeurs de 500 à 1 000 m, obstruant les communications pouvant exister entre la mer de Ross et la mer de Weddell. Enfin, le rebord du plateau continental antarctique présente la particularité d'être à une profondeur moyenne de 500 m (contre 200 m pour les autres océans) par compensation isostatique de la masse de l'inlandsis.

  
Voir fig. 4.16

## 23.2 LES PROPRIÉTÉS DE L'EAU DE MER



L'eau est un corps chimique singulier, c'est le seul qui existe sur Terre, dans les conditions naturelles, sous les formes solide, liquide et gazeuse. La majeure partie de ses propriétés est liée au caractère électriquement dipolaire de sa molécule qui a la forme d'un triangle isocèle dont l'angle au centre mesure  $104,5^\circ$  (la distance O-H est de 0,96 Angström, *fig. 23.1 A*). L'atome d'oxygène ayant une affinité plus grande pour les électrons, la densité électronique est statistiquement plus forte de son côté. De ce fait, les centres de gravité des charges positives et négatives ne coïncident pas et la molécule est l'équivalent d'un petit dipôle électrique (positif au pôle H et négatif au pôle O). Les molécules d'eau tendent à s'attirer et à s'unir en ensembles structurés par des liaisons électrostatiques (*liaisons hydrogène* : le pôle hydrogène d'une molécule attirant le pôle oxygène d'une autre). Plus lâches que les liaisons covalentes, elles peuvent cependant assurer la stabilité des édifices cristallins (assemblage tétraédrique) à l'état solide (*fig. 23.1 B et C*).



**Figure 23.1** Les propriétés de la molécule d'eau.

**A.** Le caractère dipolaire de la molécule d'eau permet des liaisons intermoléculaires grâce à des liaisons électrostatiques (liaisons hydrogène) qui sont 20 fois plus puissantes que les forces de Van der Waals (qui résultent de l'attraction des électrons d'une molécule par les noyaux des molécules voisines). La liaison hydrogène est toutefois beaucoup plus faible que la liaison covalente entre O et H qui est environ 20 fois plus énergétique. La distance de la liaison hydrogène est de 1,8 Angström contre 0,96 pour la liaison covalente.

**B.** Structure tétraédrique dans la glace.

**C.** Exemple de configuration spatiale des molécules d'eau dans une structure clathrate. Chaque point correspond à une molécule d'eau et les segments symbolisent les liaisons hydrogène. De telles structures peuvent piéger des gaz en quantité importante (voir encart 36.6).

Les liaisons hydrogène expliquent aussi certaines propriétés à l'état liquide :

- Compte tenu de sa masse moléculaire, l'eau devrait geler à  $-100^\circ\text{C}$  et bouillir à  $-80^\circ\text{C}$  (au lieu de  $0$  et  $100^\circ\text{C}$ , l'énergie supplémentaire est nécessaire pour rompre les liaisons hydrogène).

- Sa chaleur spécifique ( $4,18 \cdot 10^3 \text{ J/kg/}^\circ\text{C}$ ) et sa chaleur latente de fusion ( $3,33 \cdot 10^5 \text{ J/kg/}^\circ\text{C}$ ) sont les plus fortes de tous les corps (excepté  $\text{NH}_3$  liquide), d'où son rôle capital à la fois dans les transferts de chaleur par les courants océaniques (*fig. 20.5 B*) et dans la régulation de la température (sa forte inertie thermique s'oppose aux brusques variations).
- Sa chaleur latente de vaporisation est aussi la plus forte ( $2,25 \cdot 10^6 \text{ J/kg/}^\circ\text{C}$ ), d'où son rôle important dans les transferts d'eau et de chaleur dans l'atmosphère.
- Sa viscosité est plus faible ( $3 \cdot 10^{-3} \text{ N}\cdot\text{s}\cdot\text{m}^{-2}$ ) que celle de la majorité des autres liquides à la même température ; elle est donc susceptible de s'écouler facilement pour égaliser des différences de pression.
- Sa constante diélectrique (80 à  $20^\circ\text{C}$ ) est la plus forte de tous les liquides usuels, ce qui joue un rôle très important dans les phénomènes de lessivage et de précipitation chimique.

### Encart 23.1 – Rappels de quelques définitions

**Chaleur spécifique** : quantité de chaleur nécessaire pour élever une unité de masse d'une substance de  $1^\circ\text{C}$ .

**Chaleur latente** de fusion et de vaporisation : quantité de chaleur nécessaire pour fondre ou vaporiser une unité de masse d'une substance au point de fusion ou de vaporisation.

**Constante diélectrique** : mesure de la capacité d'attraction de deux ions de charges opposés (à  $20^\circ\text{C}$ , un ion<sup>+</sup> et un ion<sup>-</sup> s'attirent 80 fois moins dans l'eau que dans l'air).

L'eau présente aussi la plus forte conduction thermique de tous les liquides. De plus, l'eau présente le pouvoir dissolvant le plus important tant pour le nombre de substances susceptibles d'être solubilisées que pour la quantité dissoute. Cette quantité de sels dissous augmente la densité ( $1,03 \text{ kg}\cdot\text{L}^{-1}$  en moyenne pour l'eau de mer). Une autre conséquence océanographique importante est l'abaissement du point de congélation ( $-1,91^\circ\text{C}$  pour une salinité de 35 ‰, *fig. 23.2 A*) qui joue un rôle important dans la formation de glace d'eau de mer.

### Encart 23.2 – Icebergs et banquises

Dans les régions froides, il existe deux types de glaces bien distincts par leur aspect et leur nature.

Les **icebergs**, formés de glace d'eau douce, qui proviennent de l'écoulement vers la mer des glaciers des inlandsis arctique et antarctique alimentés par les chutes de neige. Malgré leur masse parfois importante, ils ne jouent qu'un rôle modeste dans l'équilibre thermique (calories nécessaires à leur fonte) et salin (libération d'eau douce) de l'océan.

Les **banquises** dues à la congélation, en surface, de l'eau de mer. À  $-1,91^\circ\text{C}$  (pour une salinité de 35 ‰) apparaissent les premiers cristaux de glace. Il s'agit de glace d'eau pure, ce qui a pour effet, par diminution de la quantité de solvant, d'augmenter la salinité de l'eau résiduelle. Pour que de nouveaux cristaux de glace apparaissent, il faudra donc que la température s'abaisse de façon continue au fur et à mesure de l'augmentation de salinité (*fig. 23.2 A*).

La densité de l'eau de mer est de  $1,026$  en surface, pour une teneur en sel de  $35 \text{ g}\cdot\text{L}^{-1}$  et une température de  $15^\circ\text{C}$ . La densité augmente avec la salinité ( $1,2$  en mer Morte pour une salinité de  $260 \text{ g}\cdot\text{L}^{-1}$  et une température de  $30^\circ\text{C}$ ). Lors de la fusion de la glace, la rupture d'un certain nombre de liaisons hydrogène (*fig. 23.1 B*) provoque un tassement des molécules avec diminution de volume et augmentation de la densité ; ainsi la glace flotte sur l'eau. De fait, le maximum de densité pour l'eau douce, à la pression atmosphérique, est atteint à  $+4^\circ\text{C}$ .

Pour l'eau de mer, le phénomène est plus complexe car la température de densité maximale décroît avec la salinité (fig. 23.2 A) et le maximum de densité, pour l'eau de mer, est atteint au point de congélation ( $-1,91\text{ }^{\circ}\text{C}$ ), ce qui explique le plongement en profondeur des eaux polaires (fig. 23.6 et 23.21).

Par ces processus de refroidissement et de production de glace de mer, des masses d'eau denses, salées et très froides se forment donc dans les régions polaires, surtout dans l'Atlantique Nord (mer de Norvège) et plus localement dans l'océan Antarctique (mer de Wedell). Elles plongent en profondeur et jouent un rôle capital dans la circulation océanique globale (**circulation thermohaline**), en s'écoulant vers l'équateur, à travers les grands bassins océaniques (fig. 23.22). C'est à leur présence que les eaux océaniques profondes doivent leur basse température (fig. 23.6).

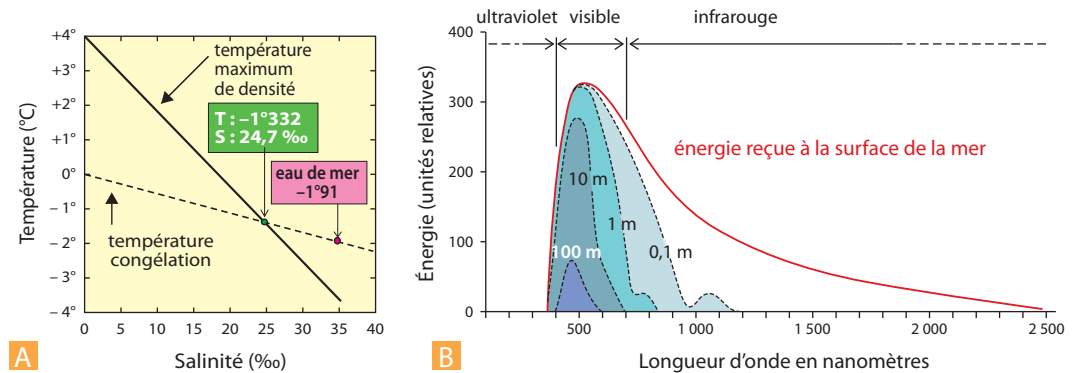


Figure 23.2 Propriétés physiques de l'eau de mer.

**A.** Évolution de la température de densité maximale et de congélation (ligne pointillée) de l'eau en fonction de la salinité. Ces deux températures sont identiques pour une salinité de 25 ‰. Aux conditions de l'eau de mer (35 ‰), on constate que le refroidissement fera augmenter la densité jusqu'au changement d'état, ce qui explique le plongement en profondeur des eaux polaires.

**B.** Absorption du rayonnement solaire par l'eau de mer en fonction de la profondeur et de la longueur d'onde.

Enfin, on doit noter que l'eau de mer a une relativement grande transparence à la lumière dans le domaine visible et une absorption forte dans le domaine infrarouge et ultraviolet. Elle n'est cependant pas transparente au rayonnement solaire de façon uniforme. Indépendamment de la turbidité de l'eau, les radiations rouges sont peu pénétrantes et disparaissent très rapidement, pratiquement dans les dix premiers mètres (fig. 23.2B) alors que les radiations bleues pénètrent au-delà de 100 mètres. Les organismes photosynthétiques, producteurs de matières organiques et minérales (carbonates, silice), ont une panoplie pigmentaire adaptée à leur profondeur de vie afin de pouvoir utiliser l'énergie solaire.

## 23.3 L'ORIGINE DE L'EAU SUR TERRE



Voir fig. 3.12 et 3.17

L'existence d'eau liquide à la surface d'un corps du système solaire est liée aux conditions de température et de pression, elle est donc limitée à une zone restreinte du système solaire (**fenêtre d'habitabilité**) qui ne concerne actuellement que la Terre mais qui a sans doute concerné Mars dans le passé.

L'eau se présente de deux façons dans le système solaire : sous forme libre (c'est-à-dire toutes les phases solide, liquide ou gazeuse dans lesquelles  $\text{H}_2\text{O}$  n'est pas en mélange intime avec d'autres constituants) ou sous forme liée (quand  $\text{H}_2\text{O}$  est lié au niveau moléculaire avec d'autres éléments chimiques). Il existe ainsi une quantité d'eau importante dans les silicates terrestres (minéraux hydratés) qui, suivant les auteurs, pourrait représenter de une à dix fois la masse de l'océan. Cette eau est expulsée des phases minérales lorsque la pression et la température augmentent comme, par exemple, dans les



Voir chap. 12.2

processus de subduction. Certains minéraux, comme les argiles ou les évaporites, tel l'epsomite ( $\text{MgSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$ ), peuvent être particulièrement riches en eau. Enfin sur le plancher océanique et dans les pergélisols, on trouve des structures **clathrates** (fig. 23.1 C), où les molécules d'eau forment des cages où sont piégés des gaz ; elles peuvent contenir jusqu'à 5,75 moles d' $\text{H}_2\text{O}$  pour une mole de gaz.

Le problème de l'origine de l'eau terrestre a déjà été évoqué au chapitre 21.4 à propos de l'origine de l'atmosphère. Nous avons indiqué qu'il devait exister de l'eau liquide à la surface de la Terre bien avant les premières roches sédimentaires (des rides de vagues ont été datées de  $-3,5$  Ga à North Pole en Australie) ou les premières laves sous-marines en coussinets (*pillow-lavas*) datées de  $-3,865$  Ga en Afrique du Sud. Divers arguments géochimiques, issus des analyses des zircons de Jack Hills en Australie (datés de  $-3,8$  à  $-4,4$  Ga), laissent supposer qu'il y avait déjà une forte interaction entre le magma et l'eau liquide et que l'eau s'est condensée sur Terre avant  $-4,4$  Ga.

### 23.3.1 L'apport des isotopes de l'hydrogène (rapport D/H)

À partir de l'observation des satellites des planètes géantes, qui contiennent souvent plus de 30 % d'eau, on considère que la condensation de l'eau dans le système solaire en formation n'a pu se faire en deçà d'une limite située quelque part entre Mars et Jupiter. Un consensus existe pour considérer que la densité de la nébuleuse était trop faible pour permettre à l'eau de se condenser à des distances inférieures à 3 unités astronomiques du Soleil (UA = distance du Soleil à la Terre). Ce qui revient à dire :

- que la Terre n'a pas pu capturer l'eau de la nébuleuse protosolaire ;
- que l'eau présente sur Terre provient sans doute d'apports de régions externes, plus froides, du système solaire.

Ces hypothèses sont étayées par le fait qu'il y a une forte corrélation entre la teneur en eau des météorites et leur position par rapport au Soleil : à la périphérie de la ceinture des astéroïdes (2,5-4 UA), les chondrites carbonées sont riches en eau (jusqu'à 10 % de la masse) tandis que dans la partie interne de la ceinture (2 UA) les chondrites ordinaires et les chondrites eustatites sont très déshydratées (moins de 1 % de la masse).



Voir chap. 3 et fig. 3.12

Les données des isotopes de l'hydrogène permettent d'éclairer ce problème de l'origine de l'eau terrestre (fig. 23.3A). Le rapport D/H initial de l'univers est estimé à  $50 \cdot 10^{-6}$ , il a diminué au cours du temps car le deutérium est converti en  $^3\text{He}$  par les réactions thermonucléaires dans les étoiles. Il est de l'ordre de  $16 \cdot 10^{-6}$  pour le milieu interstellaire actuel et on l'estime de l'ordre  $21 \pm 5 \cdot 10^{-6}$  pour la nébuleuse protosolaire. Le rapport D/H de l'eau terrestre, en tenant compte de l'eau du manteau (2 ou 3 fois la masse des océans), est estimé à  $149 \pm 3 \cdot 10^{-6}$ . Les rapports D/H de l'hydrogène des planètes gazeuses s'étalent de 21 à  $26 \pm 7 \cdot 10^{-6}$  pour Jupiter, à 15 à  $35 \cdot 10^{-6}$  pour Saturne, à  $55 \cdot 10^{-6}$  pour Neptune et  $65 \cdot 10^{-6}$  pour Uranus. Les rapports D/H pour les glaces des comètes s'étalent entre  $290 \pm 100 \cdot 10^{-6}$  (Hyakutake),  $310 \pm 30 \cdot 10^{-6}$  (P/Halley) et  $330 \pm 80 \cdot 10^{-6}$  (Hale-Bopp). Les météorites (chondrites carbonées) présentent une valeur moyenne de  $140 \pm 10 \cdot 10^{-6}$  (pour une distribution comprise entre 130 et  $170 \cdot 10^{-6}$ ).

Ces valeurs vérifient bien que l'eau terrestre ne peut pas provenir de la condensation de l'eau primitive de la nébuleuse protosolaire. Seules les météorites carbonées présentent des valeurs proches des océans terrestres. La composante cométaire (*scénario de l'apport tardif*) ne peut être la source unique de l'eau terrestre, elle a dû être minoritaire et mélangée avec une autre composante (voir ci-après). Les analyses réalisées sur la comète 67P Churyumov-Gerasimenko dite Tchouri, lors de la mission Rosetta/Philae (2014, fig. 37.2) confirme cette idée : l'eau (glace et vapeur) présente sur Tchouri présente des rapports D/H environ 3 fois supérieurs à ceux des océans terrestres. La composition isotopique du xénon émis par la comète (Marty *et al.*, 2017, voir paragraphe 21.4) implique que l'atmosphère terrestre actuelle contiendrait de l'ordre de  $22 \pm 5$  % de xénon cométaire. Cette nouvelle donnée représente une contrainte importante quant à la quantité potentielle d'autres matériaux (comme l'eau) qui ont pu être livrés à notre planète par des comètes.

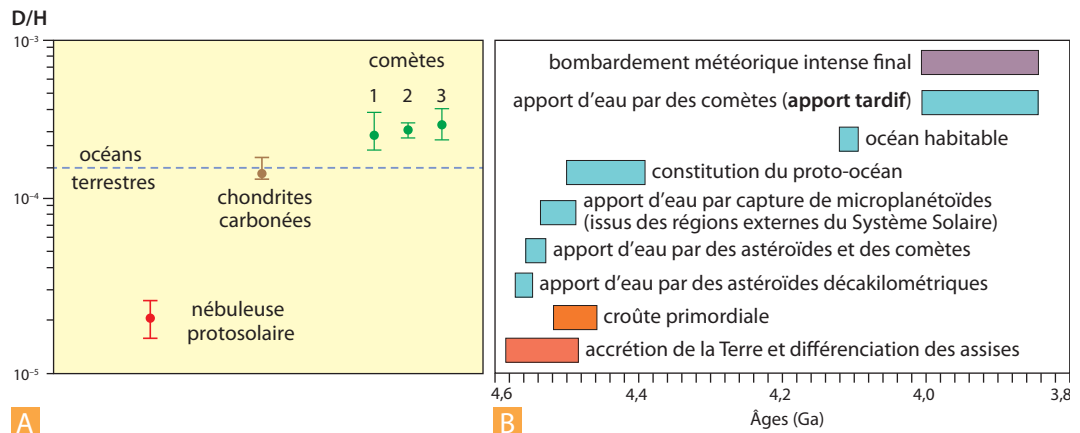


Figure 23.3 L'origine de l'eau sur Terre.

**A.** Rapports D/H de différents composants du Système solaire, comparaison avec ceux de la nébuleuse protosolaire et des océans terrestres. On notera que l'eau sur Terre, au contraire de celle des planètes gazeuses, ne peut avoir pour origine la condensation de l'eau primitive de la nébuleuse protosolaire. Elle ne peut pas non plus provenir uniquement des apports cométaires (1 : Hyakutake ; 2 : P/Halley ; 3 : Hale-Bopp).

