

# Des clefs

## pour comprendre l'océan : les traceurs chimiques et isotopiques

### 1 Un cycle de la matière qui conditionne la chimie des océans et le climat

La Terre, notre planète bleue (*Figure 1*), est constituée de trois compartiments majeurs : les continents, l'atmosphère et les océans (*Figure 2*). Ces trois compartiments échangent constamment de la matière, et donc des éléments chimiques. La nature et l'intensité de ces échanges influent sur la composition chimique des océans. Cette composition chimique détermine en particulier la capacité des océans à absorber du  $\text{CO}_2$ . Or nous savons aujourd'hui que la présence de ce gaz dans l'atmosphère influe sur le climat général de notre planète. Il est donc important de mieux comprendre ces échanges, autant dans un passé récent que dans des temps anciens, pour comprendre et préfigurer l'évolution des climats.

Avec l'atmosphère, l'océan échange de la chaleur, de l'eau, des gaz, en particulier le  $\text{CO}_2$ . Tous les éléments chimiques de la classification périodique peuvent faire l'objet de transferts des continents vers

les océans. Cela peut se faire sous forme minérale, comme par exemple l'aluminium ou le silicium<sup>1</sup> (sable, roches), deux éléments très abondants dans la croûte terrestre et qui seront transportés par les rivières et les vents vers la mer. Les éléments ainsi véhiculés par l'érosion se trouvent aussi sous forme organique,

1. Éléments présents sous diverses formes possibles : sels, ions, complexes, hydrates, etc.



Figure 1

La planète doit son surnom de « bleue » à l'eau des océans, qui la recouvre à 71 %.

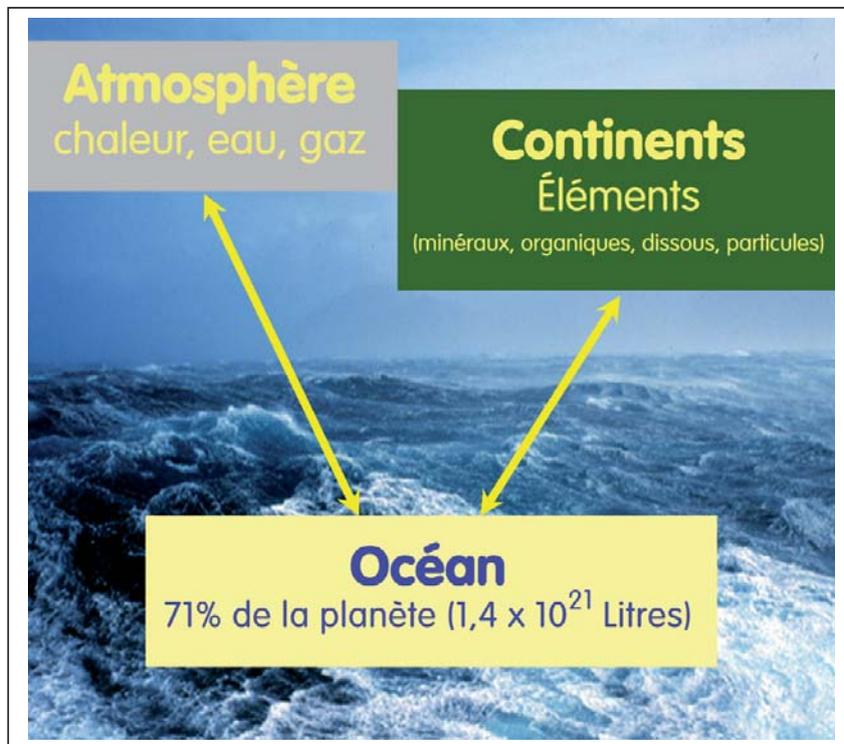


Figure 2

Entre les compartiments « océan », « atmosphère » et « continent » du système Terre, toutes sortes d'éléments chimiques sont en perpétuel échange. Notons que les échanges entre atmosphère et continents, dont l'expérience nous apporte quotidiennement la preuve, ne sont pas explicitement représentés sur la figure.

comme les chaînes carbonées des débris végétaux (humus des sols). Enfin, ces transports se font soit sous forme dissoute – en solution dans les rivières ou dans la pluie –, soit sous forme solide, comme les poussières des vents ou les particules solides en suspension dans les fleuves (Figure 3).

Une fois dans l'océan, ces éléments chimiques iront « à terme » dans les sédiments. Mais ce terme est extrêmement différent selon les éléments, leur réactivité et leur rôle dans le cycle biologique... car le vivant a aussi son rôle à jouer !

Pour reprendre l'exemple de l'aluminium, très peu soluble en milieu marin, il va très vite quitter le milieu liquide pour rejoindre les sédiments et sera donc présent à l'état de trace dans l'eau de mer (de l'ordre de la nmol/l). Son transit dans le milieu marin sera court : on dit qu'il aura un temps de résidence court, de l'ordre de quelques décades. Ce comportement l'oppose à celui du chlore ou du sodium, qui sont peu réactifs et ont

un temps de résidence très long... ce qui explique en particulier que la mer soit salée. Quant au silicium, il est un élément nutritif assimilé par les diatomées, ces petites algues de surface, pour participer à la construction de leur squelette. Mais lorsque les algues meurent, le silicium se redissout et est à nouveau disponible pour d'autres algues. Ainsi une fois en mer, il rentre dans un cycle dissous/solide/dissous qui maintient sa concentration assez faible (de l'ordre de la  $\mu\text{mol/l}$ ), bien que son temps de résidence soit relativement long (environ 40 000 ans). *In fine*, les éléments piégés dans les sédiments sont emportés, en raison du mouvement des plaques tectoniques, dans des zones de subduction, là où les croûtes océaniques plongent sous les continents. Ils sont alors, mais à une échelle de temps géologique, « réinjectés » dans les croûtes continentales (et océaniques) par des phénomènes tectoniques et volcaniques... et le cycle est ainsi bouclé.

