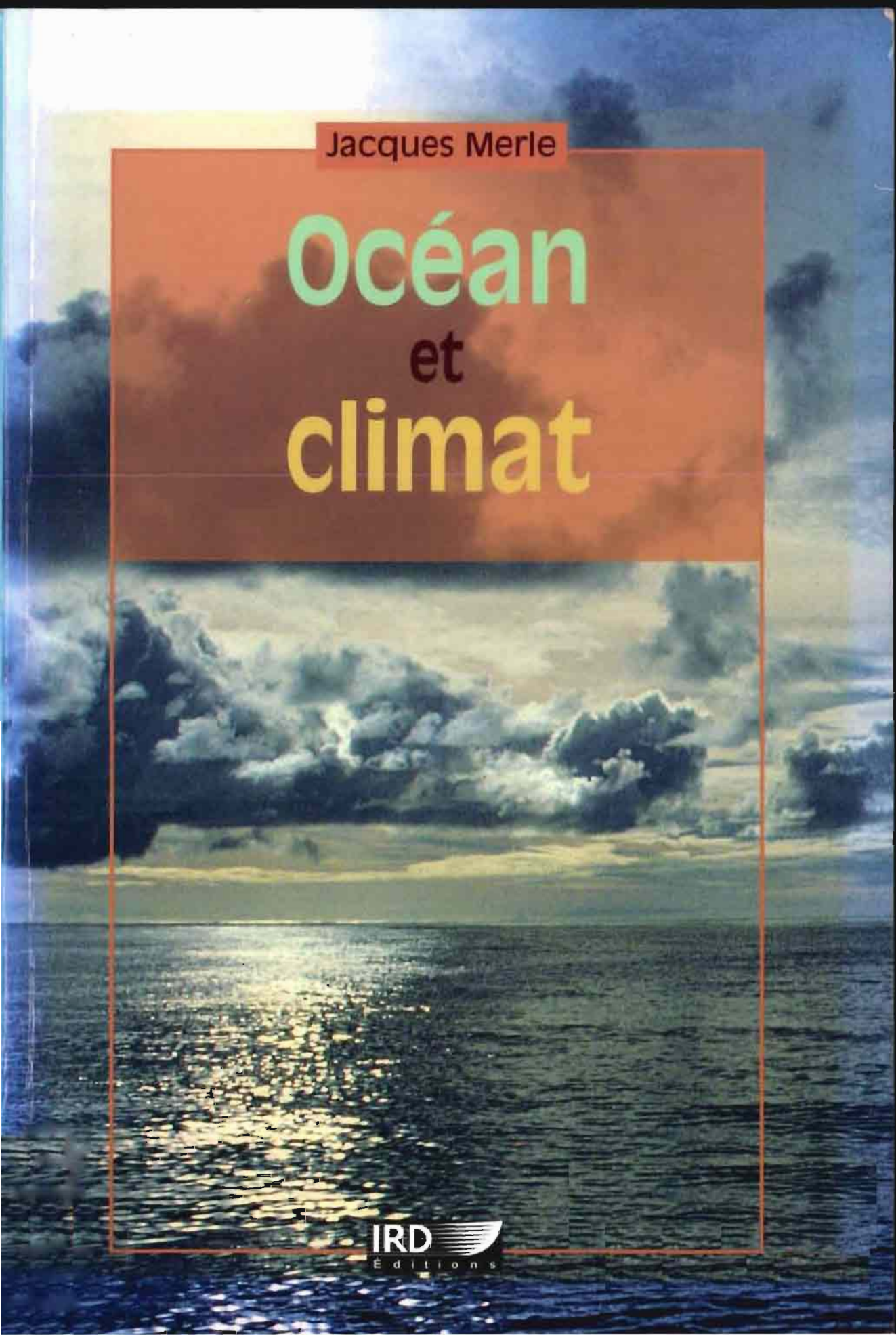

Jacques Merle
Océan
et
climat
IRD
Éditions

Océan et climat

Jacques Merle

Océan et climat

IRD Éditions
Institut de recherche pour le développement

Paris, 2006

Photo de couverture
IRD/B. Osès – Au large des îles Salomon, Pacifique.

Préparation éditoriale et coordination
Corinne Lavagne

Infographie
Bill Production

Mise en page
Bill Production

Correction
Yolande Cavallazzi

Maquette de couverture
Michelle Saint-Léger

Maquette intérieure
Catherine Plasse

La loi du 1er juillet 1992 (code de la propriété intellectuelle, première partie) n'autorisant, aux termes des alinéas 2 et 3 de l'article L. 122-5, d'une part, que les « copies ou reproductions strictement réservées à l'usage du copiste et non destinées à une utilisation collective » et, d'autre part, que les analyses et les courtes citations dans le but d'exemple ou d'illustration, « toute représentation ou reproduction intégrale ou partielle faite sans le consentement de l'auteur ou de ses ayants droit ou ayants cause, est illicite » (alinéa 1er de l'article L. 122-4).
Cette représentation ou reproduction, par quelque procédé que ce soit, constituerait donc une contrefaçon passible des peines prévues au titre III de la loi précitée.

© IRD, 2006
ISBN : 2-7099-1584-7

Sommaire

Préface ..... p. 8

Présentation ..... p. 12

Préambule ..... p. 15

Chapitre 1

De la découverte de l'océan Atlantique à la géophysique des fluides

Perspective historique ..... p. 25

Chapitre 2

L'océan dans l'équilibre énergétique planétaire ..... p. 37

Chapitre 3

L'observation de la circulation océanique globale

Le programme Woce *(World Ocean Circulation Experiment)* ..... p. 55

Chapitre 4

La singularité équatoriale ..... p. 67

Chapitre 5

L'interaction des océans tropicaux avec l'atmosphère

El Niño, La Niña ..... p. 99

Chapitre 6

Observation et prévision de l'interaction océan-atmosphère dans les basses latitudes

Le programme Toga (Tropical Ocean and Global Atmosphere) ..... p. 131

Chapitre 7

Une nouvelle océanographie « venue de l'espace » ..... p. 147

Chapitre 8

Le rôle de l'océan dans les climats passés ..... p. 165

Épilogue ..... p. 187

Bibliographie ..... p. 199

Glossaire ..... p. 203

Liste des sigles ..... p. 211

Table des encadrés ..... p. 215

Table des matières ..... p. 217

Remerciements

Je remercie George Philander pour avoir suscité cet ouvrage, Thomas Mourier pour avoir soutenu sa publication, Corinne Lavagne pour avoir considérablement amélioré le manuscrit, Jean-Paul Rebert pour sa lecture scientifique critique, Philippe Hisard pour de précieux apports historiques, enfin les nombreux auteurs à qui sont empruntés des résultats et parfois des illustrations.

Préface

La seconde moitié du XX^e siècle occupe une place de choix dans l'histoire de l'océanographie. Dans les années 1980, les océanographes faisaient encore le point sur leurs navires avec les étoiles et un sextant, les mêmes instruments que ceux utilisés par les premiers explorateurs, qui bravèrent les éléments pour découvrir de nouveaux mondes. Aujourd'hui, on localise très précisément un navire par un système GPS qui fonctionne avec plusieurs satellites gravitant dans l'espace. Comment des évolutions technologiques aussi étonnantes ont-elles pu influencer non seulement les sciences de l'océan, mais aussi les relations qu'entretiennent les océanographes avec la mer ? Quels changements politiques et sociaux accompagnèrent ces bouleversements ?

À l'origine, les océans étaient étudiés seulement dans un but pratique, celui de faciliter les traversées maritimes pour les rendre plus rapides et plus sûres. L'étude de l'océan pour lui-même – par exemple dans ses grandes profondeurs – débuta seulement dans la seconde moitié du XIX^e siècle avec les expéditions organisées par les puissances coloniales européennes. Les résultats furent souvent publiés sous forme d'atlas car, sous sa surface agitée, l'océan était supposé invariable. À l'époque de la Seconde Guerre mondiale, l'ensemble de toutes les observations réalisées par les expéditions océanographiques permit aux océanographes de dresser une image assez précise de la circulation océanique (le seul courant encore inconnu à l'époque était le sous-courant équatorial, dont la découverte est matière à un passage fort intéressant de cet ouvrage).

La fin de la Seconde Guerre mondiale fut marquée par un accroissement considérable des ressources offertes aux océanographes, et par une surprenante liberté de faire de la science pour la science. Cette situation était la conséquence de la guerre froide, qui atteignit un sommet, en 1957, avec le lancement par l'Union soviétique du premier satellite artificiel de la Terre, Spoutnik. L'inquiétude des Occidentaux, craignant de voir leur science passer au second plan derrière celle de l'Union soviétique, fut particulièrement bénéfique pour la science en général, et l'océanographie en particulier. L'accroissement considérable du nombre de chercheurs en océanographie changea alors complètement les orientations de leur recherche et la façon dont ils la pratiquaient.

Au début de cette période, on pensait généralement que l'océan, sous sa surface agitée, était inerte et ne variait pas, mais bientôt l'attention se porta sur sa variabilité, sur la « météorologie » de la mer. La nécessité de réaliser des observations simultanées dans des régions océaniques étendues et sur de longues périodes conduisit les océanographes à unir leurs efforts en associant les observateurs et les théoriciens de nombreuses institutions scientifiques relevant de plusieurs pays. La science devint « bottom up », avec des organisations internationales s'employant à faciliter la mise en œuvre des projets des scientifiques. Les progrès furent rapides. À la fin des années 1980, les océanographes avaient démontré que l'océan avait sa propre variabilité dans une large gamme de fréquences, comparable à ce qu'est le temps pour

l'atmosphère, et que cette variabilité jouait un rôle déterminant dans les fluctuations du climat et son évolution à long terme. Les océanographes entreprirent alors d'observer systématiquement les variations incessantes des conditions océaniques à l'aide de réseaux d'instruments dédiés à cette tâche. Et, en utilisant des modèles réalistes sur de puissants ordinateurs, ils s'attachèrent à simuler la circulation générale de l'océan en assimilant les observations disponibles. Ils furent ainsi en mesure de proposer au public, à intervalles réguliers, une description de l'évolution globale des conditions océaniques comparable aux cartes de prévision des météorologues.

Jacques Merle fut l'un des personnages clés de ces brillants développements qui marquèrent les dernières décennies. Il eut la bonne fortune d'appartenir à un célèbre organisme de recherche français, l'Orstom (devenu aujourd'hui IRD), qui a entretenu des centres de recherches océanographiques en différents points de la zone tropicale, notamment Abidjan, Dakar, Tahiti et Nouméa. Lorsque ces centres de recherche furent créés, l'océanographie tropicale était une curiosité. Aujourd'hui, elle est un des éléments clés de la question climatique incluant des phénomènes tels que El Niño et le réchauffement global. Dans cet ouvrage, Jacques Merle présente de façon remarquable les recherches qui conduisirent à ces changements profonds. C'est une histoire importante par ses implications dans la façon dont nous nous préparons pour le futur.

Aujourd'hui, les océanographes font face à un monde très différent de celui des années 1960. Leur domaine scientifique a énormément changé ; ce qui était une « small science » est devenu une « big science ». Du fait de la préoccupation grandissante liée au réchauffement climatique attendu, dans lequel les océans jouent et joueront un rôle important, les projets scientifiques, antérieurement proposés de façon informelle par de petits groupes de chercheurs, sont maintenant devenus d'énormes programmes entre les mains des gestionnaires de la science et des bureaucrates. La science qui était « bottom up » est devenue « top to down ». La compétition pour les moyens s'est exacerbée, et les sponsors de la recherche demandent des résultats avec des retombées pratiques. Ces changements se sont produits dans un contexte politique et social particulier vécu par les scientifiques eux-mêmes ; ils étaient liés à la fin de la guerre froide.

Les scientifiques doivent maintenant accepter une réalité politique et sociale nouvelle, mais, ce faisant, ils ont besoin de maintenir un compromis entre les deux finalités de la science, qui sont complémentaires et d'importance égale – la science destinée à comprendre la nature, et la science dédiée à l'utilisation pratique des découvertes qu'elle engendre. Dans ce livre, Jacques Merle décrit une époque marquée par des progrès exceptionnels de l'océanographie, une période durant laquelle des facteurs politiques et sociaux hors du commun ont permis aux scientifiques de se consacrer à la science pour l'amour de la science. Sa passionnante présentation des apports bénéfiques de cette vision de la recherche vient nous rappeler, à point nommé, qu'il est nécessaire de donner une haute priorité à cette conception élevée de la science, à l'heure où l'accent est mis en grande partie sur ses retombées pratiques.

George Philander,
Professeur de géosciences à l'université de Princeton,
membre de la *National Academy of Science* des États-Unis.

Preface

The second half of the 20th century was a most remarkable period in the history of oceanography. In the 1980's oceanographers were still determining the position of a ship at sea by means of stars and sextants, the instruments of explorers, of individualists who brave the elements and venture into uncharted territory in search of new worlds. Today it is possible to locate a ship very accurately by means of the Global Positioning System (GPS) which depends on several satellites in space. How did such astonishing technological changes affect, not only the science of oceanography, but also the relationship between oceanographers and the sea? What political and sociological changes accompanied these developments?

Originally the oceans were studied mainly for the practical purpose of making journeys across the oceans shorter and safer. Studies of the ocean for its own sake – of conditions far below the surface for example – started in the second half of the 19th century with expeditions sponsored by various European colonial powers. The results were often published in atlases because, beneath its restless surface, the ocean was assumed to be unchanging. By the time of World War II the sum of all the measurements made on the various expeditions enabled oceanographers to arrive at a fairly accurate picture of the various components of the oceanic circulation. (The only major current to go unnoticed was the Equatorial Undercurrent whose discovery is an engaging subplot of this book.)

The end of World War II brought an increase in the resources available to oceanographers, and remarkable freedom to pursue science for the sake of science. This was a consequence of the Cold War which reached its peak with the launching of the first artificial satellite, Sputnik, by the former USSR, in 1957. Concern that the west may have fallen behind the Soviet Union in science caused this event to be a bonanza for science in general, and for oceanography in particular. The large increase in the number of scientists entering the field of oceanography led to radical changes in the problems oceanographers started addressing, and in the way they conducted their affairs.

At the beginning of this period it was widely believed that the ocean, below its restless surface, is unchanging, but attention then shifted to oceanic variability, to the "weather" of the ocean. The need for simultaneous measurements at several points covering extensive areas, for extended periods of time, led to collaborative efforts involving observationalists and theorists from several institutions in several countries. Science at that time was "bottom-up" with international organizations serving to facilitate the implementation of the proposals of scientists. Progress was rapid. By the late 1980's oceanographers had established that the ocean has its own weather; that it has a rich spectrum of variability that plays a central role in global

climate fluctuations and changes. Oceanographers started monitoring the continually changing oceanic conditions by means of unattended arrays of instruments, using sophisticated, realistic computer models of the oceanic circulation to assimilate and synthesize that data, thus enabling them to provide the public, on a routine basis, with comprehensive descriptions of oceanic conditions, the counterpart of the daily weather map.

Jacques Merle was a key participant in these important and exciting developments over the past few decades. He had the good fortune to be a member of the renowned French research organization ORSTOM which maintained oceanographic centers at several locations in the tropics, including Abidjan, Dakar, Tahiti and Noumea. When these centers were founded tropical oceanography was a curiosity. Today it is a protagonist in the story of the global climate which involves phenomena such as El Nino and global warming. In this book Merle gives an engaging account of the developments that led to this remarkable change. This is an important story because of its implications for the way we prepare for the future.

Today oceanographers face a world very different from that of the 1960's. The field has grown enormously; what had been a "small science" is now a "big science." Because of concern about future global warming, on which the oceans will have a strong influence, projects organized informally by small groups of scientists have given way to large programs in which managers and bureaucrats play prominent roles. Science that used to be "bottom-up" has now become "top-down." The competition for resources has become fierce and the sponsors of research now demand results that are of practical value. These changes occurred because of an altered social and political landscape in which scientists are active; these changes were associated with the end of the Cold War.

Scientists need to accept the altered social and political realities, but in doing so need to maintain a balance between the two complementary and equally important goals of science — science for the sake of understanding natural phenomena, and science for the sake of useful results. In this book, Jacques Merle describes a period of exceptional progress in oceanography, a period during which unusual social and political factors allowed scientists to focus on science for the sake of science. His engaging account of the many benefits that accrue from pursuing that goal of science is a timely reminder of the need to give that goal a high priority now that the emphasis has shifted to science for practical benefits.

