



# LES HUMEURS DE L'OCCÉAN

Effets sur le climat  
et les ressources vivantes

Bruno Voituriez



DANS LA MÊME COLLECTION :

Costal Zone Space: Prelude to Conflict?

El Niño, Réalité et fiction

Understanding the Indian Ocean

Les désignations employées dans cette publication et la présentation du matériel adoptée ici ne sauraient être interprétées comme exprimant une prise de position du secrétariat de l'UNESCO sur le statut légal d'un pays, d'un territoire, d'une ville ou d'une région, ou de leurs autorités, non plus que sur le tracé de ses frontières. Les idées et opinions exprimées sont celles des auteurs de ce rapport et ne reflètent pas nécessairement la position officielle de l'Organisation.

Publié en 2003 par l'Organisation des Nations Unies  
pour l'éducation, la science et la culture  
7, place de Fontenoy, 75352 Paris 07 SP  
Mise en pages : Chesteroc  
Impression : Imprimerie Policrom

ISBN 92-3-203877-3

© UNESCO 2003  
*Imprimé en Espagne*

# Les humeurs de l'océan

Effets sur le climat  
et les ressources vivantes

BRUNO VOITURIEZ

# Préface

L'effet du climat sur les ressources marines vivantes est un thème qui touche aussi bien aux sciences qu'à l'économie et à la politique. C'est un sujet mondial s'il en est, dont les ramifications affectent la vie des nations et l'avenir de l'océan lui-même. Des recherches considérables ont été menées sur les liens entre le climat et la pêche, et nous sommes aujourd'hui capables de faire la part, dans certains cas, entre les effets naturels et les influences humaines. Mais nous avons besoin de perfectionner nos méthodes de compréhension, de suivi et de prévision du fonctionnement et du développement quantitatif des ressources marines vivantes. Dans ce contexte pour le moins incertain, il est indispensable d'élaborer des politiques de protection des ressources marines.

La COI, Commission océanographique intergouvernementale de l'UNESCO travaille depuis les années 60 à encourager la collecte et le partage des informations scientifiques et l'adoption d'une approche écosystémique pour la gestion des milieux marins. Des progrès notables ont été accomplis dans la construction des bases scientifiques sur lesquelles reposeront la compréhension et donc la prévision des phénomènes climatiques, comme El Niño par exemple, et la vision claire des parts respectives de l'influence humaine et des effets naturels.

Le réseau international GOOS (Global Ocean Observing System, Système mondial d'observation de l'océan) est l'outil mis au point dans ce contexte, en partenariat avec la FAO, l'OMM, le PNUE et d'autres organisations. Ce réseau mondial a pour mandat de recueillir, traiter et

développer les informations concernant les océans, à l'intention des gouvernements, de l'industrie, de la recherche et du public. Coopération, coordination et soutien mutuel sont les maîtres mots de cette démarche qui vise à donner aux différents acteurs la capacité de prendre à temps les bonnes décisions et de préserver l'environnement.

Dans la ligne d'*El Niño* qui analysait les composantes de ce phénomène climatique si commenté mais si mal connu, Bruno Voituriez s'attache à décrypter les courants de ce monde du silence et retrace l'avancée dans l'élucidation de ses énigmes au fur et à mesure des progrès de l'océanographie scientifique, benjamine des sciences de la terre. Son travail de synthèse et de vulgarisation a un sens tout particulier pour l'UNESCO qui s'attache à dépasser le niveau des spécialistes pour donner au plus grand nombre un accès à des informations sur des domaines si importants pour l'avenir de la planète.

Patricio A. Bernal  
Secrétaire exécutif  
Commission océanographique intergouvernementale

# Sommaire

- **CHAPITRE 1 Brève histoire de l'océanographie** **9**
  - L'océano-géographie
  - Naissance de l'océanographie : les grandes expéditions scientifiques nationales
  - La coopération internationale
  - De l'océanographie à l'océanologie : l'océanographie dynamique
  
- **CHAPITRE 2 Les moteurs des courants océaniques** **23**
  - L'énergie solaire
  - La rotation de la Terre et la force de Coriolis
  - Les interactions entre l'océan et l'atmosphère
  - L'hypothèse géostrophique
  - Les grandes circulations anticycloniques subtropicales
  - Les ondulations de la thermocline. Convergences, divergences
  - Les tourbillons océaniques
  
- **CHAPITRE 3 Variations océaniques, variations climatiques** **39**
  - Les variations du système climatique
  - Les agents dynamiques : l'atmosphère et l'océan
  - La variabilité interannuelle : le phénomène El Niño
  - Les fluctuations décennales : la NAO
  - Les évolutions à long terme du climat : la circulation thermohaline
  - Un nouvel acteur du climat : l'homme. L'océan et le gaz carbonique
  - Réduire les incertitudes
  
- **CHAPITRE 4 Dynamique des écosystèmes** **67**
  - La production primaire
  - Les prairies marines
  - Les facteurs limitants de la production primaire
  - Les « déserts » marins au cœur des grands tourbillons océaniques
  - Les upwellings côtiers
  - La singularité équatoriale
  - La floraison printanière : l'exemple de l'Atlantique Nord
  - La divergence antarctique et le paradoxe HNLC
  - Les ondulations de la thermocline-nutricline en milieu tropical
  - Les perturbations méso-échelle : les tourbillons, pompes à sels nutritifs

→	<b>CHAPITRE 5 Oscillations climatiques et poissons</b>	<b>91</b>
	Les ambiguïtés de la recherche halieutique	
	Les leçons de l'effondrement de la morue de Terre-Neuve	
	L'approche écosystémique	
	L'anchois, la sardine et El Niño	
	Du guano à la farine de poisson : la sardine de Californie victime de la guerre ?	
	Synchronicité des captures dans le Pacifique	
	Le saumon d'Alaska	
	L'oscillation décennale du Pacifique	
	La circulation cyclonique du golfe d'Alaska	
	Sardines, anchois et upwellings côtiers	
	Anchois et sardines du Kuroshio	
	Le hareng de l'Atlantique Nord : l'effondrement des années 60-70	
	Le hareng, la sardine et l'oscillation climatique de l'Atlantique Nord	
	Le thon rouge en Méditerranée	
	Les changements de régime	
→	<b>CHAPITRE 6 Voir, observer, mesurer, modéliser pour comprendre et prévoir</b>	<b>123</b>
	La modélisation : expérimentation et prévision	
	La modélisation de la dynamique océanique	
	L'observation « in situ » des océans	
	La révolution spatiale : l'océan global dans tous ses états	
	Vers une océanographie opérationnelle. Une expérience cruciale : GODAE (2003-2005)	
	<b>Conclusion</b>	<b>141</b>
	<b>Glossaire</b>	<b>143</b>
	<b>Pour en savoir plus</b>	<b>157</b>



# 1 Brève histoire de l'océanographie

## L'OCÉANO-GÉOGRAPHIE

Voulant donner à l'étude des océans des lettres de noblesse que, estimaient-ils, elle n'avait pas, les océanographes français, dans l'agitation de mai 1968 qui échauffa bien des esprits à travers le monde, voulurent devenir océanologues. Ils voulaient signifier par là qu'ils avaient l'ambition de comprendre l'océan et pas seulement de le décrire. Par analogie avec la géologie que l'on peut définir comme une géographie dynamique puisque, aux échelles spatiales de la géographie, elle ajoute une dimension temporelle, ils concevaient l'océanologie comme une *océanographie dynamique*. Crise identitaire d'adolescence un peu tardive qui illustre peut-être le retard qu'avait pris cette science en France : le premier ouvrage d'océanographie physique français date seulement de 1965. En 1968, *oceanography* pour les anglophones ou *okeanologia* pour les russophones, cette querelle sémantique n'avait plus guère de sens, mais l'anecdote révèle un certain complexe des océanographes d'alors dont la science était la benjamine des « géosciences » ou sciences de la planète. Qui plus est, science née de la météorologie qui elle-même avait eu bien du mal à s'imposer comme science au XIX<sup>e</sup> siècle. Auguste Comte, philosophe français pour qui le positivisme scientifique était une religion (il a écrit un *Catéchisme positiviste* en 1852), avait une telle foi en la science qu'il pensait que, de même que les mouvements des corps célestes obéissent à la loi de gravitation de Newton, les phénomènes sociaux sont eux aussi régis par des lois analogues. Pour lui, nul dans l'univers ne peut échapper aux lois de la science. C'était faire preuve d'un bel optimisme

ou d'une grande naïveté que de penser que les sociétés pouvaient se laisser enfermer dans un tel carcan déterministe. Pour Comte, si la science met de l'ordre dans l'univers, il va de soi qu'elle doit montrer l'exemple et être elle-même ordonnée. D'où son souci d'une classification logique des sciences et de leur développement qui, partant des mathématiques, conduit naturellement à la sociologie en passant par l'astronomie, la physique, la chimie et la biologie. La météorologie qui, si l'on compare les mouvements de l'atmosphère à ceux des planètes, donne, à priori, une image de grand désordre pouvait difficilement entrer dans une telle classification normative ; aussi en fut-elle exclue pour indisciplinée en quelque sorte ! On peut en déduire que, pour Comte, la météorologie faisait figure de science plus molle que la sociologie ! Cent ans plus tard, la météorologie prendra sa revanche et mettra fin à la tyrannie de la loi au sens de Comte en devenant l'archétype des systèmes dynamiques non linéaires qualifiés de chaotiques et popularisés par le météorologue Edward Lorenz et son célèbre effet « papillon ».

Et l'océan ? Son étude relevait alors encore exclusivement de la géographie. Du navigateur grec Pytheas, qui explora l'Atlantique Nord jusqu'aux confins de l'Arctique au IV<sup>e</sup> siècle avant J.-C., auteur d'une *Description de l'océan*, à l'Américain Matthew Fontaine Maury et à sa *Physical geography of the sea* (1855), la connaissance de l'océan releva de la même démarche : celle des explorateurs et des navigateurs. Il s'agissait alors à proprement parler d'océano-géographie. Leurs objectifs n'étaient pas toujours désintéressés : recherche de nouvelles richesses et de débouchés commerciaux, établissements de comptoirs et, s'il le fallait, conquêtes et colonisations, mais aussi « propagation de la foi » et, il ne faut pas le nier quand même, curiosité scientifique. L'océan était avant tout un enjeu de pouvoirs ; c'était l'affaire des marins et des navigateurs au service de puissances soucieuses d'affirmer leur pouvoir et leur souveraineté. L'histoire de Henry dit « le Navigateur », fils du roi Jean I<sup>er</sup> du Portugal, illustre bien ce mélange des genres qui, associant, dans la même caravelle, le marin, le militaire, le prêtre, le commerçant et parfois le savant, assura le succès de l'exploration et de la conquête du monde par les Européens à partir du XV<sup>e</sup> siècle. Esprit très cultivé et incontestablement curieux, mais aussi « Grand Maître de l'ordre du Christ » soucieux de combattre l'islam et de le contourner pour faire la liaison avec le mystérieux royaume du prêtre Jean en Afrique de l'Est, il organisa dans la première moitié du XV<sup>e</sup> siècle l'exploration des côtes ouest-africaines jusqu'au golfe de Guinée. Soutenu par le roi et financé par son ordre, il lui fallait quand même rentabiliser son entreprise, et le commerce et la nécessité de disposer pour ce faire de comptoirs finirent par l'emporter

sur la soif de découvertes. Pour mener à bien son entreprise, il réunit à Sagres, au cap Saint-Vincent, à la pointe du Portugal, « tous les éléments d'un véritable institut de recherche », selon l'expression de l'historien américain Daniel Boorstin dans son livre *Les découvreurs* : « Il fit venir livres et cartes ; maîtres de navires, pilotes et marins ; cartographes et fabricants d'instruments ; constructeurs, charpentiers et autres artisans, pour organiser les voyages, examiner les résultats obtenus, lancer les expéditions toujours plus avant. » Premier centre océanographique du monde occidental ? Ce serait peut-être excessif de l'affirmer mais ce fut certainement à la fois un centre d'innovation, de formation à la navigation et de capitalisation des connaissances. Coup d'envoi, pour les Européens, de l'âge d'or de la découverte du monde avec les caravelles qui y furent conçues et construites dans le port tout proche de Lagos.

Les connaissances ainsi acquises dans la « géographie des océans » au cours des expéditions qu'entreprendront le Portugal et, à sa suite, les autres pays européens ne seront pas les mieux partagées du monde. Mis à part le Vatican qui, s'il gagnait des âmes en s'associant aux conquêtes des monarchies européennes, perdait en revanche de son pouvoir sur les hommes en Europe avec la Réforme protestante et le développement de la pensée scientifique qui, l'une et l'autre, affranchissaient l'homme de sa tutelle, aucun pouvoir ne s'opposait à la diffusion des savoirs, source d'émulation entre scientifiques européens. Sauf dans le domaine de l'océanographie d'alors : la géographie des océans et les techniques de navigation qui étaient, à juste titre, considérées comme stratégiques. Cette océanographie-là ne pouvait être que nationaliste. Elle le restera dans une très large mesure jusqu'à la seconde guerre mondiale, au milieu du XX<sup>e</sup> siècle, quand les enjeux changeront de nature et que la progression des connaissances exigera une coopération internationale comme ce fut le cas une centaine d'années plus tôt pour la météorologie.

Cette océano-géographie concernait principalement la surface et ses mouvements. Pour des raisons évidentes : l'océan est opaque à l'œil humain qui doit se contenter d'admirer les reflets changeants du ciel à sa surface, et il n'était pas de toute manière vraiment nécessaire pour parcourir le monde de savoir ce qui se passe au-delà du tirant d'eau des navires. Il était en revanche nécessaire de connaître suffisamment les fonds marins et ses écueils pour éviter la fin dramatique d'un voyage en mer. D'où l'intérêt pour la troisième dimension (verticale) de l'océan qui ne concerna dans un premier temps que la navigation et la sécurité des navires : le contenant (le fond) plus que le contenu (l'eau). Il s'agissait surtout de disposer dans les régions côtières de cartes bathymétriques fiables pour éviter au maximum les risques d'échouage.

On ne parlait pas alors d'océanographie mais d'hydrographie et, stratégie oblige, les services qui en avaient la charge étaient généralement rattachés aux amirautés. Il s'agissait encore là de géographie et l'intérêt demeurait faible pour les propriétés du fluide océanique lui-même qui, après tout, n'était constitué que d'eau salée. L'ouvrage de Maury déjà évoqué, *The physical geography of the sea*, paru en 1855, clôt ce long chapitre de l'océano-géographie. Maury, officier de marine, dut à un accident de diligence qui le rendit inapte au service à la mer de devenir le responsable du Depot of Charts and Instruments de la marine américaine qui deviendra l'US Naval Observatory and Hydrographic Office. Il eut, le premier sans doute, l'idée de compiler les données des journaux de bord des navires : force et direction du vent, état de la mer, nébulosité, température, pression atmosphérique, pour publier des cartes de vents et courants (ancêtres des Pilot Charts) qui se révélèrent très utiles pour la navigation. Il publia également la première ébauche de carte bathymétrique de l'Atlantique Nord dans la perspective de la pose de câbles télégraphiques sous-marins entre les États-Unis d'Amérique et l'Europe. Il fut aussi l'initiateur de la météorologie marine et organisa à Bruxelles en 1853, sous la présidence du mathématicien belge Adolphe Quételet, la première conférence internationale de météorologie. Elle réunit dix pays et jeta les bases de l'organisation de la collecte des données météorologiques à bord des navires. Pionnier dans ce domaine, il est aussi souvent présenté comme un fondateur de l'océanographie moderne et, singulièrement, américaine. Et pourtant il fut un piètre océanographe et son ouvrage, *The physical geography of the sea*, en dépit de son succès auprès du grand public, illustre, pour revenir au propos initial, à quel point on peut être bon océano-géographe et un très contestable océanographe ou océanologue. Dans son ouvrage, en effet, Maury, qui était fort religieux, semble plus soucieux d'exalter la sagesse et la grandeur des desseins du Créateur que de faire œuvre rationnelle et fait souvent référence aux textes bibliques en guise d'explication. Cette tonalité religieuse heurta davantage les Européens que ses compatriotes qui y virent plutôt une garantie de sérieux. Œuvre pie peut-être, œuvre scientifique sans doute pas.

## **NAISSANCE DE L'OCÉANOGRAPHIE : LES GRANDES EXPÉDITIONS SCIENTIFIQUES NATIONALES**

L'océanographie n'a vraiment pris naissance que lorsque l'océan est devenu objet de science, c'est-à-dire lorsque l'on s'est intéressé au fluide qu'il est et à ce qu'il contient et pas seulement aux mouvements de sa surface et à la topographie de son réservoir à des fins de navigation. La curiosité scientifique ne faisait pas forcément défaut mais elle se heurtait à deux

écueils : difficulté technique de prélever des échantillons et de faire des mesures au sein de l'océan et nécessité de disposer d'un navire, ce qui maintenait obligatoirement l'océanographie dans le cadre de la défense des intérêts nationaux puisque seuls les gouvernements et la plupart du temps leurs amirautés étaient à même de le fournir. Les câbles télégraphiques sous-marins tiennent une grande place dans cette histoire : le premier fut posé en 1851 entre la France et la Grande-Bretagne et le premier câble transatlantique date de 1866. Cette nouvelle aventure technologique a fait prendre conscience, pour assurer le succès de la pose des câbles, de la nécessité de mieux connaître les fonds marins (topographie, sédiments, températures, courants). Ils furent même, comme collecteurs d'espèces vivantes, des auxiliaires du questionnement scientifique comme on le verra plus loin. Ils sont pour beaucoup dans le coup d'envoi donné aux explorations de l'océan profond, dont l'expédition britannique du *Challenger* fut sans doute le plus beau fleuron et qui marque symboliquement la naissance de l'océanographie. Le *Challenger*, de décembre 1872 à mai 1876, sillonna les océans Atlantique, Pacifique et Indien à la découverte de l'océan et de ses profondeurs. C'était la première fois qu'une expédition était ainsi exclusivement dédiée à l'océan en tant que tel. Au cours de cette expédition organisée à l'initiative de la Royal Society en coopération avec l'amirauté britannique qui armait le navire, le *Challenger* parcourut près de 70 000 milles nautiques (environ 130 000 kilomètres), réalisa 362 stations de mesure, 492 sondages profonds et 133 dragages. La décision britannique de financer une telle expédition résultait d'une remise en cause des idées que l'on se faisait de l'océan profond et de la vie qu'il abritait, au moment où se développait la mise en place des câbles télégraphiques sous-marins. Elle correspondait aussi à la volonté britannique d'affirmer sa suprématie dans le domaine océanique face à une concurrence annoncée : un des arguments avancés par Sir Charles Wyvill Thomson, responsable scientifique du projet, fut en effet que l'Allemagne, la Suède et les États-Unis d'Amérique préparaient des expéditions pour l'exploration de l'océan profond et que le gouvernement britannique se devait de réagir à cette concurrence étrangère. L'expédition du *Challenger* pour l'Angleterre victorienne fut sans doute comparable à ce que fut cent ans plus tard le programme Apollo de conquête de la Lune pour les États-Unis concurrencés dans l'espace par l'Union soviétique. Ce fut un succès océanographique.

Faute d'observations, on ne savait alors pratiquement rien sur la nature des fonds et les propriétés des couches profondes de l'océan. On connaissait sans doute mieux la Lune au démarrage du projet Apollo qu'on

ne connaissait l'océan profond lors de l'appareillage du *Challenger* en décembre 1872. On savait, grâce à quelques mesures assez peu précises, que la température diminuait avec la profondeur et l'on pensait que la température mesurée ne pouvait être inférieure à 4°C, qui correspond au maximum de densité de l'eau, négligeant que, sous l'effet de la pression et donc de la profondeur, de l'eau à moins de 4°C pouvait être plus dense que de l'eau à 4°C à la pression atmosphérique. Et de fait le *Challenger* mesura des températures aussi basses que 0,2°C dans les eaux profondes à proximité de Fernando de Noronha dans l'Atlantique équatorial. On savait l'eau de mer salée et le chimiste français Antoine Lavoisier, à la fin du XVIII<sup>e</sup> siècle, avait montré que cette salure était surtout due au chlorure de sodium. À partir des échantillons prélevés par le *Challenger*, William Dittmar, poussant beaucoup plus loin l'analyse chimique, montra que 99 % des sels dissous dans l'eau de mer étaient faits de sept éléments majeurs : sodium, calcium, magnésium, potassium, chlorure, bromure et sulfate, et que leur abondance relative était constante. Résultat fondamental, puisqu'il suffit de mesurer l'un d'entre eux pour connaître tous les autres et donc la salinité totale et finalement la densité d'un échantillon d'eau de mer. Le Danois Martin Knudsen, en 1901, put ainsi établir une équation d'état de l'eau de mer permettant de passer directement de la mesure du chlore (chlorinité), l'élément le plus abondant et le plus facile à mesurer chimiquement, à la densité. Méthode qui sera universellement utilisée pour mesurer la densité de l'eau de mer, paramètre essentiel de la dynamique des océans, jusqu'à ce qu'à partir des années 60 elle cède la place à des mesures directes, sans aucune manipulation, de la conductivité des échantillons.

L'équipe scientifique du *Challenger* était composée pour l'essentiel de biologistes soucieux de découvrir ce qu'il en était de la vie marine dans les profondeurs. Quelques années avant l'expédition, le biologiste britannique Edward Forbes avait émis l'hypothèse que, dans l'océan, il n'y avait plus de vie au-delà de 500 mètres, hypothèse dite azoïque. Son raisonnement était simple : recensant les espèces récoltées par dragage sur des fonds qui ne dépassaient pas quelques centaines de mètres, il avait noté que le nombre d'espèces et d'individus diminuait à peu près linéairement avec la profondeur. Par extrapolation, il en déduisit que, à partir d'une certaine profondeur évaluée par lui à 500 mètres, il ne devait plus y avoir de vie du tout. Quelques observations antérieures isolées avaient déjà montré qu'on trouvait de la vie bien au-delà de 500 mètres et, en 1861, un câble télégraphique installé entre la Sardaigne et l'Afrique par 1 500 mètres de fond et remonté couvert d'invertébrés jetait un doute sérieux sur cette

hypothèse azoïque. Cependant il restait un doute tant que l'on n'avait pas atteint les plus extrêmes profondeurs. Il fallut se rendre à l'évidence : de la surface aux plus grandes profondeurs sondées (8 000 mètres dans la fosse des Mariannes aux Philippines), partout la vie était présente ; l'océan profond n'était pas un océan fossile et sans vie.

Une autre énigme scientifique trouva son épilogue avec le *Challenger* : celle du *Bathybius* qui excitait beaucoup les esprits alors que Charles Darwin, en publiant son œuvre magistrale *De l'origine des espèces* en 1859, imposait la théorie de l'évolution. À la même époque, pour préparer la pose du premier câble télégraphique transatlantique, le *H.M.S. Cyclops* fit une campagne de sondages et de dragages dans l'Atlantique. Il en ramena une sorte de substance gélatineuse que, le Britannique Thomas Huxley, très enthousiaste promoteur des idées darwiniennes, identifia comme une forme très primitive de la vie et qu'il appela *Bathybius* : une sorte de protoplasme né de la soupe primordiale que constituait, selon lui, le limon des fonds marins. Cette découverte venait à point nommé pour conforter l'idée des darwiniens, sinon de Darwin lui-même, de la continuité de l'évolution cosmique, du monde minéral vers la matière organique et le vivant. On tenait avec le *Bathybius* l'origine de la vie. Exactement comme cent ans plus tard, en 1953, l'expérience d'Urey et Miller, qui synthétisèrent en laboratoire de la matière organique à partir d'une reconstitution de ce que l'on pensait être la composition de l'atmosphère de la terre primitive, « vérifiait » l'hypothèse de J.B.S Haldane et A.I. Oparine émise en 1920. L'idée était séduisante et l'on comprend aisément l'engouement qu'elle suscita dans les milieux scientifiques. John Buchanan, le chimiste du *Challenger*, la réduisit à néant en montrant que cette substance n'était qu'un précipité de sulfate de calcium provoqué par le mélange de l'eau de mer avec l'alcool utilisé pour la préservation des échantillons.

Un pas décisif avait été franchi, qui levait les mystères de l'océan profond. Évidemment, les quelques centaines de stations, sondages, dragages peuvent maintenant paraître peu de choses à l'échelle de l'océan mondial et ils étaient très insuffisants pour une description complète de l'océan. La répartition des stations à travers tout l'océan compensait pourtant leur faible densité spatiale. Il était devenu clair que la vie était partout présente dans l'océan, de la surface au fond, et que les couches profondes hétérogènes en température et salinité n'étaient pas inertes. On n'avait pas mesuré directement les courants profonds, mais on avait définitivement pris conscience que les différences de températures mesurées d'un endroit à l'autre dans les couches profondes ne pouvaient s'expliquer que par des mouvements des masses d'eau. Restait maintenant à entrer

dans les détails : c'est-à-dire à multiplier mesures et observations dans les trois dimensions de la totalité de l'océan. La compétition était ouverte et les expéditions allaient se multiplier. Compétition souvent alimentée par des arrière-pensées politiques. Si les navires de ces expéditions n'étaient pas toujours des canonnières, ils étaient souvent les porte-drapeaux plus présentables de la puissance coloniale. On peut avoir ainsi, dans le droit fil de la période des grandes explorations précédentes dite océanogéographique, une lecture purement politique de l'histoire de l'océanographie de cette période. C'est celle qu'a proposée non sans arguments l'Allemand Matthias Tomczak Jr. dans une revue des grandes expéditions océanographiques depuis celle du *Challenger* présentée au troisième Congrès international de l'histoire de l'océanographie à Woods Hole (Massachusetts) en 1980. La Grande-Bretagne, première puissance coloniale, n'avait sans doute pas besoin de se dissimuler derrière l'expédition du *Challenger* pour assouvir ses appétits territoriaux ; mais l'éclat d'une telle expédition sans précédent lui permettait d'affirmer sa suprématie sur les océans. Les autres puissances ne pouvaient se permettre un tel luxe sauf, peut-être, à son échelle, le prince Albert de Monaco qui, entre 1885 et 1914, put armer ses propres navires pour explorer les mers sans esprit de conquête. Ainsi mêlèrent-elles très souvent, dans leurs expéditions, exploration scientifique et politique coloniale, pour le plus grand bien de l'océanographie qui, s'il n'y avait eu cet aiguillon nationaliste, n'aurait sans doute jamais eu autrement les moyens navigants indispensables. Cela excluait malheureusement la coopération internationale qui, on le comprend aisément face à l'immensité de l'océan, finira par s'avérer indispensable et s'imposer ; mais il faudra attendre 1957-1958 et l'Année géophysique internationale qui marque une révolution dans l'étude scientifique de la planète.

**LA COOPÉRATION INTERNATIONALE : DE L'ANNÉE GÉOPHYSIQUE INTERNATIONALE AU PROGRAMME MONDIAL DE RECHERCHE SUR LE CLIMAT ET AU PROGRAMME INTERNATIONAL GÉOSPHERE-BIOSPHERE**

L'Année géophysique internationale qui s'étendit sur dix-huit mois, de juillet 1957 à décembre 1958, avait pour objectif l'étude globale de la Terre dans toutes ses composantes : terre solide, atmosphère, océan, cryosphère. La date fut choisie car elle correspondait à une période de maximum d'activité solaire. Initialement conçue comme la troisième Année polaire internationale après celles de 1882-1883 et de 1932-1933, elle fit encore



une large place aux régions polaires et notamment à l'Antarctique. Près de 70 pays y participèrent. Elle profita des avancées technologiques de la seconde guerre mondiale : les fusées pour explorer la haute atmosphère, les sondeurs pour l'exploration des fonds marins et les satellites. Les premiers satellites, Spoutnik (russe) lancé en octobre 1957 et Explorer (américain) en janvier 1958, ne l'ont évidemment pas été pour les besoins de l'Année géophysique internationale (on était en pleine compétition russo-américaine de guerre froide) mais, coïncidence heureuse, c'est à eux que l'on doit les premières découvertes scientifiques de l'ère spatiale qui s'ouvrait : la découverte de la ceinture de Van Allen dans la très haute atmosphère (quelques centaines de kilomètres). On doit à l'Année géophysique internationale la preuve de l'existence des grandes rides médio-océaniques qui enserrent le globe et qui seront expliquées plus tard par la tectonique des plaques. Cette année fut aussi l'occasion de déployer à travers la planète des observatoires dont la très célèbre station de mesure du gaz carbonique de l'atmosphère que l'Américain Charles D. Keeling installa sur le Mona Loa à Hawaii et qui permit de détecter et de suivre l'augmentation spectaculaire de la concentration de ce gaz à effet de serre. Sur le plan politique, elle inspira le Traité de l'Antarctique pour préserver ce continent de toute tentative d'utilisation militaire ou à des fins d'exploitation. Le traité sera signé par 12 États le 1<sup>er</sup> décembre 1959. Pour l'océanographie, ce fut son entrée officielle dans le club des sciences géophysiques. On passa pour la première fois de campagnes nationales indépendantes à un seul navire à un vaste programme multinationaux concerté, coordonné et synchronisé internationalement. Cet effort de coordination fut particulièrement marqué dans l'Atlantique où cinq navires firent simultanément une vingtaine de sections transatlantiques de 48° N à 48° S. Il concerna aussi le Pacifique Nord et le Pacifique intertropical. Résultat particulièrement notable : la découverte de l'ampleur du phénomène El Niño. Alors qu'il était jusque-là perçu comme un phénomène confiné aux côtes du Pérou, on découvrit que c'était une perturbation océanographique et climatique majeure à l'échelle du Pacifique tout entier. L'Année géophysique internationale fut aussi le prélude à la création en 1960 de la Commission océanographique intergouvernementale (COI) au sein de l'UNESCO, qui allait être par la suite le lieu de la concertation internationale pour la mise en œuvre des programmes internationaux d'océanographie. Ils n'allèrent pas cesser de se développer pour faire face aux défis que sont la prévision du climat et les interrogations que pose l'augmentation manifeste de la concentration

atmosphérique des gaz à effet de serre. Cela à travers deux programmes globaux et qui vont au-delà de l'océanographie : le Programme mondial de recherche sur le climat (PMRC) et le Programme international géosphère-biosphère (PIGB). Le premier (PMRC) est entièrement consacré au système physique que constitue le système climatique, pour le comprendre et le prévoir. Le second, lui, cherche à comprendre le système Terre pour évaluer l'impact que pourrait avoir un changement global du climat. Au-delà de la physique, il se soucie de l'ensemble des processus biogéochimiques qui y sont à l'œuvre, du fonctionnement et de la dynamique des écosystèmes. Ces programmes mobilisent maintenant l'essentiel des forces de recherche océanographique dans le monde. Le panorama ne serait pas complet si l'on négligeait celui qui est devenu aujourd'hui un acteur majeur des changements en cours et qui en sera peut-être demain la principale victime : l'homme. Un programme international lui est aussi consacré : Human Dimension of Global Environmental Change.

#### **DE L'Océanographie À L'Océanologie : L'Océanographie Dynamique**

De la description des propriétés physiques, chimiques et biologiques de l'océan amorcée par le *Challenger* à sa compréhension, il y avait encore un pas à franchir : connaître ses mouvements qui contrôlent et régissent la répartition de toutes ces propriétés. Au fur et à mesure des développements de la navigation, les marins eurent tôt fait de connaître et d'appivoiser les courants de surface. Ainsi l'explorateur espagnol J. Ponce de León, « découvreur » de la Floride, fut-il aussi le découvreur du Gulf Stream dont Benjamin Franklin réalisa la première carte en 1777 à partir des renseignements fournis par les navires qui faisaient la navette entre la Grande-Bretagne et ses colonies d'Amérique. Travail systématisé par Maury dans l'Atlantique. Mais que se passait-il sous la surface ? On ne disposait pour s'en faire une idée que des mesures de température dans les couches profondes de l'océan. Les premières mesures rapportées sont, semble-t-il, celles effectuées en 1751, dans l'Atlantique, par le capitaine, Henry Ellis, d'un navire négrier britannique avec des moyens rudimentaires. Elles apportèrent la preuve que, même dans les régions tropicales où la température atteignait en surface 29 °C, la température de l'eau diminuait régulièrement et fortement avec la profondeur. Il fallait trouver une origine à cette eau froide. On trouve naturellement les eaux les plus froides dans les régions polaires. Aussi, dès 1791, le physicien américano-britannique Benjamin Rumford suggéra-t-il que, dans ces régions, les eaux refroidies

en surface pouvaient acquérir une densité supérieure à celle des eaux sous-jacentes et descendre et s'étaler en profondeur. Le Français François Arago alla plus loin en fermant la boucle : pour lui, l'écoulement des eaux froides en profondeur, des régions polaires vers l'équateur, doit être compensé en surface par un mouvement inverse, de l'équateur vers les pôles, et le Gulf Stream en est une manifestation tangible. Schéma conceptuellement exact mais qui, bien évidemment, se complexifiera au fur et à mesure que les mesures de température se multiplieront et deviendront plus précises grâce à l'emploi de thermomètres à minima d'abord puis à renversement qui permettront rapidement des mesures dépassant le centième de degré. La répartition des températures dans les couches profondes montrera que les courants profonds ne pouvaient se réduire aux cellules méridiennes d'Arago entre les pôles et l'équateur, et qu'ils suivaient des chemins beaucoup plus tortueux. La caractérisation des couches profondes par leurs propriétés (température, salinité) ne peut malheureusement donner qu'une image qualitative de la circulation océanique. On est encore dans le descriptif et non dans le quantitatif, et donc dans la dynamique. L'idée qui vient à l'esprit immédiatement est de mesurer les courants. Les premières mesures furent faites en 1885 par l'Américain John Pillsbury, dans le Gulf Stream naturellement, ce courant si caractéristique, véritable don du ciel pour comprendre la dynamique des océans, tester les méthodes de mesure et la validité des modèles numériques de circulation océanique. Les mesures furent faites à partir d'un navire resté au mouillage pendant plusieurs mois. Les « courantomètres » étaient et sont encore une transposition au milieu marin des anémomètres utilisés pour la mesure du vent : une dérive qui s'oriente dans la direction du courant, un compas qui donne la direction et un rotor dont le nombre de tours sera d'autant plus grand que la vitesse du courant sera grande. S'il est assez facile de mesurer le vent à partir de la terre ferme, il n'en va pas de même pour la mesure du courant à partir d'une plate-forme aussi peu stable qu'un navire, même s'il est au mouillage, comme c'était le cas lors de l'expérience de Pillsbury. Aussi les mesures directes de courants, peu fiables, ont-elles assez peu contribué à la naissance de l'océanographie dynamique. Le Norvégien Harold U.Sverdrup, un des pères de l'océanographie dynamique et auteur avec Martin Johnson et Richard Fleming, en 1942, du premier traité complet d'océanographie, *The oceans, their physics, chemistry and general biology*, disait que le nombre de courantomètres dépassait le nombre de mesures utiles. Pour avoir de bonnes mesures de courants, il fallait prendre appui sur la seule plate-forme stable accessible : le fond des océans, et

déployer les courantomètres le long de lignes mouillées sur le fond. Technologie lourde et complexe qui ne sera vraiment mise en œuvre avec succès qu'à partir des années 60. Le développement des techniques satellitaires d'observation, de localisation et de transmission de données conduira ensuite, nous le verrons, au déploiement, en surface et en profondeur, de milliers de flotteurs que l'on peut suivre à la trace dans leurs migrations au gré des courants. Nouvelle révolution océanographique qui ouvre la voie à une océanographie aussi opérationnelle que l'est la météorologie.

Comme on le voit, l'approche expérimentale par mesure directe de la circulation océanique est récente. Heureusement, il ne fallut pas attendre aussi longtemps pour progresser dans la connaissance de la dynamique océanique. L'insuffisance de mesures est parfois féconde lorsqu'elle stimule l'imagination, la réflexion et les développements théoriques. On dispose rarement du jeu de données ou d'observations idéal pour comprendre un phénomène naturel. Il est tentant et souvent intellectuellement plus confortable de courir perpétuellement après les données « manquantes » qui expliqueraient tout, plutôt que de faire l'effort d'intégrer les données et connaissances acquises dans un système conceptuel ou théorique cohérent. C'est l'effort qu'ont fait les Scandinaves dont la recherche océanographique était peut-être plus désintéressée ou, au moins, débarrassée de toute préoccupation coloniale qui poussait les autres nations européennes à la surenchère sur le terrain. Deux exemples pour illustrer le propos : le transport d'Ekman et la méthode géostrophique.

#### LE « FRAM » ET LA DÉRIVE DES GLACES DANS L'ARCTIQUE

Le Norvégien Fridtjof Nansen (qui fut le premier à traverser la calotte glaciaire du Groenland d'est en ouest en 1888 et fut aussi en 1922 prix Nobel pour la paix pour son action en faveur des réfugiés à la Société des Nations) avait observé que les glaces de la banquise arctique dérivait de la Sibérie vers le Spitzberg. Pour étudier cette dérive et, pourquoi pas, atteindre ainsi le pôle Nord, il fit construire un navire, le *Fram*, spécialement conçu pour se laisser prendre dans la banquise et dériver avec elle. Au cours de cette mémorable expédition qui fut un succès, même si elle n'atteignit pas le Pôle, Nansen observa que la dérive des glaces, et donc le courant, ne suivait pas la direction du vent comme le simple bon sens le laisserait supposer mais qu'elle faisait un angle d'environ 45° avec celui-ci. Nansen posa le problème au physicien et météorologiste norvégien Wilhelm Bjerknes que l'on peut considérer, par son activité personnelle

ou par celle des étudiants qu'il orienta, comme le fondateur de la dynamique océanique. Il confia justement le problème au jeune Suédois Walfrid Ekman qui publia la solution en 1902, en considérant l'équilibre entre la force d'entraînement du vent à la surface et la force dite de Coriolis due à la rotation de la Terre. C'était la première théorie dynamique de la génération des courants par le vent (voir chapitre 2).

#### LA MÉTHODE GÉOSTROPHIQUE

Bjerknes, encore lui, établit en 1898 une méthode dite géostrophique (voir chapitre 2) de calcul du vent dans les couches atmosphériques à partir simplement de la répartition du champ de pression atmosphérique. L'atmosphère et l'océan sont deux fluides. Ils ont des caractéristiques très différentes, notamment la viscosité, qui font qu'ils évoluent à des échelles de temps et d'espace très différentes également. Mais ils sont fondamentalement soumis aux mêmes lois dynamiques. Aussi était-il logique de penser que la méthode mise au point par Bjerknes pour l'atmosphère pouvait être adaptée à l'océan. C'est ce que firent avec succès en 1909 les Norvégiens Björn Helland-Hansen et J. Sandström. Avec cette méthode, on peut déduire les courants marins de la distribution de la densité de l'eau de mer, densité que l'on calcule aisément à partir des simples mesures de température et de salinité. La validité de la méthode fut testée par l'Allemand Wüst en 1924, qui compara les mesures de Pillsbury dans le Gulf Stream au courant calculé suivant la méthode géostrophique, à partir des nombreuses mesures de température et de salinité faites dans le Gulf Stream. La méthode, on le verra plus loin, repose sur des hypothèses simplificatrices et ne peut rendre compte de la variabilité des courants, mais elle permet d'en avoir une image quantitative sans qu'il soit nécessaire de les mesurer directement.

Ainsi naquit l'océanographie dynamique sans laquelle on ne saurait parler d'océanologie. C'est en effet la dynamique océanique qui contrôle la distribution des caractéristiques physiques et chimiques de l'océan et donc tout à la fois l'évolution et la variabilité du climat et aussi celles de la production biologique océanique. L'homme ne vit pas dans l'océan et, sauf en conteneurs, il n'y vivra jamais en dépit des efforts sans doute méritoires mais parfaitement illusoire de quelques plongeurs qui voudraient rivaliser avec les poissons. L'homme est naturellement plus sensible à la variabilité de l'atmosphère dans laquelle il vit : il en ressent directement par ses sens et en temps réel tous les caprices. De l'océan, il n'a spontanément qu'une connaissance superficielle, au sens propre du

terme, lorsqu'il navigue. Il ne perçoit pas qu'en amont c'est pour une large part l'océan et sa dynamique, relayés par l'atmosphère, qui font la pluie et le beau temps ; eux aussi qui déterminent la fertilité plus ou moins grande des écosystèmes marins et donc l'abondance des ressources exploitables.

C'est ce rôle essentiel de la dynamique océanique que ce livre voudrait expliquer et illustrer pour bien en comprendre les enjeux et faire prendre conscience de la nécessité de mettre rapidement en œuvre des systèmes opérationnels d'observation et de modélisation de la dynamique océanique analogues à ceux qui existent depuis bien longtemps pour les besoins de la prévision météorologique.

## 2 Les moteurs des courants océaniques

À la question « à quoi sont dus les courants marins ? », on peut répondre très simplement : « à l'énergie reçue du Soleil et à la rotation de la Terre ».

### **L'ÉNERGIE SOLAIRE**

Tout mouvement suppose une source d'énergie. Sur Terre, le pourvoyeur quasi exclusif d'énergie est le Soleil. L'énergie qu'il dispense est très inégalement répartie à la surface de la Terre : minimale dans les régions polaires, elle est maximale à l'équateur. De plus, du fait de l'inclinaison de l'axe de rotation de la Terre par rapport à son plan de rotation autour du Soleil, l'énergie reçue en un point quelconque de la Terre varie saisonnièrement. C'est cette distribution différentielle, dans l'espace et dans le temps, qui met en mouvement l'atmosphère et l'océan. On peut faire l'analogie avec le chauffage central qui part du principe, connu depuis des siècles et mis en œuvre par les Romains, que, dans le champ de pesanteur, un fluide chauffé, moins dense, aura tendance à s'élever alors qu'à l'inverse un fluide refroidi ne pourra que redescendre. C'est la convection naturelle. Ainsi la chaudière située au bas d'un immeuble suffit-elle à alimenter tous les radiateurs : dans son circuit, l'eau chaude qui monte se refroidit progressivement pour atteindre son point le plus froid au sommet de l'installation où elle ne peut que redescendre par gravité vers la chaudière où elle récupérera les calories perdues et repartira pour un nouveau tour. Pour accélérer les échanges thermiques et améliorer le rendement du chauffage, on stimule généralement le système avec un accélérateur ; on

parle alors de circulation forcée. Les montgolfières, véritables bulles d'air chaud qui montent dans un environnement plus froid, sont aussi une illustration de ce principe. Ainsi fonctionne aussi la machine thermique planétaire. Mais, à la différence du système de chauffage central, la machine planétaire de redistribution de l'énergie solaire fonctionne avec deux fluides différents qui ne cessent d'interagir entre eux, qui obéissent globalement aux mêmes lois de la dynamique, mais qui ont des propriétés physiques très différentes : l'atmosphère et l'océan. Dans l'atmosphère, globalement, l'air chaud monte à l'équateur et l'air froid redescend dans les régions polaires, amorçant la pompe atmosphérique qui transporte de la chaleur de l'équateur vers les pôles. Symétriquement, la pompe océanique est amorcée par la plongée des eaux océaniques de surface refroidies dans les régions polaires et qui, en profondeur, feront retour vers l'équateur. C'est ce que l'on appelle la circulation thermohaline.

#### **LA ROTATION DE LA TERRE ET LA FORCE DE CORIOLIS**

Tout le monde peut le constater tous les jours : les mouvements de l'atmosphère pas plus que ceux de l'océan ne se font exclusivement dans un sens méridien des pôles vers l'équateur ou réciproquement comme le laisse supposer le paragraphe précédent. Le schéma se trouve compliqué du fait de la rotation de la Terre sur elle-même qui se manifeste comme si une force s'appliquait à tout corps en mouvement sur la Terre. Aucun indice n'alerte nos sens de cette rotation qui nous entraîne pourtant à 1 700 kilomètres à l'heure. Lorsque nous nous déplaçons, même en courant, nous ne ressentons aucune force pernicieuse qui nous entraînerait sur notre droite dans l'hémisphère Nord ou vers la gauche si nous sommes dans l'hémisphère Sud. Et pourtant, insensible à cette échelle, une telle force existe. On a montré son existence en même temps qu'était démontrée expérimentalement la rotation de la Terre sur elle-même. Si Copernic a publié en 1542 sa conception d'un système faisant de la Terre une simple toupie tournant autour du Soleil, il a fallu attendre 1851 pour vérifier expérimentalement la rotation de la Terre sur elle-même. C'est l'expérience réalisée par Léon Foucault au Panthéon à Paris. Il suspendit à un fil de 67 mètres de longueur sous le dôme du Panthéon un pendule de 28 kilos qu'il fit osciller. Il constata alors que le plan d'oscillation du pendule, qui, grâce à un stylet, inscrivait sa trajectoire sur du sable, n'était pas fixe : il effectuait un tour complet dans le sens des aiguilles d'une montre en trente-deux heures. En réalité, c'est le plan du pendule qui est fixe par rapport aux étoiles et c'est la Terre qui en fait tourne autour du pendule ; mais, dans le repère terrestre qui nous est



familier, tout se passe comme si une force entraînait le plan du pendule vers la droite. C'est la force de Coriolis qui se manifeste sur tout corps en mouvement sur un solide en rotation. Elle est dirigée vers la droite du mouvement dans l'hémisphère Nord et vers la gauche dans l'hémisphère Sud. Maximale aux pôles, elle diminue avec la latitude et s'annule à l'équateur. C'est elle qui, appliquée à l'atmosphère et à l'océan, fait que leurs mouvements ne sont pas linéaires, mais s'organisent toujours en tourbillons d'échelles variées : anticyclones, dépressions, cyclones, etc.

### **LES INTERACTIONS ENTRE L'OcéAN ET L'ATMOSPHÈRE**

L'atmosphère et l'océan ainsi mis en mouvement n'évoluent pas indépendamment l'un de l'autre, ils échangent sans cesse de l'énergie sous des formes mécanique et thermodynamique qui interviennent dans leurs mouvements respectifs : on dit qu'ils forment un système couplé.

#### **ÉCHANGES D'ÉNERGIE MÉCANIQUE :**

##### **DIALOGUE DU VENT AVEC LA MER, LA THÉORIE D'EKMAN**

Le vent ne se contente pas de faire des vagues à la surface de la mer : il est un moteur des courants marins en surface. Si l'on compare la carte des courants océaniques de surface à celle des vents dominants, on constate qu'il y a une excellente correspondance : la géométrie des grands courants océaniques est une image assez fidèle de la circulation atmosphérique globale. Ainsi les alizés qui soufflent régulièrement d'est en ouest dans les régions subtropicales pour le plus grand bonheur des navigateurs entraînent-ils les courants équatoriaux Nord et Sud. Et, dans les régions tempérées subpolaires, aux vents d'ouest dominants correspond un courant de dérive qui prolonge vers l'est les courants chauds du Gulf Stream dans l'Atlantique et du Kuroshio dans le Pacifique Nord (figure 1). On a vu pourtant que Nansen avait été surpris de constater que la glace de mer ne se déplaçait pas exactement dans le lit du vent mais faisait avec lui un angle pouvant atteindre 45°. Ekman formula une théorie explicative en faisant l'hypothèse que la force d'entraînement du vent en surface était en équilibre avec la force de Coriolis et en prenant en compte la viscosité de l'océan, c'est-à-dire les frottements des couches d'eau les unes sur les autres. Il montra que, dans ce schéma simple, le courant de surface faisait un angle de 45° avec la direction du vent, que cet angle croissait avec la profondeur, faisant une sorte de spirale dite spirale d'Ekman et qu'enfin l'intensité du courant diminuait exponentiellement avec la profondeur, définissant une couche dite d'Ekman de quelques dizaines de mètres qui limite la couche

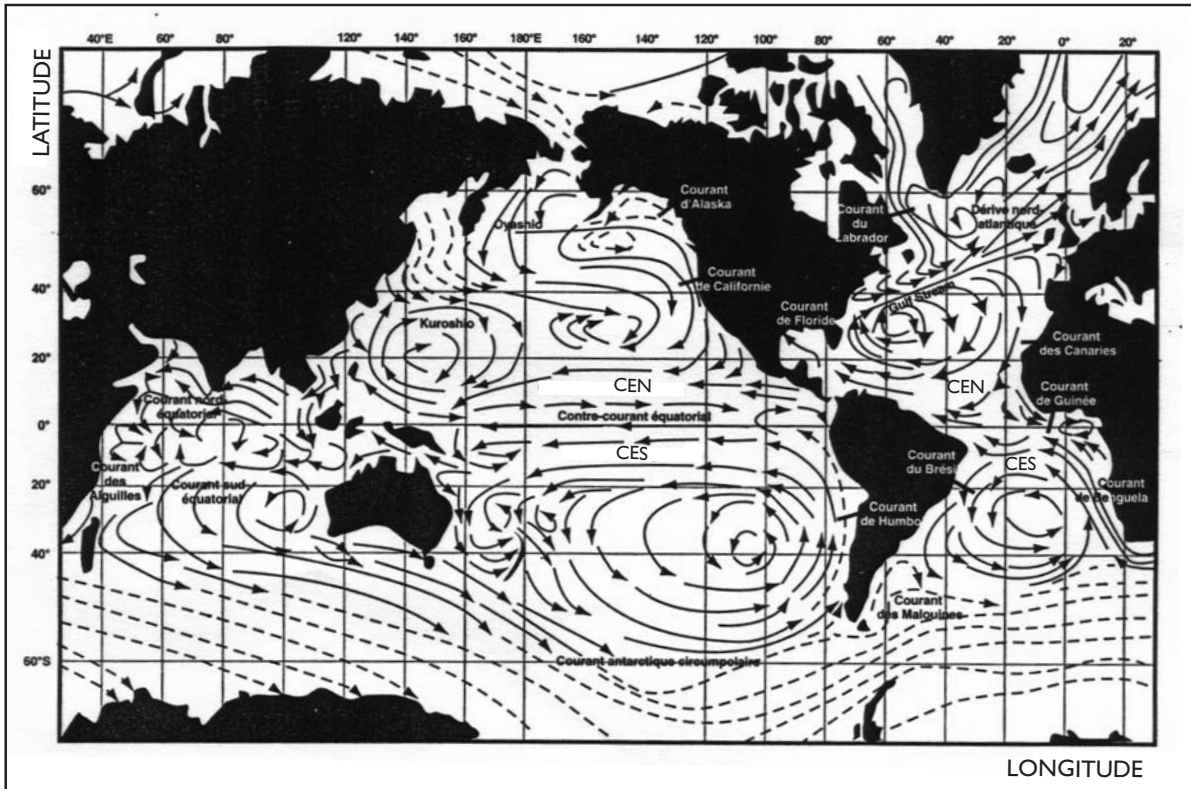


Figure 1  
**Carte des principaux courants océaniques de surface.**  
 CEN : courant équatorial Nord  
 CES : courant équatorial Sud  
 Source : Ocean circulation, The Open University/Pergamon Press, 1989.

de surface soumise à l'action du vent. Le schéma d'Ekman s'applique à toutes les échelles et nous verrons par la suite le rôle fondamental qu'il joue dans la dynamique des écosystèmes marins.