**B.** Représentation schématique des différentes étapes d'apport d'eau au cours de la formation de la Terre. Les âges et les durées sont très hypothétiques.

### 23.3.2 Un scénario possible

Nous avons vu au chapitre 3 que l'accréation des planètes telluriques était un phénomène rapide (de l'ordre de 100 Ma) par collisions de planétoïdes. En accord avec les modèles numériques d'accréation et les données isotopiques, le scénario suivant peut donc être proposé :

1. Au début de sa formation, la Terre n'a accréé que des embryons anhydres formés à proximité, c'est-à-dire dans la région déshydratée de la nébuleuse (la condensation de l'eau vers 4 à 5 UA appauvrissant les régions internes de la nébuleuse).

2. Durant les 10 premiers Ma, des astéroïdes hydratés, de tailles déca-kilométriques, originaires de la ceinture externe sont entrés en collision avec la Terre en formation. La quantité d'eau ainsi accréée est variable suivant les modèles, elle aurait pu être égale à la quantité actuellement présente mais, du fait de la faible masse de la Terre à cette époque, seule une infime partie a pu être retenue au cours de nombreuses et violentes collisions que suppose l'accréation planétaire.

3. La formation de Jupiter, bien plus rapide que celle de la Terre (en 10 Ma environ) « déstabilise » la ceinture des astéroïdes et la région de cette planète qui éjecte des comètes. La Terre subit donc une chute d'astéroïdes et de comètes. Cependant, cette période a été brève (quelques Ma) et n'a fourni qu'une petite partie de l'eau actuelle d'autant plus que la Terre, qui n'avait alors qu'environ la moitié de sa masse actuelle, ne pouvait que difficilement la retenir.

4. Vers la fin de sa formation (plusieurs dizaines de Ma), la Terre commence à accréter des planétoïdes formés originellement dans des régions plus lointaines de la nébuleuse. Les simulations indiquent que des planétoïdes, fortement hydratés, provenant de la ceinture externe des astéroïdes ont pu participer à ce processus qui aurait pu ainsi apporter jusqu'à 10 fois la quantité d'eau présente actuellement sur Terre. La proportion qui a pu être conservée est l'objet de débats mais le fait que la Terre soit alors très proche de la fin de son accréation (donc de masse importante et relativement plus froide) plaide pour que cette étape soit responsable de la majorité de l'eau présente sur Terre.

5. Postérieurement à sa formation, la Terre reçoit un bombardement de comètes provenant de la région transuraniennne (ceinture de Kuiper). C'est la phase d'*apport tardif* qui a peut-être coïncidé avec le bombardement météoritique intense final. C'est la seule période où de l'eau à fort rapport D/H

a pu être apportée sur Terre, cependant on admet qu'au maximum 10 % de l'eau actuelle a pu être accréé par ce moyen.

De plus, il ne suffit pas d'accréter des matériaux contenant de l'eau, encore faut-il que celle-ci puisse atteindre l'atmosphère de la planète. Si l'atmosphère est trop dense, la vapeur d'eau ne pourra pas être libérée par le volcanisme. On considère que, c'est du fait de sa pression atmosphérique trop élevée (100 fois plus forte que sur Terre) que, outre sa température élevée, Vénus serait dépourvue d'eau. Sur Terre, la présence d'eau aurait été facilitée par l'impact majeur ayant conduit à la formation de la Lune, qui aurait soufflé l'atmosphère primitive dense et conduit à la formation de l'atmosphère secondaire moins dense permettant le dégazage de vapeur d'eau par le volcanisme.

On doit noter que le scénario d'une Terre primordiale « déjà riche en eau » a connu un regain d'intérêt en 2020 à la suite des travaux de Piani *et al.* qui ont analysé des chondrites enstatites, matériaux proches des composants primordiaux, qui présentent des teneurs en eau variant entre 0,08 et 0,54 % et des rapports D/H voisins de celui de l'eau du manteau terrestre. En utilisant trois modèles de formation de la Terre qui rendent compte de la constitution des assises terrestres à partir des composants primordiaux, ces auteurs déduisent que dans les trois cas, les chondrites enstatiques contribuent au bilan d'eau de la Terre dès sa formation, puisqu'elles peuvent fournir entre 3 et 23 fois la masse d'eau des océans actuels. Ces scénarii amènent sans doute à réévaluer la part de « l'eau primordiale » mais paraissent toutefois un peu simplistes car la Terre a eu une évolution complexe avec la formation de l'atmosphère secondaire (voir *chap. 21.4*), des périodes importantes de bombardements et une tectonique active qui implique des échanges entre les différents réservoirs. De plus, la comparaison des rapports isotopiques de l'hydrogène (D/H) des océans et de l'eau mantellique pose problème : les océans ont un  $\delta D$  voisin de 0 ‰ tandis que celui de l'eau mantellique est compris entre -60 et -220 ‰ (la notation  $\delta D$  exprime les rapports D/H par rapport à celui de l'eau de mer standard prise comme étalon). Cette différence importante reste le point majeur à élucider dans cette hypothèse.



Voir § 3.4.5e

### 23.3.3 L'origine de la salinité de l'océan

À la suite de Boyle (1673), on a longtemps cru que la salinité résultait du lessivage progressif de la croûte terrestre au cours du temps. Cette hypothèse d'une **origine géologique** de la salinité était encore, par exemple, l'interprétation de Lavoisier à la fin du XVIII<sup>e</sup> siècle, qui considérait l'océan comme un vaste bassin de décantation des eaux fluviales. C'était le fameux paradoxe : « *c'est l'eau douce qui sale l'eau de mer* ». Différents auteurs ont même tenté d'évaluer l'âge de la Terre en calculant, à partir du flux fluvial actuel de substances dissoutes, le temps nécessaire pour obtenir la salinité actuelle.

Cette hypothèse du lessivage progressif ne tient pas lorsqu'on compare la composition chimique moyenne de la croûte continentale (dominée par la silice et l'aluminium), celle du flux annuel des fleuves (dominée par les carbonates, les sulfates, le calcium et la silice) et celle de l'eau de mer (dominée par les chlorures et le sodium, *fig. 23.8* et *tableau 23.1*). De plus, aucune des mers fermées (Caspienne, Aral, mer Morte) n'a une balance ionique de type océanique.

C'est donc l'hypothèse de l'**origine cosmique** de la salinité qui prévaut : l'eau apportée par les météorites, les comètes et surtout les planétoïdes originaires des parties externes du Système solaire lessive précocement les différentes assises en formation au cours de la phase d'accrétion et de différenciation. Cela aboutit à une hydrosphère ayant d'emblée une forte salinité qui pourrait même être supérieure à l'actuelle : ces calculs à partir des bilans de masse des évaporites déposées postulent une salinité de l'océan primitif double de l'actuelle et les rapports Cl/Br d'inclusions fluides de basaltes datés de - 3,49 Ga (Australie) indiquent un rapport Cl/Br proche de l'actuel (630 vs 649) mais une salinité 3 à 4 fois supérieure.

Le lessivage ultérieur de la croûte terrestre (apports fluviales) et océanique (hydrothermalisme sous-marin) n'introduisant par la suite, au cours des temps fossilifères, que des modifications mineures et une régulation du système, l'océan est alors considéré comme un système chimique en équilibre dynamique où les entrées et les sorties d'eau et de sels minéraux se compensent avec des temps de latence plus ou moins grands.

## 23.4 LA RÉPARTITION DES TEMPÉRATURES DANS L'OCÉAN

Les paramètres les plus importants de l'eau de mer sont la température et la salinité qui, commandant la densité, interviennent sur le déplacement des masses d'eau (**circulation thermohaline**). Ces deux paramètres sont dits **conservatifs** car ils n'évoluent pas de façon notable après que les eaux aient quitté la partie superficielle de l'océan.

### 23.4.1 Les températures de surfaces

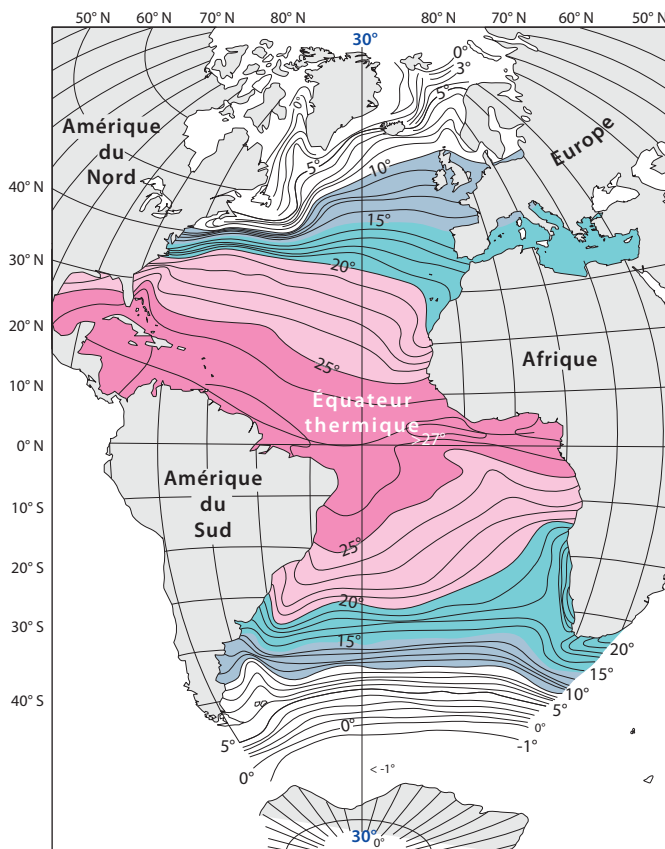
En fonction de l'ensoleillement, elles s'étalent de 28/30 °C dans la zone équatoriale jusqu'au point de congélation dans les régions polaires (− 1,90 °C). Leur répartition présente donc une forte composante latitudinale, toutefois perturbée par le régime des vents et des courants et par la présence des masses continentales. La chaleur emmagasinée dans l'eau superficielle joue un rôle régulateur vis-à-vis du climat des continents. Il existe ainsi très souvent, aux moyennes et faibles latitudes, une forte dissymétrie climatique entre les côtes Est et Ouest des océans (*fig. 23.4*).

L'amplitude des variations annuelles dépend de la latitude. De l'ordre de 1 °C à l'équateur, elle peut atteindre 10 °C vers 40° de latitude nord. Elles suivent les variations saisonnières de l'éclairement solaire dans l'hémisphère sud tandis que dans l'hémisphère nord se surajoute l'influence des vents continentaux qui refroidissent notablement la surface de l'océan.

Dans les mers intrac Continentales (Baltique, Méditerranée, mer Noire, golfe Persique), le régime climatique est pratiquement de type continental et les écarts saisonniers sont importants ( $\Delta t_p = 13$  °C pour la Méditerranée liguro-provençale). Les variations journalières sont faibles (0,2 à 0,4 °C) sauf dans les mers très peu profondes (golfe de Botnie, profondeur 6 m,  $\Delta t_p = 2$  °C).

**Figure 23.4 Répartition des isothermes de surface pour l'océan Atlantique (moyenne annuelle).**

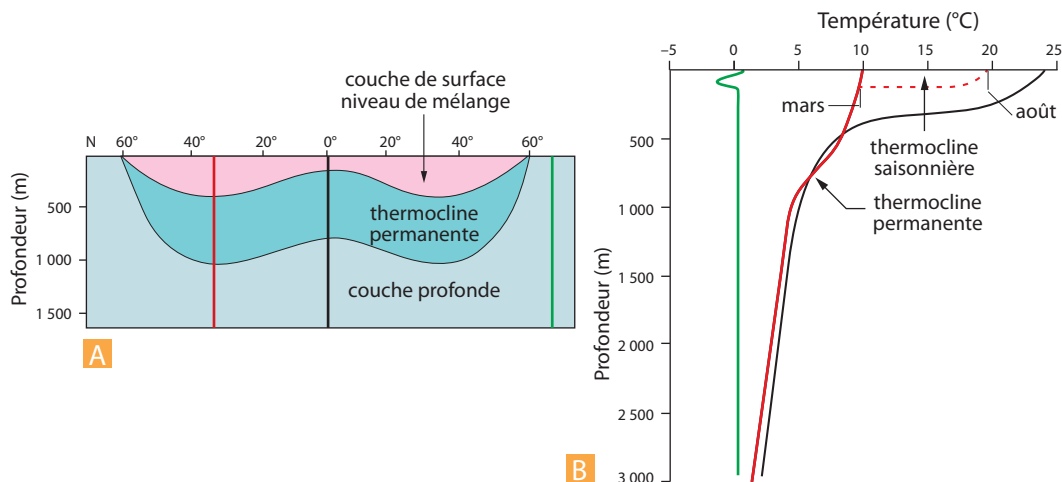
On remarquera l'inclinaison de l'équateur thermique par rapport à l'équateur géographique et la dissymétrie marquée de l'espacement des isothermes entre les parties ouest et est de l'océan. En comparant avec la carte des circulations océaniques de surface (*fig. 23.16*), on mettra en évidence l'influence des courants sur cette répartition des températures. Courants froids du Groenland, du Labrador et des Canaries, courants chauds de l'ensemble Gulf Stream – dérive Nord-Atlantique pour l'Atlantique Nord. Courants froids des Falklands et de Benguela, courant chaud du Brésil pour l'Atlantique Sud. L'influence conjuguée de la dérive Nord Atlantique sur l'Europe et du courant du Labrador sur l'Amérique explique la très forte dissymétrie climatique existant entre la France et le Canada.



## 23.4.2 Les variations de la température en profondeur

### a) La thermocline permanente

La température moyenne des océans est estimée à 3,5 °C. Cela est dû à l'énorme masse d'eau située au-dessous de -3 000 m. La conduction, phénomène très lent, participe peu au réchauffement des couches plus profondes de l'océan. La turbulence, créée par le vent et les vagues, est le mécanisme principal. On définit ainsi une couche superficielle (200 m d'épaisseur en moyenne) ou **niveau de mélange**. Entre ce niveau et la profondeur 1 000 m, il existe une tranche d'eau, où le gradient de température est important (la température passe d'environ 15-20 °C à 5 °C) : c'est la **thermocline permanente** car elle ne présente pas de variations saisonnières et se trouve pratiquement dans tous les océans (fig. 23.5). Au-delà de 1 000 m de profondeur, les températures sont de nouveau pratiquement stables mais basses, cela définit la couche profonde (**psychrosphère**). La répartition verticale des températures dans une coupe N-S de la partie ouest de l'Atlantique (fig. 23.6 A) met en évidence, par la forme des isothermes, l'influence des eaux denses et froides originaires des régions polaires sur la localisation de la thermocline permanente.



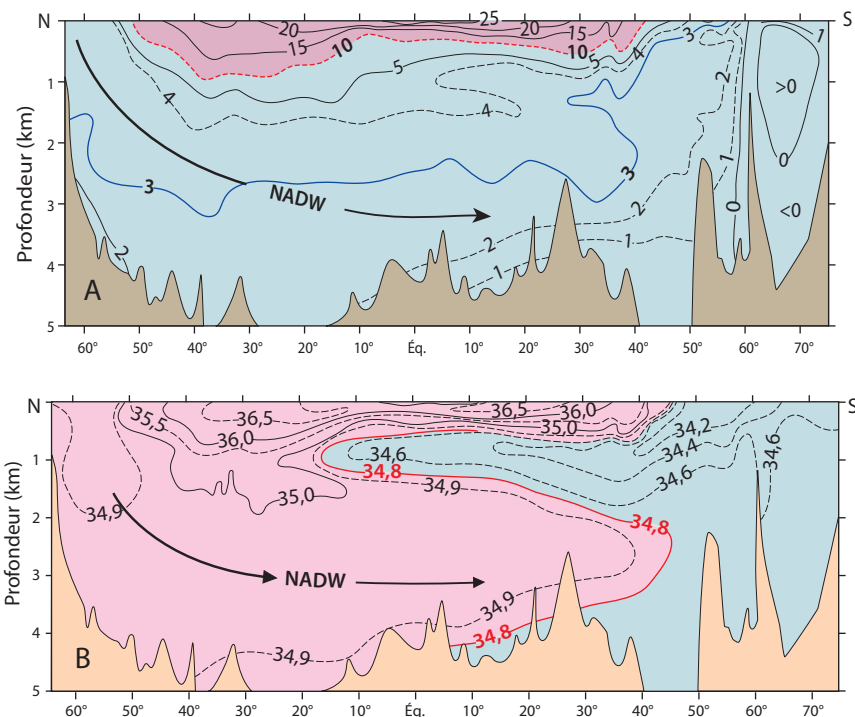
**Figure 23.5** Évolution de la température de l'eau de mer en fonction de la profondeur.

**A.** Épaisseur des différentes couches thermiques de l'océan en fonction de la latitude. La profondeur de la couche superficielle de mélange est plus faible aux basses latitudes du fait de vents calmes, de plus faibles contrastes saisonniers de température et surtout de la divergence équatoriale (effets des alizés) qui entraîne un appel d'eaux profondes (upwelling).

**B.** Profils associés de température en fonction de la profondeur aux hautes latitudes (courbe verte), aux basses latitudes (courbe noire) et aux latitudes moyennes (courbe rouge). Dans ce dernier cas, on observe une thermocline saisonnière.

La circulation d'eau froide, à l'origine de la psychrosphère, s'est établie vers 35 Ma (limite Éocène-Oligocène lorsque les eaux polaires arctiques et antarctiques ont pénétré dans l'océan Atlantique). La structure thermique a varié au cours du temps en fonction du climat, des courants marins et de la position des continents. C'est ainsi que, du Crétacé inférieur à l'Éocène moyen, les eaux marines étaient plus chaudes avec de faibles gradients thermiques verticaux et latitudinaux : la température des eaux profondes allait de 10 à 23 °C au lieu de 2 °C actuellement, et les eaux de surface atteignaient 32 °C en zone tropicale. Le phénomène de stratification thermique de l'océan (fig. 23.6 A) est cependant complexe et paraît dépendre à la fois de la circulation profonde et de la conductibilité thermique jointe à l'action des vents.

 Voir fig. 24.4 et 36.13



**Figure 23.6** Répartition des températures (°C) et des salinités (‰) sur une coupe N-S de la partie Ouest de l'Atlantique.

**A.** Températures : on notera la remontée des isothermes 15 et 10 °C aux basses latitudes sous l'effet de la divergence équatoriale et de l'absence des vents et le plongement aux latitudes nord des isothermes 3 et 4 °C matérialisant la présence d'une masse d'eau d'origine polaire (NADW). Comparer avec la répartition des salinités (fig. 23.6 B) et des teneurs en O<sub>2</sub> (fig. 23.12).