George Philander
Professor of geoscience, Princeton University
Member of the National Academy of Science - USA

Présentation

Cet ouvrage présente un chapitre de l'aventure scientifique qui a projeté les sciences de l'environnement sur le devant de la scène à la fin du XX^e siècle. Il retrace le formidable développement de l'océanographie physique, motivé par la nécessité d'élucider les mécanismes fondamentaux de la dynamique des océans pour comprendre leur rôle dans la variabilité du climat et dans l'environnement terrestre. L'ouvrage s'adresse à un public de culture scientifique générale cherchant à mieux connaître les avancées récentes de l'océanographie et le rôle de l'océan dans la variabilité du climat. Il intéressera aussi les lecteurs attirés par l'histoire de cette discipline scientifique dans une phase de développement rapide, comme l'ont été presque toutes les sciences, et particulièrement celles de l'environnement terrestre, dans la seconde moitié du XX^e siècle. C'est une histoire vue « de l'intérieur » qui est ici proposée par un acteur du domaine. Habituellement, les historiens travaillent « sur archives » mais celles-ci ne traduisent pas toujours l'évolution des idées, les doutes, les combats et l'environnement humain à l'origine des faits consignés dans les documents officiels. Les publications scientifiques sont les véritables archives du monde scientifique, mais elles sont difficilement lisibles par les non-spécialistes et elles ne traduisent pas toujours les péripéties de la recherche. Des synthèses accessibles à un public plus large sont nécessaires, c'est ce qui est tenté ici.

Après un bref récit de la découverte des océans, en surface et en profondeur, et des premiers pas de la science océanographique, nous entrerons dans « l'ère géophysique » contemporaine qui a pris naissance autour des grandes questions scientifiques posées aux océanographes confrontés à la nécessité de mieux comprendre la dynamique du climat, au cours de ces quarante à cinquante dernières années. Ces questions peuvent être regroupées en trois thèmes : (1) quel est le rôle de l'océan dans l'équilibre énergétique planétaire ? (2) Quelle est la nature et l'importance de la singularité équatoriale dans la circulation océanique et atmosphérique ? (3) Comment l'océan et l'atmosphère interagissent-ils, spécialement dans les basses latitudes, contribuant ainsi à la variabilité du climat ?

Ces questions et les réponses qui leur furent progressivement apportées, notamment par des grands programmes internationaux, sont traitées dans des chapitres distincts. Mais il est évident qu'elles ne sont pas indépendantes les unes des autres et l'ouvrage comporte de nombreux renvois, qui n'excluent pas pour autant quelques répétitions nécessaires dans un domaine aussi complexe.

Après un préambule, qui situe le sujet, l'ouvrage est organisé comme suit :

– le chapitre 1 offre une brève perspective de l'histoire de l'océanographie physique, depuis ses premiers pas dans l'Atlantique au XV^e siècle, jusqu'à son intégration dans la géophysique des fluides dans la seconde moitié du XX^e siècle ;

– le chapitre 2 retrace les recherches qui ont amené à quantifier le rôle de l'océan dans l'équilibre énergétique planétaire ;

– le chapitre 3 présente le programme Woce (*World Ocean Circulation Experiment*) dédié à l'étude de la circulation océanique et de sa variabilité ;

– le chapitre 4 examine la singularité de la circulation équatoriale et sa découverte récente et fortuite ;

– le chapitre 5 traite des interactions entre l'océan tropical et l'atmosphère globale ;

– le chapitre 6 présente le programme international Toga (*Tropical Ocean and Global Atmosphere*), dédié à l'observation, à la modélisation et à la prévision des interactions océan-atmosphère dans les basses latitudes, répondant aux questionnements du chapitre 5 ;

– le chapitre 7 traite de l'apport de l'observation spatiale, et des nouveaux concepts qu'elle a fait apparaître ;

– le chapitre 8 fait le point sur la place de l'océan dans les climats du passé, ainsi que sur son rôle actuel dans le cycle du carbone ;

– enfin, dans un épilogue, nous tentons d'esquisser le visage futur de l'océanographie et des relations internationales autour de la question climatique.

L'ambition de cet ouvrage est de mettre en évidence un moment charnière d'une discipline scientifique mal connue, l'océanographie physique, qui, en moins de cinquante ans, est passée d'une approche descriptive et géographique à une approche géophysique. Sans prétendre faire œuvre d'historien, nous souhaitons apporter une contribution à l'histoire de l'avancée de la science dans ce domaine qui a marqué les dernières décennies du XX^{e} siècle. Nous avons voulu retracer cette histoire à travers les questions et les réponses qui ont progressivement émergé à l'occasion de grands programmes internationaux, de conférences, de réunions de groupes de travail, d'écoles d'été, etc. Ce brassage de chercheurs, de toutes origines disciplinaires et nationales, météorologues et océanographes confondus, incluant théoriciens et observateurs, était motivé par un objectif commun : comprendre comment la dynamique de l'océan interagit avec l'atmosphère pour déterminer le climat et sa variabilité.

Au-delà des « fertilisations » intellectuelles croisées favorisées par ces rencontres, cette épopée scientifique fut remarquable par sa dimension humaine. Ignorant les frontières nationales, linguistiques ou culturelles, des relations professionnelles et amicales d'une exceptionnelle qualité ont lié les acteurs de ces programmes, en dépit de la compétition inhérente à toute activité de recherche. Nous avons voulu donner une « photographie humaine » de cette époque de grands rassemblements scientifiques, marquée par des progrès sans précédent de la connaissance de l'océan et de ses relations avec l'environnement planétaire. Souhaitons que cette communion scientifique préfigure une prise de conscience des nations de la nécessité d'effacer les frontières pour gérer le risque climatique au bénéfice de tous.



© IRD/L. Emperaire

Préambule

Fentes de dessication dans un fond de lagune sur le littoral du nord du Pérou après les inondations de 1983 dues à El Niño, phénomène climatique caractéristique de l'interaction entre l'océan et l'atmosphère.

À l'orée des années 1950, on parlait encore très peu du climat. C'était un domaine laissé aux bons soins des services météorologiques nationaux, qui s'en préoccupaient en fait assez peu[1]. Ils se contentaient de consigner dans des fichiers leurs observations depuis qu'elles faisaient l'objet de mesures physiques, c'est-à-dire depuis environ un siècle, et d'en dresser des moyennes sur de longues périodes (en général trente ans), qui correspondaient à la définition même qu'ils donnaient du climat d'une région[2]. Les géographes, seuls parmi les scientifiques à s'intéresser au climat, dressaient des cartes des différents climats de la Terre (fig. 1) et tentaient d'expliquer ces différences par la diversité des milieux physiques constituant l'environnement planétaire. Parmi ceux-ci, les océans tenaient déjà une place de choix par le rôle supposé des grands courants censés expliquer des conditions climatiques particulières, notamment le Gulf Stream[3], cause de la douceur du climat de l'Europe occidentale.

L'idée que le climat pouvait varier à l'échelle humaine était souvent attribuée à une illusion inhérente aux souvenirs de jeunesse. Mais le bon sens populaire n'était pas toujours dans l'erreur lorsqu'il affirmait que les étés ou les hivers de jadis étaient différents de ceux d'aujourd'hui ! Il fallut cependant attendre un historien, Emmanuel Le Roy Ladurie[4], pour donner plus de crédit à ces sentiments populaires ; le climat avait bel et bien significativement changé à plusieurs reprises depuis l'an Mil au moins, et il était donc susceptible de changer encore. Il y a cinquante ans, les causes de ces changements étaient encore hautement spéculatives et alimentaient les conversations populaires sur les méfaits supposés des expérimentations nucléaires ou encore des jets intercontinentaux qui laissaient d'étranges traces blanches dans le ciel et certainement devaient « détraquer le temps » !

Mais, à partir des années 1960, la question du climat prit une autre dimension.

À la fin du XXe siècle, le climat devient une préoccupation majeure

À partir de la seconde moitié du XXe siècle, les citoyens autant que les responsables politiques ont progressivement pris conscience de la fragilité de l'environnement planétaire, et de la nécessité de le préserver. Les sciences de l'environnement sont ainsi devenues une priorité de la recherche pour assurer une meilleure connaissance, et à terme, une meilleure protection de notre planète. Du fait des interactions étroites entre les différents milieux qui composent l'environnement terrestre, l'air, l'eau, la glace, les continents et tout ce qui vit en leur sein, y compris l'homme, de nombreuses disciplines scientifiques ont été mises à contribution. Elles relèvent presque toutes de la géophysique au sens large. Deux de ces disciplines, qui s'attachent à l'étude des enveloppes fluides de la Terre, la météorologie et surtout l'océanographie, ont fait un bond considérable sur une courte période s'étendant seulement sur quelques décennies.

[1] Les préoccupations portant sur le climat étaient très variables d'un pays à l'autre dans les services météorologiques. En France, la Météorologie nationale publiait à partir du traitement de ses observations, des monographies sur le climat qui ont aidé à la fois les géographes et les historiens, et plus tard les physiciens du climat.

[2] En météorologie, on définit le climat, en un lieu donné, par la moyenne, sur une période de trente ans, des paramètres météorologiques : température, pression, précipitations, vent, insolation,...

[3] Pour un hommage au Gulf Stream, lire *Portrait du Gulf Stream*, par Erik Orsenna, Paris, Éditions du Seuil, 2005.

[4] *L'histoire du climat depuis l'an Mil*, par Emmanuel Le Roy Ladurie, Paris, Flammarion, 1967.

Les préoccupations portant sur l'environnement et le climat se sont précisées à l'orée des années 1970 avec la prise de conscience des enjeux liés à la variabilité climatique, et de ses conséquences économiques et politiques dans le contexte de la guerre froide. La prévision de la variabilité du climat à court terme, aux échelles saisonnière et interannuelle, devint un objectif géostratégique des pays occidentaux et des pays de l'Est, désireux d'anticiper le niveau des productions agricoles et d'évaluer les éventuelles dépendances de tel ou tel pays en denrées alimentaires de base comme les céréales. Ce n'est qu'un peu plus tard, dans les années 1980, que le sentiment d'une détérioration générale de l'environnement global de la planète, due à une activité industrielle croissante et mal contrôlée, s'imposa à l'esprit des populations et remplaça les intérêts militaires et géostratégiques initiaux, rendus d'ailleurs partiellement caducs par la fin de la guerre froide.

Ces préoccupations climatiques éveillèrent l'intérêt de l'homme de la fin du XX^{e} siècle pour son environnement, rejoignant les mouvements antérieurs de défense de la nature, principalement soucieux de conserver la diversité du milieu vivant dans la crainte grandissante des effets néfastes de son exploitation et des pollutions de toutes origines. La question du climat est ainsi venue s'inscrire dans un contexte plus large, celui de l'environnement.

Mais qu'est-ce que l'environnement ? On peut le définir comme l'ensemble des milieux physiques et biologiques qui entourent l'homme et conditionnent son développement et sa survie. Cela va du support solide de la Terre – la lithosphère – jusqu'au monde vivant – la biosphère – en passant par l'eau liquide (océan compris) – l'hydrosphère –, l'eau solide – la cryosphère – et, bien sûr, l'air – l'atmosphère. Les interactions extrêmement complexes qui lient ces différents milieux, dans lesquels s'exerce depuis déjà quelques siècles l'action de l'homme, acteur essentiel actuel de la biosphère, déterminent cet environnement planétaire et conditionnent son évolution.

Le climat, c'est-à-dire l'état physique et dynamique moyen de l'atmosphère, enveloppe gazeuse qui nous entoure, que l'on respire et dans laquelle s'organise notre vie, est la résultante des interactions des nombreux paramètres composant notre environnement. Le climat représente ainsi un élément déterminant de l'environnement, mais sa caractéristique essentielle, qui résulte de ses relations complexes avec les milieux qui le conditionnent, est sa variabilité. Le climat n'est pas stable, il varie à toutes les échelles de temps ; à court terme, il est la résultante de l'interaction de tous les milieux terrestres précités ; à plus long terme, et aux échelles géologiques, les forçages[5] externes sont prépondérants. Ils sont liés à la position de la Terre par rapport au Soleil et à la quantité d'énergie qu'elle reçoit de celui-ci en un point donné, mais aussi à son activité interne propre, qui peut s'exprimer par des phases d'éruptions volcaniques intenses ou des variations de la géométrie des continents soumis à la tectonique des plaques.

On considère cependant que le climat moyen actuel est relativement stable depuis environ 5 000 ans, époque de l'optimum interglaciaire faisant suite à la dernière glaciation intervenue il y a environ 18 000 ans. Il se présente en bandes de latitude zonales, modulées sous l'effet des grands reliefs montagneux et des contrastes météorologiques entre continents et océans (fig. 1).

[5] Le forçage est une action extérieure qui s'applique à un système physique, le contraignant à évoluer.

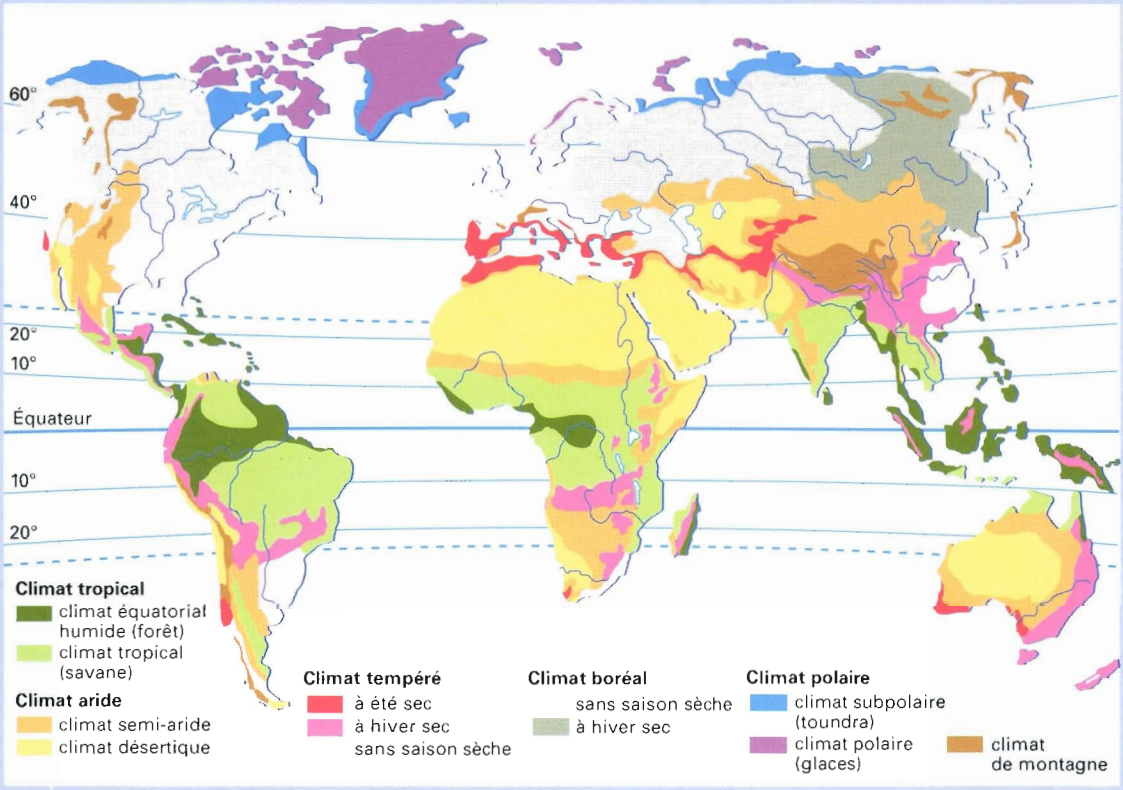


Figure 1
Les climats de la terre s'organisent en bandes de latitudes grossièrement symétriques par rapport à l'équateur. Cependant, la répartition des masses continentales et des chaînes de montagnes ainsi que la proximité des océans jouent aussi un rôle important pour déterminer le climat. Source D. Heinrich, M. Hergt, *Atlas de l'écologie*, Livre de Poche, Paris, 1993.

La recherche sur le climat associe étroitement météorologie et océanographie

Le climat conditionne la vie de l'homme, ses ressources, son développement et également sa santé. Comprendre le climat et sa variabilité pour prévoir son évolution est ainsi devenu un enjeu de société majeur, qui a stimulé la recherche géophysique, plus particulièrement la géophysique des fluides sous l'impulsion des grandes organisations internationales[6]. L'étude des interactions entre l'atmosphère et l'océan, les deux enveloppes fluides entourant la sphère terrestre, est apparue primordiale pour comprendre la variabilité climatique. Il s'agissait pourtant d'un territoire scientifique encore mal connu, qu'il fallait rapidement défricher.

[6] Les principales sont l'Organisation météorologique mondiale (OMM-WMO en anglais) et le Conseil international des unions scientifiques (CIUS-ICSU en anglais). L'OMM est une agence de l'ONU, le CIUS est une organisation non gouvernementale rassemblant les académies des sciences de certains pays. Par sa nature académique, le CIUS a permis le rapprochement des météorologistes issus des services opérationnels avec les chercheurs universitaires. Un accord fut signé entre l'OMM et le CIUS en 1967 pour lancer des programmes d'étude de l'atmosphère, notamment le Garp *(Global Atmospheric Research Programme)* et plus tard le WCRP *(World Climate Research Programme)*, décrits plus en détail dans la suite de cet ouvrage.

