

Quand il est libéré au-dessous de 200 mètres de profondeur, le dioxyde de carbone stagne longtemps, car la température froide et la densité élevée de l'eau l'empêchent de se mélanger avec les eaux supérieures, plus chaudes. Par ce mécanisme de «pompe biologique», le phytoplancton extrait le dioxyde de carbone des eaux de surface et le stocke dans l'océan profond. En 2001, avec Edward Laws, de l'Université d'Hawaï, et trois membres du JGOFS, nous avons évalué à près de huit milliards de tonnes la quantité de carbone ainsi transférée dans les eaux profondes, soit 15 pour cent du carbone que le phytoplancton assimile chaque année.

En quelques centaines d'années, la quasi-totalité des nutriments relâchés en mer profonde remontent en surface en raison des courants ascendants, notamment le long des côtes, et ils y stimulent à nouveau la croissance du phytoplancton. Ce cycle assure l'équilibre de la pompe biologique : la concentration atmosphérique en dioxyde de carbone est environ 200 parties par million inférieure à ce qu'elle serait en l'absence de ce mécanisme. Cette réduction est notable étant donné que la concentration actuelle en dioxyde de carbone est d'environ 365 parties par million.

La pompe biologique

Toutefois, à l'échelle de millions d'années, la pompe biologique «fuit». Environ un demi à un pour cent des cellules mortes du phytoplancton et de la matière fécale se déposent sur les fonds marins avant d'être recyclés dans l'océan supérieur. Une partie de ce carbone est incorporé dans des roches sédimentaires, tels les schistes noirs, le plus grand réservoir de matière organique de la planète. Une toute petite partie est incorporée dans les dépôts de pétrole et de gaz naturel ; le carburant des voitures n'est rien d'autre que des restes fossilisés de phytoplancton.

Comment le carbone des schistes et des autres roches retourne-t-il dans l'atmosphère sous forme de dioxyde de carbone ? Les roches qui le contiennent s'enfoncent d'abord dans les profondeurs de la Terre, dans les zones de subduction. Là, la chaleur et la pression extrêmes font fondre les roches ; les gaz piégés sont libérés et expulsés dans l'atmosphère lors des éruptions volcaniques.

En brûlant les combustibles fossiles, on remet en circulation le carbone piégé environ un million de fois plus vite que ne le font les volcans. Comme les forêts et le phytoplancton ne peuvent absorber le dioxyde de carbone assez vite pour compenser les émissions anthropiques, les concentrations atmosphériques de ce gaz à effet de serre ont augmenté depuis le début de l'ère industrielle. La tendance au réchauffement global observée depuis une cinquantaine d'années est vraisemblablement liée à cette augmentation.

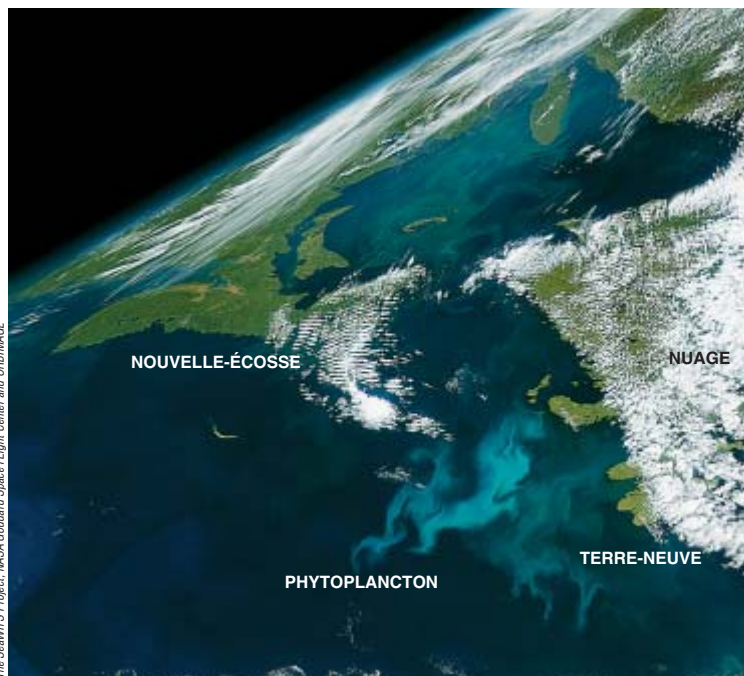
Lorsque les pouvoirs politiques ont commencé à chercher, au début des années 1990, comment limiter cette croissance, ils ont pensé aux océans, qui pourraient piéger tout le dioxyde de carbone émis par la combustion des combustibles fossiles. Plusieurs organismes de recherche publics et privés ont proposé d'accélérer artificiellement la pompe biologique afin d'accroître le stockage dans les roches : on favorise la croissance du phytoplancton, de façon à ce qu'il y ait davantage de cellules mortes qui emportent le carbone vers les profondeurs océaniques. On pourrait stimuler la croissance du phytoplancton en ajoutant des nutriments à la surface de l'océan ou favoriser l'absorption des nutriments qui ne sont pas consommés.