## 2 Comprendre le passé du climat terrestre et évaluer l'impact de l'activité humaine actuelle

Les flux de matière entre océans et continents ont un impact sur la composition chimique des océans à toutes les échelles de temps. Cette composition varie par exemple entre les périodes glaciaires et interglaciaires (voir le Chapitre de S. Blain, Figure 4). Il est essentiel de comprendre les liens entre climat et transfert des espèces chimiques de la terre vers la mer, et les

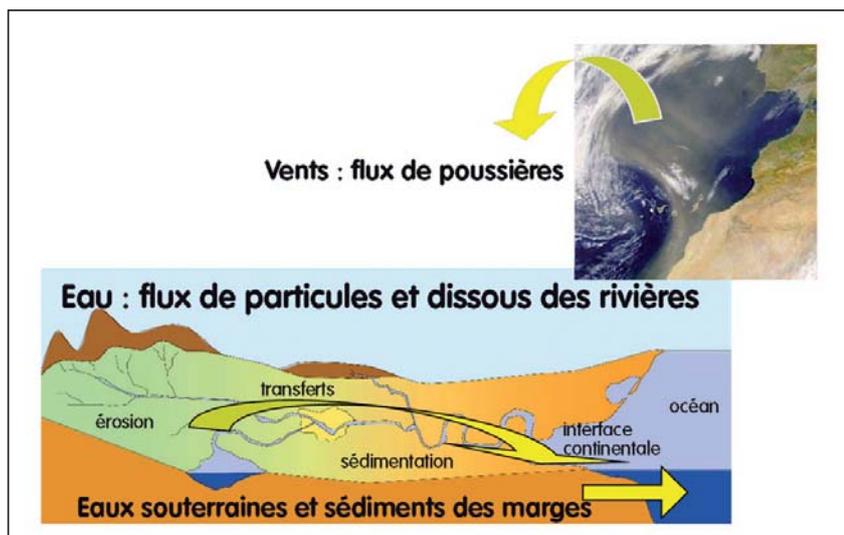


Figure 3

L'apport des éléments aux océans vient de l'effet des vents, des rivières, des flux d'eaux souterraines ou des sédiments des marges océaniques.

rétroactions sur le climat que « stimulent » ces espèces chimiques une fois dans l'eau en favorisant (ou non) l'activité biologique et – entre autres – les absorptions/émissions de gaz par la mer. Les géochimistes marins tentent par conséquent de caractériser non seulement la situation présente mais le passé lointain des océans en dosant des éléments susceptibles de témoigner de ce passé.

Dans un contexte de changement climatique global, l'action de l'homme modifie les transferts de matière. Dans quelle mesure et à quelle vitesse les éléments chimiques introduits par l'homme vont-ils atteindre le large, vont-ils être sédimentés, dissous ? C'est aussi à de telles questions, importantes pour l'avenir de l'océan, que tentent de répondre les géochimistes marins.

### 2.1. Quels sont les grands flux de matière que le géochimiste doit quantifier ?

La **Figure 3** du paragraphe 1 résume tous les processus à l'origine des flux de matière vers l'océan. D'une part, les

vents décollent des flux de poussières, en particulier dans les régions désertiques. Sur tous les déserts on observe ce genre de phénomène jusqu'à des distances assez lointaines. Il y a donc **apport par les poussières**, qui sont très riches en composés chimiques.

Il y a aussi **apport par les rivières**. L'érosion emporte des composés chimiques solubles et d'autres solides dans les rivières. Ils sont transportés dans les fleuves. Ils peuvent être transformés au cours du mélange estuarien et, une fois dans l'océan, ils peuvent se trouver en concentration différente de celle existant dans la rivière.

Un autre vecteur à ne pas négliger : **les eaux souterraines**, dont on ne soupçonnait pas l'importance jusqu'à quelques mesures récentes.

Il faut ajouter à ces vecteurs les sédiments provenant des plateaux et pentes des marges continentales. Les plateaux correspondent à la zone peu profonde depuis le bord de mer jusqu'à 150 à 200 mètres de profondeur. Les pentes correspondent à la brusque cassure qui induit

### LES ISOTOPES, TÉMOINS DE L'HISTOIRE DE LA TERRE

On appelle isotopes des variations du même élément chimique : ces variations affectent le nombre de neutrons, donc le poids du noyau et par conséquent la masse des variations du même élément. Les isotopes auront donc le même comportement dans les réactions chimiques (comportement dû aux électrons, dont le nombre ne change pas entre deux isotopes), mais la légère différence de masse va induire des comportements différents dans les réactions physiques ou biologiques.

Par exemple, l'oxygène 16 et l'oxygène 18 ont les mêmes propriétés oxydantes, mais ne se comportent pas de façon identique lors de l'évaporation : l'oxygène 16, plus léger, s'évapore plus facilement que l'oxygène 18, ce qui induit une vapeur d'eau relativement plus riche en oxygène 16 et inversement une eau résiduelle plus lourde, car enrichie en oxygène 18.

Certains isotopes se désintègrent spontanément par radioactivité, ils sont radioactifs. D'autres sont le produit de cette radioactivité et sont stables (ils ne peuvent plus se désintégrer, on les dit radiogéniques). Enfin, un certain nombre font partie d'une grande chaîne de désintégration naturelle et sont à la fois radiogéniques et radioactifs.

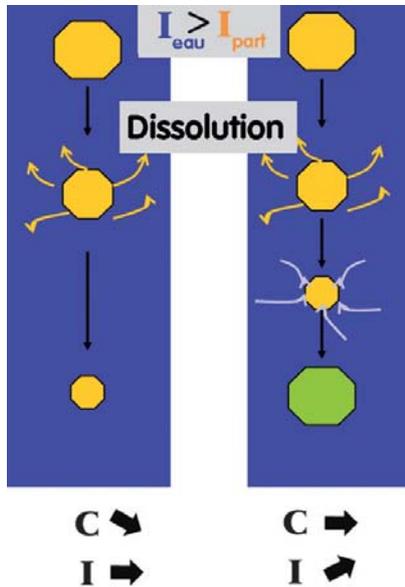


Figure 4

Comment une particule peut séjourner dans l'eau en changeant de composition, sans pour autant changer de concentration. Ce modèle illustre la complémentarité des informations tirées de l'étude des concentrations et de celle des compositions isotopiques. C (concentration), I (composition isotopique)

une chute vertigineuse (quelques kilomètres suffisent) des fonds vers les abysses. On considère que la base des marges se situe à une profondeur de 3000 mètres environ. L'ensemble plateau + pente constitue une marge. On attribuait jusqu'alors un rôle peu important à ces sédiments de marge. On soupçonne aujourd'hui qu'ils apportent des éléments chimiques à l'océan par des processus que l'on ne comprend pas encore complètement.

#### 2.2. Comment quantifier ces flux de matière ?

Peut-on quantifier ces flux tels qu'ils sont aujourd'hui, mais aussi tels qu'ils étaient dans un passé lointain, grâce à la paléo-océanographie ? Il serait *a priori* possible de mesurer les vents, le contenu en poussières des nuages, les débits des rivières, leur concentration en particules, et même les concentrations

des éléments dans ces particules à toutes les saisons et sur plusieurs années. Cependant, ce sont des tâches titanesques, qui impliquent de mesurer toutes les rivières et tous les vents du monde. Les risques d'erreur sont importants.