**B.** Salinités : la forte salinité en profondeur des eaux d'origine polaire est bien visible, la ligne d'isosalinité 34,8 ‰ définit la masse d'eau profonde Nord Atlantique (NADW).

### b) La thermocline saisonnière

La température et l'extension en profondeur du niveau de mélange montrent des variations saisonnières aux latitudes moyennes (fig. 23.5 B). En hiver, ce niveau est pratiquement isotherme tandis qu'à partir du printemps, la température superficielle augmente, les eaux de surface deviennent moins denses et une stratification stable s'établit (tant qu'il n'y a pas de gros temps). Il en résulte un fort gradient de température en fonction de la profondeur (**thermocline saisonnière**). Du fait du volant thermique de l'eau, il y a un retard par rapport aux saisons, la température maximum des eaux de surface est observée en août, la température minimum en mars.

## 23.5 LA COMPOSITION CHIMIQUE DE L'EAU DE MER

L'eau de mer est un milieu chimiquement très complexe, siège de nombreux équilibres et réactions chimiques. La salinité représente une sorte de moyenne de cette chimie complexe.

### 23.5.1 La salinité

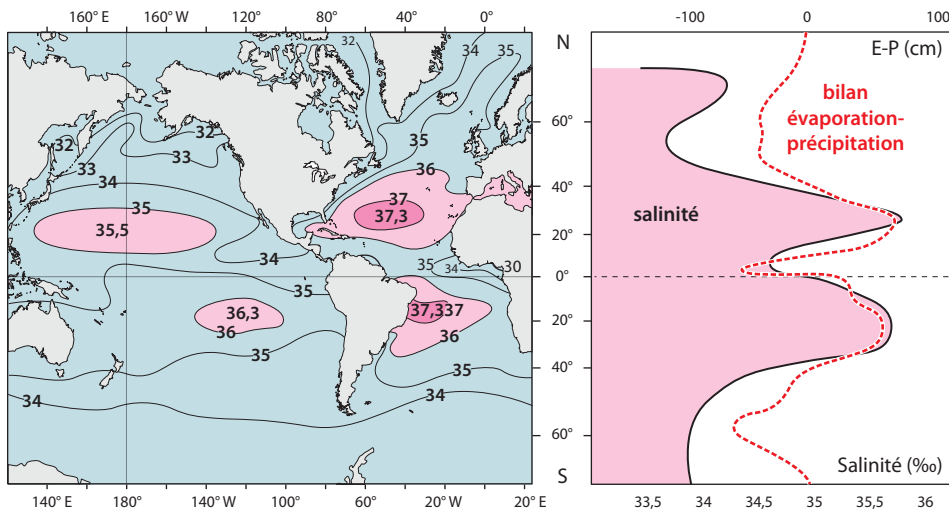
La salinité est la masse en grammes des substances solides contenues dans un kg d'eau de mer, on l'exprime en  $\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$  ou en ‰. En fait, la salinité est, paradoxalement, une grandeur très délicate à mesurer précisément car on ne peut faire une pesée directe, les sels étant trop hygroscopiques.

Cependant, comme pour les ions majeurs, les variations individuelles des ions suivent celles de la masse totale des sels (*loi de Dittmar*), on a proposé en 1902 d'appréhender la salinité à partir de la *chlorinité*. On dose la teneur en  $\text{Cl}^-$  (en fait, celle de tous les halogènes) par titration par le  $\text{AgNO}_3$ . Actuellement, la mesure est réalisée par conductivimétrie (*salinomètre*) par comparaison (à 15 °C) avec une solution standard de salinité connue ou une solution standard de KCl. La relation entre les deux paramètres est : salinité (‰) = 1,80655 chlorinité (‰).

La chlorinité moyenne de l'eau de mer est de 19,37 ‰ soit une salinité 34,72 ‰.

#### a) Répartition des salinités en surface

La répartition des salinités de surface (*fig. 23.7*) suit le bilan évaporation/précipitation (au moins entre 40 °N et 60 °S), elles sont maximales dans les régions subtropicales (vers 20° de latitude) où l'évaporation l'emporte sur les précipitations. Les zones de maximum de salinité sont l'équivalent océanique latitudinal des ceintures désertiques des continents.



**Figure 23.7** Répartition des salinités à la surface de l'océan.

- A.** Carte des isosalinités. On remarquera les zones de sursalure (en rose) équivalentes de la ceinture désertique des continents, aux latitudes tropicales.
- B.** Comparaison entre la répartition des salinités et le bilan évaporation-précipitation (E-P). Les deux courbes coïncident parfaitement entre 40 °N et 40 °S, au-delà les divergences sont dues au stockage de l'eau des précipitations sous forme de neige et de glace.

Des modifications régionales se surimposent à ce schéma général : baisse de salinité au débouché des grands fleuves, augmentation dans les lagons et les bassins océaniques des basses latitudes à forte évaporation et faible apport d'eau continentale (Méditerranée orientale par exemple). Les salinités moyennes sont donc légèrement différentes d'un océan à l'autre en fonction des contextes climatiques et géographiques :

océan Pacifique : 34,62 ‰  
océan Indien : 34,76 ‰  
océan Atlantique : 34,90 ‰

Ces différences peuvent paraître minimes au regard de la moyenne mondiale (34,72 ‰) pourtant elles jouent un rôle capital vis-à-vis de la circulation océanique générale. Ainsi, la faible salinité du Pacifique explique, en partie, pourquoi le Pacifique ne présente pas de zone de formation d'eau profonde (fig. 23.22 et 23.23).

La différence de salinité entre le Pacifique et l'Atlantique est le résultat de la conjonction de plusieurs phénomènes :

- l'Atlantique reçoit les eaux salées de la Méditerranée (fig. 23.24) ;
- le bilan hydrique du Pacifique est à peu près nul car les basses latitudes à forte évaporation de la partie ouest sont aussi des zones à très fortes précipitations ;
- au niveau de l'Amérique centrale, les nuages résultant de l'évaporation des eaux de l'Atlantique Central franchissent l'isthme de Panama et les pluies retombent dans le Pacifique. Ce dernier phénomène explique pourquoi le **Gulf Stream**, originaire du golfe du Mexique, est un courant aussi salé (salinité > à 36 ‰ entre les latitudes 15 et 35 °N) qui joue un rôle majeur dans les circulations océaniques et la régulation du climat.

Les variations annuelles sont relativement restreintes (0,2 ‰ pour l'Atlantique) sauf dans les régions sub-polaires (la fonte des glaces, en été, abaisse la salinité de – 0,7 ‰ à Terre-Neuve) et dans les régions à très fortes variations saisonnières des précipitations (dans l'océan Indien, la variation peut atteindre 3 ‰ pour la zone soumise à la **mousson**, fig. 21.12).

### b) Variation de la salinité avec la profondeur

Les variations de salinité en fonction de la profondeur ont une amplitude beaucoup moins grande que celles de la température (sauf dans les régions polaires). Elles sont avant tout régies par la circulation océanique générale. Le phénomène principal (fig. 23.6 B) est la présence d'une masse d'eau (eau antarctique intermédiaire, AAIW, fig. 23.21) de salinité minimale vers 700-800 m. Elle est observable entre 45 °S et 20 °N dans l'Atlantique où le gradient est particulièrement net. On doit aussi noter la présence d'une masse d'eau plus salée, originaire des régions polaires nordiques, limitée par l'isosalinité 34,8 ‰ (eau profonde Nord Atlantique, NADW, fig. 23.21).

Des masses d'eau à fortes salinités existent aussi, dans l'Atlantique Est où les eaux de la Méditerranée se déversent, par l'écoulement inférieur du détroit de Gibraltar, pour se répartir vers 1 000 m de profondeur (où leur influence sur la salinité se fait encore sentir à 2 000 km du détroit, fig. 23.24).

En Méditerranée orientale, on observe de véritables « puits de salinité » dans de petits bassins, comme celui de Tyro au sud de la Crète, où des saumures profondes à saturation (350 ‰) pourraient être les vestiges de la crise de salinité du Miocène supérieur (Messinien).

## 23.5.2 Les sels minéraux

Pendant longtemps, on a cru que la balance minérale de l'océan résultait simplement d'un équilibre dynamique entre l'apport des rivières et la sortie par la sédimentation. On sait maintenant que l'**hydrothermalisme sous-marin** (§ 23.6) joue un rôle très important dans cet équilibre. La composition de l'eau de mer est, en effet, très différente de celle de la croûte terrestre (tab. 23.1). Cela s'explique en partie par la solubilité et le comportement des différents ions lors de l'altération des roches. En revanche, sa composition est proche de celle du milieu intérieur des êtres vivants, ce qui est un indice important quant à l'origine de la vie sur la planète Terre.

  
Voir Dryas récent, chap. 24.4.5

  
Voir chap. 29.1.3

  
Voir fig. 27.2  
  
Voir chap. 37

Encart 23.3 – L'effet de sel et la précipitation des sels marins

Beaucoup de composés chimiques se révèlent plus solubles dans l'eau de mer que dans l'eau distillée (*effet de sel*). Ainsi à 20 °C, le produit de solubilité du  $\text{CaCO}_3$  est de  $0,5 \times 10^{-8}$  dans l'eau distillée et de  $0,5 \times 10^{-6}$  dans l'eau de mer (le produit ionique, c'est-à-dire le produit des concentrations de  $\text{Ca}^{2+}$  et  $\text{CO}_3^{2-}$ , dans l'eau de mer est de  $2,7 \times 10^{-6}$ ). Ainsi, bien que plus de 92 éléments chimiques soient présents dans l'eau de mer, la concentration de la majorité d'entre eux est très loin de la saturation (la plupart sont à l'état de traces, *tableau 23.1*). Ils

n'ont donc pas tendance à précipiter ou bioprécipiter dans les conditions naturelles. Seuls le *calcium* (sous forme de carbonates), le *baryum* (sous forme de sulfates), le *fer* et le *manganèse* (sous forme d'oxydes ou hydroxydes) et le *silicium* (sous forme de silice et de silicates) sont capables de (bio)précipiter pour donner des composés majeurs intervenant dans la sédimentation, les autres éléments étant entraînés par *coprécipitation* dans une de ces phases majeures.

a) Composition comparée de l'eau de mer et de l'eau douce

La concentration en sel des eaux de pluies ( $7,1 \text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$ ) est environ 17 fois plus faible que celle des eaux de rivières ( $118,2 \text{ mg}\cdot\text{l}^{-1}$ ), elle-même environ 300 fois plus faible que celle de l'eau de mer. Les éléments solubles présents dans les eaux de rivières proviennent de l'altération chimique des continents (*tab. 23.1*). Toutefois pour les chlorures, compte tenu des concentrations de la croûte, le contenu des eaux de rivières ne peut provenir de cette altération. La majeure partie provient de chlorures marins recyclés grâce aux aérosols (*sels cycliques*).

**TABEAU 23.1** Comparaison de la teneur de l'eau de mer pour les principaux éléments chimiques avec la masse présente dans 600 g de roches crustale (Goldschmidt, 1937)

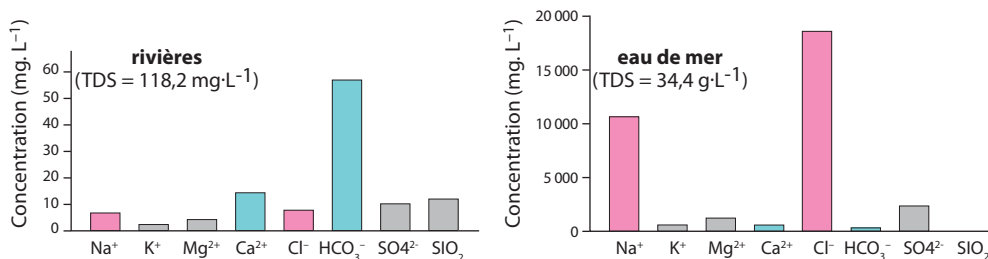
Éléments chimiques	Eau de mer ( $\mu\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$ )	Croûte ( $\mu\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$ )	Éléments chimiques	Eau de mer ( $\mu\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$ )	Croûte ( $\mu\text{g}\cdot\text{kg}^{-1}$ )
Cl	19 000	290	P	0,07	470
Na	10 500	17 000	I	0,06	0,2
Mg	1 300	13 000	Ba	0,03	230
S	900	300	Al	0,01	53 000
Ca	400	22 000	Fe	0,01	31 000
K	380	15 000	Zn	0,01	24
Br	65	3	Mo	0,01	9
C	30	300	Cu	0,003	60
Li	17	39	As	0,003	3
Sr	13	250	U	0,003	2
B	5	2	Mn	0,002	560
Si	3	165 000	B	0,002	60
F	1,3	160	Ni	0,002	60
Rb	0,12	190	Ti	0,001	3 800

Dans ces bilans géochimiques, Goldschmidt estime que chaque litre d'eau de mer a lessivé 600 g de roches. La base de ce bilan est fautive mais il permet une comparaison intéressante de la composition de l'eau de mer et de la croûte qui montre que la salinité ne peut pas avoir une origine « géologique » par lessivage de la croûte. En bleu sont représentés les éléments susceptibles de (bio)précipiter à partir d'une eau de mer de salinité normale.

Les autres éléments présents dans l'eau de mer et non listés dans ce tableau, le sont à des teneurs inférieures à  $0,001 \text{ mg}\cdot\text{kg}^{-1}$ . Les teneurs de l'eau de mer correspondent aux données en vigueur à l'époque de Goldschmidt, des données plus récentes peuvent être trouvées dans le tableau 23.2.



La balance ionique des eaux de rivières (principalement carbonatée et siliceuse) est très différente de celle des eaux marines (principalement chlorurée et sodique, tableau 23.1). *L'eau de mer ne peut donc pas se résumer à une simple reconcentration des eaux de pluie et des eaux continentales.*



**Figure 23.8** Comparaison de la composition chimique moyenne des eaux de rivière et de mer.

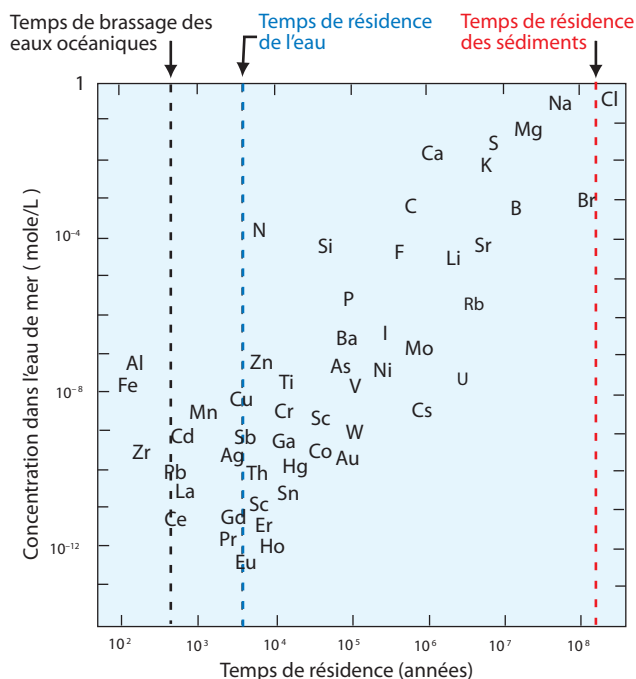
TDS = concentration totale en substances dissoutes (*Total Dissolved Solids*). La concentration en  $\text{SiO}_2$  est trop faible dans l'eau de mer pour être visible sur le graphique.

### b) Les temps de résidence des éléments chimiques dans l'eau de mer

Le *temps de résidence océanique* (en années) d'un élément chimique est le rapport existant entre la masse totale de l'élément dissous dans l'océan et le taux annuel d'apport (ou de sortie).

**Figure 23.9** Relation entre la concentration des éléments dans l'eau de mer et leur temps de résidence océanique.

La plupart des constituants majeurs ont des temps de résidence longs (entre  $10^6$  et  $10^8$  années) tandis que les éléments mineurs et les traces ont des temps de résidence courts et sont évacués au bout de  $10^3$  à  $10^4$  années. On utilise parfois la notion de temps de résidence pour les sédiments. Il est supérieur à celui de la majorité des éléments dissous (100 à 200 Ma), il correspond à la durée de fonctionnement du bassin océanique avant qu'il ne soit englouti dans une zone de subduction.



L'utilisation de cette notion de temps de résidence doit se faire avec précaution car, l'hydrothermalisme sous-marin étant alors inconnu et sous-estimé, la majorité des temps de résidence ont été calculés en supposant que l'apport fluvial était la seule source possible d'éléments solubles dans l'océan et la sédimentation la seule sortie.

Bien qu'approximative, la compilation des temps de résidence (*fig. 23.9*) des principaux éléments est intéressante car elle traduit le temps pendant lequel un élément reste en solution dans l'océan avant

d'être entraîné dans les sédiments. On constate ainsi qu'il existe une relation assez claire entre le temps de résidence d'un élément et sa teneur dans l'eau de mer.

### c) La salinité de l'océan a-t-elle évolué au cours des temps fossilifères ?

Nous avons vu, à propos de l'origine de l'eau sur Terre (chap. 23.3.2) que l'hydrosphère avait dû avoir très précocement une salinité élevée. Une acception dogmatique du *principe d'uniformitarisme* pourrait laisser croire que les conditions actuelles de l'océan existent depuis au moins le Cambrien. On peut donc se poser la question de savoir si la salinité moyenne a été stable depuis cette époque. À l'échelle humaine, on constate que la salinité reste stable puisque les fleuves apportent  $2,7 \cdot 10^9$  tonnes de sels/an alors que le réservoir océanique est estimé à  $4,8 \cdot 10^{16}$  tonnes de sels. Il faudrait donc, sous réserve que tous les sels soient acceptés par le milieu océanique et ne précipitent pas, au moins 200 000 ans pour faire varier la salinité de 1 %. Toutefois, ces chiffres sont peu significatifs car il paraît évident que les sorties sédimentaires vont s'adapter aux fluctuations des apports. De plus, la plupart des bilans ont été faits sans tenir compte de l'*hydrothermalisme sous-marin*, dont on ne mesure l'importance que depuis une quarantaine d'années. On s'est en effet aperçu que le lessivage de la croûte océanique par l'eau de mer provoque des modifications chimiques importantes. Ainsi, l'hydrothermalisme représente 50 % des sorties de magnésium du système océanique et, sans doute, 10 à 20 % des entrées de calcium. L'hydrothermalisme fluctue en fonction du taux d'expansion océanique, on conçoit alors que le chimisme de l'océan puisse varier, à long terme, beaucoup plus que primitivement admis. C'est l'hypothèse de base de la *chimiostatigraphie* : l'océan est le siège de fluctuations chimiques au cours des temps qui sont enregistrées dans la composition des roches sédimentaires.