**LES ÉCHANGES THERMODYNAMIQUES,  
 MOTEURS DE LA CIRCULATION THERMOHALINE**

L'énergie reçue du Soleil par la Terre se répartit entre les différents compartiments du système : l'atmosphère, l'océan, les surfaces continentales et la cryosphère (essentiellement les calottes glaciaires de l'Antarctique, du Groenland et la banquise). Tous ces réservoirs ont des capacités très différentes d'absorption du rayonnement solaire et il est nécessaire de donner quelques indications sur le bilan radiatif de la Terre pour bien comprendre comment les deux fluides de la machine thermique planétaire, l'atmosphère et l'océan, fonctionnent pour redistribuer cette énergie si inégalement répartie en fonction de la latitude. La Terre reçoit du Soleil en moyenne une énergie d'environ 340 W/m<sup>2</sup>. Un tiers est directement réfléchi

par l'atmosphère, renvoyé dans l'espace et donc perdu pour le système climatique. L'atmosphère, assez largement transparente au rayonnement solaire, n'en absorbe que 20 %. Les 50 % restants atteignent la surface de la Terre où ils sont absorbés : 32 % par l'océan et 18 % par les continents. L'océan est donc le principal réceptacle de l'énergie solaire. L'océan, comme les continents, restitue une part de cette énergie absorbée à l'atmosphère qui finalement se trouve alimentée à 30 % directement par le Soleil, à 25 % par les continents et à 45 % par l'océan. L'atmosphère, contrairement à ce que l'on pourrait penser intuitivement, est donc chauffée essentiellement par le bas et non directement par le Soleil, et c'est l'océan qui lui fournit près de 50 % de son énergie. Ce transfert d'énergie de l'océan vers l'atmosphère se fait principalement par rayonnement et par évaporation.

Tout corps émet un rayonnement caractéristique de sa température. Ainsi le rayonnement visible que nous recevons du Soleil correspond-il à un corps à 6 000°, température de la surface du Soleil. La Terre, dont la température est en moyenne de 15°, émet dans l'infrarouge, radiation qui, à la différence du rayonnement solaire direct, est facilement absorbée par l'atmosphère, qu'elle chauffe : c'est l'effet de serre naturel qui nous garantit une température vivable à la surface de la Terre (15° en moyenne), au lieu des - 18° que l'atmosphère connaîtrait si elle était transparente au rayonnement infrarouge – mais que nous ne pourrions supporter.

Lorsque la température de surface de l'océan est supérieure à celle de l'atmosphère, l'océan s'évapore et transmet à celle-ci, sous forme de vapeur d'eau, de l'énergie que cette dernière mobilise lorsque la vapeur d'eau se condense en altitude dans les mouvements de convection induits. Ce phénomène est particulièrement intense dans les régions équatoriales et les cumulo-nimbus du pot au noir (que redoutaient les premiers navigateurs et les pionniers de l'aviation et que redoutent encore les compétiteurs de courses autour du monde à la voile) sont la signature de l'évaporation intense de l'océan dans ces régions où sa température de surface est maximale. C'est la zone intertropicale de convergence (ZITC) où convergent les alizés du nord et du sud. Ainsi l'océan tropical est-il la véritable chaudière du système climatique : c'est là que l'atmosphère tire l'essentiel de l'énergie qui la met en mouvement. L'entraînement des courants de surface par le vent n'est que la restitution à l'océan de l'énergie que l'atmosphère lui avait empruntée.

Avec l'atmosphère, on est bien dans le schéma du système de chauffage central pris comme exemple : la chaudière (l'océan tropical) au point bas du système active la convection et donc la mise en mouvement de

l'atmosphère. C'est l'inverse pour l'océan dont les couches chaudes les moins denses sont en surface et qui ne dispose, en profondeur, d'aucune source de chaleur susceptible d'amorcer la pompe convective.

#### LA CONVECTION PROFONDE : LA CIRCULATION THERMOHALINE

L'océan dont la température décroît de la surface au fond est dans une situation normalement stable que seul peut perturber non pas une chaudière mais plutôt un « réfrigérateur » assez puissant pour que les températures de surface de l'océan s'abaissent au point que la couche de surface devienne plus dense que les couches sous-jacentes et plonge ainsi vers les profondeurs. Cette situation serait très improbable si l'océan n'était salé. Au même titre que la température, la salinité détermine la densité de l'eau de mer : plus une eau est salée, plus elle est dense. Il existe quelques régions dans le monde où la conjonction d'une forte salure et d'un refroidissement intense permet aux eaux de surface d'atteindre des densités telles qu'elles plongent jusqu'au fond de l'océan. Ce sont les moteurs de la circulation océanique profonde. Sans elles, on aurait un océan à deux couches : une couche supérieure de quelques dizaines de mètres soumise à l'action du vent surmontant un océan quasi immobile.

L'évaporation, transfert d'eau de l'océan vers l'atmosphère, refroidit l'océan et accroît sa salinité, double raison pour que la densité de l'eau de surface augmente. Le Gulf Stream, par exemple, transporte des eaux chaudes et relativement salées des régions tropicales de l'Atlantique Nord vers les hautes latitudes. Au cours de son périple, l'évaporation est intense, il se refroidit. Il se prolonge par la dérive nord-atlantique qui amène donc vers l'Arctique des eaux salées qui ne cessent de se refroidir et de se densifier. Lorsque la glace de mer se forme vers  $-2^{\circ}$ , la salinité croît encore, puisque la glace qui se forme est constituée d'eau douce et laisse le sel dans l'eau de mer. On atteint ainsi des eaux de densités très élevées, beaucoup plus lourdes que les eaux qu'elles surmontent, et qui plongent, sur place, jusqu'à ce qu'elles atteignent leur niveau d'équilibre hydrostatique déterminé par leurs propriétés (température  $2,9^{\circ}$ , salinité 34,9 ups) qui leur vaut carte d'identité et permet de les suivre dans leur progression à travers l'océan. On leur donne d'ailleurs un nom : « eau profonde nord-atlantique » (EPNA) dont on retrouve la trace à 3 000 mètres de profondeur jusque dans l'océan Antarctique (figure 2). Un mécanisme analogue se produit dans l'hémisphère Sud dans la mer de Weddell, le long des côtes de l'Antarctique, lieu de formation de l'« eau antarctique de fond » (EAF) (température  $0^{\circ}$ , salinité 34,7 ups) qui, plus dense que l'EPNA précédente, tapisse le fond des océans.

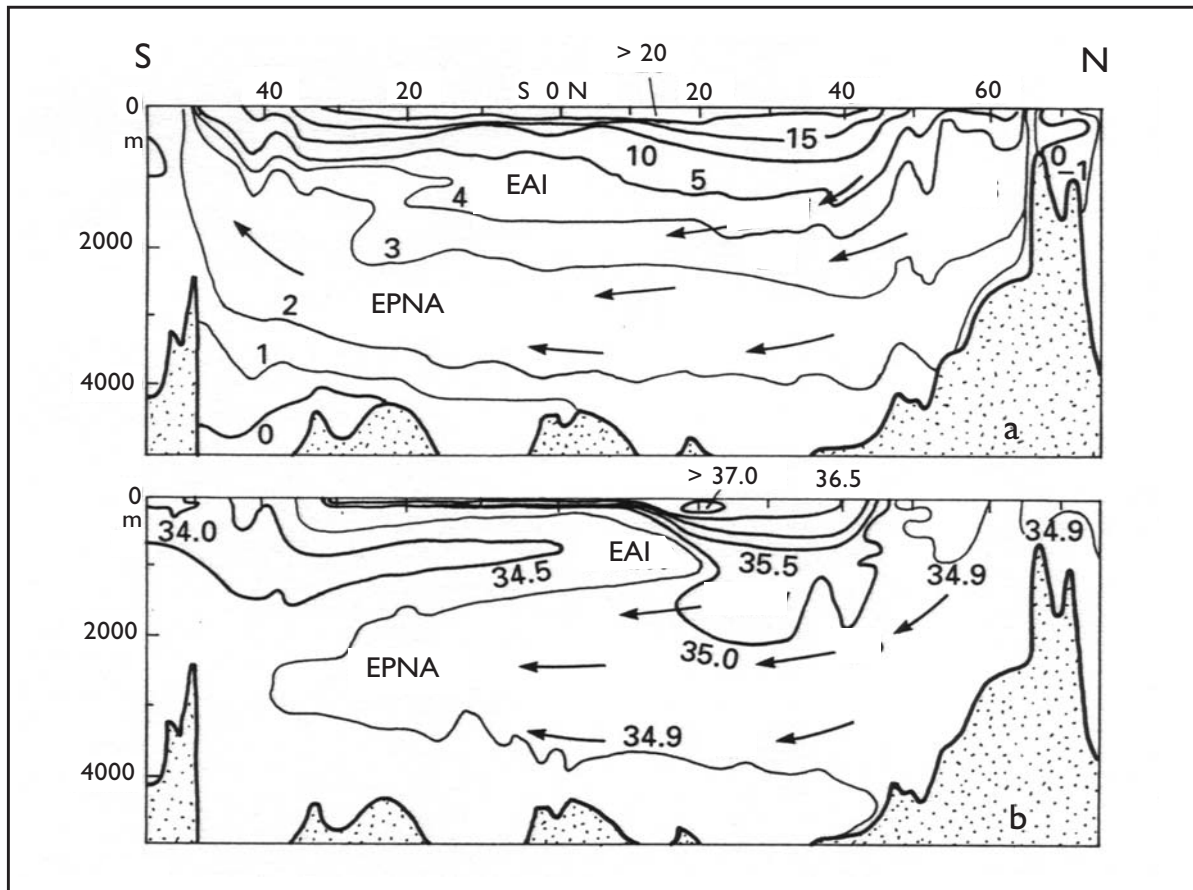


Figure 2

**Section du nord au sud dans l'Atlantique Ouest représentant la température (a) et la salinité (b) en fonction de la profondeur.**

EAI : eau antarctique intermédiaire

EPNA : eau profonde nord-atlantique

Source : Regional oceanography : an introduction, M. Tomczak et J. S. Godfrey, Oxford, Pergamon Press, 1993.

Ces eaux s'écoulent très lentement et finiront par se mélanger, se réchauffer et remonter de manière diffuse vers la surface où, reprises par la circulation de surface, elles rejoindront un jour ou l'autre la zone de convection de l'Atlantique Nord pour une nouvelle plongée et un nouveau voyage qui prend plusieurs centaines d'années. Cette circulation, sorte de tapis roulant, est illustrée par le schéma de la figure 3 proposé par Broecker en 1985.

## LES ZONES DE SUBDUCTION

La convection profonde n'est pas le seul mécanisme par lequel se forment les masses d'eaux océaniques. Toutes acquièrent leurs propriétés en surface, résultat de leurs échanges avec l'atmosphère (rayonnement, évaporation, précipitations) qui déterminent leur température et leur salinité. Mais,

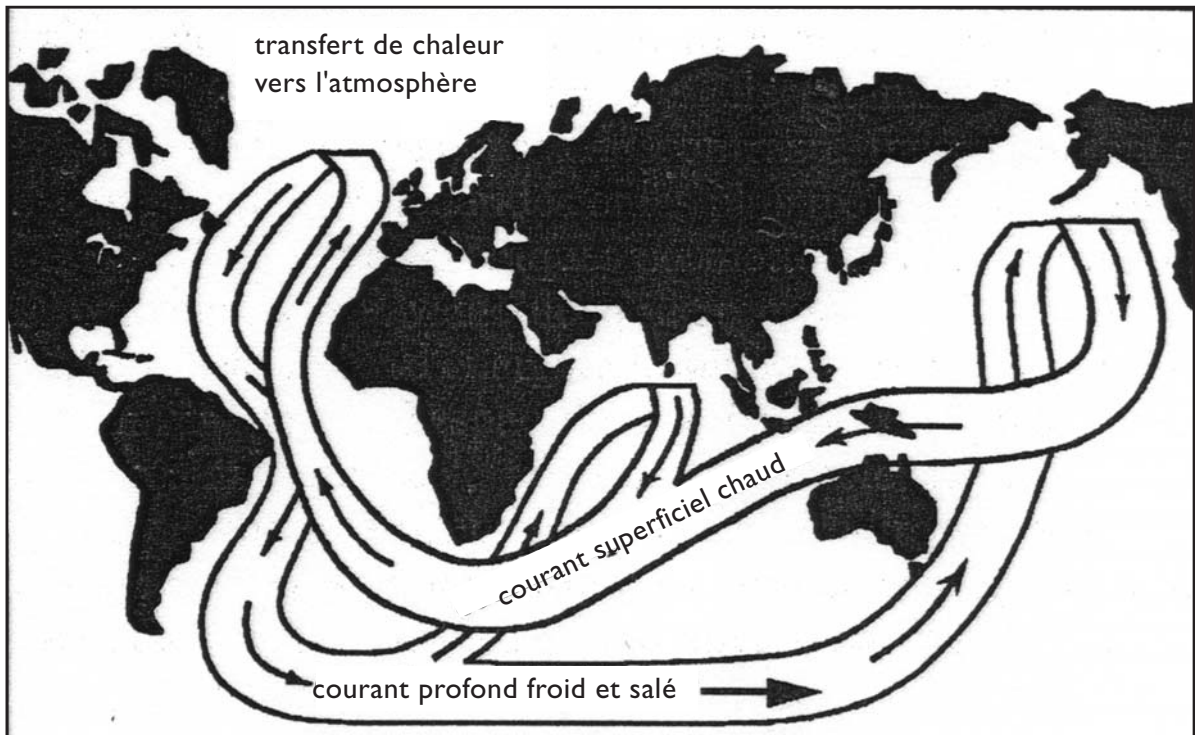


Figure 3

**Le « tapis roulant » schématisant la circulation océanique mondiale.**

Les eaux de surface chaudes et salées sont entraînées dans l'Atlantique Nord et en mer de Norvège où elles se refroidissent. Leur densité augmentant, ces eaux plongent en profondeur. Elles gagnent d'abord l'Atlantique Sud, puis les océans Indien et Pacifique. Ces eaux profondes diffusent progressivement vers la surface où elles sont reprises par les courants superficiels qui les ramènent vers l'Atlantique Nord.

Source : Broecker et al., Nature 315, 1985, p. 21-26.

dans leur périple, elles peuvent être amenées à rencontrer, du fait des courants, des eaux plus légères sous lesquelles elles plongeront jusqu'à ce qu'elles atteignent leur point d'équilibre. Reprenons par exemple l'histoire de l'EPNA. Lorsqu'elle arrive à proximité du continent antarctique, elle va être prise dans un mouvement ascendant appelé divergence antarctique qui sera décrite au chapitre 4. Par mélange avec les eaux de surface et du fait des précipitations et des échanges thermiques avec l'atmosphère, elle va perdre l'identité qu'elle avait acquise et globalement conservée tant qu'elle était en profondeur pour en acquérir une nouvelle (température et salinité plus basses, densité plus faible). Dans le grand courant circumpolaire antarctique qui, sous l'action du vent, ceinture d'ouest en est le continent antarctique, et conformément à la théorie d'Ekman, cette eau est entraînée vers le nord (sur la gauche du mouvement puisque nous sommes dans l'hémisphère Sud) jusqu'à ce qu'elle rencontre des eaux plus

chaudes et moins denses d'origine subtropicale. Elle plonge alors pour se fixer avec les propriétés acquises ( $T = 4^{\circ}$ ,  $S = 34,3$  ups) à 800 mètres de profondeur où elle poursuivra, avec ses nouvelles propriétés, sa progression vers le nord : elle devient alors la masse d'eau appelée eau antarctique intermédiaire (EAI). On suit sa trace dans l'Atlantique jusqu'à  $20^{\circ}$  N où elle apparaît comme une langue de salinité relativement faible entre les eaux de surface et l'EPNA qui progresse vers le sud (figure 2).

### **L'HYPOTHÈSE GÉOSTROPHIQUE**

Dans l'océan comme dans l'atmosphère, les courants induisent des différences de pression. On est beaucoup plus familier avec cette idée en ce qui concerne l'atmosphère dans laquelle nous vivons grâce à la météorologie qui a à connaître des caprices du temps auxquels nous sommes très attentifs. Les cartes météorologiques que l'on présente dans tous les bulletins de prévision sont des cartes de pression atmosphérique et l'on sait généralement quel temps nous promet l'arrivée d'une dépression ou le gonflement d'un anticyclone (zone de haute pression). La pression atmosphérique en un point du sol représente le poids de l'atmosphère qui surmonte ce point. Les différences de pression d'un point à un autre ne font que traduire la répartition de masses d'air aux propriétés différentes (température, humidité) provoquée par les mouvements de l'atmosphère. En toute logique, suivant le principe des vases communicants qui veut qu'un fluide s'équilibre de manière qu'à un même niveau les pressions soient égales, les mouvements de l'atmosphère et donc le vent devraient se faire directement des hautes vers les basses pressions sous l'action de la force de pression qui est proportionnelle à la différence de pression. Or ce n'est pas ce que l'on observe, le vent tourne autour des centres de haute et de basse pression. Dans l'hémisphère Nord, le sens de rotation est celui des aiguilles d'une montre dans les anticyclones et l'inverse dans les dépressions. C'est le contraire dans l'hémisphère Sud et c'est bien sûr la force de Coriolis qui l'explique. On peut décrire avec une bonne approximation les mouvements de l'atmosphère en faisant l'hypothèse qu'en tout point les forces de pression et de Coriolis s'équilibrent. Dans un champ de pression associé par exemple à une dépression (figure 4), la force de pression sera dirigée vers le centre de basse pression et perpendiculaire aux isobares (lignes d'égale pression atmosphérique) ; la force de Coriolis, dans l'hypothèse de l'équilibre, lui sera égale et de sens opposé. Comme la force de Coriolis est perpendiculaire au sens du mouvement et vers la droite dans l'hémisphère Nord, le vent sera nécessairement tangent aux isobares et orienté dans le sens inverse des aiguilles d'une montre. Partant de cette

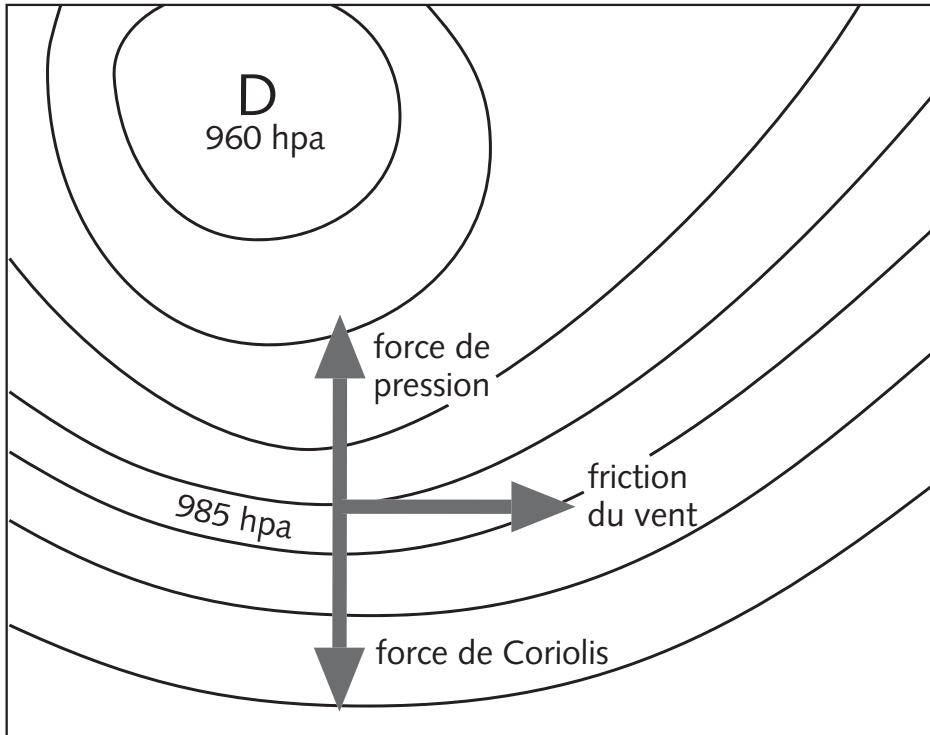


Figure 4

**Champ de pression, force de Coriolis, vents et courants dans l'hémisphère Nord.**

En l'absence de rotation de la Terre, les vents souffleraient des hautes pressions vers les basses pressions (D). La force de Coriolis dévie les vents vers la droite dans l'hémisphère Nord (vers la gauche dans l'hémisphère Sud). À l'équilibre géostrophique, la force de pression égale la force de Coriolis et lui est opposée. Le vent est tangent aux isobares et tourne dans le sens inverse des aiguilles d'une montre autour des basses pressions (cas de la figure). C'est l'inverse autour des hautes pressions. Dans l'hémisphère Sud, la situation est inversée.

Le schéma s'applique aussi à l'océan où, en première approximation, les hautes pressions correspondent à une surélévation du niveau de la mer et réciproquement.

hypothèse, en inversant le problème, on voit que, à partir d'une simple carte de pressions atmosphériques, on peut reconstituer le champ de vent qui lui est associé. C'est évidemment une approximation qui néglige les forces de frottement et la turbulence, qui suppose aussi que les mouvements verticaux sont négligeables et qu'enfin le système est à l'équilibre. Il n'empêche que c'est une méthode qui reste puissante pour analyser l'état moyen de l'atmosphère à un instant donné.

C'est cette méthode mise au point par Bjerknes en 1898 que Helland-Hansen et Sandström ont adaptée à l'océan en 1909. Comme dans l'atmosphère, les courants marins qui déplacent des masses d'eau induisent dans l'océan des différences de pression hydrostatique. Grâce à la méthode



géostrophique, on pourra en déduire les courants moyens auxquels elles correspondent. Mesurer la pression à un niveau donné de l'océan n'est pas simple. En fait on ne la mesure pas : on la calcule à partir de mesures de température et de salinité (dont on déduit la densité de l'eau) faites à l'aide de sondes le long de la colonne d'eau. On peut ainsi calculer en un point le poids de la colonne d'eau qui surmonte le niveau choisi, c'est-à-dire la pression hydrostatique. Et du champ de pression ainsi calculé on déduira les courants.

### **LES GRANDES CIRCULATIONS ANTICYCLONIQUES SUBTROPICALES**

Prenons par exemple la circulation anticyclonique de l'Atlantique tropical Nord : celle qui est associée à l'anticyclone atmosphérique des Açores (figure 1). Autour de cet anticyclone, conformément à l'hypothèse géostrophique, le vent tourne dans le sens des aiguilles d'une montre faisant une boucle constituée, sur le flanc nord, de vents d'ouest, et sur les bords est et sud des fameux vents alizés. Ils vont entraîner des courants de surface : la dérive nord-atlantique vers l'ouest au nord, le courant des Canaries le long des côtes d'Afrique, le courant équatorial Nord au sud et enfin à l'ouest le Gulf Stream qui ferme la boucle. Conformément au schéma proposé par Ekman, l'eau de ces courants sera aussi entraînée vers la droite, c'est-à-dire vers le centre de ce grand tourbillon où elle va s'accumuler y créant une surélévation du niveau de la mer et donc une zone de haute pression. L'anticyclone atmosphérique des Açores crée donc son miroir océanique. Ce qui est intéressant avec la méthode géostrophique, c'est que, à partir de simples mesures de température et de salinité qui vont donner le champ hydrostatique, on pourra reconstituer cette circulation océanique anticyclonique sans se soucier des causes qui lui ont donné naissance.

Ces tourbillons (gyres) subtropicaux sont la réplique océanique des grands anticyclones atmosphériques comme, ici, celui des Açores. On a, dans l'Atlantique Sud une situation symétrique autour de l'anticyclone de Sainte-Hélène : le courant équatorial Sud entraîné vers l'ouest par les alizés sur le bord nord de l'anticyclone ; sa prolongation vers le sud par le courant du Brésil ; reprise vers l'est par la dérive périantarctique et enfin la fermeture de la boucle par le courant de Benguela qui retrouve les alizés de sud-est. Même si les dimensions des deux océans sont très différentes, la situation est similaire dans le Pacifique avec les courants équatoriaux Nord et Sud, les courants de Californie et de Humboldt, homologues de ceux des Canaries et de Benguela, et le Kuro Shivo, équivalent dans le Pacifique du Gulf Stream.

C'est par la méthode géostrophique et par l'analyse des dérives des navires que l'on a pu avoir une connaissance globale des courants océaniques de la planète bien avant d'avoir de bonnes mesures de courant.

### **LES ONDULATIONS DE LA THERMOCLINE. CONVERGENCES, DIVERGENCES**

L'océan est, comme on l'a vu, dans une configuration généralement stable : il reçoit son énergie thermique par la surface et il faut des conditions de forçage particulières pour créer les conditions d'une convection profonde. N'étaient ces conditions, l'océan serait constitué de deux couches : l'une superficielle chaude grâce à l'énergie solaire et homogène grâce au mélange provoqué par l'agitation due au vent, surmontant l'autre, froide et s'étendant jusqu'au fond. C'est une situation que l'on rencontre en permanence dans les régions tropicales où l'abondance de l'énergie solaire maintient sans difficulté toute l'année une couche de surface chaude et homogène plus ou moins épaisse. Ces deux couches sont séparées par une zone où la température va décroître très rapidement avec la profondeur : c'est la thermocline (du verbe grec *clinein*, incliner). Dans les thermoclines les mieux marquées, la température peut varier de plus de 1° par mètre. Chacun peut faire l'expérience de ce phénomène dans certains lacs, par exemple, où l'on peut avoir, en été, en se baignant, les épaules au chaud et les pieds dans l'eau froide. La thermocline est nécessairement aussi une « pycnocline », zone d'accroissement très rapide de la densité avec la profondeur, puisque la densité augmente lorsque la température diminue. Ce très fort gradient de densité limite considérablement les mouvements et mélanges verticaux. La thermocline constitue une « barrière » physique entre la sphère chaude de surface et la sphère froide profonde. Dans les régions tempérées où le flux d'énergie solaire reçu par l'océan varie au gré des saisons, une thermocline proche de la surface s'établit en période estivale, thermocline analogue à celle des régions tropicales que le refroidissement hivernal et l'augmentation du vent en cette saison détruiront, facilitant un mélange vertical avec les eaux sous-jacentes jusqu'à une thermocline permanente plus profonde (quelques centaines de mètres) et beaucoup moins marquée. Seule la convection profonde des régions polaires évoquée précédemment est victorieuse de cette thermocline profonde.

On a vu que dans l'hypothèse géostrophique on pouvait déduire les champs de courants de celui de la pression hydrostatique. La pression hydrostatique qui s'exerce en un point ne dépend pas seulement de la hauteur de la colonne d'eau qui le surmonte ; elle dépend aussi de la densité et de l'épaisseur des masses d'eau en présence. En deux points situés à la

même profondeur, la pression hydrostatique n'est pas rigoureusement la même, sauf, dans l'hypothèse géostrophique, si le courant est nul entre ces deux points. Dans le cas contraire, de la différence de pression entre ces deux points, on déduira justement le courant qui circule entre eux. Néanmoins, la différence de hauteur de la colonne d'eau représente l'essentiel de la différence de pression entre deux points et, donc, réciproquement, à tout courant correspondent des différences effectives du niveau de la mer. On a vu, dans l'exemple de la circulation anticyclonique, pris dans un paragraphe précédent, que, du fait de la dérive d'Ekman, il y avait accumulation d'eau au centre du « gyre » anticyclonique et surélévation effective du niveau de l'océan par rapport à ce qu'il est sur les bords. Dans les océans Atlantique et Pacifique, les alizés des hémisphères Nord et Sud entraînant les courants équatoriaux Nord et Sud d'est en ouest d'un bord à l'autre de l'océan induisent une différence du niveau de l'océan de un mètre environ entre les deux bords. À une latitude donnée, la pente du niveau de la mer (gradient de pression) associée à un courant est d'autant plus élevée que le courant est intense et, si le courant est en équilibre géostrophique, elle sera, comme on l'a vu, perpendiculaire à la direction du courant (figure 4). Dans une section à travers le Gulf Stream, le niveau de la mer peut varier de un mètre en une centaine de kilomètres.

Dans les régions tropicales à thermocline permanente, les courants de surface agissent principalement sur la couche suprathermoclinale chaude et homogène si bien que les différences de pression qu'ils induisent se traduisent principalement par des différences d'épaisseur de cette couche superficielle. Les zones de haute pression correspondent à des couches homogènes épaisses et réciproquement. Ainsi la profondeur de la thermocline peut-elle être alors considérée, en première approximation, comme indicatrice du champ de pression et donc des courants. Par exemple, une section du champ de température faite à travers le système des courants équatoriaux de l'Atlantique montre que la thermocline ondule au gré des courants (figure 5). Les points bas (convergences) et les points hauts (divergences) qui sont des extremums du champ de pression correspondent aussi à des changements de courant. Par exemple, la séparation entre le courant équatorial Sud qui porte à l'ouest et le contre-courant équatorial qui coule en sens inverse est marquée par un creux de la thermocline (couche homogène épaisse et haute pression) vers 3-4° N. Reprenant l'hypothèse géostrophique qui nous sert de guide, c'est assez facile à comprendre. Imaginons un observateur qui se trouve sur ce point haut du niveau de la mer (maximum de pression) : il devra voir le courant s'écouler vers la droite

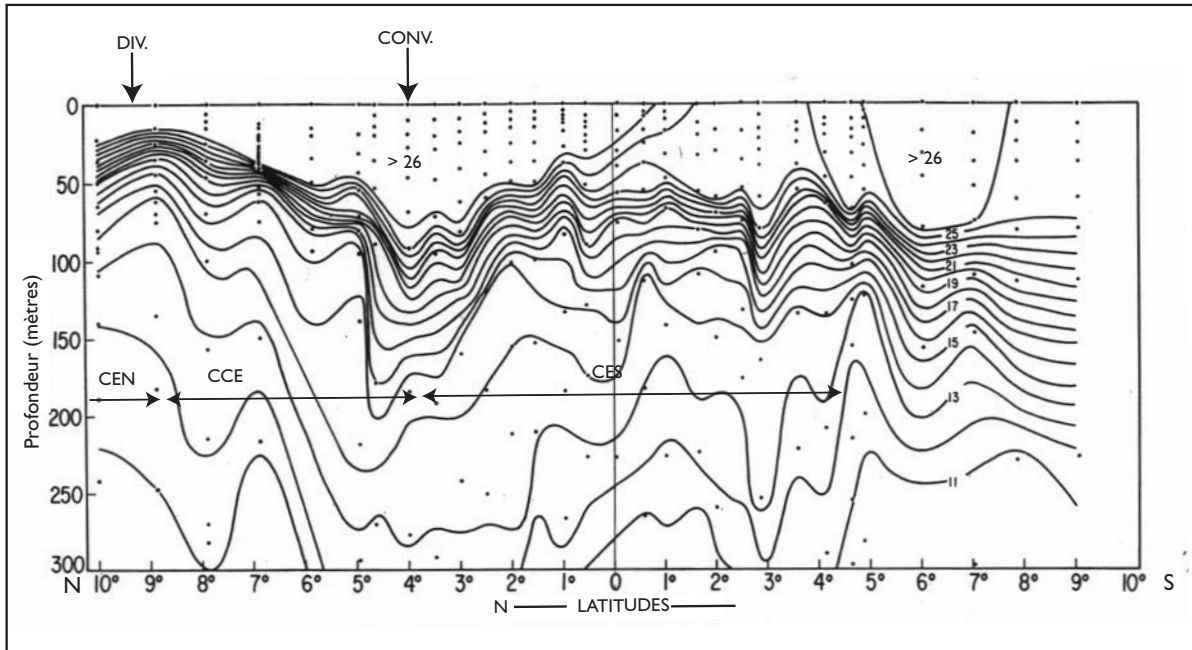


Figure 5

**Distribution de la température en fonction de la profondeur le long du méridien 25° O dans l'Atlantique en août 1963.**

DIV. : divergence

CONV. : convergence

CES : courant équatorial Sud

CEN : courant équatorial Nord

CCE : contre-courant équatorial

Source : Actes du Symposium sur l'océanographie et les ressources halieutiques de l'Atlantique tropical, Abidjan, 20-28 octobre 1966, UNESCO, 1968.

de la force de pression, c'est-à-dire vers l'est s'il regarde vers le nord, c'est le contre-courant équatorial, et vers l'ouest si, à l'opposé, il regarde vers le sud, c'est le courant équatorial Sud. Le même raisonnement s'applique si l'on se met au contraire au niveau de la crête que fait la thermocline vers 9° N, minimum de pression entre le courant équatorial Nord et le contre-courant équatorial. Cette modulation de la profondeur de la thermocline par les courants marins est capitale pour la production biologique car, comme nous allons le voir, la thermocline n'est pas seulement « pycnocline » elle est aussi « nutricline », c'est-à-dire une barrière pour la diffusion de sels nutritifs essentiels à la production biologique vers la couche de surface. On parle de convergence lorsque, à la limite de deux courants, la thermocline s'enfonce, et de divergence dans la situation inverse.

## LES TOURBILLONS OCÉANIQUES

L'hypothèse géostrophique qui a servi de guide aux descriptions précédentes donne de la circulation océanique une image paisible et sereine où les courants sont de longs fleuves tranquilles. Image vraie si l'on

considère la circulation moyenne ; image erronée dans la réalité immédiate comme le montrent les images de la surface de l’océan que nous fournissent les satellites (figure 6), où l’on voit que les trajectoires sont tortueuses, filamenteuses, tourbillonnaires. Les courants moyens permettent d’évaluer les transports à grande échelle de masse et de chaleur que les valeurs locales instantanées des courants (qui peuvent être à l’inverse du flux moyen) peuvent complètement masquer. L’océan est turbulent. On peut définir la turbulence comme une agitation qui fait que les éléments de fluide, au lieu de suivre docilement le courant moyen, ne cessent de fluctuer dans toutes les directions. Agitation qui facilite les mélanges et donc les transferts de chaleur ou de salinité au sein du fluide. Cette turbulence existe à toutes les échelles et l’on peut dire que les tourbillons du Gulf Stream visibles sur la figure 6 sont des manifestations de la turbulence associée à ce courant, et même qu’ils en constituent la structure élémentaire turbulente du Gulf Stream. Dans les années 60, certains avaient d’ailleurs proposé de construire une océanographie particulière où l’océan aurait été vu comme un assemblage de particules fluides élémentaires agissant entre elles. Les structures tourbillonnaires dites méso-échelle comme ces tourbillons du Gulf Stream de quelques dizaines de kilomètres de diamètre ont une durée de vie d’une centaine de jours. Elles jouent un rôle considérable dans les mélanges et les transports de chaleurs ou de propriétés dissoutes (salinité, sels nutritifs). D’où la nécessité de les prendre en compte dans les modèles, ce qui oblige à développer des modèles de très haute résolution spatiale (dizaine de kilomètres) pour bien les représenter et impose une très grande puissance de calcul dont l’insuffisance a longtemps freiné le développement de tels modèles. On soupçonnait depuis pas mal de temps l’existence de ces structures tourbillonnaires : la dérive des navires et l’observation des trajectoires d’objets dérivants la suggéraient. Mais les campagnes océanographiques traditionnelles avec un seul navire qui ne répondaient pas du tout aux critères d’unité de lieu et de temps, chers aux auteurs dramatiques français du XVII<sup>e</sup> siècle, étaient bien incapables d’identifier ces structures de faible dimension, mobiles et éphémères. Il fallut attendre les années 70 et les expériences MODE et POLYMODE, entre 1972 et 1977, qui virent, sur une zone restreinte de la mer des Sargasses (600 kilomètres de côté), une concentration simultanée exceptionnelle de moyens (six navires, mouillages, flotteurs) pour que l’on évalue le poids de ces structures dans les transferts d’énergie et que l’on mesure la difficulté de bien les échantillonner par les moyens traditionnels. Le

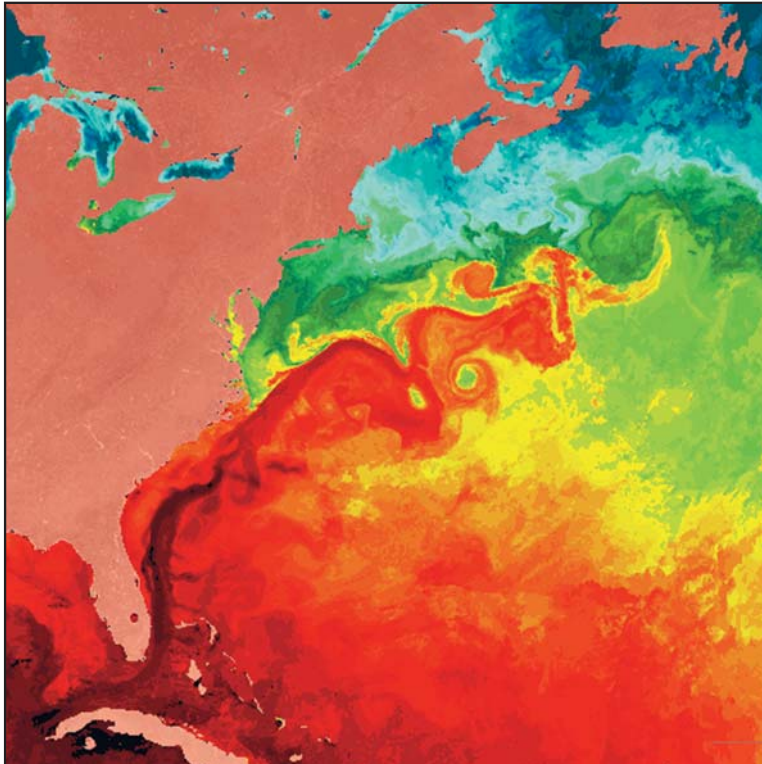


Figure 6

**Température de surface du Gulf Stream mesurée par satellite (avril 1982.)**

Les températures sont croissantes du bleu au rouge. On observe sur le bord nord du Gulf Stream un tourbillon chaud anticyclonique et sur le bord sud (en vert) un tourbillon froid cyclonique. (Remote sensing group, Division of meteorology and physical oceanography, RSMAS, Miami, Floride.)

problème eût été quasiment insoluble sans la révolution spatiale des années 80 qui donna un accès quasi instantané à la totalité de l'océan : s'il avait fallu six navires pour un carré de 600 kilomètres, combien en faudrait-il pour résoudre l'ensemble des tourbillons océaniques que les satellites nous révèlent tous les jours ?

# 3 Variations océaniques, variations climatiques

## **LES VARIATIONS DU SYSTÈME CLIMATIQUE**

Le système climatique est une machine à convertir et à distribuer l'énergie que la Terre reçoit du Soleil. C'est un système complexe aux acteurs multiples. Le Soleil ne fournit pas une énergie rigoureusement constante. Son cycle de vingt-deux ans ramène tous les onze ans une période d'intensité maximale comme lors de l'Année géophysique internationale de 1957-1958. Il peut aussi avoir des accès de relative faiblesse comme au XVII<sup>e</sup> siècle, au moment le plus froid du petit âge glaciaire où ce cycle semble s'être assoupi au niveau minimal de rayonnement (cycle de Maunder). Dans l'hémisphère Nord, la température moyenne était de 1° inférieure à ce qu'elle est actuellement. Entre les extrêmes, la variation d'énergie solaire correspondante n'est que de 0,1 % et son impact sur les variations climatiques a été longtemps sous-estimé. Les paramètres de l'orbite de la Terre autour du Soleil varient. Aussi l'énergie reçue du Soleil et sa répartition sur la Terre fluctuent-elles à des échelles de temps de dix à cent mille ans ; c'est ainsi que s'explique la succession des périodes glaciaires et interglaciaires (cf. p.54). La part de l'énergie solaire absorbée et restituée à l'atmosphère par les continents dépend des propriétés de leur surface et de la végétation qu'ils portent. La cryosphère (calottes glaciaires du Groenland et de l'Antarctique, banquises) renvoie, par réflexion, vers l'espace une quantité d'énergie perdue pour le système climatique qui dépend de l'état de la glace mais surtout de la surface englacée. Enfin, les

mouvements de l'océan et de l'atmosphère dépendent de l'ensemble de ces variations du bilan énergétique planétaire.

Tous ces éléments du système climatique évoluent donc en permanence avec des vitesses qui leur sont propres et qui sont très différentes. Toute variation, toute perturbation de l'un d'entre eux retentit sur les autres qui réagissent à leur propre rythme. Le système climatique court sans cesse après un équilibre qu'il ne peut jamais atteindre. Il varie sans cesse à toutes les échelles de temps. L'essentiel est pour nous qu'il soit suffisamment stable pour rester dans des amplitudes et vitesses de variation supportables. Ce que l'accroissement des gaz à effet de serre pourrait compromettre.

### **LES AGENTS DYNAMIQUES : L'ATMOSPHÈRE ET L'OCÉAN**

L'atmosphère et l'océan sont les deux fluides de la machine thermique planétaire. Assurant le transport et la distribution de l'énergie thermique, ils en sont les agents dynamiques. En permanence en contact l'un avec l'autre, ils ne cessent d'échanger de l'énergie entre eux et sont indissociables. C'est le couple qu'ils forment qui gère le climat de la planète. Toute la difficulté de traduire ce couplage vient de ce qu'ils ont des propriétés et des vitesses d'évolution très différentes.

L'atmosphère n'a guère de mémoire. Elle a un temps de réponse très court aux perturbations dont elle est l'objet et elle évolue très rapidement. C'est toute la difficulté de la prévision météorologique. Actuellement, les services météorologiques avancent une prévision à sept jours. En dépit des progrès de la modélisation de l'atmosphère, il semble qu'il sera toujours impossible de faire une prévision météorologique au-delà de quinze jours à trois semaines. La prévision météorologique part d'une situation de l'état de l'atmosphère donnée par les observations et calcule, grâce aux modèles construits à partir des lois physiques qui gouvernent la dynamique de l'atmosphère, ce qu'elle sera un, trois ou sept jours plus tard. Il est à peu près certain qu'il y a un horizon à la prévision météorologique, c'est-à-dire un temps au bout duquel l'état de l'atmosphère sera complètement indépendant de ce qu'il était à l'instant initial. Au-delà de ce temps, quelles que soient les qualités des modèles et des observations, il est impossible de prévoir le temps qu'il fera. Cet horizon est vraisemblablement d'une quinzaine de jours.

L'océan présente un temps d'évolution plus long et, donc, une bien meilleure mémoire. Il joue un double rôle : fournir une fraction de son énergie à l'atmosphère et distribuer directement, par les courants, l'autre partie à l'échelle de la planète. En un lieu donné, la quantité d'énergie échangée avec l'atmosphère dépend de la température de surface de l'océan



et donc de la quantité de chaleur qu'il a véhiculée jusque-là. La portion d'océan à considérer dans les processus climatiques dépend de l'échelle de temps choisie. Si l'on se soucie de prévisions météorologiques à moins de deux semaines, les modèles ont seulement besoin de la température de surface océanique pour déterminer les échanges d'énergie entre l'océan et l'atmosphère. Pendant ce laps de temps, l'évolution des températures de surface de la mer est trop faible pour avoir un impact significatif sur ces échanges ; il serait inutile de compliquer les modèles en faisant intervenir la dynamique océanique. Les modèles de prévision météorologique sont des modèles strictement atmosphériques. Aux échelles climatiques, en revanche, il faut considérer cette dynamique : c'est le partenaire le plus lent, l'océan, qui impose son rythme à la variabilité climatique. Pour l'évolution d'une année sur l'autre, El Niño par exemple, ce sont les premières centaines de mètres de l'océan équatorial qui sont prépondérantes. Au-delà, on doit considérer la totalité de la circulation océanique de la surface au fond dont le cycle s'étale sur plusieurs siècles. L'océan garde en effet en mémoire pendant plusieurs centaines d'années la « signature » d'événements climatiques antérieurs. Le climat actuel dépend jusqu'à un certain point du refroidissement de la Terre pendant le petit âge glaciaire entre le XVI<sup>e</sup> et le XIX<sup>e</sup> siècle. Si l'océan amortit les variations climatiques, il en restitue les effets des décennies, voire des siècles, plus tard.

Les modèles de prévision climatique, quelles que soient les échelles de temps considérées, doivent nécessairement coupler les dynamiques très différentes mais interactives de l'océan et de l'atmosphère. Et cela n'est pas une mince affaire.

### **LA VARIABILITÉ INTERANNUELLE : LE PHÉNOMÈNE EL NIÑO**

Alfonso Pezet, au nom de la Société géographique de Lima, présente à Londres, en 1895, une communication : « The countercurrent El Niño on the coast of northern Peru ». C'est une date historique. D'abord parce qu'elle marque la reconnaissance scientifique du courant El Niño. Ensuite, parce que Pezet pose d'emblée la question des relations entre l'océan et l'atmosphère. « Que ce courant chaud soit la cause d'abondantes précipitations dans une région aride du Pérou apparaît comme un fait », écrit-il. Ce courant côtier était connu surtout des pêcheurs péruviens qui voyaient, avec plaisir, arriver avec lui, généralement au moment de Noël, des espèces tropicales qui les changeaient de l'ordinaire. D'où le nom El Niño (l'Enfant Jésus) qu'ils lui avaient affectueusement donné. C'est grâce à l'Année géophysique internationale de 1957-1958, qui fut une

année El Niño, que l'on découvrit l'ampleur du phénomène. Le courant côtier El Niño familier des pêcheurs péruviens n'est en fait que l'appendice dans l'est du Pacifique d'une perturbation majeure qui concerne la totalité du Pacifique équatorial.

## LE COUPLAGE OCÉAN-ATMOSPHÈRE DANS LE PACIFIQUE ÉQUATORIAL

Les alizés qui soufflent d'est en ouest le long du Pacifique équatorial entraînent dans le courant équatorial Sud les eaux chaudes de surface, mouvement compensé, à l'est et le long de l'équateur, par des remontées d'eaux plus froides. Des différences de températures naissent donc entre les deux rives de l'océan. Il y correspond aussi à l'ouest une surélévation du niveau de la mer de cinquante centimètres à un mètre. Se constitue à l'ouest, dans la région indonésienne, un vaste réservoir d'eaux chaudes où la température de la mer dépasse 29 °C. C'est la région du monde où l'océan transfère un maximum d'énergie vers l'atmosphère ; la convection y est très intense. L'air, réchauffé et chargé d'humidité au contact de l'océan, s'élève ; au cours de cette ascension, la vapeur d'eau se condense, donnant naissance à des cumulo-nimbus particulièrement développés, porteurs de précipitations qui arrosent généreusement la zone indonésienne. Cette convection est la branche ascendante (basse pression atmosphérique) d'une cellule de circulation de l'atmosphère le long de l'équateur (figure 7). La branche descendante de cette cellule, reliée à la branche ascendante par un courant d'altitude d'ouest en est, se situe à l'est au niveau d'eaux océaniques plus froides. Elle correspond à des pressions atmosphériques élevées et à un apport d'air sec : les précipitations sont en réalité très rares sur les côtes désertiques du Pérou et du nord du Chili. Les alizés qui soufflent d'est en ouest à la surface de l'océan bouclent cette cellule de circulation dite cellule de Walker. Globalement, l'intensité des alizés et de cette cellule est proportionnelle à la différence de pression atmosphérique entre l'est et l'ouest du Pacifique. Pour la caractériser, on utilise un indice simple : la différence entre la pression atmosphérique à Tahiti (zone de haute pression) et celle de Darwin en Australie (zone de basse pression). On l'appelle SOI pour « southern oscillation index » (indice d'oscillation australe, en français). À un indice élevé correspond une cellule de Walker très active et réciproquement.

En décrivant les échanges entre océan et atmosphère dans cette cellule, Bjerknes (le fils du Bjerknes évoqué au chapitre 1) indique : « À un accroissement du gradient de pression à la base de la cellule de Walker correspond un renforcement des vents d'est le long de l'équateur et donc

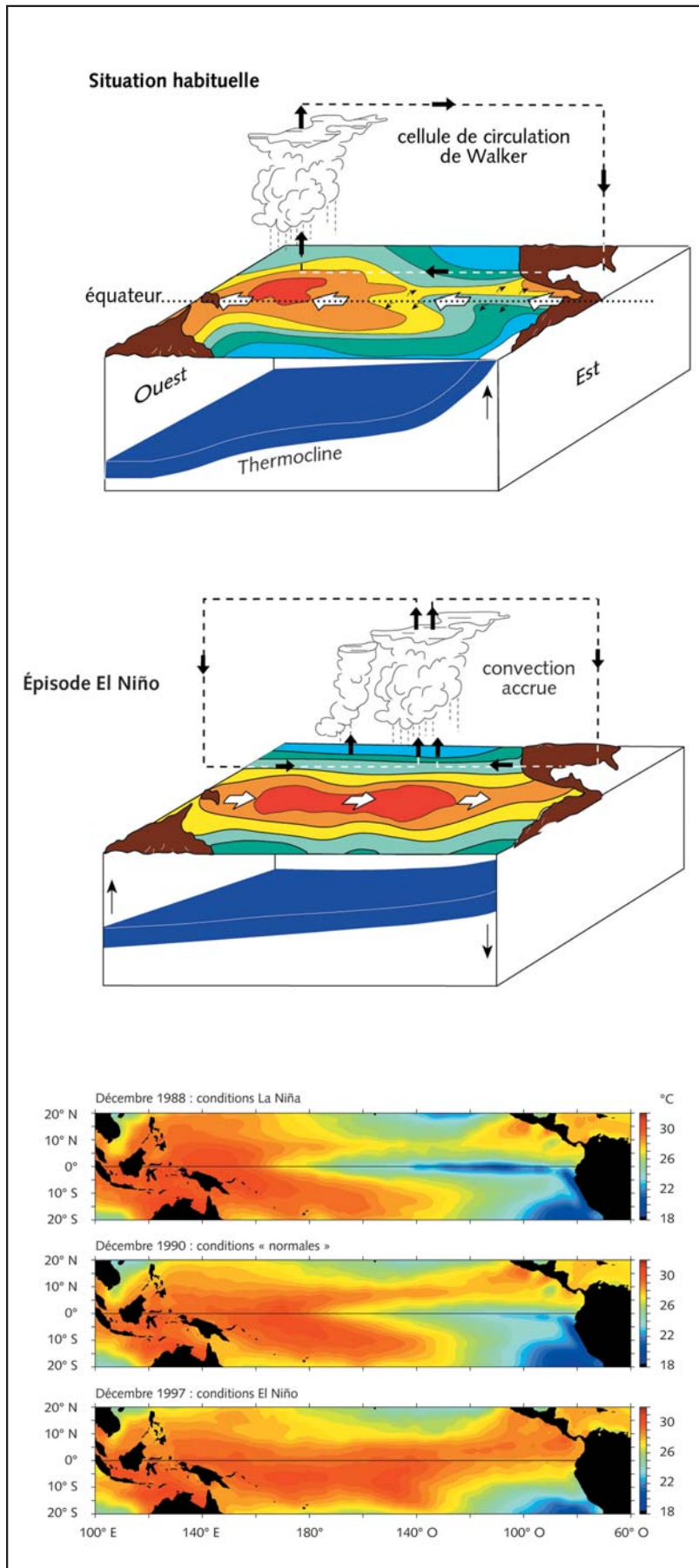


Figure 7

### Évolution du couple océan-atmosphère dans le Pacifique équatorial.

Habituellement, les alizés induisent une remontée d'eaux froides au large du Pérou et une accumulation d'eaux chaudes à l'ouest du bassin, élevant de 50 centimètres à 1 mètre le niveau de la mer. En conséquence, la thermocline affleure la surface dans la région d'*upwelling* et se situe environ à 200 mètres vers l'Indonésie. La circulation atmosphérique se caractérise par une forte ascendance au-dessus de l'Indonésie qui connaît de fortes précipitations alors que la descente de l'air entraîne des conditions arides entre l'île de Pâques et le continent sud-américain, dans la région entre l'Équateur et le nord du Chili. Certaines années El Niño, le ralentissement des alizés entraîne un déplacement de la masse d'eau chaude et de la circulation atmosphérique associée vers le centre du Pacifique. La thermocline s'élève à l'ouest et s'approfondit à l'est.