En complément à ces mesures – qui sont néanmoins réalisées pour les flux les plus importants –, les géochimistes marins ont recours à des **traceurs**. On appelle « traceur » un élément chimique ou un isotope d'élément qui est bavard, c'est-à-dire que sa présence (ou son absence) en un lieu ou moment donné permet de reconstruire un processus, de raconter une histoire (*voir l'encart « Les isotopes, témoins de l'histoire de la Terre »*). Les géochimistes s'intéressent ainsi à quelques éléments chimiques particuliers, dont certains présentent des isotopes, dont ils étudient les processus qui contribuent à leur distribution dans les océans.

La mesure des bilans isotopiques permet d'éviter des erreurs d'interprétation que rendent possibles les seules mesures de concentration. La **Figure 4** permet d'illustrer ce propos : prenons une particule en train de sédimenter dans une eau de mer (ce qui représente une distance qui peut atteindre 6 kilomètres dans l'océan). Lors de cette chute, elle subit généralement une dissolution de matière (résultat de la solubilité des minéraux ou de l'activité bactérienne). Imaginons ensuite que notre particule traverse une couche d'eau de composition chimique différente qui

conduit à reprécipiter certains éléments qui reviennent à leur concentration initiale de surface, ce qui se produit en milieu marin). Cette reprécipitation conduira donc à un bilan nul en concentration, mais changera la composition isotopique de la particule, qui se sera fait « imprégner » de celle de l'eau de mer, sous réserve que celle-ci soit différente bien sûr. En mesurant la particule en surface et au fond, et en raisonnant d'un strict point de vue chimique, on pourrait conclure qu'il n'y a pas eu dissolution puisqu'on ne voit pas de changement de concentration. Pourtant la composition isotopique de l'élément « dissous puis reprécipité » de la particule se rapprochera de celle de l'eau de mer, c'est-à-dire qu'elle permettra de décoder qu'il y a eu dissolution passée. Le bilan isotopique révélera qu'il y a eu un échange avec l'eau de mer.

### 2.3. Un rapport isotopique qui confirme des transferts et permet une première quantification

Les terrains qui affleurent à la surface de la Terre présentent des compositions isotopiques de néodyme (Nd) hétérogènes (voir encart « Un traceur particulièrement informatif : le  $^{143}\text{Nd}$  »), avec des  $\epsilon_{\text{Nd}}$  qui varient de valeurs fortement négatives, (jusqu'à -50), jusqu'à des valeurs nettement positives autour du Pacifique. Les terrains **granitiques** et vieux sont très négatifs, les terrains volcaniques et jeunes, comme les **basaltes** qui affleurent à la surface des continents, sont plutôt positifs (Figure 6). Le sol

### UN TRACEUR PARTICULIÈREMENT INFORMATIF : LE $^{143}\text{Nd}$

Le Néodyme, élément de la famille des lanthanides (Figure 5), est caractérisé par sept isotopes dont la masse atomique varie de 142 à 150. Parmi ces isotopes, seul le 143, fils du  $^{147}\text{Sm}$ , donc radiogénique mais lui-même stable, non radioactif, a une abondance variable. Pour un échantillon donné, on mesure avec un spectromètre de masse, le rapport de l'isotope 143 sur l'isotope 144. On compare ce rapport à un échantillon de référence, qui correspond à la signature isotopique moyenne de la Terre. Cette différence concernant la quatrième décimale du rapport (soulignons ici la précision exigée dans les protocoles d'analyse !), on multiplie par  $10^4$  la différence entre le rapport isotopique de l'échantillon mesuré et le rapport de référence, ce qui permet de manipuler des chiffres pratiques. On appelle cette grandeur qui exprime des variations isotopiques « epsilon  $\epsilon$  ». Un petit temps de réflexion sur l'équation décrivant  $\epsilon$  sur la figure montre que si l'échantillon a le même rapport de  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  que la référence,  $\epsilon_{\text{Nd}}$  sera nul. Si l'échantillon est plus riche en  $^{143}\text{Nd}$  que la référence,  $\epsilon_{\text{Nd}}$  sera positif. Enfin dans le cas contraire,  $\epsilon_{\text{Nd}}$  sera négatif.