L'implication de l'océan dans le comportement de l'atmosphère et de son état moyen qui définissent le climat, bien qu'intuitivement soupçonnée, était encore imparfaitement démontrée, même qualitativement, jusqu'à ce que les premiers ordinateurs, à partir des années 1970, aient permis de rassembler et de compiler l'ensemble des observations météorologiques et océanographiques accumulées depuis déjà près d'un siècle et demi. Ces compilations permirent d'établir des bilans dans chacun des deux milieux, notamment des bilans d'énergie, de chaleur et de masse, et de quantifier les échanges de ces propriétés à l'interface de ces deux milieux fluides.

Ce fut le point de départ d'une coopération étroite entre atmosphériciens et océanographes qui déboucha sur une formidable avancée des connaissances au cours de ces cinquante dernières années (1950-2000) quant au rôle de l'océan sur le climat. Mais il n'y a pas symétrie parfaite entre les avancées des atmosphériciens et celles des océanographes. L'étude de la dynamique de l'enveloppe liquide était en retard par rapport à celle de l'enveloppe gazeuse, bien que les deux milieux, régis par les mêmes équations[7], soient très voisins d'un point de vue mécanique. Depuis le début du XX^e siècle, les nécessités de la prévision météorologique avaient contraint les météorologues à formuler la dynamique de l'atmosphère en termes mathématiques rigoureux et, avec l'avènement des calculateurs électroniques dans les années 1970, ces équations furent résolues numériquement, permettant d'accéder à une prévision météorologique scientifiquement fondée, différente par nature des prévisions empiriques antérieures basées principalement sur l'expérience et le flair des prévisionnistes. Parallèlement, la connaissance de l'océan était encore loin de permettre une quelconque prévision de son évolution.

L'océanographie physique sort de son Moyen Âge

En océanographie, le retard était en effet considérable. Dans les années 1950, la connaissance de la dynamique de l'océan et de ses interactions avec les autres milieux planétaires était encore balbutiante. Les grandes campagnes océanographiques de la fin du XIX^e siècle et du début du XX^e, principalement motivées par la nécessité d'assurer la sécurité de la navigation et de permettre une exploitation plus rationnelle des ressources vivantes océaniques, avaient seulement permis d'obtenir une image grossière de l'état moyen de l'océan. Quelques avancées théoriques reposant sur des modèles mathématiques simples rendaient compte de certains aspects de la circulation générale océanique moyenne, approchée par de rares observations. On connaissait les grands courants océaniques de surface tels que le Gulf Stream dans l'Atlantique ou le Kuro Shivo dans le Pacifique, et leur rôle supposé sur l'adoucissement du climat de certaines régions d'Europe occidentale et du Pacifique nord, et on s'efforçait d'en décrire les caractéristiques et d'en comprendre la dynamique.

Des questions faisaient débat parmi les océanographes de l'époque : pourquoi ces grands courants océaniques s'intensifiaient-ils sur les bords ouest des bassins océaniques et pourquoi étaient-ils plus intenses aux latitudes moyennes

[7] Ce sont les équations de Navier-Stockes, très connues des mathématiciens, qui régissent les mouvements des fluides géophysiques, l'atmosphère et l'océan, ainsi que de tous les fluides usuels.

comprises entre 20° et 40° ? Quelle était la part de l'océan dans le nécessaire transfert thermique qui s'opère des tropiques vers les hautes latitudes pour équilibrer le différentiel d'énergie reçue du soleil entre les basses et hautes latitudes ? Quel rôle pouvait jouer un sous-courant équatorial récemment découvert, opposé au sens des vents (alizés) et des courants dominants, mais qui restait une curiosité inexpliquée, bien que l'on soupçonnât déjà le rôle de la singularité mécanique de l'équateur liée à la rotation de la terre ?

À partir de la fin des années 1950, tout changea avec la nécessité de mieux comprendre le rôle de l'océan dans la variabilité du climat. Les « quarante glorieuses » de l'océanographie physique, qui auront leur place dans l'histoire des sciences du XX^e siècle, ont apporté des avancées décisives dans de nombreux domaines de la connaissance de l'océan. Parmi celles-ci, on peut citer la mise en évidence de la variabilité temporelle de la circulation océanique et son caractère tourbillonnaire dans une large gamme de fréquences temporelles et spatiales. La compréhension des mécanismes entretenant les phénomènes de convection, semblables et symétriques à ceux à l'origine de la convection atmosphérique, fut aussi une étape importante. Ces phénomènes de convection sont en effet principalement localisés dans les régions nord atlantiques, mais aussi en Méditerranée, et sont responsables de la plongée rapide d'eaux denses et froides déterminantes dans le fonctionnement de la machine thermique planétaire. Mais ce sont surtout les régions tropicales qui concentrèrent l'attention de la communauté internationale, attirée par les impacts climatiques de phénomènes spectaculaires qui avaient leur origine dans l'interaction des couches supérieures de l'océan Pacifique avec la basse atmosphère, et connus sous le nom de El Niño.

Une génération de chercheurs océanographes a ainsi vu l'état des connaissances de son domaine scientifique faire un bond considérable, pour aboutir au début du XXI^e siècle aux premières esquisses de la prévision opérationnelle de l'évolution de l'océan et du climat. Ces acquis, rapides et spectaculaires, s'appuient aujourd'hui sur des modèles numériques et sur des réseaux d'observations continues en mer et depuis l'espace, prenant en compte les phénomènes physiques[8] dominants qui régissent les mouvements de l'océan et son interaction avec l'atmosphère.

Les grands programmes internationaux

Pour comprendre ces phénomènes, il fallait d'abord les observer et rassembler des moyens hors de portée des scientifiques d'un seul pays. Un effort international était nécessaire. Les grands programmes internationaux, océanographiques et météorologiques, par les observations qu'ils ont accumulées, les échanges d'idées et les débats scientifiques sans frontière qu'ils ont suscités, ont apporté des réponses aux questions scientifiques qui se posaient, avec une efficacité démultipliée. Ils ont fait progresser la connaissance des relations entre l'océan et le climat comme jamais auparavant. Ces grands programmes, qui rassemblèrent étroitement les scientifiques de plus d'une trentaine de

[8] La physique de l'océan se réduit presque exclusivement à des phénomènes mécaniques, si l'on excepte les changements de phase, liquide-vapeur, liquide-solide (glace).

nations, se déclinèrent en acronymes souvent dérivés de dénominations anglo-saxonnes. Toga est incontestablement le plus important d'entre eux et il constitue le point culminant de la coopération internationale entre océanographes et météorologues pour comprendre le rôle de l'océan dans la variabilité climatique à court terme. Toga se déploya principalement dans l'océan Pacifique, mais il avait été précédé dans l'Atlantique par une coopération franco-américaine jugée exemplaire sous la forme de deux programmes associés, Focal (Programme français Océan et Climat dans l'Atlantique équatorial) du côté français et Sequal (*Seasonal Equatorial Experiment*) du côté américain. Dans les années 1990, le programme Woce, qui comme son intitulé l'indique était mondial, a lui aussi largement contribué à la connaissance du rôle des océans sur le climat. Toga et Woce se prolongent depuis 1998 à travers un nouveau programme, Clivar (*Climate Variability*), entièrement dédié à la variabilité du climat à toutes les échelles, incluant les échelles paléo-climatiques et prenant en compte les interactions non seulement entre l'atmosphère et l'océan, mais aussi avec les milieux continentaux et la biosphère.

Priorité aux océans tropicaux

La mise en évidence de l'interaction des océans tropicaux avec la basse atmosphère, à l'origine d'une variabilité climatique saisonnière et pluriannuelle observée de longue date dans l'océan Pacifique (phénomène El Niño), stimula la recherche pendant plusieurs décennies pour aboutir au suivi opérationnel actuel. Longtemps considérées seulement comme une curiosité, les « étrangetés » du monde équatorial prirent une autre dimension lorsque l'on comprit que la circulation océanique aux basses latitudes était impliquée dans ces phénomènes climatiques spectaculaires. Des transports de masse et de chaleur très rapides d'un bord à l'autre du vaste océan Pacifique, facilités par des courants et des ondes confinés dans la bande équatoriale, perturbaient l'atmosphère au point de modifier le climat le long de leur parcours équatorial, générant ainsi une oscillation climatique de grande amplitude, appelée Enso (*El Niño Southern Oscillation*)[9], longtemps considérée comme unique au monde.

Des résultats pionniers sur la dynamique océanique équatoriale furent obtenus dans l'Atlantique tropical, notamment avec les deux programmes joints français et américain déjà cités, Focal et Sequal, qui précédèrent en 1982-1983 le programme international Toga et lui servirent de modèle. Ces programmes marquèrent le début de l'étude détaillée de la dynamique d'un océan tropical[10] dans son ensemble. Par la suite, l'océan tropical Pacifique concentra l'essentiel de l'effort international de recherche dans le cadre de Toga, qui implanta des systèmes d'observations permanents pré-opérationnels. Les observations issues de ces programmes permirent de progresser dans la connaissance de la physique des phénomènes et de mieux comprendre – et à terme de prévoir – l'interaction des océans tropicaux avec l'atmosphère. Cette connaissance nouvelle de

[9] El Niño et Enso *(El Niño and Southern Oscillation)* seront développés chapitre 5.

[10] L'aspect précurseur de l'étude de l'océan Atlantique tropical est symptomatique d'un point de vue historique. C'est en effet dans cette région du monde que les premières explorations marines transocéaniques furent initiées par les Portugais au XVe siècle, suivies par les premières campagnes véritablement océanographiques aux XVIIe et XVIIIe siècles (chapitre 1).

l'influence de l'océan sur l'atmosphère s'est traduite par la mise au point de modèles numériques simulant les deux milieux, à l'aide de puissants calculateurs. Ces modèles ont permis d'accéder pour la première fois à une prévision climatique[11], certes encore rudimentaire, mais qui a déjà été utile à des nations du Sud principalement affectées par ces phénomènes.

Des océanographes « venus de l'espace » arrivent en renfort

Les quarante dernières années ont également vu l'apparition d'une nouvelle génération d'océanographes, qui ont bouleversé les techniques d'observations de l'océan et développé de nouveaux concepts par l'utilisation de capteurs embarqués sur des satellites terrestres. Le plus fécond de ces instruments placés à bord de plateformes spatiales fut certainement l'altimètre radar, capable de mesurer l'altitude absolue de la surface océanique avec une précision voisine du centimètre. Dans ce domaine de l'observation satellitaire de l'altitude de la surface océanique, après les programmes américains Seasat et Geosat dans les années 1980, un programme franco-américain, Topex-Poseïdon, lancé en 1992, a engendré des avancées considérables dans plusieurs domaines, la circulation générale des océans, la marée, l'état de la surface de la mer, les ondes équatoriales. Ces dernières, prévues par la théorie, restaient difficilement observables par des instruments traditionnels *in situ* avant cette nouvelle ère des altimètres radar. Les ondes équatoriales sont particulièrement importantes, car elles sont au cœur des mécanismes d'interactions entre les océans tropicaux et l'atmosphère responsables du phénomène Enso. En 2002, une nouvelle génération de satellites altimétriques, Jason, toujours en coopération entre la France et les États-Unis, fut lancée dans la perspective de maintenir à terme un observatoire opérationnel permanent.

Dans quelle mesure l'océan peut-il gouverner le climat à long terme ?

L'implication de l'océan dans la variabilité du climat ne se limite pas à son interaction mécanique et thermodynamique avec l'atmosphère. L'océan est aussi le réceptacle de nombreux constituants chimiques de la Terre, y compris les éléments les plus courants et les plus actifs dans la vie de la planète. Le plus impor-

[11] La prévision climatique se distingue de la prévision météorologique non seulement par l'échéance de la prévision (quelques jours seulement pour le temps, quelques mois à quelques années, voire plus, pour le climat) mais aussi et surtout par la nature des phénomènes qui font l'objet de la prévision. La prévision météorologique cherche à prévoir l'évolution de l'atmosphère à partir de l'observation de son état, connu à un moment donné ; ce sont les « conditions initiales » de l'atmosphère que l'on cherche à prolonger dans le futur et donc, à prévoir quelques jours en avance. Mais, pour cela, il est nécessaire de connaître l'état moyen de l'atmosphère, ou son climat, supposé invariant, et déterminé par des « conditions aux limites » fixes définissant l'état des milieux environnants, telles que la température des océans, le couvert végétal, les glaces, etc. La « mémoire » de l'atmosphère est très courte, les perturbations atmosphériques ont une durée de vie limitée, et la prévision du temps ne peut dépasser 2 à 3 semaines au maximum. La prévision climatique, au contraire, vise à anticiper l'évolution de l'état moyen de cette atmosphère en prenant en compte l'évolution des « conditions aux limites » et notamment l'état thermique des océans qui peut évoluer beaucoup plus lentement, à l'échelle de quelques mois, quelques années, voire quelques siècles.

tant de ces éléments, le carbone, dont le cycle passe par l'océan, joue un rôle critique sur le climat. En effet, l'activité humaine, et notamment le développement industriel récent, utilise le carbone fossile puisé dans la lithosphère et le rejette dans l'atmosphère, principalement sous forme de dioxyde de carbone. Celui-ci contribue à accroître l'effet de serre qui piège le rayonnement terrestre dans les basses couches atmosphériques, augmentant ainsi la température moyenne de la planète.

Les océans sont susceptibles d'absorber une partie importante du gaz carbonique émis dans l'atmosphère, et de ce point de vue également les régions tropicales jouent un rôle privilégié dans les phénomènes d'absorption ou de dégazage liés aux températures élevées de leur couche superficielle. La fixation du carbone opérée par la production de phytoplancton, ou plancton végétal, abondant dans ces régions, tient aussi une place importante.

Par ailleurs, les sédiments déposés au fond des océans et des lacs, les glaces des régions polaires, les débris fossiles d'animaux ou de végétaux sont riches en enseignements sur les climats anciens qui ont modelé la Terre il y a des millions d'années. C'est le domaine de la paléoclimatologie, qui rejoint la climatologie pour nous aider à mieux comprendre comment notre climat est arrivé à son état actuel, comment il peut évoluer dans le futur et quel est le rôle de l'océan dans ces variations à très longues périodes.

Chapitre 1

De la découverte de l'océan Atlantique à la géophysique des fluides

Perspective historique



© A. Clarke

Pour bien comprendre et situer le récent bond en avant de l'océanographie physique ainsi que la découverte de la prééminence des océans tropicaux dans la dynamique de l'interaction océan-atmosphère, il est nécessaire de dresser une perspective historique de l'évolution de la connaissance des océans, depuis leur découverte jusqu'à la période actuelle, en passant par les grandes campagnes historiques du passé[1]. On ne reprendra pas ici toute l'histoire de la découverte des océans et des continents, entamée depuis que l'homme s'interroge sur l'existence de terres au-delà de son horizon. Il faut en effet distinguer les expéditions maritimes qui ne faisaient que traverser les mers pour découvrir d'autres terres de celles qui avaient aussi l'ambition d'observer et de comprendre la mer. Seules les secondes peuvent être légitimement considérées comme des expéditions à caractère océanographique sur lesquelles nous nous attarderons plus particulièrement.

Les premières explorations transocéaniques, du moins celles dont on possède une relation écrite, de même que les premières campagnes océanographiques à caractère véritablement scientifique se déroulèrent dans l'océan Atlantique, à partir du XV^e^ siècle. C'est seulement au XIX^e^ siècle que de grandes expéditions scientifiques pluridisciplinaires faisant appel à la physique, la biologie et la géologie furent organisées à l'échelle de l'ensemble des océans et des mers du globe. L'océan Atlantique est ainsi l'océan le plus étudié, le mieux observé et depuis le plus longtemps. Rien d'étonnant à cette primauté, si l'on considère que les grandes puissances maritimes sont européennes et américaines. Sans s'attarder

[1] De nombreux détails de cette rétrospective historique sont empruntés à NEUMANN et PIERSON (1966), et à Philippe HISARD (1993) pour ce qui concerne la découverte des courants et contre-courants équatoriaux.

sur les exploits des Phéniciens, des Grecs et des Romains, qui sillonnèrent de long en large le bassin Méditerranéen et s'aventurèrent aussi dans l'Atlantique, parmi les explorateurs-découvreurs on peut citer les Vikings, premier peuple européen à découvrir l'Atlantique nord et probablement l'Amérique, à partir du VIII[e] siècle[2].

On sait peu de choses sur la Chine dans le domaine de l'histoire de la navigation et de l'océanographie, si ce n'est qu'on attribue aux Chinois l'invention de la boussole, le premier et le plus connu des instruments de navigation. Dans l'océan Indien, les Arabes, s'ils ne découvrirent pas la mousson déjà connue des navigateurs de l'Antiquité, banalisèrent son usage au Moyen Âge, en mettant à profit l'alternance des vents et des courants pour le commerce avec l'Orient des pierres précieuses, des étoffes et des épices. Mais ces expéditions n'avaient pas de vocation océanographique et n'apportèrent rien ou presque à la connaissance de l'océan.