Source : Images aimablement fournies par le NOAA/PMEL/TAO Project Office, Michael J. McPhaden, Directeur.

### Cartes de température de surface de l'océan Pacifique équatorial.

L'échelle colorée des températures est indiquée à droite de chaque carte. Il y a, qualitativement, similitude entre La Niña et les conditions normales avec un minimum thermique le long de l'équateur qui prolonge l'*upwelling* côtier. Rien de tel n'apparaît durant un épisode El Niño, où l'on observe une bande d'eau chaude le long de l'équateur, d'un bord à l'autre du Pacifique.

Source : Images aimablement fournies par le NOAA/PMEL/TAO Project Office, Michael J. McPhaden, Directeur.

du contraste des températures de surface entre l'est et l'ouest du Pacifique équatorial. Cette réaction en chaîne montre que l'intensification de la cellule de Walker génère une augmentation du contraste thermique océanique qui, à son tour, active encore davantage la circulation atmosphérique. L'inverse se produit si l'on prend comme point de départ l'affaiblissement de la circulation de Walker. » Nous sommes au cœur d'un système à rétroaction positive qui tourne en boucle jusqu'à ce qu'une perturbation le fasse basculer sans que l'on sache qui, de l'océan ou de l'atmosphère, fut l'auteur de cette perturbation. C'est ce « pas de deux » décrit par Bjerknes entre la cellule de Walker et sa contrepartie océanique qui lie l'oscillation australe au gradient thermique est-ouest du Pacifique équatorial que l'on baptise ENSO : « El Niño southern oscillation ». On peut caractériser cette oscillation indifféremment à partir de la composante atmosphérique avec l'indice SOI, ou de la composante océanique avec les anomalies de température de surface dans l'est du Pacifique équatorial, ou encore des anomalies de niveau de la mer le long de l'équateur (figure 8).

#### EL NIÑO : PHASE CHAUDE D'ENSO

El Niño correspond au démantèlement du schéma précédent, de la cellule de Walker et de sa contrepartie océanique. Lorsque la valeur de l'indice de l'oscillation australe diminue, l'ensemble constitué par la cellule de Walker et son équivalent océanique s'affaiblit : l'intensité des alizés et du courant équatorial Sud diminue (figure 7). La situation peut même s'inverser : des vents d'ouest et un courant océanique portant à l'est apparaissent à l'équateur. Plus rien ne retenant les eaux chaudes accumulées dans la région indonésienne, celles-ci s'écoulent vers l'est, entraînant avec elles la zone de convection atmosphérique donc les pluies. À l'est les températures s'élèvent de 4 à 5°. La pente de la surface de la mer diminue également, son niveau montant à l'est et baissant à l'ouest (figure 9). Tel est El Niño dont les manifestations climatiques plus ou moins calamiteuses défraient régulièrement la chronique, c'est un « saut qualitatif brusque » qui bouleverse les échanges thermiques entre les deux fluides, dans un sens zonal du fait de la dislocation de la cellule de Walker, mais aussi dans un sens méridien, de l'équateur vers les pôles. En effet, l'accumulation anormale d'eau chaude tout le long de l'équateur active la « chaudière tropicale », le transfert d'énergie à l'atmosphère et son transport vers les plus hautes latitudes par le canal de la cellule atmosphérique de Hadley (figure 10). Les conséquences d'El Niño ne se limitent donc pas aux régions

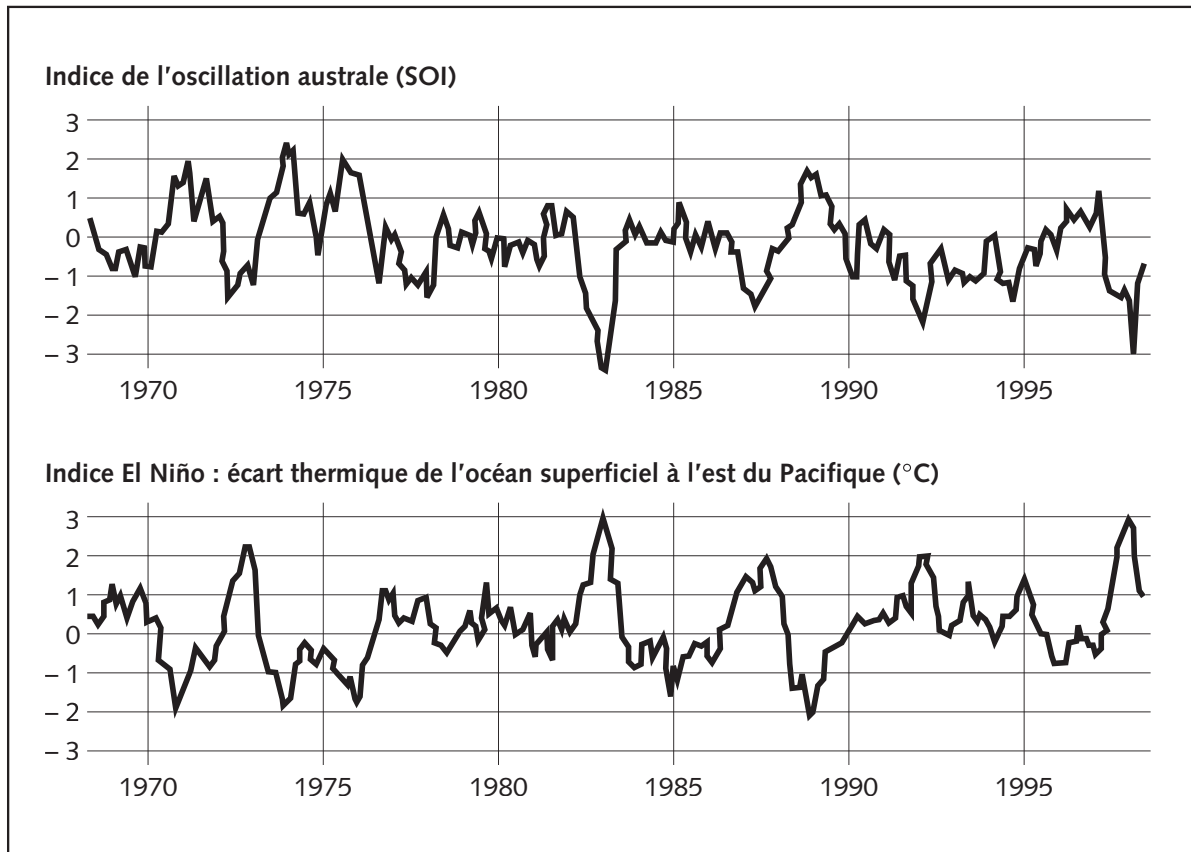


Figure 8

**Évolution d'ENSO mise en lumière par l'indice de l'oscillation australe et l'indice El Niño de 1968 à 1998.**

L'évolution de ces deux indices montre que le « cycle ENSO » a une période de deux à sept ans avec une moyenne de quatre ans. Les années 80 et 90 présentent une activité accrue, avec cinq El Niño (1982-1983, 1986-1987, 1991-1993, 1994-1995 et 1997-1998) et trois épisodes La Niña (1984-1985, 1988-1989 et 1995-1996). Durant ces quinze années se placent les deux El Niño majeurs du siècle (1982-1983 et 1997-1998) ainsi qu'un épisode El Niño pratiquement continu de 1991 à 1995.

L'indice de l'oscillation australe est la différence de pression atmosphérique au niveau de la mer entre Tahiti et Darwin.

L'indice El Niño est l'écart en degrés par rapport à la température moyenne de surface à l'est du Pacifique.

tropicales : sécheresse en Indonésie et en Australie, précipitations abondantes au Pérou, sécheresse dans le Nordeste brésilien, affaiblissement de la mousson indienne ; elles concernent aussi les régions tempérées, notamment, dans le Pacifique Nord : hivers doux et humides sur le nord-ouest de l'Amérique. Cette situation est survenue, pour se limiter à une période récente, en 1972-1973, 1977, 1982-1983, 1986, 1992-1995, 1997-1998 et s'annonce pour 2002-2003.

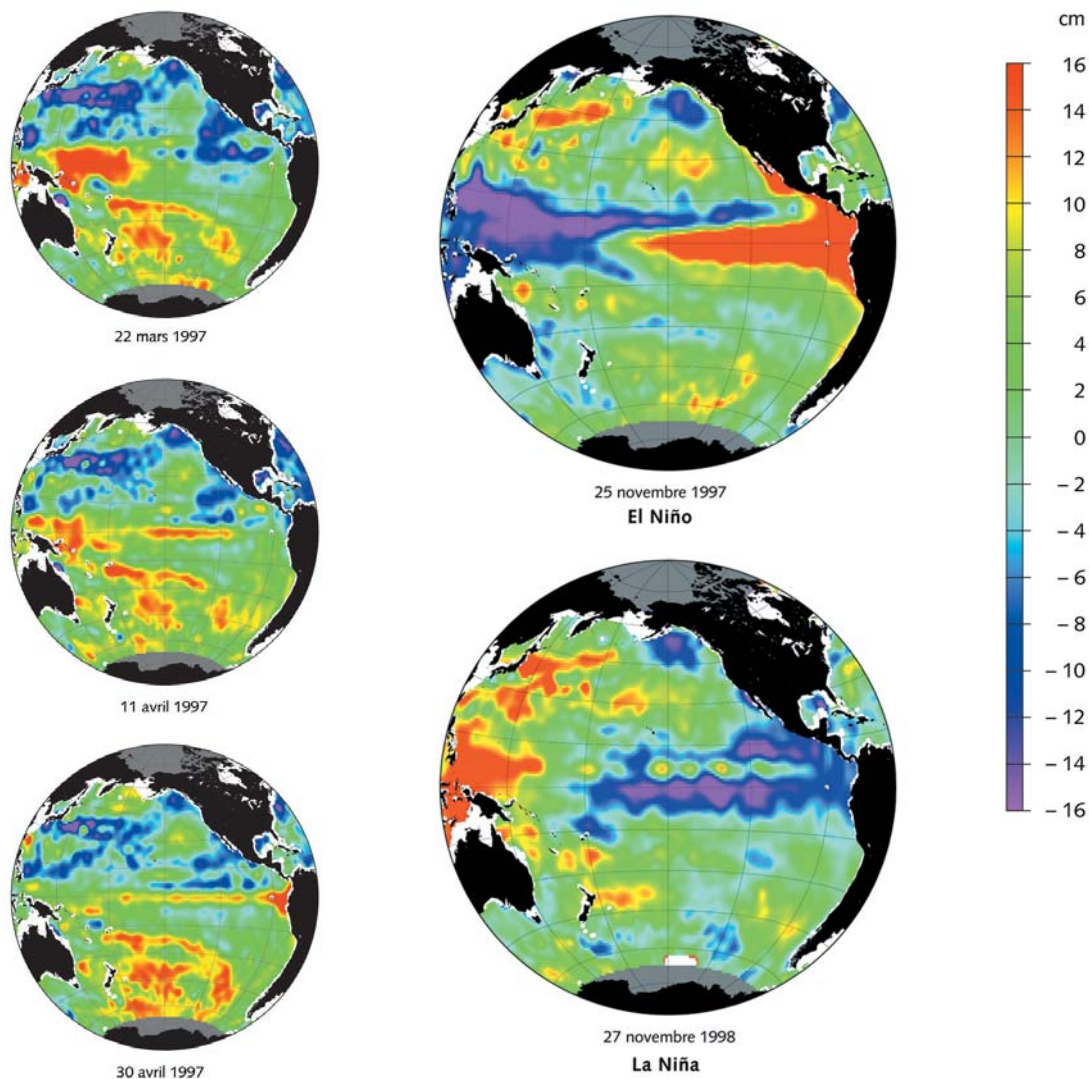


Figure 9  
**Propagation d'une onde de Kelvin le long de l'équateur, observée par le satellite Topex/Poseidon qui mesure le niveau de la mer.**  
 Ce sont les anomalies de la hauteur de la surface de l'océan, exprimées en centimètres, qui sont représentées ici suivant les échelles portées sur la droite des images. Une anomalie positive d'environ 16 centimètres (en rouge) se déplace d'ouest en est le long de l'équateur. Proche des côtes indonésiennes le 22 mars 1997, elle se situe au centre du bassin le 11 avril et elle atteint la côte américaine le 30 avril.

**Anomalies du niveau de la mer dans le Pacifique, observées par le satellite Topex/Poseidon.**

Les anomalies positives (surélévation) sont figurées en rouge, les anomalies négatives en bleu violet, suivant l'échelle indiquée sur la droite de la figure.

Le contraste entre les deux situations est saisissant dans la zone équatoriale où les anomalies positives et négatives s'inversent avec des différences du niveau de la mer supérieures à trente centimètres, tant à l'est qu'à l'ouest.

*Images aimablement fournies par le Laboratoire d'études en géophysique et océanographie spatiale (unité mixte du CNES, du CNRS et de l'Université Paul Sabatier de Toulouse)*

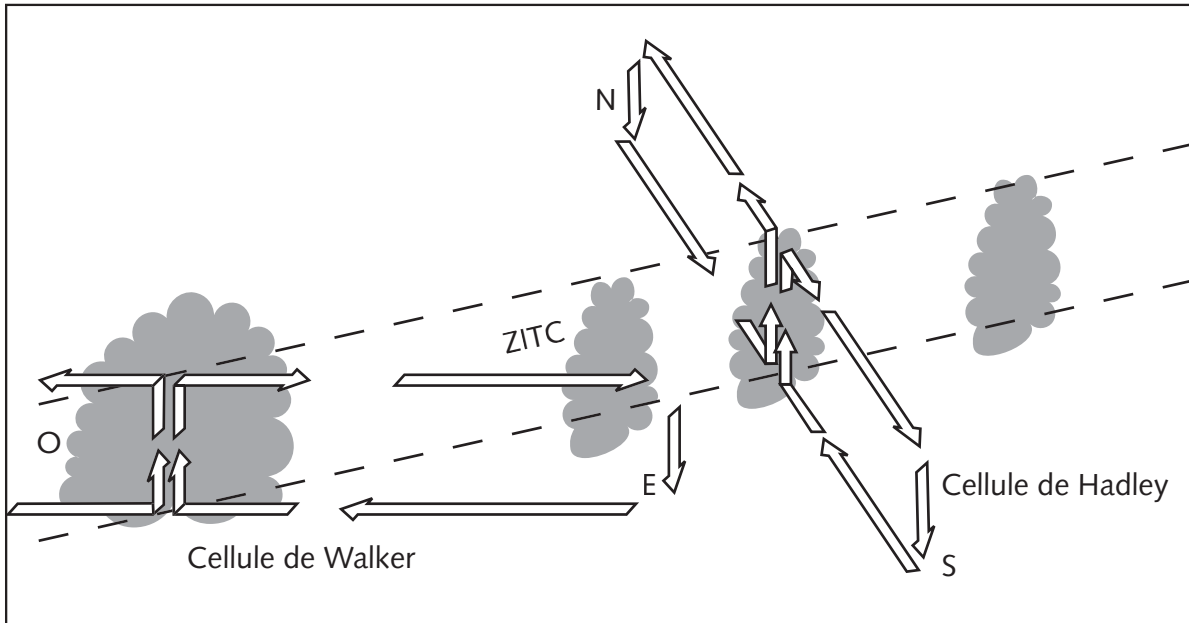


Figure 10

En région intertropicale la circulation atmosphérique peut être décomposée en deux : (1) la cellule de Walker, le long de l'équateur, entre l'est et l'ouest des bassins océaniques ; (2) de part et d'autre de l'équateur, les cellules méridiennes (nord-sud) de Hadley activées par la « chaudière océanique » de la zone intertropicale de convergence (ZITC) dont les branches descendantes se situent au niveau des anticyclones subtropicaux. En période El Niño, l'accumulation d'eau chaude le long de l'équateur active les cellules de Hadley et donc le transfert de chaleur vers les plus hautes latitudes. En période La Niña, l'activation maximale de la cellule de Walker affaiblit les cellules de Hadley.

### LA NIÑA : PHASE FROIDE D'ENSO

La figure 8 montre que les événements El Niño sont associés aux valeurs minimales de SOI ou, si l'on veut, aux anomalies positives maximales de température de surface de l'océan Pacifique équatorial. On constate aussi qu'à l'opposé il y a des valeurs maximales très marquées d'anomalies positives de SOI (ou négatives de températures de surface). Par souci de symétrie, on a donné à ces situations le nom de La Niña. Dans une telle situation, la cellule de Walker et la circulation océanique associée sont à leur intensité maximale : alizés vigoureux, convection maximale sur le réservoir d'eau chaude d'Indonésie, minima de température de surface à l'est, pente de l'océan maximale. Qualitativement La Niña n'est donc pas différente de la situation normale : elle renforce les caractéristiques dominantes du climat à l'inverse d'El Niño qui, disloquant la cellule de Walker, les inverse. La Niña pousse le système à ses extrémités ; El Niño le détruit.

**POURQUOI EL NIÑO ?**

Dans un système aussi étroitement couplé, il est difficile de faire la part des responsabilités dans le déclenchement du phénomène. Il est certain en tout cas que, une fois déclenché, c'est l'océan qui impose le rythme de son évolution. On est d'autant plus mal à l'aise pour répondre à cette question que l'analyse des événements depuis 1975 montre qu'ils se suivent mais ne se ressemblent pas : il n'y a pas de scénario type d'El Niño. Les succès mitigés des modèles de prévision du phénomène sont sans doute le résultat direct de cette diversité des scénarios et invitent à la prudence. L'analyse de la séquence observée durant l'épisode 1997-1998 montre que l'instabilité atmosphérique à l'ouest pourrait avoir été l'élément déclencheur. En effet, dans cette région peuvent survenir des coups de vent d'ouest selon une période de 40-60 jours (oscillation de Madden-Julian). Ces coups de vent peuvent entraîner un courant vers l'ouest et donc une convergence à l'équateur : la thermocline s'enfonce, provoquant une anomalie positive du niveau de la mer. Dans certaines circonstances, cette perturbation va se propager vers l'est sous forme d'une onde dite de Kelvin, exactement comme les ondes provoquées par un caillou que l'on jette à l'eau. Elle va entraîner avec elle la convergence et l'approfondissement de la thermocline. Cette convergence provoque un appel d'eau qui vont combler les eaux chaudes de surface qui vont ainsi être entraînées vers l'est en suivant le déplacement de l'onde qui met deux à trois mois pour traverser tout le Pacifique d'ouest en est. Résultat, le niveau descend à l'ouest et monte à l'est. C'est la propagation d'une telle onde caractérisée par une surélévation du niveau de la mer que le satellite Topex/Poseidon a suivie en mars-avril 1997 lors de l'établissement d'El Niño (figure 9). Les ondes de Madden-Julian, lorsqu'elles se produisent, ne provoquent pas systématiquement, loin de là, un El Niño. Il faut que l'état de l'océan s'y prête. On s'est aperçu à posteriori que, dès l'automne 1996, sans que l'on en connaisse les raisons, l'approfondissement de la thermocline à l'ouest avait déjà provoqué une anomalie positive de température de 2,5° entre 100 et 200 mètres de profondeur. C'était un signe précurseur indiquant que l'océan était mûr pour s'ébranler si l'atmosphère l'y invitait, ce qu'il fit avec les coups de vent d'ouest observés au début de 1997. Il est sans doute illusoire de rechercher la « cause » du phénomène El Niño : elle n'est pas unique et peut même être extratropicale, extérieure au système ENSO tel que l'on vient de le décrire, qui n'est pas isolé et interagit avec le reste de l'atmosphère et de l'océan. Mieux vaut rechercher dans l'océan ces « précurseurs » qui, assimilés en temps réel dans les modèles, permettront de manière fiable



de faire une prévision six mois à l'avance. Cela implique d'assurer la pérennité des réseaux d'observation mis en place à partir de 1985 dans le cadre du programme TOGA (Tropical Ocean and Global Atmosphere) dédié à l'étude du phénomène El Niño ; ce qui conduit à l'océanographie opérationnelle (voir chapitre 6).

### **LES FLUCTUATIONS DÉCENNALES : LA NAO**

Le couplage océan-atmosphère à travers ENSO constitue un système assez simple propre à la région équatoriale où l'inertie de l'océan est relativement faible. Par exemple, lors de l'El Niño de 1997, des précurseurs océaniques visibles à l'automne 1996, à l'établissement du phénomène au printemps 1997, au retournement de situation du printemps 1998 et au passage à une situation La Niña, il s'est écoulé moins de deux ans. Dans ce système, l'indice SOI est physiquement représentatif du couplage de la cellule de Walker avec la dynamique océanique équatoriale. D'autres indices atmosphériques ont été définis pour caractériser l'état de l'atmosphère et analyser l'évolution du climat sans que l'on puisse les relier aussi facilement à un couplage entre l'océan et l'atmosphère. C'est le cas de ce que l'on appelle l'oscillation nord-atlantique (NAO, North Atlantic oscillation) définie, par analogie avec SOI, comme la différence de pression atmosphérique entre l'anticyclone des Açores et les basses pressions subpolaires (Islande). Comme dans le cas de SOI, on s'est aperçu que cet indice NAO oscillait, c'est-à-dire que, lorsque les basses pressions d'Islande se creusaient, la pression de l'anticyclone des Açores avait tendance à croître et réciproquement. Les climats de l'Europe, de l'Asie du Nord-Ouest et de la côte nord-est américaine sont très bien reliés, surtout en hiver, à la valeur de l'indice de NAO pour des raisons assez simples à comprendre. À une valeur élevée de cet indice va correspondre un gradient de pression atmosphérique très élevé entre les deux systèmes et une accélération des vents d'ouest, avec de nombreux passages de dépressions aux latitudes moyennes qui vont amener sur l'Europe un flux important d'air maritime ; d'où des hivers doux, pluvieux et tempétueux. De l'autre côté de l'Atlantique, en revanche, cette situation favorisera la descente d'air continental froid sur le bord nord-est du continent américain. La situation s'inverse avec un indice NAO faible : l'atténuation du régime de vents d'ouest facilitera les descentes d'air polaire ou continental sur l'Europe du Nord-Ouest qui connaîtra des hivers plus froids et secs. À la différence de la SOI, on ne peut pas associer à la NAO une cellule analogue à celle de Walker couplée à un système de courants océaniques : les chemins sont

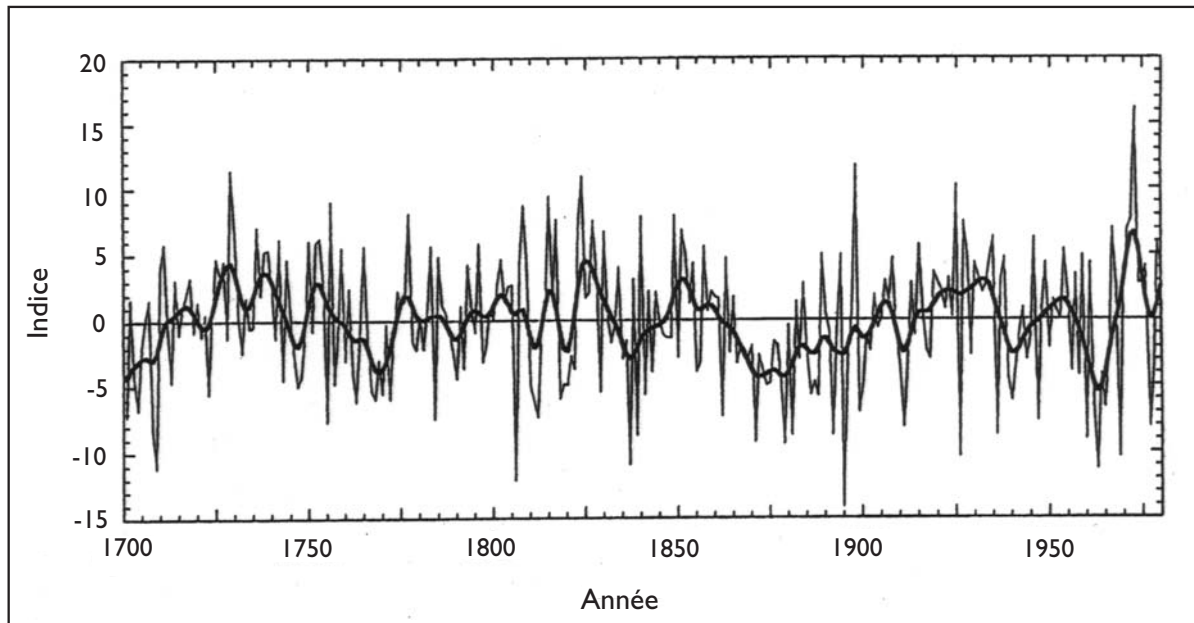


Figure 11  
Variations de l'indice NAO en hiver depuis 1700, reconstitué grâce à la dendrochronologie qui permet de reconstituer et de dater les caractéristiques climatiques à partir des anneaux de croissance des arbres.

beaucoup plus tortueux et les échelles de temps beaucoup plus longues. Aussi est-il beaucoup plus difficile de comprendre et de représenter les mécanismes qui, associant océan et atmosphère, rendent compte de la variabilité observée.

On dispose de mesures directes de la NAO depuis le milieu du XIX<sup>e</sup> siècle et l'on a pu la reconstituer jusqu'au début du XVIII<sup>e</sup> siècle à partir de l'analyse des anneaux des arbres dont les caractéristiques dépendent des paramètres climatiques que sont la température et l'humidité (figure 11). L'analyse de l'évolution de la NAO au cours du temps fait apparaître plusieurs périodes d'oscillations qui se superposent : 2, 8, 24 et 70 ans, sans que l'on ait pour autant de schémas explicatifs pour en rendre compte. Faute de mesures océaniques ; car, si l'océan impose sa cadence aux variations climatiques, les données océanographiques font souvent défaut pour en comprendre les mécanismes. D'autant que sur cette gamme d'échelles de temps on ne peut pas se limiter aux échanges des couches de surface océaniques avec l'atmosphère, il faut aussi prendre en compte les échanges avec l'océan profond qui contrôlent les échelles pluridécennales.

On sait qu'aux courtes échelles de temps, à l'intérieur de l'hiver, des anomalies de la NAO génèrent des anomalies de vent et d'échanges thermiques qui vont produire des anomalies de température que l'océan

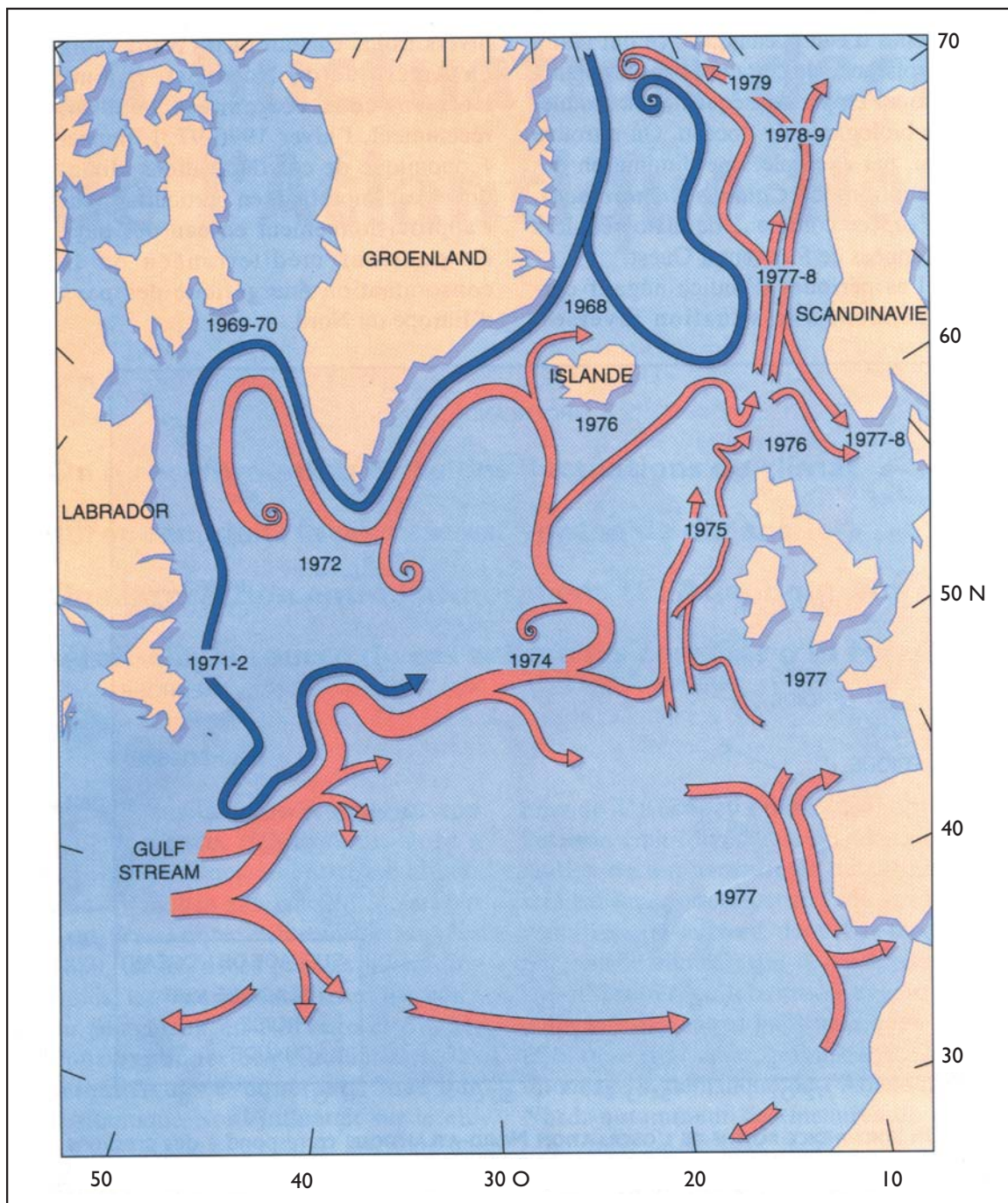


Figure 12

**La grande anomalie de salinité de l'Atlantique Nord entre ~ 1970 et ~ 1980.**

En 1968, des glaces de mer en provenance de l'océan Arctique ont apporté une quantité exceptionnelle d'eau douce et froide. Les dates de passage de ces eaux douces sont indiquées sur la figure. Le courant froid (en bleu) est descendu de l'Arctique entre l'Islande et le Groenland puis le long des côtes du Labrador. Au début des années 70, il a atteint le Gulf Stream qui a réchauffé les eaux qui ont ensuite circulé le long des côtes européennes jusqu'à la Scandinavie.

Source : Les humeurs de l'océan, hors-série Pour la science, n° 21, figure 4, p. 94. Gilles Reverdin, copyright Pour la science, octobre 1998.

pourra garder en mémoire et transférer, du fait du mélange hivernal ou des variations de l'intensité de la convection, aux couches profondes. La circulation thermohaline de l'Atlantique (voir paragraphe suivant) s'en trouve modifiée pour peu que l'anomalie de la NAO persiste plusieurs années. On a pu mettre en relation avec les variations de la NAO des fluctuations de température et de salinité dans les couches profondes à l'ouest du Groenland, des fluctuations de température et de salinité et donc de convection dans le courant du Labrador, des anomalies de température sur le bord ouest du « gyre » anticyclonique subtropical, des fluctuations de la banquise arctique, etc. On attribue aussi aux fortes anomalies négatives de la NAO des années 60 un curieux phénomène : la « grande anomalie de salinité » qui a circulé dans la partie subpolaire de l'Atlantique Nord de la fin des années 60 au début des années 80. L'affaiblissement des vents d'ouest concomitants des anomalies négatives de la NAO a favorisé les vents du nord et un transport inhabituel d'eaux polaires, froides, peu salées et charriant de la glace vers l'Islande et sur les côtes du Groenland. Ces eaux légères ne se mélangeant pas avec les eaux sous-jacentes formèrent une vaste lentille d'eau peu salée de 700 mètres de profondeur qui fit tout un périple de l'Islande au cap Nord en passant par la mer du Labrador, l'ouest des îles Britanniques et la mer de Norvège (figure 12). Il y correspondit nécessairement un affaiblissement de la convection nord-atlantique et de la circulation thermohaline dont il est difficile d'évaluer les impacts climatiques.

On a là les éléments d'un puzzle dont les pièces sont loin d'être assemblées. Compte tenu de la complexité du système, des échelles de temps et du manque d'observations, il faudra de nombreuses années et la mise en place de systèmes d'observations qui sont maintenant à notre portée, grâce au développement des technologies de mesure *in situ* et des outils satellitaires, notamment l'altimétrie qui permet de suivre et d'évaluer en permanence les fluctuations et méandres de la circulation de surface.

## **LES ÉVOLUTIONS À LONG TERME DU CLIMAT : LA CIRCULATION THERMOHALINE**

La formation des eaux profondes nord-atlantiques (EPNA) dans la zone de convection de la mer de Norvège joue un rôle essentiel dans la dynamique du climat aux longues échelles de temps. On a vu que la conjonction de l'apport d'eaux salées issues du Gulf Stream, du refroidissement hivernal et de la formation de glace conduisait à la formation d'eaux très denses dans les mers de Norvège et du Labrador qui plongeaient jusqu'à leur niveau

d'équilibre hydrostatique vers 3 000 mètres de profondeur. Ces EPNA se répandent ensuite dans tout l'océan jusqu'à l'Antarctique et les océans Indien et Pacifique, perdant progressivement leurs propriétés initiales par mélange avec les autres masses d'eau. Cette convection fait office de pompe à chaleur : elle attire les eaux encore chaudes du Gulf Stream vers les hautes latitudes de la mer de Norvège, faisant bénéficier l'Europe d'un climat moins rigoureux que celui qui prévaut aux mêmes latitudes de l'autre côté de l'Atlantique. En 1985, Broecker a proposé un schéma pour représenter cette circulation thermohaline comme une sorte de tapis roulant planétaire (*conveyor belt*) (figure 3). Partant de la mer de Norvège, les EPNA gagnent en profondeur les extrémités nord des océans Indien et Pacifique où elles réapparaissent en surface pour regagner leur point de départ via les détroits indonésiens, le courant équatorial de l'océan Indien, le courant des Aiguilles, pour traverser le cap de Bonne-Espérance, le courant équatorial Sud de l'Atlantique et enfin le Gulf Stream pour repartir sur un nouveau cycle. Il s'agit évidemment d'un schéma très synthétique et donc simplificateur mais qui rend bien compte de la globalité de la circulation océanique. Grâce au carbone 14, on peut mesurer l'âge d'une eau, c'est-à-dire le temps qui s'est écoulé depuis sa dernière apparition en surface. On a trouvé pour les eaux du nord du Pacifique 1 500 ans. C'est le temps d'un cycle complet du tapis roulant.

#### LA CIRCULATION OCÉANIQUE À LA DERNIÈRE PÉRIODE GLACIAIRE

À ces échelles de temps, nous sommes évidemment démunis pour détecter des variations significatives d'une telle circulation. La seule solution, si nous le pouvons, est de reconstituer à la fois l'histoire du climat et celle de la circulation océanique qui lui correspond. Heureusement, nous disposons d'archives dans les couches des calottes glaciaires du Groenland et de l'Antarctique et dans les sédiments marins qui enregistrent, strate par strate, des indications sur les conditions qui régnaient sur la Terre au moment où ils se formaient. Récemment, les Européens, dans un forage jusqu'à 2 860 mètres, au dôme C dans l'Antarctique sont remontés jusqu'à - 520 000 ans. C'est la composition isotopique de certains éléments comme l'oxygène ou le carbone qui permet de déchiffrer ces archives. En effet, tant l'oxygène de l'air enfermé dans la glace que le carbone des squelettes des foraminifères que l'on retrouve dans les sédiments gardent une « signature isotopique » de la température qui régnaient dans l'eau ou dans l'air à l'époque de l'enfermement de l'air dans la glace ou au moment où le foraminifère était en vie. Ainsi, patiemment, en analysant les carottes

de forage couche par couche, reconstitue-t-on l'état de l'atmosphère et de l'océan. Au début des années 70, le programme international CLIMAP eut pour objectif de reconstituer ainsi la température de surface de l'océan lors de la dernière période glaciaire (- 18 000 ans). Ces cartes, une pour l'été une pour l'hiver, furent publiées en 1981. Forts de ce succès, les participants au programme voulurent et purent aller plus loin en reconstituant aussi la circulation profonde au dernier glaciaire et à l'interglaciaire précédent (- 120 000 ans).

Il en ressort qu'à l'interglaciaire précédent la circulation océanique était très semblable à l'actuelle. Le tapis roulant et la pompe à chaleur de l'Atlantique tournaient au même régime que maintenant. Ce qui est rassurant et donne confiance en ce genre de reconstitution et notamment celle de la circulation en période glaciaire qui, elle, était très différente de l'actuelle. La mer de Norvège, cernée par les calottes glaciaires qui recouvraient le nord des continents américain et européen et, elle-même, recouverte de glace la plupart du temps, n'était pas l'aboutissement des eaux chaudes du Gulf Stream qui bouclait son tour beaucoup plus au sud. Elle n'était donc pas le siège de formation des eaux profondes nord-atlantiques et ne jouait pas non plus son rôle de pompe thermique au grand dam des Européens d'alors qui devaient s'accommoder d'un climat beaucoup plus froid avec des températures inférieures de 10° par rapport à ce qu'ils connaissent aujourd'hui. Cependant le tapis roulant n'était pas complètement interrompu. Dans l'Atlantique, aux confins des zones englacées, le refroidissement hivernal était accentué par les vents catabatiques violents et très froids qui déboulaient des glaciers comme actuellement sur le continent antarctique. Ils repoussaient aussi vers le large la glace en formation qui laissait sur place le sel correspondant au volume de glace formé. Ainsi se formait une eau dense qui s'enfonçait à une profondeur (2 000 mètres) moindre que les EPNA et qui représentait un flux réduit d'un bon tiers. Le tapis roulant était très ralenti : on pense que son cycle était de deux mille ans au lieu des mille cinq cents ans évalués actuellement.

#### **LA VARIABILITÉ DES PÉRIODES GLACIAIRES : LES CYCLES DE DANSGAARD-OESCHGER ET DE HEINRICH**

La circulation océanique évolue donc au rythme des périodes glaciaires et interglaciaires. L'océan véhicule les perturbations mais il n'en est pas l'auteur. C'est le cycle astronomique de Milankovitch, du nom du scientifique serbe qui proposa la théorie astronomique de l'évolution du climat, qui mène le jeu. L'idée de base est que l'énergie que la Terre reçoit du Soleil et sa répartition à sa surface dépendent des paramètres de l'orbite terrestre autour

du Soleil. L'orbite de la Terre est une ellipse dont la forme plus ou moins allongée varie avec une période de l'ordre de cent mille ans. Il en résulte une variation importante de l'énergie reçue du Soleil. La précession des équinoxes de période vingt-trois mille ans fait que cette ellipse tourne dans l'espace si bien que, alors qu'actuellement la Terre est à son point le plus proche du Soleil en janvier, dans onze mille ans elle le sera en juin. Enfin, l'angle que fait l'axe de rotation de la Terre avec le plan de son orbite varie d'environ trois degrés avec une période de quarante et un mille ans, modifiant à ce rythme la répartition de l'énergie reçue en fonction de la latitude. En combinant toutes ces périodes de variation, Milankovitch a montré qu'il y avait une très bonne corrélation entre les variations de l'énergie reçue à 45° N et l'évolution du climat à long terme. Les maximums d'énergie correspondent aux interglaciaires, les minimums aux périodes glaciaires.

Cependant, les progrès faits dans la reconstitution de plus en plus précise de l'histoire des climats ont fait apparaître qu'au sein des périodes glaciaires il y avait une très grande variabilité climatique, avec des pics de réchauffement de un à trois mille ans, représentant la moitié de l'écart entre les extrêmes des périodes glaciaires et interglaciaires. On a recensé 25 oscillations de ce type entre 75 000 BP et 10 000 BP ce qui montre l'extrême rapidité avec laquelle de telles fluctuations se produisent. On les appelle cycles de Dansgaard-Oeschger du nom de ses découvreurs. Ces oscillations sont scandées par ce que l'on appelle les événements de Heinrich qui correspondent, eux, aux périodes les plus froides de l'époque glaciaire. Ils se répètent à des intervalles de sept mille à dix mille ans et on en a identifié 6 au cours du dernier glaciaire. Une chose est établie : toutes ces fluctuations qui modulent les épisodes glaciaires ne peuvent pas être reliées aux cycles astronomiques de Milankovitch.

On a pu établir un lien entre les événements de Heinrich et l'instabilité des calottes glaciaires. En 1988, Heinrich, analysant une carotte prélevée au nord des Açores, remarqua six couches sédimentaires très particulières constituée de débris de roches et non des argiles riches en foraminifères habituelles. On les identifia comme des débris transportés par les icebergs et relargués au moment où ils fondaient. On retrouva les mêmes couches dans toutes les carottes de l'Atlantique entre 40° N et 50° N de Terre-Neuve au golfe de Gascogne. De telles débâcles d'icebergs qui correspondent à la fonte d'environ 2 % des calottes glaciaires américaine et européenne s'expliquent par l'instabilité des calottes glaciaires qui, en croissant, débordent très largement sur la mer où elles deviennent instables et se brisent, créant de vastes icebergs entraînés vers l'océan où

ils vont fondre. Chaque événement se traduit par un apport massif d'eau douce à l'océan qui va ralentir considérablement la circulation du tapis roulant et diminuer encore l'efficacité bien faible de la pompe à chaleur de l'Atlantique Nord : les températures atteignent leur valeur plancher.

Lorsque les calottes ont été complètement purgées de leur excès de glace, la circulation océanique réamorçait le tapis roulant qui peut s'étendre un peu plus vers le nord et amène des conditions relativement chaudes en période glaciaire. Jusqu'à ce que les glaciers reprennent leur croissance pour un nouveau cycle qui sera ponctué par les oscillations de Dansgaard-Oeschger, sans doute dépendantes aussi du couple glace-océan par des mécanismes encore à découvrir. On voit ainsi que la perturbation initiée par la fonte des glaces a été amplifiée par la réponse de l'océan à ce qui n'était au départ qu'une modification des températures et salinités de surface.

#### UNE SORTIE EN DENTS DE SCIE DU DERNIER GLACIAIRE : LE DRYAS RÉCENT

La sortie de la dernière époque glaciaire ne s'est pas faite sans à-coup. Il y a environ douze mille cinq cents ans, alors que près de la moitié des glaces de l'hémisphère Nord avaient déjà fondu, que le tapis roulant océanique se remettait en marche, que l'on arrivait au moment du cycle de Milankovitch le plus favorable (insolation maximale dans l'hémisphère Nord), brutalement, en quelques dizaines d'années, le froid est revenu, ramenant, pour un millier d'années, sur l'Europe des conditions quasi glaciaires. Refroidissement qui ne correspondait pas à une débâcle d'icebergs comme dans les événements de Heinrich : aucune singularité n'a été relevée dans les carottes sédimentaires. Refroidissement vraisemblablement dû quand même à un afflux d'eau douce freinant, comme toujours, la pompe à chaleur. Plusieurs hypothèses sont avancées pour l'expliquer. Dans la première phase de déglaciation, les eaux issues de la fonte de la calotte Laurentide (Canada) se seraient déversées via le Mississippi dans la mer des Caraïbes où elles se mélangeaient aux eaux tropicales. Ensuite, en se retirant, le glacier aurait ouvert l'accès au Saint-Laurent par où se seraient déversées dans l'océan, à proximité des zones de convection, les eaux de fusion accumulées dans un vaste lac situé en amont. De manière similaire, on a aussi suggéré que le niveau de la mer montant, la Baltique, qui était alors un lac collectant les eaux de fusion de la calotte européenne, était entrée en communication avec la mer du Nord, y déversant sa part d'eau douce. Enfin, on peut mettre en cause les changements des conditions dans l'Arctique. Actuellement, cet océan est



doté d'un très vaste plateau continental le long des côtes de Sibérie. Plateau qui était exondé en période glaciaire et qui va se retrouver inondé avec l'élévation du niveau de la mer. C'est le moment de l'ouverture du détroit de Béring. Cette nouvelle étendue d'eaux peu profondes est très favorable à la constitution des glaces de mer qui, par la circulation arctique, auraient été exportées vers la mer du Groenland et les zones de convection, y amenant de grandes quantités d'eaux douces.

Tout cela montre qu'il y a couplage entre l'océan et la cryosphère à travers les flux variables d'eaux douces qui contrôlent la formation des eaux profondes, l'intensité de la circulation thermohaline et l'efficacité de la pompe à chaleur nord-atlantique. Pompe qui répond beaucoup plus rapidement qu'on ne l'imaginait aux fluctuations d'eaux douces, amenant en quelques années d'amples variations climatiques.

## **UN NOUVEL ACTEUR DU CLIMAT : L'HOMME.**

### **L'OCÉAN ET LE GAZ CARBONIQUE**

Ce n'est que récemment que l'on a identifié l'homme comme une nouvelle composante du système climatique. Il a fallu, pour cela, la mesure systématique des teneurs en gaz carbonique de l'atmosphère à la station d'observation de Mona Loa (Hawaii) installée par Keeling en 1958 pour l'Année géophysique internationale. On s'est alors aperçu que cette concentration ne cessait de croître d'année en année au taux annuel de 0,5 %. Parallèlement, les températures moyennes augmentant également sur Terre, on s'est interrogé naturellement sur la relation qu'il pouvait y avoir entre les deux phénomènes, sachant que le gaz carbonique à l'effet de serre important pouvait modifier le bilan radiatif de l'atmosphère. L'homme, en utilisant des combustibles fossiles, rejette de très grandes quantités de gaz carbonique dans l'atmosphère : environ 7 gigatonnes de carbone par an. C'est lui qui porte la responsabilité de l'augmentation des teneurs atmosphériques en gaz carbonique. On ne retrouve cependant dans l'atmosphère que la moitié du gaz produit. L'autre moitié ne peut se retrouver que dans la végétation continentale ou dans l'océan. D'où les deux questions : quelle part l'océan absorbe-t-il ? Cette capacité d'absorption a-t-elle des limites ?

### **L'OCÉAN, POMPE PHYSICO-CHIMIQUE À GAZ CARBONIQUE**

Dans le système climatique, l'océan est le principal réservoir de carbone : 40 000 gigatonnes contre 780 dans l'atmosphère (50 fois moins) et 2 000 dans la biosphère continentale (végétation et sols). L'essentiel du

carbone océanique est sous forme minérale : gaz carbonique, carbonates et bicarbonates dissous qui constituent un système chimique dont le point d'équilibre évolue en fonction des échanges de gaz carbonique avec l'atmosphère. L'augmentation ou la diminution de  $\text{CO}_2$  dans la couche de surface déplace cet équilibre chimique qui, en définitive, règle la vitesse d'absorption ou de résorption du  $\text{CO}_2$ . Ces échanges dépendent des concentrations relatives de l'atmosphère et de la couche superficielle de l'océan en gaz carbonique caractérisées par ce que l'on appelle la pression partielle du gaz. Si celle-ci est supérieure dans l'atmosphère à ce qu'elle est dans l'océan, il y aura absorption de gaz par l'océan, qui joue alors le rôle de « puits ». Si c'est l'inverse, il y aura dégazage de l'océan, qui devient « source » de gaz carbonique pour l'atmosphère. L'équilibre est atteint si les pressions partielles sont égales, ce qui est très rarement le cas car, d'une part, les processus d'équilibrage du système chimique sont lents et que, d'autre part, les processus de mélanges renouvellent sans cesse les masses d'eau à l'interface.

L'océan peut donc, suivant les conditions, absorber du gaz carbonique ou au contraire en rejeter. La solubilité du gaz carbonique dépend de la température de l'océan : elle est plus grande quand la température est basse. Les processus dynamiques de réchauffement océanique produiront du gaz carbonique : c'est le cas par exemple dans les systèmes de remontée d'eaux froides comme les *upwellings* côtiers ou équatoriaux (voir chapitre 4) : les eaux froides issues des couches profondes perdent une part de leur gaz carbonique en se réchauffant progressivement en surface. Les processus de refroidissement en absorbent, comme c'est le cas dans les zones de formation d'eaux profondes de l'Atlantique Nord.

#### LA POMPE BIOLOGIQUE À GAZ CARBONIQUE

Le gaz carbonique est la source de carbone de la production primaire (photosynthèse) de matière vivante. La production biologique des couches de surface océaniques constitue ainsi un puits de gaz carbonique. Les êtres vivants, à leur mort, sont entraînés vers les couches profondes où ils se décomposent et se minéralisent, enrichissant les couches profondes en gaz carbonique. La pompe biologique transfère donc du gaz carbonique de la surface vers les couches profondes qui le restitueront lorsque, au bout de leur périple, elles referont surface, dans les zones d'*upwelling* ou au terme du voyage en profondeur des eaux du tapis roulant précédent. Ce qui prend des centaines d'années. Seulement 0,4 % de la production biologique océanique atteint les fonds marins où elle sédimente.

## L'AVENIR OCÉANIQUE DU GAZ CARBONIQUE ANTHROPIQUE : LES LIMITES DU POMPAGE OCÉANIQUE

On appelle gaz carbonique anthropique celui qui est produit par l'homme. L'augmentation des concentrations atmosphériques en gaz carbonique accroît les différences de pression partielle qu'il peut y avoir entre l'atmosphère et l'océan. Autrement dit, globalement la solubilité du gaz carbonique augmente lorsque croissent les teneurs atmosphériques. Il n'est donc pas surprenant à priori que l'océan ait joué et joue un rôle important en absorbant sa part du gaz carbonique anthropique. À terme, cette aptitude peut être inhibée par les changements climatiques induits. On s'attend en effet qu'un réchauffement global échauffe aussi les couches de surface de l'océan, diminuant du même coup la solubilité du gaz carbonique et l'aptitude de l'océan à l'absorber. Pour que ce pompage soit efficace, il faut aussi que le surplus de gaz carbonique absorbé soit transféré aux couches profondes et donc que les processus de mélange et de convection ne soient pas atténués par le changement climatique. Or le réchauffement superficiel tend à stabiliser les couches de surface et à limiter les mélanges verticaux avec les couches profondes. Un ralentissement du tapis roulant n'est pas non plus exclu si l'on se réfère au dernier rapport du GIEC (Groupe intergouvernemental pour l'étude du climat), ce qui atténuerait la pompe à CO<sub>2</sub> qu'est la zone de formation de l'eau profonde nord-atlantique. Enfin, ce gaz carbonique excédentaire transféré aux couches profondes n'est soustrait à l'atmosphère que de manière temporaire. En refaisant surface, elles rendront, un jour ou l'autre, à l'atmosphère une partie du CO<sub>2</sub> qu'elles avaient prélevé quelques dizaines ou centaines d'années plus tôt. Quant au 0,4 % de la production qui sédimente sur le fond, il offre peu d'espoir de « séquestrer » (de sortir quasi définitivement du système) une part importante du CO<sub>2</sub> anthropique. La capacité de l'océan à absorber le CO<sub>2</sub> anthropique est donc vraisemblablement limitée et mieux vaut se soucier de réduire sa production que trop faire confiance à l'océan pour résoudre le problème.