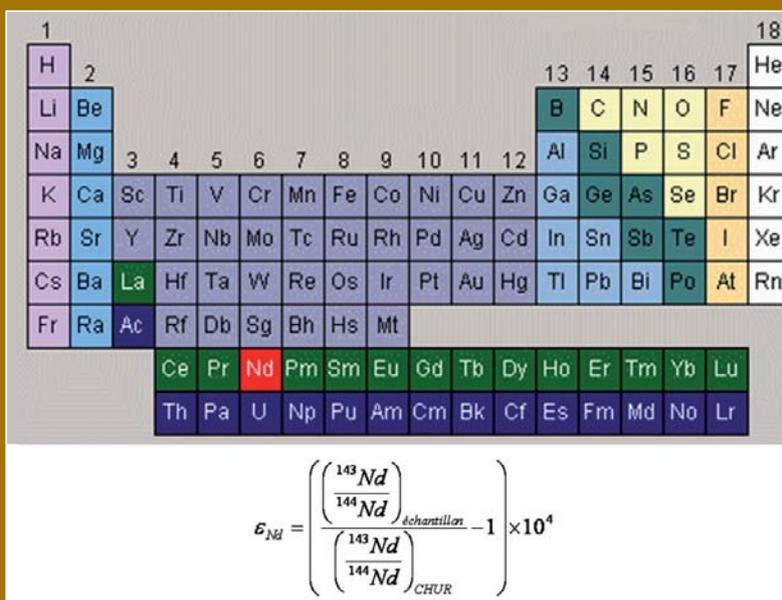
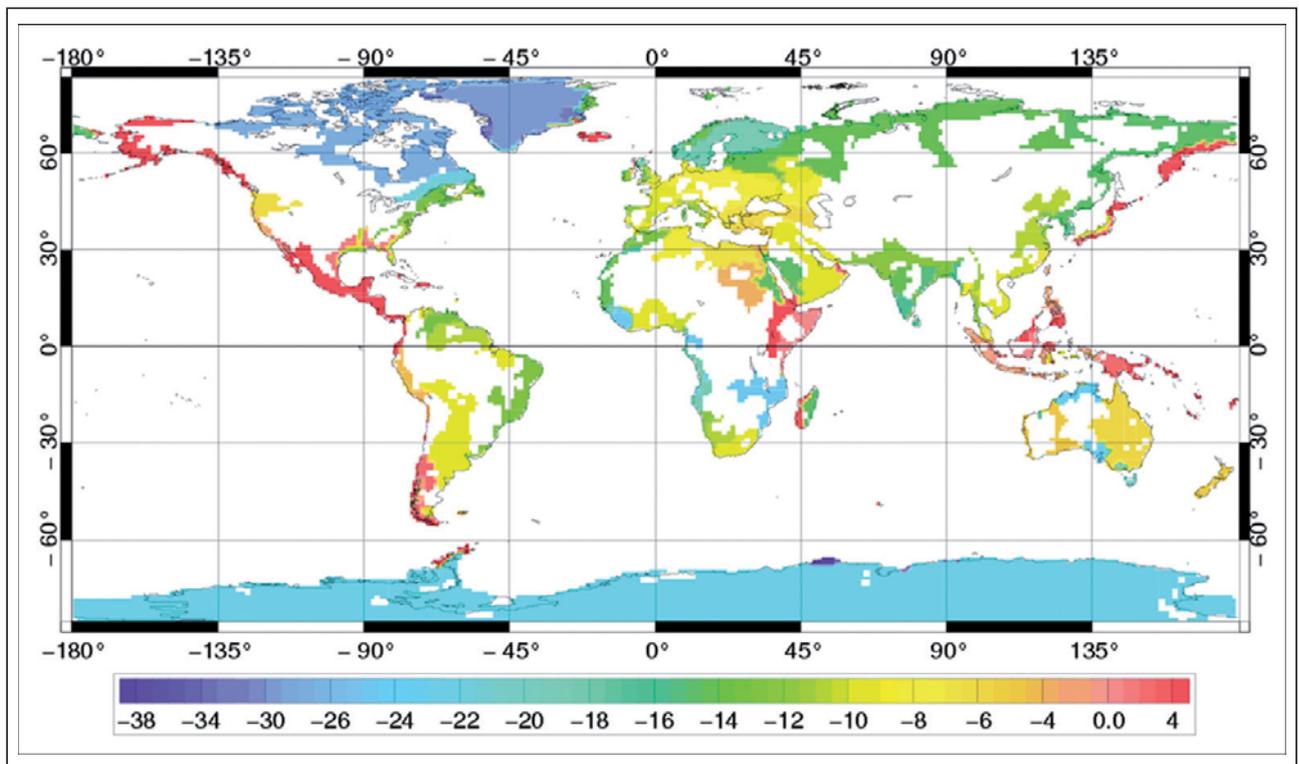


Figure 5

Le Nd appartient à la famille des lanthanides (ou Terres Rares). Ses sept isotopes sont stables, mais l'abondance du  $^{143}\text{Nd}$  varie car il est le fils du  $^{147}\text{Sm}$  (on le dit radiogénique). Ces variations affectent la quatrième décimale du rapport  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ . On mesure très précisément ce rapport (spectrométrie de masse), que l'on compare à une référence appelée CHondritic Uniform Reservoir (CHUR) et dont la valeur représente la signature moyenne de la planète Terre. Le facteur  $10^4$  permet de manipuler des nombres pratiques pour  $\epsilon_{\text{Nd}}$ .



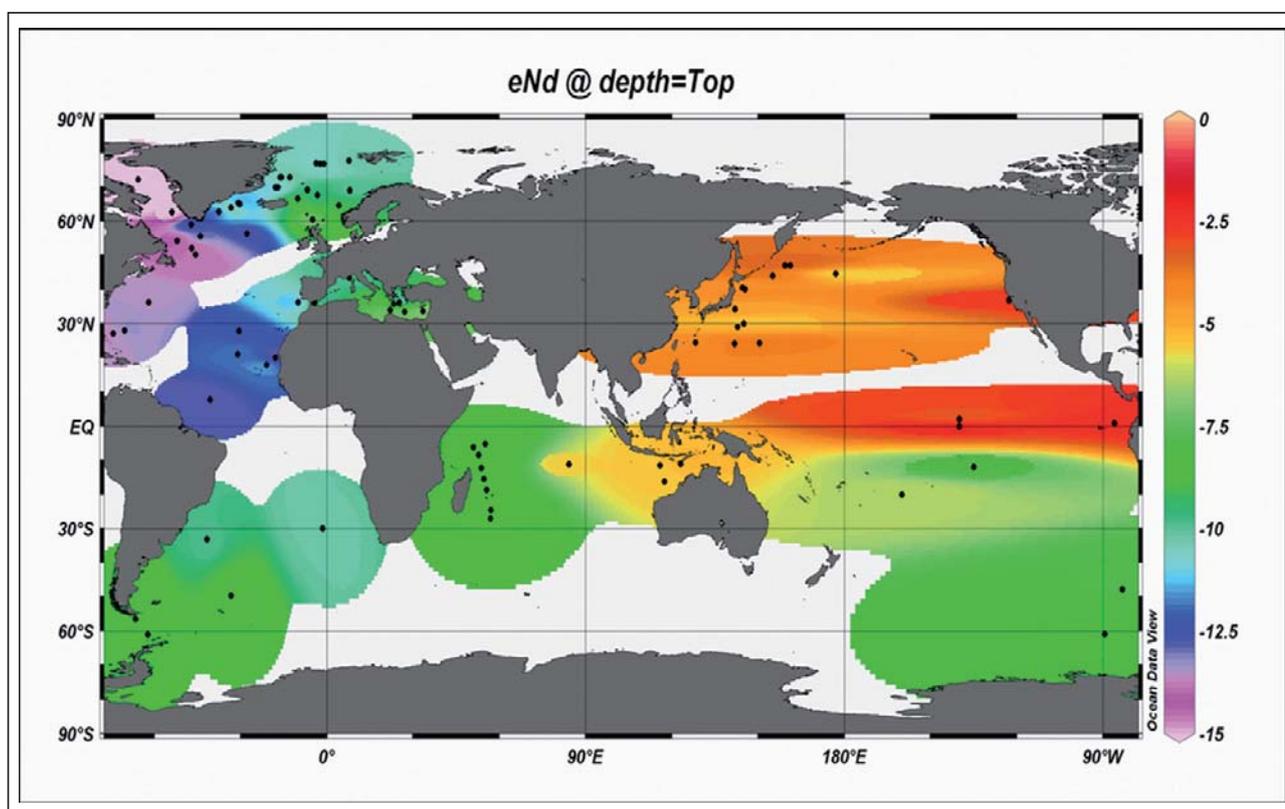
**Figure 6**

Les signatures isotopiques des roches affleurantes à la surface de la terre sont très variables, de - 50 pour les granites les plus anciens à + 13 pour les basaltes les plus récents. La figure illustre que, par conséquent, les flux de matière à l'océan vont avoir des signatures différentes selon leur origine.

continental est érodé : il est emporté dans la mer et le Nd d'origine terrestre se retrouve ainsi dans le milieu marin, on dit qu'il est lithogénique (du grec « lithos » : terre). Les mesures de la distribution du Nd dissous dans l'océan permettent d'observer un gradient de composition isotopique depuis des valeurs très négatives du terme  $\epsilon_{Nd}$  dans le nord de l'Atlantique jusqu'à des valeurs proches de zéro dans le Pacifique, en passant par des valeurs intermédiaires dans l'Indien (Figure 7). Comment expliquer ces variations ?

