

cancers à venir. Cette estimation, vraisemblablement maximaliste, car elle ne prend pas en compte une diminution de l'effet avec le temps, représente quelques pour-cent des cancers naturels. La population affectée par l'accident représente plus de deux millions de personnes en Bélarus, environ autant en Ukraine et un demi-million en Russie. Cette population comprend les évacués (au nombre de 200 000 environ), qui ont été exposés jusqu'au moment de leur relogement, et les personnes qui vivent sur des territoires contaminés.

Les cancers de la thyroïde

Le seul effet indubitable dû à Tchernobyl détecté jusqu'à présent est l'excès marqué de cancers de la thyroïde chez l'enfant. Il a été rapporté pour la première fois en 1990, puis il a augmenté au cours du temps. En 1995, 700 cancers de la thyroïde sont attribués à Tchernobyl. Ce nombre correspond à une multiplication du taux naturel (le cancer de la thyroïde est un cancer rare chez l'enfant) par 10 à 100 ou plus, suivant les régions. Par exemple, le taux normal (1981-1985) de 0,5 cancer par million d'enfants est passé à près de 100 dans la région de Gomel, en Bélarus, et à plus de 10 dans le Nord de l'Ukraine (1991-1994).

L'irradiation externe aiguë est un facteur de risque établi du cancer de la thyroïde, et le risque est plus élevé quand l'exposition s'est produite à un âge jeune. Ces cancers sont en majorité agressifs, s'accompagnant souvent de métastases ganglionnaires cervicales. En revanche, le rôle carcinogène de l'iode 131 seul n'est pas établi chez l'homme. On ignore encore le nombre de cancers résultant de l'une ou de l'autre cause, et à d'autres facteurs comme la carence alimentaire en iode, endémique dans les régions affectées par l'accident.

En se fondant sur un million d'enfants ayant reçu des doses thyroïdiennes susceptibles d'induire un cancer, le nombre total de cancers de la thyroïde à apparaître dans les 60 ans à venir serait d'environ 5 000. La mortalité en rapport serait d'environ 500. Cette projection ne tient pas compte d'une décroissance dans le temps, et l'on suppose que, chez les enfants, il peut exister, comme chez l'adulte, de très longs temps de latence.

Ce dernier point, contredit par les très courts temps d'apparition de la vague de cancers en 1990-1991, constitue un argument en faveur d'un avenir moins noir. Parmi les 115 000 évacués des premières semaines, certains ont reçu des doses significatives, représentant parfois plus de 50 fois la dose annuelle par irradiation naturelle. En résumé, le nombre de cancers induits par Tchernobyl sera inférieur à 1 000, et une estimation raisonnable aboutit à quelques centaines de cancers mortels dans les 60 prochaines années, à comparer avec les 17 000 cancers naturels attendus durant cette même période.

Dans l'ensemble des personnes directement concernées par l'accident, près de 300 000 vivent sur des territoires dont le niveau de contamination dépasse 555 kilobecquerels par mètre carré ; l'excès de cancers que l'on peut attendre des suites de Tchernobyl est inférieur à un pour cent du taux normal, soit environ quelques milliers pour plus de 40 000 cancers naturels. Jusqu'à présent, on n'a pas observé d'augmentation d'incidence de la leucémie ou des autres cancers. Si un excès de tels cancers existe, il est modéré. La démonstration d'une relation de causalité entre l'exposition aux rayonnements et diverses pathologies, l'artériosclérose et la trisomie 21, n'est pas établie.

Les traumatismes psychologiques

Il est reconnu que l'effet de l'accident sur la santé des populations est en rapport avec son impact socio-psychologique. De telles conséquences sont connues lors des catastrophes naturelles. Cet impact ne peut être isolé du contexte global de la détérioration profonde de la santé en ex-URSS depuis l'écroulement de cette dernière : ainsi l'espérance de vie est passée, chez les hommes, de 65 à 59 ans entre 1987 et 1993 ; le taux de mortalité est passé de 5 000 à près de 8 000 par million et par an entre 1990 et 1993, alors que le taux de cancers demeurait constant.

Si des problèmes de santé importants, en gravité et en fréquence, se dégagent dix années après la catastrophe, il reste de nombreuses inconnues. Une partie des données a été constituée dans des conditions méthodologiques médiocres, et les études

épidémiologiques ont été mises en place tardivement. Certains effets ont ainsi pu échapper à la détection, même sur une durée de dix ans. N'a-t-il pas fallu plusieurs dizaines d'années pour appréhender les conséquences sanitaires chez les survivants des bombardements d'Hiroshima et de Nagasaki ? Ces dix dernières années, des efforts considérables ont été faits pour définir des principes reconnus internationalement pour la gestion de situations accidentelles et postaccidentelles dues aux rejets non maîtrisés de produits radioactifs dans l'environnement.

Tchernobyl 3

Le réacteur 3 de la centrale de Tchernobyl est adjacent au réacteur 4 détruit en avril 1986. Cette unité continue à produire six pour cent de l'énergie électrique de l'Ukraine ; sa localisation augmente le risque général lié à Tchernobyl.

La communauté internationale a demandé la fermeture de cette unité, fermeture maintenant programmée par le gouvernement ukrainien : le financement d'une nouvelle centrale a été accepté par le Groupement des sept pays les plus industrialisés. La centrale sera construite sur un autre site, et ne sera sans doute pas nucléaire.

Daniel ROBEAU est adjoint au directeur délégué à la protection de l'Institut de protection et de sûreté nucléaire.

M. BALONOV, *The Chernobyl Papers*, Vol 1. *Doses to Soviet Populations and Early Health Effects Studies*, Steven Merwin, Michaël Balonov éditeurs.

Tchernobyl : cinq années difficiles, ministère de la Santé de la fédération de Russie, 1992.

A.R. SICH, *The Chernobyl Accident Revisited Source Term*, Massachusetts Institute of Technology, janvier 1994.

Tchernobyl, dix ans déjà. Impact radiologique et sanitaire, AEN / OCDE, novembre 1995.

Circonstances et conséquences de la pollution radioactive dans l'ancienne Union soviétique, IPSN / Mission Communication, 1995.

Rapport Tchernobyl 10 ans après, IPSN / Mission Communication, 1996.