Le gaz carbonique est très abondant dans l'océan et il n'y limite jamais la production primaire. Au premier ordre donc la pompe biologique est indifférente à l'augmentation du gaz carbonique. Elle ne l'est plus dès que les changements climatiques modifient le fonctionnement des écosystèmes marins et leur production biologique. Globalement, la stabilisation des couches de surface (par augmentation de sa température) limitant les mélanges avec les couches profondes riches en éléments nutritifs indispensables à la photosynthèse devrait diminuer l'intensité de la pompe biologique. On verra plus loin que la variabilité climatique naturelle fait

varier considérablement certains écosystèmes. Cela peut avoir un impact très significatif sur les flux de gaz carbonique. Par exemple, le phénomène El Niño perturbe suffisamment les écosystèmes marins pour être détecté dans les mesures de gaz carbonique de la station de Mona Loa. Le phénomène El Niño se manifeste par l'occultation complète des *upwellings* équatorial et côtier d'Amérique du Sud (voir chapitres 4 et 5), fermant ainsi deux sources importantes de gaz carbonique océanique, ce qui se traduit par une diminution significative, mais temporaire, des teneurs en CO<sub>2</sub> de l'atmosphère. Courte pause dans l'inéluctable processus de l'accroissement du gaz carbonique. Le réchauffement global peut modifier les fréquences et amplitudes d'El Niño et de la NAO avec des conséquences sur les écosystèmes qui interféreront aussi sur la pompe biologique à CO<sub>2</sub>.

## **RÉDUIRE LES INCERTITUDES**

### **QUELLES ÉVOLUTIONS CLIMATIQUES POUR LE PROCHAIN SIÈCLE ?**

On le voit les inconnues et les incertitudes sont encore nombreuses. L'impact que peut avoir l'accroissement des gaz à effet de serre sur le climat lance un double défi. Défi politique et économique qu'illustre la difficulté qu'il y a à s'entendre internationalement sur la mise en œuvre du Protocole de Kyoto (1997) pour réduire à l'horizon 2008-2012 la production de gaz à effet de serre de 5,2 % par rapport au niveau de 1990. Protocole pourtant élaboré dans le cadre d'une convention-cadre sur le changement climatique signée par 150 pays dans la foulée du sommet de la Terre de Rio de Janeiro de 1992. Défi scientifique aussi pour proposer des scénarios fiables d'évolution du climat pour le prochain siècle. En 1988, l'Organisation météorologique mondiale (OMM) et le Programme des Nations Unies pour l'environnement (PNUE) créèrent le GIEC (Groupe intergouvernemental sur l'évolution du climat) chargé d'évaluer l'information scientifique disponible et donner des avis sur les impacts et les mesures de prévention et d'adaptation envisageables. Le GIEC a publié son troisième rapport en 2001. Il a formulé plusieurs scénarios d'évolution d'émission de gaz à effet de serre construits à partir d'hypothèses sur les développements économiques, démographiques et technologiques dans le monde. Ces scénarios ont été utilisés pour « forcer » les modèles de simulation de l'évolution du climat sur les cent prochaines années. Ces simulations ne valent évidemment que ce que valent les modèles et il est difficile de les calibrer sur les climats passés puisque, dans le passé connu (- 500 000 ans), il n'y a jamais eu de perturbation aussi ample des

teneurs atmosphériques en gaz à effet de serre. Nouveau venu dans le système climatique, l'homme y a fait sentir d'emblée sa singularité. Sur les cinq cent mille dernières années, entre les extrêmes glaciaires froids et les extrêmes interglaciaires chauds, les concentrations en CO<sub>2</sub> ont oscillé entre une valeur minimale de 180 ppm (partie pour million) et un maximum de 280 ppm. Nous sommes maintenant à 370 ppm, soit 30 % de plus que le maximum naturel. Nous sommes donc sortis de l'épure et n'avons pas de référence historique par rapport à laquelle nous pourrions nous situer. La reconstitution des climats anciens nous permet d'analyser, voire de quantifier, les processus naturels pour améliorer et valider les modèles en situation naturelle, mais cela ne garantit pas la qualité du modèle face à une perturbation d'un tout autre type comme celle que l'homme fabrique actuellement. Néanmoins, on ne travaille pas complètement sans filet : cette perturbation anthropique a démarré de manière sensible il y a à peu près cent cinquante ans et l'on connaît assez bien l'évolution de la concentration atmosphérique de CO<sub>2</sub> depuis cette date. On peut, avec 1850 comme point de départ, faire tourner les modèles en mode « naturel » sans prendre en compte l'accroissement du CO<sub>2</sub> d'un côté et en mode « anthropique » en la prenant en compte de l'autre. La comparaison est éloquent : les deux simulations s'écartent beaucoup l'une de l'autre, surtout à partir de 1950, et la version anthropique colle beaucoup mieux aux observations que la simulation naturelle. Cela donne évidemment confiance car, si ces modèles fonctionnent bien sur le siècle passé, pourquoi ne fonctionneraient-ils pas pour le siècle suivant alors que la perturbation, même si elle s'amplifie, reste de même nature ?

Sur la base des scénarios et de la dizaine de modèles disponibles, l'augmentation de la température moyenne se situerait entre 1,4 et 5,8°, la largeur de la fourchette tenant plus à la variabilité des scénarios d'émission qu'à celle des modèles eux-mêmes. L'augmentation du niveau de la mer se situerait entre 11 et 77 cm, beaucoup plus due à la « dilatation » résultant de l'augmentation de la température de la mer (entre 11 et 43 cm) qu'à la fonte des glaciers (entre 1 et 23 cm).

Le GIEC ne s'est pas seulement soucié de se projeter à cent ans, il s'est aussi intéressé aux modifications qui pourraient intervenir dans la variabilité climatique aux autres échelles de temps.

L'histoire récente du phénomène El Niño montre que son ampleur et sa fréquence varient à des échelles décennales. Par exemple, si l'on se réfère à l'évolution des valeurs de l'indice SOI, on s'aperçoit que les anomalies négatives ont dominé de 1975 à 1998 alors que c'était l'inverse dans la

période précédente, au moins depuis 1945. Cette période a correspondu aux deux événements El Niño les plus vigoureux du siècle : 1982-1983 et 1997-1998 et à un El Niño « prolongé » qui a créé des anomalies chaudes de la température de surface du Pacifique central de 1991 à 1995. Cette situation est-elle le résultat d'une variation naturelle du climat ou est-elle la signature du changement global qui tirerait ENSO vers sa phase chaude ? Trois questions se posent :

- 1) L'océan Pacifique équatorial va-t-il évoluer vers un régime plus favorable à des situations de type El Niño (anomalies de SOI négatives, anomalies de température de surface positives) ?
- 2) La fréquence et l'amplitude du phénomène seront-elles accentuées ?
- 3) Les conséquences climatiques seront-elles amplifiées ?

La difficulté de la prise en compte de la variabilité climatique à l'échelle d'El Niño dans les modèles à long terme est illustrée par la difficulté qu'il y a encore à faire une prévision, à quelques mois, des événements El Niño. Les conclusions prudentes des experts scientifiques du GIEC sont que l'on doit effectivement s'attendre à une évolution vers des situations plus proches d'El Niño (valeurs plus faibles de SOI) sans pour autant que les événements soient plus fréquents ou leur amplitude plus grande. Les perturbations climatiques associées seraient renforcées : précipitations encore plus abondantes sur les côtes du Pérou, sécheresse accentuée en Indonésie.

Dans le résumé du rapport destiné aux décideurs politiques, le GIEC ne dit rien de l'évolution de la variabilité climatique aux échelles décennales de la NAO. Car il n'y a pas de consensus suffisant entre les simulations des différents modèles. Il ressort néanmoins du rapport scientifique que, bien que tous les modèles n'aillent pas dans ce sens, l'on s'oriente vers une augmentation de la valeur moyenne de l'indice de la NAO ; en clair des hivers doux, humides et agités sur l'Europe de l'Ouest.

L'évolution de la circulation thermohaline est un point crucial lorsque l'on se soucie de l'évolution du climat au-delà des échelles décennales. Elle est très largement contrôlée dans l'Atlantique Nord, zone de formation de l'eau profonde de l'Atlantique Nord, moteur du tapis roulant océanique et de la pompe à chaleur, par le bilan d'eau douce, c'est-à-dire les précipitations et la formation de glace (qui, augmentant la salinité de l'eau de mer, accroît aussi sa densité). Le réchauffement global provoquant un recul général de la banquise joint à une augmentation des précipitations pourrait ralentir la circulation thermohaline et donc, paradoxalement, comme au Dryas récent, être la cause, en Europe de l'Ouest, d'un refroidissement plutôt que d'un réchauffement. L'histoire des climats passés nous a montré que les

changements climatiques provoqués par le ralentissement de cette circulation pouvaient être très rapides : quelques années ou dizaines d'années. Aussi convient-il d'être très attentif à bien rendre compte, dans les modèles, des facteurs qui contrôlent la genèse de cette circulation. D'autant que l'évolution ne se fait pas de manière progressive et continue : il y a manifestation des seuils qui font basculer le système de manière irréversible dans une configuration ou dans une autre. Les cycles de Dansgaard-Oeschger et les événements de Heinrich témoignent de ces basculements brutaux qui, au premier abord, semblent périodiques mais qui ne sont que la manifestation de seuils qu'il ne faut pas dépasser si l'on veut rester dans une configuration stable. Risque-t-on une fermeture complète de la pompe à chaleur ? Aucun modèle ne l'envisage pour les cent prochaines années. Tous prévoient effectivement pour cette période un ralentissement de la circulation thermohaline mais insuffisant pour remettre en cause le réchauffement de l'Europe de l'Ouest. Mais au-delà tout est possible si les mesures prises pour limiter la production de gaz à effet de serre sont insuffisantes. Certains modèles prévoient que, pour une augmentation globale de la température comprise entre 3,7° et 7,4°, on pourrait basculer dans une situation de fermeture de la circulation thermohaline qui réfrigérerait certainement l'Europe mais qui aurait aussi un impact sur le reste du monde. Si l'on se rappelle que la projection à cent ans du GIEC situe la fourchette d'augmentation de la température moyenne entre 1,4 et 5,8 °C, il y a de quoi s'inquiéter.

#### LES PROGRAMMES DE RECHERCHE

Les incertitudes, on le voit, ne manquent pas. S'il est maintenant certain que l'augmentation anthropique des gaz à effet de serre a un effet sur le climat de la planète, que l'on en a déjà détecté les effets et que le mouvement de réchauffement va se poursuivre au cours du siècle, il est encore difficile d'en évaluer l'ampleur, les impacts aux échelles régionales et les conséquences sur la variabilité climatique. Aussi la recherche scientifique qui alimente le GIEC est-elle un enjeu majeur pour progresser. Elle s'est organisée depuis une vingtaine d'années autour de programmes internationaux pluridisciplinaires sous la houlette des organisations internationales.

Le premier d'entre eux, chronologiquement, a été le Programme mondial de recherche sur le climat lancé en 1980. Organisé conjointement par le CIUS (Conseil international des unions scientifiques, émanation des académies des sciences), l'Organisation météorologique mondiale et la COI (Commission océanographique intergouvernementale), il s'est donné pour objectif d'établir les bases scientifiques nécessaires à la compréhension des

phénomènes physiques qui régissent le fonctionnement du système climatique pour évaluer jusqu'à quel point il est prévisible et de quelle manière les activités humaines vont le modifier. Il doit donc prendre en compte tous les compartiments du système : atmosphère, océan, cryosphère, surfaces terrestres et les flux qu'ils échangent. Pour ce qui est de l'océan, il a organisé deux programmes phares dans les années 80-90. Le programme TOGA (Tropical Ocean and Global Atmosphere) entre 1985 et 1995 pour l'étude de la variabilité interannuelle du climat et plus particulièrement du phénomène El Niño fut l'occasion de mettre en place dans le Pacifique tropical le premier système quasi opérationnel d'observations de l'océan. Le programme WOCE entre 1990 et 1997 s'est intéressé à la totalité de l'océan dans ses trois dimensions pour évaluer les courants et les transports de chaleur et de carbone avec la meilleure résolution possible : première expérience d'océanographie totale tant par son objectif global que par la variété des moyens mis en œuvre, des navires de recherche aux satellites. Ces deux programmes se prolongent par le programme en cours CLIVAR (Climate Variability) qui englobe la totalité des compartiments du système climatique et les principales échelles de temps de la variation climatique : interannuelle (El Niño), décennales (NAO), centenaire (circulation thermohaline), qui, on l'a vu, recèle encore bien des inconnues.

La physique ne suffit pas à résoudre le problème. Le monde vivant et l'homme sont des acteurs du climat à travers le cycle du carbone qui gère les teneurs atmosphériques du gaz carbonique. Ils subissent aussi en retour les conséquences de l'évolution du climat qui peuvent être dramatiques pour les écosystèmes et les sociétés humaines. Le Conseil international des unions scientifiques a pris en 1986 l'initiative d'un très vaste programme pour décrire et comprendre les processus interactifs physiques, chimiques et biologiques qui régulent le fonctionnement de la totalité du système Terre, les changements qu'il subit et la manière dont ils sont modifiés par les activités de l'homme. C'est le PIGB (Programme international géosphère-biosphère). Vaste programme organisé en projets et, pour ce qui concerne notre propos, plus particulièrement les projets JGOFS et GLOBEC. Le programme JGOFS (Joint Global Ocean Flux Studies) a été mis en place en 1987. Il a pour objectif de comprendre et de quantifier le cycle du carbone dans l'océan afin d'évaluer les flux de carbone aux interfaces avec l'atmosphère et les fonds océaniques, et d'en prévoir l'évolution. C'est un programme lourd à mettre en œuvre compte tenu du nombre de paramètres physiques, chimiques et biologiques à considérer. Aussi, à côté des activités de modélisation, de quelques mesures (températures, concentrations



en CO<sub>2</sub> et chlorophylle de surface) que l'on peut presque faire en routine sur des navires de commerce et de quelques rares stations de mesures fixes, l'essentiel du travail se fait à partir de un ou plusieurs navires de recherche sur des zones limitées représentatives de situations caractéristiques que l'on pourrait qualifier de provinces biogéochimiques. Le projet GLOBEC (Global Ocean Ecosystem Dynamics) démarré en 1991 a, comme son nom l'indique, pour ambition de comprendre comment le changement global peut modifier le fonctionnement des écosystèmes marins et affecter l'abondance, la diversité et la productivité des populations marines aux premiers niveaux de la chaîne alimentaire : de la production primaire aux petits pélagiques et aux stades juvéniles des poissons qui sont les étapes déterminantes notamment pour le devenir des espèces exploitées.

Tous ces programmes de recherche sont des programmes de longue haleine qui ont déjà permis au GIEC d'affiner ses projections mais le risque reste grand que, du fait de l'inertie politique pour la mise en œuvre de mesures propres à réellement diminuer les émissions de gaz à effet de serre, les changements en cours aillent beaucoup plus vite que les progrès de notre capacité à les prévoir.

# 4 Dynamique des écosystèmes

## LA PRODUCTION PRIMAIRE

Le monde vivant sur Terre s'élabore par synthèse de matière organique à partir d'éléments minéraux. Cette synthèse n'est évidemment pas gratuite : il lui faut de l'énergie. Dans la majorité des cas, elle est fournie par la lumière du Soleil. Parfois, en l'absence de lumière, la vie trouve les ressources énergétiques nécessaires dans des réactions chimiques. C'est le cas, par exemple, dans les écosystèmes qui se sont formés au fond de l'océan autour des sources hydrothermales chaudes en l'absence de toute source de lumière. Si l'on a de bonnes raisons de penser qu'à l'origine la vie s'est créée à partir de ces processus chimiosynthétiques, c'est incontestablement la photosynthèse comme source de production primaire qui domine depuis quelques milliards d'années et qui, à partir du rayonnement solaire, assure le développement de la vie à terre comme en mer.

Les ingrédients élémentaires de la fabrication de la matière organique sont assez simples : le gaz carbonique ( $\text{CO}_2$ ) et l'eau ( $\text{H}_2\text{O}$ ), par le canal de la chlorophylle capable de fixer l'énergie lumineuse, se combinent suivant l'équation simplifiée suivante pour fournir la matière organique de base :  $\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{O} + \text{lumière} = (\text{CH}_2\text{O}) + \text{O}_2$ .

La matière vivante requiert aussi d'autres éléments : les sels nutritifs ou nutriments sources d'azote, phosphore, silicium, et de toute une palette d'éléments minéraux qui font qu'une région sera plus ou moins fertile. À terre, les défaillances de l'un ou l'autre de ces éléments peuvent être palliées par des apports extérieurs : irrigation, engrais et, en y mettant les moyens,

on sait même construire des terrains de golf dans des régions désertiques. Il est sans doute difficile, à propos de l'océan où l'eau ne manque pas, de parler de désert mais, comme à terre, il existe de très grandes différences de fertilité d'une région à l'autre. C'est le plancton végétal ou phytoplancton, équivalent de l'herbe des prairies, qui est responsable en mer de la production primaire qui constitue le point de départ de la chaîne alimentaire marine qui conduit aux poissons que l'on retrouve dans nos assiettes. Il s'agit d'algues monocellulaires microscopiques de quelques microns dont l'abondance détermine la fertilité d'une région océanique. On peut à juste titre parler de « prairies marines » et il y a une très grande différence de rendement entre celles que l'on rencontre au centre des régions anticycloniques qualifiées parfois de déserts océaniques tant la production y est faible et celles de certaines régions côtières comme au Pérou où la production est près de cent fois plus forte.

### **LES PRAIRIES MARINES**

La couleur de l'océan est un indicateur de cette fertilité. Mais l'œil de l'observateur peut être trompeur. À terre, au cours de ses déplacements, chacun peut apprécier à l'œil nu le contraste qu'il y a entre le survol de la luxuriance de la forêt amazonienne et celui du Nordeste brésilien pas si éloigné et pourtant dramatiquement sec. Les différences sont beaucoup plus subtiles dans l'océan et à première vue l'observateur scrutant sa surface ne se sent guère renseigné sur les richesses végétales qu'il détient. D'autant que le plus souvent, pour le promeneur ou le marin, la couleur de la mer n'est que le reflet du ciel : le bleu de la Méditerranée vire au gris par temps couvert. La couleur de l'océan, la vraie, débarrassée de l'artefact de la réflexion est celle que perçoit le nageur qui de la surface regarde vers le bas. C'est aussi celle que peuvent déceler depuis l'espace certains radiomètres embarqués sur satellites (voir chapitre 6).

La couleur de l'océan dépend d'abord des propriétés optiques de l'eau qui est sélective dans sa capacité d'absorption du rayonnement solaire : elle laisse beaucoup plus facilement passer le bleu que les autres couleurs, ce bleu marine qui caractérise l'océan du large qualifié aussi en français de Grande Bleue.

Mais ce bleu qui fait rêver les poètes peut être altéré par les « impuretés » que contient l'océan, qu'il s'agisse, dans les régions côtières, des apports terrigènes charriés par fleuves et rivières ou tout simplement des êtres vivants que l'océan recèle et particulièrement le plancton végétal qui, riche en chlorophylle, tend à le colorer en vert ; cette couleur glauque qui faisait dit-

on le charme des yeux d'Athéna. Et plus il y aura dans l'océan de phytoplancton donc de chlorophylle et plus celui-ci paraîtra vert. En analysant la lumière issue de l'océan (sa couleur) et en faisant le rapport de l'intensité lumineuse aux longueurs d'onde caractéristiques de la chlorophylle (bleu pour l'absorption maximale, vert pour l'absorption minimale), on a une mesure de la concentration en chlorophylle de l'océan et donc de sa richesse potentielle. C'est ce que l'on fait depuis l'espace avec des radiomètres embarqués sur satellite qui mesurent l'intensité lumineuse reçue de l'océan aux longueurs d'onde caractéristiques de la chlorophylle.

L'image de la figure 13 représente les teneurs moyennes en chlorophylle de l'océan mondial et des continents entre septembre 1997 et août 2000. Elle a été construite à partir des mesures du satellite Seawifs et permet de faire un inventaire des végétations terrestres et marines. On voit que l'on a en mer des contrastes analogues à ceux que l'on observe sur les continents. Pour être au plus près de la réalité, la palette de couleurs de la végétation terrestre va du sable des déserts au vert bleu de la forêt amazonienne et celle de l'océan du bleu violet des zones les plus pauvres au jaune puis rouge des régions les plus riches en passant par le vert.

Ce qui frappe immédiatement sur cette figure, c'est la nette dominance du bleu, donc des régions les plus pauvres au centre même des bassins océaniques : Pacifique, Atlantique, Indien : vastes « zones désertiques » qui contrastent avec la richesse relative que l'on note dans les régions à plus haute latitude et le long des côtes. L'interprétation de la mesure n'est pas toujours aisée et il est vraisemblable que les extrema visibles (en rouge) aux embouchures des grands fleuves (Amazone, Congo, Río de la Plata) correspondent davantage à la charge en sédiments que ces fleuves amènent à la mer et qui polluent la mesure plutôt qu'à de la chlorophylle. Remarquables également sont les « langues vertes » qui d'est en ouest s'étendent le long de l'équateur dans le Pacifique et dans une moindre mesure dans l'Atlantique. Remarquable enfin la zone d'enrichissement qui ceinture le globe aux limites de l'Antarctique, du sud de l'Amérique du Sud au sud de l'Afrique et de l'Australie.

### **LES FACTEURS LIMITANTS DE LA PRODUCTION PRIMAIRE**

Dans l'océan, l'eau ne manque évidemment pas, le gaz carbonique, source de carbone, non plus : l'océan est saturé en gaz carbonique. Le Soleil, source exclusive de lumière pour la production primaire, inonde la surface de la mer ; mais l'eau absorbe rapidement le rayonnement solaire, si bien que cette production sera forcément limitée aux couches superficielles de l'océan.

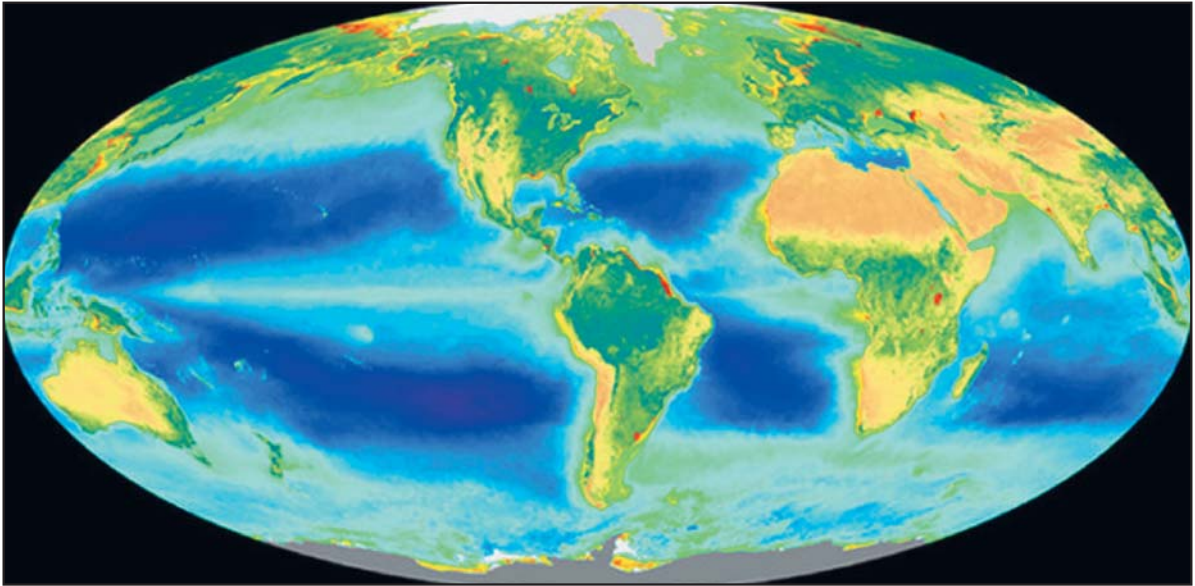


Figure 13  
 Carte de la chlorophylle mondiale vue par le satellite Seawifs entre septembre 1997 et août 2000. Sur l'océan, les teneurs en chlorophylle croissent du bleu violet ( $< 0,1 \text{ mg/m}^{-3}$ ) au rouge ( $> 10 \text{ mg/m}^{-3}$ ).

Source : Seawifs Project, NASA/Goddard Space Flight Center and ORBIMAGE.

Les sombres profondeurs de l'océan au-delà de la centaine de mètres sont peu propices au développement de la vie. Seules les oasis qui entourent les sources hydrothermales profondes et qui font appel à d'autres sources d'énergie échappent à cette contrainte. Reste pour assurer la fertilité des océans la disponibilité en nutriments. Or ceux-ci sont beaucoup plus importants en profondeur qu'en surface et cela se comprend aisément. Le monde vivant est un système renouvelable qui se nourrit sans cesse de sa propre mort : la décomposition de la matière organique morte rend au monde minéral les éléments que, vivante, elle lui avait empruntés : l'eau, le gaz carbonique, les nutriments qui se retrouvent à nouveau disponibles pour une incursion dans le monde vivant. Ainsi peut-on arriver à des écosystèmes proches de l'équilibre où la vie et la mort sont quantitativement à égalité. Mais nul n'échappe à la pesanteur et les organismes marins, privés à leur mort de leur capacité natatoire, sont inexorablement entraînés vers le fond en se décomposant et se minéralisant au cours de leur chute. Ainsi restituent-ils l'essentiel de leurs composés minéraux non pas dans la couche de surface, propice à la photosynthèse, mais dans les couches profondes, à l'abri de la lumière, séparées des couches de surface par cette barrière que constitue la thermocline qui est aussi une « nutricline », séparant la couche de surface pauvre en nutriments des couches profondes où ils abondent.

Pour assurer sa fertilité, l'océan doit donc résoudre cette difficulté : amener les nutriments des couches profondes vers celles bien éclairées de surface. Il le fait par divers processus dynamiques d'enrichissement et la carte de la figure 13 permet d'identifier les régions où de tels processus sont à l'œuvre. Ce sont les mouvements de l'océan qui finalement contrôlent la productivité océanique.

### **LES « DÉSERTS » MARINS AU CŒUR DES GRANDS TOURBILLONS OCÉANIQUES**

L'expression « désert » utilisée parfois pour désigner ces vastes zones peu productives au cœur des océans est sans doute abusive : ce ne sont certes pas des zones de pêche intensive mais on y trouve quand même des poissons qui ne sont pas menacés de périr de faim. Mieux vaut sans doute être naufragé dans ces régions que voyageur égaré au cœur du Sahara. Ce sont néanmoins les régions les moins productives de l'océan et il doit bien y avoir une raison à cela, qui n'est évidemment pas le manque d'eau comme au Sahara.

Si l'on compare la carte de distribution de la chlorophylle de la figure 13 à celle des courants de surface (figure 1) on remarque que ces pseudo-déserts océaniques correspondent aux vastes tourbillons anticycloniques décrits au chapitre précédent, situés au cœur des bassins océaniques au nord comme au sud (à l'exception de l'océan Indien dont l'extension septentrionale maximale à 20° N en fait un demi-océan avec un régime de mousson qui lui est propre).

L'accumulation pérenne d'eau de surface à l'intérieur du « gyre » revient à un approfondissement relatif de la thermocline et donc de la couche riche en éléments nutritifs qui, loin de la lumière, est forcément peu productive. La thermocline n'est évidemment pas infranchissable et la turbulence, même réduite à travers la thermocline, assure toujours un minimum de flux de sels nutritifs vers la couche de surface à même d'y maintenir une activité photosynthétique suffisante pour entretenir la chaîne alimentaire. Activité trop faible cependant pour perturber sensiblement la couleur naturelle des eaux océaniques.

### **LES UPWELLINGS CÔTIERS**

Un « zoom » de la couleur de la mer sur le courant de Benguela le long des côtes d'Afrique du Sud (figure 14) aux latitudes de la circulation anticyclonique avec les mêmes échelles de couleur que pour la figure 13 illustre le contraste qui existe entre les faibles concentrations en chlorophylle des eaux du large (de l'ordre de 0,1 mg/m<sup>3</sup>) et la grande richesse de la zone côtière dont les concentrations sont cent fois plus élevées. Contraste aussi avec l'extrême aridité à terre. Nous sommes le long du désert de Namibie

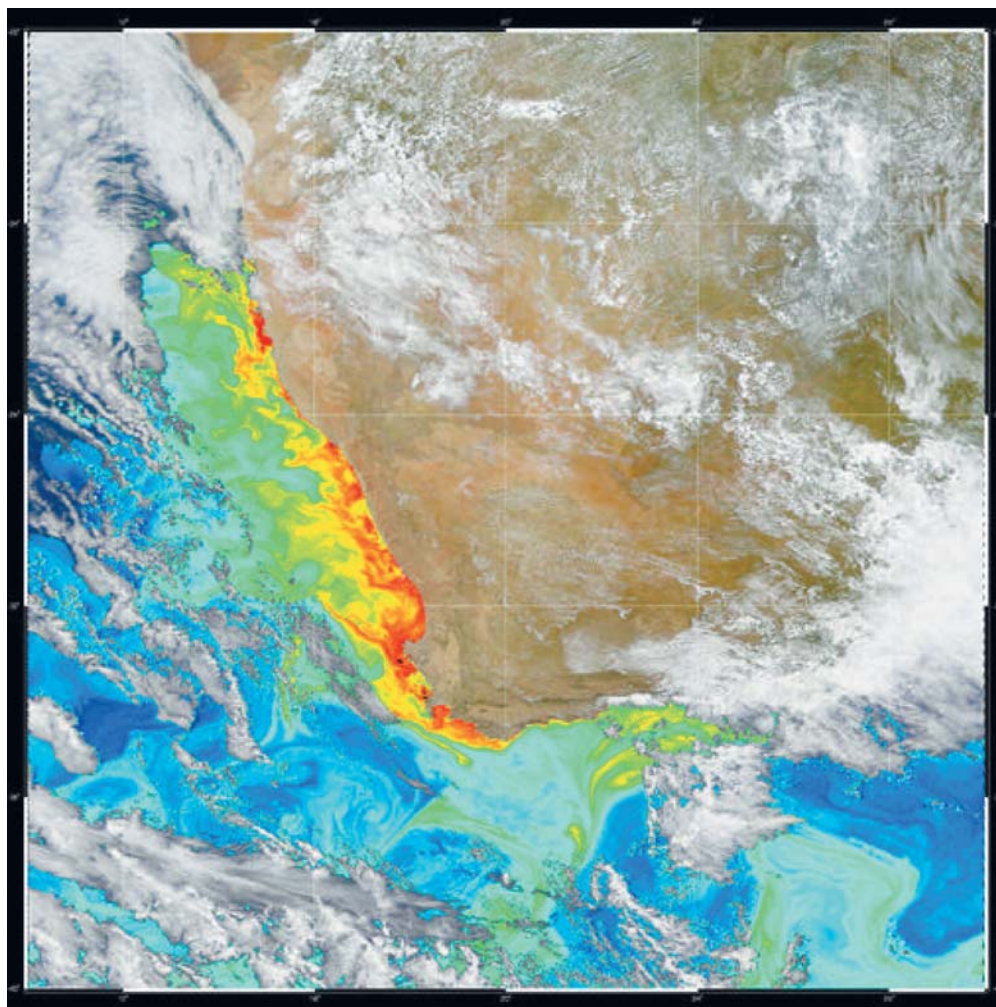


Figure 14  
 La chlorophylle dans l'*upwelling* du courant de Benguela en Afrique du Sud le 21 février 2000. L'échelle de couleur est la même que pour la figure 13.

Source : Seawifs Project, NASA/Goddard Space Flight Center and ORBIMAGE.

et il est difficile d'imputer cette richesse des eaux côtières aux apports des quelques petites rivières elles-mêmes à sec la plupart du temps. On trouve la même situation couplant luxuriance marine et aridité terrestre sur le bord est des autres circulations anticycloniques subtropicales de l'Atlantique et du Pacifique : le courant des Canaries en bordure du Sahara, le courant de Humboldt face au désert d'Atacama (Chili-Pérou) et aussi le courant de Californie au climat sec quoique non désertique. On ne retrouve pas cette symétrie dans l'océan Indien, demi-océan fermé au nord par l'imposante masse du continent asiatique qui lui impose un régime de mousson saisonnière. Il n'y a pas alors de « gyre » anticyclonique permanent comme dans les bassins nord des deux autres océans. À la mousson d'été qui souffle

de l'océan vers le continent correspond le long des côtes des Somalies une zone fortement productive analogue aux précédentes. On en déduit facilement qu'il y a une relation entre le sens du courant le long de ces côtes, le vent et la productivité biologique que l'on y observe. Toutes ces régions doivent leur prospérité biologique au même phénomène qui permet l'aspiration vers la surface des couches profondes riches en éléments nutritifs : l'*upwelling* côtier, *upwelling* qui, en français, signifie remontée d'eau.

Il faut retourner aux sources des forces qui contrôlent la dynamique des océans pour comprendre le phénomène, en l'occurrence une fois encore le vent et la force de Coriolis. Les eaux des courants de Californie et de Humboldt dans le Pacifique, des Canaries et de Benguela dans l'Atlantique entraînés par les alizés, ou du courant des Somalies entraîné par la mousson d'été de l'océan Indien ont, du fait de la force de Coriolis et conformément au schéma d'Ekman, une composante qui les entraîne vers l'intérieur des gyres anticycloniques, c'est-à-dire vers le large. Cet appel du large crée à la côte un « appel d'eau » compensatoire qui ne peut venir que des couches profondes froides et riches en sels nutritifs. C'est l'*upwelling* côtier schématisé sur la figure 15. A. von Humboldt, passant à Trujillo sur la côte du Pérou en 1802, eut la curiosité de mesurer la température de l'atmosphère, ce qui était banal, mais aussi celle de l'océan, ce qui l'était beaucoup moins. Il eut la surprise de constater qu'à « l'intérieur du courant » la température était de 16 °C alors qu'à « l'extérieur du courant » (c'est-à-dire plus au large) elle était entre 26 et 28,5 °C et qu'en outre la température de l'air, 17,8 °C, était supérieure à celle de la mer. Il ne pouvait pas ne pas s'interroger sur l'origine de cette eau froide qui ne pouvait pas être refroidie par l'air qui la surmonte. Premier observateur de ce phénomène (on donna son nom à ce courant « froid »), il fut aussi le premier à en proposer une explication : il suggéra que ce courant froid s'écoulant du sud vers l'équateur était d'origine polaire. Ce n'était pas la bonne. Quelques années plus tard, Urbain Dortet de Tesson, ingénieur hydrographe de la marine royale française, qui participa au voyage de circumnavigation de la frégate *Vénus* (1837-1839) sous les ordres de Dupetit-Thouars, arriva le premier à la conclusion que ce refroidissement océanique était dû à une remontée d'eaux profondes : « On doit conclure que, dans le courant péruvien, l'eau de surface est constamment renouvelée le long de la côte et remplacée par de l'eau provenant des couches plus basses et donc plus froides », écrit-il dans son récit de voyage paru en 1844. C'est grâce à Ekman (1902), qui formulera mathématiquement l'action du vent sur la mer, que l'on trouvera la solution, ce qui n'empêchera pas le



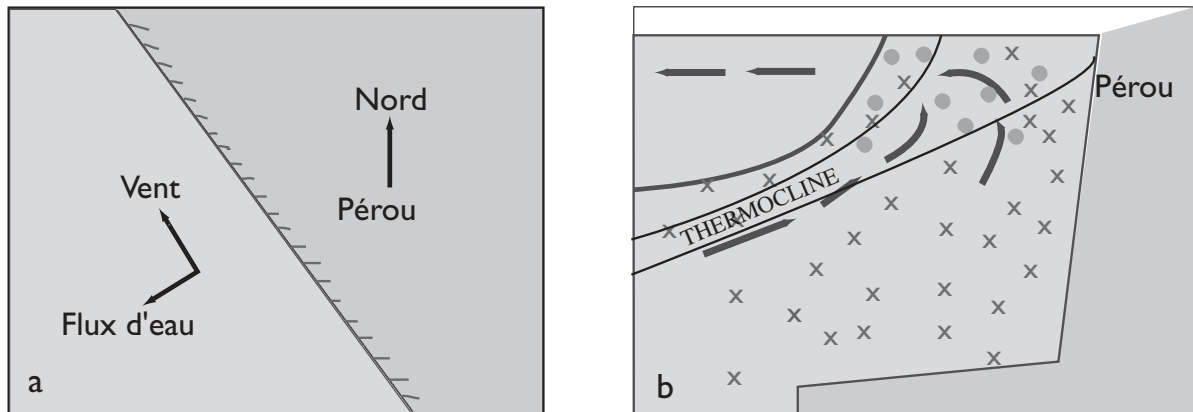


Figure 15

**Schéma d'*upwelling* côtier (hémisphère Sud).**

(a) Un vent soufflant parallèlement à la côte crée un transport moyen d'eau vers sa gauche et à angle droit de la direction dans laquelle il souffle.

(b) Les eaux de surface chassées vers le large sont remplacées à la côte par les eaux sous-jacentes froides et riches en nutriments (représentés par les croix). Les ronds symbolisent le phytoplancton.

Français Thoulet d'écrire encore en 1928 que le refroidissement des eaux côtières du Chili était dû à la fonte des neiges de la cordillère des Andes.

Ces résurgences d'eaux profondes transportent vers la surface des quantités importantes de sels nutritifs qui font de ces *upwellings* côtiers des zones extrêmement fertiles où la pêche est généralement abondante. Au début des années 70, les captures d'anchois dans l'*upwelling* du Pérou représentaient 10 millions de tonnes par an. C'était près du quart des captures mondiales ; en poids mais non en valeur, car pour l'essentiel on en fait de la farine pour l'alimentation animale (environ 30 % des captures mondiales servent à l'alimentation animale). L'ensemble Pérou-Chili représente encore 16 millions des 86 millions de tonnes des captures marines mondiales, soit 18 % du total. C'est aussi plusieurs millions de tonnes, anchois ou sardines, que l'on pêche dans les courants de Californie, des Canaries et de Benguela.

Parmi ces systèmes d'*upwellings* côtiers, celui du courant de Humboldt est le plus célèbre non seulement parce qu'il est le plus productif, mais aussi parce qu'il semble le plus capricieux à cause du phénomène El Niño dont il fut d'ailleurs le berceau (voir chapitre 5).

**LA SINGULARITÉ ÉQUATORIALE**

Sur l'image de la figure 13 l'existence de l'équateur est attestée (si elle avait besoin de l'être) par une bande relativement riche en chlorophylle qui s'étend tout le long de l'équateur d'est en ouest séparant nettement les

hémisphères Nord et Sud de l'Atlantique et du Pacifique. Cela n'est évidemment pas fortuit : l'équateur est réellement une singularité pour la dynamique océanique. La force de Coriolis s'annule à l'équateur et change de signe en passant d'un hémisphère à l'autre : les tourbillons anticycloniques tournent dans le sens des aiguilles d'une montre dans l'hémisphère Nord et en sens contraire dans l'hémisphère Sud. Que se passe-t-il alors le long de cette frontière dynamique équatoriale ? En situation normale, les alizés soufflent d'est en ouest le long de l'équateur, entraînant aussi vers l'ouest un fort courant (courant équatorial Sud). Dès que l'on s'éloigne de l'équateur, la force de Coriolis nulle à l'équateur reprend de la vigueur et entraîne les eaux de surface vers la droite du courant (c'est-à-dire vers le nord) dans l'hémisphère Nord et vers la gauche du courant (c'est-à-dire vers le sud) dans l'hémisphère Sud (figure 16). L'eau de surface « diverge » et crée donc un appel d'eau le long de l'équateur comme précédemment à la côte dans les *upwellings* côtiers. Cet appel d'eau est compensé par une remontée des eaux profondes froides et riches en nutriments qui fertilisent ainsi les régions équatoriales du Pacifique et de l'Atlantique. On ne trouve pas l'équivalent dans le « demi-océan » Indien soumis au régime alternatif de la mousson et qui ne présente donc pas la même symétrie équatoriale.

Cette situation peut être perturbée, comme le montre le contraste entre l'image de décembre-février 1998 qui correspondait à une situation El Niño : l'enrichissement équatorial a disparu, et celle de juin-août 1998 quelques mois plus tard après l'épisode El Niño, lorsque l'*upwelling*

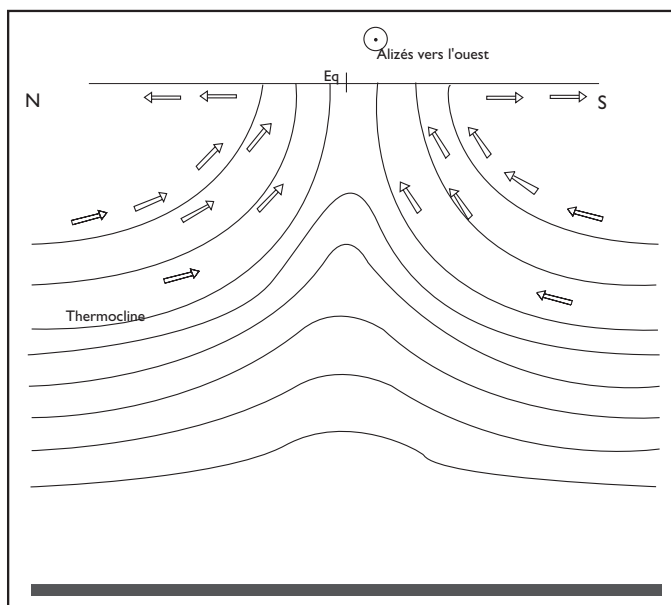


Figure 16

**Schéma de l'*upwelling* équatorial.** Les alizés qui soufflent de l'est vers l'ouest le long de l'équateur entraînent, du fait de la force de Coriolis, les eaux de surface vers le nord dans l'hémisphère Nord et vers le sud dans l'hémisphère Sud. Il y a « appel d'eau » le long de l'équateur qui fait remonter les eaux sous-jacentes.

équatorial s'est rétabli (figure 17). Pendant un épisode El Niño, les alizés faiblissent ou disparaissent, le courant s'inverse le long de l'équateur et coule alors vers l'est. La force de Coriolis fait alors « converger » (et non plus « diverger ») les eaux de surface vers l'équateur où elles s'accumulent, annulant le mécanisme d'*upwelling* : la production biologique s'en trouve très affaiblie.

### **LA FLORAISON PRINTANIÈRE : L'EXEMPLE DE L'ATLANTIQUE NORD**

Dans les régions tropicales, l'énergie que l'océan reçoit du Soleil est élevée et ses variations saisonnières sont faibles. Aussi ces régions, en situation normale, se caractérisent-elles par la permanence d'une thermocline qui sépare la couche de surface chaude et homogène des couches profondes de l'océan. Véritable barrière de densité, la thermocline fait obstacle au passage des sels nutritifs vers la couche de surface bien éclairée dite euphotique et en limite la productivité. Les *upwellings* équatoriaux et côtiers qui sous l'action du vent font émerger la thermocline vers la surface sont des singularités du monde tropical. Dans ces systèmes tropicaux, plus que les variations saisonnières, ce sont les perturbations pluriannuelles comme El Niño qui introduisent de la variabilité, comme on l'a vu dans le Pacifique. Plus on s'éloigne des régions tropicales vers les pôles, plus les variations saisonnières liées à celles de la déclinaison du Soleil (hauteur du Soleil, durée du jour) vont prendre de l'ampleur, atteignant leur paroxysme aux pôles qui connaissent l'alternance six mois de jour, six mois de nuit. Ces variations saisonnières ont un impact direct sur deux paramètres qui contrôlent la production primaire et qui peuvent la limiter : la disponibilité des sels nutritifs et la profondeur de la couche euphotique.

Au régime caractéristique de thermocline permanente des régions tropicales succède vers de hautes latitudes celui de la thermocline saisonnière. En été, aux latitudes tempérées, la longueur du jour et la hauteur du Soleil aidant, l'énergie solaire est suffisante pour créer une structure quasi tropicale avec une couche de surface homogène chaude séparée des couches profondes par une thermocline très marquée. En automne et en hiver, la couche de surface se refroidit, la stratification verticale faiblit et le vent accroît les mélanges verticaux : il n'y a plus d'obstacle à la turbulence pour conduire les sels nutritifs en surface. Et pourtant la production primaire faiblit en hiver en dépit de cette fertilisation de la couche euphotique. On a pensé avec une certaine logique que c'était l'insuffisance de l'ensoleillement hivernal qui

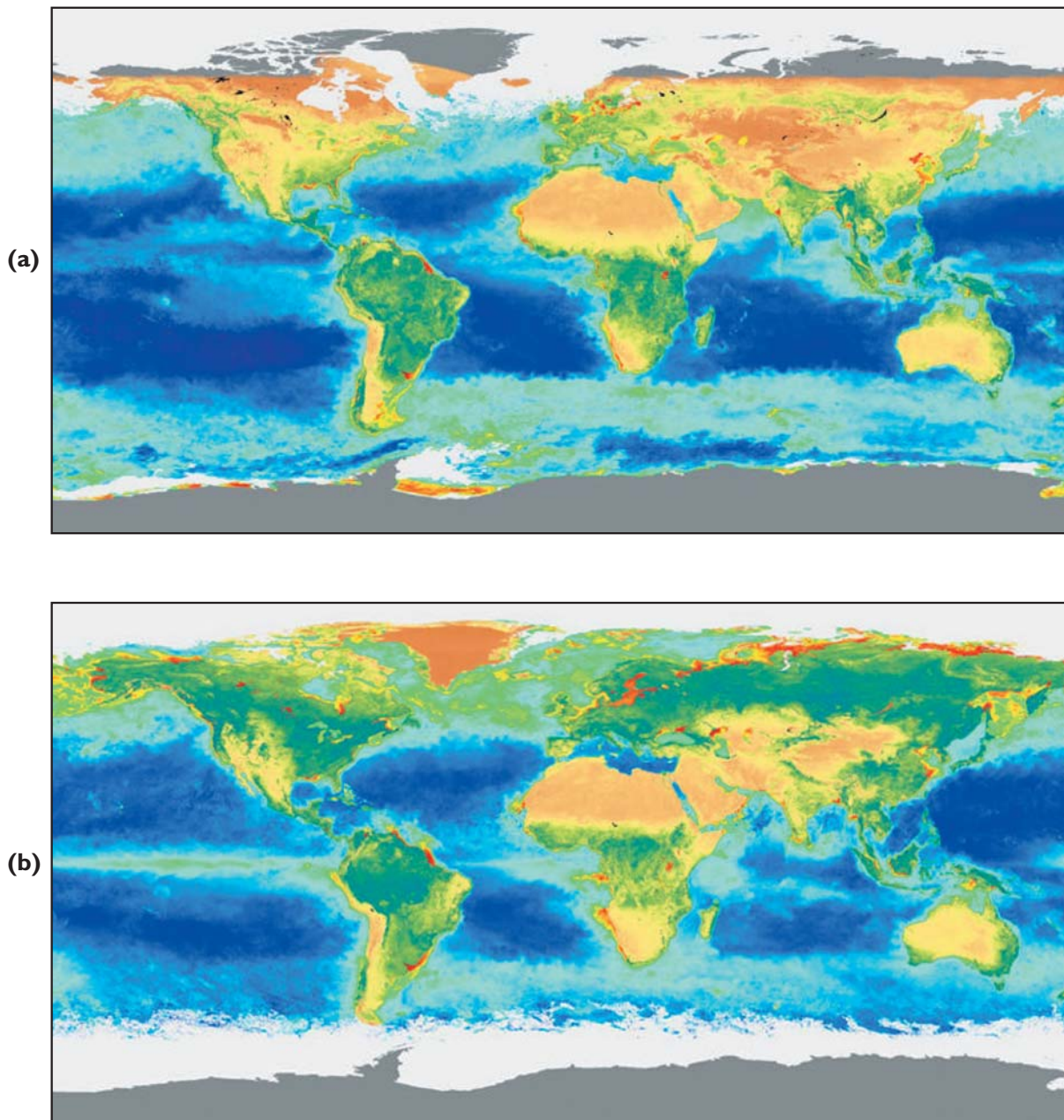


Figure 17

**La chlorophylle le long de l'équateur dans le Pacifique vue par Seawifs.**

(a) Décembre 1997 à février 1998. C'est une période El Niño : l'*upwelling* équatorial a disparu et les teneurs en chlorophylle sont faibles le long de l'équateur.

(b) Juin à août 1998. C'est une période La Niña : l'*upwelling* équatorial est intense et les fortes teneurs en chlorophylle réapparaissent le long de l'équateur.

Source : Seawifs Project, NASA/Goddard Space Flight Center and ORBIMAGE.

provoquait cette mise en sommeil végétal. En fait, plus que le défaut de lumière, il semble que ce soient les conditions inconfortables pour le phytoplancton créées par la turbulence qui en soient la cause. Les cellules phytoplanctoniques sont passives et se laissent aller au gré des mouvements de l'eau. En l'absence de thermocline, les mouvements turbulents les font migrer sans le moindre obstacle de la surface éclairée vers les couches profondes à l'abri de la lumière où elles n'ont plus les ressources énergétiques suffisantes pour la photosynthèse. Le temps passé hors de la couche euphotique et les difficultés d'adaptation à des conditions d'éclairement continuellement changeantes se conjuguent pour inhiber la productivité du phytoplancton. Au printemps, le soleil retrouve de la vigueur : il prend de la hauteur, se lève plus tôt et se couche plus tard. La couche océanique de surface s'échauffe et la barrière thermoclinale se reconstitue : le phytoplancton au-dessus de la thermocline retrouve des conditions d'éclairement stable et il bénéficie de la présence des sels nutritifs que le mélange hivernal a apportés et qu'il n'a pu consommer : il peut proliférer et s'épanouir. C'est la floraison printanière du phytoplancton. Même si le spectacle ne vaut pas celui des cerisiers en fleur ou des boutons-d'or dans les prairies, la surface de la mer néanmoins verdit et les mesures de couleur de l'océan depuis l'espace permettent de suivre cette évolution comme sur la figure 18 illustrant le phénomène dans l'Atlantique Nord. Le temps passant, les nutriments seront consommés, la thermocline estivale affaiblira les mélanges turbulents et tarira la source de sels nutritifs, la production végétale diminuera et l'océan retournera à sa léthargie hivernale régénératrice de sels nutritifs disponibles pour une nouvelle floraison au printemps suivant. Ainsi est-ce le cycle solaire qui assure au moment opportun à la fois la disponibilité de l'énergie lumineuse, la fertilisation de la couche de surface et sa stabilité, toutes conditions nécessaires au développement des prairies marines.