Pendant longtemps, la communauté scientifique considérait seulement les apports des rivières et les apports de l'atmosphère, pour constater qu'ils n'étaient pas assez puissants pour reconstruire le gradient observé entre Atlantique et Pacifique. Il faut souligner en effet que les réservoirs d'eau dont il s'agit de modifier la signature isotopique sont gigantesques, ce qui requiert des flux énormes. L'autre énigme à laquelle les chercheurs ont dû faire face, c'est le fait

que la variation de concentration de Nd, en doublant simplement entre Atlantique et Pacifique, ne reflétait pas l'énormité des apports requis pour faire changer la composition isotopique. C'est ce que l'on a baptisé, dans le courant des années 1990, le « paradoxe du Nd ». Enfin, une autre donnée rendait le raisonnement complexe : la majorité des grands fleuves et des poussières qui atteignent le Pacifique ont des valeurs de  $\epsilon_{Nd}$  négatives, autour de - 10. Comment, dans ces conditions, modifier des masses d'eau vers des valeurs « plus positives » en amenant des termes négatifs ? Les chercheurs se sont alors mis à soupçonner que les marges océaniques, dont le rôle était régulièrement évoqué mais non quantifié dans les calculs de bilans d'éléments dans l'océan, pouvaient être un facteur essentiel de cette variation et que, grâce aux isotopes, ils allaient pouvoir quantifier ce rôle. D'autant qu'autour du Pacifique, les côtes sont marquées par des  $\epsilon_{Nd}$  positifs

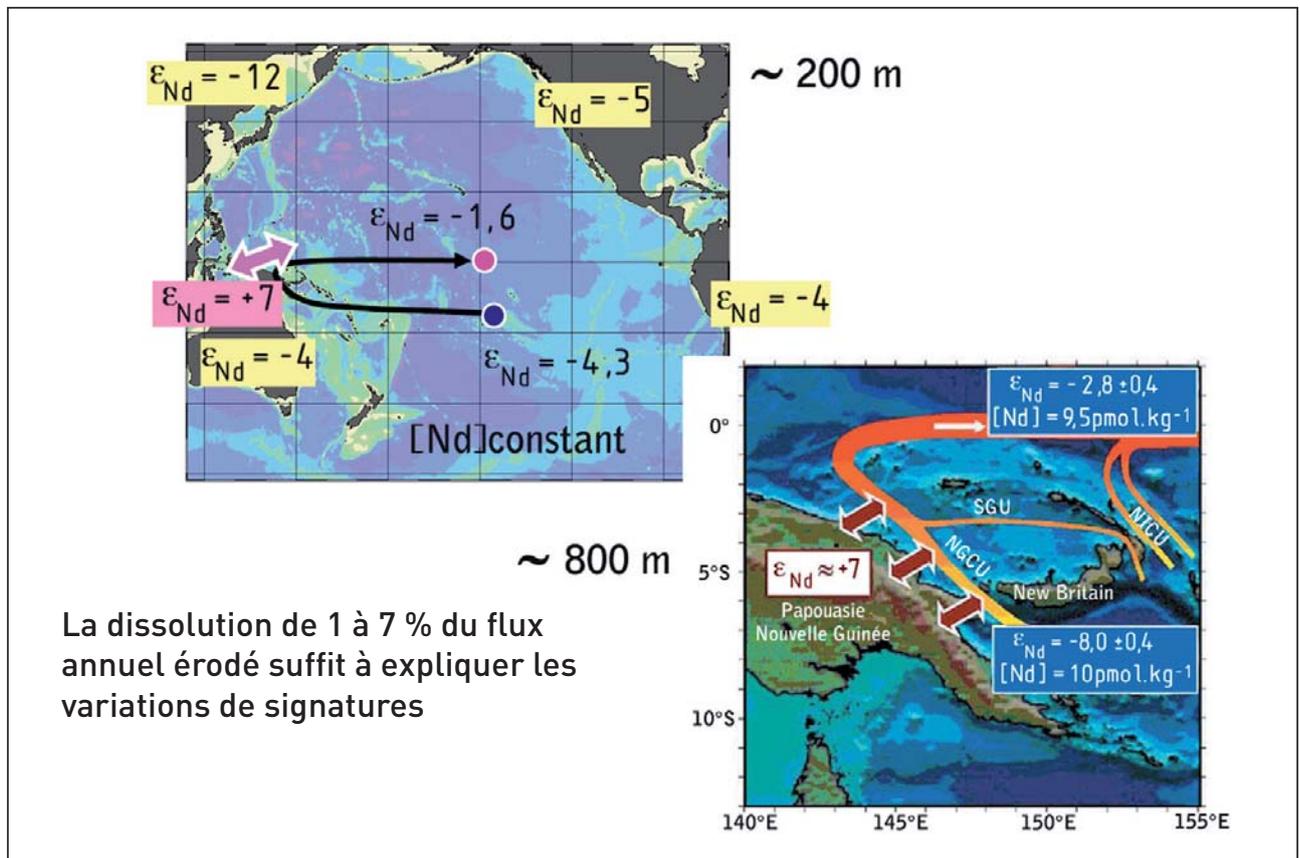


(Voir la Figure 6). Parce que très riches en éléments chimiques par rapport à l'eau de mer, les sédiments déposés sur les marges océaniques ont été assez vite soupçonnés de restituer à un moment donné des terres rares et donc du Nd à l'environnement océanique pour changer la composition isotopique de l'eau de mer. Pour étayer cette hypothèse, des mesures ont été effectuées sur des masses d'eau identiques d'un point de vue hydrologique, appartenant à un même courant (un peu comme s'il s'agissait d'une rivière sous-marine qui ne se mélange avec aucune autre), et qui coule à 200 mètres de profondeur. Ces mesures, faites à 6 000 kilomètres des côtes au milieu du Pacifique montrent que la masse d'eau identique entre son point de départ (12° S) et celui d'arrivée (2° N) (voir plus loin la Figure 10) a changé de composition isotopique. Elle est passée d'une valeur de  $\epsilon_{Nd}$  de -4,3 à une valeur de -1,6 sans pour autant changer de concentration en Nd (Figure 8).