Les variations passées du niveau des mers

JACQUES REY • RENÉ CUBAYNES

Les nouvelles méthodes d'analyse des couches sédimentaires nous révèlent les montées et les descentes du niveau de la mer au cours des temps géologiques.

Rien ne nous paraît plus immuable que le niveau moyen des mers, par rapport auquel nous définissons altitudes et profondeurs. Rien ne semble plus fixe que la zone côtière qui sépare la mer du continent. Pourtant, les roches et les fossiles témoignent des déplacements de la ligne de rivage dans les temps géologiques. La mer gagne sur la terre aux périodes dites de transgression marine : il y a 150 millions d'années, au Jurassique supérieur, presque tout le territoire français était noyé. Pendant les régressions marines, la mer recule, découvrant de vastes étendues terrestres.

Les variations du niveau marin sont-elles globales ou locales ? Quelles sont leur périodicité et leur amplitude ? Quelles sont les causes de ces variations ? Quelles en sont les répercussions climatiques, biologiques, économiques ?

Les géologues ont entrepris de retrouver, les témoignages de ces fluctuations du niveau océanique dans l'empilement des strates de sédiments. Les relations entre l'organisation des dépôts et les mouvements de montée et de descente du niveau des océans ont été décrits il y a une quinzaine d'années. Ce modèle a servi de base à des études systématiques, menées dans plusieurs bassins sédimentaires grâce à de nouvelles méthodes, telles que l'établissement de profils sismiques du sous-sol ou l'analyse statistique du contenu paléontologique des strates, qui permettent de déterminer les conditions environnementales de leur dépôt. Dans le bassin d'Aquitaine, au Portugal et au Maroc, nous avons ainsi reconstitué l'histoire des fluc-

tuations du niveau de la mer sur des périodes de quelques dizaines de millions d'années.

Les correspondances établies entre des variations du niveau marin en des points éloignés de la planète nous conduisent à rechercher des causes globales aux fluctuations observées. Les variations des paramètres orbitaux de la Terre et celles de l'activité tectonique semblent se conjuguer et régler un système chaotique où niveau des mers, climat, évolution des reliefs et accumulation sédimentaire interagissent. Nous avons montré que ce comportement chaotique est suivi par l'évolution des populations de foraminifères (des organismes marins unicellulaires) directement liée aux variations du niveau marin.

L'étude stratigraphique des variations du niveau marin a aussi des enjeux économiques. Ces fluctuations ont en effet permis la formation des gisements de pétrole : les périodes de haut niveau marin, associées à des climats chauds, sont propices au développement du plancton, dont la décomposition a produit le pétrole. Le repérage préalable des couches sédimentaires où des hydrocarbures se sont formés et de celles où ils peuvent être stockés intéresse donc les compagnies pétrolières au plus haut point.

Comment les sédiments se déposent-ils dans les zones littorales ? Il y a une quinzaine d'années, Peter Vail, alors géologue de la Société *Exxon*, a élaboré, avec ses collègues, un modèle qui relie l'organisation géométrique des couches sédimentaires aux variations du niveau marin. Une séquence

de dépôt comprend trois étapes : bas niveau marin, transgression et haut niveau marin. Un groupe de couches sédimentaires à la géométrie caractéristique correspond à chacune de ces étapes. La quatrième étape, la baisse du niveau marin, est généralement rapide et les dépôts correspondants ne sont pas distingués de ceux de la période de bas niveau marin.

Volume d'eau et forme de la Terre

Dans les périodes de stabilité de l'écorce terrestre, les déplacements de la ligne de rivage résultent de la combinaison de trois facteurs : les variations de la quantité d'eau liquide contenue dans la mer (qui dépend du volume des calottes glaciaires), l'apport plus ou moins important de sédiments, qui fait plus ou moins avancer la côte vers la mer, et l'abaissement progressif des fonds marins sous le poids de ces sédiments. Les variations de ces trois paramètres se répercutent aussi sur l'épaisseur de la tranche d'eau, espace disponible pour la sédimentation. Les fluctuations de la quantité d'eau et les variations de la quantité de sédiments sont primordiales. L'abaissement du fond marin, qui augmente en permanence l'espace disponible, est plus régulier, mais aussi plus ou moins fort selon la localisation géographique : il n'intervient que secondairement en accentuant ou en atténuant les conséquences des variations de la quantité d'eau et du dépôt sédimentaire.

Contrairement aux idées reçues et aux observations rapides des affleu-

rements, les couches successives ne sont pas toutes parfaitement planes et empilées horizontalement sur l'étendue d'un bassin sédimentaire. Le littoral est toujours en pente : les particules sédimentaires apportées par les fleuves se déposent sur cette pente au fur et à mesure que le courant faiblit au contact de la masse d'eau de la mer. La majorité des sédiments se déposent près de la côte ; seules les fractions les plus fines sont portées plus loin, dans la mer. Les couches sédimentaires forment donc une sorte de prisme, renflé près du littoral, qui s'amincit vers le large et vers le continent (voir la figure 2). La position de ce prisme, et la forme et la composition, minéralogique et paléontologique, des couches sédimentaires qui le composent dépendent du sens de variation du niveau marin lors du dépôt.

Lorsque le niveau marin baisse, la ligne de rivage se déplace brusquement vers le large, dans une régression dite «forcée» : l'altitude absolue de l'embouchure des fleuves s'abais-

sant, la pente de ces derniers augmente, et le courant y est plus fort. Le lit des fleuves est alors creusé. Les cours d'eau s'encaissent, et l'ancienne zone littorale est érodée. Les sédiments arrachés affluent sur le nouveau rivage et s'y déposent en couches qui s'abaissent vers le large (voir la figure 3). Leur accumulation fait ensuite progressivement reculer la ligne de rivage vers le large : cette phase de régression est dite «normale».

À la régression succède une étape de transgression : le niveau marin remonte progressivement, et la ligne de rivage se déplace vers l'intérieur des terres. Cette avancée de la mer sur la terre, avec la remontée du niveau zéro à l'embouchure des fleuves, diminue la pente des cours d'eau, donc leur pouvoir d'érosion et de transport. Moins de sédiments sont apportés et ces derniers, en se déposant, créent un nouveau prisme, décalé vers le continent. Ce prisme est composé de couches horizontales qui s'amincissent vers le large. L'empilement ainsi formé est séparé

de l'empilement des couches de bas niveau marin par une «surface de transgression» caractéristique : les couches transgressives, qui gagnent progressivement vers l'intérieur du continent à mesure que le niveau monte, butent sur l'ensemble plus incliné déposé en bas niveau marin.