La géochimie sédimentaire montre de nombreuses évidences d'évolution au cours des temps sinon de la salinité globale au moins de la balance ionique de l'eau de mer : des crises géochimiques existent qui traduisent des déséquilibres chimiques, au moins temporaires, du système océanique. Des modifications de la production primaire et de la calcification telles que l'on peut en observer lors des grandes crises biologiques (limite K/T par exemple), ou la précipitation de grandes masses d'évaporites (Permo-Trias, Messinien) ont forcément eu des retentissements sur la composition élémentaire de l'eau de mer. Les fluctuations du chimisme de l'océan et de la salinité (qui en est la vision moyennée) apparaissent donc comme le révélateur de l'activité interne de la planète (par l'intermédiaire de l'expansion océanique et de l'hydrothermalisme) et des phénomènes externes (érosion, sédimentation, évolution biologique et climat).

#### Encart 23.4 – L'acidification de l'Océan

Outre le réchauffement climatique, l'augmentation de la teneur en  $\text{CO}_2$  de l'atmosphère liée aux émissions d'origine anthropique est à l'origine d'un autre phénomène préoccupant : l'acidification de l'eau de mer. On admet que le tiers des émissions de  $\text{CO}_2$  liées aux activités humaines a été absorbé par les océans. Si ce processus a permis de limiter le dérèglement climatique, il provoque une modification du pH de l'eau de mer, qui devrait diminuer de 0,4 d'ici 2100 au rythme des émissions actuelles de  $\text{CO}_2$ . Une telle diminution pourrait perturber

profondément la biologie des organismes calcifiants du plancton marin (ptéropodes, foraminifères planctoniques ou coccolithophoridés) ou du benthos profonds (coraux profonds). Les études montrent que le ptéropode *Limacina helicina* (gastéropode pélagique) construit sa coquille à une vitesse 30 % plus faible quand on l'élève dans les conditions attendues en 2100. Une diminution encore plus forte (50 %) a été observée pour le corail profond (-150 m) d'eau froide *Lophelia pertusa*.



Voir chap. 35



Voir § 23.6



Voir encart 23.7



Voir chap. 36



Voir chap. 25

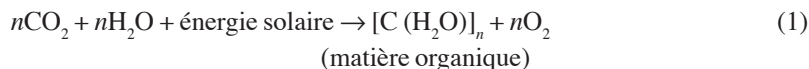
## 23.5.3 Les gaz dissous

La solubilité des gaz diminue lorsque la température augmente. Elle est aussi plus faible dans l'eau de mer que dans l'eau distillée et, d'une manière générale, elle décroît avec la salinité (loi de Henry). Pour le gaz carbonique, les phénomènes sont plus complexes car ce gaz réagit sur l'eau pour donner de l'acide carbonique, lui-même en équilibre avec les ions bicarbonate et carbonate de l'eau de mer. Le problème du gaz carbonique sera donc traité en même temps que la précipitation des carbonates.

La comparaison des teneurs relatives dans l'atmosphère et dans l'eau de mer montre que la concentration dans l'eau de mer se fait en faveur des gaz jouant un rôle biologique important (oxygène et gaz carbonique) au détriment de l'azote.

Gaz	Atmosphère (% en volume)	Eau de mer Salinité 30‰ Température = 10 °C
Azote	78,08 %	62,1 %
Oxygène	20,95 %	34,4 %
Argon	0,93 %	1,7 %
Gaz carbonique	0,03 %	1,8 %

La teneur en O<sub>2</sub> et en CO<sub>2</sub> dépend donc à la fois des échanges avec l'atmosphère et des fluctuations des métabolismes biologiques dans le système océanique (fig. 23.10, encart 23.4). Ainsi, les eaux de surface sont sursaturées en oxygène du fait d'échanges avec l'atmosphère et de la production par la photosynthèse (*production primaire*).



La concentration en O<sub>2</sub> est de l'ordre de 4,5 mL·L<sup>-1</sup> aux basses latitudes et de 8 mL·L<sup>-1</sup> aux latitudes élevées (rôle de la température, fig. 23.11). Dans les régions tempérées, on observe souvent au printemps, dans les 50 premiers mètres, un maximum saisonnier lié à l'activité photosynthétique.

Au contraire, la respiration et l'oxydation de la matière organique consomment de l'oxygène (fig. 23.10) :

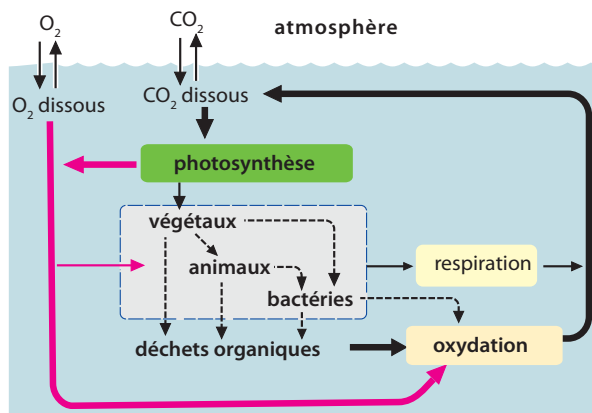
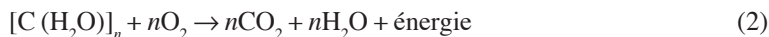


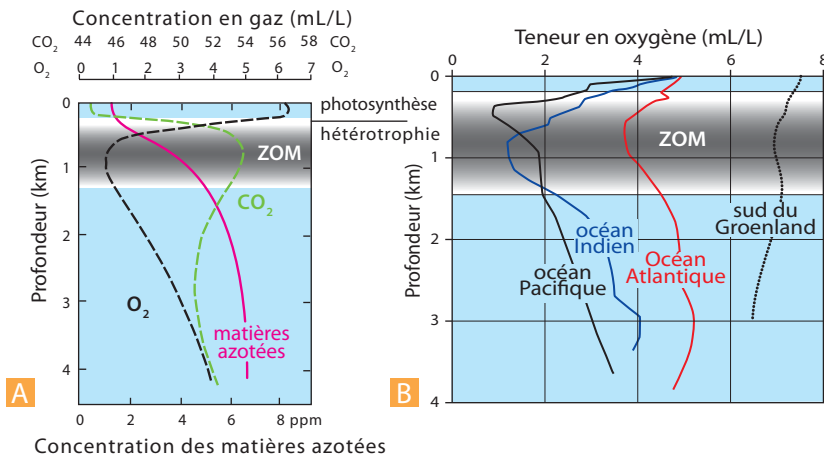
Figure 23.10 Cycle schématisé de l'oxygène et du carbone dans l'eau de mer.

Les processus photosynthétiques sont les principaux consommateurs de CO<sub>2</sub> (flèches noires) et l'oxydation de la matière organique le principal consommateur d'oxygène (flèches roses).

La photosynthèse, nécessitant l'énergie lumineuse, ne peut se faire que dans la partie superficielle (*zone photique*) tandis que respiration et oxydation ont lieu à toutes les profondeurs. La profondeur à laquelle la production d'oxygène par le phytoplancton (par photosynthèse) s'équilibre avec sa consommation (par respiration et par oxydation) est dite *profondeur de compensation*. Elle correspond plus ou moins à la base de la zone photique et varie entre 1 et 100 m suivant la transparence des eaux.

Voir fig. 23.2

En profondeur, la consommation d'oxygène par la respiration des organismes et surtout par la décomposition (oxydation) de la matière organique (équation 2) n'est plus compensée par la photosynthèse (réaction 1). Il en résulte un niveau très appauvri en oxygène, c'est la **ZOM ou zone à oxygène minimum** (fig. 23.11). L'extension de la ZOM est variable, elle se développe dans l'océan actuel entre – 500 et – 1 200 m environ (fig. 23.11).



**Figure 23.11** Évolution des teneurs en oxygène de l'eau de mer en fonction de la profondeur : mise en évidence de la zone à minimum d'oxygène (ZOM).

**A.** Évolution comparée des teneurs en O<sub>2</sub>, CO<sub>2</sub> et matières azotées. Le CO<sub>2</sub> et les matières azotées rendent compte de la destruction de la matière organique qui paraît particulièrement intense au niveau de la ZOM.

**B.** Mise en évidence de la zone à minimum d'oxygène (ZOM) dans les différents océans. On notera la différence d'oxygénation, liée à la solubilité différentielle des gaz en fonction de la température, entre les eaux des hautes latitudes (Sud du Groenland) et celles des basses latitudes. La ZOM est peu marquée aux hautes latitudes du fait d'une production primaire faible.

La ZOM serait aussi induite par une stratification des eaux, particulièrement stable au niveau de la thermocline (fig. 23.5) qui limiterait les échanges verticaux, et donc les apports d'eaux riches en oxygène.

La chute des températures au niveau de la thermocline entraîne aussi une augmentation de la densité de l'eau de mer (fig. 23.2 A) qui freine la chute des particules organiques dans la colonne d'eau. Celles-ci sont alors plus facilement oxydées d'où une consommation accrue d'oxygène.

L'influence de la ZOM sur la sédimentation est extrêmement importante car sur les fonds qu'elle recouvre (– 500 à – 1 200 m de profondeur), les organismes fousseurs sont en nombre restreint, voire absents, du fait de la raréfaction de l'oxygène sur le fond. De ce fait, leur action sur le sédiment (bioturbation) est très faible ce qui conduit à des sédiments laminés (absence d'homogénéisation par la bioturbation) et sombres (richesse en matière organique qui n'est plus oxydée). De part et d'autre de la ZOM, les sédiments seront, au contraire, homogènes et clairs.

Voir fig. 33.4 B et 34.2

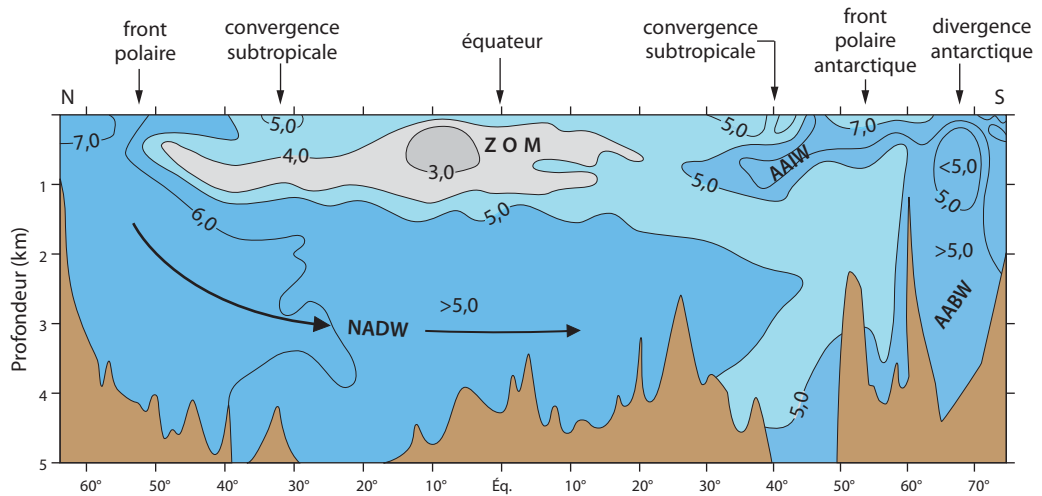
## Encart 23. 5 – Les événements anoxiques océaniques



Voir chap. 33

La profondeur et l'amplitude de la ZOM ont varié au cours des temps. Ainsi, on admet que les faciès noirs, riches en matière organique, du Crétacé inférieur (*black shales = argiles noires*) traduisent une expansion verticale de cette couche, une stratification stable et un

ralentissement des circulations dans les océans de cette époque. Ce type de configuration (**événements anoxiques ou « OAE » oceanic anoxic events**) est favorable à la conservation de la matière dans les sédiments et à la formation des *roches mères* des pétroles.



**Figure 23.12** Répartition des teneurs en oxygène (mL/L) sur un profil N-S de l'Atlantique Ouest.

On distingue facilement le plongement d'une masse d'eau nordique, bien oxygénée, qui s'étale en profondeur jusqu'à environ 40°S. Les teneurs en  $O_2$  décroissent progressivement de 7 à 5  $mL \cdot L^{-1}$  mais restent toujours supérieures à celles rencontrées vers 1 000 m de profondeur (3 à 3,5  $mL \cdot L^{-1}$ ) qui correspondent à la ZOM. Dans l'hémisphère sud, on notera les deux « langues » d'eaux bien oxygénées d'origine antarctique. La comparaison avec la figure 23.21 montre que la première en position intermédiaire correspond à l'AAIW et la seconde, très profonde, à l'AABW. Il est intéressant de comparer aussi ce profil avec ceux des figures 23.6 A et B. CS = convergence subtropicale et FP = front polaire.

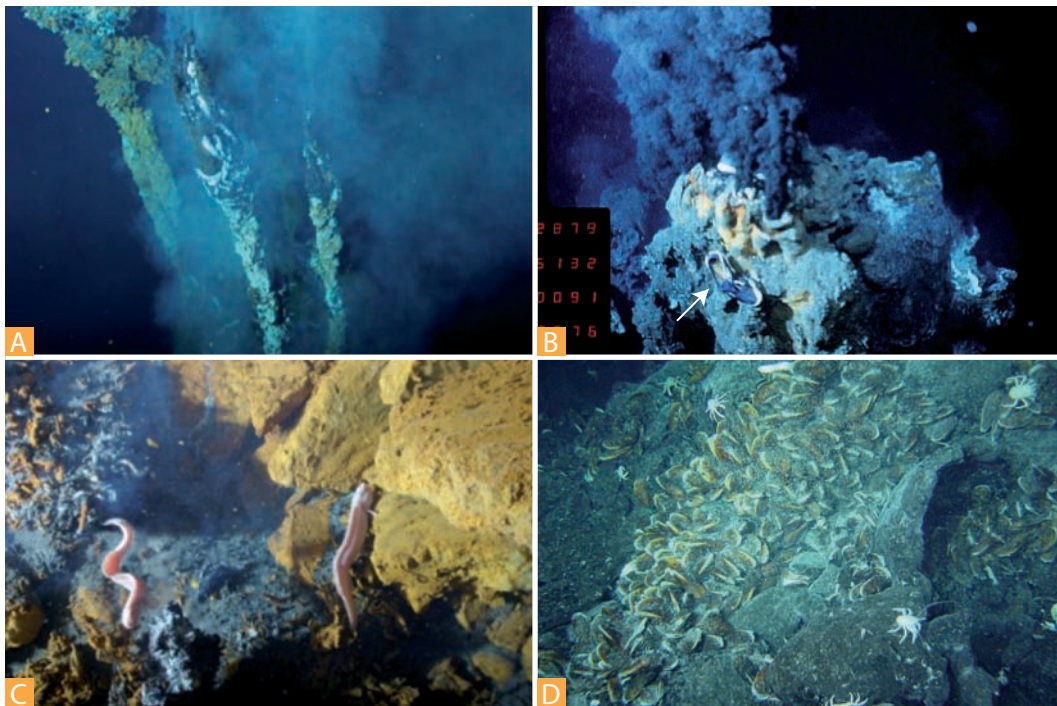
La répartition de l'oxygène dissous dans les eaux profondes est cependant très liée à la circulation océanique (fig. 23.12). Dans les zones de formations des eaux profondes (zones arctique et antarctique de l'Atlantique), la concentration en  $O_2$  est forte ( $> 7 \text{ mL} \cdot \text{L}^{-1}$ ). Au fur et à mesure qu'elles se répandent sur le fond, leur teneur diminue par consommation d'oxygène par les processus biochimiques. La teneur en oxygène n'est donc pas une propriété conservative. En revanche, elle rend compte dans une certaine mesure de l'âge d'une masse d'eau (temps écoulé depuis qu'elle a quitté la surface).

Les eaux profondes restent cependant plus oxygénées que les eaux des profondeurs moyennes où se développe la ZOM. Cela explique la remontée des teneurs à la base des profils de la figure 23.11. On observe, comme pour les températures, une dissymétrie est-ouest très marquée pour la répartition des teneurs en  $O_2$ . Ainsi dans l'Atlantique, la ZOM est moins accentuée sur le côté américain ( $O_2 = 3 \text{ mL} \cdot \text{L}^{-1}$ ) que sur le côté africain ( $O_2 = 1 \text{ mL} \cdot \text{L}^{-1}$ ). Cela est à rapprocher de l'intensité plus grande des courants sur le côté Ouest des océans et de la présence fréquente d'upwellings (où la productivité organique est très forte) sur les côtes Est (fig. 33.4).

## 23.6 L'HYDROTHERMALISME SOUS-MARIN

Les modèles chimiques de l'océan ont été considérablement modifiés par les données de l'exploration des dorsales océaniques (médio-atlantique, Galapagos et Pacifique-Est). Les capsules plongeantes *Cyana* (France) et *Alvin* (États-Unis) ont mis en évidence, au cours des années 1970, l'importance de l'hydrothermalisme sous-marin. Les aspects les plus spectaculaires de ce phénomène sont :

- Les sources chaudes : **fumeurs noirs** (fig. 23.13 A et B), qui émettent, à plus de 350 °C (à cause de la pression, de l'ordre de 270 atmosphères à – 2 700 m, l'eau ne bout pas à cette température), des panaches chargés de minuscules particules de sulfures et **fumeurs blancs** dont les panaches, plus froids (30 à 330 °C), sont chargés de particules de sulfate de baryum.
- La présence de petits dômes d'hydroxyde de fer et manganèse (fig. 23.13 C) et de champs de sulfures polymétalliques en édifices colonnaires de 1 à 8 m de haut et de 5 m de large, de coloration variée (ocre, jaune, rouge, brun, blanc, noir) contenant jusqu'à 29 % de zinc, 6 % de cuivre et 0,5 % d'argent. De tels dépôts hydrothermaux fossiles, liés aux ophiolites, existent à Chypre et en Oman.



**Figure 23.13** L'hydrothermalisme sous-marin.

**A et B.** Cheminées hydrothermales actives (fumeurs noirs).

**A.** Dorsale rapide (10 cm/an) Est-Pacifique (14 à 15 °N), entre 2 000 et 2 500 m de profondeur. La largeur de la photo est d'environ 5 m (photos Deschamps et Agraniér).

**B.** Dorsale Est-Pacifique, zone Nadur (17 °S). La chaussure de tennis donne l'échelle ; sa présence est liée à une plaisanterie de l'équipe scientifique. La plongée ayant lieu la veille de Noël, une paire de chaussures avait été attachée au submersible « pour mettre des chaussures au pied de la cheminée » et au cours de la plongée l'une d'elle s'est détachée (flèche blanche).

**C.** Base d'une cheminée inactive avec dépôts d'hydroxydes et forte activité biologique (photo Deschamps et Agraniér, largeur 2 m).