Les seuls apports permettant d'expliquer ces variations sur la trajectoire de la masse d'eau sont éventuellement les terrains volcaniques de la côte de Papouasie-Nouvelle-Guinée, très riches en apport basaltiques marqués par un  $\epsilon_{Nd}$  très élevé (+7). En outre, le même phénomène a été observé mais amplifié, à 800 mètres de profondeur : des eaux marquées par une valeur  $\epsilon_{Nd}$  de -8 évoluent vers une valeur de -3, alors que la concentration en Nd ne varie pas de façon significative. Pour expliquer la variation du rapport isotopique d'une valeur négative (eau de départ) vers une valeur positive (eau passée au nord de l'équateur), alors que la concentration reste constante, il faut admettre que, dans la zone de mesure, il y a apport en Nd à  $\epsilon_{Nd}$  positif, rapidement suivi d'une soustraction de Nd, qui passera alors du dissous vers des particules, marqué par la « signature récemment modifiée » de l'eau, ce qui a pour effet de rediminuer la concentration sans poursuivre

Figure 7

*Distribution de la signature isotopique de Nd dans les eaux océaniques, en profondeur, telle que documentée par les données disponibles aujourd'hui (environ 650). On observe un gradient qui suit la circulation thermohaline entre l'Atlantique (très négatif) et le Pacifique (plus radiogénique), l'Indien présentant des valeurs intermédiaires.*


**Figure 8**

Résultats déduits d'observations suite à une campagne en mer le long de 140° W dans le Pacifique. Ici, au sein d'une eau modale, vers 200 mètres de profondeur, nous avons mesuré une valeur de  $\epsilon_{Nd}$  qui augmente de -4,3 à -1,6 alors que la concentration reste constante et que cette masse d'eau ne se mélange avec aucune autre. La seule source réaliste pour expliquer cette augmentation est la dissolution des sédiments déposés sur la marge de Papouasie-Nouvelle-Guinée, qui ont une valeur de +7. On évalue qu'il est nécessaire de dissoudre entre 1 et 7 % du flux érodé pour satisfaire la variation de signature isotopique observée.

la modification de la signature isotopique. Le flux de matériel « à dissoudre » et nécessaire pour modifier la signature de l'eau, qui coule avec un flux très puissant le long des côtes, représente entre 1 et 7 % du flux annuel érodé sur les montagnes du littoral de la Papouasie-Nouvelle-Guinée. On a ainsi établi l'existence d'un échange aux marges qui n'était pas quantifié jusqu'à présent, et que ce couplage entre rapport isotopique et concentration permet de quantifier. Cette hypothèse a été confirmée par des observations menées sur au moins six marges continentales (Figure 9).

En parallèle à ces déductions faites sur la base d'observations de terrain et de calculs de bilans, nous avons décidé de tester cette hypothèse de façon plus globale en couplant l'échange aux marges « supposé » à un modèle de circulation générale océanique. Ce modèle simule la circulation océanique

mondiale du nord de l'Atlantique au fond du Pacifique et retour des eaux, en permettant de reproduire autant de fois que nécessaire « la boucle de circulation générale », sur une maille de 2° par 2°, et des couches de 100 mètres de profondeur. Pour injecter le traceur  $\epsilon_{Nd}$  dans ce modèle et tester ainsi si l'échange aux marges était un paramètre important pour expliquer le cycle océanique du Nd, nous avons utilisé un « terme de relaxation ». L'analogie avec un colorant est probablement la plus explicite : si l'eau arrive près d'une marge de signature isotopique (couleur) différente, elle verra sa signature (couleur) changer d'autant plus que la différence des  $\epsilon_{Nd}$  (couleurs) sera grande. Le paramètre  $\gamma$  (similaire à une constante de réaction, en  $\text{a}^{-1}$ ) exprime le rythme auquel se fait cet échange, rythme qu'il nous restait à déterminer en comparant les sorties du modèle aux données (Figure 10). À cette échelle globale, les temps

d'échange permettant de simuler au mieux les données sont de l'ordre de un an dans les eaux de surface et dix ans en profondeur. Il est en effet probable que, en raison à la fois de la dynamique des courants, plus violente en surface, mais aussi du fait que les flux de particules y sont bien plus importants qu'en profondeur, les processus d'échanges y soient plus efficaces et rapides. Reste maintenant à décrypter quels processus conduisent à ces échanges et s'ils affectent d'autres éléments chimiques.

#### 2.4. D'autres éléments chimiques sont-ils concernés par cet échange aux marges ?

Les processus d'échange de matière dans les océans sont trop nombreux pour que l'on se limite à l'étude d'un traceur pour les caractériser. Les sources lithogéniques sont multiples. Il faut aussi comprendre les processus de transport des particules, de chute vers les fonds, de transformation de ces particules lors du transport. Il faut encore étudier la dispersion des matières organiques. Toutes ces questions conduisent à développer la recherche d'autres traceurs et à utiliser le jeu d'informations (convergentes ou divergentes) déduites de ces différents traceurs pour aller plus loin dans la compréhension des processus.

Par exemple, le radium apparaît comme un très bon traceur complémentaire du Nd. Sa présence dans le milieu marin résulte de la désintégration du thorium, élément chimique