Il fallut attendre les Portugais, à partir du XV[e] siècle, pour voir apparaître chez certains des intellectuels et des navigateurs qui entouraient la famille royale portugaise un réel intérêt pour la connaissance de l'océan. Ils furent les premiers à réaliser des mesures de température de la mer et à sonder sa profondeur au-delà des régions côtières. On peut avancer que les Portugais furent les premiers océanographes.

Ainsi, mis à part les premières explorations maritimes qui, depuis l'Antiquité, relèvent principalement de la géographie, on distinguera trois grandes périodes dans l'histoire de la connaissance des océans :

– la période de la découverte, qui s'étend du XV[e] siècle jusqu'à l'orée du XIX[e] siècle et concerne principalement l'océan Atlantique, avec les Portugais et les Espagnols ;

– la période des grandes campagnes océanographiques mondiales, qui s'étend du XIX[e] siècle à 1950 environ ;

– la période géophysique moderne, à partir de 1950, qui fait l'objet de cet ouvrage mais dont on dressera un bref panorama synthétique dans ce chapitre.

Chacune de ces périodes est caractérisée par des motivations particulières, répondant à des préoccupations militaires, géostratégiques ou économiques spécifiques. La nature des connaissances et des résultats obtenus est également caractéristique de chaque époque.

1400-1800 : la découverte

La découverte de l'Atlantique et de ses rivages débute au XV[e] siècle, sous l'impulsion des grands navigateurs portugais et espagnols qui cherchaient de nouvelles routes vers les Indes et la Chine, pour le commerce des épices principalement. Les routes continentales des Indes par le nord-est au sortir de la Méditerranée étant sous le contrôle des Arabes, les Portugais cherchèrent des routes maritimes plus méridionales en contournant l'Afrique. Rejoints ensuite dans cette entreprise par les Espagnols, et convaincus par leurs savants de la rotondité de la Terre, ils se mirent en quête avec eux de routes vers l'Orient en passant par l'ouest. Ces expéditions relevaient surtout de l'exploration géographique et se traduisirent principalement par des travaux de cartographie côtière : relevés des côtes d'Afrique, des îles Caraïbes et des côtes américaines. Mais déjà les préoccupations scientifiques pointent dans les journaux de bord de ces explorateurs, avec de nombreux détails concernant l'océan. Ces premières explorations marquées d'un intérêt scientifique certain pour l'océan s'étalèrent sur environ deux siècles, du XV[e] au XVI[e] siècle. Mais ce n'est que plus tard, à partir de 1600, que les premières cartes représentant les routes maritimes, les principaux courants et les vents dominants seront dressées.

Pour ne citer que quelques noms, Henri le Navigateur, à partir de 1420, fut l'initiateur des premières expéditions portugaises le long des côtes africaines jusqu'à l'équateur. Ensuite, à partir de 1460, l'exploration du golfe de Guinée fut entreprise sous l'impulsion du roi Alphonse V. Diego Cao découvrit le Congo en 1482, et en 1487 Bartolomé Dias atteignit et contourna la pointe sud de l'Afrique, à laquelle il donna le nom de Cap de Bonne Espérance pour encourager les navires de commerce sur la route des épices à choisir cette voie. Vasco de Gama clôtura le XV[e] siècle en contournant l'Afrique par le sud, remontant les côtes de l'Afrique de l'Est lors de sa fameuse croisière entre 1497 et 1499. En direction de l'ouest et de l'Amérique, citons bien sûr Christophe Colomb, qui découvrit et cartographia les Caraïbes et la côte nord-est

[2] Avant Christophe Colomb et Ferdinand Magellan, des peuples du Nord avaient probablement atteint l'Amérique du Nord dès le Moyen Âge. Des prêtres irlandais découvrirent l'Islande vers 750, et un siècle plus tard il est établi que des Vikings gagnèrent le Groenland et s'y établirent durant trois siècles. On retrouve leurs traces datées de l'an Mil dans la baie d'Hudson et sur la côte nord-est du Canada et des États-Unis.

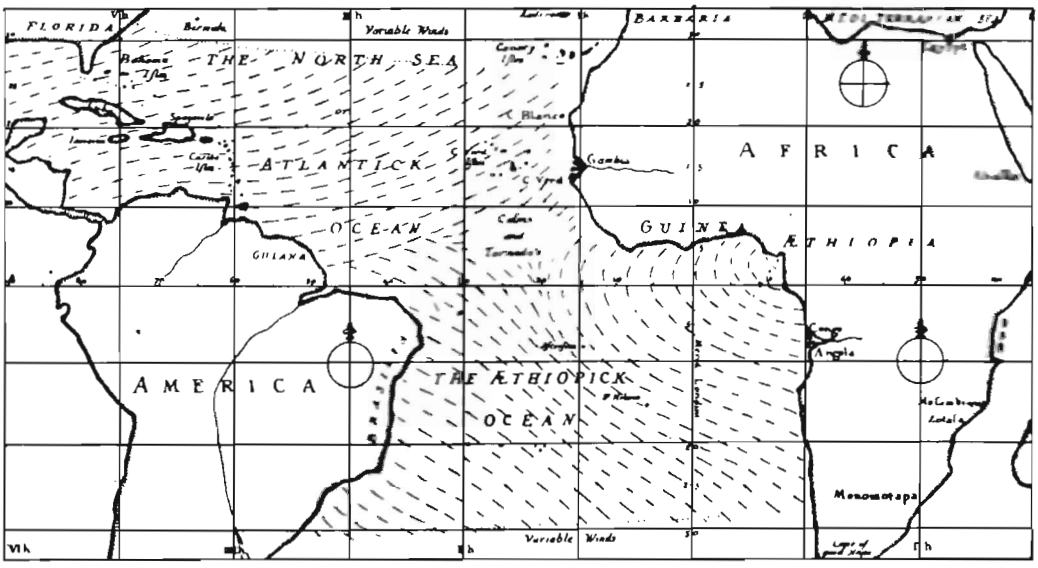


Figure 2
La première carte des vents connue, réalisée par l'astronome et océanographe anglais Edmond Halley en 1688. On remarque que le système des vents alizés, de nord-est au nord de l'équateur et de sud-est au sud de l'équateur, est déjà presque correctement schématisé. On relève aussi une zone de « *calms and tornados* » au large de la Guinée, qui préfigure le « pot au noir » et la renverse des alizés en direction de l'est sous la zone de convergence des alizés. Enfin, les vents de mousson du golfe de Guinée sont également assez bien représentés.

de l'Amérique à partir de 1492, et Ferdinand Magellan, qui le premier fit le tour de l'Amérique par le sud et chargea l'un de ses adjoints, Del Cano, d'effectuer le premier tour du monde entre 1519 et 1522.

Parmi les premiers documents datant de cette époque, Philippe HISARD (1993), océanographe français qui s'est penché sur l'histoire de la découverte des océans, attribue le premier ouvrage d'océanographie descriptive à un Anglais, Pierre Martyr d'Anghiera, qui publia en 1515 *Decades of the Oceans*, qui porte la première mention du courant équatorial atlantique et de son prolongement, le Gulf Stream. Mais il fallut attendre le XVII^{e} siècle, à la suite des explorations maritimes qui déjà sillonnaient les trois océans du nord au sud, pour voir apparaître les premiers véritables ouvrages de géographie des océans, prémices des traités d'océanographie. Parmi ces premiers océanographes, on peut citer Bernhard Varenius, qui publia en 1650 une *Geographica Generalis* comportant trois chapitres d'océanographie. On dit que ce travail attira l'attention des fondateurs de la mécanique céleste, les physiciens Kepler et Newton, qui s'intéressaient aussi à la mécanique des fluides et aux océans. Isaac Vosius, en 1663, disserta sur les mouvements de l'air et de l'eau dans un ouvrage en latin, *De motu marium et ventorum liber*. La première carte représentant des courants océaniques, si l'on excepte celle d'Anghiera, fut publiée en 1678 par Athanasius Kircher. Le physicien et astronome Anglais Edmond Halley, surtout connu pour la découverte de la comète qui porte son nom, proposa, en 1688, la première carte des vents de l'Atlantique, incluant les tropiques et le golfe de Guinée (fig. 2). Plus tard, en 1715, il publiera un traité sur la salinité des océans.

Au XVIII^{e} siècle, à la suite des Colomb, Magellan, Vasco de Gama, une nouvelle génération d'explorateurs, plus scientifiques selon nos critères, se lança sur les océans : Hudson, Baffin, Bering, Cook, Darwin, Bougainville, Lapérouse..., pour ne citer que les principaux. Ils entreprirent des expéditions périlleuses, longues de plusieurs années, dont ils ne revinrent pas toujours, comme Cook et Lapérouse (disparu dans les îles Salomon au sud de la Nouvelle-Guinée[3]). Tous n'étaient pas motivés par l'observation de l'océan lui-même, mais ils apportèrent chacun leur contribution à la connaissance des océans. On

[3] On recherche encore actuellement les restes de son expédition après son naufrage sur les côtes de l'île de Vanikoro

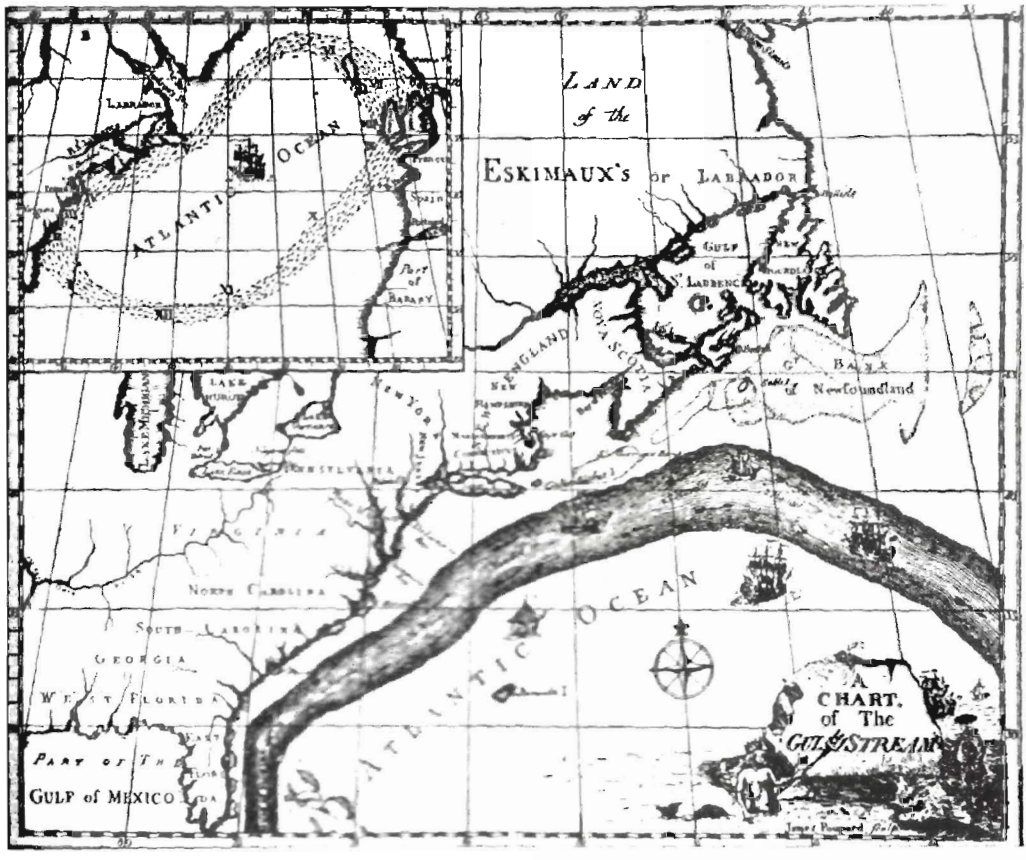


Figure 3
Le Gulf Stream, d'après Benjamin Franklin. Carte dressée en 1777. Le Gulf Stream, courant marin chaud, était représenté comme un grand fleuve isolé du reste de l'océan et traversant l'Atlantique nord en portant les navires. C'est une image qui correspondait à la vision des navigateurs de l'époque.

retrouve leur nom associé à des mers, des îles ou des courants.

À côté de ces célébrités, on peut garder en mémoire des explorateurs de second rang comme William Dampier, mi-corsaire, mi-savant, qui vers 1700 analysa les observations météorologiques et maritimes disponibles dans son ouvrage *A discourse of the wind*, qui inspira un siècle et demi plus tard Matthew Fontaine Maury pour sa monumentale synthèse des observations marines dont on reparlera plus loin. N'oublions pas non plus Benjamin Franklin, qui publia en 1777 sa fameuse carte du Gulf Stream (fig. 3). Cependant, tous ces travaux ne portaient que sur l'océan de surface, et il fallut attendre le siècle suivant pour que les savants s'intéressent à la troisième dimension de l'océan, sa profondeur, et pénètrent les abysses.

1800-1950 : les grandes expéditions océanographiques

Au cours du XIX[e] siècle, le « *scientisme* » euphorique des savants attise la curiosité du public pour les « *terra incognita* » et les mystères des abysses océaniques, popularisés par Jules Verne. Dans le même temps, les premières technologies de la communication, qui s'appuient sur la mise en place des liaisons téléphoniques avec le déploiement de câbles sous-marins intercontinentaux, stimulent l'observation du fond de l'océan et sa cartographie. Un grand nombre de campagnes océanographiques sont alors mises sur pied, qui sillonnent les trois océans pour dresser des cartes des fonds océaniques, recenser la faune et mesurer les propriétés physiques de l'eau de mer, sa température et sa salinité. Outre la curiosité du public et la soif des savants de connaître ce qui se cachait sous la surface des océans, et au-delà du problème technique de la pose des câbles sous-marins, des intérêts économiques et politiques ont également motivé cette plongée dans la troi-

sième dimension. On peut citer la recherche et la gestion de nouvelles ressources pour la pêche, mais également la sécurité de la navigation et les enjeux commerciaux liés à la rapidité des voyages intercontinentaux en plein essor.

C'est en effet le temps des clippers et des grands voiliers qui nécessitent des routes sûres et une connaissance de plus en plus précise des vents et des courants pour s'assurer une arrivée à bon port, ou un gain de quelques jours sur le temps du voyage. Les préoccupations stratégiques des marines militaires et des services hydrographiques ont aussi leur importance dans cette conquête de l'océan profond. On peut souligner ici le rôle essentiel joué par les services hydrographiques des grandes puissances maritimes, non seulement pour cartographier avec minutie les fonds, les côtes et les écueils, travaux indispensables à la sécurité de la navigation, mais également pour les observations du milieu océanique auxquelles ils se livrent. Ces services, dont on parle peu et qui parlent peu, secret militaire oblige, contribuèrent beaucoup à la connaissance de la dynamique océanique et à l'essor de l'océanographie en général.

La découverte des abysses n'est cependant pas la seule conquête de cette période. L'intérêt pour la quatrième dimension, le temps, commence à poindre parmi les scientifiques de l'époque. L'océan n'est peut-être pas figé dans le temps comme on l'imaginait auparavant, bien que l'idée dominante de l'époque reste néanmoins celle d'un océan stable, sinon immuable, que l'on cherche à décrire grâce à des observations qui doivent le couvrir dans sa totalité.

Cette ère des grandes expéditions océanographiques fit beaucoup progresser les connaissances sur la physique, la chimie, la biologie et la géologie des océans par la mise en place de points d'observation fixes le long de la verticale appelés « stations d'observation »[4] réparties le long de grandes « sections » transocéaniques (fig. 4). Cependant, les points d'observation étaient si espacés – quelquefois de plusieurs centaines de miles – qu'il était difficile de relier entre elles ces mesures par continuité. Ces points d'observation représentaient en fait un échantillonnage aléatoire d'une réalité qui restait inconnue, comme si l'on avait voulu représenter la topographie de la France à partir de la mesure de l'altitude de seulement quelques points du territoire ! Quoi qu'il en soit, certaines de ces sections et leurs points de mesure furent répétés à plusieurs années de distance et, à la grande surprise des océanographes, on s'aperçut que les valeurs observées, notamment en température et en salinité, pouvaient varier sensiblement dans le temps, ce qui infirmait le postulat soutenu antérieurement par certains de l'immuabilité des conditions régnant dans les profondeurs océaniques.

Au-delà de l'intérêt soutenu de cette époque pour les grandes expéditions maritimes à caractère scientifique, on peut cependant distinguer deux sous-périodes. La première moitié du XIX^{e} siècle est à mettre à part, car elle était encore celle de l'aventure et de l'exploration, avec de fortes personnalités qui sortaient du cadre de la science pure. En revanche, dans la seconde moitié du XIX^{e} siècle et jusqu'au milieu du XX^{e}, des campagnes spécifiquement dédiées à l'océanographie furent mises sur pied sur presque toutes les mers du monde, collectant des observations de qualité en physique, biologie et géologie, dont certaines sont encore utilisées aujourd'hui.