La fertilisation de l'océan

Jusqu'à ce que des mesures faites ces dix dernières années dévoilent la répartition des nutriments dans les océans, les biologistes ignoraient comment stimuler la croissance du phytoplancton. Parmi les deux nutriments primaires indispensables au phytoplancton – l'azote et le phosphore – on a longtemps pensé que le phosphore était le plus rare. Essentiel pour la synthèse des acides nucléiques, le phosphore se trouve exclusivement dans les minéraux phosphatés des roches continentales, et gagne l'océan uniquement par les fleuves. En revanche, le diazote est le gaz le plus abondant dans l'atmosphère terrestre et se dissout dans l'eau de mer.

Au début des années 1980, les biologistes ont réalisé qu'ils surestimaient la quantité d'azote disponible pour le phytoplancton. Le phytoplancton ne peut généralement pas utiliser le diazote pour fabriquer des protéines, tant qu'il n'est pas combiné à de l'hydrogène ou à de l'oxygène sous forme d'ions ammonium (NH_4^+), d'ions nitrite (NO_2^-) ou d'ions nitrate (NO_3^-). L'essentiel de l'azote est fixé par des bactéries et par des cyanobactéries qui le convertissent en ions ammonium, libérés dans l'eau lorsque les organismes meurent et se décomposent. Sans l'action de ces bactéries, l'azote, malgré son abondance dans les océans, est inutile pour le phytoplancton.

La croissance du phytoplancton est toujours limitée par l'azote disponible. Pour catalyser la transformation de l'azote en une forme assimilable par le phytoplancton, les bactéries utilisent une enzyme, la nitrogénase dont le fonctionnement dépend d'un autre élément, le fer. Dans les cyanobactéries, la fixation de l'azote repose sur la production d'adénosine triphosphate (ATP), un mécanisme qui



3. L'EFFLORESCENCE annuelle des phytoplanctons coccolithophores, observée par satellite, s'étend en tourbillons verdâtres sur plusieurs centaines de kilomètres carrés, dans l'océan Atlantique Nord, juste au Sud de Terre-Neuve. Ces efflorescences surviennent au printemps quand les courants font remonter les nutriments des profondeurs vers les eaux de surface, éclairées par le Soleil.

Le risque d'envahissement de l'efflorescence

Dès 1993, commencèrent les premières expériences, à petite échelle, de fertilisation en fer de l'océan. Les biologistes cherchaient à élucider la relation entre une injection de fer, l'accroissement de la photosynthèse, et l'augmentation possible de l'export de carbone vers l'océan profond (la pompe biologique devrait être plus efficace). À ce jour, la relation apport de fer–production accrue de phytoplancton est vérifiée, mais il n'existe pas d'évidence *in situ* que la pompe biologique soit plus efficace ni que la séquestration profonde du carbone soit améliorée.

Parallèlement à ces expériences *in situ*, nous avons examiné à l'aide d'un modèle mathématique simple l'impact sur l'écosystème d'une perturbation transitoire locale, sous la forme d'une injection de fer comme celle pratiquée lors des expériences de terrain. Ce modèle combine les effets du mélange par les tourbillons océaniques et la

croissance du phytoplancton. Il comporte trois éléments qui interagissent : le phytoplancton, le zooplancton et l'anomalie de la concentration en fer. Une première simulation montre que, après l'injection sur un domaine circulaire de 24 kilomètres de diamètre et sans la présence de tourbillons, l'efflorescence de phytoplancton se propage en anneaux circulaires. En présence de tourbillons, le système évolue différemment : des filaments d'efflorescence du phytoplancton se forment et remplissent peu à peu le domaine modélisé (500 kilomètres de côté). On conclut de cette étude qu'une efflorescence du phytoplancton plus étendue que prévue pourrait se produire, en mer, lors d'expériences de fertilisation par le fer.