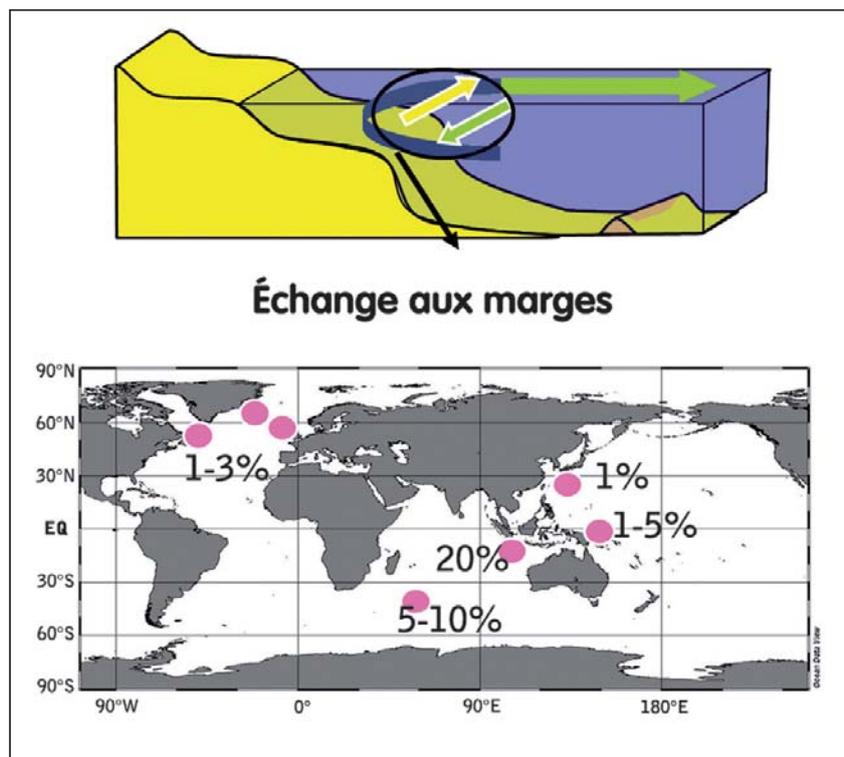


Figure 9

En haut, un schéma simplifié résume le concept d'échange aux marges : le changement de composition isotopique (assimilé ici à une couleur) impose un apport de matériel dissous de composition isotopique différente. La faible variation des concentrations impose un « départ » d'un flux de matériel qui quitte la masse d'eau pour retourner vers le sédiment, avec une signature modifiée. En bas, le même mécanisme d'échange que celui observé le long de la côte de Papouasie-Nouvelle-Guinée (voir la Figure 8) est soupçonné le long de six différents contacts entre océan et continent, que les terrains soient dérivés de « granites » (Groenland, Mer de Chine) ou de « basaltes » (Papouasie, Java, Kerguelen, Islande).

insoluble qui s'accumule dans les sédiments. En revanche, le radium est soluble et, dès que possible, va s'échapper de la particule pour rejoindre la phase dissoute, tel un fils qui fugue de la maison paternelle (Figure 11). Il présente la particularité d'avoir quatre isotopes de périodes de désintégration très différentes, celle du  $^{226}\text{Ra}$  étant de l'ordre de 1600 ans, soit le temps de mélange des eaux dans l'océan par la circulation thermohaline. En d'autres termes, il sera relativement conservatif dans l'eau de mer. En revanche, les trois autres isotopes ont des périodes de l'ordre de 4 jours, 11 jours et 5 ans. Par conséquent, la mesure du rapport  $^{228}\text{Ra}$  (période d'environ 5 ans) sur le  $^{226}\text{Ra}$  (constant dans les mêmes échelles de temps) dans les masses d'eau permet de reconstituer la dynamique temporelle du transfert de ces masses depuis le continent

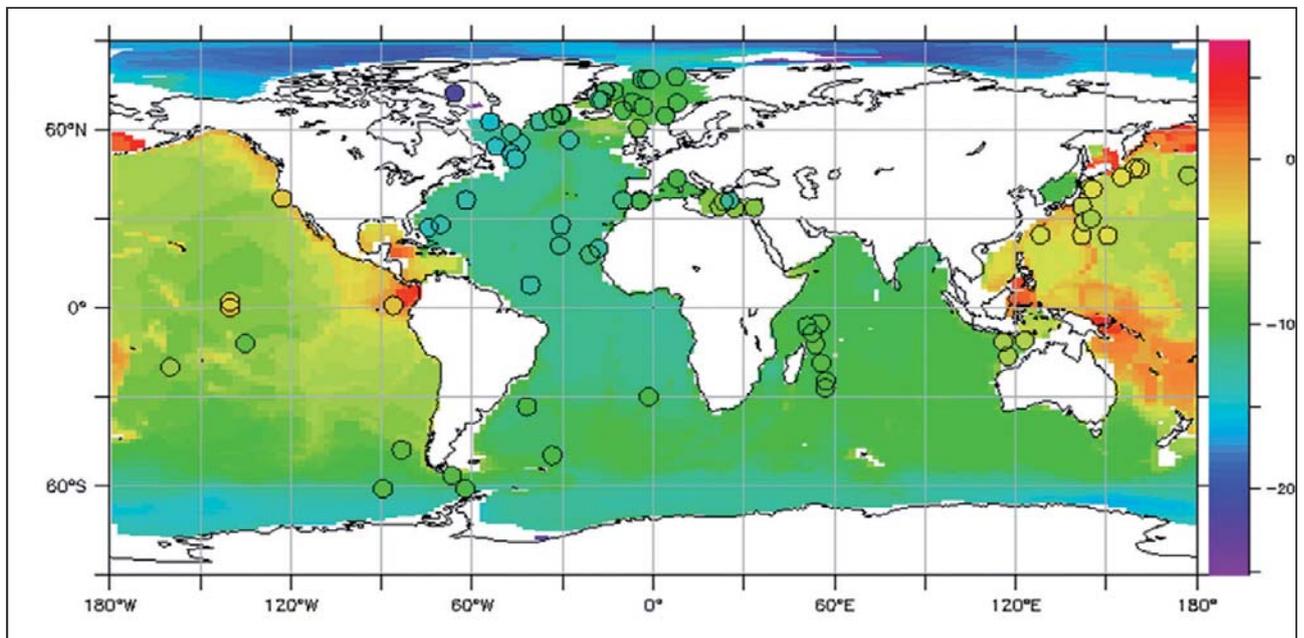


Figure 10

Résultat de la simulation de la distribution de  $\epsilon_{Nd}$  dans l'océan. La stratégie a été de coupler un modèle de circulation générale océanique à une « coloration » de l'eau de mer en isotopes du Nd, en se basant sur la carte des signatures des marges de la Figure 6 au paragraphe 2.3. En l'absence de données de flux érodés fiables, on a injecté le traceur dans l'eau en se basant :

- d'une part sur le gradient de valeur entre l'eau et la marge en contact de laquelle elle se trouve (si ce gradient est nul, pas de « coloration ») ;
- d'autre part en déterminant le taux d'échange « gamma », à l'aide d'études de sensibilité. Les couleurs continues en fond de carte correspondent aux valeurs simulées alors que les ronds colorés représentent les mesures, moyennées sur les mêmes niveaux que les simulations. Les gammes de couleurs sont les mêmes qu'en Figure 6. Dans cette simulation, seul l'échange aux marges a été testé, l'idée étant d'estimer si, à lui seul, il pouvait reconstruire le gradient Atlantique-Indien-Pacifique et les valeurs mesurées. La similarité entre modèle et données atteste de la puissance de ce terme comme source de matière à l'océan. Le fond de carte représente les valeurs simulées.

vers l'océan (en d'autres termes de les voir « vieillir » depuis ce contact avec le continent).