Durcissement des surfaces et limites des couches

Dans les phases de remontée rapide du niveau marin, le courant des fleuves est tellement ralenti que les sédiments produits par les érosions et les altérations continentales ne parviennent plus à la mer : la sédimentation y subit de multiples arrêts. Pendant ces arrêts, à l'interface entre les sédiments et l'eau, des réactions de dissolution et de précipitation des minéraux, favorisées par la présence de films bactériens, entraînent le durcissement de la surface du fond sous-marin. Ce durcissement crée les limites nettes entre les couches que nous observons aujourd'hui. En zone littorale et à faible



1. CET AFFLEUREMENT ROCHEUX de la région d'Agadir, au Maroc, témoigne d'une brusque baisse et d'une remontée du niveau de la mer. Une vallée a été creusée par un fleuve dans des sédiments marins lors d'une baisse du niveau de la mer, puis comblée par des dépôts

de marais littoraux (roches plus dures au milieu de la photographie). L'étude de la forme et de la composition des couches sédimentaires sur tout un bassin permet de reconstituer l'histoire locale des fluctuations du niveau marin.

profondeur, certaines de ces surfaces prennent un aspect spectaculaire : elles conservent des empreintes d'animaux qui les ont parcourues (dans l'eau) pendant qu'elles durcissaient.

Au maximum de la vitesse de montée des eaux et d'extension des mers, le bassin marin est sous-alimenté en sédiments d'origine continentale, alors que la vie y est aussi

intense et les restes fossiles aussi nombreux : la proportion de sédiments par rapport aux restes fossiles se réduit considérablement. Le maximum de proportion de restes animaux fossilisés dans les roches situe le maximum de recouvrement des mers (voir la figure 5).

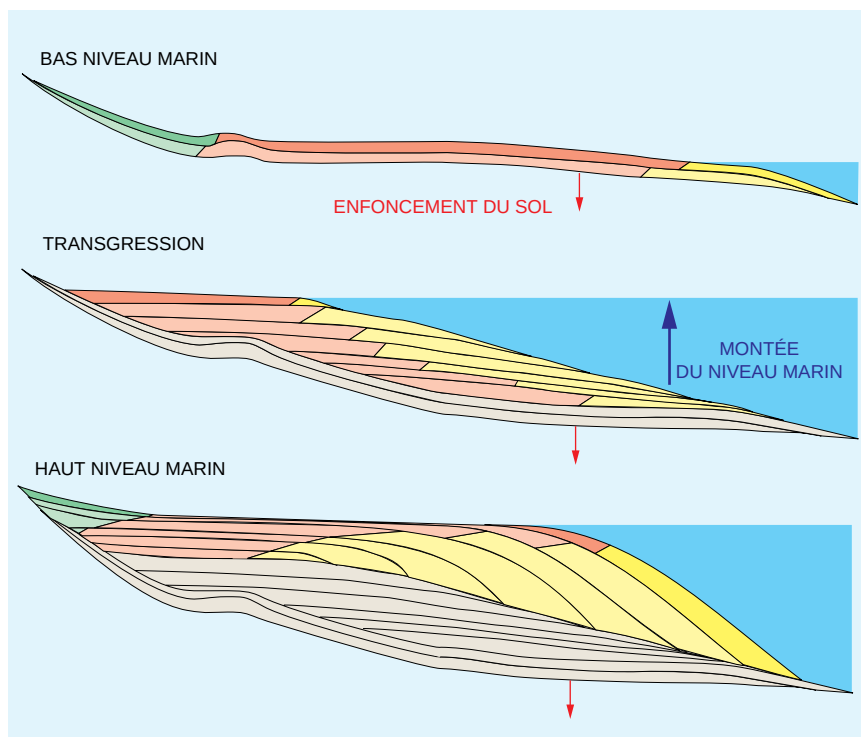
Après cette phase de transgression, le niveau marin, toujours élevé, se stabilise, puis commence à baisser lentement : les sédiments gagnent à nouveau sur la mer, et le rivage recule par régression normale. Les dépôts de haut niveau marin se superposent aux dépôts transgressifs en s'étendant vers le large : les couches, plus inclinées, se terminent en biseau sur la surface d'inondation maximale.

Reconnaître et raccorder les couches sédimentaires

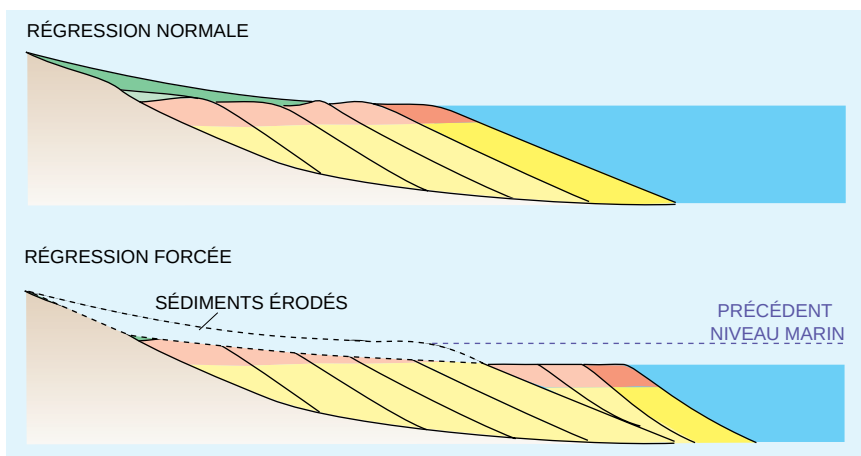
Depuis la publication de ce modèle, des géologues ont reconnu la succession de ces trois étapes, baisse du niveau marin, transgression et haut niveau marin, dans des empilements de roches sédimentaires marines de tous âges géologiques et dans toutes les régions du Globe. Ils associent pour cela diverses démarches. L'analyse des profils sismiques, obtenus par le suivi d'ondes de choc créées par des explosions, nous permet de reconstituer la géométrie d'ensembles de couches avec un pouvoir de résolution maximal de 25 mètres d'épaisseur environ : les ondes de choc se réfléchissent sur les discontinuités importantes qui séparent des roches différentes.