### **LA DIVERGENCE ANTARCTIQUE ET LE PARADOXE HNLC**

Autour du continent antarctique, l'océan circule sans entrave, si ce n'est le rétrécissement du passage de Drake entre le cap Horn et la péninsule Antarctique. Entraîné par les vents d'ouest dont la réputation n'est plus à faire (40<sup>es</sup> rugissants et autres 50<sup>es</sup> hurlants), le gigantesque courant circumpolaire antarctique ceinture le continent antarctique coulant d'ouest en est de 65° S aux confins du continent jusqu'à environ 40° S, soit environ 2 500 kilomètres de large. Entre ce courant et le continent antarctique circule en sens inverse

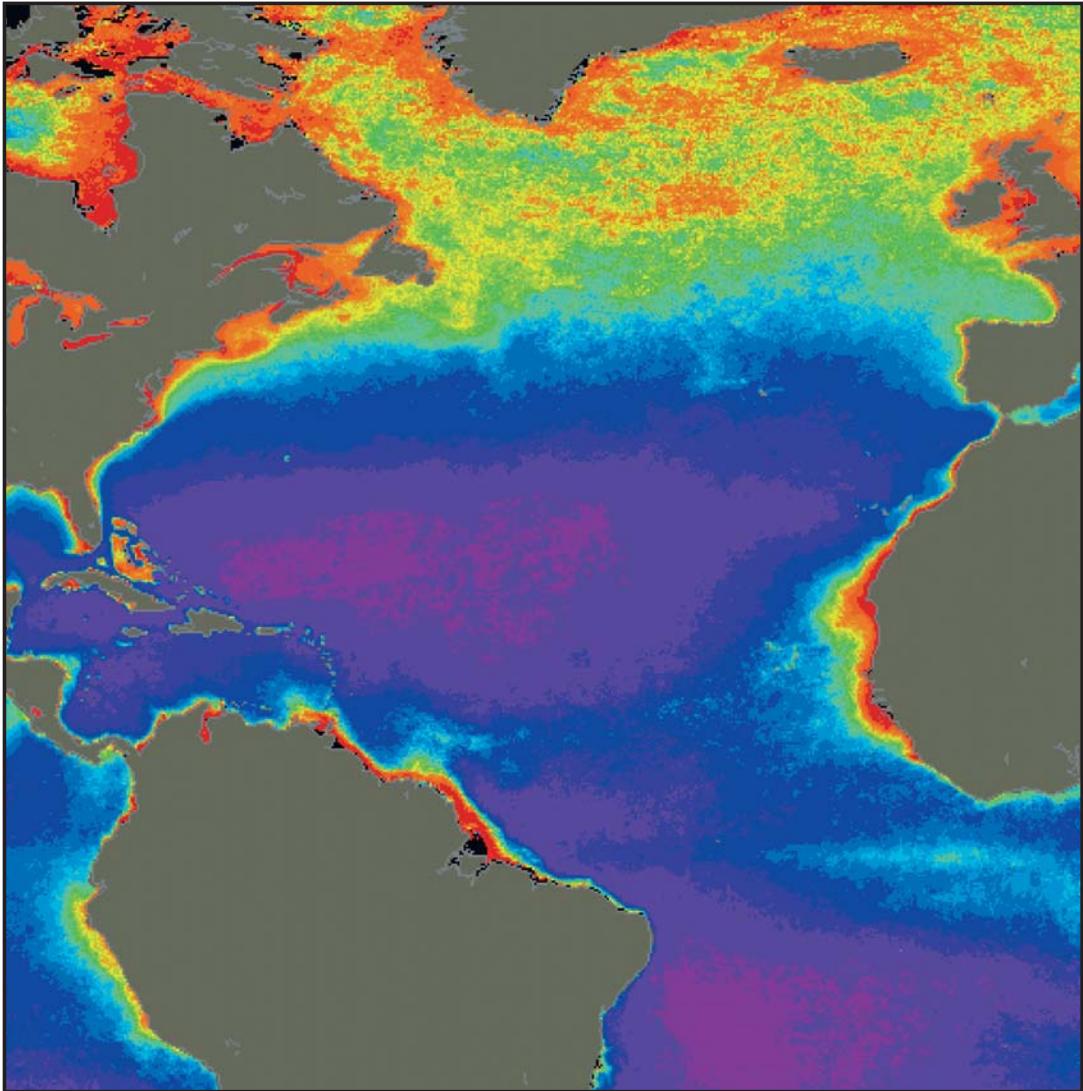


Figure 18

Distribution de la chlorophylle dans l'Atlantique Nord telle que mesurée par CZCS entre 1978 et 1986. Les valeurs sont croissantes depuis le violet au centre de la circulation anticyclonique jusqu'au rouge de l'*upwelling* côtier ouest-africain. Les valeurs élevées dans l'Atlantique Nord correspondent au bloom printanier. On remarque aussi à l'est, le long de l'équateur, la signature de l'*upwelling* équatorial et, un peu plus au nord, des côtes de l'Amérique du Sud vers l'Afrique, un léger enrichissement correspondant à la divergence entre le courant équatorial Sud et le contre-courant équatorial.

Source : Coastal Zone Color Scanner Project, Goddard Space Flight Center, National Aeronautics and Space Administration.

(vers l'ouest) un courant très froid : le courant polaire. Ce courant est le résultat d'un régime de vent très particulier au continent antarctique : les vents catabatiques qui sont parmi les plus violents que l'on rencontre sur la planète. Sur les hauteurs du centre du continent antarctique où règne toute l'année un froid extrêmement intense se forme une sorte de dôme d'air très froid, donc beaucoup plus dense que l'air environnant. Du fait de son poids, il va s'écouler dans le sens de la pente et littéralement dévaler vers la côte à des vitesses pouvant atteindre 200 km/h. À la côte, déviés vers la gauche par la force de Coriolis, ces vents vont entraîner un courant d'eau très froide dans un double mouvement. Horizontal d'abord, d'est en ouest, tout autour du continent. Vertical ensuite, de la surface vers le fond : la force de Coriolis (vers la gauche du courant dans l'hémisphère Sud) aura tendance à accumuler l'eau à la côte où, très froide et dense, elle n'aura d'autre possibilité que de plonger jusqu'au fond le long de la pente continentale exactement comme les vents catabatiques évoqués précédemment. Ainsi se forment les eaux froides qui tapissent le fond des océans. À la limite entre ce courant polaire (d'est en ouest) et le courant circumpolaire antarctique (d'ouest en est) s'établit, toujours sous l'action de la force de Coriolis, une formidable zone de divergence : la divergence antarctique qui vers 65° S fait, elle aussi, tout le tour du continent. Les flux d'eau sont ici considérables. Dans le courant circumpolaire antarctique, l'eau de la divergence est entraînée vers le nord tout au long de son parcours autour du continent antarctique jusqu'à ce qu'elle plonge le long de la convergence antarctique, 20° plus au nord, sous des eaux de surface plus légères pour donner ce que l'on a appelé l'eau antarctique intermédiaire au chapitre 2 (figure 2). Il en résulte un énorme appel d'eau profonde à la divergence : ici l'eau ne remonte pas d'une ou deux centaines de mètres de profondeur comme dans les *upwellings* côtiers mais de plus de 2 000 mètres. Il y correspond un flux très important de sels nutritifs et, de fait, l'image de la figure 19 fait bien apparaître dans le courant circumpolaire antarctique une large zone assez hétérogène relativement riche en chlorophylle.

Et pourtant il y a un paradoxe. La divergence antarctique induit vers la surface un flux de sels nutritifs supérieur à celui des *upwellings* côtiers : par exemple, on trouve dans le plus riche et le plus productif des *upwellings* côtiers, celui du Pérou, des teneurs en nitrate maximum de 22 mmol l<sup>-1</sup> contre 30 dans la divergence antarctique qui est la zone océanique la plus riche en sels nutritifs. Mais alors que les eaux issues des *upwellings* côtiers voient, sous l'effet d'une production primaire intense, leur stock s'épuiser en quelques dizaines de kilomètres, soit quelques jours de leur parcours vers le large, celles de la divergence antarctique gardent des teneurs en nitrate

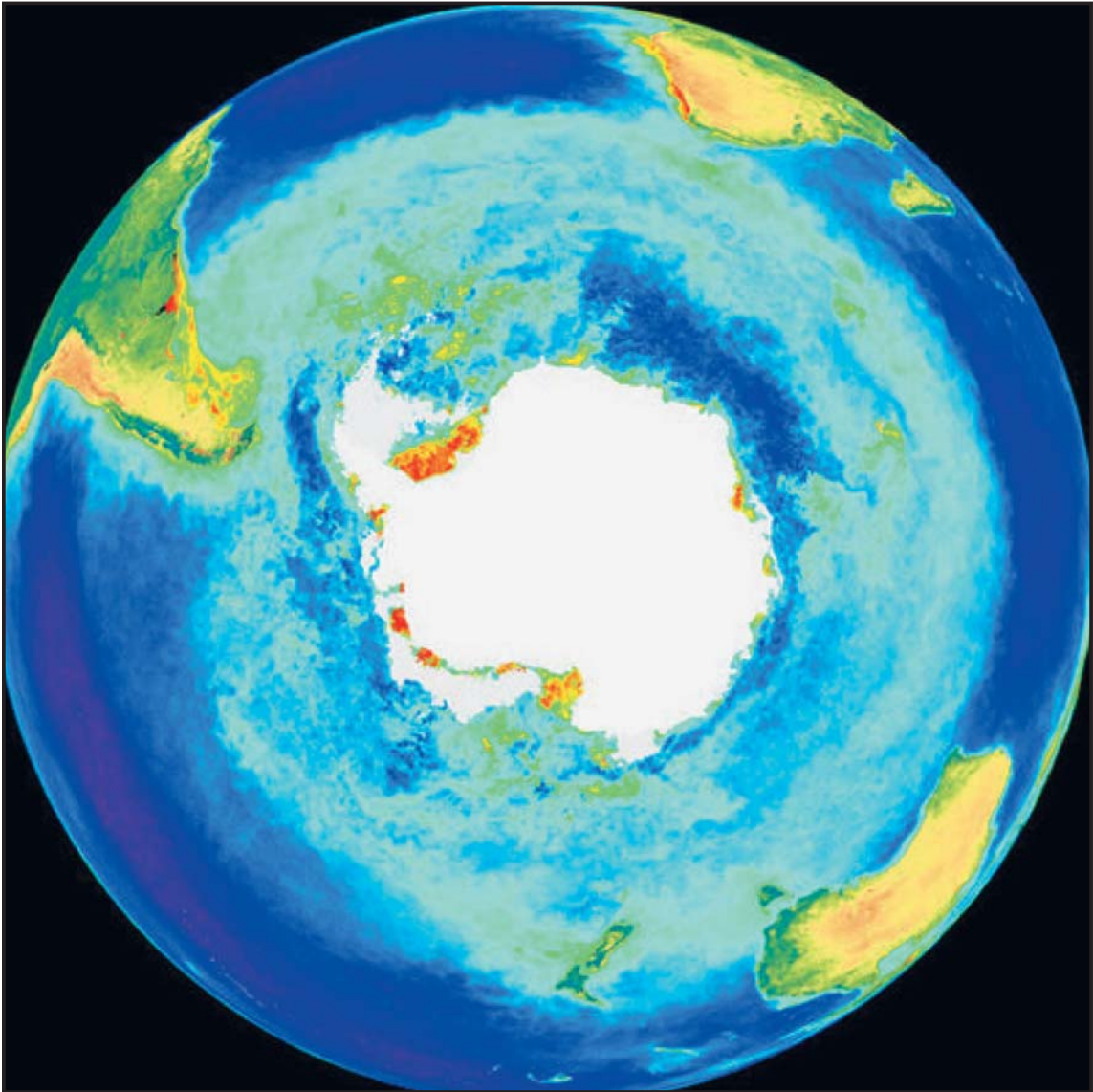


Figure 19

**La chlorophylle dans le courant circumpolaire antarctique vue par Seawifs, de septembre 1997 à août 1998.**

Source : Seawifs Project, NASA/Goddard Space Flight Center and ORBIMAGE.

encore très élevées en arrivant à la convergence antarctique 2 000 kilomètres plus au nord, soit environ deux cents jours plus tard. De fait, les teneurs en chlorophylle et la production que l'on mesure dans l'Antarctique (1 à 1,5 mg/m<sup>3</sup> de chlorophylle et 60 à 165 gC/m<sup>2</sup>/an), même si elles sont relativement élevées au point d'être vues depuis l'espace, sont très inférieures à celles mesurées dans les *upwellings* côtiers qui atteignent dix fois ces valeurs et que l'on attendrait d'un tel enrichissement. C'est le paradoxe des systèmes qualifiés de HNLC (High nutrients low chlorophyll).



Parler globalement de sels nutritifs sans les différencier et de phytoplancton sans se soucier des différentes espèces qui le composent, comme on l'a fait jusqu'à maintenant, implique que l'on considère que le phytoplancton utilise toujours les sels nutritifs de la même manière et dans les mêmes proportions comme s'il y avait (comme en chimie) des relations stoechiométriques constantes entre les éléments qui interviennent dans la construction du vivant. Cela n'est pas le cas et, comme toujours en science, après avoir cherché et trouvé des « lois » (c'est-à-dire ici des rapports supposés constants entre les éléments constitutifs du vivant comme le carbone, l'azote, le phosphore, le silicium), la réalité oblige à un retour sur les exceptions ou anomalies perturbantes et souvent rejetées, dans un premier temps, au titre d'une très opportune présumée erreur de mesure. Ainsi ces systèmes HNLC ont-ils obligé à remettre en cause l'idée couramment admise que l'azote (sous forme d'ammoniaque, de nitrite ou nitrate) était le facteur principal sinon exclusif capable de limiter la production primaire et le développement du phytoplancton. Il y avait une bonne raison à cela : les mesures faites dans l'océan ont montré que, dans les zones les moins productives comme les gyres anticycloniques, l'azote était quasiment indétectable dans la couche de surface alors que l'on y trouvait toujours des niveaux notables de phosphate ou de silicate par exemple. La conclusion allait de soi : c'est le défaut d'azote qui limite la production. Jusqu'au jour où les anomalies déjà notées de manière ponctuelle dans les *upwellings* côtiers et plus notablement dans la divergence équatoriale ne purent plus être esquivées devant l'ampleur de l'anomalie que constitue la divergence antarctique et son déficit de production, eu égard à la grande quantité de sels nutritifs qu'elle transporte à la surface et qui récuse ce rôle de « contrôleur » quasi exclusif de la production prêté à l'azote.

Le silicate est-il alors le maître du jeu ? On pourrait le penser si l'on considère l'évolution des teneurs en silicate des eaux de surface depuis la divergence antarctique jusqu'à la convergence 20° plus au nord. Alors que les nitrates partis de 30 mmol l<sup>-1</sup> à la divergence sont encore à 20-25 au niveau de la convergence, les silicates, eux, sur le même parcours, passent de près de 60 à 5 seulement avec une diminution initiale très rapide puisque, à 55° S, on est déjà à moins de 10 mmol l<sup>-1</sup>. Il y a une raison logique à cette consommation différentielle des silicates et nitrates. Dans ces eaux froides, le phytoplancton est constitué principalement de diatomées, espèces qui se développent à l'intérieur d'une coque siliceuse appelée frustule qu'elles construisent. Rien d'étonnant donc à ce que ces

espèces de phytoplancton consomment plus de silicates que celles qui sont dépourvues de ces frustules comme les dinoflagellés ou encore les coccolithophores entourés, eux, de calcaire.

Pourtant il y a encore une difficulté : même dans la zone à décroissance rapide de silicate entre la divergence et 55-60° S, la production primaire et la quantité de chlorophylle restent faibles comme s'il y avait surconsommation de silicates par rapport à la production de matière vivante. Manque-t-il encore quelque chose qui expliquerait à la fois ce déficit de production et cette consommation excessive de silicate qui fait de la divergence antarctique une véritable pompe à silicate ? Le fer vraisemblablement. Même à ce niveau relativement élémentaire du vivant, on ne peut se contenter de prendre en compte les seuls « macronutriments » que sont les nitrates, phosphates, silicates. Le développement du phytoplancton dépend aussi d'oligoéléments (ou micronutriments) comme le fer qui peut venir à manquer dans les eaux océaniques de surface. Il semble que cela soit le cas dans les eaux de la divergence antarctique. La concentration en fer à la surface des océans est de l'ordre du milliardième de gramme par litre (nanogramme). C'est dire la difficulté d'une telle mesure en mer à bord de navires en fer. Néanmoins, grâce à des techniques ultrapropres permettant d'éviter les contaminations possibles, on est arrivé à montrer que les teneurs en fer du courant circumpolaire antarctique étaient particulièrement basses : moins de 1 nanogramme par litre. L'enrichissement en fer de l'océan peut avoir trois origines : les remontées d'eaux profondes, les apports à la côte par le ruissellement et les fleuves qui entraînent des éléments terrigènes toujours riches en fer par rapport aux concentrations océaniques, les transports éoliens : les vents soufflant sur des régions arides ou désertiques mettent en suspension des poussières qu'ils peuvent transporter loin des côtes sur les océans. Les images par satellite ont montré que de tels nuages de poussières pouvaient traverser tout l'Atlantique depuis le Sahara. L'océan Antarctique bénéficie bien des remontées d'eaux profondes de la divergence antarctique. Mais aucun fleuve ne vient l'alimenter et le vent qui soit souffle depuis les glaces du continent antarctique, soit tourne dans une ronde sans fin au-dessus de l'océan sans rencontrer de continents n'a guère la possibilité d'entraîner de poussières continentales vers l'océan. Cela peut suffire à expliquer le déficit en fer des eaux de l'Antarctique. La répartition de la chlorophylle dans le courant circumpolaire antarctique est loin d'être homogène et les mesures de couleur de l'océan par satellite (figure 17) indiquent que les valeurs les plus élevées se trouvent justement dans les rares régions où le

courant a rencontré la terre : à la sortie du passage de Drake, goulet d'étranglement entre le continent antarctique et l'Amérique du Sud parsemé d'îles (Falkland, Géorgie et Sandwich du Sud) ou sous le courant d'îles isolées comme les Kerguelen dans le secteur de l'océan Indien. Incontestablement, la proximité de la terre fertilise l'océan Antarctique. L'océan récupère-t-il quelques nanogrammes de fer au passage ? Sans doute, encore fallait-il le démontrer.

Des expériences concluantes ont d'abord eu lieu en laboratoire pour tester l'hypothèse du fer. Mais, pour convaincre, rien ne vaut une expérience *in situ*, en vraie grandeur. Elle a eu lieu en février 1999 : ce fut l'expérience « Soiree » (Southern Ocean Iron Release Experiment) dans le courant circumpolaire antarctique, au sud de la Tasmanie (61° S, 140° E). La région choisie était bien une HNLC, avec des valeurs de sels nutritifs élevées (25 mmol l<sup>-1</sup> de nitrate et plus de 10 pour les silicates, pour des teneurs de chlorophylle très modestes, 0,25 mg/m<sup>3</sup>). Du fer a été ajouté à l'océan pour que les teneurs en fer passent de moins de 1 nanomole à environ 4, soit à peu près une multiplication par huit. On a pu suivre ensuite pendant plusieurs jours l'évolution des divers paramètres et constater que les teneurs en chlorophylle étaient multipliées par six, la production primaire par quatre, que les sels nutritifs et le fer étaient rapidement consommés et qu'enfin il y avait une diminution notable de gaz carbonique et donc une consommation effective de carbone. Ce dernier point est important car la justification d'une expérience aussi onéreuse était certes de résoudre le paradoxe HNLC (c'est maintenant chose faite), mais aussi et surtout d'évaluer le rôle de l'océan Antarctique dans la régulation des teneurs atmosphériques du principal gaz à effet de serre produit par l'homme : le gaz carbonique.

#### L'OCÉAN ANTARCTIQUE, GÉRANT DU GAZ CARBONIQUE ATMOSPHÉRIQUE ?

Les glaces qui s'accumulent année après année sur le continent antarctique sont de précieuses archives qui permettent de reconstituer l'histoire du climat et de la composition de l'atmosphère de la Terre au cours des siècles. Accéder à ces archives n'est pas simple puisqu'il faut forer des kilomètres de glace pour en retirer des « carottes » et plus la carotte sera longue et plus on remontera loin dans le temps. L'analyse de la glace elle-même, de ce qu'elle contient : les particules et les bulles d'air qu'elle a enfermées, témoins de la composition de l'atmosphère d'alors, permet de reconstituer l'évolution des températures, des teneurs en gaz carbonique de l'atmosphère et de l'abondance des dépôts minéraux véhiculés par l'atmosphère. Les plus récents forages dans

l'Antarctique ont permis de remonter jusqu'à 520 000 ans couvrant plusieurs alternances de périodes glaciaires très froides, comme celle que connurent nos ancêtres décorateurs de grottes il y a quelque vingt mille ans, et interglaciaires beaucoup plus clémentes, comme celle dont nous bénéficions actuellement. Il existe sur toute cette période une très bonne corrélation entre la température de l'air et sa concentration en gaz carbonique et méthane, gaz à effet de serre dont on craint actuellement qu'ils ne perturbent gravement et rapidement le climat de la Terre. Entre les périodes glaciaires et interglaciaires, les concentrations de l'atmosphère en gaz carbonique oscillent entre des valeurs minimales voisines de 180 ppm et maximales proches de 280 ppm. Avec aujourd'hui 360 ppm nous avons largement dépassé cette valeur maximale mesurée sur les 520 000 dernières années, et c'est bien là le problème car cette sortie rapide de l'épure est bien le résultat des activités humaines. Ces oscillations naturelles des teneurs en gaz carbonique de l'atmosphère ne sont pas surprenantes : il eût été étonnant que les périodes les plus chaudes correspondissent à l'effet de serre le plus faible et réciproquement. Une chose est certaine, l'homme n'y était pour rien : les foyers qu'il s'efforçait de maintenir à grand-peine ne risquaient pas de perturber la composition de l'atmosphère ! Elles ne peuvent s'expliquer que par des variations de la biosphère à l'échelle planétaire et ce sont encore les forages glaciaires qui ont ouvert une piste. On s'est en effet aperçu que les dépôts minéraux sur le continent antarctique étaient beaucoup plus importants pendant les épisodes glaciaires qu'en période chaude. Qui dit dépôts minéraux dit aussi abondance vraisemblable de fer. D'où l'hypothèse séduisante : en période glaciaire, l'océan Antarctique enrichi par les apports éoliens n'est plus limité en fer ; la production biologique croît vigoureusement et pompe des quantités beaucoup plus importantes de gaz carbonique capables de faire chuter sa concentration dans l'atmosphère et donc d'amplifier le refroidissement en diminuant l'effet de serre. Reste à expliquer l'abondance des poussières minérales dans l'atmosphère en période glaciaire. C'est assez facile : une importante quantité d'eau est alors stockée dans les calottes glaciaires, les eaux océaniques sont plus froides, l'évaporation et les précipitations diminuent, la végétation terrestre aussi, exposant davantage les sols secs à l'érosion éolienne qui entraîne dans l'atmosphère de grandes quantités de particules minérales qui se déposeront un peu partout dans le monde et notamment dans l'Antarctique où les archives glaciaires nous les restituent, accréditant ce scénario. À l'inverse, aux épisodes interglaciaires, des précipitations plus abondantes et une végétation terrestre plus riche protègent les sols. L'océan Antarctique est alors privé de sa source de fer, la production biologique

chute, la pompe à gaz carbonique perd de son efficacité et les teneurs atmosphériques de gaz carbonique repartent à la hausse, amplifiant l'effet de serre et le réchauffement de la planète. Jusqu'à la glaciation suivante, à moins qu'entre-temps l'homme, gros producteur de ces gaz à effet de serre, n'ait provoqué une perturbation telle que cette alternance climatique soit interrompue, nous entraînant dans un réchauffement dont on ne connaît pas les limites.

#### L'OCÉAN ANTARCTIQUE, PUIITS DE CARBONE ?

Scénario catastrophe possible sinon probable si l'homme ne sait pas mettre un frein à sa production de gaz à effet de serre. Certains espèrent échapper à ce dilemme et sont à la recherche de « puits » de carbone potentiels, c'est-à-dire de réservoirs susceptibles d'accroître la consommation de gaz carbonique atmosphérique et de le stocker durablement. On a beaucoup discuté sur la manière de prendre en compte (ou de ne pas prendre en compte) les forêts et la reforestation pour la mise en œuvre du Protocole de Kyoto sur la réduction des émissions des gaz à effet de serre. Si le sujet n'a pas été officiellement abordé jusqu'ici, la question a déjà été posée par certains de manière un peu provocante : pourrait-on faire de l'Antarctique où les principaux nutriments sont sous-exploités un puits de CO<sub>2</sub> en l'enrichissant artificiellement en fer comme cela a déjà été fait à petite échelle lors de l'expérience « Soiree » ? C'était en fait cela le véritable enjeu de cette expérience. S'il en ressort une confirmation de la limitation par le fer de la production biologique dans l'océan Antarctique, rien ne peut être dit sur le devenir de cette production. Or c'est là le point essentiel : pour lutter durablement contre l'accroissement du gaz carbonique dans l'atmosphère, il faut qu'une part importante de cette production artificiellement induite par l'adjonction de fer sorte définitivement du système par « séquestration » dans les sédiments. On estime actuellement la production océanique totale à 50 GtC/an dont 0,2 Gt, soit seulement 0,4 % de la production totale, est définitivement exportée dans les sédiments. Tout le reste, soit 99,6 %, sera reminéralisé dans la colonne d'eau entre la surface et le fond. Les promoteurs du projet estiment qu'avec 300 000 tonnes de fer on pourrait accroître la production océanique de 2 Gt, ce qui n'est pas négligeable face à la production anthropique de CO<sub>2</sub> qui est annuellement de 7 Gt. Mais, si ces 2 Gt soustraites à l'atmosphère sont elles aussi reminéralisées à 99,6 % dans la colonne d'eau, elles serviront principalement à enrichir en gaz carbonique l'océan qui immanquablement, à plus ou moins brève échéance, le restituera à

l'atmosphère puisque, comme on l'a vu schématiquement avec le tapis roulant, même les eaux les plus profondes finissent par réapparaître en surface où elles relargueront cet excès de gaz carbonique qu'elles n'auront stocké que provisoirement : nouvelle bombe à gaz carbonique à retardement potentielle ! Il est sans doute plus sage de rechercher les moyens de réduire notre production que de rêver à cette nouvelle utopie prométhéenne.

C'est aussi le fer, ou plus exactement sa déficience, qui expliquerait la surconsommation de silicate dans les eaux issues de la divergence antarctique. En effet, des observations ont montré que dans les HNLC déficientes en fer le rapport Si/N dans lequel silicates et nitrates sont consommés par le phytoplancton est multiplié par trois par rapport à ce qu'il est dans les régions où le fer n'est pas limitant. On peut dire que la déficience en fer multiplie par trois la consommation de silicate par les diatomées. Ainsi, de la divergence antarctique vers la convergence, la production serait d'abord limitée par le fer avec néanmoins une forte consommation de silicates qui, avec des teneurs tombant à moins de 5 mmol l<sup>-1</sup>, deviendraient plus au nord à leur tour limitants, laissant les nitrates sous-utilisés.

## **LES ONDULATIONS DE LA THERMOCLINE-NUTRICLINE EN MILIEU TROPICAL**

Les *upwellings* côtiers, la divergence équatoriale sont des « anomalies » de l'océan tropical caractérisé normalement par une stratification stable maintenue grâce à une thermocline permanente séparant une couche homogène de surface chaude des couches profondes froides. La thermocline est aussi une « nutricline » en ce sens que, barrière de densité, elle fait obstacle aux mélanges verticaux et limite considérablement le transfert vers la couche de surface des sels nutritifs abondants dans les couches profondes. La thermocline-nutricline est donc aussi une séparation entre la couche de surface où la production biologique est limitée par le manque de nutriments et les couches profondes où ils abondent mais où la lumière devient rapidement limitante. C'est ce que l'on appelle la « situation tropicale typique ». La profondeur de la thermocline-nutricline n'est évidemment pas partout la même : elle varie de plus de 100 mètres au cœur des gyres anticycloniques à moins de 20 mètres dans certains cas. On a vu que la topographie de la thermocline était la signature de la variation des courants dans les couches de surface qui font alterner convergence et divergence. Sa profondeur détermine aussi la quantité d'énergie lumineuse disponible au niveau de la nutricline, là où, les sels nutritifs n'étant plus

limitants, on observe, dans la colonne d'eau, les valeurs maximales de chlorophylle et de production primaire. La situation tropicale typique diffère donc des *upwellings* en ceci que la couche la plus productive se situe en profondeur dans la thermo-nutricline et non dans la couche de surface. En première approximation, on a pu montrer que, dans les situations tropicales typiques, la production primaire était inversement proportionnelle à la profondeur de la thermocline-nutricline, traduction du fait que, tout à fait logiquement, en profondeur la lumière devenant l'élément limitant de la production, plus la nutricline est profonde moins elle est éclairée et plus faible est la production. La profondeur de la thermo-nutricline est sinon une mesure de la production biologique, du moins un indicateur qualitatif de cette production. Mais les variations de production et des teneurs en chlorophylle en fonction de la profondeur de la thermocline n'ont pas forcément de signature en surface puisqu'elles sont surtout localisées en profondeur au niveau de la nutricline ; elles n'affectent guère la couleur de la surface de l'océan sauf dans les régions où la nutricline est la moins profonde, comme c'est visible, à y regarder de près, dans la zone de divergence qui sépare dans l'Atlantique le courant équatorial Nord et le contre-courant équatorial où la thermo-nutricline proche de la surface et bénéficiant d'un éclairage favorable est le siège d'une production élevée, soutenue par des concentrations importantes de chlorophylle détectables par le satellite qui, dans sa mesure, intègre les premiers mètres de la tranche d'eau (figure 18).

### **LES PERTURBATIONS MÉSO-ÉCHELLE : LES TOURBILLONS, POMPES À SELS NUTRITIFS**

Les tourbillons méso-échelle (~ 100 kilomètres de diamètre) ont, comme les grands gyres subtropicaux, une influence sur la structure hydrologique. Dans les régions tropicales en particulier, ils agissent sur la profondeur de la thermocline. Elle remonte dans les tourbillons cycloniques qui forment de véritables dômes thermoclinaux dont le sommet peut surplomber la thermocline alentour de plusieurs dizaines de mètres, suivant l'intensité du tourbillon. La nutricline et la couche productive qui lui est associée suivent le mouvement et cette ascension les conduit à un niveau d'éclairage beaucoup plus favorable qui va stimuler la production biologique. Ces tourbillons cycloniques sont donc des pompes à sels nutritifs, sortes d'oasis épisodiques qui apportent des bouffées de plancton dans les régions tropicales les moins productives comme la mer des Sargasses où ils ont été observés. Oasis qui ne sont pas exceptionnelles dans

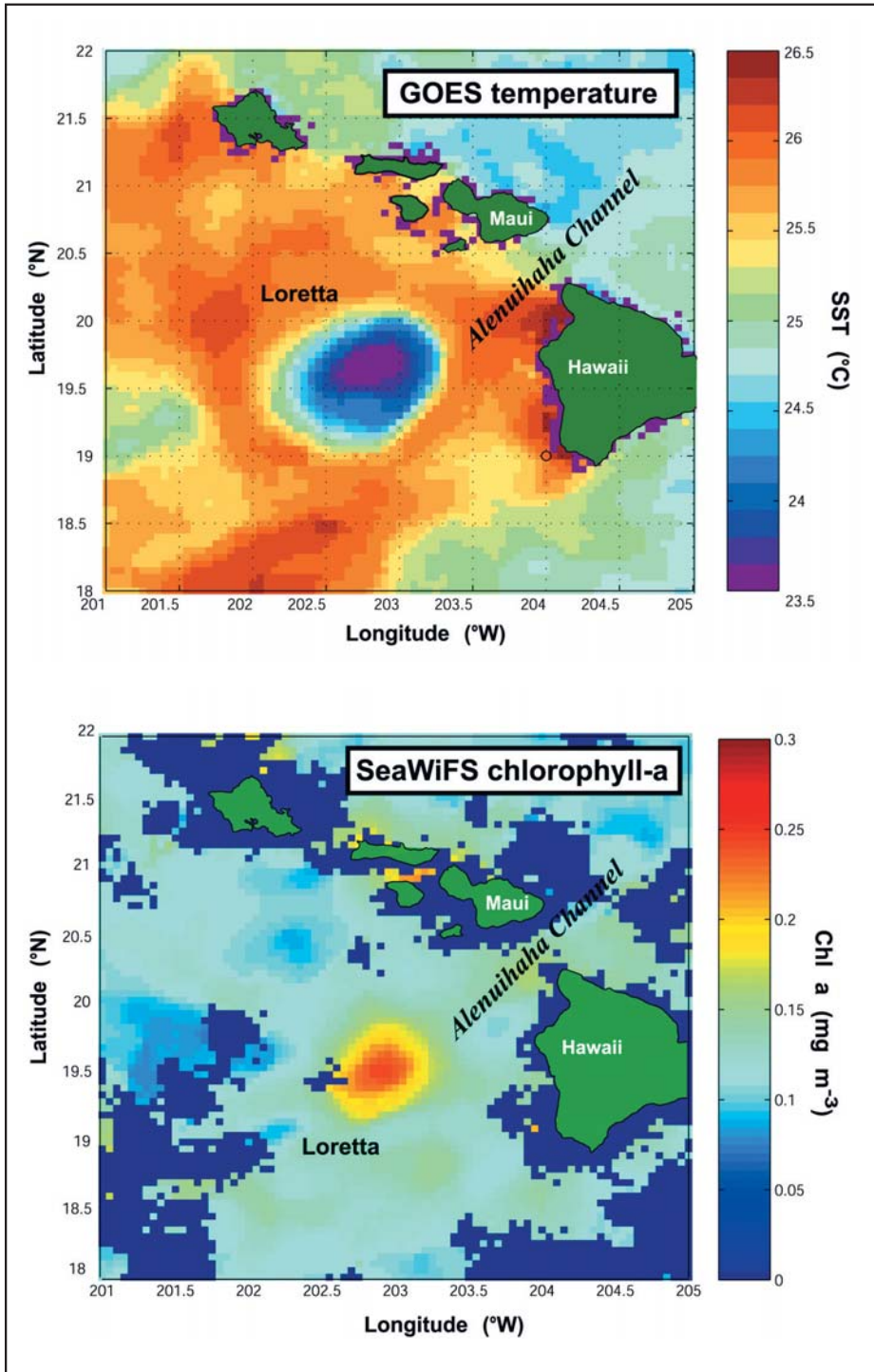


Figure 20

**Le tourbillon Loretta en septembre 1999 dans la région de Hawaii.**

En haut, le tourbillon se manifeste, en bleu, par une diminution de la température en surface (satellite géostationnaire GOES) et, en bas, en rouge, par des teneurs relativement élevées de chlorophylle (satellite Seawifs).

Source : Seawifs Project, NASA/Goddard Space Flight Center and ORBIMAGE.



un océan où cette échelle de turbulence est dominante et qui font que, même dans les régions où la thermocline est la plus profonde, la production est maintenue à un niveau suffisant pour que jamais les poissons ne meurent de faim. Il n'y a pas, grâce à la fertilisation qu'ils provoquent, de vrais déserts biologiques dans l'océan. Ils se signalent généralement en surface, du fait des mélanges verticaux, par de légères diminutions de la température et une augmentation des teneurs en chlorophylle détectables depuis l'espace comme l'illustre le tourbillon Loretta observé pendant huit mois en 1999 dans la région de Hawaii (figure 20).

## 5 Oscillations climatiques et poissons

Des « prairies marines » du chapitre précédent aux poissons qu'elles font vivre, le chemin trophique peut être plus ou moins long. Si les planctonophages sont asservis d'assez près à ces prairies, les carnivores et grands migrateurs comme les thons manifestent une grande indépendance à leur égard. Ils n'en restent pas moins dépendants de leur environnement marin qui fluctue à des échelles de temps variables : fluctuations auxquelles il leur faut s'adapter de même que les pêcheurs qui vivent de leur exploitation. Globalement, plus on s'élève vers les niveaux supérieurs de la chaîne trophique et plus les facteurs et les processus pouvant agir sur le comportement des poissons se diversifient. En dépit de sa pourtant réelle complexité, la dynamique océanique paraît un jeu d'enfant face au monde vivant qui en dépend. Il peut y avoir pour les biologistes et halieutes quelque chose d'irritant à constater que la dynamique océanique se suffit à elle-même : les océanographes physiciens n'ont que faire du vivant qui n'influe en rien sur la dynamique océanique alors que le contraire n'est pas vrai : de la production primaire aux poissons les plus évolués, le biologiste ne peut pas faire l'impasse sur la physique et la dynamique océaniques. D'où les relations parfois conflictuelles dans les « négociations » entre les deux communautés dont l'une a le sentiment de ne tirer aucun bénéfice d'une éventuelle coopération avec l'autre. D'un côté, un milieu constitué d'une seule phase entièrement gouverné par les équations de l'hydrodynamique que, la puissance des ordinateurs aidant, on résout numériquement de mieux en mieux et un nombre restreint

de paramètres (températures, salinité, vitesse) que l'on sait mesurer objectivement. De l'autre, toute la diversité et la complexité du vivant qui ne peut se mettre en équation aussi simplement que l'océan dans lequel il se développe.

La pêche maritime est peut-être un anachronisme en ce sens qu'elle est la dernière grande exploitation industrielle des ressources animales sauvages. Peut-être un jour l'aquaculture reléguera-t-elle la pêche à une simple activité de loisirs. Nous n'en sommes pas là. Selon la FAO, en 1996 les pêches marines représentaient une production de 87 millions de tonnes (dont un tiers environ pour les farines et huiles de poisson). L'aquaculture marine, elle, était à 11 millions de tonnes. Si la pêche semble stagner depuis quelques années et la production aquacole s'accroître rapidement, on est encore loin de voir la seconde se substituer à la première. Selon toujours la FAO, 70 % des espèces pêchées sont exploitées à leur maximum ou même surexploitées. Rien de vraiment étonnant à cela si l'on songe à l'accroissement des captures qui n'étaient encore que de 17 millions de tonnes en 1950 (cinq fois moins qu'actuellement) ! Cette augmentation spectaculaire correspond le plus souvent à l'ouverture de nouvelles pêcheries, par exemple l'anchois du Pérou dont les prises vont passer de quelques milliers de tonnes en 1950 à 12 millions en 1971, ou à l'exploitation de nouvelles espèces. Elle ne doit pas masquer le fait que, en dépit de cette croissance globale, bien des pêcheries se sont effondrées ou ont connu des fluctuations importantes du fait de la surexploitation ou d'une variabilité naturelle de la ressource.

Les pêcheurs ont fait depuis longtemps, à leurs dépens, l'expérience de la variabilité des captures. Les conséquences économiques, souvent dramatiques, de ces à-coups et les revendications des pêcheurs qui commençaient à s'exprimer amenèrent, au XIX<sup>e</sup> siècle, les gouvernements soucieux de paix sociale et donc d'un minimum de prospérité à rechercher les raisons de ces fluctuations dévastatrices. Les pêcheurs, bien avant les scientifiques, n'étaient pas avares d'explications diverses et variées. Les pêcheurs norvégiens de morues qui pêchaient depuis des siècles dans des conditions particulièrement difficiles aux Lofoten et voyaient leurs captures varier dans un rapport de un à deux sur des périodes de dix ans incriminaient les fantaisies migratoires des poissons. Les pêcheurs de sardines bretons connurent une grave crise au tournant du XX<sup>e</sup> siècle. D'une année à l'autre, les captures étaient extrêmement variables : à la fin des années 1890, chaque usine de conserves produisait environ 1 million de boîtes de conserve par an ; en 1901, la production fut dix fois

moindre et, en 1907, la pêche fut quasiment nulle. Pour les pêcheurs, les responsables étaient les dauphins et marsouins qui, déjà vilipendés pour les dégâts qu'ils causaient aux filets, étaient maintenant accusés de venir en bandes décimer les stocks. On s'en prenait aussi aux variations du climat ou des courants et d'ailleurs des études ultérieures montreront que c'était là qu'il fallait trouver la véritable cause de la « crise sardinière bretonne », mais il est souvent plus satisfaisant d'identifier l'ennemi ou, à défaut, le bouc émissaire. D'autres explications nettement plus fantaisistes comme la perturbation du milieu marin par les navires à vapeur furent aussi avancées. Quant à l'hypothèse de la surpêche, c'est-à-dire l'idée que l'accroissement de la pêche elle-même était responsable de la diminution des rendements, et qui est maintenant le problème majeur, elle fut formulée par J. Cleghorn en 1854 à propos de la pêche au hareng en Grande-Bretagne. Il montra que le rapport entre les prises de harengs et le nombre de bateaux de pêche ne cessait de diminuer ; il en conclut que c'était le résultat d'une surpêche frappant en priorité les espèces les plus facilement accessibles. Nul n'est prophète en son pays et les pêcheurs n'apprécièrent pas du tout d'être ainsi suspectés d'être les premiers responsables de la baisse des rendements. Ils avaient le « soutien » de l'illustre biologiste britannique Th. Huxley qui, impressionné par le nombre considérable d'œufs des poissons, ouvrit la « Great International Fisheries Exhibition » de Londres en 1883 en affirmant que « probablement toutes les grandes pêcheries maritimes étaient inépuisables » et qu'en conséquence « toute tentative de les réguler semblait inutile ». Ce à quoi E. R. Lansker, autre biologiste britannique de renom, répliqua en clôturant l'exposition que « c'était une erreur de penser que l'océan était un vaste entrepôt aux ressources inépuisables ». L'idée de la surpêche ne fut bien accueillie que lorsqu'elle permettait, dans un réflexe protectionniste, de s'en prendre à « l'autre », soit l'étranger, soit celui qui introduit d'autres méthodes de pêche concurrentes. D'où la guerre anglo-islandaise sur la pêche à la morue qui dura des siècles ou celle, euro-canadienne, sur les bancs de Terre-Neuve qui prit fin non pas faute de combattants mais plutôt du fait de la disparition de l'objet même du conflit : la morue. D'où aussi les conflits internes entre diverses communautés de pêcheurs exploitant la même ressource, que les responsables politiques devaient nécessairement arbitrer. Plus que maintenant, bien sûr, ils manquaient de connaissance. De ce besoin naquit l'océanographie des pêches ou recherche halieutique. La Norvège, pays alors assez pauvre et terriblement dépendant de la pêche, donna le coup d'envoi.

### **LES AMBIGUÏTÉS DE LA RECHERCHE HALIEUTIQUE**

Face aux difficultés des pêcheurs et au florilège d'explications qu'ils avançaient, le gouvernement norvégien chargea en 1864 G. O. Sars d'une mission d'étude pour comprendre les raisons des importantes fluctuations des captures de morues dans les îles Lofoten. Il ne put répondre précisément à « cette difficile et donc obscure question : quelles sont les causes des irrégularités que l'on a toujours observées dans les captures ? ». Il affirma néanmoins que « ce phénomène comme toute chose dans la nature doit avoir ses propres causes naturelles qui ne peuvent être découvertes que dans une démarche scientifique ». Affirmation qui, aujourd'hui, peut apparaître comme une « lapalissade » mais qui n'a cessé depuis d'être d'actualité du fait de la position ambiguë de la recherche sur la pêche, coincée entre, d'un côté, les exigences immédiates du politique en charge de la gestion des pêches et préoccupé des prévisions sur le court terme et, de l'autre, le souci scientifique de connaître les populations et les mécanismes écologiques qui régulent leurs fluctuations, ce qui prend du temps. En caricaturant à peine, il en est souvent résulté un double système de recherche. Le premier, asservi aux soucis de gestion politique, économique et sociale de la pêche, ne considère que la démographie des espèces exploitées pour évaluer l'état des stocks et leur évolution. C'est la « dynamique des populations » où le seul élément perturbateur est le pêcheur qui accroît la mortalité. Le poisson « sorti » littéralement de son écosystème et le pêcheur se retrouvent alors face à face. Les modèles de gestion sont de simples modèles démographiques où l'on introduit la mortalité par pêche. Le second, se consacrant à la biologie marine dans le cadre académique traditionnel, ne prend pas en compte, lui, le pêcheur-prédateur comme acteur de l'écosystème. Ce divorce irrationnel fut préjudiciable à une bonne compréhension à la fois de l'impact des variations de l'environnement sur les ressources et de celui de la pêche elle-même sur l'écosystème.

Cette néfaste dualité est clairement apparue dès la naissance du Conseil international pour l'exploration de la mer (CIEM), première organisation internationale d'océanographie, créée à Copenhague en juillet 1902 à l'initiative de scientifiques scandinaves. Il ne faisait aucun doute pour eux qu'il y avait une relation forte entre la présence des poissons d'une part et les conditions physiques et biologiques du milieu marin d'autre part. Aussi proposèrent-ils un plan pour des campagnes océanographiques systématiques en mer Baltique, mer du Nord et Atlantique Nord qui feraient l'objet d'un accord international de partage du travail. Il fut présenté par le Suédois O. Pettersson au Congrès

international de géographie de Londres en 1895 (celui-là même où Alfonso Pezet fit sa communication sur El Niño) qui adopta une résolution soulignant l'importance scientifique et économique, eu égard aux intérêts de la pêche, d'un tel plan et la nécessité de la coopération entre nations. Le plan mettait l'accent sur les fluctuations de l'environnement et donc sur la nécessité d'observations systématiques. Conception « écologique », même si le mot n'était pas employé à l'époque, qui en heurta plus d'un, persuadé que de telles recherches ne présentaient aucun intérêt pour les problèmes de la pêche. Néanmoins, fort du soutien qu'il avait reçu du Congrès de Londres et avec l'appui de l'Académie royale des sciences suédoise, il entreprit de convaincre les pays riverains que la Suède invita à une conférence à Stockholm en juin 1899. Y participèrent : la Suède, la Norvège, le Danemark, l'Allemagne, la Russie, l'Allemagne et... la Grande-Bretagne qui avait pourtant déjà fait savoir que les recherches proposées n'étaient que secondaires par rapport à l'objectif pour elle essentiel : déterminer si la pêche avait ou non un effet négatif sur les stocks de poissons des mers en question (le tête-à-tête poissons-pêcheur) de manière à prendre les mesures adéquates. Pour contrer cette volonté britannique de circonscrire le champ de la conférence aux seules relations pêche-poissons, Pettersson, dans sa déclaration, expliqua la nécessité pour la recherche purement scientifique de prendre le pas sur celle ayant trait aux méthodes de pêche et à la législation qui les concerne. Le décor était ainsi planté pour de nombreuses années, qui allait opposer deux types de recherches qui auraient dû rester complémentaires.

La Conférence adopta un certain nombre de recommandations destinées aux gouvernements, proposant un programme saisonnier de mesures systématiques des paramètres physico-chimiques et biologiques du milieu et une organisation pour sa mise en œuvre, incluant un bureau central et un laboratoire commun sous l'égide d'un Conseil international permanent. Elle proposa aussi de faire démarrer le programme le 1<sup>er</sup> mai 1901 pour une durée d'au moins cinq ans. La Conférence jetait ainsi les bases d'une organisation pérenne de la recherche océanographique dans la mer du Nord et les mers adjacentes. Ce choix du long terme s'était naturellement imposé par la certitude logique qu'avaient les scientifiques qu'aux fluctuations des captures de poissons devaient nécessairement correspondre des fluctuations des conditions physiques et trophiques du milieu marin et que, pour les connaître, il n'y avait pas d'autres solutions que de les observer par des mesures systématiques. En réponse à ces recommandations, la Grande-Bretagne persista dans sa méfiance et

manifesta sa réticence en ne s'engageant que pour deux ans. Elle réaffirma son souhait de voir se mettre en place « un schéma de recherches dédié à l'acquisition d'informations directement utilisables pour la pêche, *distinctes* des informations d'intérêt purement scientifique ».

C'est en juillet 1902 à Copenhague que fut officiellement créé le « Conseil international pour l'exploration de la mer », première organisation internationale de la recherche océanographique. Lui fait écho, cent ans plus tard, la conférence organisée par la FAO qui s'est tenue à Reykjavik en octobre 2001 sur le thème « Pêches responsables dans l'écosystème marin », qui a adopté une déclaration visant à inclure les considérations écosystémiques dans la gestion des pêches. Il aura fallu pour cela arriver au constat que la moitié des ressources était déjà pleinement exploitée et un quart surexploité. Le constat aussi d'échecs cuisants de prévision d'effondrements. En 1978, dans un rapport technique, la FAO notait déjà : « Les biologistes des pêches furent particulièrement malheureux dans les avis scientifiques qu'ils donnèrent... en matière de prévision des effondrements. L'histoire des pêcheries de sardine de Californie, de hareng atlantico-scandinave et de la mer du Nord ou d'anchois du Pérou compte parmi les pires échecs auxquels la science halieutique ait été associée. » Et d'ajouter : « L'analyse de la dynamique démographique des stocks suivant les méthodes classiques d'évaluation unispécifique n'a pas permis de comprendre grand-chose [à ces effondrements]. » Condamnation sans appel des modèles monospécifiques de dynamique des populations. Pourtant, près de vingt-cinq ans après, en 1992, le stock de morues de Terre-Neuve et des côtes du Labrador s'effondrait à son tour contre toute prévision. Cas exemplaire qui illustre la difficulté de la science halieutique et les limites que les moyens d'observation imposent à la connaissance.

### **LES LEÇONS DE L'EFFONDREMENT DE LA MORUE DE TERRE-NEUVE**

Le stock de morues de la région de Terre-Neuve et des côtes du Labrador a brutalement chuté en 1992 au point qu'un moratoire a été institué sur la pêche avec l'espoir que le stock se reconstituerait. C'était pourtant une des pêcheries sinon la pêcherie la plus surveillée et la plus réglementée du monde : pêcheurs, gestionnaires, chercheurs étaient constamment à son chevet. Chaque année depuis 1981, des campagnes systématiques de chalutages scientifiques ont été faites en automne pour évaluer et surveiller l'abondance des stocks. Elles n'ont pas permis de déceler avant 1991 la diminution de la biomasse donnant ainsi confiance aux pêcheurs et gestionnaires qui, rassurés ou voulant l'être, ne voyaient pas de raison de

s'alarmer. Échec des scientifiques, qui allait lancer une discussion salutaire sur les causes possibles de tels événements ; échec aussi des gestionnaires appelés à revoir leurs méthodes de gestion pour diminuer la probabilité d'occurrence de ces effondrements. La situation du chercheur est évidemment beaucoup plus confortable que celle du pêcheur. Le chercheur surmonte vite l'humiliation de l'échec qui doit même être pour lui un stimulant ouvrant un nouveau questionnement scientifique. Il trouvera certainement, mais rétrospectivement, l'explication qu'il intégrera dans de nouveaux modèles et théories dont profiteront d'autres pêcheurs, plus tard et ailleurs. Pour l'immédiat, le pêcheur ne peut que faire le constat de sa faillite en espérant que le stock se reconstituera ce qui, en l'occurrence, n'a pas été le cas.