**D.** Communauté de *Calyptogena magnifica* (mollusques géants Vésicomydés) vivant dans les interstices des laves au voisinage des sources hydrothermales de la dorsale Est-Pacifique à 21 °N. Les producteurs primaires de ce biotope sont des bactéries chimio-synthétiques qui vivent en endosymbiose avec ces animaux.

- Les événements « froids », moins spectaculaires mais tout aussi importants, qui émettent une eau à 10-20 °C dans un milieu où la température est de l'ordre de 2 à 3 °C.
- Les « oasis de vie », écosystèmes inhabituels, liés à ces sources. La production primaire n'y dépend pas de la photosynthèse mais de l'activité chimiosynthétique de bactéries symbiotes qui utilisent les produits émis dans les panaches (sulfures, CH<sub>4</sub>, NH<sub>4</sub>, ou H<sub>2</sub>). Les formes les plus classiques de ces écosystèmes sont des Vésicomydés (bivalves) géants (25 à 30 cm) à chair rouge (hémoglobine) du genre *Calyptogena* (fig.23.13D) et des *Bathymodiola* et des vers tubicoles, à tentacules rouges, pouvant atteindre 3 m de longueur, les *Alvinella* et les *Riftia*.

 Voir fig. 32.3

 Voir chap. 37

Pour certains (Corliss *et al.*, 1981), il serait possible que ces sources hydrothermales sous-marines aient été le site de la synthèse de composés organiques qui donnèrent naissance aux premiers êtres vivants.

### Encart 23.6 – La biominéralisation « paradoxale » des mollusques des sources hydrothermales

Les *Calyptogena* (fig. 23.13 D) et les *Bathymodiola* (fig. 32.3) réussissent à fabriquer une coquille carbonatée dans l'environnement défavorable, très acide, de la proximité des sources hydrothermales. Ces coquilles, qui ne présentent aucun signe de dissolution du vivant de l'animal, se dissolvent très rapidement à la mort de celui-ci et l'on ne trouve jamais en plongée de champs fossiles de coquilles. Nous avons là une illustration du pouvoir des métabolismes biologiques à détourner les lois de la simple physico-chimie. La figure 32.3 présente l'évolution de l'état de coquilles de *Bathymodiola* (coquilles aragonitiques et traces de calcite), observées, à deux ans d'intervalle, au cours d'une expérience de marquage de coquilles réalisée sur la ride Est-Pacifique (voir chapitre 32 pour le détail de l'expérience).

#### 23.6.1 Aspect hydrologique

L'hydrothermalisme sous-marin ne se limite pas à ces manifestations sur l'axe de la dorsale, la circulation de fluides concerne au moins un tiers de la surface du fond océanique et les modélisations conduisent à admettre que la totalité de l'eau de mer (10<sup>9</sup> km<sup>3</sup>) pourrait ainsi être recyclée, par le système hydrothermal, en environ 8 à 10 Ma. L'étude des complexes ophiolitiques et des basaltes dragués sur les dorsales met en évidence des altérations et un métamorphisme (voir ci-après), qui supposent une circulation d'un volume important d'eau de mer dans la croûte jusqu'à des profondeurs supérieures à 5 km.

La circulation hydrothermale descendante se fait sur une surface relativement grande grâce à la porosité et aux fractures de la croûte tandis que le système ascendant est concentré dans une zone beaucoup plus restreinte, ce qui explique le débit important des événements situés sur la dorsale (fig. 23 14).

L'hydrothermalisme sous-marin ne se développe toutefois pas seulement en contexte d'expansion, il existe aussi un hydrothermalisme de marges, actives (prisme de la Barbade, fosse de Nankai) ou passives (golfe du Mexique). Il s'agit toujours, associé ou non à des communautés biologiques chimiosynthétiques, d'un hydrothermalisme de basse température.

#### 23.6.2 L'altération de la croûte océanique : la serpentinitisation

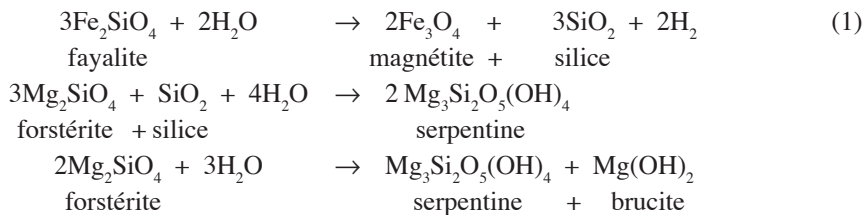
On sait depuis les premiers dragages sur les dorsales océaniques que les roches qui y affleurent ne sont pas des péridotites mais des *serpentinites* résultant de l'altération de ces roches mantelliques par l'eau de mer et les fluides hydrothermaux circulant à l'intérieur de la lithosphère océanique. Ces altérations correspondent à un ensemble de processus complexes qui comprennent d'une part l'altération lente à

froid des basaltes par l'eau de mer et d'autre par des processus de haute température à l'intérieur de la croûte dans le cadre de l'hydrothermalisme sous-marin avec des réactions qui sont proches du métamorphisme.

Le matériel basaltique réagit avec l'eau de mer pour produire des néogénèses de minéraux argileux (smectites, sépiolites et palygorskites) et de zéolites. Cependant le processus le plus spectaculaire est la *serpentinisation*, processus d'hydratation conduisant à la transformation des minéraux ferromagnésiens de la péridotite (olivine et pyroxène) en un nouveau minéral, la serpentine : silicate de magnésium hydraté ( $\text{Mg}_3\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$ ). Le fer contenu dans l'olivine initiale est utilisé pour former un oxyde de fer, la magnétite ( $\text{Fe}_3\text{O}_4$ ). Les deux minéraux nouvellement formés s'agencent en une texture maillée caractéristique des serpentinites.



L'olivine est une solution solide entre un terme magnésien (*forstérite*) et un terme ferreux (*faya-lite*). La formation de serpentine résulte de plusieurs réactions qui sont complémentaires :



L'incorporation d'eau augmente le volume (la densité passe de 3,3 à 2,7 g/cm<sup>3</sup>) et introduit des désordres dans la structure de la roche. Cela explique que la variation de la vitesse de propagation des ondes sismiques diminue au cours de la serpentinisation qui chute de 8 km/s dans les péridotites fraîches à environ 5,5 km/s dans les serpentinites.

La serpentinisation est une réaction très exothermique : la chaleur dégagée explique la température des sources hydrothermales sous-marines. Enfin, il faut noter que la serpentinisation, en liaison avec la formation de magnétite (équation 1), produit de l'hydrogène ( $\text{H}_2$ ) qui peut se combiner pour former du méthane ( $\text{CH}_4$ ). L'hydrogène et le méthane pourront ensuite être utilisés comme source d'énergie par les microorganismes qui colonisent le système hydrothermal. Les données récentes laissent supposer que ces processus microbiens ne sont pas limités à l'émergence des sources mais pourraient exister, en relation avec la serpentinisation, dans au moins les deux premiers kilomètres de la lithosphère océanique. La présence de carbone organique dans un contexte pouvant rappeler l'environnement de la Terre à l'Hadéen apporte des arguments complémentaires à l'hypothèse de *l'origine thermo-chimique de la vie*.

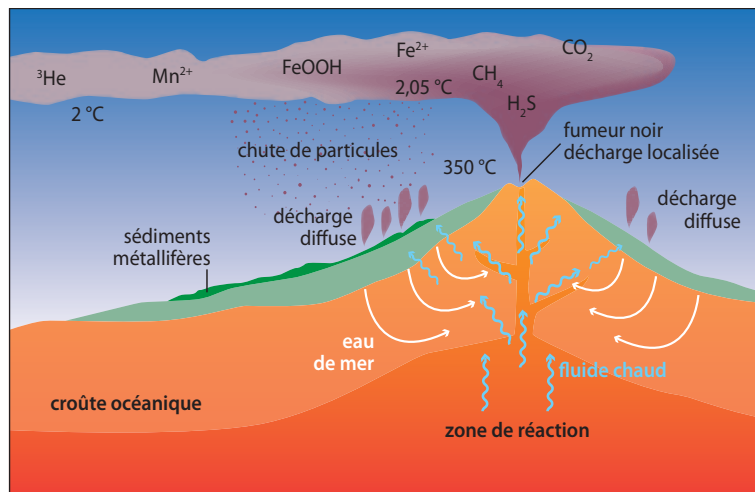


### 23.6.3 Les processus chimiques associés : la chimie des sources sous-marines

Au cours du transit à travers la croûte océanique, il se produit des transformations chimiques de l'eau de mer, liées au lessivage de certains éléments et à l'incorporation d'autres dans des minéraux de transformation et/ou de néoformation.

En laboratoire, la perfusion cyclique d'eau de mer à travers une poudre de basalte, à température élevée et pression appropriée, a mis en évidence la rapidité des transformations. En quelques semaines, la totalité du magnésium et des sulfates de l'eau de mer est transférée vers la roche tandis que des quantités importantes de K, Ca et Si sont extraites du basalte par lessivage.

De plus, il y a migration de produit volatil ( $\text{He}$ , S,  $\text{CH}_4$ ) issu des chambres magmatiques sous-jacentes (fig. 23.14). **La dorsale est donc un lieu de dégazage privilégié du manteau.**



**Figure 23.14** Modèle de site hydrothermal océanique.

L'eau pénétrant par des fractures (zones de recharge) se réchauffe (350-440 °C) dans la zone de réaction où elle devient acide et dissout les métaux et le soufre. Elle remonte et les expulse au niveau des fumeurs noirs à 350 °C (décharge focalisée) ou de façon plus discrète (décharge diffuse). Les particules fines issues du panache forment les sédiments métallifères.

Il est difficile d'avoir un bilan global et à long terme de l'hydrothermalisme sous-marin car nos connaissances se limitent actuellement à une centaine de zones de sources dont on sait déjà que le fonctionnement est intermittent sur une période de quelques années. Cependant, pour se rendre compte de l'importance de ces échanges dans les conditions naturelles, il suffit de comparer les teneurs moyennes en éléments dans les sources hydrothermales sous-marines et dans l'eau de mer (tab. 23.2).

Dans le détail, le comportement des éléments dépend de la température et du rapport fluide/roche au cours des réactions hydrothermales. Ainsi, le Na est lessivé si le rapport eau de mer/roche est supérieur à 10 et il est retenu par les phases minérales pour les valeurs inférieures. Les eaux hydrothermales sont totalement dépourvues de magnésium, cet élément est extrait de l'eau de mer et incorporé dans les minéraux magnésiens métamorphiques. Lorsque la température des sources est supérieure à 150 °C, les teneurs en K sont plus fortes que dans l'eau de mer. Pour des températures inférieures, le potassium est incorporé aux roches. Les fluides sont aussi enrichis en Si et lorsque la température et la pression chutent, à l'émergence des sources, il y a précipitation de  $\text{SiO}_2$  sous forme le plus souvent de quartz. De même, une partie des sulfates est réduite en sulfures ( $\text{H}_2\text{S}$ ) tandis que le reste précipite avec le calcium sous forme d'anhydrite ( $\text{CaSO}_4$ ). Les sulfures se combinent avec le fer et d'autres métaux et ils précipitent partiellement au moment de l'émergence des sources. Ils contribuent ainsi à l'édification des cheminées hydrothermales et à la formation des particules qui donnent la couleur noire aux « fumeurs ».

Le fer et le manganèse sont deux éléments solubles sous les conditions acides (pH = 4) et réductrices des eaux hydrothermales. Cela explique leurs teneurs très élevées dans les sources. Cependant, comme le  $\text{Fe}^{2+}$  a une taille voisine de  $\text{Mg}^{2+}$ , il peut suivre celui-ci lors de la formation de nouveaux minéraux au cours du métamorphisme. Ainsi, la croûte peut parfois être enrichie en fer. De ce fait, le rapport Fe/Mn, qui est de l'ordre de 50 à 100 dans les basaltes, n'est que de l'ordre de 3 dans les sources hydrothermales et dans les sédiments des rides océaniques. Il y a donc relativement plus de Mn que de Fe qui passe en solution lors des processus hydrothermaux.

**TAB. 23.2** Comparaison de la composition moyenne d'une eau de mer normale et des fluides hydrothermaux sous-marins au niveau des dorsales (concentrations en ppm).

Éléments chimiques	Sources hydrothermales	Eau de mer « normale »
Cl	17 300	19 500
Na	9 931	10 500
Mg	0	1 290
S (sulfates)	0	905
S (sulfures)	210	0
Ca	860	400
K	975	380
Sr	8	8
Si	600	3
Li	6	0,18
Rb	2	0,12
Ba	5 à 13	0,02
Zn	7	0,005
Fe	101	0,002
Mn	33	0,0001
pH	4	8

Les teneurs en strontium sont identiques dans les sources et l'eau de mer mais le rapport isotopique de cet élément y est très différent. Les sources hydrothermales présentent un rapport  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  beaucoup plus faible que celui de l'eau de mer. Toujours au niveau isotopique, les fluides hydrothermaux sont appauvris en  $^{18}\text{O}$  par rapport à l'eau de mer et enrichis en  $^3\text{He}$ . Cet enrichissement est souvent utilisé comme traceur des panaches hydrothermaux dans l'océan qui sont encore détectables à plus de 2 000 km de leur source. De même, l'enrichissement en manganèse des sédiments se fait encore sentir de façon notable à plus de 1 500 km de la dorsale (fig. 23.14). L'impact de l'hydrothermalisme sur les bilans des éléments chimiques dans l'océan est donc très important. Ainsi les entrées hydrothermales de calcium sont équivalentes à environ 10 % des apports annuels des rivières et les sorties de Mg, par les processus hydrothermaux, correspondent à environ 50 % de l'apport fluvial.

 Voir fig. 36.25

 Voir chap. 36.4

### Encart 23.7 – « Le problème du magnésium »

La mise en évidence de l'hydrothermalisme sous-marin a permis de résoudre ce que les traités d'océanographie chimique appelaient, jusqu'au début des années 1980, le « **problème du magnésium** » à savoir que, lorsqu'on faisait le bilan océanique du Mg, il entrait dans

l'océan, par les rivières, 50 % de plus de Mg qu'il n'en sortait par la sédimentation. Depuis la découverte des événements hydrothermaux, on sait que l'hydrothermalisme correspond, pour l'océan, à une sortie de Mg aussi importante que la sédimentation.

En conclusion, on estime qu'environ un tiers de la chaleur produite par la création de nouvelle lithosphère est absorbé dans la circulation hydrothermale et qu'environ 500 000 millions de tonnes d'eau de mer circulent par an dans la croûte océanique : toute la masse des océans y serait donc recyclée en environ huit millions d'années. L'eau de mer joue ainsi le rôle fondamental d'échangeur **thermique et géochimique entre le manteau et la surface**.

## 23.7 LES CIRCULATIONS OCÉANIQUES

Les courants généraux de l'océan procèdent de deux moteurs essentiels : la densité (en relation avec la température et la salinité des eaux : *circulation thermohaline*) et l'action des vents. Les mouvements généraux des eaux qui en résultent sont modifiés par la force de Coriolis. Les mouvements plus restreints (vagues et houles) et les marées seront traités au chapitre 28 avec le transport des sédiments.

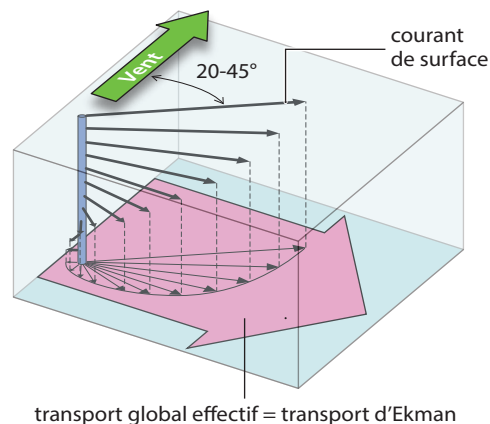
### 23.7.1 L'action des vents : la spirale d'Ekman

Les courants de surface ne sont pas directement reliés aux vents mais sont, en général, déviés. En profondeur, l'eau est aussi entraînée par friction mais la vitesse décroît au fur et à mesure qu'on descend dans la colonne d'eau.

Au cours d'une expédition du navire océanographique *Fram* à la fin du XIX<sup>e</sup> siècle, Nansen observa que la dérive des icebergs n'était pas parallèle au vent dominant mais se faisait selon un angle de 20 à 40° vers la droite. En 1902, Ekman modélisa ce phénomène pour un océan théorique : l'océan est assimilé à une succession infinie de couches, la plus superficielle étant soumise à son sommet à la friction du vent et à sa base à la friction avec le niveau sous-jacent. La contrainte créée par le vent se transmet donc de proche en proche et la vitesse du courant dans chaque niveau décroît exponentiellement (fig. 23.15). L'équilibre entre la force de Coriolis et le vent aboutit à un courant de surface faisant un angle de 45° par rapport à la direction du vent (vers la droite dans l'hémisphère nord, vers la gauche dans l'hémisphère sud). Cet angle augmente avec la profondeur et les vecteurs courants se disposent suivant une spirale dite *spirale d'Ekman*.

**Figure 23.15** La spirale d'Ekman.

Les flèches noires représentent la vitesse et la direction des courants induits par le vent dans chacune des couches du niveau d'Ekman. La flèche rose est le mouvement résultant moyen qui est perpendiculaire à la direction du vent.



Le transport moyen (transport d'Ekman) dans la couche de l'océan soumise au vent (niveau d'Ekman) est donc perpendiculaire à la direction du vent. À la base du niveau d'Ekman, le courant a une direction opposée à celui de la surface et sa vitesse n'est plus que de 1/23<sup>e</sup> de la valeur de surface.

Dans l'océan réel, la base du niveau d'Ekman est à une profondeur de 100-200 m. Cela correspond plus ou moins à l'épaisseur de ce que nous avons appelé précédemment, à propos des températures, le niveau de mélange (fig. 23.5). Le couplage, par friction, de ce niveau de mélange avec les parties plus profondes de l'océan paraît être négligeable.

### 23.7.2 La circulation océanique de surface

La circulation de surface est complexe (fig. 23.16) car les vents présentent des variations à la fois en intensité et en direction en fonction de la latitude. De plus, la disposition des continents peut induire des modifications régionales.

Les alizés et les vents d'ouest forment des couples de forces induisant dans chaque hémisphère une cellule de circulation anticyclonique des eaux superficielles. Chaque cellule comporte une branche

équatoriale (E-W) et une branche subpolaire (W-E). Pour fixer les idées, dans l'Atlantique, le courant équatorial sud est le plus fort, il s'étend de 20 °S à 3 °N.

Sa vitesse (moyenne : 20 milles/24 h) croît d'est (14 milles/24 h) en ouest (60 milles/24 h) et son débit est approximativement de  $23 \cdot 10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  (on utilise parfois le Sverdrup (Sv), qui vaut  $10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ , comme unité de débit des courants). Le courant équatorial Nord, qui s'étend de 25 °N à 5 °N (10 °N en été), présente une vitesse moyenne de 17 milles/24 h pour un débit de  $16 \cdot 10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ .

Le mille marin est une unité de mesure de distance, utilisée dans les domaines marins et aériens, correspondant à environ 1 852 m.

Les deux branches latitudinales des cellules sont réunies par des circulations méridiennes sensiblement parallèles aux limites continentales. En comparant avec la carte de répartition des températures (fig. 23.4), on notera l'importance de ces courants méridiens dans le transfert de chaleur à la surface de la planète.

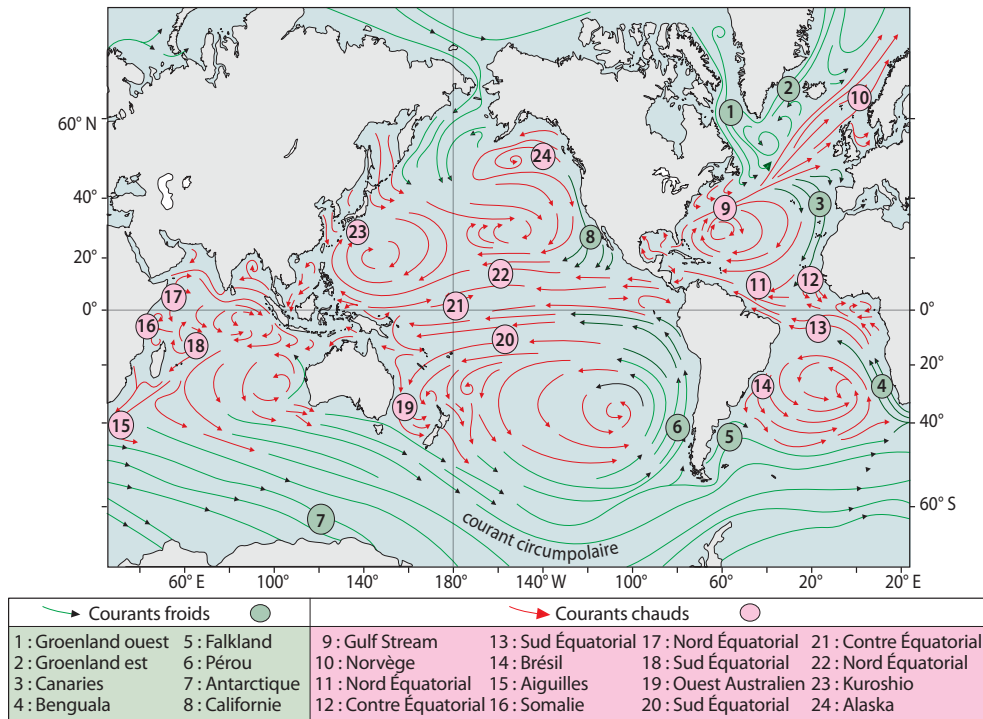


Figure 23.16 Carte des principaux courants océaniques de surface.

On notera l'importance dans l'hémisphère sud du courant circum-polaire ou *grande dérive d'ouest*, courant le plus puissant, qui se développe sans entrave continentale autour de l'Antarctique et contribue à l'**isolation thermique de ce continent** (voir fig. 23.23). Du fait de la faiblesse de la force de Coriolis au niveau de l'équateur, les vents alizés (courants nord et sud équatoriaux) tendent à accumuler des eaux chaudes dans les parties ouest des océans dont le niveau s'élève d'environ 50 cm.

Cette réserve d'eau alimente des gyres océaniques par des courants chauds comme l'ensemble Gulf Stream-Dérive Nord-Atlantique pour l'Atlantique Nord, courant du Brésil pour l'Atlantique Sud ou le Kuroshio pour le Pacifique. Dans le Pacifique, du fait de la différence de niveau, une partie de ces eaux chaudes repart vers l'est (contre-courant équatorial). Ce retour d'eau chaude joue un rôle important dans le déclenchement du phénomène El Niño (fig. 23.19).

Les gyres se bouclent par des courants froids : courants du Labrador, du Groenland, des Canaries, des Falklands et de Benguela pour l'Atlantique, courants Nord Pacifique et de Humboldt pour le Pacifique. En comparant avec la carte des isothermes de surface (fig. 23.4), on mettra en évidence l'influence des courants sur le climat avec la répartition des températures. L'influence conjuguée de la dérive Nord-Atlantique sur l'Europe et du courant du Labrador sur l'Amérique explique la très forte dissymétrie climatique existant entre la France et le Canada.



Voir fig. 24.16

La cartographie de la « topographie dynamique » de la surface océanique à partir des données du satellite *Topex-Poséidon* a mis en évidence la réalité de ces cellules. L'océan présente des différences de niveau d'ordre métrique. Les courants tournent (sens horaire ou anti-horaire suivant l'hémisphère) autour des zones de niveaux élevés qui jouent le même rôle que les zones de hautes pressions pour l'atmosphère.

Dans l'hémisphère nord (fig. 23.16), il s'ajoute une circulation cyclonique subpolaire. La branche nord de la cellule anticyclonique (*Gulf Stream* jusqu'à Terre-Neuve puis *dérive Nord-Atlantique*) pour sa plus grande part (environ 80 %) migre vers le sud-est pour venir boucler le circuit anticyclonique tandis qu'une part moindre (20 %) migre vers le NE et participe à la branche orientale de la cellule cyclonique subpolaire venant ainsi réchauffer les côtes du NW de l'Europe.

### Encart 23.8 – Le Gulf Stream

L'ensemble Gulf Stream/dérive Nord-Atlantique est sans doute le courant le mieux connu ; c'est un système complexe, turbulent présentant des tourbillons et des méandres d'amplitude de 150 à 200 milles. Il s'étale sur une largeur de l'ordre de 60 milles à la sortie du détroit de Floride pour atteindre 300 milles au sud de Terre-Neuve. Ses effets se font sentir jusqu'à environ 800 à 1 000 m de profondeur. Sa vitesse moyenne est de 3 nœuds (avec des variations saisonnières de 1 à 2 nœuds) et son débit de  $55 \cdot 10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  (variations de  $30 \cdot 10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  à la sortie du détroit de Floride jusqu'à  $85 \cdot 10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  à la latitude du cap Hatteras, le débit maximum est atteint à  $65^\circ \text{ W}$  ( $150 \cdot 10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$  puis décroît).

Dans l'hémisphère sud, la *convergence antarctique*, autour du continent antarctique, entre  $55$  et  $60^\circ$  de latitude, voit l'affrontement en biseau des eaux polaires froides qui s'enfoncent sous les eaux sub-polaires. En quelques kilomètres, la température varie de  $4$  à  $5^\circ \text{C}$ . C'est une zone de grandes variations climatiques, biogéographiques et sédimentologiques : le sud est le domaine des vases à Diatomées (siliceuses) et le nord celui des boues à Foraminifères (carbonates).



Voir fig. 32.7



Voir fig. 21.12

Les régions océaniques soumises à des vents saisonniers présentent des régimes de courants complexes. Ainsi, dans l'océan Indien, le phénomène de la mousson provoque un déplacement des zones de convergence et un renversement des courants. Par exemple, le courant des Somalies coule vers le NE en août et vers le SW en février-mars (à cette époque sa vitesse est de  $3,7 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  et son débit de  $60 \cdot 10^6 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$ ).

### 23.7.3 Les mouvements verticaux

Les vents ne provoquent pas seulement des mouvements horizontaux des eaux mais aussi des mouvements verticaux ascendants (*upwellings*) depuis la thermocline ou plus bas ou descendants (*downwellings*). Ainsi les zones de *divergences* des eaux de surface sont le siège d'*upwellings* tandis que les zones de *convergences* conduisent à des *downwellings*. C'est, par exemple, le cas de la divergence équatoriale où la migration des eaux poussées vers l'ouest et vers le nord ou le sud (suivant l'hémisphère) par les alizés doit être compensée par une remontée d'eau plus profonde qui définit l'*upwelling équatorial*.

De même, du fait du transport d'Ekman, une cellule cyclonique, dans l'hémisphère nord, conduit à une divergence des eaux de surface et à un *upwelling* (fig. 23.17) tandis qu'une cellule anticyclonique produit une convergence et un *downwelling*.

Les *upwellings* peuvent aussi se développer dans un contexte côtier, quand les vents dominants soufflent parallèlement à la côte. Dans l'hémisphère nord, quand la côte se trouve à la gauche de la direction des vents dominants (côte Ouest des États-Unis, Portugal, Afrique du Nord), les eaux de surfaces (légères et chaudes) sont entraînées au large du fait du transport d'Ekman (fig. 23.18). Elles

sont remplacées par des remontées d'eaux froides et denses provenant de niveaux plus profonds (**upwellings côtiers**). On connaît de tels phénomènes le long des côtes de Mauritanie, de Namibie, de Californie, du Pérou ou des Somalies.

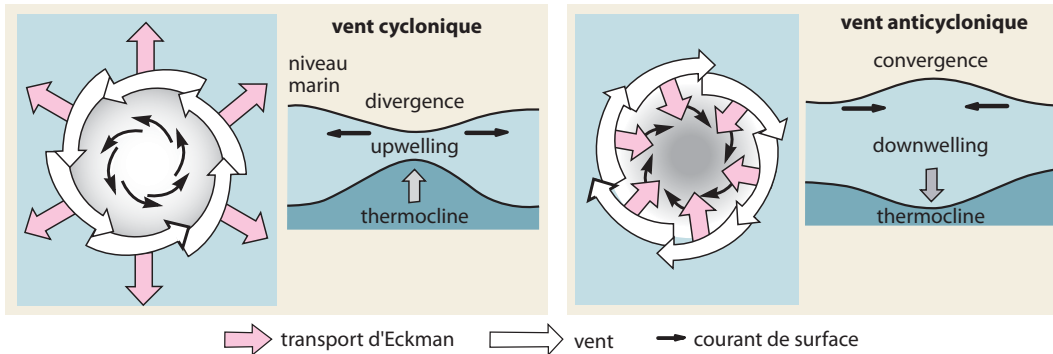


Figure 23.17 Les upwellings hauturiers.

Relation entre les cellules atmosphériques, le niveau marin, la présence d'upwelling/downwelling et la profondeur de la thermocline.

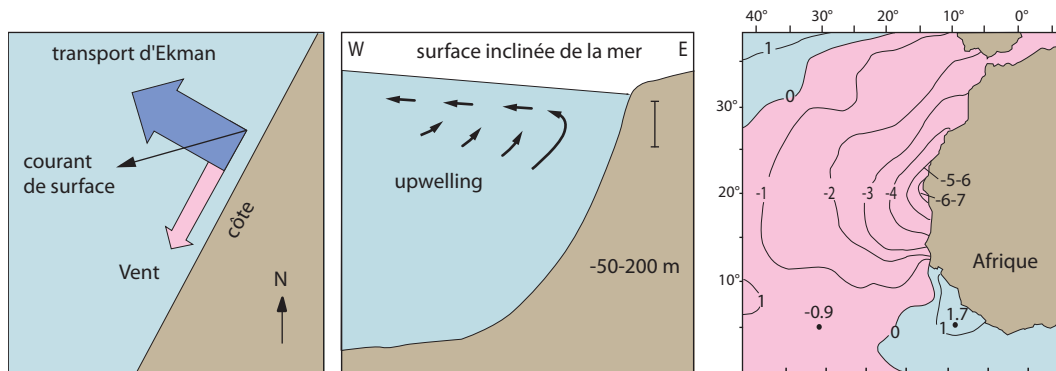


Figure 23.18 Les upwellings côtiers.

- A. Mécanismes de mise en place des upwellings (aspect en carte).
- B. Aspect en coupe.
- C. Mise en évidence de l'upwelling côtier nord-ouest africain à partir des écarts de température à la moyenne latitudinale.

### Encart 23.9 – Upwellings, climat et économie

Pour les côtes d'orientation méridienne, les upwellings jouent un rôle conséquent sur le climat du continent adjacent qu'ils rafraîchissent. Les vents humides sont piégés dans des cellules de convections côtières, barrières infranchissables qui rendent l'arrière pays désertique : Oregon, Californie (Death Valley), Pérou, Chili, Namibie, Mauritanie...

Les eaux des upwellings sont plus riches en nutriments (phosphates, nitrates, silicates) que les eaux de surface (appauvries par la demande biologique). Les zones d'upwellings sont donc

des aires de productivité biologique très forte (zones de pêche) qui se marque, dans les sédiments, par une densité de squelettes biogéniques particulièrement importante.

Les upwellings sont liés à des phénomènes climatiques, ils peuvent donc être saisonniers. Ainsi sur la côte Ouest de l'Afrique, on connaît des zones d'upwellings permanents (régions du cap Blanc et du cap Frio) et, en position plus équatoriale, des upwellings saisonniers (régions de Dakar, Abidjan et du cap Lopez).

### 23.7.4 Les variations oscillatoires des circulations verticales : ENSO (*El Niño Southern Oscillation*) et NAO (*North Atlantic Oscillation*)

#### a) Le phénomène El Niño

Ce phénomène qui se déroule au niveau des côtes de l'Équateur et du Pérou est sans doute l'exemple de variations oscillatoires (périodicité de deux à dix ans) du régime d'upwellings le plus connu. Il est lié à une diminution « anormale » des alizés qui affecte l'atmosphère et l'océan de toute la ceinture intertropicale et se traduit par une diminution voire une inversion des courants.

Les côtes occidentales de l'Amérique du Sud sont sous l'influence du courant S-N froid de Humboldt (ou du Pérou), alimenté par l'upwelling, d'où la richesse en plancton et une pêche florissante dans la région. En régime « normal » (*fig. 23.19*), il existe dans la zone équatoriale, sous l'influence des alizés, deux courants chauds (courant nord et sud équatoriaux), se dirigeant d'est en ouest, de part et d'autre de l'équateur. Un courant de retour (contre-courant équatorial) se déplace en sens inverse dans l'allée ménagée entre les deux courants équatoriaux nord et sud. Ce courant chaud touche alors les côtes de l'Amérique centrale et du Mexique et rejoint le courant nord équatorial qui évacue ces eaux chaudes. Ce courant de retour étant relativement faible, il en résulte dans le Pacifique Ouest, au nord de l'Australie, une surcharge en eau chaude (la *warm pool* des Anglo-Saxons) qui élève de 15 à 50 cm le niveau de la mer et induit, en Asie du Sud-Est, un climat de mousson.

Tous les trois ou quatre ans, en moyenne, la masse d'eau chaude du Pacifique Ouest atteint un seuil trop élevé, les alizés (qui peuvent aussi avoir diminué d'intensité) ne peuvent la stabiliser en position ouest et le courant de retour s'amplifie (*fig. 23.19*). C'est alors *El Niño* (le petit – l'enfant Jésus – car il débute au moment de Noël) ou pour les climatologues *ENSO* (*El Niño Southern Oscillation ; oscillation australe en français*). Le courant de retour, au voisinage de la côte américaine, se dirige alors en partie vers le sud en perturbant le courant de Humboldt. Ce phénomène s'accompagne d'une augmentation de température de 3 à 5 degrés (*fig. 23.19*), ce qui entraîne la disparition du plancton, et une élévation du niveau marin de 15 cm. Tout le système climatique est perturbé. Dans la zone dépressionnaire résultante, les pluies sont catastrophiques sur les côtes du Chili et du Pérou alors que la sécheresse règne en Australie et en Indonésie. Les effets d'El Niño se font aussi sentir au nord de l'équateur par la fréquence des typhons qui frappent l'Amérique du Nord.

La remontée des eaux froides se rétablit et les alizés repoussent lentement les eaux chaudes vers l'ouest où se reconstitue le réservoir du Pacifique Ouest, elles peuvent même atteindre l'océan Indien. À l'est, la remontée des eaux froides provoque un déficit thermique de 3 à 4 degrés. Ce courant froid est appelé *La Niña*, seconde phase climatique de l'oscillation australe (*fig. 23.19*). La Niña induit des effets inverses d'El Niño : pluies diluviennes en Indonésie et sécheresse prononcée au Pérou.

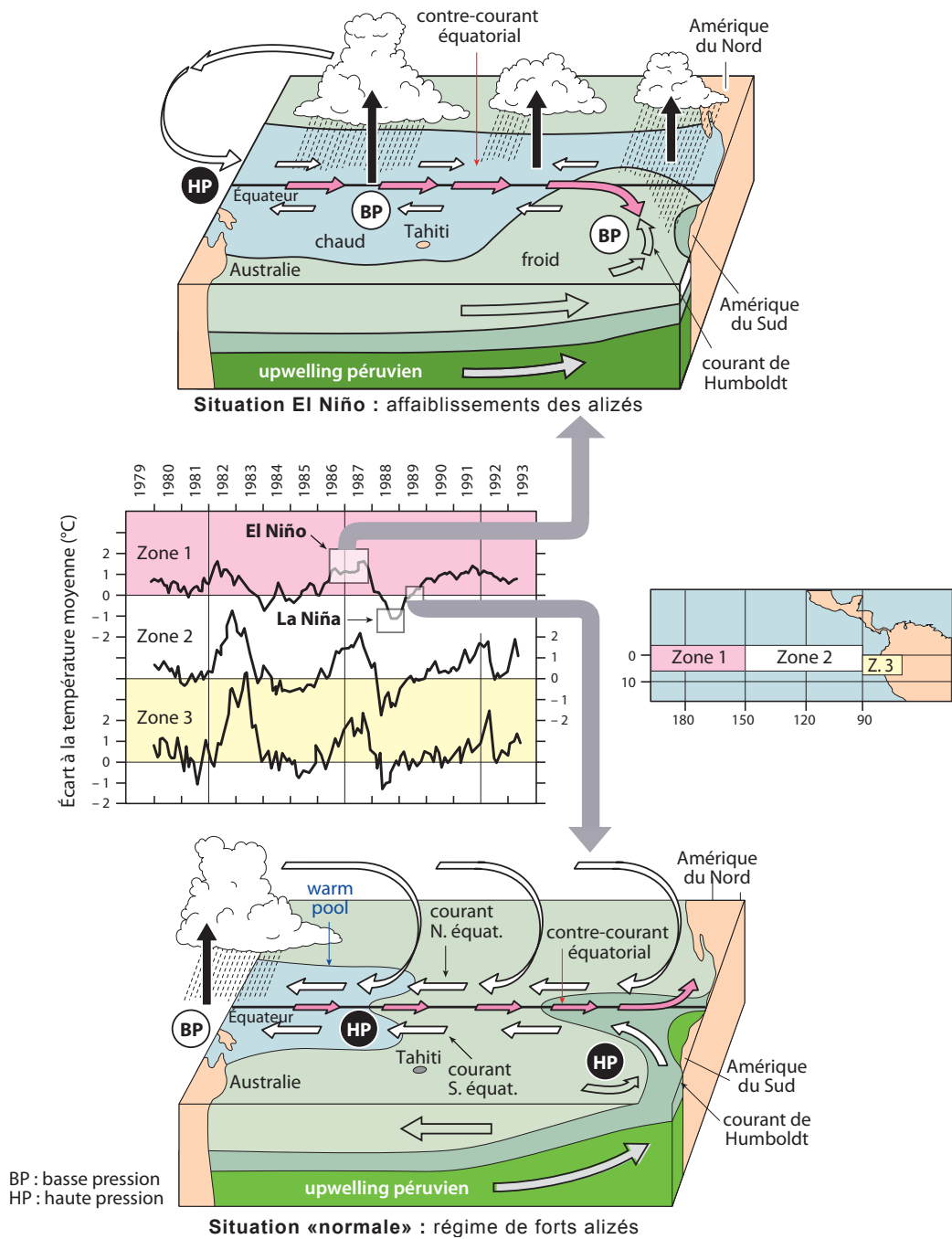


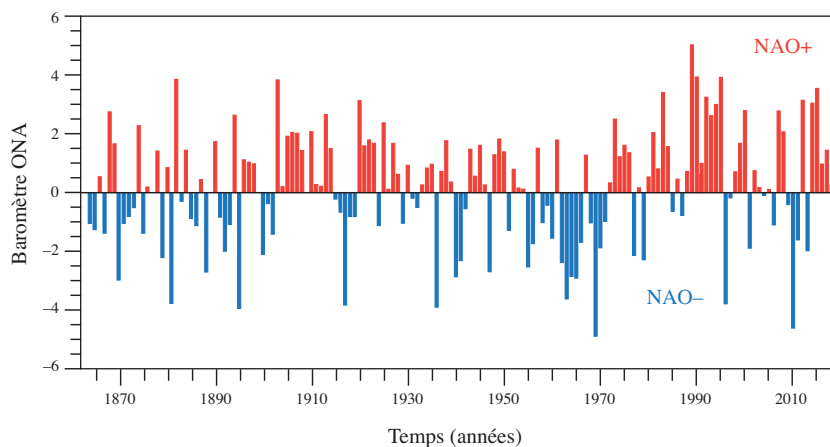
Figure 23.19 Le phénomène El Niño.