L'étude de puits de forage et des affleurements visibles en différents endroits d'un bassin sédimentaire permet de raccorder des couches entre elles et de les situer dans la chronologie géologique. L'examen de la nature minéralogique des roches et l'étude des structures sédimentaires, liées aux balancements des marées, à la houle, aux tempêtes ou à la décanation, donnent des informations sur l'épaisseur de la tranche d'eau sous laquelle elles se sont déposées. Les surfaces sédimentaires conservent des traces telles que les rides symétriques créées par la houle sous moins de cinq mètres d'eau, que l'on observe couramment sur les plages, ou des stratifications en mamelons créées par les tempêtes.

Le contenu paléontologique des roches est aussi riche en informations :



2. L'ORGANISATION GÉOMÉTRIQUE DES COUCHES sédimentaires, en prismes plus ou moins inclinés, et leur composition permettent de reconstituer des séquences de variation du niveau marin. Selon la nature des roches et la composition paléontologique des couches, on distingue les sédiments fluviaux (*en vert*), les sédiments littoraux (*en orange*) et les sédiments marins (*en jaune*). En période de bas niveau marin (*en haut*), la côte et les sédiments littoraux migrent vers le large. Le niveau de la mer remonte ensuite progressivement, au cours d'une période de transgression (*au milieu*). La ligne de rivage et les dépôts littoraux se déplacent vers le continent. Le niveau marin se stabilise enfin en position haute (*en bas*). Les sédiments font reculer la ligne de rivage par comblement progressif.



3. LA LIGNE DE RIVAGE SE DÉPLACE vers le large par régression normale (*en haut*) ou forcée (*en bas*). La régression normale se produit lorsque le niveau marin est stable : les sédiments apportés du continent comblent peu à peu l'espace disponible, sur le continent (sédiments fluviaux, *en vert*), sur le littoral (sédiments littoraux, *en orange*) et dans la mer (sédiments marins, *en jaune*). Une régression forcée est associée à une brusque baisse du niveau marin : la ligne de rivage se décale vers le large et les dépôts fluviaux et côtiers sont érodés (zone entourée d'un trait pointillé noir). Ils s'accumulent dans la mer et font encore reculer la ligne de rivage.

des fossiles microscopiques sont d'excellents indicateurs des périodes de bas et de haut niveau marin. Nous l'avons montré pour des foraminifères, animaux unicellulaires à coquille calcaire vivant au fond des mers, qui ont laissé de nombreux restes dans les sédiments anciens. Ils sont caractérisés par une grande diversité morphologique et une capacité à changer de forme, de façon réversible, au fil des générations, selon les conditions environnementales. Au sein d'une même espèce, des individus ont une coquille massive et entièrement enroulée, d'autres une coquille plus aplatie et partiellement déroulée. Dans des espèces voisines, les coquilles sont entièrement déroulées et plates.

Nous avons extrait plusieurs dizaines de milliers de spécimens de foraminifères de couches sédimentaires qui datent de 195 à 185 millions d'années, dans le bassin d'Aquitaine. Les dépôts de bas niveau marin contiennent une forte proportion de formes enroulées : 96 pour cent en moyenne. Les formes déroulées sont surtout présentes dans les couches de haut niveau marin : 30 pour cent du total. Ces changements morphologiques proviennent d'une adaptation aux conditions d'oxygénation. Les formes à coquilles droites ou partiellement déroulées ont, pour un volume identique, une plus grande surface d'échange avec l'extérieur : elles sont adaptées aux fonds mal oxygénés des périodes de hauts niveaux marins.

D'autres études, au Portugal et au Maroc, sur des sédiments d'âges différents, montrent que les foraminifères ont réagi par des changements

4. LA SUPERFICIE DES TERRES ÉMERGÉES (*en marron*) a considérablement varié au cours des temps géologiques. Leurs limites sont retracées grâce à la cartographie des anciens dépôts marins et continentaux. Il y a environ 155 millions d'années (*en haut*), seuls émergent au Sud-Ouest de l'Europe les massifs armoricain et ardennais, la région de l'Èbre et l'Ouest de la péninsule ibérique. La transgression marine recouvre presque toute la France. Il y a 65 millions d'années (*au milieu*) une régression découvre la majeure partie de la France et de la péninsule ibérique. L'Europe de l'Ouest n'a l'aspect que nous lui connaissons aujourd'hui (*en bas*) que depuis quelques dizaines de milliers d'années. Sur les deux premières cartes, l'esquisse des contours actuels des côtes permet de repérer le mouvement des plaques tectoniques, avec rotation et glissement vers l'Est de l'Ibérie, de la Corse et de la Sardaigne par rapport à la France (*flèche noire*).



morphologiques aux variations de la profondeur marine. Toutefois ces changements diffèrent suivant la topographie et la géographie du bassin sédimentaire, et la richesse en matières nutritives. Ces micro-organismes

constituent donc d'excellents marqueurs des variations du niveau marin, à condition qu'une analyse précise soit menée dans chaque cas.

En utilisant ces méthodes, notre laboratoire participe au décryptage

systématique des séquences de dépôt. Nous avons identifié dans le Lias du bassin d'Aquitaine (des couches déposées il y a 200 à 180 millions d'années) 16 séquences qui s'échelonnent sur 14 millions d'années et sur une épaisseur de 200 mètres. Dans le Crétacé inférieur du Portugal (il y a 130 à 100 millions d'années), nous avons distingué 25 séquences pour 23 millions d'années, sur 350 mètres d'épaisseur (voir la figure 7). Dans ces deux cas, les cycles de variation du niveau marin ont une durée moyenne de l'ordre du million d'années. Ils sont enregistrés par une épaisseur de 10 à 20 mètres de roches sédimentaires. L'amplitude des fluctuations du niveau marin serait comprise, selon les cycles, entre 10 et 50 mètres.