La question a été posée en ces termes : la disparition du stock est-elle due à une pression de pêche excessive *ou* à une modification des conditions dites environnementales ? Le *ou* est important car il montre que l'on est encore là dans une vision manichéenne simplificatrice qui prolonge la dualité évoquée plus haut, en séparant la dynamique des populations de la dynamique de l'écosystème. Les campagnes d'évaluation n'ayant rien annoncé et la biomasse paraissant stable, on a implicitement fait l'hypothèse que le système pêche (proie/pêcheur) était sinon à l'équilibre du moins stationnaire et qu'il fallait nécessairement une perturbation de l'environnement pour le déstabiliser : modification de la température entraînant une migration vers le sud, évolution de l'écosystème et de l'abondance des proies. Raisonnablement imparable si l'on est certain de la validité des méthodes d'évaluation des stocks et de leur démographie. Or, dans la plupart des cas, les seules informations dont on dispose sur un stock et sa structure démographique sont fournies par la pêche elle-même. On fait l'hypothèse que les captures par pêche sont des échantillons représentatifs de l'état du stock : on est loin des stratégies d'échantillonnage en vigueur pour les sondages car, heureusement pour eux, les stratégies des pêcheurs n'ont rien d'aléatoire. En outre, les modèles comportent de graves lacunes : il n'y a pas d'état civil pour les poissons et l'on ne peut mesurer ni leur mortalité ni leur natalité naturelles, paramètres évidemment essentiels si l'on veut faire des prévisions d'évolution d'une population. Si l'on peut raisonnablement faire l'hypothèse que le taux de mortalité naturelle d'une population donnée est constant, il n'en va pas de même pour ce que l'on appelle le recrutement et que l'on peut définir ainsi : la fraction la plus jeune de la population qui s'intègre pour la première fois à l'ensemble des poissons accessibles (c'est-à-dire que l'on pêche).



Définition un peu compliquée qui tient compte du fait que, seule la pêche fournissant des informations, le poisson n'« existe » vraiment que s'il est pêchable. Exactement comme dans l'armée où l'« homme » n'existe que lorsqu'il a été recruté. On ne connaît pratiquement rien de la vie du poisson avant cette « naissance » officielle, date du « recrutement » qui en fait un poisson capturable par les engins de pêche. Or les phases initiales dites de prérecrutement n'ont rien à voir avec la vie du poisson adulte. Elles comportent en particulier des stades larvaires beaucoup plus sensibles aux conditions de l'environnement que les adultes. Leur taux de survie dépend des paramètres physiques (température, courant, turbulence), de la production biologique qui conditionne leur alimentation et de l'abondance de leurs prédateurs (qui peuvent être d'ailleurs leurs propres géniteurs). Autant d'inconnues qui rendent très aléatoires les prévisions que l'on peut faire de l'évolution du recrutement. Aussi fut-on conduit à admettre que le taux de recrutement était indépendant du stock de géniteurs (ce qui est plausible tant que la biomasse des géniteurs est supérieure à un certain seuil) et que les fluctuations de l'environnement restaient dans des limites suffisamment raisonnables pour qu'en moyenne d'une année à l'autre les variations du recrutement s'annulent. Cela signifie que ces modèles ne sont vraiment pertinents que si les populations de poissons sont en équilibre ou en régime stationnaire, ce qui cesse d'être le cas lorsque la pression de pêche devient excessive ou que les variations de l'environnement prennent de l'ampleur. Autrement dit, ils sont intrinsèquement incapables de prévoir des effondrements comme celui de la morue de Terre-Neuve de 1992. Dans ce cas précis, il y avait, pourtant, d'autant moins de raisons de douter que les campagnes de chalutage systématiques pour l'évaluation de l'abondance allaient dans le même sens que les modèles. On était là dans le schéma idéal de la méthode expérimentale chère aux scientifiques : la théorie (le modèle) vérifiée par l'expérience (les campagnes de chalutage).

La question initiale n'est plus alors pêche excessive ou perturbation environnementale ? Elle devient : erreur méthodologique dans l'évaluation de l'abondance ou perturbation environnementale ? Il semble bien que le premier terme de l'alternative ne soit pas à négliger et qu'il y ait eu effectivement une constante et consistante sous-estimation des effets de la pêche. Les stratégies d'échantillonnage des campagnes d'évaluation et les techniques de traitement des données recueillies ne pouvaient déceler et donc prendre en compte l'accroissement du taux de mortalité par pêche masqué par une modification de la répartition des densités de poissons

induite par la diminution du stock et qui accroissait sa capturabilité. Autrement dit, au fur et à mesure que la biomasse diminuait, l'organisation spatiale des agrégations de poissons les rendait plus vulnérables à la pêche et augmentait le taux de capture donnant l'illusion du maintien de l'abondance. Jusqu'au jour où la faiblesse du stock n'ayant pas permis un recrutement suffisant, les captures s'effondrent brutalement et durablement.

Tout le monde aurait préféré pouvoir incriminer l'environnement mais rien dans l'analyse des conditions environnementales sur le siècle précédent ne semblait donner du poids à cette idée. Le stock de morues a déjà connu dans le passé les mêmes conditions que celles qui prévalaient dans les années 80 et des captures aussi importantes ont eu lieu à la fin du XIX<sup>e</sup> siècle dans un environnement nettement plus froid et donc moins favorable au recrutement sans compromettre le stock. Se contenter de cette comparaison pour écarter le rôle de l'environnement dans l'effondrement du stock de morues présente le même biais que précédemment qui consiste à admettre que les captures donnent une image fidèle de l'abondance : on vient de voir justement qu'il n'en était rien. Aussi, même si les captures étaient à des niveaux analogues dans les années 80 et à la fin du XIX<sup>e</sup> siècle, il est à peu près certain que les niveaux d'abondance étaient radicalement différents et aussi la sensibilité du recrutement aux variations de l'environnement ; ce qui rend la comparaison inopérante. Dans un stock surexploité, dès que l'on quitte le point d'équilibre où, bon an mal an, les fluctuations du recrutement et de mortalité s'équilibrent, le recrutement devient le paramètre crucial de la dynamique du stock, d'autant plus crucial que l'on ne sait pas prévoir son évolution, puisqu'on l'évalue rétroactivement à partir des captures et qu'il devient très sensible à la fois aux variations de la biomasse des géniteurs lorsqu'elle diminue et à celles de l'environnement qui conditionnent la survie larvaire.

À travers cette problématique du recrutement, le manichéisme trop simpliste de la question initiale : *pression de pêche excessive ou variation de l'environnement*, pour expliquer l'effondrement du stock perd son sens, car les deux sont liées : la surpêche, à travers les aléas du recrutement, rend celui-ci d'autant plus sensible aux variations de l'environnement que celle-ci accentue sa pression.

## **L'APPROCHE ÉCOSYSTÉMIQUE**

Il est évidemment assez facile de faire rétrospectivement une analyse critique des recherches menées sur la pêche ces cent dernières années. L'unanimité scientifique retrouvée à la Conférence de Reykjavik pour réconcilier

dynamique des populations et dynamique des écosystèmes dans une approche qualifiée d'écosystémique ne résout pas pour autant le problème de la gestion de la pêche ni de celle des écosystèmes marins. C'est scientifiquement un retour à la case départ. Aussi la déclaration de la Conférence renvoie-t-elle, pour l'action immédiate, aux gestionnaires et à l'approche dite de précaution qui n'est rien d'autre qu'un principe d'action basé sur un aveu d'ignorance. À plus long terme, elle renvoie à la recherche scientifique pour combler autant que faire se peut cette ignorance et établir des bases scientifiques de « stratégies de gestion qui incorporent les considérations écosystémiques et garantissent des rendements de pêche soutenables tout en conservant les stocks et en maintenant l'intégrité des écosystèmes et des habitats dont dépendent ces stocks ». Pour cela il faut « décrire la structure, les composantes et le fonctionnement des écosystèmes marins, connaître les réseaux trophiques, les interactions entre espèces et les relations prédateurs-proies, le rôle de l'habitat et les facteurs biologiques, physiques et océanographiques qui affectent la stabilité et la résilience des écosystèmes ». Il faut aussi « construire ou améliorer l'observation systématique de la variabilité naturelle du milieu et de ses relations avec la productivité de l'écosystème », qui n'est autre que le programme proposé en 1895 par Pettersson. À l'échelle de l'océan mondial, la tâche est immense et le chemin risque d'être long avant de déboucher sur des stratégies de gestion de ces écosystèmes marins complexes, fluctuants et si difficiles à pénétrer et à observer. La complexité du couplage entre le milieu physique et le milieu biologique et la complexité des interactions trophiques rendent illusoire toute recherche de modèles prédictifs de l'évolution des écosystèmes analogues à ceux qui se construisent pour la prévision climatique, où l'on a la chance de pouvoir rester entre physiciens. L'objectif sera ici, à partir de l'analyse du fonctionnement des écosystèmes, d'en identifier les points clés et de construire des indicateurs aussi simples que possible de la bonne santé du système pour élaborer une stratégie de gestion.

### **L'ANCHOIS, LA SARDINE ET EL NIÑO**

En 1970, les captures d'anchois (*Engraulis ringens*) au Pérou atteignirent la valeur record de plus de 12 millions de tonnes, ce qui représentait le quart des captures mondiales (en tonnage, pas en valeur, car ces prises étaient destinées à l'alimentation animale après transformation en farine). Entre 1962 et 1971, la valeur moyenne des captures avait été de 9 millions de tonnes. En 1972, elle tombera à 4 millions de tonnes et seulement 1,5 million de tonnes en 1973, six fois moins que deux ans plus tôt.

Pourquoi cette chute ? On avait sous la main un coupable désigné : El Niño, qui s'était manifesté avec vigueur justement en 1972-1973, lui valant immédiatement la réputation de tueur d'anchois. Non sans raison puisque, sur les côtes du Pérou, El Niño se traduit par une occultation de l'*upwelling* et l'invasion des côtes par des eaux chaudes et pauvres en éléments nutritifs d'origine tropicale coupant les anchois de leur source d'alimentation. Les anchois n'ont d'autre choix que d'aller voir si les conditions sont plus favorables ailleurs, plus au sud ou en profondeur, échappant de toute manière aux engins de pêche. Le stock ne se reconstituera pas les années suivantes : les captures ne repasseront au-dessus de 4 millions de tonnes que vingt ans plus tard, confortant l'idée qu'El Niño avait durablement ravagé le stock. On aurait pourtant dû se poser rapidement quelques questions. Le phénomène El Niño n'est pas né en 1972 et les événements précédents (1965, 1969) n'ont guère eu d'impact sur les captures puisque, entre 1964 et 1971, on n'est jamais descendu en dessous de 7 millions de tonnes ; les mêmes causes n'auraient donc pas forcément les mêmes effets ? On aurait pu penser aussi que le record de capture atteint en 1970 (12 millions de tonnes) n'était pas étranger à la décimation du stock. Non, il était plus confortable pour les pêcheurs comme pour les scientifiques d'en rester à cette version d'El Niño bouc émissaire. Les pêcheurs évacuaient ainsi la question d'une éventuelle surpêche et leur possible responsabilité ; les scientifiques de leur côté disposaient ainsi d'un sujet de recherche d'autant plus vendable que les conséquences économiques en étaient financièrement palpables. Mais les systèmes naturels ne fonctionnent pas sur un mode binaire manichéen : les événements qui surviennent sont rarement réductibles à une seule cause. Pas plus que pour la morue du Canada, on ne pouvait incriminer de manière exclusive la pêche *ou* l'environnement ; on ne peut faire porter le chapeau de la disparition des anchois au seul El Niño. À partir de 1993, les captures retrouveront des niveaux analogues à ceux d'avant 1972 et l'El Niño de 1997-1998, pourtant réputé El Niño du siècle, n'apparaît que comme un accident mineur dans la courbe d'évolution des captures. On ne peut pas non plus accuser la surpêche : les anchois se reproduisent très rapidement, ils arrivent à maturité en quelques mois et ont un taux de reproduction élevé, ce qui fait qu'habituellement, après un El Niño, le stock se reconstitue très vite. Par exemple, en 1998, correspondant à l'El Niño de 1997-1998, les prises n'ont été que de 1,2 million de tonnes et, dès l'année suivante, elles remontaient à près de 7 millions de tonnes.

Cela ne fut pas le cas après 1973, pourquoi ? Dans les eaux péruviennes, si l'anchois est normalement dominant, il n'est pas seul. On y trouve aussi d'autres espèces pélagiques et notamment la sardine. On constate même que moins on pêche d'anchois et plus on pêche de sardines et réciproquement, comme si la sardine avait pris la place de l'anchois entre 1975 et 1992 (figure 21). La sardine insensible au phénomène El Niño puisque, en 1984, après l'El Niño de 1982-1983, quand les captures d'anchois sont à leur minimum, celles de sardines ignorant superbement la perturbation doublent, pour atteindre 5 millions de tonnes. Que s'est-il donc passé pour que, dans les vingt années qui ont suivi l'événement de 1972-1973, les anchois laissent ainsi la place à la sardine ?

### **DU GUANO À LA FARINE DE POISSON :**

#### **LA SARDINE DE CALIFORNIE VICTIME DE LA GUERRE ?**

La pêche à l'anchois au Pérou doit son essor à l'effondrement de la pêche à la sardine en Californie qui fut extrêmement florissante entre les deux guerres mondiales du XX<sup>e</sup> siècle. Elle faisait la fortune du port de Monterey, illustrée par le roman de J. Steinbeck, *Rue de la Sardine*. Le roman suivant, *Tendre jeudi*, s'ouvre sur la déconfiture de la pêche sardinière entre 1945 et 1950 : « Les usines de conserve participèrent à l'effort de guerre en ne respectant pas les règlements et en pêchant tous les poissons. C'était par patriotisme, mais cela ne ressuscita pas les poissons. » Il fallut alors trouver d'autres ressources et l'on se tourna vers le Pérou dont les richesses étaient entre les mains du puissant lobby du guano mené par la compagnie nationale créée par le gouvernement péruvien en 1909 pour l'exploitation du guano. La pêche à l'anchois était très strictement limitée, car l'anchois était alors réservé aux millions d'oiseaux qui, nichant à la côte ou sur les îlots proches, produisaient par leurs déjections le précieux guano riche en nitrate et utilisé comme engrais dans le monde entier. À travers une chaîne très courte : plancton, anchois, oiseau, guano, le Pérou disposait ainsi d'une machine à extraire de la mer le nitrate apporté par l'*upwelling*, à le concentrer et à le déposer à terre où il n'y avait qu'à le ramasser. Le guano fut longtemps une source de devises importantes pour le Pérou. Les oiseaux producteurs devaient être protégés et leur alimentation, l'anchois, sauvegardée. Jusqu'à ce que le guano concurrencé par d'autres ressources et les engrais industriels perde de sa valeur et que l'anchois dopé par l'effondrement de la sardine californienne, au contraire, en gagne. Le gouvernement péruvien leva alors les restrictions imposées à la pêche et ce fut la ruée. De quelques

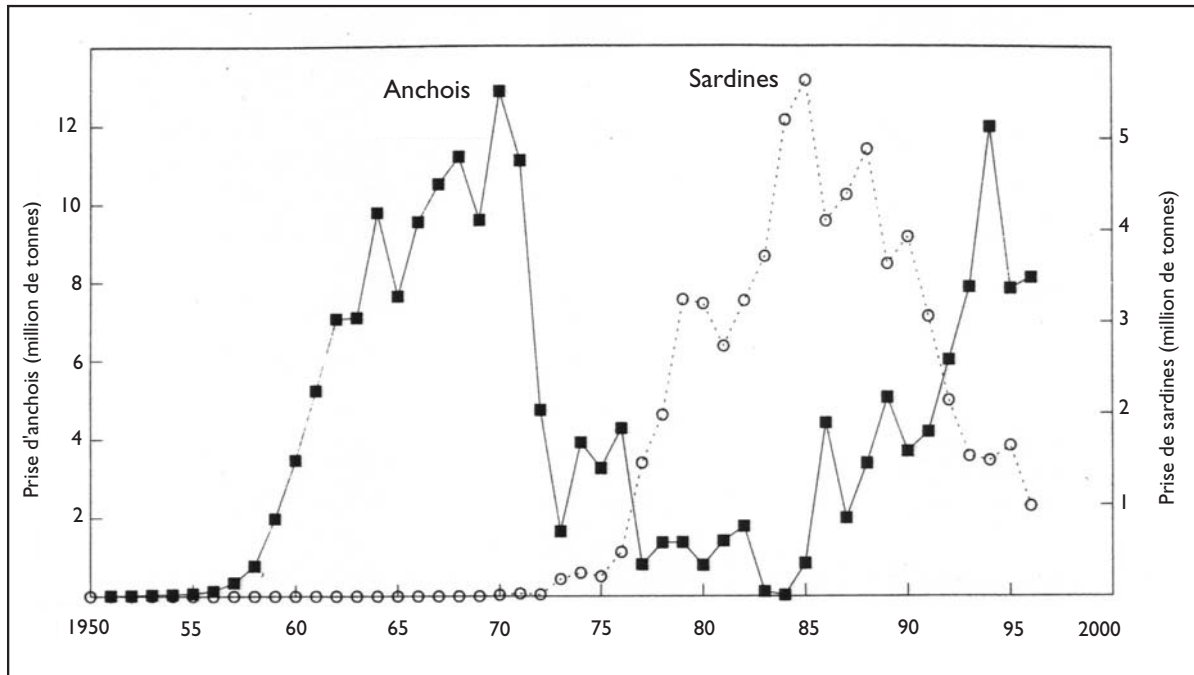


Figure 21

**Évolution des captures de sardines et d'anchois dans le courant de Humboldt de 1950 à 1996.**

Source : Schwartloze et al., « Worldwide large-scale fluctuations of sardine and anchovy populations », *S. Afr. J. mar. Sci.*, 1999, p. 289-347.

dizaines de milliers de tonnes au début des années 50, on passa à plus de 10 millions de tonnes au début des années 70. Mais, contrairement à ce que supposait Steinbeck, le patriotisme des conserveries de Monterey n'a sans doute pas eu grand-chose à voir avec l'effondrement du stock de sardines plus vraisemblablement dû à un changement de régime océanographique à l'échelle du Pacifique, comme la suite de l'histoire va le montrer.

### **SYNCHRONICITÉ DES CAPTURES DANS LE PACIFIQUE**

Si l'effondrement de la sardine californienne a fait les beaux jours de la pêche péruvienne à l'anchois, il n'y avait, en dépit des coïncidences, guère de raison à priori de penser qu'il y avait une quelconque relation entre les deux pêcheries. Pourtant, l'examen des captures de sardines depuis 1920 dans le Pacifique montre que, dans des zones aussi éloignées les unes des autres que le Pérou, la Californie et les eaux japonaises, il y a une remarquable synchronicité de l'évolution des captures : elles croissent et décroissent ensemble. Atteignant leur maximum entre 1930 et 1940, les

captures japonaises et californiennes chutent de concert entre 1945 et 1950 (il n'y avait pas encore de pêche sardinière au Pérou). Autour de 1975, lorsque au Pérou la sardine se substitue à l'anchois, la pêche sardinière reprend vigoureusement au Japon et dans une moindre mesure et avec un peu de retard en Californie (figure 22). Il semble également que cette alternance entre sardines et anchois ne soit pas le propre du Pérou mais qu'elle se retrouve aussi, avec des amplitudes variables, dans les deux autres systèmes, même si les captures d'anchois n'atteignent jamais au Japon et en Californie, loin s'en faut, les valeurs records du Pérou (500 000 tonnes les meilleures années au Japon et 300 000 tonnes en Californie, contre 10 millions de tonnes au Pérou avant la chute de 1972). Les données de pêche disponibles depuis 1920 couvrent une période beaucoup trop limitée pour déterminer si l'oscillation en opposition de phase observée entre les années 30 et les années 90 des sardines d'une part et des anchois d'autre part est un phénomène isolé ou correspond à un véritable cycle, à une oscillation récurrente dont la période, d'après la figure 21, se situerait entre cinquante et soixante ans. Heureusement, les anchois comme les sardines laissent dans les sédiments des traces de leur présence et de leur abondance : leurs écailles qui se déposent sur le fond où, à l'abri de l'oxygène, elles peuvent se conserver. Ainsi a-t-il été possible de reconstituer au large de la Californie l'« histoire » plus ou moins alternée des anchois et des sardines de 270 à 1970, qui fait apparaître que le cycle observé au XX<sup>e</sup> siècle n'est pas unique mais se répète assez régulièrement avec une période voisine de soixante ans. La pêche à la sardine a une longue histoire au Japon et l'analyse des données historiques depuis le début du XVII<sup>e</sup> siècle a montré que là aussi les captures ne cessaient d'évoluer, faisant apparaître des pics de captures plus ou moins régulièrement espacés avec une périodicité assez proche de celle observée en Californie : autour de 1650, 1710, 1820, 1875, 1935 et 1985.

### **LE SAUMON D'ALASKA**

Il serait très étonnant que cette remarquable synchronicité et cette alternance sardine/anchois d'un bord à l'autre et du nord au sud du Pacifique fussent une simple coïncidence. À moins que les poissons ne disposent de moyens de télécommunication insoupçonnés, l'explication ne peut venir que d'une variation cyclique du milieu marin à l'échelle du Pacifique. C'est de l'analyse des fluctuations du saumon d'Alaska et non de celles des sardines et anchois que viendra une explication possible. Rien d'étonnant à cela. D'abord, le saumon a une autre valeur marchande que

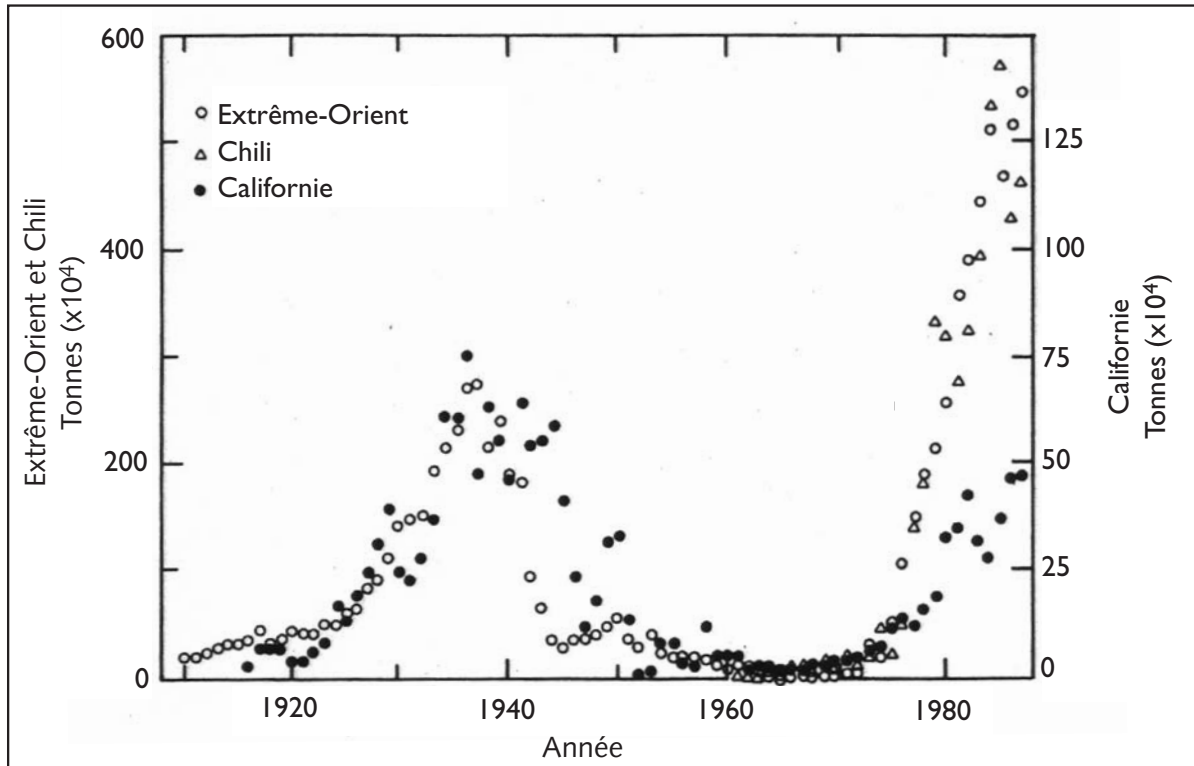


Figure 22

**Évolution comparative des captures de sardines dans le Pacifique : Extrême-Orient, Chili, Californie.**

Source : Tsuyoshi Kawasaki, dans *Climate variability, climate change and fisheries*, M. H. Glantz (dir. publ.), Cambridge, Cambridge University Press, 1992.

l'anchois ou la sardine : les pêcheries d'Alaska (*pink et sockeye salmon*) sont parmi les plus lucratives des États-Unis. Il est donc logique de prêter une attention particulière à la pérennité de son exploitation. Ensuite, il est certainement plus menacé par les risques d'une surexploitation possible que l'anchois ou la sardine qui arrivent très vite à maturité (quelques mois) et se reproduisent très rapidement à un taux très élevé, ce qui permet par exemple aux stocks d'anchois de se redresser après des accidents aussi spectaculaires qu'El Niño. Il n'en est pas de même pour les poissons à vie longue comme le saumon auquel il faut plusieurs années pour arriver à maturité. Enfin, si perturbation il y a à l'échelle du Pacifique, il n'y a aucune raison que le saumon n'y soit pas non plus sensible.

On dispose de données sur les débarquements de saumon en Alaska (Bristol Bay) depuis 1920 (figure 23). La pêche a été très florissante entre 1930 et 1945. Plus de 120 millions d'individus furent débarqués en 1935. Elle déclina ensuite, pour atteindre autour de 1975 sa valeur



plancher : environ 20 millions de poissons, cinq à six fois moins qu'aux plus beaux jours. Les captures remontèrent très rapidement au tournant de 1975, période décidément cruciale puisque, on l'a vu, elle correspond aussi à la chute des anchois du Pérou et à la remontée en puissance des sardines au Pérou, en Californie et au Japon. D'ailleurs, la courbe d'évolution des sardines de la figure 21 ressemble à s'y méprendre à celle des saumons d'Alaska. Nouvelle coïncidence troublante qui incite à penser qu'il s'est réellement passé quelque chose dans le Pacifique en 1975, que ce n'était pas une première et que des événements similaires s'étaient déjà produits dans le passé.

### L'OSCILLATION DÉCENNALE DU PACIFIQUE

Dans l'océan, pour analyser les impacts que la variabilité du milieu physique peut avoir sur la production biologique, on commence toujours par analyser la température de surface. Paramètre facilement accessible, on dispose maintenant de sa mesure sur la totalité de l'océan pour d'assez

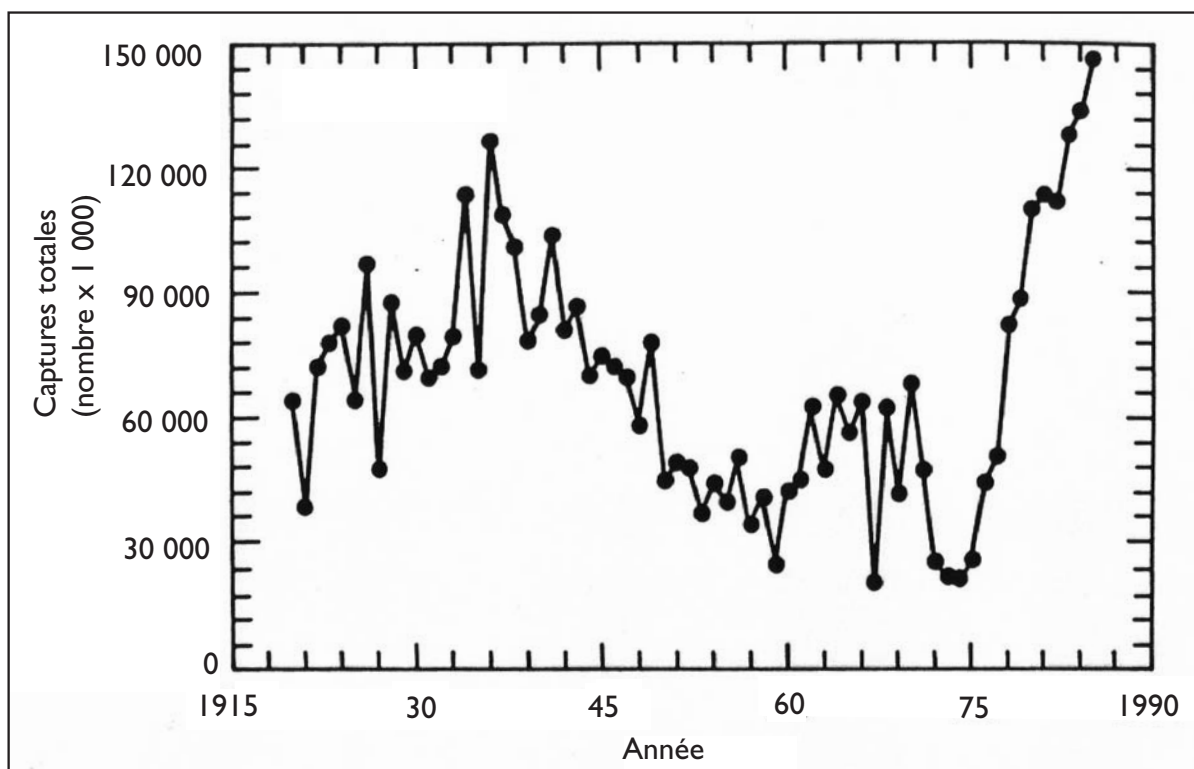


Figure 23

#### Évolution des captures de saumon en Alaska.

Source : K. A. Miller et D. L. Fluharty, dans *Climate variability, climate change and fisheries*, M. H. Glantz (dir. publ.), Cambridge, Cambridge University Press, 1992.

longues périodes. C'est ainsi que, cherchant les raisons des fluctuations de la pêche saumonière depuis 1920 et voulant savoir si elles correspondaient à une oscillation récurrente, on mit en évidence ce que l'on appelle maintenant la « Pacific decadal oscillation », abrégée en PDO. C'est la traduction (figure 24) du constat fait que les températures de surface évoluent en opposition de phase entre, d'une part, la partie centrale du Pacifique Nord et, d'autre part, sa bordure est et la partie orientale de la zone intertropicale. Autrement dit, lorsque l'on observe des anomalies chaudes d'un côté, on aura des anomalies froides de l'autre. On appellera phase chaude la situation correspondant aux anomalies chaudes de l'est et froides du Pacifique central Nord, et phase froide la situation inverse. L'évolution de cette PDO illustrée sur la figure fait apparaître les phases suivantes : chaude de 1920-1925 à 1945 et de 1975 à 1999 ; froide de 1945 à 1975. On retrouve exactement les grands cycles de cinquante à soixante ans décrits précédemment : la phase chaude est favorable au saumon d'Alaska et à la sardine en Californie, au Pérou et au Japon ; la phase froide, elle, favorise la pêche à l'anchois et ne sourit guère au saumon d'Alaska ou plus précisément à ceux qui le pêchent.

La PDO n'est évidemment pas un phénomène exclusivement océanique ; il lui correspond dans l'atmosphère des variations de pression, donc de vents qui, à leur tour, influenceront sur les courants marins et la production biologique des océans à travers les mécanismes décrits précédemment. Signature dans le Pacifique d'une vaste oscillation climatique, sorte d'El Niño aux échelles décennales, la PDO n'est encore qu'un constat et l'on ne dispose pas de schéma explicatif analogue à ceux qui sont proposés pour El Niño. Cela tient évidemment, pour une très large part, à la relative brièveté de la durée d'observations par rapport à la période du phénomène voisine de soixante ans. En soixante ans, pour une seule oscillation complète de la PDO, on peut observer une douzaine de cycles complets d'El Niño. Aussi, pour comprendre les relations qu'il peut y avoir entre la PDO et les différentes pêcheries du Pacifique, faut-il adopter une approche réductionniste et revenir aux écosystèmes auxquels elles se trouvent liées.

## **LA CIRCULATION CYCLONIQUE DU GOLFE D'ALASKA**

Le golfe d'Alaska est caractérisé, en moyenne, par une zone de basse pression atmosphérique à laquelle correspond une circulation océanique cyclonique (sens inverse des aiguilles d'une montre) (figure 25). À la partie centrale de ce tourbillon cyclonique correspond, comme il est

normal (voir chapitre 2), une « divergence », c'est-à-dire une remontée de la thermocline, donc des eaux riches en nutriments, et une production biologique relativement importante. De fait, le plancton y est abondant et son abondance d'autant plus marquée que la divergence s'intensifie lorsque la circulation cyclonique accélère. C'est ce que l'on a observé justement au tournant de l'année 1975, au moment où la

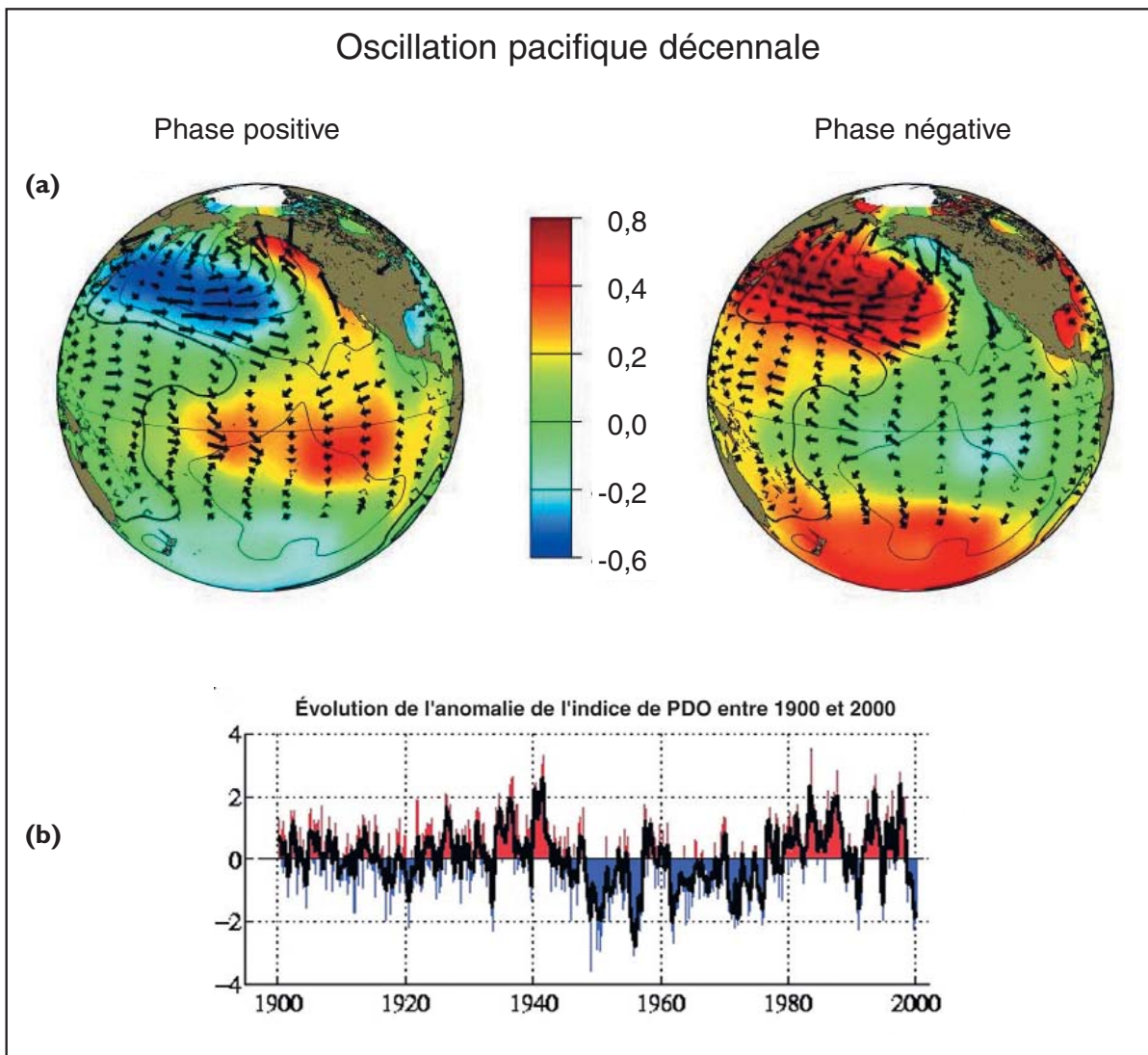


Figure 24

**Oscillation pacifique décennale (Pacific decadal oscillation, PDO).**

(a) Anomalies de températures de surface en hiver. En bleu, les anomalies froides et, en jaune rouge, les anomalies chaudes. Les anomalies de vent sont indiquées par les flèches. À gauche : phase chaude de la PDO ; à droite : phase froide.

(b) Évolution de l'anomalie de l'indice de PDO entre 1900 et 2000.

Source : The joint institute for the Study of the atmosphere and oceans, University of Washington, Seattle.

PDO basculait en phase chaude et où les captures de saumon croissaient de manière spectaculaire. D'où l'explication proposée qui lie l'abondance du saumon dans le golfe d'Alaska à la PDO, par le canal de la plus ou moins grande fertilité des eaux du golfe, dépendante elle-même des fluctuations décennales de la circulation cyclonique. À phase chaude de la PDO, divergence active et nourriture abondante pour les saumons ; à phase froide, à l'inverse, divergence paresseuse et nourriture raréfiée. Lorsque l'on connaît la complexité du cycle des saumons qui reviennent mourir en se reproduisant dans les lacs qui les ont vus naître et les multiples obstacles qui jalonnent leur vie, l'explication peut sembler

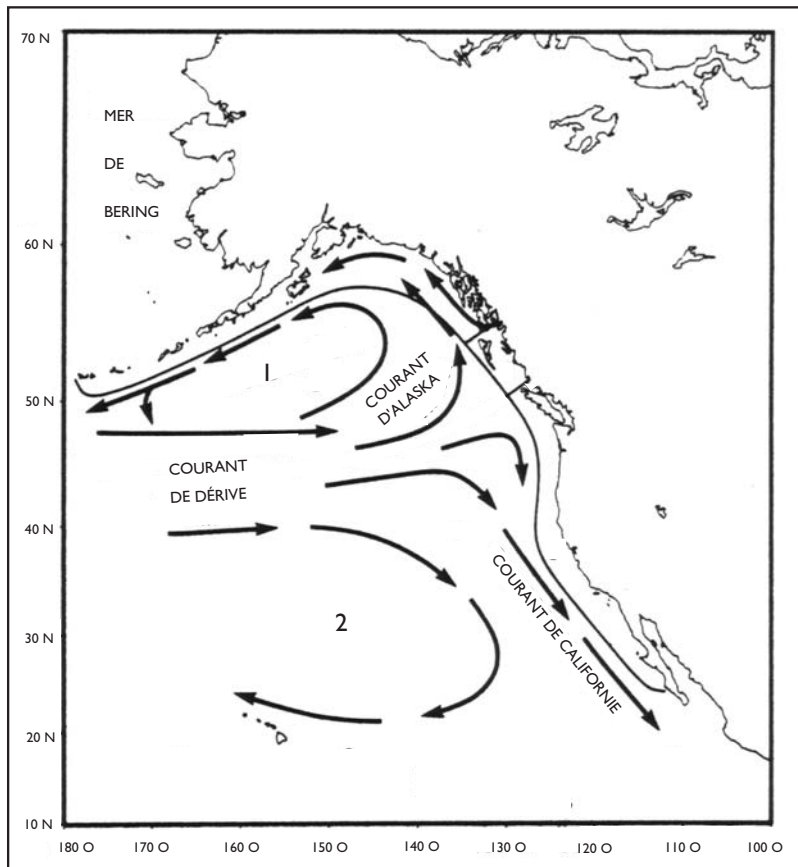


Figure 25

**Les courants de surface dans le Pacifique Nord-Est.**

(1) Circulation cyclonique du golfe d'Alaska

(2) Circulation anticyclonique subtropicale

Le courant de dérive entraîné par les vents d'ouest sur le bord nord du « gyre » subtropical se scinde en deux à l'approche de la côte : le courant d'Alaska vers le nord, le courant de Californie vers le sud. L'intensité respective de ces courants est modulée par la PDO.

Source : D. M. Ware et Mc. Farlane, « Effects of ocean variability on recruitment and an evaluation of parameters used in stock assessment models », Can. Spec. Publ. Fish. Aquat. Sci. 108, 1989.

simpliste. Et pourtant, l'analyse des archives sédimentaires, comme dans le cas des sardines et des anchois, permet de reconstituer l'histoire du saumon sur les trois derniers siècles. Il s'agit cette fois des sédiments des lacs où les saumons viennent se reproduire et mourir. Le traceur de leur histoire n'est pas les écailles qu'ils laissent sur le fond mais l'isotope 15 de l'azote. Dans les quelques années de leur vie océanique où ils prennent 99 % de leur poids adulte, ils se nourrissent de plancton et de petits poissons qui les enrichissent en azote 15, isotope très stable, que l'on retrouvera dans les sédiments lacustres en quantité d'autant plus grande que les saumons auront été nombreux à y revenir mourir. Ainsi, en analysant les teneurs en azote 15 des sédiments dans une carotte, a-t-on un indicateur de l'évolution de l'abondance des saumons. Le schéma qui émerge est clair : le nombre de saumons de l'Alaska tend à chuter lorsque la température de l'océan baisse (phase froide de la PDO) et remonte quand l'océan se réchauffe (phase chaude de la PDO), suivant une période proche de cinquante ans. Indice supplémentaire de la réalité de la PDO et de son impact sur les ressources halieutiques pélagiques.

#### **SARDINES, ANCHOIS ET UPWELLINGS CÔTIERS**

En Californie et au Pérou, l'exploitation des sardines et des anchois est liée aux écosystèmes très particuliers que sont les *upwellings* côtiers décrits au chapitre 4. La phase chaude de la PDO correspond à une anomalie chaude des températures de surface aussi bien en Californie qu'au Pérou et à une période « sardines » dans les deux écosystèmes qui varient donc en phase. Cette anomalie est le signe d'une moindre capacité de l'*upwelling* à emmener vers la surface les eaux froides et riches en nutriments des couches profondes et donc d'une moindre productivité de ces écosystèmes. Soit que le flux des eaux entraînées vers la surface soit effectivement plus faible en raison d'un vent de moindre intensité, soit que la plus grande stratification de la colonne d'eau induite par le réchauffement fasse obstacle à cette remontée (il faut alors plus d'énergie pour un flux équivalent). Dans les années qui suivirent le tournant de 1975, en même temps que la température de surface s'élevait, l'abondance du zooplancton dans le courant de Californie diminuait d'environ 70 %, preuve d'une fertilité réduite. Du point de vue de leur productivité, le « gyre » d'Alaska et l'*upwelling* de Californie évoluent donc en opposition de phase. Le lien entre les deux systèmes est à chercher dans le courant de dérive du Pacifique Nord (branche nord de la circulation

anticyclonique subtropicale) entraîné par les vents d'ouest et qui, à l'approche de la côte américaine, se scinde en une branche nord, le courant d'Alaska qui génère le tourbillon cyclonique, et une branche sud, le courant de Californie, acteur de l'*upwelling* côtier. En phase chaude de la PDO, la branche nord (courant d'Alaska) qui contrôle l'intensité de la divergence au cœur du tourbillon cyclonique se renforce au détriment de la branche sud, le courant de Californie, et donc de l'*upwelling*. La situation est évidemment inversée en phase froide. La liaison avec l'*upwelling* du Pérou dans l'hémisphère Sud est moins aisée à faire. Il n'en reste pas moins qu'après 1975 l'*upwelling* du Pérou a connu un changement de régime analogue à celui de Californie, avec les mêmes conséquences : anomalie thermique positive et forte décreue de l'anchois au profit de la sardine. L'analyse de l'évolution de l'indice d'oscillation australe ENSO (différence de pression atmosphérique entre Tahiti et Darwin) montre qu'il y correspond un affaiblissement de la pression atmosphérique dans l'anticyclone du Pacifique Sud-Est et donc des vents de sud-est qui, sur son bord est, entraînent le courant de Humboldt et génèrent l'*upwelling* le long des côtes du Pérou. Ces fluctuations décennales des *upwellings* n'ont rien à voir avec l'ampleur du phénomène El Niño qui au Pérou se traduit par une quasi-extinction de l'*upwelling* alors que les phases chaudes de la PDO ne font qu'en atténuer les effets, suffisamment néanmoins pour qu'écologiquement on passe d'un régime favorable à l'anchois à un autre plus propice à d'autres espèces pélagiques et notamment aux sardines. Ainsi, sur les côtes du Pérou, lors d'un El Niño, la température de surface de la mer peut-elle croître de près de 10° alors que l'anomalie décennale liée à la PDO reste inférieure à 1°.

Ainsi l'intensification des *upwellings* crée-t-elle un régime favorable aux anchois alors que leur relaxation relative crée des conditions favorables à une plus grande diversité des espèces pélagiques, notamment de la sardine. Résultat au premier abord surprenant car, si les deux espèces sont toutes deux planctonophages, la ration alimentaire de la sardine semble plus riche en phytoplancton que celle de l'anchois. On pourrait donc s'attendre que l'augmentation de la production de phytoplancton, lorsque l'*upwelling* est au mieux de sa forme, favorise le plus herbivore des deux : la sardine. Il n'en est rien puisque au contraire la sardine se développe mieux dans un *upwelling* moins ardent. Plus que dans le régime alimentaire des adultes, il faut chercher une explication dans les conditions de développement des stades larvaires qui, bien que ne durant qu'une dizaine de jours, sont cruciaux puisqu'ils conditionnent le recrutement. Pour arriver au terme de leur développement,

les larves, plus encore que les adultes, ont besoin de conditions environnementales suffisamment stables. Dans les *upwellings*, la grande abondance du phytoplancton ne suffit pas à leur bonheur ; deux dangers les guettent. Elles peuvent être entraînées rapidement par le courant de surface vers le large où elles se perdent loin de leur habitat côtier. Une trop grande turbulence du milieu peut aussi éparpiller leur nourriture et la rendre d'autant plus difficilement accessible qu'elles-mêmes sont perpétuellement secouées par cette turbulence. Ces deux risques s'accroissent avec le vent, c'est-à-dire avec l'intensité de l'*upwelling* : plus le vent est fort, plus le courant d'entraînement vers le large est intense et plus l'agitation turbulente crée de l'instabilité. On comprend alors qu'au-delà d'un certain seuil l'intensification de l'*upwelling* par le vent devient un handicap en dépit d'une production primaire accrue. Ce seuil correspond à ce que l'on appelle la « fenêtre environnementale optimale » pour le recrutement : tant que l'on est en deçà, le recrutement croît avec la vitesse du vent ; au-delà, la survie larvaire et le recrutement diminuent et peuvent être compromis. Cette fenêtre optimale n'est sans doute pas la même pour toutes les espèces et le passage du régime « sardine » au régime « anchois » lorsque l'*upwelling* devient plus actif peut s'expliquer par une fenêtre optimale correspondant à une vitesse de vent plus élevée pour l'anchois que pour la sardine. Après l'éclosion, les sardines ont un taux de croissance (1 mm/j) beaucoup plus élevé que celui des anchois (entre 0,2 et 0,5 mm/j). On peut en déduire que, pour tenir le rythme de leur croissance, les sardines ont besoin d'un régime alimentaire soutenu et donc des conditions stables d'un *upwelling* modéré alors que les anchois moins pressés peuvent vraisemblablement s'accommoder mieux des conditions erratiques d'un *upwelling* plus intense.

### **ANCHOIS ET SARDINES DU KUROSHIO**

L'évolution des captures de sardines au Japon pose un problème. La pêche à la sardine au Japon est très ancienne et l'étude des données historiques a fait ressortir des variations à peu près périodiques (soixante-soixante-dix ans) avec des pics marqués d'abondance autour de 1650, 1710, 1820, 1875, 1935, 1985 qui semblent indiquer, dans ce cas aussi, que la grande fluctuation observée au XX<sup>e</sup> siècle et que l'on a associée à la PDO n'est pas fortuite mais récurrente comme en Californie ou au Pérou. Cependant, on a vu que la PDO se caractérisait, dans le Pacifique Nord, par une évolution des températures de surface en opposition de phase entre l'est et l'ouest. Ainsi donc, deux populations d'une même espèce de sardines, celle du Japon et celle de Californie, qui évoluent parallèlement, réagissent de manière opposée

aux fluctuations de température de surface de l'océan. Un réchauffement de l'océan est favorable à la sardine en Californie alors qu'il lui est contraire au Japon. Paradoxe apparent qui confirme simplement que la température n'est pas, par elle-même, un paramètre déterminant et qu'il faut analyser les températures de surface comme de simples indicateurs de l'état ou du mode de fonctionnement de l'écosystème concerné. Rien ne s'oppose à ce que, dans les eaux japonaises, des eaux plus froides correspondent à des conditions trophiques plus favorables à la sardine. Nous ne sommes pas là dans le cas d'un *upwelling* côtier comme en Californie ou au Pérou. La situation, dans les eaux japonaises, est plus compliquée. Côté Pacifique, elles sont sous l'influence de deux courants contraires : le Kuroshio, courant chaud analogue au Gulf Stream de l'Atlantique, qui s'écoule des régions tropicales vers le nord-est, et l'Oyashio, courant froid venant des régions arctiques. Les sardines évoluent entre la côte et ces deux courants et rencontrent des conditions très variables suivant les méandres qu'ils font et les positions relatives qu'ils occupent (plus ou moins au sud ou au nord, plus ou moins proches de la côte). Elles s'y adaptent par des migrations qui les amènent vers des régions de ponte qui sont plus ou moins étendues et plus ou moins propices au développement des larves. Tout comme le courant de Californie sur le bord est de la circulation anticyclonique du Pacifique central, le Kuroshio, sur son bord ouest, est sous l'influence de la PDO qui fait osciller la pression atmosphérique de l'anticyclone. La manière dont cette dépendance se répercute sur le recrutement des sardines au Japon n'est pas éclaircie mais, compte tenu de la complexité du système, il n'y a pas de raison objective de juger contradictoire l'association observée et bien réelle entre la phase chaude de la PDO (anomalie froide dans l'ouest du Pacifique) et l'abondance des sardines.