De l'exploration à la science : les prémices de l'océanographie

De 1800 à 1850 environ, ce fut principalement l'ère de l'exploration et de la découverte des profondeurs océaniques, à l'occasion de longues campagnes circum-terrestres. De nouveaux instruments, mieux adaptés à l'océanographie, permirent de réaliser des mesures de la température en profondeur et de faire des prélèvements d'eau pour déterminer sa salinité ainsi que sa composition en principaux sels. Des filets pour la capture des animaux marins et des dragues destinées à récolter des échantillons des fonds océaniques complétaient l'attirail d'instruments déjà qualifiés d'« océanographiques » mis à la disposition de ces « explorateurs scientifiques ».

On retiendra avant tout deux figures dominantes qui marquèrent l'histoire de l'océanographie de cette époque, bien qu'ils ne fussent que marginalement des navigateurs : l'Allemand Alexander von Humboldt et l'Américain Matthew Fontaine Maury. Le premier par ordre chronologique, Alexander von Humboldt (1769-1859), accompagné d'un Français, Aimé

[4] Une « station d'observation » ou « station » est un terme consacré de l'océanographie qui désigne un point d'observation de l'océan qui oblige le navire à rester en point fixe, en station, pour déployer des instruments de mesure et prélever des échantillons d'eau. Une « section » est aussi un terme consacré désignant une coupe le long du trajet d'un navire où plusieurs stations sont réalisées.

Bonpland, s'illustra par ses *Voyages dans l'Amérique équinoxiale*, publiés en 1817, qui relataient les observations recueillies au cours d'une expédition longue de cinq années (1799-1804) en Amérique centrale et en Amérique du Sud. L'ouvrage réunissait presque toutes les disciplines des sciences naturelles, et plus particulièrement la géographie, la climatologie, l'océanographie, la géologie et la volcanologie[5]. Il fut l'un des premiers à réaliser des mesures de température sous la surface de l'océan, notamment dans ce qui était alors appelé le « courant du Pérou », courant froid qui longe, du sud au nord, les côtes du Chili et du Pérou et auquel plus tard on donna son nom. S'il ne fut pas le premier à observer le phénomène de remontées d'eaux froides des profondeurs vers la surface (*upwelling* en anglais)[6] dans les régions équatoriales et côtières, il chercha des interprétations de ce phénomène. Il pensa que ces résurgences d'eaux froides venaient des régions polaires pour compenser les eaux chaudes de surface qui migrent des tropiques vers les pôles sous l'effet des grands courants tels que le Gulf Stream. Il venait ainsi d'imaginer l'une des fonctions essentielles de l'océan dans le climat, son rôle de transporteur de calories dans la machine thermique planétaire, trivialement assimilée à un chauffage central, avec un circuit chaud partant de la chaudière tropicale et un circuit de retour froid en profondeur venant des régions polaires.

Le second, Matthew Fontaine Maury (1806-1873), appartenait au monde maritime, puisqu'il était officier de la *Navy* américaine, mais il navigua peu et fit l'essentiel de sa carrière à Washington au *Depot of charts and instruments*, organisme précurseur de l'actuel *US Naval Oceanographic Office* chargé des questions océanographiques au sein de la Navy. Maury eut accès à tous les documents de cette institution, et notamment aux données recueillies et consignées dans les livres de bord par les équipages de milliers de navires depuis près d'un siècle ; y étaient relevés leur position, les conditions météorologiques, les courants, et les observations de toute nature du milieu marin. Il réalisa immédiatement l'intérêt de cette mine d'informations pour aider les navigateurs à optimiser leurs routes et à les rendre plus sûres en ayant connaissance des courants et des vents en fonction des saisons. Il réalisa des cartes publiées dans les fameux *Nautical Atlases* qui servirent de matière première à un ouvrage publié en 1855, *The Physical Geography of the Sea*, considéré pendant près d'un siècle comme le premier et le plus fameux traité d'océanographie[7], réédité récemment, en 1982, en Norvège !

Mais le mérite de Maury ne s'arrête pas là. Ses travaux étaient devenus une référence internationale pour tout ce qui touchait à la navigation et à la connaissance des océans, non seulement en surface, mais aussi en profondeur, puisqu'il produisit la première carte bathymétrique de l'Atlantique nord. Sa renommée l'amena à organiser en 1853, à Bruxelles, une conférence internationale dans le but d'uniformiser et de standardiser les procédures d'observation météorologique et océanographique de tous les navires du monde. Cette amorce de coopération internationale fut renforcée à l'occasion d'une autre conférence internationale qui suivit à Londres en 1873 et au cours de laquelle des règles précises furent édictées pour consigner les observations marines réalisées par les navires sur toutes les mers du monde. Ces règles, officialisées par des accords internationaux, restèrent en vigueur, avec seulement quelques ajustements mineurs, jusqu'en 1953 ! On peut ainsi considérer que Maury est à l'origine de la coopération internationale qui allait devenir la règle à l'époque moderne de l'océanographie.

À côté de ces « stars » de l'océanographie débutante, qui marquèrent cette première moitié du XIX[e] siècle, il convient de mentionner d'autres découvreurs des mers, moins célèbres, mais tout aussi dévoués à la science, notamment les hydrographes français, trop systématiquement oubliés par les auteurs anglo-saxons. On doit encore à Hisard (1993) d'avoir exhumé les travaux de ces pionniers français mais aussi russes et allemands, qui

[5] Humboldt, outre ses talents d'océanographe, se rendit célèbre par les premières études de volcanologie qu'il réalisa dans les Andes. Il gravit plusieurs sommets à plus de 6 000 mètres d'altitude et réalisa le premier inventaire, accompagné d'une description détaillée, des volcans de l'Équateur et du Pérou.

[6] Le premier savant à avoir décrit le phénomène de remontée d'eaux profondes serait un Français, le Cévenol Louis Urbain Dortet de Tessan, qui, au cours d'un tour du monde à bord du navire *la Vénus* entre 1836 et 1839, aurait observé des remontées d'eaux froides à l'équateur au large du Pérou (cité par James O'Brien (1978) dans la revue *Oceanus* et par Philippe Hisard (1993)).

[7] Certains océanographes ne considèrent pas Maury comme un « grand scientifique » marquant les débuts de l'océanographie. On lui reproche un manque de rigueur dans ses raisonnements et dans ses interprétations, et de recourir fréquemment à des explications « fumeuses », voire ésotériques. Néanmoins, l'utilité de ses efforts pour standardiser les observations marines est reconnue par tous.

souvent, avant d'autres, avaient rapporté de leurs campagnes des observations de grande valeur pour la compréhension de la dynamique des océans, notamment celles relatives aux courants et contre-courants des régions équatoriales qui intriguaient si fort les navigateurs. Une description plus détaillée de la découverte de la circulation équatoriale sera présentée chapitre 5, mais une mention de ces relations de voyages et de leurs auteurs a sa place dans cette perspective historique générale.

Les découvreurs français auteurs de relations de voyages riches en informations sur la circulation océanique des régions tropicales sont nombreux à cette époque. Par ordre chronologique, on peut citer Roussin, un temps ministre de la Marine, et Lartigue, qui publièrent tous les deux des relations de voyages. Les relations des circumnavigations du Français Freycinet (sept volumes publiés dans les annales maritimes et coloniales de 1827 à 1829) à bord de l'*Uranie*, et de Duperrey à bord de *La Coquille*, presque entièrement dédiées à la science, sont les plus connues car elles apportèrent des indices concordants sur l'existence de courants portant à l'est au voisinage de l'équateur dans les océans Pacifique et Atlantique. Plus tard, en 1852, l'hydrographe Charles Philippe de Kerhallet publiera un ouvrage présentant les cartes des courants et contre-courants du Pacifique et de l'Atlantique, dont il sera fait mention plus loin.

Sans prétendre à l'exhaustivité, on peut aussi citer pour cette période antérieure à 1850 les travaux des hydrographes anglais Rennell, dans l'Atlantique et le golfe de Guinée, Dillon et Beechey, qui, à bord du *Blossom* au cours de circumnavigations entre 1825 et 1828, livrèrent des observations qui conduisirent à la mise en évidence dans le Pacifique du courant équatorial sud. De même Findlay, un géographe, présenta en 1853 pour la première fois devant la Société royale de géographie une synthèse des observations portant sur le contre-courant équatorial nord du Pacifique. N'oublions pas les Américains : Wilkes, après avoir organisé de nombreuses expéditions, publia en 1845 une relation de ses campagnes et identifia des courants et contre-courants équatoriaux dans le Pacifique. Le capitaine Hunter navigua au nord des îles Salomon et de la Nouvelle-Guinée et publia des notes de voyage en 1846.

Les Allemands et les Russes ne furent pas en reste. On retiendra principalement les relations de voyages du naturaliste allemand Meyen en 1835 et du géographe Heinrich Berghaus en 1837. Les Russes ne s'intéressèrent que tardivement au Pacifique et, avant la campagne du *Vitiaz* de 1886 à 1889, seules quelques observations ont été consignées – et rapportées bien plus tard par Khanaichenko, en 1974.

Les grandes campagnes océanographiques pluridisciplinaires

À partir de 1850 et jusqu'en 1950 environ, commencent les grandes campagnes scientifiques d'observation de l'océan. Elles sont généralement pluridisciplinaires, investissent surtout l'océan dans ses trois dimensions, y compris la profondeur, mais commencent aussi à s'intéresser aux changements temporels dans les domaines de la physique, de la biologie et de la géologie.

Beaucoup de ces campagnes, qui sont connues par le nom du bateau qui les a portées, furent menées dans l'Atlantique, qui demeura le champ d'observation privilégié des océanographes de l'époque, mais de nombreuses circumnavigations visitèrent aussi les océans Pacifique et Indien. Plusieurs d'entre elles eurent pour objectif les régions tropicales et équatoriales. Ces campagnes apportèrent leur lot d'observations toujours utilisées aujourd'hui, précieusement cataloguées dans les banques de données internationales. Presque tous les grands pays maritimes y participèrent : Angleterre, États-Unis, Allemagne, Norvège, Suède mais aussi Belgique et Autriche. Curieusement, la France, très présente au cours de la période précédente, est presque absente de cette époque, si l'on excepte les hydrographes de la Marine nationale, notamment Charles Philippe de Kerhallet qui publia en 1852 ses *Considérations générales sur l'Atlantique* et découvrit le contre-courant équatorial nord atlantique (voir plus loin). Il est impossible de citer toutes ces campagnes. Les plus importantes sont : pour l'Angleterre, celles des navires *Challenger*[8], qui entre 1872 et 1876 resta célèbre pour son tour du monde, et *Bulldog* en 1860 dans l'Atlantique nord ; pour les États-Unis, celles des navires *Blake* (1885-1890), *Buccaneer*, *Atlantis* (1931), *Carnegie* (1928), *Discovery*

[8] Une mention spéciale doit être faite de la campagne du *Challenger*, la plus prestigieuse et la plus caractéristique de cette époque. Elle dura quatre années, de 1872 à 1876, parcourut les trois océans, réalisa des observations de grande qualité dans 362 « stations » profondes, incluant des observations de physique, chimie et biologie. Le rapport de campagne constitue un monument de 50 volumes encore consulté aujourd'hui.

(1931-1935), *Crowford* (1957), *Enterprise* (1883-1886) ; pour l'Allemagne, celles des navires *Hansen*, *Planet* (1906), *Meteor* (1925-1927), *Albatros* (1947), *Gazelle* (1874-1875) ; pour les Russes, la campagne du *Vitiaz* (1886-1889) ; on ne peut aussi oublier les campagnes de *L'Hirondelle* et de *La Princesse Alice*, menées par le prince Albert de Monaco.

Les observations de cette période permirent de décrire l'état moyen de l'océan dans ses trois dimensions ainsi que quelques aspects de sa variabilité. Elles sont à l'origine de nombreux ouvrages et atlas qui marquèrent les vrais débuts de l'océanographie. Un des ouvrages les plus cités de cette époque est issu d'une compilation de toutes les observations des navires allemands réalisée par Puls en 1895. Les atlas les plus connus sont ceux de Hansen, Defant, Wust, Schott. Mais l'ouvrage de référence, qui couronne cette époque, est sans conteste *The Oceans* de Sverdrup, Johnson et Fleming. Véritable bible de l'océanographie publiée en 1942, cette somme de connaissances acquises sur l'océan est encore consultée aujourd'hui. L'Année géophysique internationale, en 1957-1958, marque la fin de cette ère des grandes campagnes océanographiques historiques attachées à l'exploration des océans et, par son aspect international, global et coordonné, ouvre la période moderne. Nous en reparlerons plus loin ainsi que chapitre 5.

De la géographie des océans à la géophysique

La période géophysique moderne de l'océanographie commence dans les années 1950-1960 avec la prise de conscience que l'océan appartient à l'environnement planétaire, au même titre que l'atmosphère et les terres émergées. On découvre également l'importance des interactions étroites entre ces différents milieux. L'océan, jusqu'ici considéré comme un monde à part du fait de sa difficulté d'accès, apparaît comme une enveloppe fluide essentielle de la sphère terrestre, soumise aux mêmes lois physiques que l'atmosphère, l'autre enveloppe fluide. Progressivement, l'océan va être considéré comme un milieu terrestre ordinaire[9], affecté certes par une dynamique propre, mais interagissant avec les autres composantes du système planétaire.

Il faut dire aussi que la période allant de 1957, Année géophysique internationale, jusqu'aux années 1982-1983, où la guerre froide s'essouffle, a été particulièrement favorable à la recherche. L'opposition Est-Ouest entretient une compétition scientifique animée. Elle débute avec le premier *spoutnik* lancé en 1957, à une époque où les contraintes qui pèseront sur la recherche appliquée n'ont pas encore établi un « *top to down* » trop rigide. C'est l'âge d'or des sciences de l'environnement, aussi bien aux États-Unis qu'en Europe, et même en Union soviétique. La compétition Est-Ouest offre aux communautés scientifiques de ces disciplines, notamment à l'océanographie, les moyens de s'organiser et surtout d'être maîtresses de leurs initiatives sans contrôle excessif de la part des agences nationales. Le « *bottom up* » joue à plein, ce qui n'est certainement pas étranger à l'émergence rapide des premiers grands programmes internationaux et à l'orientation plus physique et quantitative prise par l'océanographie.

Il devient dès lors envisageable de « mathématiser » et de prévoir l'évolution de l'océan et de ses interactions avec l'ensemble de l'environnement planétaire. La science du fluide océanique, l'océanographie physique, sort du domaine de la géographie pour entrer dans celui de la géophysique, comme l'avait fait la météorologie quelques décennies plus tôt, ainsi que la géologie, plus tôt encore, en « enfantant » la géophysique terrestre au XIX^{e} siècle. Certes, des théories physiques de l'océan avaient déjà vu le jour au cours de la première moitié du XX^{e} siècle, sous l'impulsion des premiers océanographes physiciens européens (principalement norvégiens, danois, britanniques, allemands) et américains – les Français en étaient absents. Cependant, avant les années 1950, l'océan était seulement considéré dans son état moyen (*steady state*), et l'on négligeait sa variabilité à toutes fréquences. La nécessité de disposer d'une image globale de l'océan et de sa variabilité en comblant les zones encore vides d'observations, et en répétant ces observations dans le temps s'est rapidement fait sentir et a poussé les océanographes à s'organiser au plan international.

[9] On peut rappeler ici l'isolement du milieu maritime et des « gens de mer » déjà connu dans l'Antiquité, où l'on avait coutume de distinguer trois catégories d'êtres : les vivants, les morts et ceux qui sont en mer.

Les océanographes s'organisent (années 1960)

Ainsi, la période géophysique de l'océanographie voit le jour avec « l'Année géophysique internationale » en 1957-1958. Ce rassemblement de dispositifs d'observations avait pour ambition d'étudier les différentes composantes du système Terre et leurs interrelations. L'océan occupait une place prépondérante dans ce dispositif d'observations de la Terre. Des stations hydrologiques furent réalisées dans les trois océans qui pour la première fois firent l'objet d'observations systématiques, simultanées et coordonnées (fig. 4) ; dans l'Atlantique, les stations du navire *Météore* des années 1920 furent reprises. Surtout, les géophysiciens se livrèrent aux premières études sérieuses des régions arctique et antarctique, presque totalement inconnues à l'époque. Les premières opérations de carottages de glace pour explorer les climats du passé datent de cette époque (voir chapitre 8).

Puis dans les années 1960 fut organisée la « Décade internationale de l'exploration de la mer » (*International Oceanic Decade Exploration* – IODE en anglais) sous l'impulsion du Scor (encadré 1). La Décade internationale de l'océan permit notamment l'exploration scientifique de l'océan Indien, menée au cours de « l'expédition internationale de l'océan Indien » en 1964, où de nombreuses stations hydrologiques furent implantées et leurs résultats rassemblés dans un atlas, édité par Klaus Wyrtki, qui reste encore une référence pour décrire cet océan, jusque-là presque totalement inconnu sur le plan océanographique.