La fréquence que nous venons de décrire, à l'échelle du million d'années (comprise selon les cas entre 0,5 et 3 millions d'années), est la mieux visible, mais elle n'est pas la seule. Elle s'inscrit dans un ensemble hiérarchique où elle est qualifiée de séquence de troisième ordre. On décrypte en effet dans la succession des dépôts, à l'intérieur de cette séquence, d'autres cycles d'ordres inférieurs : du quatrième ordre, d'une durée de 100 000 ans à plusieurs centaines de milliers d'années et d'amplitude inférieure à dix mètres ; du cinquième ordre, d'une durée inférieure à 80 000 ans et d'amplitude métrique. Les séquences de troisième ordre s'emboîtent dans des cycles d'ordre supérieur : du deuxième ordre, d'une durée de dix à quelques dizaines de millions d'années et d'amplitude comprise entre 50 et 150 mètres ; du premier ordre, d'une durée supérieure à 50 millions d'années et d'amplitude comprise entre 200 mètres et 350 mètres.

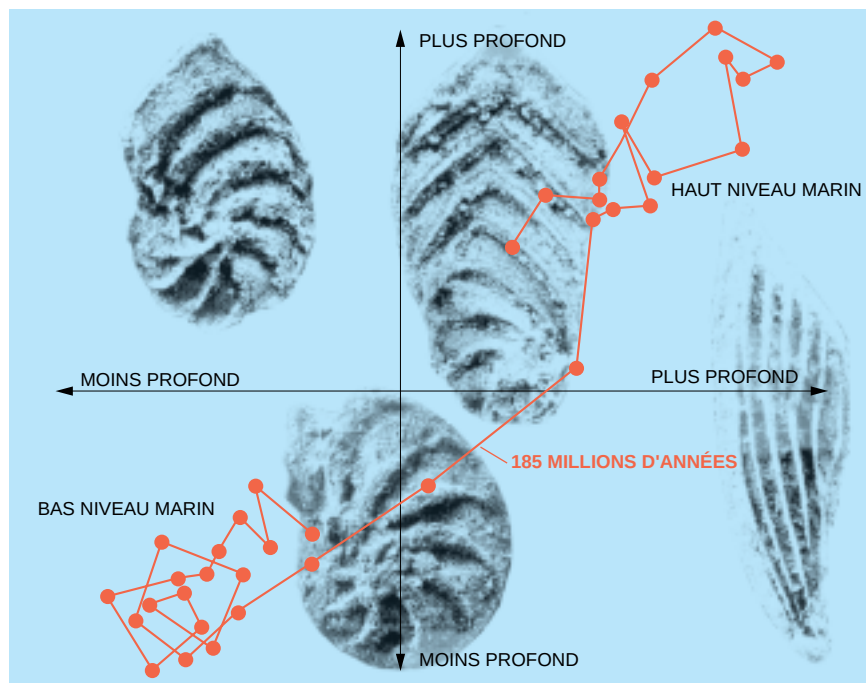
Rassembler les données à l'échelle de la planète

Les variations du niveau marin enregistrées par les sédiments sont-elles identiques sur tout le Globe ? Leurs causes sont-elles régionales ou locales, liées à des irrégularités de la surface des océans ou à des déformations de certaines plaques continentales recouvertes par les mers, ou faut-il rechercher des explications plus générales ?

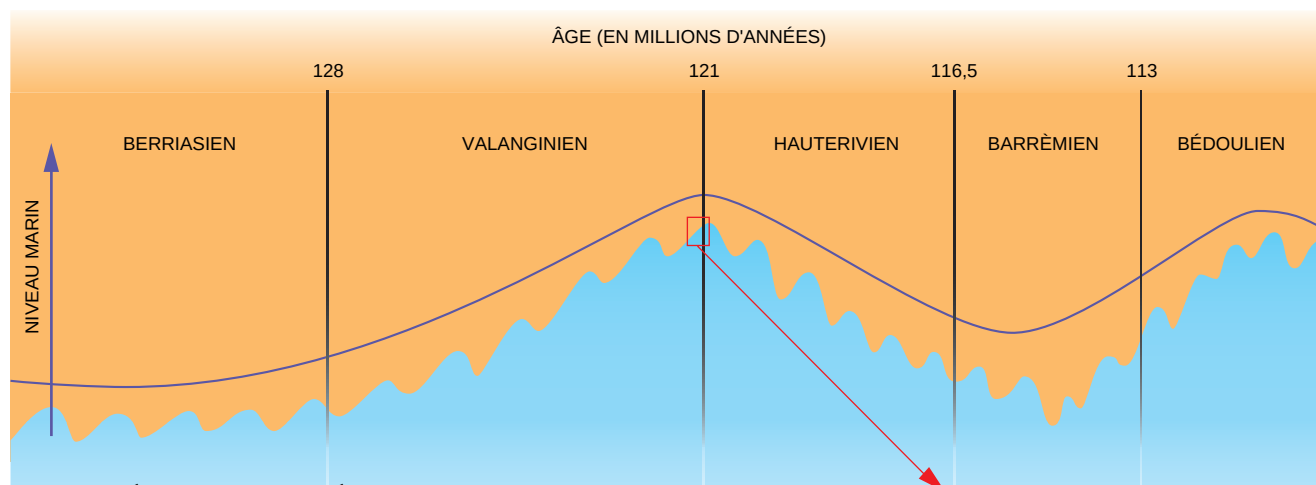
Le recensement systématique des séquences de troisième ordre est en cours de réalisation pour les 250 der-



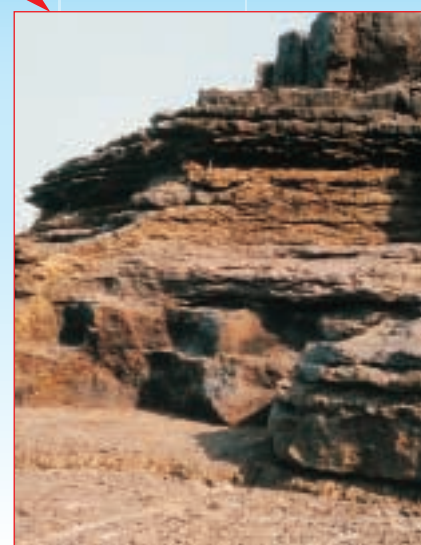
5. LES NOMBREUSES COQUILLES DE LAMELLIBRANCHES (des mollusques) qui constituent ce niveau sédimentaire, élément d'un ensemble de couches du Crétacé inférieur, indiquent qu'il s'est formé lors du maximum d'épaisseur de la tranche d'eau. La vitesse de montée du niveau marin était alors telle que les sédiments continentaux ne parvenaient plus dans la mer : seuls les restes d'animaux marins pouvaient s'accumuler.