#### **LE HARENG DE L'ATLANTIQUE NORD :**

##### **L'EFFONDREMENT DES ANNÉES 60-70**

Les principaux stocks de hareng de l'Atlantique Nord (Norvège, mer du Nord, Islande) se sont, à proprement parler, effondrés dans les années 60-70. Ce fut, selon J. Jakobsson qui s'exprimait en 1983 à un symposium international sur le hareng à Nanaimo en Colombie-Britannique (Canada), « le phénomène le plus marquant de l'histoire des pêches européennes ». Dans chacun des cas, le scénario fut le même : forte augmentation des captures dans les années qui précèdent l'effondrement puis déclin rapide conduisant, faute d'avoir pris les mesures de gestion appropriées, à une interdiction totale de pêche jusqu'à ce que le stock se reconstitue. Nous



sommes là vingt ans avant la débâcle de la pêche à la morue discutée précédemment. La science halieutique manquait alors de maturité et n'avait pas encore été confrontée, pour s'affermir, à l'épreuve de la réfutation au sens de K. Popper. Dans les sciences de la nature, la méthode expérimentale ne s'applique guère dans la mesure où l'on peut difficilement établir et contrôler un plan d'expérience comme on le fait dans un laboratoire classique de physique ou de chimie. C'est particulièrement vrai en halieutique où l'objet de recherche, le poisson, est mobile et circule dans un milieu opaque. J. Sheperd disait que compter les poissons, c'était aussi simple que compter les arbres sauf qu'on ne les voit pas et qu'ils se déplacent sans cesse. En fait, on arrive à les voir, mais seulement lorsque, une fois pêchés, ils sont hors de l'eau ! Le biologiste des pêches peut alors tout à loisir les compter, les peser, les mesurer, évaluer leur âge, mais il ne maîtrise en rien le plan d'échantillonnage qui lui est imposé par le pêcheur qui établit sa stratégie et ou sa tactique sur des critères qui lui sont propres et qui peuvent être d'ordre biologique, météorologique, économique, voire social. Drôle de science où le chercheur se voit ainsi imposer le plan et la technique d'échantillonnage ! Je doute qu'il y ait des situations équivalentes dans d'autres domaines scientifiques. Le poisson est comme une particule quantique : il n'existe comme poisson et n'est localisé que lorsque l'observateur (le pêcheur) l'attrape. Dans l'eau, on pourrait presque le décrire comme une onde de probabilité au sein de l'océan où il demeure dissimulé. La seule solution, comme on l'a vu, était pour l'halieute de bâtir, à partir des données de pêche, des modèles, des scénarios-hypothèses que, pendant longtemps, et c'était le cas à l'époque de l'effondrement du hareng, on ne pouvait pas confronter à la réalité puisque, à la différence de la physique, on ne disposait pas de données expérimentales indépendantes de celles qui avaient justement été utilisées pour bâtir le scénario-hypothèse. On se mordait la queue. C'était évidemment une hérésie scientifique qui ne pouvait trouver d'issue épistémologique que dans l'effondrement des stocks : seule manière de réfuter le scénario-modèle et donc de faire progresser la science halieutique. Ainsi, on peut dire de manière un peu provocante que la science halieutique telle qu'elle était construite (dynamique des populations) ne pouvait pas, par définition, aider à prévoir les effondrements, mais que ces derniers lui étaient indispensables pour progresser. C'est par eux que l'halieutique répond au critère scientifique de réfutabilité de Popper.

Paradoxalement donc, bâtie sous la pression des gestionnaires, l'halieutique ainsi conçue ne pouvait pas répondre à leur demande. Les halieutes, escrocs scientifiques inconscients ? Pas vraiment, car les

gestionnaires sont rarement preneurs de catastrophes annoncées qui les obligeraient à prendre, dans l'incertitude, des décisions pouvant être impopulaires pour anticiper alors qu'à chaud les décisions s'imposent d'elles-mêmes. En l'occurrence, pour le hareng, l'interdiction de pêcher était une décision d'autant plus facile à prendre qu'il n'y avait plus rien à pêcher ! Le choc fut rude mais salutaire tant du point de vue de la science que de la gestion. Les captures en mer de Norvège culminèrent à 1,7 million de tonnes en 1966 pour chuter ensuite à 270 000 tonnes seulement en 1968 et à peine à 20 000 tonnes en 1970 ! Les méthodes traditionnelles d'évaluation des stocks à partir des données de pêche (dont on a vu les limites) ont permis, à posteriori, de reconstituer l'évolution du stock. Il aurait été de 11 millions de tonnes en 1956 et seulement de 9 000 tonnes en 1972. Scénario très voisin pour la mer du Nord où les captures passent d'un maximum très marqué en 1965 (1,5 million de tonnes) à la fermeture complète de la pêcherie en 1977. Sur les côtes d'Islande, les captures qui étaient modestes avant les années 60 (entre 20 000 et 30 000 tonnes) ont considérablement crû ensuite du fait de la modernisation de la flotte qui en augmentait l'efficacité. Pour un bénéfice éphémère, puisque, après un pic à 125 000 tonnes en 1963, les débarquements ne cessèrent de chuter ensuite jusqu'à pratiquement zéro en 1970. Ce scénario répétitif suggère fortement qu'en l'absence de toute réglementation il y eut un lien direct entre l'accroissement de l'effort de pêche et l'effondrement des stocks. L'augmentation du taux de mortalité par pêche était vraisemblablement allée bien au-delà des capacités du stock à se reconstituer. Si réglementation il n'y avait pas, c'est pour partie que les scientifiques se disputant entre eux sur l'impact de la pêche sur les stocks n'étaient pas en mesure d'apporter une expertise claire. Certains pensaient encore que le hareng, très proche du début de la chaîne alimentaire, devait être dans une abondance telle que la pêche ne pouvait avoir qu'une influence mineure sur les stocks. D'autres au contraire s'efforçaient de montrer que la mortalité par pêche pouvait compromettre la survie du stock. D'où des discussions sans fin que seule l'issue finale pouvait départager, puisque ni les uns ni les autres ne disposaient de données objectives sur les stocks qui auraient permis d'infirmer l'une ou l'autre des hypothèses. Les effondrements successifs ont tranché. Ils eurent, scientifiquement, deux conséquences. Il était d'abord devenu évident qu'il fallait disposer de données « objectives », c'est-à-dire indépendantes des pêcheurs. D'où le développement de campagnes exploratoires d'échantillonnage à partir de navires de recherche suivant

un plan scientifique pour évaluer l'abondance des stocks, essayer de quantifier le « recrutement » et même évaluer l'abondance des larves et leur répartition spatiale. Développement également des méthodes de détection acoustiques (sondeurs, sonars) pour mesurer directement l'abondance, déterminer l'organisation dans l'espace et dans le temps des stocks et même étudier les comportements des poissons. Utilisation enfin de techniques de marquage de poissons qui permettent de suivre à la trace leurs mouvements pendant des heures, des jours ou même des mois. Deuxième conséquence : la nécessité de mieux comprendre les paramètres qui conditionnent le recrutement, véritable talon d'Achille de la science halieutique. On peut poser la question en ces termes : le recrutement est-il indépendant de la mortalité par pêche, comme on en a longtemps fait l'hypothèse, auquel cas il faudrait imputer les fluctuations d'abondance d'abord aux variations de l'environnement ? Poser la question en ces termes est évidemment manichéen, ce que généralement la nature se refuse à être. Mais y a-t-il un moyen de discriminer, dans le déclin rapide d'un stock et la baisse du recrutement, la part qui revient à l'excès de capture et celle imputable aux fantaisies de l'environnement auxquelles, incontestablement, les larves sont très sensibles ? Pas toujours, car si les fluctuations naturelles du recrutement sont importantes et si l'effort de pêche s'accroît de manière constante, comme ce fut le cas pour le hareng, viendra nécessairement un moment où l'accroissement de la mortalité par pêche se combinera avec des périodes de faible ou très faible recrutement naturel pour porter un coup fatal au stock exploité. Autrement dit, si dans certains cas l'analyse de séries suffisamment longues de données permet de mettre en évidence le facteur environnement et sa prépondérance (anchois, sardines du Pacifique), dans d'autres la pression de pêche peut au contraire devenir telle qu'elle occulte complètement l'influence possible de l'environnement, même s'il a sa part dans l'évolution du stock. Il semble bien que cela ait été le cas pour la quasi-disparition du hareng de l'Atlantique Nord dans les années 60-70. Les gestionnaires tirèrent aussi les leçons de l'événement : après l'interdiction totale de pêcher, la reconstitution des stocks fut surveillée par des campagnes d'évaluation systématiques utilisant les méthodes indépendantes de la pêche que l'on vient d'évoquer. La pêche ne put reprendre qu'une fois les critères d'abondance satisfaits : au début des années 80, c'était le cas de la plupart des stocks de hareng de l'Atlantique Nord. Une réglementation fut mise en place : établissement de quotas, taille minimale des poissons capturés, limitation des périodes et zones de pêche, etc.

## **LE HARENG, LA SARDINE ET L'OSCILLATION CLIMATIQUE DE L'ATLANTIQUE NORD**

La pêche européenne au hareng en Atlantique Nord est très ancienne. Tous stocks confondus, elle atteignait près de 5 millions de tonnes par an dans les années 60 avant les effondrements qui ont suivi. Cela représentait alors 11,5 % des captures mondiales de poissons. Seul l'anchois du Pérou, avec plus de 10 millions de tonnes au début des années 70, dépassera ce chiffre. Cette longue histoire ne s'est pas déroulée sans à-coups et dans certains cas, notamment pour le stock de la mer de Norvège (atlanto-scandien), les périodes fastes de pêche alternèrent avec d'autres où la pêche du hareng s'éteignait presque complètement. Une pêcherie particulière a permis d'établir une sorte d'échelle de temps de référence des variations de la pêche au hareng de l'Atlantique Nord : celle très côtière de la région de Bohuslän en Suède, dans le Skagerrak, entre la Baltique et la mer du Nord. Périodiquement, de très grandes quantités de harengs se rassemblent en automne et en hiver dans les fjords et autour des îles rocheuses de cette côte très découpée. Ces migrations se produisent sur des périodes de plusieurs dizaines d'années et sont l'occasion de pêches considérables. En 1895-1896, 200 000 tonnes furent ainsi débarquées. Sur le dernier millier d'années, on a dénombré neuf périodes de ce type appelées « périodes Bohuslän » dont pour les derniers siècles : 1556-1590, 1660-1680, 1747-1809, 1877-1906. Ce hareng vient forcément de quelque part et il est à peu près établi maintenant que c'est au hareng de mer du Nord que l'on doit cette invasion. Quelles que soient les capacités d'adaptation des poissons, il n'est pas imaginable que ce soit les pêcheurs de mer du Nord qui fassent ainsi fuir les harengs vers le refuge très illusoire des fjords suédois où ils sont beaucoup plus faciles à capturer qu'au large en mer du Nord. Il y a forcément une raison climatique et ces épisodes de Bohuslän sont l'indice de perturbations qui, au-delà du Skagerrak, concernent tout l'Atlantique Nord et ont un impact sur la pêche, non seulement celle du hareng, de loin la plus importante, mais aussi celle de la sardine.

Le hareng et la sardine ne naviguent pas dans les mêmes eaux. La sardine, un peu plus frileuse que le hareng, se pêche généralement dans des régions plus méridionales que le hareng qualifié d'espèce arcto-boréale. Dans l'Atlantique Nord-Est, la ligne de démarcation où les spécimens les plus aventureux des deux espèces peuvent néanmoins se rencontrer se situe à la hauteur de la Manche. Dans cette région, les périodes froides correspondent à des pêches au hareng fructueuses alors qu'une température plus clémente favorisera la pêche sardinière. En prenant comme référence

l'échelle temporelle de Bohuslän, on s'est aperçu que l'on pouvait classer certaines pêcheries en deux groupes évoluant en opposition de phase. Le premier comprend la pêcherie de Bohuslän et les pêcheries de hareng de la Manche, voire du golfe de Gascogne. Le deuxième groupe inclut le hareng atlanto-scandien (mer de Norvège) et les pêches sardinières de la Manche et du sud-ouest de l'Angleterre. En mer du Nord, jusqu'à l'effondrement du milieu des années 70, la pêche au hareng faisait montre d'une beaucoup plus grande stabilité qui s'explique par sa position centrale dans l'aire de répartition du hareng, loin de ses limites froide au nord en mer de Norvège et chaude au sud dans la Manche. Pour simplifier, on qualifiera de froides les pêcheries du premier groupe (celui de Bohuslän) car elles sont florissantes en période froide et de chaudes celles du deuxième groupe, celui du hareng de mer de Norvège qui préfère des climats plus tempérés.

On a pu relier cette alternance entre périodes chaudes et périodes froides mises en évidence par les pêcheries de Bohuslän à l'oscillation climatique NAO (North Atlantic oscillation). L'anomalie positive de la NAO, favorisant les vents d'ouest, facilite aussi l'extension vers l'Atlantique Nord-Est des eaux du Gulf Stream, induisant une anomalie positive de la température de surface de la mer dans la région qui nous intéresse. Les limites froides et/ou chaudes du hareng et de la sardine migrent vers le nord : le hareng devient plus abondant dans le nord de la zone (stock atlanto-scandien), disparaît des régions méridionales (Manche) au profit des sardines et varie peu dans la zone intermédiaire (mer du Nord). À l'inverse, en période froide, le hareng reflue vers le sud : les captures en mer de Norvège diminuent très sensiblement au profit de la région de Bohuslän, voire de la Manche d'où disparaissent les sardines.

La NAO oscille à diverses échelles de temps et les anomalies positives et négatives peuvent s'étendre sur plusieurs années, voire des dizaines d'années. Ainsi, dans l'histoire récente, les anomalies positives (périodes chaudes) ont-elles nettement dominé entre 1900 et 1930 et depuis 1975, alors qu'entre 1950 et 1975 c'était l'inverse (figure 11). On ne dispose pas de mesures directes de la NAO avant le milieu du XIX<sup>e</sup> siècle, mais on peut néanmoins en reconstituer l'histoire indirectement à partir de la durée de la saison de prise par les glaces des côtes islandaises, de l'étude des anneaux des arbres ou encore de l'abondance des chutes de neige au Groenland que les carottes qui y sont prélevées ont permis d'estimer annuellement. Elle confirme le scénario précédent liant les épisodes dits de Bohuslän aux anomalies négatives de la NAO (périodes froides)

Le dernier épisode de Bohuslän répertorié remonte à 1877-1906. La NAO n'a pas cessé son oscillation à cette date et l'on aurait dû en avoir un autre dans les années 60 lorsque l'anomalie négative de la NAO était à son maximum. Cela ne fut pas le cas. Pourquoi ? Très vraisemblablement parce que l'accroissement considérable de l'effort de pêche qui a conduit à l'effondrement de l'ensemble des stocks dans les années 60-70 a rendu le signal climatique tout à fait secondaire et insignifiant.

### **LE THON ROUGE EN MÉDITERRANÉE**

Le thon rouge (bluefin tuna, *Thunnus thynnus*) pêché en Méditerranée est intéressant car l'on dispose de données de capture fiables depuis le XVI<sup>e</sup> siècle en raison du mode de captures : les madragues. Le thon rouge migre chaque année de l'Atlantique Nord pour se reproduire en Méditerranée occidentale dans la région des Baléares et de la Sicile. Longeant les côtes, les thons sont piégés par les madragues, véritables barrages dressés sur leur parcours. Engins fixes maintenus inchangés pendant des dizaines voire des centaines d'années, on peut considérer que chacun représente un effort de pêche constant. Engins très surveillés, les administrations fiscales, les collecteurs de la dîme ecclésiastique, les gabelous consignaient soigneusement leurs recettes, les banquiers investisseurs tenaient le compte des captures, ils sont des échantillonneurs très fiables. On peut sans difficulté considérer que leurs captures sont représentatives de la biomasse. L'analyse des séries de captures dont certaines (en Sicile) sont quasi continues depuis 1600 montre que, du Portugal à la Sicile et de la Tunisie à la Sardaigne, les variations sont synchrones avec une période très bien marquée de cent - cent vingt ans (figure 26). Abondance maximale autour de 1640, 1760, 1880 et minimale vers 1700, 1800 et 1920. L'amplitude des variations d'un extrême à l'autre est très significative : dans un rapport allant de 2 à 7 suivant les cas. On ne peut attribuer ces variations à des événements sociaux ou économiques (guerre, révolution, épidémies) qui n'ont pas de raisons d'être simultanés à de telles distances et qui, surtout, ne se passent pas généralement à cette échelle de temps. On ne peut guère non plus parler de surexploitation puisque l'effort de pêche est resté constant. Alors, fluctuation climatique qui modifierait le parcours migratoire des thons ou les conditions de survie larvaire ? ou encore fluctuations liées à une dynamique strictement biologique propre à l'espèce qui amplifierait par résonance la variabilité aléatoire du recrutement ? Il n'y a pas de réponse à ce jour mais une claire démonstration que les stocks varient amplement indépendamment de la pêche.

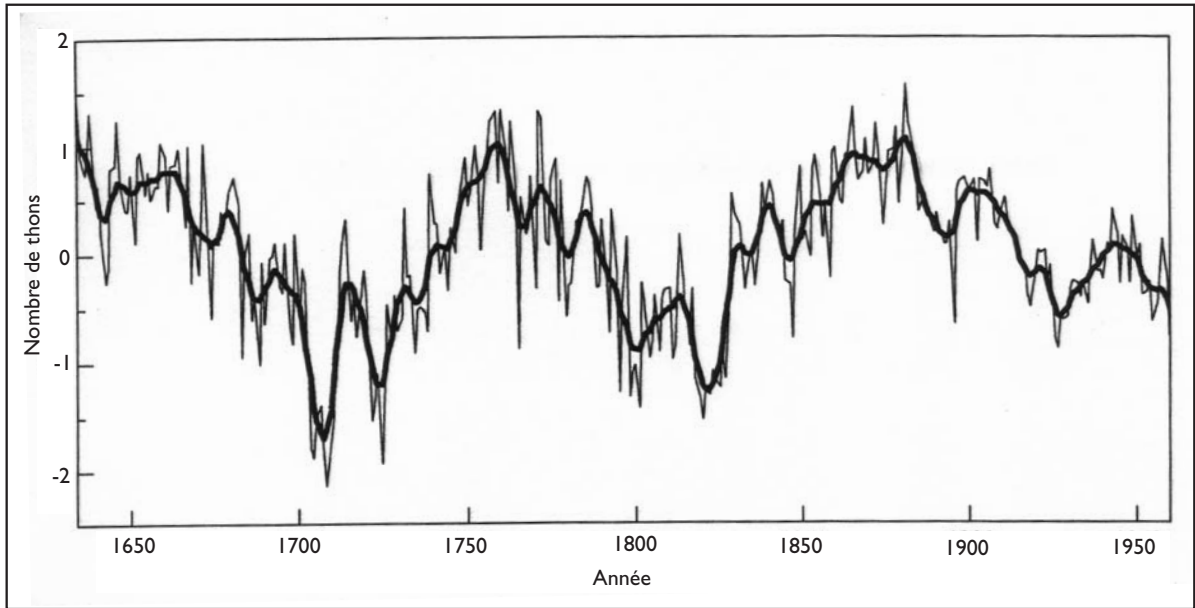


Figure 26  
**Évolution synchrone des captures de thon rouge par les diverses madragues de Méditerranée occidentale.** L'échelle (nombre de thons capturés) est normalisée et peut être assimilée à des anomalies de captures au sens où on l'utilise, par exemple, pour la température.

Source : Ch. Ravier et J.-M. Fromentin, « Long-term fluctuations in the eastern Atlantic and Mediterranean bluefin tuna population », *ICES Journal of Marine Science* 58, 2001.

## LES CHANGEMENTS DE RÉGIME

On a évoqué plusieurs fois la rupture climatique qui s'est produite autour de 1975. C'est l'époque où l'on est passé du « scénario canonique » d'El Niño à un régime plus fantasque avec une prédominance de valeurs négatives des anomalies de l'indice d'oscillation australe. C'est l'époque aussi où la PDO bascule d'un épisode froid à un épisode chaud avec les conséquences que l'on a vues sur les pêcheries de saumons, de sardines et d'anchois. C'est la date aussi où la NAO s'inverse, passant d'une anomalie négative (froide) à une anomalie positive (chaude). La dynamique du climat étant un phénomène planétaire, il n'y a rien d'étonnant à ce que toutes ces oscillations ne soient pas indépendantes les unes des autres. Leur mise en évidence et leur utilisation ne sont que des commodités réductionnistes pour analyser les fluctuations du climat et nous donner les quelques points de repère dont nous avons besoin pour comprendre le fonctionnement d'un système aussi complexe. Le problème posé par l'éventuel réchauffement global de la planète induit par l'accroissement des teneurs atmosphériques en gaz à effet de serre a stimulé les recherches

sur les diverses échelles de temps de la variabilité du climat. Il faut en effet pouvoir faire la part de la variation naturelle du climat pour déterminer celle qui revient effectivement aux gaz à effet de serre que l'homme injecte dans l'atmosphère. D'où la multiplication de ces oscillations caractéristiques des diverses échelles spatio-temporelles de la variabilité climatique. À partir des données de température de l'air utilisées par le GIEC, les Américains M. E. Schlesinger et Navin Ramankutty ont pu montrer qu'il existait pour l'ensemble de l'hémisphère Nord une oscillation de période de soixante-cinq - soixante-dix ans très proche de la PDO et en phase avec elle. Les extremums de cette oscillation, 1910 et 1975 pour les anomalies thermiques négatives, 1940 pour les anomalies positives, correspondent aux inversions de la PDO. De manière moins marquée peut-être, on retrouve les mêmes carrefours dans la NAO. On peut en conclure que NAO et PDO se rejoignent sur cette fréquence d'oscillation qui leur est commune et dont il faut tenir compte pour évaluer correctement le signal climatique dû à l'augmentation de l'effet de serre depuis le début du siècle. On peut conclure aussi que des ruptures analogues à celle de 1975 ont déjà eu lieu dans le passé.

Revenant à nos poissons, si ce lien entre NAO (Atlantique) et PDO (Pacifique) est avéré, on peut en déduire que les fluctuations de la pêche aux harengs dans l'Atlantique Nord ne sont pas indépendantes de celles des pêcheries de saumons, de sardines et d'anchois du Pacifique. Pour décrire cette oscillation de soixante-cinq - soixante-dix ans, le Russe L. B. Klyashtorin a défini un index caractéristique de la circulation de l'atmosphère dans l'hémisphère Nord : l'ACI (Atmospheric circulation index) déduit du champ de pression atmosphérique sur l'Atlantique et la région eurasienne. Globalement, cet indice permet de mesurer l'importance relative de la circulation de l'atmosphère dans le sens méridien (nord-sud) ou zonal (est-ouest). Les périodes zonales correspondent à des anomalies positives de température et les méridiennes à des anomalies négatives. Fort de cet outil, Klyashtorin a alors analysé l'évolution des captures à travers le monde depuis cent ans et montré que les variations de cet indice dont la période est proche de soixante ans rendaient bien compte des fluctuations des captures des espèces évoquées précédemment : sardines du Japon et de Californie, anchois du Pérou, saumons du Pacifique Nord, harengs de l'Atlantique Nord. Cette synchronie à l'échelle mondiale qui semble lier les poissons aux mouvements de l'atmosphère peut paraître étonnante, voire artificielle, mais il ne faut pas oublier que



le relais se fait par la dynamique océanique comme on l'a vu avec la circulation cyclonique océanique de l'Alaska et les variations des *upwellings* côtiers. Il est beaucoup plus facile d'évaluer les fluctuations climatiques à partir des paramètres atmosphériques qui nous sont facilement accessibles et que l'on mesure depuis longtemps à l'échelle globale qu'à travers les propriétés d'un océan opaque où il est beaucoup plus difficile d'installer des observatoires stables. Cette difficulté d'observation et cette moindre connaissance des océans ne doivent pas masquer le fait qu'à ces échelles de temps c'est la dynamique océanique qui impose son rythme au système couplé océan-atmosphère. Rien d'étonnant donc à ce que l'on puisse retrouver la signature des variations des écosystèmes marins liés à la dynamique océanique (et par conséquent des poissons qui y vivent) dans les paramètres atmosphériques que l'on utilise pour caractériser les climats. Dans son souci d'intégration, Klyashtorin est allé plus loin. La vitesse de rotation de la Terre n'est pas une constante, elle varie légèrement en fonction de la répartition des masses et des mouvements des fluides qui la composent (atmosphère, océan, manteau, noyau). Les variations climatiques qui modifient les échanges d'eau entre océans, atmosphère et continents et font varier les courants marins et atmosphériques ont un impact sur la vitesse de rotation de la Terre. Cela a été clairement mis en évidence avec les Niños de 1982-1983 et 1997-1998 qui ont provoqué un allongement de la longueur du jour de près de 1 milliseconde. Klyashtorin a montré qu'il y avait une bonne corrélation entre son indice ACI caractéristique de la fluctuation du climat à soixante ans et la vitesse de rotation de la Terre. La vitesse de rotation de la Terre pourrait-elle devenir un indice de l'évolution des écosystèmes marins ?

# 6 Voir, observer, mesurer, modéliser pour comprendre et prévoir

## **LA MODÉLISATION : EXPÉRIMENTATION ET PRÉVISION**

Qu'il s'agisse du climat, des écosystèmes ou des ressources halieutiques, au-delà de la simple compréhension des phénomènes, on cherche surtout à développer une capacité de prévision de leur évolution. Les sciences physiques et chimiques nous ont imposé, non sans raison, le paradigme de la méthode expérimentale indissolublement liée à l'idée de laboratoire : on monte un dispositif expérimental bien contrôlé pour vérifier une hypothèse ou établir par la mesure la relation existant entre tel et tel paramètre d'un système. Ainsi ont été établies au XIX<sup>e</sup> siècle nombre de ce que l'on appelle abusivement des « lois » qui ne sont rien d'autre que des relations empiriques déduites d'expériences de laboratoire : la « loi » d'Ohm, par exemple, que tout le monde connaît et qui se contente de définir le facteur de proportionnalité entre tension et intensité électrique qu'une expérience a mise en évidence. Mais comment expérimenter sur les milieux naturels sur lesquels nous n'avons guère de prise (ce qui ne nous empêche pas de les modifier profondément mais de manière incontrôlée justement) ? On peut difficilement mettre intégralement la nature en laboratoire. On ne peut y faire que des expériences très partielles pour étudier tel ou tel phénomène : la production phytoplanctonique, par exemple, dans des enceintes où l'on peut jouer sur des paramètres qui la contrôlent (flux de nutriments, éclaircissement). On peut aussi essayer d'isoler des morceaux de systèmes *in situ*. On le fait en agronomie, où l'on peut comparer des parcelles de terrain traitées différemment. On le fait aussi dans les milieux aquatiques, en isolant

des portions d'un écosystème avec l'espoir qu'elles resteront représentatives de l'ensemble, on parle alors de « mésocosme ». À chaque fois, il s'agit d'expériences très partielles qui permettent de mieux comprendre et quantifier certains processus, mais en aucun cas il ne peut s'agir d'une simulation du fonctionnement réel global d'un écosystème. Surtout dans le cas du milieu marin ouvert et sans cesse agité de mouvements que l'on est bien incapable de contrôler ou de simuler physiquement. Ce sont plus des moyens d'étude et de quantification de processus pour améliorer la qualité des modèles que des outils de simulation et de prévision. Car il n'y a pas, dans ce cas, d'autre solution pour expérimenter que le modèle : représentation conceptuelle la plus complète possible du système étudié avec laquelle l'« expérimentateur-modélisateur » pourra jouer en modifiant la valeur de tel ou tel paramètre pour étudier son impact sur le fonctionnement, l'évolution du système et, à terme, disposer d'un outil de prévision. C'est ainsi que sont construites les simulations d'évolution du climat proposées par le GIEC pour évaluer l'impact potentiel de l'accroissement des gaz à effet de serre sur le ou les climats de la planète. À partir de scénarios économiques et politiques (mise en œuvre des Accords de Kyoto, évolution des besoins énergétiques, etc.), des projections sont faites de l'évolution de la production anthropique des gaz à effet de serre. Projections prises en compte dans des modèles climatiques aussi représentatifs que possible de l'ensemble du système pour simuler, par exemple, l'évolution des températures et de la pluviosité sur les cent prochaines années. Le résultat de ces expériences numériques ne vaut évidemment que ce que valent les modèles. Et l'on se retrouve ramené à la dure réalité que l'on pourrait, de manière un peu provocante, formuler de la manière suivante en inversant les rôles : la réalité simule-t-elle correctement les modèles ? Il n'y a pas à ce jour d'autres moyens de valider un modèle que de confronter ses prévisions à la réalité. Dans les systèmes à évolution rapide comme les phénomènes météorologiques, la réalité vient sanctionner la qualité de la prévision en quelques heures ou quelques jours. Les erreurs peuvent être, ainsi, analysées et interprétées en temps quasi réel. On peut considérer que c'est encore le cas aux échelles du phénomène El Niño dont l'occurrence ou la non-occurrence suit la prévision de quelques mois. Les échecs répétés de prévision d'El Niño ont d'ailleurs été un puissant moteur de la recherche sur le système climatique et un facteur certain de progrès des modèles couplant océan et atmosphère. Il reste de ce fait un laboratoire naturel irremplaçable. Mais au-delà, à plus long terme, comment se fier aux « prévisions » des modèles dont on sait que, en dépit de l'accroissement considérable de la puissance des ordinateurs, ils ne

pourront jamais prendre en compte la totalité de tous les phénomènes en jeu à l'échelle convenable ? Sachant en outre que, dans un système non linéaire, comme le sont tous les systèmes naturels, une approximation, une erreur, une incertitude, peuvent être amplifiées exponentiellement en fonction du temps. La reconstitution des paléoclimats et paléoenvironnements à partir des données fossiles permet jusqu'à un certain point de tester les modèles : en les calant au départ sur une situation donnée, on peut vérifier s'ils simulent correctement l'évolution telle qu'elle s'est effectivement déroulée. On le voit, l'expérimentation numérique par modèle interposé, en dépit de la sophistication des modèles, reste chargée d'incertitudes que seule peut lever la confrontation à la réalité. Il n'y a pas d'autre solution pour cela que l'observation et la mesure *in situ*. Malheureusement, on ne peut, dans le cas de l'accroissement de l'effet de serre, attendre les résultats de cette confrontation pour prendre des mesures nécessaires à sa limitation.

### **LA MODÉLISATION DE LA DYNAMIQUE OCÉANIQUE**

La dynamique de l'océan est régie par les lois de l'hydrodynamique tirées du principe fondamental de la mécanique qui postule que l'inertie d'une particule en mouvement (produit de sa masse par son accélération) équilibre la somme des forces qui la mettent en mouvement. Ce principe se traduit par une équation différentielle dite équation de Navier-Stokes qui est l'équation de base de la modélisation de la dynamique océanique. Le modèle d'Ekman et l'hypothèse géostrophique ne sont que des versions simplifiées de cette équation. Dans un système dynamique, l'équation différentielle pose le problème et la résolution de l'équation en donne la solution. Malheureusement, il n'y a pas de solution analytique connue à l'équation de Navier-Stokes du simple point de vue mathématique et indépendamment de toute considération physique. On ne peut que la résoudre numériquement, c'est-à-dire par itération successive, ce à quoi s'emploient tous les modèles utilisés. Cela demande des capacités de calcul considérables et c'est la puissance limitée des ordinateurs qui fut longtemps le principal obstacle au développement de modèles océaniques globaux avec une résolution spatiale suffisante (de l'ordre de 10 kilomètres) pour prendre en compte, de manière réaliste, les éléments essentiels de la dynamique océanique que sont les tourbillons. Là n'est pas la seule difficulté de la modélisation océanique. Il faut aussi définir analytiquement les forces appliquées et connaître les « forçages » thermodynamiques à l'interface entre l'océan et l'atmosphère qui ne s'expriment pas toujours par des relations, des « lois », aussi fiables et robustes que l'est par exemple

la loi d'Ohm. L'exemple de la turbulence est très illustratif. L'équation de Navier-Stokes appliquée aux fluides visqueux, pour exprimer la dissipation d'énergie par frottement des couches les unes sur les autres, introduit un coefficient de viscosité qui est une propriété physique caractéristique du fluide au même titre que la densité. Dans un fluide, on a constaté que la force de frottement interne au fluide était proportionnelle aux différences de vitesse d'écoulement au sein du fluide et l'on appelle coefficient de viscosité le facteur de proportionnalité, comme on a appelé résistance celui de la loi d'Ohm. Cette grandeur est donc traitée dans l'équation comme une constante indépendante de l'écoulement, c'est-à-dire du temps et du lieu. Cela est valable tant que le fluide n'est pas turbulent, c'est-à-dire lorsque, dans une couche, tous les éléments de fluide s'écoulent avec la même vitesse ; on parle dans ce cas d'écoulement laminaire. C'est ce que l'on observe couramment avec les fluides à forte viscosité comme l'huile dont l'écoulement paraît bien régulier et paisible. Dans certaines conditions qui dépendent de la vitesse moyenne du fluide, de sa viscosité et de la dimension du canal d'écoulement, le régime devient turbulent, c'est-à-dire que les éléments du fluide sont soumis à une agitation permanente qui fait que les éléments de fluide, au lieu de suivre l'écoulement moyen, ne cessent d'osciller dans toutes les directions. Cette agitation turbulente diminue considérablement les forces de frottement internes et augmente d'autant les mélanges au sein du fluide. Dans ce cas, le coefficient de viscosité n'est plus le paramètre pertinent pour évaluer les forces de frottement dans l'équation de Navier-Stokes. Pourtant, on a gardé le formalisme de l'équation en substituant au coefficient de viscosité un coefficient de turbulence avec cette différence fondamentale que, alors que le coefficient de viscosité est une propriété physique intrinsèque du fluide, le coefficient de turbulence, lui, n'est pas une constante. Il dépend des conditions de l'écoulement et varie donc sans cesse en fonction du temps et du lieu. En toute rigueur, l'équation de Navier-Stokes où l'on traite le coefficient de turbulence comme une constante n'est pas applicable aux régimes turbulents et donc à l'océan qui est toujours turbulent. D'où l'obligation de « paramétrer » ce coefficient de turbulence, c'est-à-dire de lui attribuer la meilleure valeur possible dans le contexte du courant étudié. Démarche parfaitement empirique qui peut faire de ce paramètre une variable d'ajustement permettant de régler le modèle pour qu'il corresponde le mieux possible à la réalité. Exactement comme, à l'écoute d'une station radio, on tâtonne avec le tuner pour avoir la meilleure qualité d'écoute.

La force d'entraînement due au vent, de même que les échanges thermodynamiques entre l'océan et l'atmosphère ne s'expriment pas non plus de façon simple par une loi qui serait partout applicable. La première est réputée proportionnelle au carré de la vitesse du vent mais dépend en fait largement de la turbulence dans les basses couches de l'atmosphère. Les seconds sont encore plus mal connus : ils sont difficiles à mesurer, très variables, dépendent de la température de la surface de l'océan et des basses couches de l'atmosphère, de l'humidité de l'air, de la vitesse du vent et des turbulences océanique et atmosphérique. Il faut malgré tout les prendre en compte dans les modèles et disposer de champs globaux de ces grandeurs qui contraignent l'océan. Les mesures depuis l'espace jointes aux mesures traditionnelles des observatoires météorologiques et océaniques donnent maintenant des champs de vent et de température de surface de l'océan à partir desquels on calcule au mieux, de manière empirique, les forces d'entraînement du vent et les échanges thermodynamiques entre océan et atmosphère. Échanges qui restent, en tout état de cause, un des points les plus faibles de l'océanographie. Points faibles qui ne manquent pas et qui, s'il n'y prend pas garde, peuvent transformer le modélisateur en « manipulateur » : ne dispose-t-il pas, avec toutes ces incertitudes, d'un tableau de bord (d'un tuner) où chaque paramètre mal connu est une sorte de bouton de réglage avec lequel il peut ajuster le modèle pour lui faire dire ce qu'il a envie d'entendre ? N'est-il pas significatif qu'en anglais comme en français le verbe simuler veut aussi bien dire « reproduire fidèlement » que « feindre » ?

### **L'OBSERVATION « IN SITU » DES OCÉANS**

Pour s'en prémunir, une seule solution : l'observation et la mesure. La mesure en océanographie a vraiment commencé avec le *Challenger* entre 1872 et 1876. Véritable révolution à partir de quelque 400 stations de mesures à travers la planète qui ont nécessité plus de trois ans de travail pour être réalisées. Entre 1925 et 1927, l'Allemagne entreprit avec le *Meteor* toute une série de campagnes dans l'Atlantique Sud. Ce fut la première description complète jamais entreprise d'un bassin océanique. Le *Meteor* réalisa, entre 20° N et 65° S, quatorze sections transocéaniques d'est en ouest le long desquelles il multiplia les stations de mesures de la surface au fond. C'est ainsi que l'on put faire une analyse complète des masses d'eau de l'Atlantique. Il fallut deux ans pour arriver à ce résultat : chaque station durant plusieurs heures, voire journées. Il n'était pas question de cette manière de déceler les variations de la circulation océanique. On se trouvait,

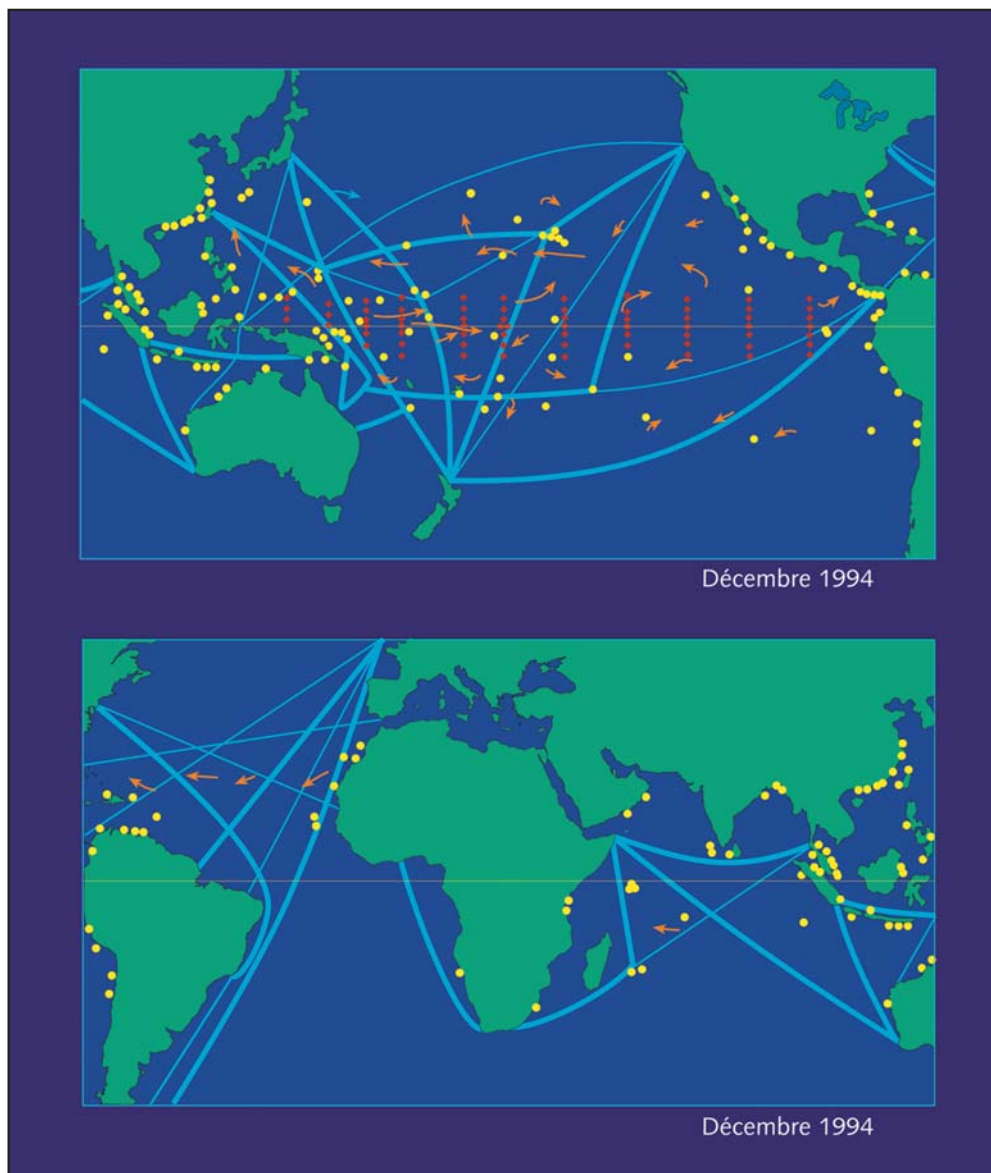


Figure 27

**Système d'observation *in situ* des océans tropicaux pendant le programme Toga (Tropical Ocean and Global Atmosphere).**

Losanges rouges : bouées ancrées

Points jaunes : emplacements de mesure du niveau de la mer sur les îles et les continents

Flèches rouges : bouées dérivant en surface

Lignes bleues : routes de navigation de navires de commerce effectuant des mesures systématiques de température et de salinité.

Toutes les données sont transmises par satellites, lesquels constituent aussi de puissants moyens de mesure des principaux paramètres météorologiques et océaniques ainsi que du niveau de la mer. Les observations sont particulièrement denses dans le Pacifique considéré, avec ENSO comme « meneur de jeu » de la variabilité climatique pluriannuelle.

Source : Images aimablement fournies par le NOAA/PMEL/TAO Project Office, Michael J. McPhaden, Directeur.

de fait, dans le cadre d'un océan constant. L'Année géophysique internationale de 1957-1958 qui fut une sorte de supercampagne *Meteor* restait encore dans ce schéma. Comment concevoir en effet la variabilité d'un milieu si les moyens de mesures disponibles n'y donnent pas accès ? L'esprit, y compris celui du chercheur, s'adapte aux moyens d'observation dont il dispose et, pour parler la langue des sciences humaines, il « construit » son objet de recherche aux échelles spatio-temporelles que lui imposent les instruments de mesure. Aussi les progrès de l'océanographie ne vinrent-ils pas de révolutions conceptuelles : la dynamique des fluides n'est pas née de l'étude des océans ; elle lui a été adaptée par le canal de la météorologie qui avait en la matière une bonne longueur d'avance. Ils vinrent des progrès technologiques qui permirent de vaincre l'opacité des océans et d'accéder à des échelles de variabilité insoupçonnées. L'enjeu est de disposer de mesures permettant de « résoudre » les diverses échelles de la variabilité océanique du tourbillon à la grande circulation générale et de quelques jours à la centaine d'années si Dieu ou le Diable nous prêtent vie.

#### LES « SONDAGES » OCÉANIQUES

Les outils de base initiaux de l'observation océanographique ont été les bouteilles pour prélever à diverses profondeurs des échantillons d'eau qui étaient analysés à bord du navire de recherche, véritable laboratoire flottant, et les thermomètres généralement associés aux bouteilles de prélèvement. Les mesures de courant faites avec des instruments adaptés des anémomètres de la météorologie, à partir d'une plate-forme aussi peu stable qu'un navire même quand il est au mouillage, donnent des informations qualitatives mais sont peu fiables et ne sont plus guère utilisées. Les développements électroniques permettent de disposer, depuis la fin des années 60, de sondes, toujours déployées à partir de navires, mesurant sur un profil vertical continu et de la surface au fond les paramètres hydrographiques (température et salinité) ou chimiques (sels nutritifs, oxygène), voire biologiques (chlorophylle). Il existe des versions, développées initialement pour les militaires, bon marché (au moins pour la mesure de la seule température), perdables et qui peuvent être larguées de n'importe quel navire de commerce et même dans certains cas d'avion. Des observations de température des 500 premiers mètres de l'océan sont ainsi réalisées régulièrement depuis plus de vingt ans, au rythme des observations météorologiques, à partir de navires de commerce sélectionnés sur des lignes transéquatoriales pour l'étude du phénomène El Niño. Ce fut le premier système civil d'observation quasi opérationnel de l'océan qui permettait et qui permet encore de suivre la



dynamique des couches superficielles de l'océan équatorial, moteur du phénomène El Niño dans le Pacifique. Des mesures de ce type sont maintenant faites systématiquement dans tout l'océan.

#### LA CONTINUITÉ TEMPORELLE : LES MOUILLAGES

Les sondages précédents peuvent permettre une bonne couverture spatiale dans le cas des campagnes océanographiques mais ne répondent pas du tout, même dans le cas des navires de commerce dont les parcours sont assez espacés et qui plus est irréguliers, aux pas de temps d'échantillonnage dont on a besoin. Les météorologues, dont on ne cesse de s'inspirer en océanographie, ont mis en place un réseau d'observations synoptiques qui permet d'avoir, à partir de stations réparties sur toute la Terre, la situation de l'atmosphère globale toutes les six heures et qu'ils utilisent pour recalibrer leurs modèles de prévision qui ne cessent ainsi de s'affiner. Les temps de réponse de l'océan n'imposent évidemment pas une synchronicité aussi rigoureuse, mais c'est bien une adaptation à l'océan d'un tel système qui est nécessaire. Pour scruter l'atmosphère, on dispose avec les continents et les îles de plates-formes stables sur lesquelles il est facile de construire des stations d'observation et de mesure. Dans l'océan, il n'existe pas un tel « plancher des vaches » ou alors au fond à, en moyenne, 4 000 mètres de profondeur ; mais il n'y a pas plus d'hommes que de vaches pour y installer et entretenir des stations d'observation. Ce qui nous ramène inéluctablement à la surface à partir de laquelle nous sommes obligés d'opérer et à son instabilité chronique. Cela explique que, outre leur coût très élevé en équipement et maintenance (qui exige un navire pour le relevage et la remise à l'eau), les stations fixes d'observation à partir de mouillages fixes ancrés sur le fond soient apparues tardivement. Ils sont en passe de devenir opérationnels grâce à El Niño encore une fois. Le programme TOGA (Tropical Ocean and Global Atmosphere) a été mis en œuvre entre 1985 et 1995 dans le cadre du Programme mondial de recherche sur le climat pour étudier la dynamique du climat aux échelles de la saison à quelques années, contrôlée par la dynamique des courants équatoriaux, essentiellement dans le Pacifique comme on l'a vu. El Niño était au cœur du sujet. Ce fut l'occasion de construire d'un bout à l'autre de la bande équatoriale du Pacifique, entre 5° N et 5° S, un réseau d'observations (appelé TAO) fait de 70 mouillages équipés, côté océan, de chaînes de mesures de température jusqu'à 500 mètres de profondeur, de quelques courantmètres et salinomètres et, côté atmosphère, sur la bouée de surface, de stations météorologiques (figure 27, voir page 128). Dans ce

que l'on appelle le guide d'onde équatorial, rien (transfert de masse d'eau, onde de Kelvin, inversion de courant) ne peut échapper à un tel système d'observation fait, justement, pour piéger El Niño. Ce réseau est maintenu et a même été étendu à l'océan Atlantique équatorial avec le programme Pirata qui comporte, plus modestement, mais en rapport avec l'échelle de l'Atlantique, 12 mouillages.

L'océanographie copiant systématiquement la météorologie, on peut se demander pourquoi le principe du ballon-sonde n'a pas trouvé de débouché dans l'océan. Il existe pourtant un projet Emma qui consiste à établir sur le fond des océans des stations larguant périodiquement et automatiquement, selon un pas de temps à déterminer, des sondes dotées de capteurs qui, à leur arrivée en surface, transmettent par satellite les mesures faites durant leur ascension.

#### LA CONTINUITÉ SPATIALE : LES FLOTTEURS DÉRIVANTS

Le moyen le plus immédiat de mesure d'un courant est sans doute d'y laisser flotter un objet et de suivre sa trajectoire. Aussi les premiers instruments de mesure de courant furent-ils les bateaux eux-mêmes, non qu'ils fussent laissés à la dérive, mais les courants les font dériver par rapport à leur route ou, à l'inverse, une fois l'expérience acquise, ils anticipent la dérive et corrigent leur cap pour rester sur la route choisie. La bouteille à la mer, emportant l'espoir des naufragés, était aussi une manière, sinon de mesurer, du moins de renseigner sur les courants. Et, version plus récente, plus confortable et plus chic, lors de certaines croisières, les passagers des paquebots étaient invités à jeter en grand nombre à la mer de petits carrés de plastique que ceux qui les retrouvaient étaient priés d'envoyer à une adresse donnée. Cela donne évidemment une version très moyennée des courants et illustre aussi la difficulté de la méthode : comment localiser le flotteur tout au long de son parcours. Pour les flotteurs de surface, la solution est venue de l'espace : le positionnement par satellite avec le système Argos embarqué sur les satellites météorologiques de la NOAA et qui, depuis 1978, permet de suivre les mouvements de mobiles à la surface de la Terre qu'il s'agisse de cerfs, de tortues marines, de navigateurs ou de bouées pourvu qu'ils soient dotés d'une balise qui est de plus en plus compacte. Les trajectoires de ces flotteurs s'apparentent parfois à un mouvement brownien très illustratif du caractère tourbillonnaire de l'océan (figure 28).

Paradoxalement, les flotteurs dérivant dans les couches profondes de l'océan, qui font pourtant appel à une technologie plus sophistiquée,

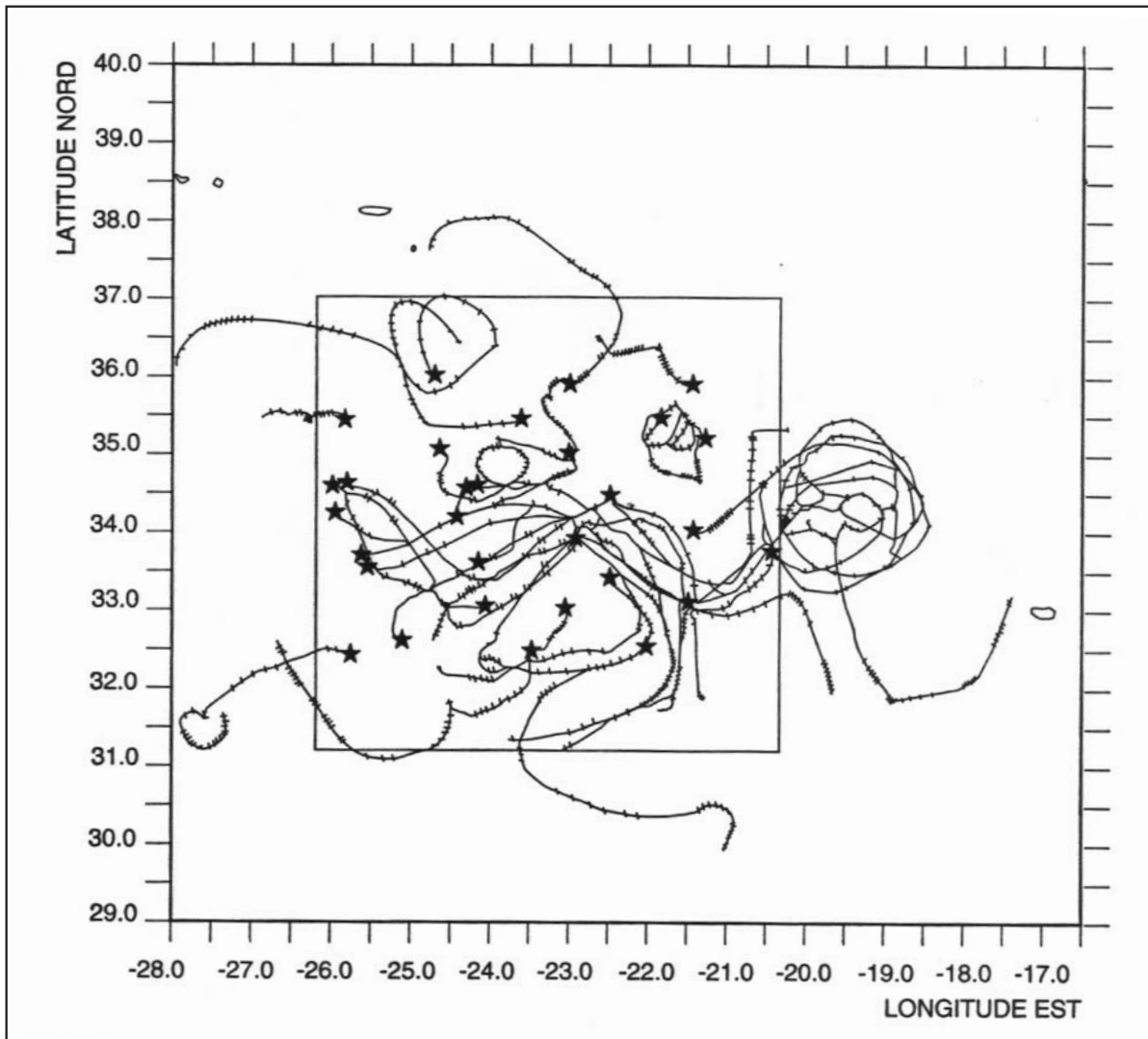


Figure 28  
**Trajectoires sur un mois de 27 bouées dérivant en surface dans l'Atlantique central Nord.**  
 La position des bouées est donnée par le système Argos.  
 Source : J.-F. Minster, *La machine océan*, Paris, Flammarion, 1997.

ont été utilisés avant les flotteurs de surface, beaucoup plus rustiques. Grâce aux militaires qui, pour les besoins de la lutte anti-sous-marine, avaient acquis une connaissance de la propagation acoustique en mer dont ils ont longtemps gardé le monopole. C'est le Britannique John Swallow qui réalisa en 1955 la première expérience avec des flotteurs conçus et lestés pour se maintenir à une profondeur de 1 000 mètres. Dotés d'un émetteur acoustique, ils étaient suivis par le navire de recherche qui les « écoutait ». La nécessité de mobiliser ou, si l'on veut, d'immobiliser un navire pour réaliser l'opération en limitait beaucoup

l'utilisation. La technique s'est ensuite perfectionnée par le déploiement en mer (sur mouillage) ou à la côte de stations d'écoute permettant par triangulation de positionner les flotteurs sur de grandes distances. Il existe une solution inverse où ce sont les stations fixes qui émettent et les flotteurs qui écoutent et qui retransmettent leurs données par satellite en remontant à la surface.