Au centre, mise en évidence du phénomène par l'évolution de la température de surface du Pacifique : Il s'agit des écarts à une moyenne climatique dans trois zones étalées d'ouest en est, dans la ceinture équatoriale. On remarque des anomalies positives de 2 à 4 °C, d'une durée moyenne d'un an, qui se propagent d'ouest en est, en 1982-83, 1986-87 et 1991-92. Elles sont suivies d'anomalies froides (particulièrement marquée en 1987-88) consécutives du phénomène *La Niña*.

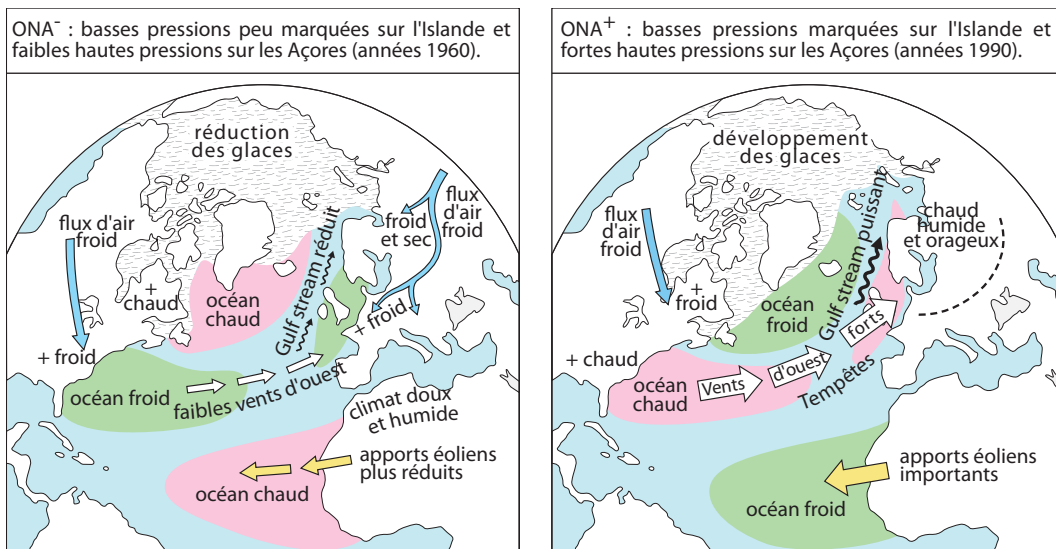
En haut et en bas, les variations de la courantologie en configuration « normale » et durant une période El Niño (explications dans le texte).

### b) L'oscillation Nord-Atlantique (ONA ou NAO)

L'Atlantique est aussi soumis dans sa partie subpolaire à des fluctuations décennales qui sont liées à un phénomène météorologique touchant la troposphère : l'oscillation Nord-Atlantique (ONA, NAO des Anglo-Saxons) qui modifie la position et l'intensité relative de l'anticyclone des Açores et de la dépression islandaise. L'ONA est mise en évidence par un index barométrique indiquant l'évolution des différences de pression au sol existant entre les Açores et l'Islande. Cet index est positif quand les hautes pressions sur les Açores sont plus fortes et les basses pressions sur l'Islande plus basses que la normale. Il est négatif lorsque la situation s'inverse (fig.23.20A et B).



**Figure 23.20A** Évolution entre 1864 et 2018 de l'index barométrique de l'Oscillation Nord-Atlantique (variations de l'écart de pression entre les Açores et l'Islande).



**Figure 23.20B** Deux situations extrêmes de l'Atlantique Nord liées à l'Oscillation Nord-Atlantique.

Cas des années 1960 correspondant à une situation ONA<sup>-</sup> et cas des années 1990 (situation ONA<sup>+</sup>) : modifications des températures et des circulations atmosphériques et océaniques.

L'*oscillation Nord-Atlantique* induit de anomalies de la salinité (augmentation en mer du Labrador lors des phases ONA<sup>-</sup>), des modifications du couvert de glace des mers (Fig. 23.20B), de la convection sud groenlandaise (intensification en ONA<sup>-</sup> et réduction en ONA<sup>+</sup>), de la circulation thermohaline globale, de la force du Gulf Stream et de l'importance des apports éoliens de poussières continentales à l'océan.

Elle a aussi un impact important sur le climat de l'Amérique du Nord, de l'Europe et du Nord de l'Afrique (Fig. 23.20B). Durant une phase ONA<sup>+</sup>, les eaux océaniques sont plus froides autour de l'Islande ainsi qu'à l'ouest de l'Afrique et il y a une intensification du Gulf Stream et des vents d'ouest qui amène de l'air humide et doux sur le nord de l'Europe tandis que le sud connaît un climat sec. Lors d'une phase ONA<sup>-</sup>, le régime thermique de l'océan s'inverse, les eaux froides sont au niveau des États-Unis et de l'Europe, le Gulf Stream est réduit, les vents d'ouest sont plus faibles et situés plus au sud, ce qui induit un climat humide et doux sur les zones méditerranéennes tandis que le nord de l'Europe est soumis aux vents froids et secs sibériens.

### 23.7.5 La circulation océanique profonde

L'évidence d'une circulation profonde active date seulement du début des années 1960 avec la découverte par Crease et Swallow de courants profonds de l'ordre de 5 à 10 cm·s<sup>-1</sup> susceptibles de changer de direction sur des périodes de l'ordre du mois. La formation des masses d'eaux profondes suppose la production d'eaux de densité suffisamment forte pour pouvoir migrer au fond de l'océan. Les interactions atmosphère-océan, le refroidissement et la formation de glace de mer (fig. 23.2) conduisent à la constitution de telles eaux au niveau des hautes latitudes. Ces eaux plongent et se répandent ensuite largement dans les bassins océaniques. Il s'établit alors une convection profonde qui peut atteindre – 3 000 m, le plongement des eaux est compensé par une migration vers les pôles des eaux de surface. Les zones les plus importantes de formation des eaux de fond sont l'Atlantique Nord (mer de Norvège et mer du Groenland) et l'océan Antarctique (mer de Weddell et dans une moindre mesure mer de Ross). L'océan Indien Nord et l'Arctique et Pacifique Nord sont en revanche dépourvus de zones de convection profonde (voir encart 23.11).

#### Encart 23.10 – La formation des eaux profondes

Dans le cas de l'Atlantique Nord, le plongement des eaux est favorisé, outre le processus de formation de glace de mer, par la salinité élevée résultant de l'excès d'évaporation au niveau du golfe du Mexique (fig. 23.7 et § 23.5.1a) et de l'injection d'eaux de Méditerranée très salées via le détroit de Gibraltar. Les eaux du Gulf Stream, qui arrivent dans les hautes latitudes, présentent déjà une densité élevée du fait de cette forte salinité (35,25 ‰), le refroidissement l'amplifie et suffit à les faire plonger. De ce fait, la formation de glace de mer (en hiver principalement) ne jouera qu'un rôle mineur. Dans l'Antarctique où les eaux présentent des salinités plus faibles, au contraire c'est la combinaison du refroidissement et de la forma-

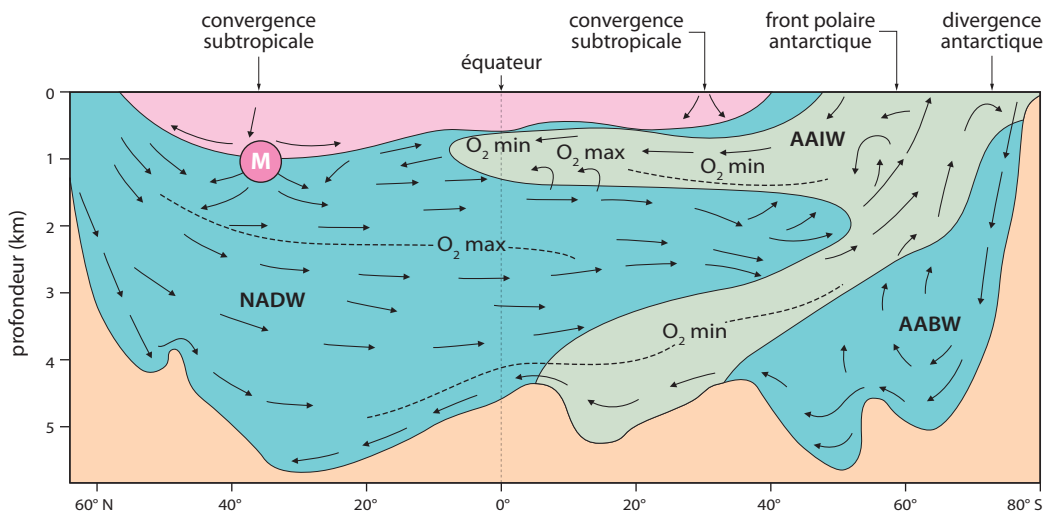
tion de glace de mer qui fait augmenter la densité et fait plonger les eaux. Lorsque la glace se forme, elle est poussée vers le large par les vents qui soufflent depuis le continent antarctique. Il se libère alors une étendue d'eau libre (*polynyas côtiers*) qui peut continuer à se refroidir et où la glace peut de nouveau se former.

La mer de Weddell a longtemps été considérée comme la zone de production la plus importante d'eau profonde. On tend à réduire son influence et l'on pense actuellement qu'elle ne représente qu'entre 1/3 et 1/4 de la production d'eau profonde (débit de l'ordre de 10·10<sup>6</sup> m<sup>3</sup>·s<sup>-1</sup> contre 20 à 30·10<sup>6</sup> m<sup>3</sup>·s<sup>-1</sup> en provenance de l'Atlantique Nord).

Les eaux formées dans l'océan Antarctique correspondent à l'**AABW** (*Antarctic Bottom Water* ou *eau de fond antarctique*) qui apporte des eaux froides et bien oxygénées jusqu'à environ 50 °N dans le Pacifique et 45 °N dans l'Atlantique (fig. 23.21 et 23.22). En général, on considère que l'AABW

comprend toutes les eaux de température inférieure à 3 °C (température potentielle c'est-à-dire recalculée pour une pression de surface) dans les océans Pacifique et Indien et à 2 °C dans l'Atlantique (sauf mer de Norvège et du Groenland). Sur ces bases, l'AABW forme 24 % de l'Atlantique, 70 % de l'océan Indien et 71 % du Pacifique.

Dans l'hémisphère nord, la formation d'eau profonde est limitée aux mers de Norvège et mer du Groenland où se constitue la **NADW** (*North Atlantic Deep Water* ou eau profonde nord-atlantique). Elle se répand largement vers le sud-est dans l'Atlantique Nord (fig. 23.21) puis s'insinue, dans l'Atlantique Sud entre l'AABW et l'**AAIW** (*Antarctic Intermediate Water* ou eau antarctique intermédiaire) et elle finit, en se combinant avec l'AABW, par se répandre dans tous les océans (fig. 23.22).



**Figure 23.21** Coupe N-S de l'Atlantique mettant en évidence les différentes masses d'eau et leurs mouvements.

AABW = *Antarctic Bottom Water* (ou eau de fond antarctique). AAIW = *Antarctic Intermediate Water* (ou eau antarctique intermédiaire). ABW = *Arctic Bottom Water* (ou eau de fond arctique). AIW = *Arctic Intermediate Water* (ou eau intermédiaire arctique) et NADW = *North Atlantic Deep Water* (ou eau profonde Nord-Atlantique) (limité par la ligne d'isosalinité 34,9‰). Les eaux de température supérieure à 10 °C (*thermocline*) sont représentées en rose. M indique la zone d'injection des eaux salées méditerranéennes. Comparer ce schéma avec les répartitions des températures et des salinités (fig. 23.6) et des teneurs en oxygène (fig. 23.12).

La NADW est caractérisée par une température de l'ordre de 2 °C et une salinité de 34,9‰. Dans le détail, la NADW présente trois niveaux :

- une partie supérieure dérivant de la Méditerranée (fig. 23.21) ;
- une partie intermédiaire dérivant des zones norvégiennes et sud-groenlandaises ;
- une partie inférieure correspondant au déversement des eaux de fond arctiques, parfois individualisée comme ABW (*Arctic Bottom Water*).

On admet un taux de production de 20 à 30·10<sup>6</sup> m<sup>3</sup>·s<sup>-1</sup> mais sa libération dans l'Atlantique est discontinue, la NADW s'accumule d'abord dans un bassin profond (le bassin de Norvège) qui se vidange par brusques décharges lorsque les eaux denses passent par-dessus la ride sous-marine qui le limite.



ou *MOC (Meridional Overturning Circulation)*. De ce fait, l'Atlantique joue un rôle majeur dans la régulation du climat et des conditions physico-chimiques de l'océan mondial. Il faut toutefois noter que les zones antarctiques de formation d'eaux profondes sont une constante du système (au moins au cours du Cénozoïque) tandis que celles de l'Atlantique Nord peuvent être intermittentes. Ainsi la formation de la NADW a subi de fortes fluctuations au cours du Quaternaire, lors des transitions périodes glaciaires/périodes interglaciaires, ce qui a modifié alors considérablement la circulation globale et la stratification thermique de l'océan.

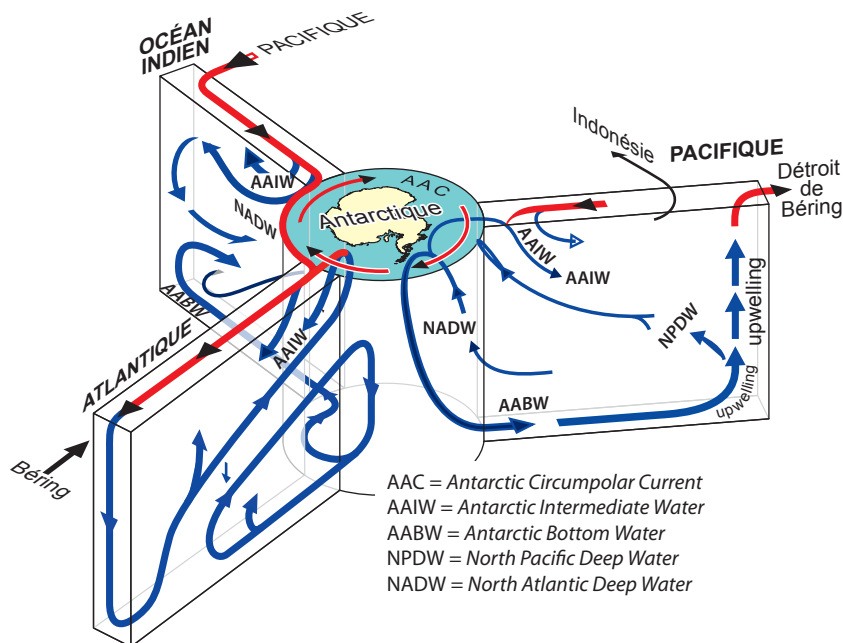


Figure 23.23 Schéma de la circulation océanique globale.

On notera le rôle majeur de l'océan Antarctique qui assure la continuité de la masse océanique et celui de l'Atlantique dans la production d'eau profonde et dans le transfert méridien (tapis roulant océanique ou MOC : *Meridional Overturning Circulation*).

### Encart 23.12 – Circulation océanique profonde et stockage du CO<sub>2</sub>

Le « **tapis roulant océanique** » joue un rôle crucial de régulateur thermique en redistribuant l'énergie. On tend, de plus, à lui faire jouer un rôle important dans le stockage du CO<sub>2</sub> dans l'océan. On admet qu'environ un quart du CO<sub>2</sub> d'origine anthropique est actuellement absorbé par l'océan et que l'Atlantique Nord constitue un des principaux puits car le « tapis roulant » a pour effet d'enfouir, en

profondeur de la masse océanique, le CO<sub>2</sub> dissous dans les eaux de surface au niveau du gyre subtropical. Entre 1990 et 2006 l'absorption du CO<sub>2</sub> dans la zone subpolaire de l'Atlantique Nord a fortement diminué et une des causes paraît être un ralentissement concomitant du « tapis roulant » atlantique selon une variabilité dont la fréquence est encore mal connue (de une à plusieurs dizaines d'années).

Enfin, il faut noter que le système de circulation actuel (*circulation thermohaline*) n'est pas directement transposable dans le passé car d'une part il est dépendant de la présence de calottes glaciaires importantes en position polaire (ce qui n'est pas une constante dans l'histoire de la Terre) et d'autre part très contraint par la position des masses continentales. À d'autres périodes, la *circulation haline* a pu dominer (fig. 23.24).