À côté de ces expéditions internationales, des programmes de moindre importance associant néanmoins plusieurs pays virent le jour, principalement dans les océans Pacifique et Atlantique et dans certaines régions clés comme la côte nord-est américaine où le Gulf Stream affronte les eaux froides de la mer du Labrador (voir chapitre 2). Les régions tropicales attirèrent aussi l'attention (voir chapitre 4). Ce foisonnement d'activités océanographiques prenait un caractère international grandissant, et il devint donc nécessaire de l'organiser. C'est alors que des instances de coordination à la fois non gouvernementales et inter-gouvernementales, dont certaines dépendaient de l'ONU, virent le jour (encadré 1).

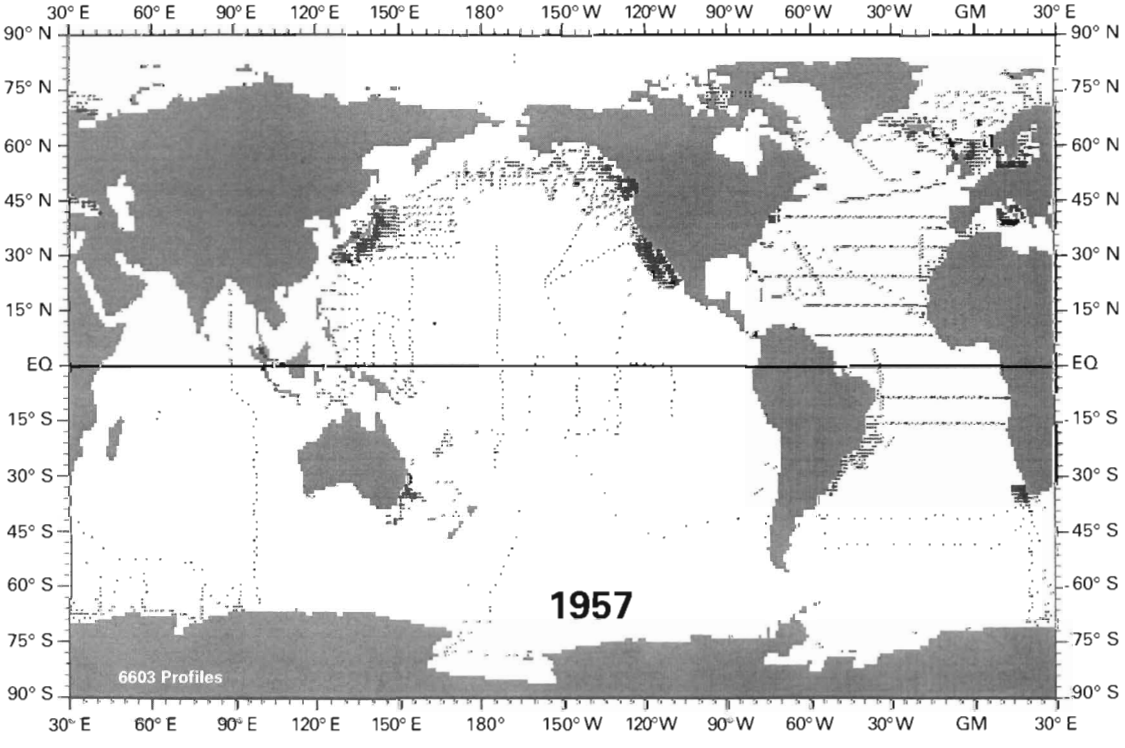


Figure 4
Un exemple des grandes campagnes transocéaniques menées au cours de l'Année géophysique internationale en 1957. Chaque point représente une « station », au cours de laquelle étaient réalisés le long de la verticale des mesures et des prélèvements d'eau de mer ainsi que d'échantillons du fond.

Les principales organisations océanographiques internationales

Encadré 1

La première organisation océanographique internationale, le **Conseil international pour l'exploration de la mer (CIEM)**, créé en 1902, avait comme objectif la préservation des écosystèmes de l'Atlantique nord et de ses ressources. Cette organisation n'avait donc pas, ou très peu, d'activités liées à l'océanographie physique et au climat.

En 1961, la communauté océanographique se dota d'une **Commission océanographique intergouvernementale (COI**, *Intergovernmental Oceanographic Commission* – IOC en anglais). Cette commission n'avait pas, et n'a toujours pas, le statut d'une agence de l'ONU, comme l'**OMM**, son *alter ego* pour l'atmosphère. Elle dépend de l'Unesco et a son siège à Paris. Néanmoins, elle coordonne les programmes océanographiques internationaux, mais sans réellement peser sur les choix scientifiques, et de ce fait, elle a un rôle plus diplomatique que scientifique. Un peu plus tard en 1970, le **CIUS** donna le jour au **Scientific Committee for Oceanic Research** (Scor) en 1970. Constitué d'un grand nombre de groupes de travail sur chacun des domaines de l'océanographie, le Scor fut le creuset de la pensée et du développement de l'océanographie. Il joua un grand rôle dans les programmes à finalité climatique des décennies qui suivirent.

Enfin un comité scientifique international, le **Committee for Climate Change and Oceans (CCCO)**, créé en 1983, joua un rôle primordial dans l'élaboration des programmes internationaux à finalité climatique. Soutenu par la COI, le Scor et l'ICSU, il fut un cénacle de réflexion des océanographes physiciens pour définir leur participation à ces programmes.

La météorologie annexe l'océan (années 1970)

Ces études océanographiques à caractère international et à grande échelle menées dans les années 1960, pour importantes qu'elles soient, n'étaient pas directement liées à la question climatique. Les océanographes de l'époque se souciaient très peu de l'atmosphère, sinon pour prendre en compte le vent de surface, moteur principal des courants.

Parallèlement, les météorologues, dont la première préoccupation était la prévision météorologique à courte échéance (48 heures), se satisfaisaient de l'observation de la seule atmosphère. Ils s'étaient organisés, dès les années 1950, pour mener cette observation à l'échelle planétaire. L'OMM (Organisation météorologique mondiale), agence technique de l'ONU, fut créée en 1951 par les services météorologiques d'une soixantaine de pays. Son objectif était de coordonner au plan international l'effort d'observation de tous les pays engagés en son sein pour obtenir enfin des images synoptiques de la totalité de la sphère gazeuse entourant la planète. Ainsi, à l'aide de ces observations, la circulation générale de l'atmosphère pouvait être décrite au jour le jour à l'échelle globale, ce qui améliorait considérablement la qualité des prévisions que les services nationaux pouvaient proposer quotidiennement.

Mais cette vision intégrée et à grande échelle de l'atmosphère et de ses mouvements conduisit rapidement les météorologues à prendre en compte l'océan pour expliquer certaines perturbations observées dans les mouvements de l'atmosphère. L'océan est en effet le plancher de l'atmosphère pour plus de 71 % de la surface de celle-ci. Ces deux milieux échangent en permanence et à toutes les échelles spatiales et temporelles de la masse (eau et aérosols), de la chaleur, et de la quantité de mouvement (dans le sens atmosphère-océan par l'intermédiaire du vent). Mais ce plancher océanique n'est pas inerte, il peut déplacer d'énormes quantités de chaleur par le biais des courants et perturber l'atmosphère à de grandes distances. Dès lors, la nécessité de prendre en compte l'océan pour la prévision du temps, et plus tard pour celle du climat, devint une évidence.

C'est ainsi que les météorologues se sont préoccupés du rôle de l'océan sur l'atmosphère et le climat avant les océanographes. C'est pour cette raison que, dès les années 1960, ils intervinrent dans les affaires des océanographes pour proposer des études de l'océan orientées vers l'action de celui-ci sur la circulation atmosphérique. Leur première motivation était de pouvoir allonger l'échéance des prévisions météorologiques et de les rendre plus fiables. C'est seulement un peu plus tard, dans les années 1970, que l'océan apparut incontournable pour élucider les mécanismes à l'origine de la variabilité du climat.

Les météorologues mobilisèrent les océanographes une première fois à l'occasion d'un grand programme international organisé conjointement par l'OMM et le CIUS et prenant en compte l'océan. Ce fut le Garp (*Global Atmospheric Research Programme*) qui débuta, en 1974, par une expérience internationale dans l'Atlantique tropical, appelée Gate (*Garp Atlantic Tropical Experiment*),



Les programmes internationaux d'étude du climat stimulèrent l'observation de l'océan. Ici la maintenance d'une bouée soutenant des instruments de mesure immergés et de surface.

dont on reparlera abondamment plus loin. Mentionnons seulement ici, dans cette perspective historique, que Gate fut le premier rassemblement d'océanographes et de météorologues d'une telle ampleur dédié à l'étude des relations entre l'atmosphère et l'océan. Une armada de plus de trente navires océanographiques fut concentrée dans une région de l'Atlantique tropical oriental où s'opéraient des transferts énergétiques intenses entre l'océan et l'atmosphère, susceptibles de dégénérer en tempêtes tropicales et en cyclones. Ce fut le début d'une coopération étroite entre les deux disciplines, qui s'intensifia au cours des décennies suivantes.

La deuxième expérience initiée par l'OMM fut paradoxalement appelée la « Première expérience mondiale du Garp » (PEMG[10], ou *First Garp Global Experiment* – FGGE). La PEMG, comme son intitulé l'indiquait, était globale et elle prenait en compte toute l'atmosphère et la surface des trois océans. Elle visait à renforcer les réseaux d'observations à la fois de l'atmosphère par la « veille météorologique mondiale (VMM) » (*World Weather Watch* – WWW) et de l'océan superficiel. Ce fut l'occasion de déployer des centaines de bouées dérivantes dans des régions océaniques peu fréquentées et mal connues comme l'océan Austral, en observant à la fois les paramètres atmosphériques – vent, pression, température de l'air, humidité – et les paramètres océaniques les plus usuels tels que température et courant de surface. L'objectif était d'améliorer la précision des « conditions initiales », observées à l'interface entre l'atmosphère et l'océan, nécessaires aux modèles pour améliorer les prévisions. La PEMG mobilisa de nombreux navires, concentra les observations de plusieurs satellites et fit beaucoup progresser la prévision météorologique, mais elle n'apporta pas, ou très peu, de résultats nouveaux dans le domaine de l'océanographie.

L'océanographie devient une géophysique (années 1980)

C'est aussi à partir des années 1970-1980 que le rôle des interactions entre l'océan et l'atmosphère dans la dynamique du climat a pris soudain une grande importance, au moment où des outils nouveaux, ordinateurs et satellites,

[10] Gate ayant été une expérience régionale, on pouvait en effet qualifier celle qui suivit à l'échelle mondiale de première expérience mondiale. Mais il n'y eut jamais de deuxième expérience mondiale du Garp. Elle fut donc la première et la dernière. Le Garp, qui dans son intitulé ne mentionnait que la recherche sur l'atmosphère, laissa bientôt la place, au début des années 1980, au Programme mondial de recherche sur le climat (PMRC) pour intégrer les autres milieux, notamment l'océan.

ont permis d'établir des bilans d'énergie, de masse et de chaleur dans les deux enveloppes fluides de la Terre (chapitre 2). Le rôle de la circulation générale océanique dans l'équilibre énergétique planétaire a alors pu être quantifié. Ce calcul des bilans de masse et de chaleur a montré que l'océan joue un rôle déterminant dans cet équilibre énergétique et qu'il est donc potentiellement le milieu où se détermine principalement la variabilité climatique. Ces résultats eurent beaucoup d'écho et conduisirent en partie au virage de l'océanographie vers l'étude du climat et la géophysique. Ils facilitèrent aussi le rassemblement des océanographes autour de l'organisation de grands programmes internationaux, spécifiquement océanographiques, visant à mieux connaître la circulation générale des océans et sa variabilité ainsi que son interaction avec l'atmosphère. Ce furent le programme Woce (*World Ocean Circulation Experiment*), présenté chapitre 3, et le programme Toga (*Tropical Ocean and Global Atmosphere*), présenté chapitre 6.

Dans ce contexte, la singularité des océans tropicaux apparut bientôt évidente, de par l'influence privilégiée que ces derniers semblaient avoir sur la basse atmosphère, comme le laissaient soupçonner les phénomènes spectaculaires, connus depuis des siècles sous l'appellation de « El Niño », qui affectaient l'océan Pacifique. Ce phénomène sera analysé en détail chapitre 5. Mais l'océan tropical Pacifique n'était pas seul affecté par ces phénomènes d'interaction avec l'atmosphère ; l'océan tropical Atlantique était soumis aux mêmes lois physiques également déterminées par la proximité de l'équateur, avec cependant des effets d'une amplitude inférieure. La proximité de l'Atlantique avec les régions développées de l'Europe et de l'Amérique conféra à la région tropicale atlantique un statut de laboratoire naturel, où la physique équatoriale fut étudiée en détail lors de deux programmes joints, français et américain (Focal et Sequal, présentés chapitre 4).

Par la suite, le Pacifique reprit ses droits[11] de premier « continent maritime » – il occupe la moitié de la circonférence terrestre – avec la mise sur pied du grand programme international Toga qui s'attacha pendant dix ans à recueillir des observations sur les principaux paramètres océaniques et atmosphériques pour comprendre enfin El Niño, oscillation météo-océanique de grande envergure reconnue comme le signal climatique le plus marqué de la planète. Les simulations de ces phénomènes par des modèles de plus en plus réalistes rendirent bientôt possibles des perspectives de prévision de l'évolution du système couplé océan-atmosphère, ouvrant la voie à une prévision climatique opérationnelle semblable à celle que les météorologues réalisent tous les jours pour le temps.

À ces succès vinrent s'ajouter les apports, en partie inattendus, des programmes d'observation spatiaux tels que Topex-Poseidon (chapitre 7) qui complétèrent harmonieusement les observations *in situ* des grands programmes précédents.

Enfin, l'océanographie étendit son domaine d'intérêt dans le temps en rejoignant la paléoclimatologie, avec la naissance de la paléo-océanographie, pour mieux comprendre le rôle joué par l'océan dans les changements climatiques à plus long terme du passé et ceux à venir du fait de l'activité anthropique (chapitre 8).

L'océanographie a ainsi rattrapé son retard et en partie changé de nature au cours de ces années, en s'ouvrant à la géophysique des fluides et en se plaçant, avec l'étude de l'atmosphère, au cœur de la problématique environnementale de la planète. C'est ce dont nous tentons de rendre compte dans la suite de cet ouvrage.

[11] Au tournant des années 1980, il y eut quelques « conflits d'intérêts » au sein de la communauté océanographique américaine et internationale entre les équipes voulant privilégier un océan contre un autre dans un contexte de ressources qui commençaient à être plus limitées. L'océan Atlantique eut son heure entre 1970 et 1985, mais finalement l'océan Pacifique, à partir de 1985, attira la plus grande partie des moyens dans le cadre du programme international Toga (chapitre 6).

Chapitre 2

L'océan dans l'équilibre énergétique planétaire



© IRD/P. Cayré

Comment l'océan contribue à redistribuer vers les régions tempérées et polaires la chaleur reçue en excès dans les tropiques pour rendre la planète habitable à toutes les latitudes.

Les scientifiques, découvrant la variabilité climatique et ses conséquences, ont été les premiers, dès les années 1970, à alerter les pouvoirs politiques sur ces questions et leurs incidences possibles sur les sociétés. En retour, les sciences de l'environnement, mieux soutenues par les gouvernements, ont pris ces dernières années un certain essor. L'océanographie physique, jusque-là discipline sans motivation sociétale forte, s'est vue soudain sollicitée pour élucider le rôle joué par l'océan sur la variabilité du climat ; elle est ainsi devenue l'une des disciplines scientifiques émergentes qui ont bénéficié de moyens accrus.

Pour cerner les différents aspects de la relation entre océan et variabilité du climat, il est nécessaire de décrire brièvement les causes de cette variabilité, les caractéristiques géophysiques de l'océan ainsi que ses fonctions dans les mécanismes générant le climat (encadré 2). Parmi les questions les plus fondamentales qui se posent aux océanographes, la première est celle du rôle des océans dans l'équilibre énergétique planétaire. Elle concerne l'océan mondial, avec cependant des différenciations par latitudes, les régions tropicales jouant comme on va le voir un rôle particulier.

Ce chapitre traite donc du transport thermique océanique méridien, qui contribue au maintien de l'équilibre énergétique de la planète. En effet, les régions tropicales reçoivent du soleil plus d'énergie qu'elles ne peuvent en stocker sur place. Au contraire les régions tempérées, et surtout polaires, sont déficitaires thermi-

quement. Il est donc nécessaire qu'un transport méridien d'énergie, sous forme de chaleur, s'effectue depuis les tropiques vers les hautes latitudes. Ce transport ne peut se réaliser que grâce aux deux enveloppes fluides, l'atmosphère et l'océan, qui entourent la surface de la planète. La part de l'océan dans ce transport était encore inconnue dans les années 1960 et généralement minorée. Après avoir brièvement présenté les causes de la variabilité climatique, nous examinerons le rôle général de l'océan dans le climat et sa variabilité. Puis nous détaillerons les approches multiples qui se sont succédé depuis quarante ans pour estimer le transport énergétique et thermique méridien. Nous insisterons sur le rôle particulier des océans tropicaux à l'origine de ce transport.