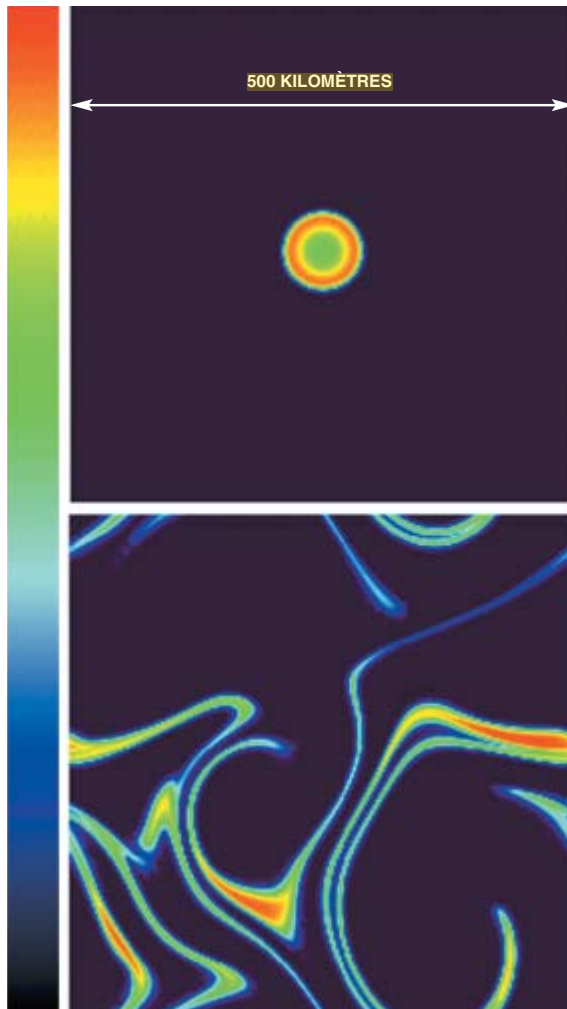
Il s'agit bien sûr d'un modèle simple qui comporte quelques hypothèses quant à la paramétrisation biogéochimique (les liens entre les concentrations de phytoplancton, de zooplancton et de fer), et quant au choix des valeurs numériques des coefficients biologiques, souvent méconnues. Nous avons conduit une analyse de sensibilité où nous avons fait varier l'ensemble des valeurs numériques des paramètres biologiques du modèle. Dans l'espace des paramètres, plusieurs domaines apparaissent : un domaine où l'efflorescence de phytoplancton ne se déclenche pas, un où les concentrations de phytoplancton deviennent oscillatoires (état d'équilibre instable), un où l'efflorescence se déclenche, mais ne se propage pas, et celui où l'efflorescence se propage par filaments.

Les valeurs numériques des paramètres dans ce dernier cas sont tout à fait raisonnables et il ne faut donc pas exclure sur le terrain des conséquences altérant notablement l'écosystème marin naturel. Notre description de l'élément fer est rudimentaire dans le modèle, puisque nous ne considérons pas les diverses formes possibles du fer en milieu océanique. L'écoulement physique considéré est lui aussi simplifié. Toutefois, il nous semble primordial de rappeler qu'une analyse détaillée de l'écosystème est un prérequis à toute « manipulation océanique » du fer (les interactions des processus biologiques, chimiques et physiques dans l'océan sont complexes et non linéaires). Ces connaissances ne semblent acquises que dans le cadre d'expériences menées à petite échelle.

L'utilisation de la fertilisation massive de l'océan par le fer pour réguler le climat semble attirer de nombreux industriels. En effet, dans le marché global du commerce des émissions de carbone et des « crédits de carbone », nombre d'entreprises se lancent dans des projets de fertilisation de grande ampleur et semblent plus concernées par le profit économique potentiel que par les conséquences à long terme sur l'équilibre du système océanique. Pourtant, comme le soulignait une océanographe américaine, Penny Chisholm, avant de décider du devenir du patrimoine commun, il faut savoir tirer les leçons de nos erreurs passées (accroissement inconsidéré de la production d'oxyde d'azote, combustion accélérée des énergies fossiles...). La fertilisation massive de l'océan aura sans nul doute des conséquences imprévisibles. La leçon est simple : la fertilisation de l'océan ne peut être maintenue sur le long terme. Alors pourquoi commencer ?

Un nouveau programme en océanographie intitulé OCEANS (analyse des écosystèmes et de la biogéochimie marins) se met en place ; son objectif est une meilleure compréhension de la sensibilité de l'océan au changement global, et une étude approfondie des cycles biogéochimiques, des réseaux trophiques marins et de leurs interactions. Dans ce programme, la connaissance de la dynamique du fer (ses sources, ses réserves, sa disponibilité et sa distribution spatiotemporelle) et de son évolution dans un climat changeant reste un enjeu majeur.

Joël SUDRE et Véronique GARÇON, Laboratoire d'études en géophysique et océanographie spatiale – CNRS, Toulouse



Modélisation de la concentration de phytoplancton dans une portion d'océan de 500 kilomètres de côté dans une zone sans tourbillons (en haut) et dans une zone tourbillonnaire (en bas). Sur l'échelle de couleurs, la concentration est nulle dans les zones sombres et maximale dans les zones orangées. Dans la zone calme, on constate, 150 jours après l'ajout du fer, une croissance homogène avec un maximum (en orange). Dans la zone avec tourbillons, « observée » 90 jours après l'addition du fer, d'immenses filaments d'efflorescence envahissent la portion d'océan modélisée.