Pour le programme WOCE (World Ocean Circulation Experiment), deuxième volet océanographique du Programme mondial de recherche sur le climat qui s'est déroulé de 1990 à 1997, un nouveau type de flotteurs a été développé. Sortes de yo-yos qui, suivant une période qui peut aller de quelques jours à quelques mois, remontent à la surface en faisant des mesures hydrologiques le long de la colonne d'eau, transmettent leur position et leurs mesures par satellite puis redescendent à la profondeur qui leur a été assignée. Ce sont environ un millier de ces différents types de flotteurs profonds qui ont été déployés pendant le programme WOCE.

On a qualifié plus haut les programmes océanographiques de l'Année géophysique internationale de supercampagne *Meteor*. On peut dire alors que WOCE fut une super-Année géophysique internationale, du moins pour l'océanographie. Une vingtaine de pays y ont participé. Son ambition, atteinte, était de fournir une description de référence de la totalité de l'océan mondial de la surface au fond, du pôle Nord au pôle Sud, des tourbillons méso-échelle (100 kilomètres) aux grands gyres subtropicaux et à la circulation thermohaline, pour construire les modèles globaux de circulation océanique indispensables à l'établissement des modèles de prévision climatique à moyen et long termes. Pour atteindre cet objectif, tous les moyens d'observation ont été mobilisés : campagnes hydrologiques, mouillages, flotteurs de surface et profonds, satellites. C'est notamment pour ce programme qu'a été conçu et lancé en 1992 le plus beau fleuron de l'océanographie spatiale : le satellite Topex/Poseidon qui est toujours en activité.

### **LA RÉVOLUTION SPATIALE : L'OCÉAN GLOBAL DANS TOUS SES ÉTATS**

L'avènement de l'ère spatiale a constitué pour l'océanographie une révolution analogue sans doute à ce que fut la campagne du *Challenger* en 1872. L'océanographie utilise les moyens satellitaires de trois manières. Les systèmes de localisation comme le système Argos embarqué sur les satellites météorologiques de la NOAA sont des démultiplicateurs de points de mesure : ils permettent de déployer et de suivre à travers tout l'océan les déplacements des plates-formes de mesure que sont les flotteurs dérivants

de surface ou de profondeur lorsqu'ils remontent en surface. En avril 2002, le système Argos suivait ainsi 1 850 flotteurs de surface et 830 en subsurface. Complément indispensable de la localisation, les satellites offrent aussi une possibilité de transmission de données (localisation, mesures de paramètres) en temps réel à partir de n'importe quelle plate-forme fixe ou mobile n'importe où dans le monde. Grâce à cela, le champ s'ouvre à la mise en place, enfin, d'un véritable système opérationnel d'observations *in situ* des océans. Troisième élément, et c'est le plus spectaculaire, l'observation depuis l'espace de la totalité de l'océan en temps quasi réel, si l'on se place à l'échelle des variations océaniques, et la mesure de paramètres qui contrôlent la dynamique des océans. En combinant ainsi les mesures faites *in situ* et depuis l'espace, l'accès s'ouvre à une observation synoptique de la totalité de l'océan. L'observation et la mesure de paramètres depuis l'espace utilisent deux types de capteurs embarqués sur satellite. Les capteurs dits passifs sont des radiomètres mesurant le rayonnement émis par la surface de l'océan à telle ou telle longueur d'onde. Ainsi sont mesurées la température de surface de l'océan et ce que l'on appelle « la couleur de la mer » dont on déduit les teneurs en chlorophylle et la production biologique. Les capteurs dits actifs sont des radars qui émettent une onde qui, par réflexion ou rétrodiffusion à la surface de l'océan, acquiert de nouvelles propriétés caractéristiques de la surface, dont on peut déduire des paramètres comme le vent en surface, la hauteur et la direction des vagues.

#### LA TEMPÉRATURE DE SURFACE

La température de surface de la mer est en elle-même un indicateur de la dynamique océanique et des courants qui ont des signatures thermiques détectables depuis l'espace. La température de surface est aussi un des principaux paramètres qui contrôlent les échanges thermiques entre l'océan et l'atmosphère et donc la dynamique du climat. Ce sont les satellites à vocation météorologique lancés dans les années 60 qui ont fait entrer l'océanographie dans l'ère spatiale en mesurant la température de surface des océans par simple mesure du rayonnement infrarouge émis par la surface de l'océan. Les océanographes physiciens ont alors découvert sur les cartes de température de surface des océans la signature thermique de certains éléments de la dynamique océanique : les *upwellings*, les tourbillons, les courants dont ils eurent ainsi une vision globale (figures 6 et 20). Physiciens et climatologues, avec les champs de température de surface, détinrent un des paramètres clés qui contrôlent les échanges entre l'atmosphère et l'océan. Les biologistes purent définir les contours et suivre l'évolution d'écosystèmes

comme les *upwellings* côtiers ou équatoriaux. Les pêcheurs, et notamment les thoniers, enfin, décelant les structures comme les fronts thermiques favorables à la présence de poissons, utilisèrent ces cartes de température dans leur stratégie de pêche.

#### LA COULEUR DE L'OCÉAN : CHLOROPHYLLE, PRODUCTION PRIMAIRE

On parle ici de « couleur de l'océan » parce que les radiomètres employés travaillent dans le spectre qui nous est le plus familier : le visible. La couleur de l'océan est modulée par les particules qu'il contient : le phytoplancton responsable de la production primaire ou bien les particules sédimentaires mises en suspension ou d'origine terrigène amenées par les rivières ou le ruissellement dans les régions côtières. En choisissant judicieusement les longueurs d'onde, on arrive à faire la part des unes et des autres. On peut donc évaluer suivant les cas les teneurs en chlorophylle et en déduire la fertilité des écosystèmes marins ou bien les transports sédimentaires dans les régions côtières. On a vu au chapitre 3 tout l'intérêt de cette mesure pour la dynamique des écosystèmes productifs (figures 13, 14, 17, 18, 19). La connaissance au niveau global de la production primaire océanique permet aussi d'évaluer la consommation de gaz carbonique par le milieu vivant océanique, élément important du cycle du carbone qu'il faut connaître pour évaluer la réalité de l'augmentation des gaz à effet de serre dans l'atmosphère. Le premier instrument de ce type, CZCS (Coastal zone color scanner), a été lancé par la NASA en 1978 et a fonctionné jusqu'en 1986. Il fallut ensuite attendre 1997 pour que le relais soit pris avec le satellite Seawifs, toujours de la NASA, encore en fonction en mars 2002, date à laquelle a été lancé le satellite de l'Agence spatiale européenne ENVISAT qui embarque aussi un instrument dédié à la mesure de la couleur de l'eau (MERIS).

#### LES RADIOMÈTRES « MICRO-ONDES »

Ce sont des instruments qui travaillent loin du domaine visible ou de l'infrarouge : celui des ondes centimétriques utilisées par ailleurs dans les fours du même nom. On peut grâce à ces instruments suivre l'évolution des glaces de mer. Du fait, en outre, de leur très grande sensibilité aux molécules d'eau (c'est d'ailleurs le principe du four à micro-ondes : chauffage par l'agitation des molécules d'eau induite par ce rayonnement), on peut en déduire les contenus en vapeur d'eau et en eau liquide de l'atmosphère, autres paramètres très importants des échanges thermiques

entre océan et atmosphère et donc du « forçage » de l'océan. On trouve ces instruments sur pratiquement tous les satellites car leur sensibilité à la vapeur d'eau les rend indispensables pour corriger les signaux reçus des radars qui sont modulés par le contenu en vapeur d'eau de l'atmosphère.

#### LA MESURE DU VENT PAR DIFFUSIOMÉTRIE

On passe maintenant dans le domaine des capteurs actifs : les radars. Les diffusiomètres émettent une onde vers la surface de la mer suivant un angle d'incidence de quelques dizaines de degrés. La diffusion de l'onde (son intensité dans une direction donnée) dépend de l'état d'agitation de la surface et donc du vent qui la provoque. L'analyse du signal diffusé reçu en retour par le radar permet d'évaluer la direction et la vitesse du vent en surface. On a ainsi sur la totalité de l'océan une mesure de l'un de ses principaux moteurs : le vent. Les premières mesures de ce type ont été faites en 1978 par le satellite Seasat qui, malheureusement, ne vécut que quelques mois. Les satellites de l'Agence spatiale européenne de la série ERS initiée en 1991 en sont équipés.

#### LE NIVEAU DES OCÉANS : LES SATELLITES ALTIMÉTRIQUES

Ces satellites présentent pour la dynamique océanique un intérêt tout particulier : ce sont les seuls qui, en mesurant les variations du niveau de la mer avec une précision meilleure que le centimètre, donnent un accès direct à la dynamique des océans. On a en effet vu que les courants marins provoquaient des différences de niveau de la surface des océans et que plus ces différences étaient grandes et plus les courants correspondants étaient intenses. À l'inverse, en mesurant le niveau de la mer tout le long de la trajectoire océanique du satellite, on peut calculer les courants qui sont associés à ses variations et, pour peu que le satellite revienne assez rapidement sur la même trajectoire, on en connaîtra aussi les variations. C'est valable des tourbillons méso-échelle aux grandes circulations anticycloniques et aux courants et contre-courants équatoriaux. Le principe en est simple : le radar altimètre envoie à la verticale du satellite une onde qui se réfléchit à la surface. La mesure du temps mis par l'onde pour faire l'aller et retour, connaissant la vitesse de l'onde, permet de calculer la distance qui sépare le satellite de la surface. La réalisation est cependant très compliquée comme on peut l'imaginer quand il s'agit de mesurer des différences de distance de 1 centimètre alors que le satellite circule à 1 200 kilomètres d'altitude ! Il faut connaître parfaitement la trajectoire du satellite et donc disposer d'un dispositif de localisation

spécial permettant de la calculer en permanence. Quand, en dynamique océanique, on parle de niveau de la mer, on ne se place pas par rapport à une surface géométrique comme, par exemple, l'ellipsoïde qui collerait au mieux à la forme de la Terre. La Terre est loin d'être homogène et le champ de gravitation varie d'un point à un autre en fonction de la répartition des masses au sein du globe. Aussi, même sans aucun mouvement, sans aucune dynamique, le niveau de la surface de l'océan par rapport à un repère géométrique varie en fonction du champ de gravité et les différences entre les extrêmes peuvent être de plusieurs dizaines de mètres. La surface de référence, par rapport à laquelle on établit la topographie de la surface de l'océan doit donc être une surface équipotentielle, c'est-à-dire d'égal champ de gravité (géoïde). C'est une sorte d'ellipsoïde avec des creux et des bosses que l'on pourrait qualifier de « patateïde ». Pour la connaître, il faut évidemment disposer d'une excellente connaissance du champ de gravité. Dernière difficulté, il faut introduire toute une batterie de corrections pour tenir compte de l'état de l'atmosphère dont dépend la vitesse de propagation de l'onde électromagnétique. En dépit de toutes ces difficultés, cela marche et même très bien : on l'a vu avec la détection du signal El Niño (figure 9). On le constate aussi pour l'étude des tourbillons ou pour le Gulf Stream. Des instruments ont été utilisés dans les années 70 mais l'objectif du centimètre a été atteint avec le satellite franco-américain lancé en 1992 : Topex/Poseidon, qui devrait rester opérationnel jusqu'en 2003. Son successeur, Jason 1, a été lancé en décembre 2001. Les satellites européens ERS 2 et ENVISAT en sont aussi dotés ainsi que le satellite américain GEOSAT, ce qui fait qu'en mars 2002 cinq altimètres sont en fonction : moissons de données d'une richesse exceptionnelle.

Au chapitre spatial il y a une donnée manquante : la salinité. On sait qu'à certaines longueurs d'onde le rayonnement émis par la surface de la mer varie légèrement avec la salinité. Il est donc envisageable de mesurer la salinité depuis l'espace. Les études faites ne font pas espérer pour l'instant une sensibilité et une résolution spatiale suffisantes pour que l'expérience soit tentée mais on y viendra certainement un jour.

## **VERS UNE OCÉANOGRAPHIE OPÉRATIONNELLE.**

### **UNE EXPÉRIENCE CRUCIALE : GODAE (2003-2005)**

Lorsque l'on parle d'opérationnalité, on pense généralement à un service à fournir à un client et qui nécessite la récolte systématique et continue d'informations. La référence est ici encore la météorologie née d'un besoin



de prévision que l'on peut dater symboliquement de la guerre de Crimée lorsque la flotte franco-britannique qui participait au siège de Sébastopol fut très endommagée, le 14 novembre 1854, non pas par l'adversaire russe, mais par une violente tempête que, selon Le Verrier, directeur de l'Observatoire de Paris, on aurait pu prévoir si l'on avait disposé d'un système d'observation avec transmission télégraphique de données pour donner l'alerte. Après quelques péripéties, le premier Comité international de météorologie, ancêtre de l'actuelle OMM (Organisation météorologique mondiale), sera créé à Rome en 1879, quatre-vingts ans avant la création de la COI (Commission océanographique intergouvernementale) en 1960 qui, au sein de l'UNESCO, a maintenant l'ambitieux projet de créer un système opérationnel d'observation de l'océan, le GOOS (Global Ocean Observing System). Pour faire aboutir un tel projet, à l'inverse de la météorologie, l'océanographie manquait jusqu'à ce jour de clients. Même les marins, premiers clients des services météorologiques, ne se souciaient guère d'océanographie. Sauf les militaires.

Les militaires, avec le développement de la guerre sous-marine très dépendante des conditions de propagation des ondes acoustiques qu'imposent les structures hydrologiques sous-marines, furent les premiers à s'en soucier et à tester des services opérationnels de prévision d'évolution des structures océaniques méso-échelle qui les intéressent plus particulièrement. Ils ont été les premiers à faire tourner en temps réel sur le mode opérationnel des modèles de prévision océanique incluant les données *in situ* et spatiales notamment altimétriques. Du côté de la « société civile », le premier client des systèmes d'observations océanographiques est, encore actuellement, la recherche scientifique elle-même qui maintient autant qu'elle le peut les systèmes qu'elle utilise et dont aucun (mis à part bien sûr les systèmes de la prévision météorologique) n'a, pour des raisons budgétaires, la garantie de continuité et de fiabilité qui sont l'apanage des services opérationnels, faute d'avoir convaincu des clients « solvables ». À l'exception peut-être des pêcheurs qui utilisent des systèmes de guidage des flottilles vers les zones de pêche potentiellement favorables à partir de l'analyse de cartes des structures océanographiques superficielles établies avec les données hydrologiques disponibles et les données satellitaires (température, vent, couleur, altimétrie). Des modèles simples permettent d'en faire une prévision d'évolution à quelques jours. Il ne s'agit dans ce cas que des couches les plus superficielles de l'océan et point n'est besoin pour cela ni d'une modélisation globale de l'océan ni de systèmes d'observation *in situ* compliqués.

Outre ceux des militaires, les vrais besoins qui apparaissent pour justifier une océanographie opérationnelle et la mise en place des systèmes d'observation de l'océan global sont ceux de la prévision climatique. Encore faut-il pour convaincre avoir fait ses preuves. C'est l'objectif de l'expérience GODAE (Global Ocean Data Assimilation Experiment) qui va se dérouler entre 2003 et 2005. Il s'agit de faire la démonstration de la faisabilité de mise en place d'un système de prévision « océanique » global et à haute résolution (de l'ordre du quart de degré) en temps réel à l'instar de ce qui se fait en météorologie. À partir de quoi, on pourra bâtir un vrai modèle de prévision des évolutions climatiques valable depuis l'échelle d'El Niño jusqu'à celle des changements globaux attendus en réponse à l'accroissement des teneurs atmosphériques en gaz à effet de serre. GODAE n'est donc pas un programme de recherche, c'est un test de la capacité des océanographes à fournir des produits en temps réel utilisables. Le temps réel de l'océan n'est évidemment pas celui de l'atmosphère. Cela va de la semaine à quelques mois, suivant l'échéance visée. L'expérience visera évidemment la chaîne complète : les systèmes d'observation *in situ*, la transmission des données, l'assimilation des données (*in situ* et spatiales) dans les modèles conçus pour produire en routine des descriptions et des prévisions de l'ensemble de la circulation océanique. Les réseaux d'observation mis en place dans le cadre des programmes du PMRC (Programme mondial de recherche sur le climat) comme TOGA et WOCE seront complétés par le déploiement des quelques milliers de flotteurs du programme ARGO. Ces flotteurs d'une durée de vie de trois à quatre ans dériveront à 2 000 mètres de profondeur et seront programmés pour remonter régulièrement (tous les dix jours environ) à la surface en mesurant la température et la salinité dans la colonne d'eau. C'est près de 300 000 sondages qui seront ainsi effectués dans l'océan mondial pendant la durée du programme. On peut dire que d'une certaine manière l'océanographie joue sa crédibilité et donc son avenir dans cette expérience.

Le programme GODAE est une initiative de la COI à travers son programme GOOS et du Programme mondial de recherche sur le climat organisé depuis plus de vingt ans par l'OMM, l'ICSU et la COI. Programme de coopération internationale, GODAE est aussi une compétition. Compétition technologique pour le développement des meilleurs flotteurs. Compétition aussi pour le meilleur modèle car, si les données sont à tous les participants, l'usage que l'on en fait et la qualité des produits que l'on fournit dépendent beaucoup du modèle et il y en aura plusieurs sur les rangs.

# Conclusion

L'anthropisation croissante de notre planète n'est pas, contrairement à ce que l'on entend souvent dire, une menace mortelle pour la Terre et la vie qu'elle porte, qui en a vu d'autres et qui est certainement capable de résister, avec ou sans l'homme, même à un hiver nucléaire. Elle est d'abord une menace pour l'homme lui-même qui s'expose à de graves difficultés génératrices de conflits meurtriers s'il n'y prend pas garde ; on ne peut plus dire, comme l'auraient sans doute fait les scientifiques du XIX<sup>e</sup> siècle : s'il ne maîtrise pas son évolution. Car nous ne maîtrisons rien et savons que, dans notre monde stochastique, nos capacités prédictives auront toujours des limites quels que soient nos efforts pour réduire les incertitudes. D'où, pour la pêche par exemple, l'« approche de précaution » préconisée par la FAO et reprise par la Conférence de Reykjavik sur une « pêche responsable dans l'écosystème marin » en octobre 2001. Loin d'offrir une méthodologie de prise de décision, cette approche n'est qu'un principe d'action basé sur un aveu d'ignorance, mais ignorance assumée et non plus camouflée. Le but de la recherche scientifique est de réduire cette ignorance. Le problème est maintenant planétaire et les scientifiques sont appelés à simuler le fonctionnement de la planète Terre, en fouillant ses archives pour mieux connaître son histoire, en multipliant les réseaux d'observation pour en faire l'inventaire et mieux connaître son fonctionnement actuel et en la modélisant pour proposer des scénarios futurs. Face aux résultats de la recherche, aux scénarios qu'elle propose et aux incertitudes qu'ils recèlent, deux extrapolations extrêmes sont possibles. D'abord nier un phénomène au

prétexte qu'il n'est pas strictement démontré. Par exemple, même si des indices forts convergent pour relier l'accroissement actuel observé de la température à la surface de la Terre à une augmentation, induite par l'homme, de l'effet de serre, on ne peut tenir cette relation de cause à effet pour strictement démontrée expérimentalement et les scénarios peuvent ainsi n'apparaître que comme des conjectures. Partant de cette incertitude, certains, arguant que ce qui n'est pas démontré n'a aucun sens scientifique, nient catégoriquement l'existence de cette relation. Attitude, au demeurant, fort peu scientifique car, la production de gaz à effet de serre par les activités humaines étant avérée ainsi que l'augmentation de leur teneur dans l'atmosphère, on ne voit pas pourquoi cette perturbation ne devrait avoir aucun impact. Elle permet cependant de renvoyer aux calendes grecques toute mesure conservatoire en faisant le pari optimiste que, progrès technique aidant, on aura d'ici là trouvé des solutions. Deuxième attitude possible : l'approche de précaution au sens fort ou, plus exactement, la négation de cette approche comme principe d'action pour en faire un principe de réaction et s'opposer à tout plan d'aménagement et de développement au nom d'une écologie profonde qui fait de l'homme l'ennemi de la planète et une sorte de hors-la-loi sur Terre. Attitude qui rejoint le pessimisme d'A. Koestler qui, ayant perdu la foi en l'homme, avait fini par considérer que l'espèce humaine était un coup raté de l'évolution. Si « tout ne va pas pour le mieux dans le meilleur des mondes », gardons-nous de penser que tout va mal dans le pire qui soit. L'Homme est l'avenir de l'Homme et il n'a à sa disposition que les ressources que lui propose la planète sur laquelle il est embarqué et son intelligence pour en tirer le meilleur parti possible. S'il est quelque chose que l'on peut labelliser Patrimoine commun de l'humanité, c'est bien cette Terre que nous devons laisser en héritage aux générations futures et que nous sommes (et qu'elles seront) obligés de gérer dans l'indivision. Patrimoine limité et inextensible que le poète J. Supervielle, invectivant la Terre pour sa mesquinerie, traitait ainsi :

« la tenancière des quatre saisons  
l'avare ficelée dans ses longitudes »

Pas d'autre solution qu'une gestion commune et solidaire, qu'une vision globale de ce monde si étroitement fini. La recherche scientifique, à défaut d'apporter des certitudes, reste le seul moyen d'y accéder, de donner aux hommes une compréhension commune du monde et un langage commun qui transcende les différences culturelles pour l'exprimer.

# Glossaire

**ACI = Atmospheric circulation index**

Indice caractéristique des transports relatifs méridiens (nord-sud) et zonaux (est-ouest) des masses d'air des régions eurasienne et atlantique.

**Alizés**

Vents de secteur est associés aux bords est et équatoriaux des grandes circulations anticycloniques subtropicales de l'atmosphère. Ils entraînent les courants équatoriaux Nord et Sud.

**Altimétrie**

Mesure par radar depuis un satellite de la distance entre le satellite et la surface de la mer. On en déduit la topographie de la surface de la mer et les courants géostrophiques.

**Année géophysique internationale**

Programme international d'étude coordonnée des divers compartiments physiques de la planète (géosphère, atmosphère, océans, cryosphère) qui s'est déroulée en 1957 et 1958. Ce fut pour l'océanographie le premier programme de coopération international.

**Anomalie**

Écart entre la valeur d'un paramètre à un moment donné et sa valeur moyenne.

**Anthropique**

D'origine humaine. Gaz carbonique anthropique : gaz injecté dans l'atmosphère par les activités humaines.

**Anticyclonique (circulation)**

Mouvement horizontal tourbillonnaire dans le sens des aiguilles d'une montre dans l'hémisphère Nord, et en sens inverse dans l'hémisphère Sud, autour des zones de haute pression océanique ou atmosphérique.

**ARGO**

Expérience liée au programme GODAE de déploiement dans tout l'océan de milliers de flotteurs dérivant à 2 000 mètres de profondeur et remontant régulièrement à la surface en mesurant les paramètres hydrologiques (température, salinité).

**ARGOS**

Système de localisation et de transmission de données par satellite embarqué sur les satellites météorologiques de la NOAA, opérationnel depuis 1978.

**BP = Before present**

Datation des événements à partir de l'époque actuelle.

**Cellule (ou circulation) de Hadley**

Circulation atmosphérique méridienne marquée par l'ascendance d'air chaud et humide (convection) au-dessus de la zone intertropicale de convergence et par sa subsidence au-dessus des aires de haute pression au cœur des anticyclones subtropicaux.

**Cellule (ou circulation) de Walker**

Circulation atmosphérique de la région équatoriale marquée par l'ascendance d'air chaud et humide (convection) au-dessus des zones de basse pression situées à l'ouest des océans en zone intertropicale et par sa subsidence au-dessus des aires de haute pression arides à l'est de ces océans.

**Chlorinité**

Teneur en chlore de l'eau de mer. On a longtemps évalué la salinité de l'eau de mer en mesurant par des méthodes chimiques sa chlorinité, en faisant l'hypothèse (vérifiée avec une bonne précision) qu'il y avait un rapport constant entre salinité et chlorinité.

**CIEM = Conseil international pour l'exploration de la mer**

Le CIEM créé en 1902 est la première organisation océanographique internationale. Elle a pour objectif la préservation des écosystèmes de l'Atlantique Nord, des mers adjacentes et de leurs ressources.

**Circulation thermohaline**

Circulation profonde des océans dont le moteur est la plongée d'eaux de surface ayant acquis des densités très élevées du fait de leur refroidissement et/ou de l'augmentation de leur salinité.

**CIUS = Conseil international des unions scientifiques**

Ce Conseil est une organisation non gouvernementale qui rassemble les académies des sciences ou conseils de recherche nationaux.

**Climap**

Programme consacré dans les années 70-80 à la reconstitution des conditions océaniques qui régnaient aux précédentes périodes glaciaire et interglaciaire.

**CLIVAR = Climate Variability**

Programme du PMRC lancé en 1993 pour une durée de quinze ans. Il est consacré à l'étude des variations climatiques à toutes les échelles de temps et à celle de la réponse du système climatique à l'accroissement des gaz à effet de serre. Pour l'océan, il prolonge les programmes TOGA et WOCE.

**COI = Commission océanographique intergouvernementale**

Elle est chargée au sein de l'UNESCO des programmes de recherche sur le milieu marin.

**Convection**

Phénomène de plongée des eaux de surface ayant acquis de fortes densités par refroidissement et/ou augmentation de la salinité. Ce phénomène génère les masses d'eau profondes de l'océan et constitue le moteur de la circulation thermohaline.

**Convergence**

Zone, au sein d'un courant ou le plus souvent à la limite entre deux courants, vers où confluent les eaux de surface et qui génère un approfondissement de la thermocline.

**Conveyor belt**

Voir « tapis roulant ».

**Coriolis**

Voir « force de Coriolis ».

**Couche de mélange**

Couche de surface homogénéisée par le vent qui surmonte la thermocline.

**Couche euphotique**

Étymologiquement : couche bien éclairée. C'est la couche de surface délimitée par la profondeur à laquelle ne parvient que 1 % de la lumière reçue en surface.

**Couleur de l'océan**

Spectre de la lumière rétrodiffusée par la surface. Elle dépend des particules et substances contenues dans l'eau, notamment de la chlorophylle du phytoplancton. On la mesure par satellite et on en déduit la richesse en phytoplancton de la mer.

**Courant circumpolaire antarctique**

Courant qui, entraîné par les vents d'ouest, circule autour du continent antarctique entre 65 et 45° S.

**Courants équatoriaux Nord et Sud**

Courants qui, entraînés par les alizés, traversent les océans Atlantique et Pacifique d'est en ouest, de part et d'autre de la zone intertropicale de convergence qui est généralement au nord de l'équateur. Ce qui fait que le courant équatorial Sud coule le long de l'équateur.

**Cryosphère**

Ensemble du compartiment glace de la Terre qui comprend les grandes calottes glaciaires de l'Antarctique et du Groenland, les glaciers de montagne et la banquise.

**Cyclonique (circulation)**

Mouvement horizontal tourbillonnaire de l'atmosphère ou de l'océan qui s'effectue dans le sens inverse des aiguilles d'une montre dans l'hémisphère Nord et réciproquement dans l'hémisphère Sud autour des zones de basse pression atmosphérique ou océanique.



**CZCS = Coastal zone color scanner**

Instrument de mesure de la couleur de la mer embarqué sur satellite qui a fonctionné de 1978 à 1986.

**Dansgaard-Oeschger (cycles)**

Oscillations climatiques au cours de la dernière période glaciaire que les carottes glaciaires ont mises en évidence. Il y correspond des pics de réchauffement de un à trois mille ans.

**Diffusiomètre**

Radar embarqué sur un satellite qui permet d'évaluer la vitesse et la direction du vent à la surface de la mer par analyse du signal rétrodiffusé dont l'intensité dépend de l'agitation par le vent de la surface de la mer.

**Divergence**

Zone de séparation des eaux de surface, au sein d'un courant ou le plus souvent à la limite entre deux courants, qui génère une remontée de la thermocline.

**Dryas récent**

Brusque refroidissement intervenu il y a douze mille ans en pleine période de déglaciation.

**EAF = Eau antarctique de fond**

Masse d'eau formée dans les zones de convection de l'Antarctique et qui tapisse le fond des océans.

**EAI = Eau antarctique intermédiaire**

Masse d'eau formée par la subduction des eaux du courant périantarctique dans la convergence antarctique.

**Ekman**

Voir « théorie d'Ekman ».

**El Niño**

Initialement, courant marin chaud superficiel dirigé vers le sud, se développant parfois au large des côtes d'Amérique du Sud (Équateur-Pérou). Maintenant, ce terme désigne l'épisode « chaud » d'ENSO caractérisé par un indice SOI fortement négatif et des températures océaniques anormalement chaudes à l'équateur et à l'est du Pacifique ainsi qu'un affaissement de la cellule de Walker.

**ENSO = El Niño southern oscillation**

Oscillation du système couplé que forment l'océan équatorial du Pacifique et l'atmosphère et qui le fait passer alternativement d'une situation El Niño à une situation La Niña. Elle est caractérisée par le SOI (Southern oscillation index).

**ENVISAT**

Satellite d'observation de la Terre de l'ESA lancé le 1<sup>er</sup> mars 2002.

**EPNA = Eau profonde nord-atlantique**

Masse d'eau formée dans la zone de convection de l'Atlantique Nord et qui s'écoule dans l'océan vers 3 000 mètres de profondeur. Moteur de la circulation thermohaline et du « tapis roulant ».

**Équilibre géostrophique**

Hypothèse qui stipule l'équilibre entre la force horizontale de pression et la force de Coriolis. On en déduit, avec une très bonne approximation, la circulation océanique.

**ERS 1 et 2**

Satellites d'observation de la Terre et des océans de l'Agence spatiale européenne lancés respectivement en 1991 et 1995.

**ESA = European Space Agency**

Agence spatiale européenne.

**FAO = Food and Agriculture Organisation**

Agence des Nations Unies dédiée à la production alimentaire : agriculture, pêche, aquaculture.

**Foraminifères**

Protozoaires planctoniques à squelette calcaire. L'analyse de la composition isotopique du carbone de leur squelette dans les couches sédimentaires océaniques permet de reconstituer la température de la surface de la mer à l'époque où ils vivaient.

**Forçages**

Expression qui désigne les éléments extérieurs qui interviennent dans (forcent) la circulation océanique : vent, échanges thermiques avec l'atmosphère, etc.

**Force de Coriolis**

Traduction de l'effet de la rotation de la Terre sur tout corps en mouvement. Elle provoque une déviation des courants marins vers la droite dans l'hémisphère Nord et vers la gauche dans l'hémisphère Sud. Nulle à l'équateur, l'intensité de cette force augmente avec la latitude.

**Gaz à effet de serre**

Gaz qui ont la propriété d'absorber le rayonnement infrarouge émis par la Terre et de réchauffer ainsi l'atmosphère. Le plus abondant d'entre eux est la vapeur d'eau qui assure ainsi à la surface de la Terre une température moyenne de 15° vivable pour l'homme, qui, lui-même, produit d'autres gaz à effet de serre (gaz carbonique, méthane, CFC) au risque d'introduire dans le système climatique une perturbation préjudiciable à l'évolution du climat.

**Géoïde**

Surface équipotentielle du champ de gravité de la Terre. Si l'océan était immobile, sa surface suivrait un géoïde. L'écart par rapport au géoïde représente la topographie dynamique caractéristique des courants.

**GEOSAT**

Satellites altimétriques de la marine américaine. Le premier a fonctionné de 1986 à 1990. L'actuel a été lancé en 1998.

**Géostrophie**

Voir équilibre géostrophique.

**GIEC = Groupe intergouvernemental pour l'étude du climat**

Groupe créé en 1988 pour évaluer, à partir de l'information scientifique disponible, l'évolution du climat, ses impacts et les mesures d'adaptation à prendre.

**Gigatonne**

Milliard de tonnes.

**GLOBEC = Global Ocean Ecosystem Dynamics**

Programme du PIGB consacré à l'étude de la dynamique des écosystèmes marins et de leur variabilité.

**GODAE = Global Ocean Data Assimilation Experiment**

Première expérience d'« océanographie opérationnelle ». Elle se déroulera de 2003 à 2005 pour tester la faisabilité d'une prévision océanique opérationnelle.

**GOOS = Global Ocean Observing System**

Système d'observation systématique de l'océan en cours de développement sous les auspices de la COI.

**Guano**

Engrais naturel riche en nitrate produit sur les côtes du Pérou et du Chili par les déjections d'oiseaux qui se nourrissent des petits anchois qui prolifèrent dans les eaux extrêmement productives de l'*upwelling* côtier.

**Gyre**

Désigne généralement les grandes boucles de circulation océanique associées aux grands anticyclones subtropicaux des océans Atlantique et Pacifique.

**Heinrich (cycles de)**

Oscillations climatiques de la dernière période glaciaire qui se sont répétées à intervalles de sept à dix mille ans. Ces cycles ont été détectés par les débris rocheux amenés par les icebergs et retrouvés dans les sédiments marins. Ils correspondent aux épisodes les plus froids de la période glaciaire.

**HNLC = High nutrients low chlorophyll**

Désigne des régions où, en dépit de l'abondance des macronutriments, les teneurs en chlorophylle et la production primaire restent relativement faibles.

**Jason 1**

Satellite franco-américain d'altimétrie lancé en décembre 2001.

**JGOFS = Joint Global Ocean Flux Study**

Programme du PIGB consacré à l'étude du cycle océanique du carbone.

**La Niña**

Épisode « froid » d'ENSO durant lequel l'indice de l'oscillation australe (SOI) est fortement positif. S'observent parallèlement une activation de la cellule de Walker du Pacifique et un refroidissement marqué des eaux de surface dans le Pacifique Est et près de l'équateur, ce qui correspond à une activation de la remontée d'eau côtière et de la divergence équatoriale.

**Méridien**

Suivant les méridiens. Direction nord-sud. Composante méridienne du courant = composante nord-sud.

**MERIS**

Instrument de mesure de la couleur de l'océan embarqué sur ENVISAT.

**Milankovitch (cycle de)**

Cycle de variation des paramètres de l'orbite de la Terre autour du Soleil qui rend compte de l'alternance des périodes glaciaires et interglaciaires. C'est la théorie astronomique de l'évolution du climat élaborée par Milankovitch.

**MODE, POLYMODE**

Programmes internationaux dédiés, dans les années 70, à l'étude des tourbillons.

**Mouillage**

Ligne portant des instruments de mesure ancrée sur le fond.

**NAO = North Atlantic oscillation**

Oscillation qui met en opposition de phase les variations de pression atmosphérique de l'anticyclone des Açores et les basses pressions subpolaires (Islande). Elle est caractérisée par un indice : différence de pression entre les Açores et l'Islande. Plus cet indice est élevé et plus la circulation atmosphérique d'ouest est intense sur l'Europe.

**NASA = National Aeronautics and Space Administration**

Agence spatiale américaine.

**NOAA = National Oceanic and Atmospheric Administration**

Agence météorologique et océanographique américaine.

**Nutricline**

Couche de forte variation de la teneur de la mer en nutriments en fonction de la profondeur. Elle est associée à la pycnocline qui, limitant le transfert des nutriments vers la couche de mélange, y limite aussi la production primaire. Dans les situations tropicales typiques à thermocline permanente, la production primaire et donc les teneurs en chlorophylle sont maximales au sommet de la nutricline, là où la couche riche en nutriments reçoit le plus d'énergie solaire.

**Nutriments**

Ce terme désigne l'ensemble des éléments chimiques (hormis le carbone et l'hydrogène) nécessaires à la production de matière vivante. Souvent, on le réserve aux nitrates, phosphates, silicates, qualifiés parfois aussi de macronutriments par opposition aux autres éléments comme le fer qui interviennent en beaucoup plus faibles quantités (micronutriments).

**OMM = Organisation météorologique mondiale**

Agence des Nations Unies qui coordonne les actions à mener en vue d'une meilleure prévision météorologique et climatique.

**Ondes de Kelvin**

Ondes océaniques générées par des perturbations atmosphériques et qui se propagent d'ouest en est le long de l'équateur.

**PDO = Pacific decadal oscillation**

Variations en opposition de phase de la température de surface entre, d'une part, la partie centrale du Pacifique Nord et, d'autre part, sa bordure est et la partie orientale du Pacifique intertropical.

**Pélagique**

Qualifie le milieu de pleine eau et la vie qui s'y déroule (par opposition aux espèces liées au fond). Le plancton est pélagique. Le thon, le saumon, l'anchois, la sardine, le hareng sont des espèces pélagiques. La morue est une espèce démersale : elle vit sur ou à proximité du fond.

**Phytoplancton**

Plancton végétal. C'est l'agent de la production primaire par photosynthèse.

**PIGB = Programme international géosphère-biosphère**

Programme international de recherche sur l'environnement organisé par le CIUS.

**PMRC = Programme mondial de recherche sur le climat**

Programme international organisé conjointement par l'Organisation météorologique mondiale, le Conseil international des unions scientifiques et la Commission océanographique intergouvernementale de l'UNESCO.

**PNUE = Programme des Nations Unies pour l'environnement****POLYMODE**

Voir MODE.

**Pompe thermique**

Ce terme désigne ici le rôle de la convection profonde de l'Atlantique Nord sur l'extension vers le nord des eaux chaudes du Gulf Stream.

**Pression partielle**

Dans un mélange de gaz, la pression partielle de l'un des gaz du mélange est équivalente à sa concentration. Pour un gaz dissous avec une certaine concentration, on appelle pression partielle celle du même gaz dans une atmosphère en équilibre avec la solution. La pression partielle est bien liée à la concentration. Lorsque les pressions partielles dans l'air et dans l'eau sont égales, il n'y a pas d'échange. Si la pression partielle est supérieure dans l'atmosphère, il y a dissolution du gaz et réciproquement.

**Production primaire**

Production de matière vivante à partir d'éléments minéraux et d'énergie. Ici l'énergie lumineuse : c'est la photosynthèse.

**Pycnocline**

Couche de forte variation de la densité de la mer en fonction de la profondeur. En général, elle coïncide avec la thermocline. C'est une couche de grande stabilité qui limite les mélanges verticaux et les échanges entre les couches profondes et la couche de mélange.

**Recrutement**

En halieutique, on appelle ainsi les poissons qui s'intègrent pour la première fois à l'ensemble des poissons accessibles à la pêche. C'est la fraction la plus jeune des poissons que l'on pêche.

**Salinité**

Masse de sels contenue dans un kilogramme d'eau de mer. On l'évalue maintenant en mesurant la conductivité et on l'exprime en ups : unité pratique de salinité qui équivaut approximativement à 1 mg/g de sels. La salinité de l'eau de mer est en moyenne de 35 ups soit 35 g/kg.

**Seawifs**

Satellite de la NASA pour la mesure de la couleur de l'océan.

**Sels nutritifs**

Voir « nutriments. »

**SOI = Southern oscillation index**

Indice qui caractérise l'évolution de l'oscillation australe ENSO. Il s'agit de la différence de pression atmosphérique au niveau de la mer entre Tahiti et Darwin (Australie).

**Subduction**

Processus par lequel, lorsque deux masses d'eau se rencontrent, les plus denses s'écoulent sous les plus légères.

**Subtropical**

Caractérise les régions comprises entre les tropiques ( $\sim 20^\circ$ ) et  $40^\circ$  de latitude. C'est la région des gyres subtropicaux.

**Surpêche**

Pêche excessive au point que le recrutement devient insuffisant pour maintenir les stocks.

**Tapis roulant**

Représentation schématique de la circulation thermohaline initiée par la convection dans l'Atlantique Nord et qui transporte, en profondeur, les eaux de l'Atlantique vers le Pacifique où elles remontent pour un retour en surface.



**Théorie d'Ekman**

Hypothèse qui stipule l'équilibre entre la force d'entraînement du vent et la force de Coriolis pour expliquer l'angle que font les courants de surface avec la direction du vent.

**Thermocline**

Couche de forte variation de la température de la mer en fonction de la profondeur ; elle sépare la couche de mélange chaude de surface des couches profondes froides.

**Thermohaline**

Voir « circulation thermohaline. »

**TOGA = Tropical Ocean and Global Atmosphere**

Programme de recherche international qui s'est déroulé de 1985 à 1995 dans le cadre du PMRC pour étudier les processus qui lient les océans tropicaux, particulièrement le Pacifique, au climat de la planète aux échelles pluriannuelles.

**Topex/Poseidon**

Satellite altimétrique franco-américain lancé en 1992 qui, mesurant les variations du niveau de la mer au centimètre près, permet de déterminer la topographie des océans et d'en déduire les courants géostrophiques.

**Topographie de la surface de la mer**

Carte du niveau de la mer par rapport à une surface équipotentielle de référence. L'altimètre de Topex/Poseidon permet d'élaborer de telles cartes. On en déduit les courants géostrophiques.

**Tourbillon**

Terme utilisé ici pour désigner les structures tourbillonnaires caractéristiques de la turbulence océanique à moyenne échelle (~ 100 km). Pour les grandes échelles comme les grandes circulations anticycloniques à l'échelle d'un bassin océanique, on parle plutôt de « gyre ».

**Trophique (niveau, réseau, chaîne)**

Qui a trait à la nourriture. On parle de chaîne trophique qui va du phytoplancton brouté par le zooplancton consommé lui-même par des petits poissons, etc., jusqu'aux gros prédateurs et aux hommes en bout de chaîne. Ou mieux, de réseau trophique pour exprimer que le système n'est pas linéaire. Chacun y occupe un niveau déterminé par ce qu'il mange et par qui le consomme.

**Turbulence**

Ce terme désigne les fluctuations dans toutes les directions autour du mouvement moyen qui agite un fluide. La turbulence favorise les mélanges.

**Ups**

Unité pratique de salinité. Unité de salinité mesurée par conductivité. Une ups est à peu près égale à 1 mg de sels dissous par gramme d'eau de mer.

**Upwelling**

Remontée d'eau profonde vers la surface sous l'action du vent suivant le schéma d'Ekman. Les *upwellings* côtiers et équatoriaux sont des mécanismes d'enrichissement en nutriments qui en font des régions particulièrement productives.

**WOCE = World Ocean Circulation Experiment**

Programme international du PMRC qui, de 1990 à 1997, a réalisé la première description mondiale de la circulation océanique.

**Zonal**

Suivant les parallèles. Direction est-ouest. Composante zonale du courant : composante est-ouest.

**Zone intertropicale de convergence**

Zone où confluent les alizés des deux hémisphères. C'est l'équateur météorologique. Il ne coïncide pas avec l'équateur géographique : il est décalé de quelques degrés vers le nord. C'est le « pot au noir », la zone de convection atmosphérique intense qui active la cellule de Hadley.

**Zooplancton**

Plancton animal qui se nourrit de phytoplancton et de petites particules.

# Pour en savoir plus

- Ackerman, J. 2000. « Une nouvelle vision de l'univers des océans » National geographic France, no. 13, octobre.
- Bakun, A. 1996. *Patterns in the ocean*. California Sea Grant/CIB.
- Boorstin, D. 1992. *Les découvreurs*. Paris, Robert Laffont.
- Climate change 2001 : the scientific basis. 2001. Intergovernmental Panel on Climate Change. Cambridge, Cambridge University Press.
- Cushing, D. 1995. *Population production and regulation in the sea*. Cambridge, Cambridge University Press.
- Duplessy, J.-C. 1996. *Quand l'océan se fâche. Histoire naturelle du climat*. Paris, Éditions Odile Jacob.
- Field, J. G., Hempel, G. et Summerhayes, C. P. 2002. *Oceans 2020, Science, Trends, and the Challenge of Sustainability*. Washington, Island Press.
- Harrison, P. J. et Parsons (dir. publ.). 2000. *Fisheries oceanography. An integrative approach to fisheries management*. Oxford, Backwell Science.
- Glantz, M. H. (dir. publ.) 1992. *Climate variability, climate change and fisheries*. Cambridge, Cambridge University Press.
- Glantz, M. H. 2001. *Currents of change. Impacts of El Niño and La Niña on climate and society*. 2<sup>e</sup> édition. Cambridge, Cambridge University Press.
- Kurlansky, M. 1998. *Cod, a biography of the fish that changed the world*. New York, Penguin Book.
- Les humeurs de l'océan. 1998. *Pour la science*. Paris, dossier hors série n° 21.
- Minster, J.-F. 1997. *La machine océan*. Paris, Flammarion. (Nouvelle Bibliothèque Scientifique.)

- Smith, T. D. 1994. *Scaling fisheries. The science of measuring the effects of fishing, 1855-1955*. Cambridge, Cambridge University Press.
- The Open University. 1989. *Ocean circulation*. Oxford, Pergamon Press.
- Tomczak, M. et Godfrey, J. S. 1993. *Regional oceanography : an introduction*. Oxford, Pergamon.
- Troadec, J.-P. (dir. publ.). 1989. *L'Homme et les ressources halieutiques*. IFREMER (Centre de Brest).
- Voituriez, B. et Jacques, G. 1999. *El Niño. Réalité et fiction*. Paris, COI Forum Océans, UNESCO.

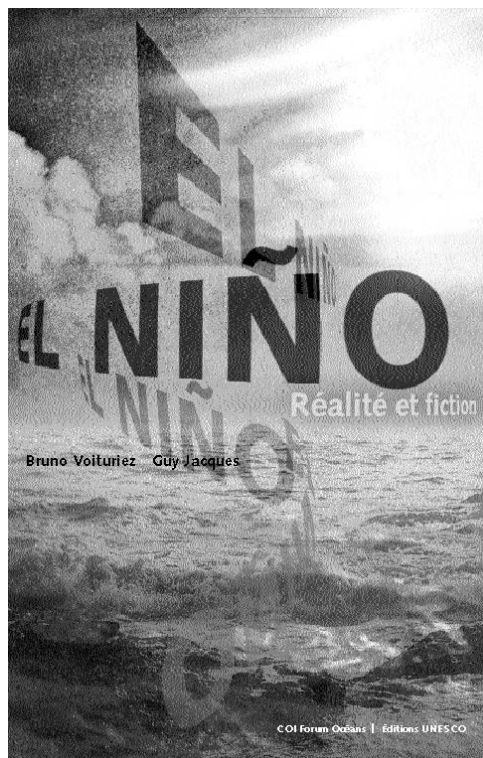
Dans la même collection :

## EL NIÑO Réalité et fiction

Par **Bruno Voituriez**  
et **Guy Jacques**

■ El Niño fait régulièrement les gros titres des médias, présenté comme le bouc émissaire de toutes les catastrophes climatiques.

■ Ce livre analyse le fonctionnement de la machine climatique régulée par le couple océan-atmosphère, particulièrement dans la zone pacifique, et donne les clés pour comprendre un phénomène climatique global.



16,77 Euros  
15,5 x 24 cm, 140 pages, illustrations, photos  
ISBN 92-3-203649-5

Éditions UNESCO

Egalement disponible en anglais,  
*El Niño - Fact and fiction*

et en espagnol, *El Niño - Realidad y ficción*

■ Dans un langage clair et vivant pour le grand public, les auteurs, Bruno Voituriez, océanographe physicien, et Guy Jacques, écologiste marin, fournissent des clefs scientifiques certes, mais racontent aussi de passionnantes histoires, celles des climats et des hommes.

■ En démêlant ce qui est lié à El Niño des effets qu'il est prématuré de lui attribuer, en expliquant sa genèse, ils remettent les éléments à leur vraie place.

- L'océan, comme l'ensemble de la planète, est en perpétuelle évolution. Ses variations affectent le climat ; la vie qu'il abrite doit aussi s'adapter à ses fluctuations.
- Les lois physiques qui gouvernent ses mouvements sont connues depuis le XIX<sup>e</sup> siècle, mais les progrès de l'océanographie se heurtaient à trois difficultés. D'abord, l'océan est opaque et il est très difficile d'y faire des observations et des mesures. Ensuite, ses dimensions et ses échelles de variation nécessitent de puissants moyens de calcul pour le modéliser avec réalisme. Enfin la nécessaire coopération internationale pour le découvrir et l'explorer a longtemps été entravée par des impératifs stratégiques nationaux.
- Mais aujourd'hui, la vision de cet énorme domaine et de ses interactions avec le climat et les ressources vivantes qu'il recèle est profondément modifiée. L'Année géophysique internationale (1957/58) a marqué un tournant dans la recherche océanographique, devenue internationale. Les chercheurs disposent maintenant de moyens technologiques et satellitaires qui leur donnent accès en temps quasi réel à l'observation de la totalité de l'océan dans ses trois dimensions et les calculateurs sont suffisamment puissants pour développer des modèles et simuler les évolutions de la circulation océanique.



- Expliquer ces concepts au non spécialiste est le challenge de ce nouveau volume de la série « COI Forum Océans ».
- Avec **Les Humeurs de l'océan** Bruno Voituriez, co-auteur d'**El Niño, Réalité et fiction** paru en 1999 dans la même collection, retrace l'évolution de la recherche océanographique, explique en termes accessibles les mécanismes reliant la dynamique des océans à celles du climat et des écosystèmes marins et expose les enjeux pour l'avenir du développement d'une océanographie qui, au même titre que la météorologie, doit devenir opérationnelle.

ISBN 92-3-203877-3



9 789232 038777

[www.unesco.org/publishing](http://www.unesco.org/publishing)