Dans le chapitre suivant, nous présenterons le programme international Woce *(World Ocean Circulation Experiment)* qui, dans les années 1990, a permis de répondre à des questions encore en suspens sur le rôle de l'océan dans les transports thermiques méridiens, en offrant pour la première fois une image cohérente et détaillée de la circulation océanique mondiale dans ses trois dimensions.

L'origine de la variabilité climatique

Le climat d'une région à la surface du globe est la moyenne, mois par mois, des conditions météorologiques (température, pression, précipitations, vent, insolation...) qui l'affectent. Cette moyenne est généralement prise sur une période de trente années consécutives. Les conditions climatiques qui prévalent en un point donné de la planète sont le résultat de l'interaction complexe entre le flux solaire incident, qui dépend principalement de la latitude, l'influence de l'océan – ou d'une étendue d'eau douce (lac) – plus ou moins proche, le couvert végétal, la présence de glace ou de sols gelés. En un mot, le climat dépend de l'interaction entre le flux solaire, l'atmosphère, l'hydrosphère, la lithosphère, la cryosphère et la biosphère. Un état d'équilibre stable liant ces milieux n'est pas toujours atteint, ce qui conduit à prendre en compte la variabilité du climat.

On distingue deux catégories de phénomènes à l'origine de la variabilité climatique : (1) des forçages *(forcing)* liés à des phénomènes extérieurs au système planétaire qui le contraignent à évoluer ; (2) l'auto-variation des éléments constitutifs du système planétaire lui-même (l'atmosphère, l'hydrosphère, la cryosphère, la lithosphère et la biosphère ; cf. fig. 5). Les for-

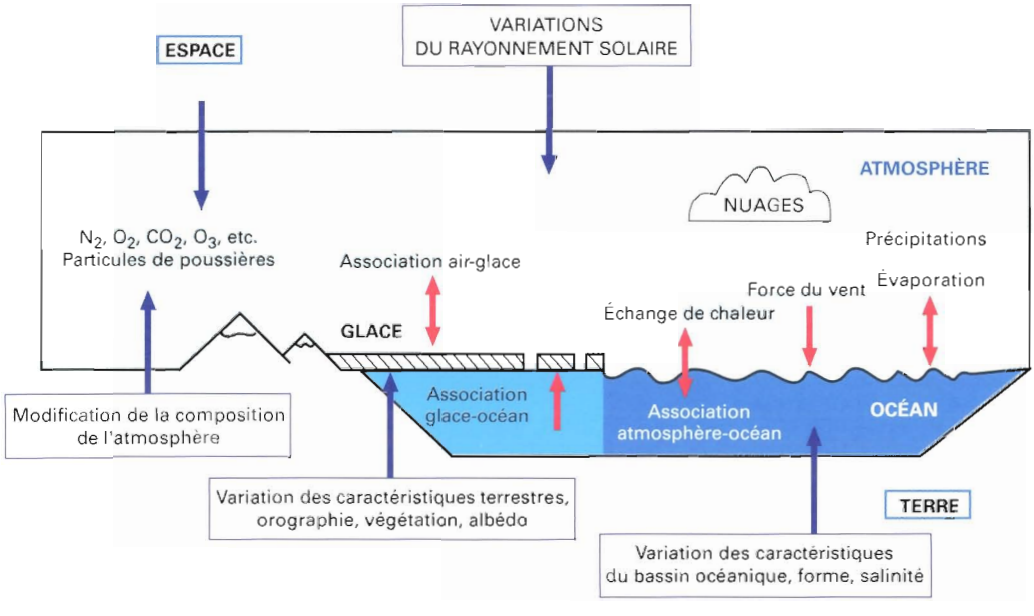


Figure 5
Les facteurs qui affectent le climat et déterminent sa variabilité. Les flèches bleues représentent des actions (ou forçages) extérieures au système couplé océan-atmosphère-cryosphère-biosphère. Les flèches rouges représentent l'interaction (ou auto-variation) de ces différents milieux.

çages extérieurs sont principalement à l'origine de variations climatiques à très long terme, à l'échelle géologique, tandis que l'auto-variation du système terrestre est à l'origine de variations climatiques à plus court terme, de la saison à quelques dizaines, voire centaines ou milliers d'années.

Les forçages climatiques externes

Les forces extérieures qui s'appliquent au système planétaire, les forçages, sont principalement d'origine astronomique. Ainsi, le changement des paramètres orbitaux de la Terre dans sa rotation autour du Soleil[1] a pour effet de faire varier la répartition saisonnière de l'énergie solaire reçue par la Terre en un lieu donné. Par un effet d'enchaînements complexes d'actions et de rétroactions cumulatives (*feed back*) sur les éléments constitutifs du système planétaire, ces contraintes externes, même faibles, ont pour effet de faire varier le climat entre des états extrêmes dont les strates géologiques sont les témoins. On verra plus en détail chapitre 8 que la variation du flux solaire reçu en un point de la Terre (qui varie seulement de quelques pourcents avec l'excentricité de l'orbite terrestre), a pour effet de faire osciller le climat entre des périodes froides, dites glaciaires, et des périodes chaudes, dites interglaciaires, à une fréquence voisine de 100 000 ans. La dernière période glaciaire a culminé il y a environ 18 000 ans, nous sommes actuellement dans une période interglaciaire chaude.

D'autres facteurs externes au système planétaire peuvent également agir sur l'évolution du climat de la Terre à relativement long terme. L'émission du flux radiatif solaire, improprement appelé la constante solaire, varie aussi dans le temps avec des périodes de crises qui se traduisent par un accroissement des taches solaires correspondant à son augmentation. C'est cette variation d'émission du flux solaire qui serait, selon certains, la cause de la période de relatif refroidissement allant du XVI^{e} à la fin du XVIII^{e} siècle appelée le « petit âge glaciaire ».

On doit également mentionner parmi les forçages externes du système climatique les éruptions volcaniques, qui projettent dans l'atmosphère d'énormes quantités de poussières et de composés chimiques divers, qui peuvent avoir une influence sur le climat en réfléchissant le flux solaire incident, tendant ainsi à refroidir la Terre temporairement. Mais, à plus long terme, les gaz émis contribuent aussi à accroître l'effet de serre (voir chapitre 8), et donc à réchauffer l'atmosphère, ce qui va à l'encontre du refroidissement initial. Ainsi, le résultat d'une crise volcanique dépend de l'échelle temporelle considérée.

Enfin, l'évolution de la géométrie des bassins océaniques et des continents, sous la poussée de la tectonique des plaques, constitue aussi, à l'échelle géologique, un facteur de variation climatique. La circulation océanique et la circulation atmosphérique dépendent en effet de la répartition des continents à la surface du globe, qui a beaucoup varié au cours des temps géologiques.

L'auto-variation du système climatique planétaire

La notion de forçage externe est relative à un système clos que l'on définit pour notre planète comme l'ensemble atmosphère, hydrosphère (principalement l'océan), cryosphère, lithosphère et biosphère. Mais ce système planétaire peut évoluer de manière autonome, même si les forçages extérieurs ont cessé, car la disparité des éléments qui le constituent, ainsi que leurs différents temps de réponse, font qu'un état d'équilibre statistique moyen unique ne sera jamais atteint. C'est ce qui est appelé l'« auto-variation » du système planétaire[2]. Cette auto-variation est la principale cause de la variabilité climatique aux fréquences perceptibles par l'espèce humaine, de quelques années à quelques millénaires. À ces causes naturelles de variabilité climatique on doit ajouter l'action de l'homme, qui produit en masse, depuis l'époque industrielle, des « gaz à effet de serre » susceptibles de réchauffer le climat à une vitesse inconnue jusqu'ici. Cette question, liée au cycle du carbone, sera traitée chapitre 8.

Dans les gammes de fréquences relativement élevées de la variabilité du climat (de quelques

[1] Voir note 1, chapitre 8.

[2] Ce concept rejoint celui du « chaos » en physique, découvert dans les années 1970 par un météorologue américain, Edward Lorentz, qui stipule que certains systèmes physiques interactifs non linéaires, même simples, ne convergent pas vers un état d'équilibre unique mais admettent plusieurs états (appelés « attracteurs ») vers lesquels le système physique peut converger. Il est impossible de prédire, à partir d'une situation donnée (définie par des « conditions initiales » même très précises), vers lequel de ces états le système va évoluer. On a alors un système susceptible d'osciller naturellement (c'est-à-dire sans l'intervention d'une action extérieure au système) entre plusieurs états possibles. C'est ce qui explique l'auto-variation du système climatique, composé de plusieurs milieux qui peuvent interagir de façon très complexe.

années à quelques siècles), les deux éléments les plus importants du système, si on l'excepte l'action récente de l'homme, sont l'atmosphère et l'océan, dont les interactions expliqueraient l'essentiel de la variabilité climatique à ces périodes. En effet, si l'on néglige provisoirement la lithosphère, la cryosphère et la biosphère[3], l'atmosphère et l'océan sont les deux milieux qui rééquilibrent thermiquement la planète en transportant la chaleur reçue en excès aux basses latitudes vers les moyennes et hautes latitudes où cette chaleur est restituée à l'espace.

L'atmosphère est la composante la plus variable du système. Elle a un temps d'ajustement thermique relativement court, de l'ordre de trois semaines à un mois, ce qui conduit à dire qu'elle ne conserve la « mémoire » d'une perturbation thermique ou dynamique que pendant quelques semaines au maximum. Bien qu'elle occupe un volume important, la capacité de stockage énergétique de l'atmosphère, principalement sous forme thermique, n'est pas très grande. Elle est cependant le siège de transferts énergétiques horizontaux et verticaux à relativement grande vitesse par l'action du vent. Regardons maintenant plus en détail la composante océanique du système climatique.

Le rôle de l'océan dans le climat et sa variabilité

Quel serait le climat d'une Terre sans océan ? Certaines planètes du système solaire, assez semblables à la Terre, nous en donnent une idée. Mars, par exemple, sœur presque jumelle de la Terre, mais qui ne possède pas de réseau hydrographique malgré la présence probable de glace à ses pôles, présente des contrastes thermiques qui font douter de la possibilité de la vie *sur* son sol. Certains modèles nous permettent de simuler l'état climatique de notre planète en supprimant les océans. Ils permettent aussi de simuler une absence de circulation océanique en ne conservant de l'océan que sa capacité de stockage thermique local et d'échange avec l'atmosphère. Ces simulations d'une Terre dépourvue d'océan, ou couverte seulement d'un océan inerte, montrent que les contrastes thermiques entre les tropiques, où l'énergie solaire est reçue en excès, et les hautes latitudes, où elle est restituée à l'espace, seraient de l'ordre de plusieurs centaines de degrés centigrades, rendant notre planète tout aussi invivable que Mars.

L'océan échange l'énergie thermique avec l'atmosphère

L'océan, s'il échange en permanence de l'eau avec l'atmosphère, par évaporation et précipitation, échange aussi et surtout de la chaleur. Le bilan net d'énergie – ou de chaleur – échangé à l'interface air-mer peut être ramené à quatre termes : le flux radiatif solaire incident, qui est toujours positif pour l'océan mais qui dépend de son coefficient de réflexion à la surface (albédo) ; le flux radiatif rétrodiffusé par la Terre, qui dépend de sa température et se manifeste dans la gamme des infrarouges (terme négatif pour l'océan) ; l'échange de chaleur sensible, qui dépend de la différence de température de l'eau et de l'air (positif ou négatif pour l'océan) ; et la chaleur latente d'évaporation, terme de loin le plus important, qui accompagne le changement de phase de l'eau de l'état liquide dans l'océan à l'état gazeux dans l'atmosphère.

Le bilan net de l'échange de chaleur à la surface air-mer est très variable d'un point à l'autre de l'océan mondial. Il varie surtout en fonction de la latitude, comme on l'a déjà noté, avec un puits de chaleur océanique dans les tropiques, et au contraire, un échange positif pour l'atmosphère dans les hautes latitudes. Les échanges thermiques entre l'océan et l'atmosphère sont le plus intenses au voisinage des grands courants océaniques : le Gulf Stream, courant chaud arrivant dans une région de plus haute latitude, la mer du Labrador, où l'air est froid et sec, restitue une énorme quantité de chaleur à l'atmosphère, principalement sous forme de chaleur latente associée à une intense évaporation (fig. 6). La variabilité dans le temps de ces échanges est

[3] La lithosphère et la biosphère ne stockent pas et ne transportent pas d'énergie en grande quantité à la surface de la planète, mais ces deux milieux interagissent localement avec l'atmosphère. La cryosphère, en revanche, possède des capacités de stockage thermiques non négligeables. Et, ce qui est plus important, les surfaces glacées réfléchissent le rayonnement solaire incident et modifient ainsi le bilan énergétique de l'interface. Il peut en résulter un enchaînement d'interactions (*feed back*) avec la température de l'air conduisant à des oscillations climatiques telles que celles des épisodes glaciaires et interglaciaires. L'évolution de la cryosphère est également directement en relation avec le niveau moyen de l'océan, qui peut varier d'une centaine de mètres sous l'effet du stockage et du déstockage d'eau douce dans les glaciers continentaux.

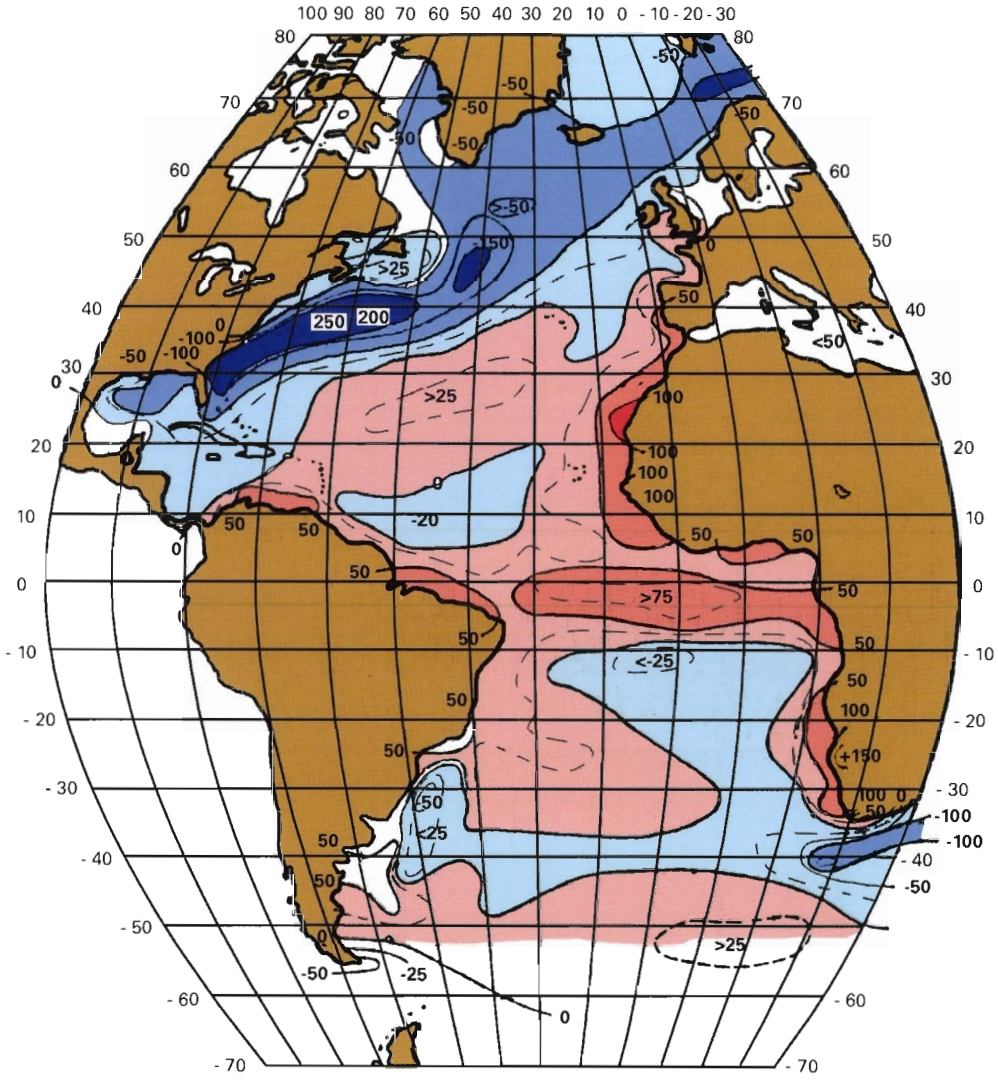


Figure 6
Le bilan net de l'échange énergétique annuel moyen à la surface de l'océan Atlantique. On remarque le gain pour l'océan (en rouge) d'environ 75 watts/m² dans la région équatoriale, et l'énorme déficit associé au Gulf Stream (en bleu) de 250 watts/m² vers 40° N, lorsque ce courant chaud pénètre dans une région où l'air est sec et froid, ce qui entraîne une perte de « chaleur latente » accompagnant une intense évaporation. D'après HASTENRATH (1980).

un élément déterminant de la variabilité climatique, y compris la variabilité saisonnière incluse dans le climat moyen[4]. Mais il existe aussi des variations de ces échanges à plus long terme, à des échelles interannuelles, voire séculaires ou millénaires, qui participent de la variabilité du climat.