Voir fig. 24.4

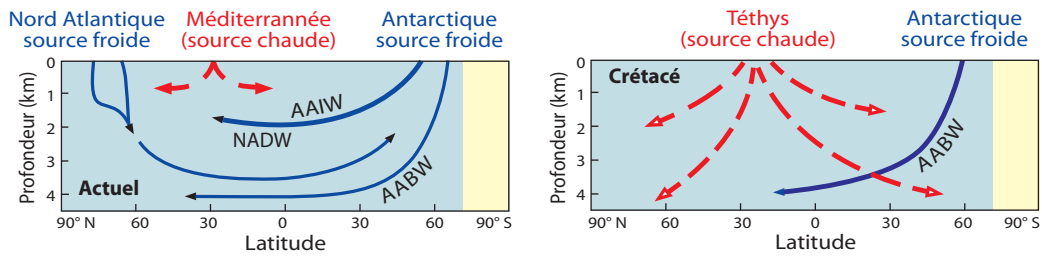


Figure 23.24 Comparaison de la circulation thermohaline de l'océan actuel et de la circulation haline de celui du Crétacé moyen.

Ainsi, au Crétacé, les transports latitudinaux d'eaux chaudes, dans la zone intertropicale, par la Téthys sont encore très faciles (même s'il existe de nombreux seuils dans la partie médiane de cet océan) alors que les transports méridiens sont pratiquement impossibles au niveau du nord de l'Atlantique Sud. Il existe alors une circulation haline, avec des prolongements d'eaux salées aux basses latitudes, très différente de la circulation thermohaline actuelle (fig. 23.24). On comparera avec profit la carte des circulations océaniques actuelles, dominées par les transports méridiens (fig. 23.16) avec les reconstitutions paléogéographiques des chapitres 8 (fig. 8.13) et 24 (fig. 24.4) qui montrent une prédominance des transports latitudinaux à de nombreuses époques. Nous avons là l'illustration des limites du principe d'uniformitarisme.

## 23.8 L'EUSTATISME : LES VARIATIONS ABSOLUES DU NIVEAU MARIN ET NOTION DE NIVEAU MARIN RELATIF

On désigne sous le terme d'**eustatisme**, les *variations absolues du niveau marin*, c'est un concept difficile à mettre en évidence car il ne correspond pas forcément au déplacement de la ligne de rivage dont la position dépend des mouvements respectifs du continent (isostasie, subsidence) et de l'océan. Ce concept ne recouvre donc pas la notion classique de transgression-régression des géologues. Ainsi un eustatisme négatif (baisse du niveau marin) peut se traduire par un déplacement du rivage vers le continent (transgression) si le taux de subsidence est supérieur à celui de l'eustatisme. La résultante de l'eustatisme et de la subsidence correspond au **niveau marin relatif** (en toute rigueur il convient aussi d'intégrer les apports sédimentaires qui tendent à combler l'espace entre le fond et le niveau marin et ainsi modifier la bathymétrie).

Ces concepts seront développés au chapitre 35.8 à propos de la **stratigraphie séquentielle**, discipline qui relie l'architecture, la géométrie et la position spatiotemporelle des corps sédimentaires aux fluctuations du niveau marin. Deux processus principaux peuvent être à l'origine des fluctuations eustatiques. Le premier intervient sur le volume d'eau de l'océan, c'est le **glacio-eustatisme** qui correspond à un stockage plus ou moins important d'eau par les calottes glaciaires en fonction des fluctuations climatiques. Le second intervient sur la forme du bassin océanique, c'est le **tectono-eustatisme**. Durant les périodes de forte expansion océanique, la dorsale est très turgescente, ce qui se traduit par une élévation du niveau moyen des mers et par une transgression sur les marges. Lors d'un ralentissement de l'expansion, le volume de la dorsale diminue et le niveau marin baisse. Le lecteur intéressé pourra tester la modification du trait de côte dans le cas d'une montée eustatique en se rendant sur [www.floodmap.net](http://www.floodmap.net).

Au cours des temps géologiques, les fluctuations du niveau marin ont été très fréquentes et importantes. Ainsi le Crétacé et l'Ordovicien représentent des périodes de très haut niveau marin durant lesquelles le niveau moyen de l'océan était respectivement 200 à 250 m et 150 à 200 m plus élevé que le niveau actuel. Dans la suite de ce chapitre, nous n'envisagerons que les fluctuations du niveau

 Voir chap. 4

 Voir fig. 35.24 et 35.25

 Voir fig. 24.4 et 35.22



marin au Quaternaire, les variations plus anciennes seront aussi traitées avec la stratigraphie séquentielle.

### Encart 23.13 – Où se situe le niveau marin zéro ?

Le zéro marin, base du nivellement général de la France (NGF), est un repère conventionnel correspondant au niveau moyen de la mer. La référence historique est le marégraphe de la station de Marseille Endoume (France, *fig. 23.25 B et C*). Il convient de noter que, dans le détail, les altitudes et les profondeurs ne se réfèrent pas au même niveau. En effet, le niveau zéro des hydrographes et celui des géodésiens ne concordent pas. Le niveau de référence idéal serait celui du «géoïde» (surface équipotentielle de pesanteur coïncidant avec le niveau moyen des mers). Ce niveau moyen (observé à la côte dans la région considérée) constitue le plus

souvent le niveau 0 des géodésiens et des géographes. Il s'agit donc d'un niveau théorique intégrant les observations sur une assez longue durée.

Pour des raisons de sécurité de navigation, les hydrographes préfèrent prendre le niveau réel des basses mers. Ce niveau 0 peut donc varier de plusieurs mètres d'une région à l'autre suivant l'importance du marnage. De plus, il n'existe pas d'accord international à ce sujet. Par exemple, la France se réfère aux plus basses mers observées et la Grande-Bretagne au niveau moyen des basses mers de grandes marées.



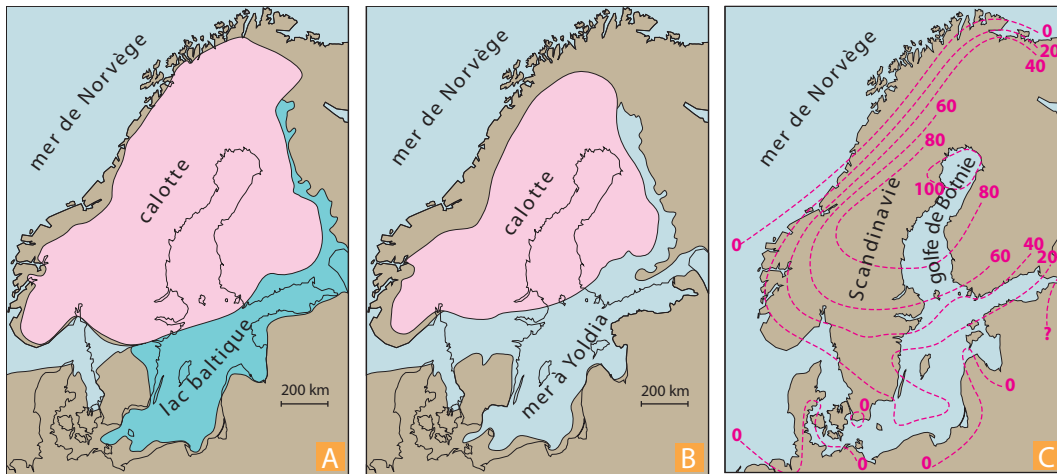
**Figure 23.25** Les variations du niveau marin.

- A.** Le cromlech, partiellement submergé, d'Er Lannic (golfe du Morbihan) : il y avait à l'origine deux alignements tangents en fer à cheval, seule la partie supérieure de l'hémicycle nord est encore visible, le reste a été submergé par la remontée du niveau marin.
- B.** Le marégraphe d'Endoume-Marseille, mis en service en 1885, par le Comité du nivellement général de la France, afin de définir et d'uniformiser le niveau 0 des cartes marines et terrestres françaises. Ce niveau a été fixé en 1897 après une série de mesures effectuées entre 1885 et 1897. Le marégraphe d'Endoume est aujourd'hui classé monument historique.
- C.** L'appareil correspond à un mécanisme d'enregistrement des déplacements d'un flotteur, placé dans un puits alimenté par la mer. Les mesures sont corrigées des fluctuations de la salinité et de la température qui interviennent sur la densité de l'eau de mer (*fig. 23.2*). Ce marégraphe fonctionna jusqu'en 1997 avant d'être remplacé par un enregistreur numérique.

### 23.8.1 Les variations du niveau marin au cours du Quaternaire : l'exemple de la Scandinavie

Il existe de nombreuses preuves historiques de la variation du niveau marin relatif. Ainsi, en France, une fluctuation positive de plus de 6 m en 4 500 ans environ est décelable dans le golfe du Morbihan par la submersion de certains monuments mégalithiques (cromlech d'Er Lannic, *fig. 23.25A* ; tumulus de Gavrinis, Larmor Baden, 56).

L'histoire de la Scandinavie au cours du Quaternaire récent (*fig. 23.26*) illustre bien la difficulté de faire la part de l'eustatisme et des mouvements du continent dans le déplacement de la ligne de rivage. À la fonte de la calotte scandinave, la déformation de la lithosphère, provoquée par la surcharge de la calotte, a subsisté pendant un certain temps (retard à l'isostasie), la dépression résultante libérée par le retrait des glaces est alors envahie par des lacs (lac Baltique, lac à limnées) ou par la mer (mer à Yoldia, mer à littorines, Baltique actuelle) en fonction des fluctuations eustatiques et du réajustement isostatique. La remontée isostatique est encore actuellement de 1 m par siècle au fond du golfe de Botnie.



**Figure 23.26** Évolution de la péninsule scandinave au cours du quaternaire récent.

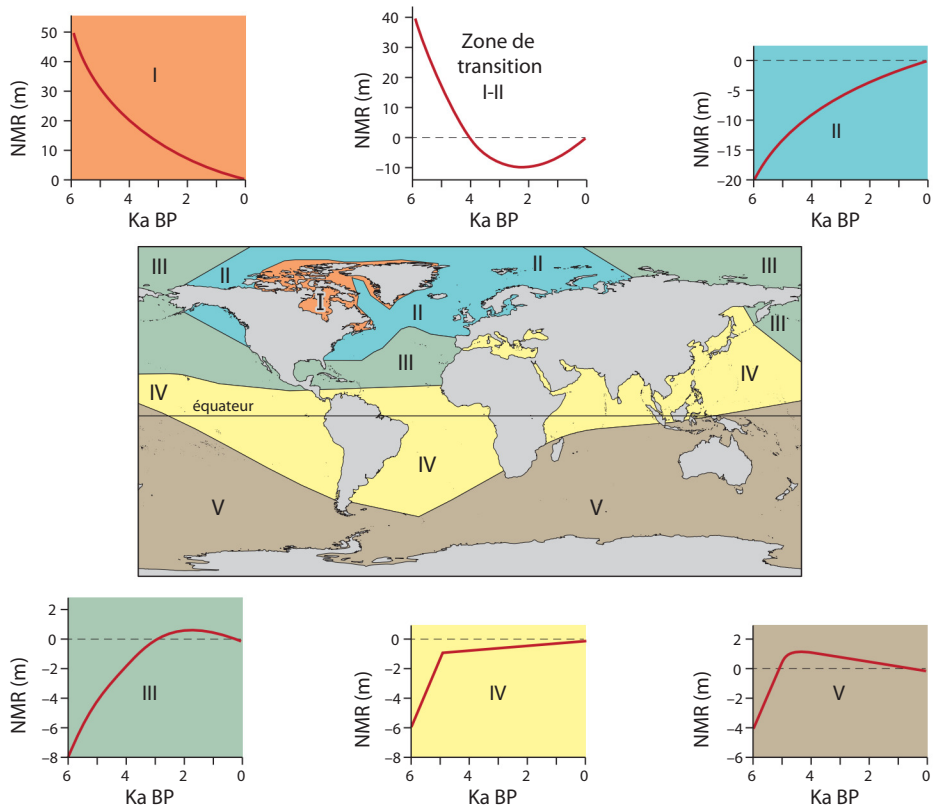
Au cours de la déglaciation des derniers 15 000 BP, la réduction de la calotte et le retard à l'isostasie (voir chap. 4) ménagent une dépression au sud de la péninsule scandinave qui communique ou non avec la mer du Nord en fonction du niveau marin relatif.

- A.** Extension de la calotte glaciaire et du lac Baltique vers – 10 000 BP.
- B.** La réduction de la calotte permet la communication avec la mer du Nord (seconde mer à Yoldia vers – 8 500 BP).
- C.** Les courbes d'iso-soulèvement séculaire en cm. Le maximum de remontée isostatique (1 m par siècle) se situe au fond du golfe de Botnie.

### 23.8.2 Déglaciation, isostasie et niveau marin relatif

La dernière grande phase de montée eustatique de l'Holocène peut se traduire aussi bien par une chute du niveau marin relatif (NMR) dans une région où il y a un fort réajustement isostatique que par une augmentation du niveau marin relatif lorsque les phénomènes d'isostasie sont faibles (*fig. 23.27*). **Avant de pouvoir parler de phénomène eustatique, il est donc nécessaire de comparer des mesures en de très nombreux points du globe, afin de s'abstraire du contexte géographique et tectonique local.**

En analysant les moyennes à long terme des données de très nombreux marégraphes provenant de tous les points du globe, il semble qu'une fois corrigé des variations locales, le niveau moyen des mers ait monté de + 1,2 à 1,5 mm·an<sup>-1</sup> au cours de la première partie du xx<sup>e</sup> siècle. Les données des satellites Topex-Poséidon et Jason-1 montrent une accélération au cours de la période 1993-2004 (2,8 mm·an<sup>-1</sup>, *fig. 24.16*).



**Figure 23.27** Comparaison des fluctuations du niveau marin relatif en différents points du globe au cours des 6 000 dernières années.

Dans cette schématisation, on a négligé les fluctuations eustatiques mineures survenues depuis 5 000 ans. La montée eustatique (niveau marin absolu) qui se développe au cours de la déglaciation peut se traduire aussi bien par une chute du niveau marin relatif (NMR) lorsqu'il y a par exemple un fort réajustement isostatique (zone I) que par une augmentation du niveau marin relatif lorsque les phénomènes d'isostasie et de subsidence sont faibles (zone II). La conjonction et le décalage temporel des variations de l'eustatisme et de la subsidence peuvent aussi aboutir à des courbes composites (zones III, IV, V).

#### Encart 23.14 – Réchauffement climatique et niveau marin

Si cette tendance de montée du niveau marin liée au réchauffement persiste, on imagine à court terme (quelques milliers d'années) les menaces qui pèsent sur une partie de l'humanité, en songeant que les trois quarts des êtres humains vivent à une altitude inférieure à 25 m. Les grandes villes les plus vulnérables sont Venise, Shanghai, Hong Kong, Bangkok, Tokyo. Si le phénomène s'accroît par la fusion

totale des glaces de l'Antarctique et du Groenland, le niveau marin s'établirait, après réajustement isostatique, à + 60 m environ, inondant les plaines maritimes et transformant les vallées en rias, comme ce fut le cas pour les vallées glaciaires scandinaves devenues des fjords après la fusion de la calotte glaciaire du Nord de l'Europe il y a quelque 10 000 ans.

Dans cette élévation séculaire de 15 cm, 10 cm seraient dus au *glacio-eustatisme* (fonte des calottes glaciaires) et 5 cm au *thermo-eustatisme* (phénomène de dilatation de l'eau de mer) du fait du réchauffement climatique observé depuis le « Petit Âge glaciaire » et accentué au cours de l'ère industrielle

par les rejets de gaz à effet de serre. Cette élévation représente la phase tardive d'importantes variations du niveau marin qui sont survenues au cours du Plio-Quaternaire, à la suite de la variation de la rétention d'eau dans les inlandsis. Au maximum de la glaciation würmienne, vers 20 000 BP, le niveau des mers était à – 100 m environ en dessous du niveau actuel, ce qui explique la découverte de grottes, à peintures pariétales, immergées telle la grotte Cosquer dans la région de Cassis.



Voir fig. 24.10

### À retenir

- L'Océan occupe 72 % de la surface terrestre selon une répartition très hétérogène : l'hémisphère nord contient deux tiers des terres émergées. Il y a une continuité de la masse océanique mondiale mais chaque océan (Pacifique, Atlantique, Indien, Arctique et Antarctique) possède des caractéristiques propres tant du point de vue structural que de celui de la composition, de l'origine et de la circulation des eaux.
- L'eau des océans ne provient pas directement de la nébuleuse protosolaire mais d'apports secondaires par des astéroïdes, des comètes et surtout par l'accrétion de planétoïdes issus des régions externes du système solaire en formation.
- Le maximum de densité de l'eau de mer est atteint au point de congélation (– 1,91 °C), ce qui explique le plongement des eaux polaires atlantiques (mer de Norvège, mer de Weddell).
- La répartition des températures et des salinités est fortement liée au système général de circulation (circulation thermohaline) et au fait que les eaux polaires, après leur plongement, gardent leurs spécificités en termes de salinité, de température et d'oxygénation. De ce fait, l'océan apparaît stratifié et présente de brusques variations en profondeur des paramètres comme la température (thermocline et psychrosphère), la salinité ou la teneur en oxygène (ZOM, zone à oxygène minimum). La majorité des sels est plus soluble dans l'eau de mer que dans l'eau douce (effet de sels), seuls le Ca, le Ba, le Mn, le Fe et le Si sont capables de (bio) précipiter dans les conditions de l'eau de mer « normale ».
- La salinité de l'eau de mer a une origine cosmique et a été acquise très précocement lors de la formation de l'hydrosphère (phase d'accrétion et de différenciation planétaire) ; le lessivage de la croûte au cours des temps géologiques n'introduit que des modifications mineures et une régulation du système. Cependant, les circulations, au niveau des dorsales (hydrothermalisme sous-marin), jouent un rôle majeur dans les échanges chimiques et thermiques entre le manteau, la croûte et l'hydrosphère (fumeurs, sources chaudes et froides et faunes chimiosynthétiques).
- Les eaux profondes ne se forment, par plongement, que dans l'Atlantique (mer de Norvège et dans une moindre mesure mer de Weddell). Au cours de leur transit, les eaux gardent leurs caractéristiques physico-chimiques ce qui permet d'individualiser différentes composantes des eaux profondes (NADW, AAIW et AABW). La circulation profonde se reboucle avec la circulation de surface : *tapis roulant océanique*.
- L'océan est un acteur important de la régulation climatique terrestre en participant, par son système de circulation, à la redistribution de la chaleur entre les zones équatoriales et polaires (Gulf Stream, courant du Brésil et Kuroshio).
- L'eustatisme, ou variation propre du niveau marin, est sous le contrôle de deux facteurs principaux : le volume de la dorsale (tectono-eustatisme) et le volume des calottes glaciaires (glacio-eustatisme).