6. LES PEUPELEMENTS DE FORAMINIFÈRES (animaux marins unicellulaires dont quelques formes sont montrées en fond) ont un comportement chaotique. Une analyse statistique a été réalisée sur des échantillons prélevés dans des couches sédimentaires du bassin d'Aquitaine datées de 185 millions d'années. Pour tracer le diagramme ci-dessus, on porte, pour chaque niveau stratigraphique, en abscisse la profondeur, déduite des associations d'espèces de foraminifères, et en ordonnée la profondeur correspondant au niveau suivant. Les points sont regroupés dans deux zones qui correspondent au haut niveau marin (en haut à droite) et au bas niveau marin (en bas à gauche). La transition entre ces deux états est rapide.



7. DES SÉQUENCES DE MONTÉE ET DE DESCENTE du niveau marin d'une durée de un million d'années environ ont été reconnues dans des couches sédimentaires du Crétacé inférieur au Portugal. Ces 25 séquences s'organisent elles-mêmes en cycles de période plus longue. L'empilement de roches (à droite) correspond à une montée du niveau marin. À la partie inférieure, les bancs calcaires de plus en plus minces sont des dépôts transgressifs, qui résultent d'une augmentation de l'épaisseur de la tranche d'eau. Au-dessus, les dépôts de haut niveau marin, aux bancs calcaires de plus en plus épais, signalent une diminution progressive de la profondeur par accumulation de sédiments.



niers millions d'années, à l'échelle de notre planète, dans tous les bassins sédimentaires et sur les marges des océans. C'est un travail de longue haleine, mais, dans plusieurs cas, on trouve, pour le même intervalle de temps, un nombre identique ou très voisin de séquences dans différentes régions du Globe. Au Crétacé inférieur, il y a entre 134 et 111 millions d'années, nous avons reconnu 25 séquences au Portugal, tandis que 26 ont été identifiées dans le Sud-Est de la France. Les deux cycles du Trias supérieur, il y a entre 215 et 212 millions d'années, observés dans les Alpes ont été retrouvés au Nord-Ouest de l'Australie. Pour les périodes dont les roches sont bien datées, tel le Jurassique dans les différents bassins sédimentaires de France et de Grande-Bretagne où les roches sont riches en ammonites, les séquences paraissent bien partout de même âge. Il semble donc que les fluctuations du niveau marin qui contrôlent l'agencement des sédiments à l'échelle du million d'années sont globales et qu'elles résultent de variations du niveau marin absolu.

Quelles sont les causes de ces variations? Deux explications sont généralement proposées. La première est la modification du volume des masses d'eau océaniques, liée à des changements climatiques qui dépendent eux-mêmes des variations cycliques de paramètres de l'orbite terrestre (l'inclinaison de l'axe de rotation de la Terre par rapport à l'axe de son orbite, l'inclinaison de l'axe de la Terre sur le plan de son orbite et l'apla-

tissement de l'orbite elliptique), mis en évidence par Milutin Milankovic dans les années 1940. Ces cycles astronomiques, aux périodes voisines de 20 000, 40 000 et 100 000 ans ont été reliés, pour le Quaternaire, aux cycles climatiques. Aux époques glaciaires, les eaux sont immobilisées dans les calottes polaires et dans les glaciers de montagnes : le niveau marin absolu baisse. Aux époques interglaciaires, les glaces fondent : le niveau marin absolu monte. Ces variations se caractérisent par une durée courte, une grande amplitude (200 à 250 mètres) et une vitesse élevée (jusqu'à un centimètre par an).

Ce contrôle astronomique a fonctionné dans les temps géologiques plus anciens, avec des périodes de durées différentes au cours des 250 derniers millions d'années, et nous connaissons plusieurs âges glaciaires dans l'histoire de la Terre. Des dépôts sédimentaires de milieu marin profond, de 130 millions d'années, portent la trace de ces cycles climatiques. Ils sont constitués de bancs de calcaires et de marnes alternés. Il est acquis que cette alternance résulte de la succession de phases froides et de phases chaudes, avec une période d'environ 20 000 ans.

Nous n'avons toutefois aucune preuve d'événements climatiques aussi importants que les grandes glaciations du Quaternaire à d'autres époques (au Secondaire par exemple), alors que les sédiments enregistrent des variations du niveau marin d'am-

plitude semblable. En outre, les fluctuations exprimées par les séquences de troisième ordre s'étendent sur des durées plus longues que les cycles de Milankovic. Les modifications du volume des eaux prises en glace n'expliquent pas, seules, ces variations à l'échelle du million d'années.

Le fond des mers se soulève

La seconde explication proposée réside dans la modification de la forme du plancher des océans. La croûte océanique se crée au milieu des océans, dans les dorsales médio-océaniques, et s'étale de part et d'autre. À mesure qu'elle refroidit, sa densité augmente et elle s'affaisse. Les dorsales médio-océaniques ressemblent ainsi à des chaînes montagneuses : plus on s'éloigne de la ligne de sortie de la croûte, plus celle-ci est froide et plus l'altitude est faible. Comme la vitesse de refroidissement, donc l'affaissement des contreforts, ne dépend que du

temps, les dorsales médio-océaniques sont plus larges si l'expansion océanique est plus rapide. À quantité d'eau océanique constante, ces gonflements des fonds sous-marins relèvent le niveau marin absolu.

Les variations de la vitesse d'expansion océanique provoquent des fluctuations du niveau marin sur de longues durées, plusieurs dizaines de millions d'années, avec de grandes amplitudes, jusqu'à 350 mètres, et à vitesse moyenne, quatre centimètres tous les 10 000 ans. Ce phénomène doit jouer un rôle fondamental pour les évolutions à long terme, des premier et deuxième ordres. En revanche, il n'est pas directement relié aux cycles du troisième ordre.