Ainsi, les isotopes du Nd racontent le lieu et l'importance du contact, ceux du radium permettent d'en estimer l'âge. Le programme international GEOTRACES qui se met en place pour les 10 années à venir, a pour objectif de rassembler les chercheurs du monde entier qui se consacrent à des mesures de traceurs divers et complémentaires pour quantifier les transports vers et au sein de l'océan (Figure 12).

### 3 Les contraintes techniques de la chimie océanographique

Pour réaliser ces études sur les traceurs isotopiques, il faut échantillonner l'eau, les particules, les sédiments, les résidus biologiques. Cela nécessite en premier lieu un bateau. Par exemple, le *Marion Dufresne* (Figure 13, Encart « Embarquons pour de la chimie océanographique ! ») est très utilisé par la communauté océanographique. Rentabiliser cet équipement exige de travailler de jour comme de nuit. Les

prélèvements sont effectués à l'aide de bouteilles de prélèvement (Figure 14). Les bouteilles sont réparties en couronne avant la plongée, elles sont munies d'un bouchon en haut et en bas, mais plongent ouvertes pour compenser la variation de pression lors de la plongée. Un câble électrique permet de commander les fermetures de bouteilles à une profondeur choisie. Les traceurs étant très peu abondants, les volumes d'eau prélevés doivent être conséquents. Une fois remontés à bord, les échantillons doivent être traités dans un laboratoire embarqué pour extraire les traceurs recherchés. Les dosages sont effectués de retour à terre, après une délicate extraction chimique de l'élément dont on veut déterminer la composition isotopique. Celle-ci est mesurée par spectrométrie de masse (Figure 16).

Figure 11

L'étude des isotopes radiogéniques (fils du Th) et radioactifs (eux-mêmes décroissent par désintégration) du Ra permet de quantifier le délai écoulé depuis qu'une eau a été en contact avec le continent.

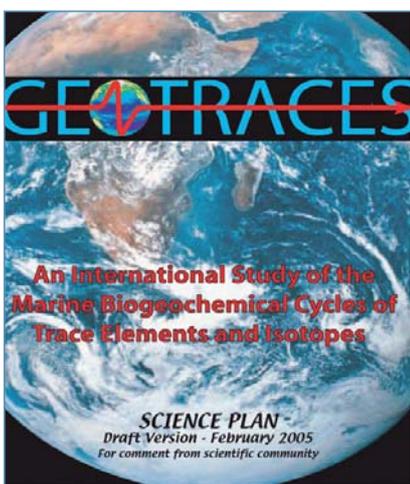
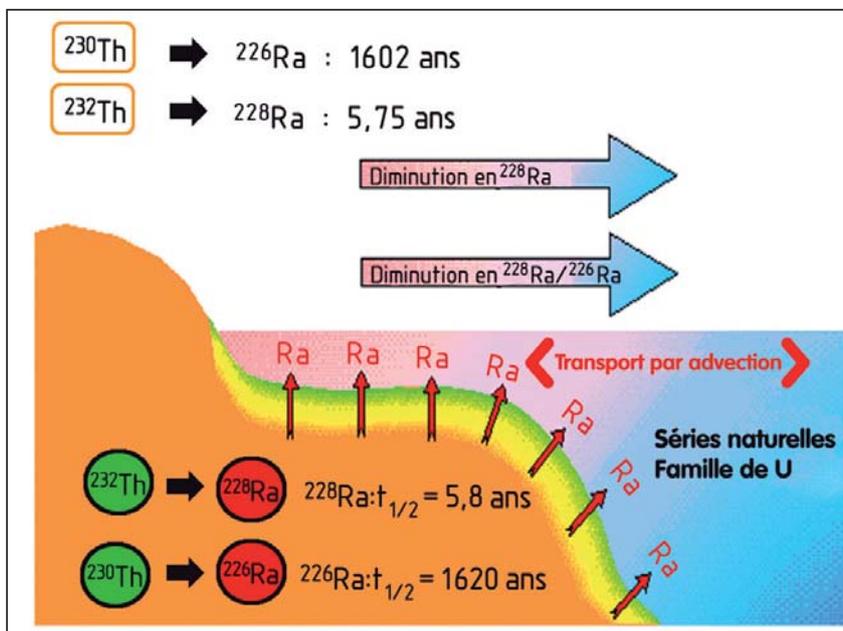


Figure 12

Le programme international GEOTRACES, propose de mesurer plusieurs traceurs et isotopes simultanément (pour exploiter leur complémentarité) le long de sections océanographiques identifiées et planifiées mondialement, afin de mieux quantifier des processus d'apport, de transformation et de départ de la matière à l'océan.

EMBARQUONS POUR DE LA CHIMIE OCÉANOGRAPHIQUE !



Figure 13

Une des plateformes nationales de travail, le Marion Dufresne (construit en 1995), navire de la flotte hauturière de recherche de la France, opéré par l'IPEV (Institut Paul Émile Victor).



Figure 14

L'eau est collectée dans les bouteilles de prélèvement, puis analysée directement à bord du bateau. Les bouteilles de prélèvement sont montées sur un cadre appelé « rosette », équipée de capteurs physiques à sa base et reliée au navire par un câble électroporteur, qui permet de déclencher la fermeture des bouteilles à la profondeur désirée. À droite, la collecte des échantillons.



Figure 15

*Au laboratoire à bord : les échantillons sont filtrés ou traités par l'ajout de réactifs (à droite) qui permettent de co-précipiter les éléments chimiques intéressants pour l'étude.*



Figure 16

*Arrivés à terre : le moment de vérité ! La chimie de purification /extraction des éléments se fait en salle blanche pour s'affranchir des contaminations externes, et ensuite les traceurs sont analysés par spectrométrie de masse.*

## La chimie pour comprendre l'environnement marin...

Cette étude de la dispersion dans les océans d'éléments traces et d'isotopes est un exemple de la contribution que la chimie apporte à la compréhension de l'environnement. Une meilleure connaissance des processus complexes d'échanges de matière entre les continents et les océans permettra de mieux comprendre l'histoire et de prévoir le futur du climat planétaire en expliquant les variations de composition chimique des océans... Nul doute que les traceurs chimiques et isotopiques seront encore pour longtemps nos précieux alliés... pour des temps géologiques !

# Crédits photographiques

- Fig. 6 : D'après Jeandel *et al.*, 2007.
- Fig. 7 : Adaptée de Lacan et Jeandel, 2005.

- Fig. 9 : Lacan et Jeandel, 2001, 2005.
- Fig. 11 : Hanfland C., AWI.
- Fig. 12 : [geotraces.org](http://geotraces.org)