Aucune de ces explication prise isolément ne nous permet de comprendre les variations du niveau marin à l'échelle du million d'années. Nous devons en rechercher les causes dans la dynamique interne et externe de notre planète, mais les mécanismes qui résultent de tels systèmes sont complexes et interdépendants. Les climats sont sous la double influence de facteurs astronomiques et tectoniques. Les topographies créées par la tectonique des plaques conditionnent le climat, mais ce dernier modèle les formes du relief. Les changements de climat font varier le niveau marin, mais les transgressions et les régressions marines agissent sur le climat en modifiant la répartition des terres et des mers. L'accumulation des sédiments provoque l'affaissement des fonds marins, qui favorise à son tour l'accumulation des sédiments.

Le chaos mis à jour

Au total, les enregistrements sédimentaires des variations du niveau marin présentent des caractéristiques des systèmes chaotiques tels que les physiciens et les mathématiciens les décrivent : répétitions quasi périodiques, emboîtement de séquences d'échelles temporelles différentes, alternance de deux états (bas et haut niveau marin) séparés par de rapides transitions de phases (chutes brusques du niveau marin), dépendance vis-à-vis des conditions initiales (les caractéristiques d'une séquence de dépôt dépendent de la séquence précédente).

Nous avons démontré que des variations de la composition des populations de foraminifères (dont nous



8. CES EMPREINTES DE DINOSAURE se sont imprimées sur un fond marin en train de durcir, sous quelques mètres d'eau. La montée du niveau marin empêchait alors la sédimentation.

avons vu qu'elles sont liées aux variations du niveau marin) possèdent ces caractéristiques. Un traitement mathématique, réalisé avec Louis Bonnet, de l'Université Paul Sabatier, à Toulouse, montre une oscillation du système autour de deux états, qui correspondent au haut et au bas niveau marin. Une transition rapide entre ces deux états coïncide avec une régression forcée du niveau marin, dans une séquence datant de 185 millions d'années (voir la figure 6).

Il serait vain de rechercher une explication unique aux fluctuations du niveau marin et encore moins à leur expression dans les successions de roches sédimentaires. Dans le système dynamique qui contrôle le niveau absolu des mers, la modification, même faible, de l'un des paramètres provoque un changement brusque et non prédictible de ce niveau. Selon les bassins, selon les conditions sédimentaires et topographiques locales, cette variation est plus ou moins nettement enregistrée dans l'organisation séquentielle des dépôts, sur des épaisseurs différentes et avec de possibles décalages chronologiques.

Les variations du niveau marin qui rythment, aux diverses échelles, l'histoire de la Terre ont des conséquences importantes sur les reliefs et sur les climats. Aux bas niveaux marins sont associés des climats relativement

froids ; aux hauts niveaux marins, des climats plus chauds. On estime les températures passées des eaux à partir du rapport d'abondance des deux isotopes de l'oxygène, l'oxygène 18 et l'oxygène 16 (dont le noyau contient respectivement 12 et 10 neutrons, en plus des 8 protons), dans le carbonate de calcium de fossiles marins : ce rapport est d'autant plus élevé que les eaux sont plus chaudes. Ces estimations ont confirmé le lien entre la température des eaux et les cycles de deuxième ordre et, dans les rares cas déjà étudiés, de troisième ordre. Les variations du niveau marin nous incitent donc à penser qu'au-delà des cycles climatiques aux périodicités comprises entre 20 000 et 100 000 ans, il doit exister des fluctuations climatiques apériodiques de plus longues durées, de l'ordre du million et de la dizaine de millions d'années, résultant de l'interaction de facteurs astronomiques et de la dynamique terrestre interne.

Les proliférations du plancton dans les mers chaudes et largement étalées des périodes de montée des eaux produisent en quantité importante les matières organiques à l'origine des hydrocarbures. Ces phases sont en outre caractérisées par l'accumulation de sédiments fins, mal oxygénés, favorables à la préservation de cette matière organique. En revanche, les régressions, normales ou forcées, permettent l'accumulation locale de dépôts sableux qui forment ensuite des roches poreuses où migrent et sont stockés les hydrocarbures. Ainsi alternent, dans la succession des dépôts sédimentaires marins, des roches mères et des roches réservoirs d'hydrocarbures dont la localisation, la géométrie et l'âge sont finalement conditionnés par les variations du niveau marin.

Les grandes compagnies pétrolières sont, pour cette raison, particulièrement attentives aux recherches fondamentales et appliquées sur l'enregistrement par les sédiments des variations du niveau marin. L'élaboration de modèles de séquences de dépôt de troisième ordre dans les divers contextes environnementaux de notre planète et le recensement de toutes ces séquences dans les grands bassins sédimentaires fournissent des moyens efficaces pour localiser les gisements potentiels et pour améliorer le pourcentage des forages productifs.

Par ailleurs, des modifications biologiques se déroulent au rythme des séquences de troisième ordre. Outre l'augmentation brusque du taux de renouvellement des foraminifères pendant les phases de baisse et de montée du niveau marin, des phénomènes comparables ont été récemment découverts dans des groupes beaucoup plus complexes, comme les céphalopodes (le groupe des pieuvres et des calmars).

Ces changements climatiques, associés aux variations de l'épaisseur de la tranche d'eau et des étendues respectives des terres et des mers, ont des conséquences importantes sur les écosystèmes. En milieu marin, les baisses brusques des eaux isolent certaines mers, favorisent les apports trophiques d'origine continentale et diminuent les profondeurs. Dans la zone littorale, les fonds sont mieux éclairés et plus agités. À l'inverse, les montées du niveau marin en période transgressive développent les communications entre mers, modifient les tracés des courants, diminuent les arrivées de matières nutritives issues des terres voisines et augmentent l'épaisseur de l'eau entre la surface et les fonds, plus sombres et plus calmes. Les variations du niveau marin ont donc joué un rôle dans l'évolution de la vie, par leurs conséquences sur les renouvellements de la faune, par effets de stress, adaptations à de nouvelles niches écologiques et migrations de populations.

Jacques REY est professeur à l'Université Paul Sabatier, à Toulouse. René CUBAYNES est professeur agrégé au Lycée Lapeyrouse, à Albi.

P. VAIL, J.-P. COLIN, R. JAN du CHENE, J. KUCHLY, F. MEDIAVILLA et U. TRIFILLIAFF, *La stratigraphie séquentielle et son application aux corrélations chronostratigraphiques dans le Jurassique du bassin de Paris*, in *Bulletin de la Société géologique de France*, vol. 8, n° 3, pp. 1301-1321, 1987.

C. WILGUS, B. HASTINGS, C. KENDALL, H. POSAMENTIER, C. ROSS et J. VAN WAGONER, *Sea-Level Changes : an Integrated Approach*, in *Soc. Economic Paleontologists and Mineralogists*, Sp. Public, n° 42, 1988.

J. REY, L. BONNET, R. CUBAYNES, A. QAJOUN et C. RUGET, *Sequence Stratigraphy and Biological Signals : Statistical Studies of Benthic Foraminifera from Liassic Series*, in *Paleogeography Palaeoclimatology-Palaeoecology*, vol. 111, pp. 149-171, 1994.

La localisation par satellite

THOMAS HERRING

À quelques milliers de kilomètres au-dessus de nos têtes, 24 satellites permettent une localisation à un millimètre près.

Pour la phase finale de l'approche, l'avion obéissait aux ordres du pilote automatique, sans utiliser le radioguidage de l'aéroport. En orbite à plus de 20 000 kilomètres d'altitude, les satellites du système de localisation GPS (*Global Positioning System*) fournissaient à l'appareil les informations nécessaires pour se guider.

Lorsque le GPS a indiqué que le sol n'était plus qu'à une centaine de mètres sous le train d'atterrissage, l'appareil a ralenti sa descente. Puis, brusquement, l'alarme du pilote automatique s'est déclenchée : il avait perdu le contact avec un satellite. Le pilote a rapidement repris les commandes et a remis les gaz pour éviter l'écrasement.

Cet incident s'est produit lors d'un atterrissage d'essai, organisé en octobre 1994 par une équipe de l'Université Stanford qui élabore un dispositif de guidage des avions par GPS. La cause en était une erreur dans le programme du satellite GPS. Celle-ci n'avait pas été détectée plus tôt, car personne n'avait jamais demandé au GPS une précision inférieure à 100 mètres (la longueur d'un terrain de football) : il y a quelques années, personne n'imaginait que le GPS serait assez précis pour guider l'atterrissage d'un avion. En Europe, cet exercice reste interdit, même pour des essais. Pourtant beaucoup d'astuce et de travail ont permis d'augmenter les performances du réseau bien au-delà de celles qui avaient été prévues lors de la mise au point, il y a plus de 20 ans.

Le Département américain de la Défense a commencé la mise en place de ce système de localisation au milieu des années 1970, afin de guider ses navires, ses avions et ses véhicules terrestres, n'importe où dans le monde. Puis les civils ont eu accès au réseau, mais avec une précision réduite : si un ennemi avait profité des mêmes informations, l'avantage militaire aurait été nul. Des ingénieurs civils ont

toutefois contourné ces limitations : aujourd'hui n'importe qui peut obtenir une précision nettement supérieure à celle que les concepteurs du système voulaient donner.

Grâce à des récepteurs GPS portables, des plaisanciers se dirigent dans des ports embrumés et des automobilistes trouvent leur chemin dans des régions qu'ils ne connaissent pas. Le système est même utilisé pour suivre les déplacements de conteneurs dans les zones de stockage du port de Singapour, et il permet aux géologues d'enregistrer des déformations de la croûte terrestre de quelques millimètres seulement, afin de prévoir les séismes.

Dès le premier satellite

Comment obtient-on des informations aussi précises ? Examinons d'abord la brève histoire de la localisation terrestre par satellite et les principes du GPS. Peu après le lancement du satellite *Spoutnik* par l'URSS, en 1957, des ingénieurs ont imaginé de calculer la position d'un récepteur terrestre à partir des émissions radio d'un satellite de position connue. Ils envisagèrent d'abord d'utiliser le décalage Doppler engendré par le passage du satellite au-dessus du récepteur : la fréquence des signaux radio reçus augmente quand le satellite approche du récepteur, et diminue quand le satellite s'éloigne, tout comme varie la tonalité de la sirène d'une ambulance qui s'approche puis s'éloigne.

Sur ce principe, la marine américaine a mis au point le système *Transit* de localisation par satellite, dans les années 1960. Toutefois la méthode était complexe, car elle nécessitait de cou-

teux équipements électroniques afin d'enregistrer deux passages du satellite au-dessus du récepteur : la localisation n'était obtenue qu'après plus d'une heure et demie d'attente et, dans les cas les plus favorables, même après plusieurs jours de mesures, la précision n'atteignait pas le mètre. Les applications semblaient limitées.

Avant même que le premier satellite du système *Transit* ne soit lancé, le Département américain de la Défense étudiait un système plus précis, qui permettrait à un pilote de chasse de connaître instantanément sa position exacte. Au lieu d'utiliser l'effet Doppler, les ingénieurs militaires envisageaient de se fonder sur des mesures de distances effectuées par plusieurs satellites.

Théoriquement, cette méthode permet un calcul immédiat de la position. Si nous mesurons qu'un satellite est à 20 000 kilomètres de nous, par exemple, nous savons que nous sommes alors sur une sphère de 20 000 kilomètres de rayon, centrée sur le satellite. Nous pouvons calculer précisément la position de cette sphère, car les mouvements du satellite sur son orbite sont connus et stables. Si nous mesurons simultanément la distance d'un deuxième satellite, nous déterminons une deuxième sphère de positions possibles (voir la figure 1). La mesure de la distance d'un troisième satellite permet d'en connaître une troisième. Or trois sphères n'ont que deux points communs. Comme l'un de ces points n'est généralement pas une position possible (il est situé dans les profondeurs de la Terre ou dans l'espace), la mesure des distances qui nous séparent de trois satellites indiquent notre position exacte.

1. DES SATELLITES dont on connaît la position précise permettent un repérage au millimètre près, à la surface du Globe. En recevant des émissions codées de ces satellites, on détermine à quelle distance se trouvent les satellites du système. À chaque distance correspond une sphère de positions possibles, centrée sur le satellite émetteur du signal (en violet et en vert). L'intersection de trois sphères donne, en principe, une position exacte.