L'océan stocke l'énergie thermique

L'océan constitue un énorme réservoir d'énergie thermique en raison de sa masse importante et de la valeur élevée de la chaleur spécifique de l'eau. On estime sa capacité calorifique à environ 1 200 fois celle de l'en-

[4] Le cycle saisonnier est inclus dans le climat d'un lieu donné. En effet, le climat étant défini par la moyenne du temps sur trente ans, on fait la moyenne, pour un paramètre météorologique donné, des 30 mois de janvier, puis des 30 mois de février, etc. On décrit ainsi le cycle climatique saisonnier moyen du lieu pour le paramètre choisi. Par extension, on dit que l'on a décrit le climat du lieu.

semble de l'atmosphère. Ces stockages ou déstockages d'énergie thermique sont généralement confinés dans les couches supérieures de l'océan, mais ils peuvent dans certaines régions affecter les couches plus profondes. Et surtout, des anomalies thermiques peuvent être transportées par les courants suivant des échelles de temps beaucoup plus longues que celles qui affectent l'atmosphère : de l'ordre du mois à l'année pour les courants superficiels, mais pouvant atteindre des constantes de temps de plusieurs siècles pour les courants profonds (encadré 2).

L'océan transporte l'énergie thermique

L'océan est ainsi susceptible de transporter d'énormes quantités d'énergie thermique sur de très grandes distances. Par cette fonction, il contribue majoritairement à l'équilibre énergétique de la planète. Son rôle de régulateur thermique et énergétique, intuitivement admis et illustré dans maints ouvrages de géographie sous la forme d'un courant chaud bienfaisant, le Gulf Stream, qui baigne les côtes de l'Europe en lui garantissant un climat tempéré très différent de celui des plaines canadiennes à la même latitude, n'est pas une découverte récente. Mais cette fonction de transport de chaleur par l'océan n'a été quantifiée que récemment, dans les années 1970, lorsque les calculateurs électroniques ont permis de compiler toutes les observations météorologiques et océanographiques disponibles depuis environ un siècle et demi. À ce progrès technologique essentiel pour prendre en compte les observations du passé s'ajoute celui réalisé dans le domaine de l'observation spatiale, qui a permis de « voir » la Terre dans son ensemble et de procéder à de nouvelles observations. On a ainsi pu établir depuis l'espace le bilan d'énergie dispensée par le Soleil et sa répartition dans tous les milieux qui composent notre planète. Ces deux avancées décisives dans l'obtention de nouvelles données et dans leur traitement informatique sont à l'origine de l'étude quantitative du transport thermique de l'océan.

Les premières estimations du transport thermique océanique

Alexander von Humboldt, on l'a vu, fut l'un des premiers, vers 1790, à observer des eaux

Les fonctions de l'océan dans le climat

Encadré 2

L'océan est porteur d'une énorme capacité calorifique, plus de 1 200 fois celle de l'atmosphère ; il est aussi un réservoir d'eau et de constituants chimiques. Il assure ainsi une **fonction de stockage** d'énergie sous forme de chaleur principalement.

L'atmosphère est en contact pour environ 71 % de sa surface avec l'océan. Elle échange avec lui de l'eau, de la chaleur, de la quantité de mouvement, et donc de l'énergie. L'océan assure donc une **fonction d'échange** d'énergie et de masse avec l'atmosphère.

Mais cet océan, chaud ou froid, n'est pas inerte. Il est soumis à des mouvements, les courants, qui déplacent cette énergie thermique horizontalement et verticalement sous l'effet d'une dynamique océanique propre, elle-même en partie forcée mécaniquement par l'atmosphère sous l'effet du vent. Il assure ainsi une **fonction de transport** de chaleur principalement.

Ces trois fonctions ne sont pas indépendantes. Elles sont liées entre elles par une équation de conservation qui peut s'écrire ainsi :

Échange = Stockage + Transport

Cette relation établit que l'échange d'énergie en un point de la surface air-mer se répartit entre un stockage local et un transport à l'extérieur de la zone considérée.

Si le stockage thermique ne varie pas, hypothèse plausible sur une longue période de temps, on peut déduire directement le transport thermique océanique de la répartition du bilan net de l'échange de chaleur à l'interface.

Le transport océanique par les courants, associé à la grande capacité de stockage de la chaleur et à l'échange de celle-ci à l'interface avec l'atmosphère s'effectue à des vitesses relativement lentes très inférieures à celle du transport atmosphérique par les vents. Alors que la durée de vie maximale des perturbations atmosphériques est de l'ordre de trois semaines, les transports océaniques par les courants superficiels peuvent affecter la température et la densité de l'océan pendant plusieurs mois en surface, et jusqu'à plusieurs siècles pour les courants profonds. C'est ce qui conduit à considérer que l'océan possède une « mémoire longue » des perturbations qui l'affectent et explique son rôle prépondérant dans la variabilité du climat.

froides au large du Pérou et du Chili, et à les associer aux courants chauds qui exportent en sens inverse des eaux superficielles chaudes vers les hautes latitudes. Mais il n'eut pas l'idée d'associer ces eaux froides à des remontées d'eaux profondes (upwelling). Au XIX^e siècle d'autres savants, tel Urbain Dortet de Tessan, reconnurent que ces eaux froides venaient des profondeurs. Ils eurent l'intuition que l'océan était un élément d'une machine thermique planétaire, autrement dit d'un chauffage central à l'échelle de la Terre, avec une « chaudière » dans les tropiques et des « radiateurs » dans les régions tempérées. Ils formulèrent ces idées bien avant que quelques océanographes pionniers, près de deux siècles plus tard, dans les années 1950, s'intéressent aux transports thermiques océaniques, et tentent de les prouver et de les quantifier.

Au XX^e siècle, après les intuitions de ces pionniers, l'examen du bilan énergétique total de la Terre, positif dans les tropiques et négatif près des pôles, avait facilement convaincu les scientifiques que l'équilibre thermique planétaire nécessitait un transport de chaleur depuis les régions tropicales vers les moyennes et hautes latitudes, où le soleil apporte peu de calories[5]. Pendant longtemps, on a cru que l'atmosphère était le principal responsable de ce rééquilibrage et que l'océan n'avait qu'une fonction de stockage et d'échange local de chaleur avec l'atmosphère. Aussi les premiers travaux d'océanographes qui tentèrent de quantifier ce transport de chaleur par les courants océaniques n'eurent que peu d'écho. Cependant des auteurs, tels l'Américain Sverdrup et le Russe Budyko, proposaient déjà dans les années 1950 des estimations du transport de chaleur méridien opéré par les océans en intégrant le bilan net de l'échange thermique à la surface océan-atmosphère et en supposant que le contenu thermique local ne variait pas (cf. encadré 4).

Mais c'est surtout l'Américain Kurk Bryan qui, à partir de 1962, s'intéressa sérieusement à la question et le premier proposa une synthèse des différentes méthodes d'estimation du transport de chaleur méridien par la circulation océanique. Il fit un exposé théorique du problème, et apporta ainsi une contribution fondamentale et remarquée sur le sujet. Bryan était motivé par les premiers satellites qui allaient bientôt permettre d'établir des cartes détaillées du bilan radiatif global de la Terre, observée au-delà de son atmosphère. Ces mesures permettraient ainsi de quantifier le transport énergétique méridien global opéré conjointement par l'ensemble de l'atmosphère et de l'océan. Mais ce qui intéressait surtout Bryan, c'était évidemment la part de l'océan dans ce rééquilibrage, part inconnue à l'époque. Il cherchait en fait à comprendre comment ce transport méridien de chaleur par l'océan était relié à la circulation océanique et à ses mécanismes[6]. En 1962, il ne pouvait désigner lequel des deux fluides, l'atmosphère ou l'océan, était le moteur principal du transfert thermique et énergétique des basses latitudes vers les pôles. Il fallut attendre les moyens de calcul apportés par les premiers ordinateurs pour déterminer les bilans de chaleur de l'atmosphère et de l'océan et calculer leurs transports respectifs à l'aide des observations consignées dans les banques de données. C'est Bryan lui-même qui confia cette tâche à l'un de ses collègues du *Geophysical Fluid Dynamic Laboratory* (GFDL), Abraham Oort, dont nous reparlerons plus loin.

Le transport thermique est totalement tributaire de la circulation générale de l'océan. Dans l'encadré 3 sont présentés de façon synthétique les mécanismes de cette circulation générale en surface et en profondeur. La circulation superficielle est schématisée sur la figure 7 qui montre, de façon simplifiée, comment un transport de chaleur peut s'opérer en surface des régions tropicales vers les latitudes tempérées et polaires. Le retour froid compensateur s'effectue par le biais de la circulation profonde.

[5] Connaissant la constante du flux radiatif solaire, il est aisé de calculer l'énergie reçue en un point de la Terre en fonction de sa latitude. Les régions tropicales, où le soleil est presque en permanence proche du zénith, reçoivent considérablement plus d'énergie que les plus hautes latitudes, où au contraire les rayons solaires ont des incidences plus rasantes.

[6] Bryan établit la théorie du transport thermique méridien à travers une section zonale océanique en la ramenant à quatre composantes : (1) la première, *overturning*, représente le transport annuel moyen sur la verticale dans un plan méridien, les eaux chaudes de surface étant compensées par des eaux de retour profondes froides ; (2) la deuxième, *gyre effect*, représente le transport moyen à l'échelle du bassin océanique, un courant chaud vers le nord sur un bord (ouest) de l'océan étant compensé à une autre longitude (plus à l'est) par un courant froid vers le sud ; (3) la troisième, *seasonal overturning*, est semblable à la première mais la compensation n'est pas une moyenne annuelle, mais une fluctuation saisonnière ; (4) la quatrième, *transient eddies*, représente le transport thermique opéré par les tourbillons à moyenne échelle.

La circulation générale océanique

La circulation générale océanique peut être ramenée à deux composantes, la **circulation horizontale superficielle** et la **circulation thermohaline profonde**, associées chacune à deux forces génératrices (si l'on considère à part les courants presque exclusivement côtiers générés par le potentiel de la marée).

La circulation horizontale superficielle. Elle est générée par les vents, qui poussent mécaniquement les molécules d'eau de la surface, entraînant ainsi les premières dizaines de mètres de l'océan à une vitesse moyenne de l'ordre d'un demi-mètre par seconde. Ce sont les courants océaniques de surface, bien connus des navigateurs. Cette circulation océanique superficielle s'organise en grand tourbillons symétriques par rapport à l'équateur (fig. 7). Elle obéit à « l'équation d'Ekman », qui établit la théorie des courants générés par les vents (cf. note 8).

Les grands tourbillons subtropicaux, situés entre l'équateur et environ 45 degrés de latitude, grossièrement symétriques par rapport à l'équateur, collectent les eaux réchauffées le long de leur parcours équatorial d'est en ouest, se concentrent dans les grands courants chauds et rapides des bords ouest des océans, tels que le Gulf Stream dans l'Atlantique nord et le Kuro-Shivo dans le Pacifique nord. Ces courants se déploient ensuite en direction des pôles en restituant leur chaleur à l'atmosphère. Ce circuit de surface s'étend sur une période voisine d'une année. Aux latitudes plus septentrionales, entre 45° et les pôles, les *tourbillons arctiques et antarctiques* tournent en sens inverse. La circulation océanique superficielle présente une grande similitude avec la circulation atmosphérique qui lui donne naissance et lui est grossièrement parallèle autour des anticyclones tropicaux et des zones dépressionnaires arctiques et antarctiques.

La circulation thermohaline profonde. Elle dépend des gradients de densité, donc de la température et de la salinité de l'eau de mer, qui modulent sa densité. Ces différences de densité, et donc de pression, à l'intérieur du fluide sont un moteur de la circulation générale de l'océan, qualifiée de thermohaline, du grec « thermos » pour chaud et « halos » pour sel. La circulation thermohaline profonde est générée par la combinaison des forces de pression à l'intérieur du fluide océanique et par une force complémentaire (appelée force de *Coriolis*) engendrée par la rotation de la Terre. L'équilibre de ces forces conduit à « l'équation géostrophique » universellement utilisée pour déterminer les courants à partir des mesures de température et de salinité (note 3 chapitre 4 et encadré 8). La circulation thermohaline se manifeste principalement dans les profondeurs océaniques. Des eaux froides et donc plus denses se forment au cœur des tourbillons polaires, elles plongent rapidement, par convection, à de très grandes profondeurs et cheminent lentement près du fond à une vitesse moyenne de 0,03 m/s en direction de l'équateur, où elles remontent vers les couches plus superficielles. Ce processus se produit principalement dans l'océan Atlantique, où ces eaux se forment en mer du Labrador et de Norvège et envahissent l'ensemble de l'Atlantique, et au-delà les océans Indien et Pacifique. Ces circuits profonds froids venant des régions polaires constituent l'indispensable retour de masse nécessaire pour compenser le flux superficiel chaud de l'équateur vers les pôles. Ils s'effectuent à des échelles de temps de plusieurs siècles.

L'ensemble constitue la composante océanique de la machine thermique planétaire, ou « tapis roulant » (cf. fig. 18).



Figure 7

Schéma de la circulation océanique superficielle mondiale. En rouge, les courants chauds. En bleu, les courants froids. On remarque la complexité des courants chauds équatoriaux circulant dans le sens zonal d'est en ouest, parfois entrecoupés par des contre-courants circulant en sens inverse. On remarque aussi les deux grands tourbillons subtropicaux symétriques par rapport à l'équateur, presque identiques dans les océans Atlantique et Pacifique. Ils constituent un des mécanismes principaux du transport de chaleur des régions tropicales vers les régions tempérées. **(Droits réservés)**

Premier bilan quantitatif du transport thermique océanique méridien

L'apport des ordinateurs et des observations spatiales

À partir des années 1970, les ordinateurs firent leur entrée dans les laboratoires. Dans le domaine des sciences de l'atmosphère et de l'océan, le premier et le plus puissant calculateur de l'époque fut installé au GFDL dépendant de l'université de Princeton et de la *National Oceanographic and Atmospheric Administration* (NOAA) aux États-Unis, sous l'impulsion de son directeur Joseph Smagorinski. Principalement utilisé pour réaliser les premiers modèles de circulation atmosphérique, et plus tard les premières simulations de la dynamique de l'océan, ce calculateur du GFDL permit aussi de compiler les très nombreuses observations atmosphériques (les observations météorologiques classiques) et océaniques collectées depuis presque deux siècles, plus particulièrement sur l'Atlantique nord. On a vu que des protocoles internationaux avaient été mis au point pour codifier ces observations dès 1873 à l'initiative de Maury. Les observations furent donc archivées sur des supports numériques permettant un traitement informatique. Ces observations météorologiques et océanographiques furent ultérieurement prises en charge par *le National Oceanographic Data Center* (NODC), nouvellement créé par la NOAA.

L'autre facteur déterminant à l'origine de cette approche quantitative du transport énergétique planétaire méridien fut l'apport des satellites, qui permirent de mesurer le bilan net de l'énergie reçue par la Terre. Cette donnée essentielle permit de connaître avec précision la répartition spatiale et la variation saisonnière du flux énergétique solaire auquel était soumise la planète.

L'océan et l'atmosphère transportent à part égale l'énergie thermique

À partir des années 1970, deux chercheurs américains, Abraham Oort, météorologue et océanographe du GFDL, déjà mentionné, et Thomas Vonder Haar, météorologue de l'université du Colorado, entreprirent d'utiliser les trois catégories d'observations, atmosphériques, océaniques et spatiales, pour quantifier la répartition de l'énergie reçue par la Terre dans ses deux principales enveloppes fluides, l'atmosphère et l'océan. S'inspirant des méthodes de Bryan, ils procédèrent par bilans successifs dans l'atmosphère et dans l'océan et purent estimer les transports méridiens d'énergie nécessaires à cet équilibre dans les deux milieux. Ils parvinrent également à estimer les variations saisonnières de ces transports. Oort le premier, en 1971, commença à s'intéresser aux observations météorologiques et au transport méridien d'énergie opéré par l'atmosphère, tandis que Vonder Haar, également en 1971, analysa la répartition et la variation saisonnière du bilan radiatif de la Terre obtenu par les observations spatiales.

Deux articles particulièrement retentissants secouèrent alors les communautés des météorologues et des océanographes. Vonder Haar et Oort proposèrent, en 1973, une estimation du transport énergétique méridien opéré par les océans dans l'hémisphère nord. Pour la première fois, ils montrèrent que le transport énergétique méridien moyen se faisait à peu près à part égale entre l'atmosphère et l'océan. Quelques années plus tard, en 1976, les mêmes signèrent l'article qui peut être considéré comme fondateur des recherches sur les relations entre l'océan et le climat, et qui plaça définitivement l'océanographie physique parmi les disciplines émergentes des sciences de l'environnement. Les deux auteurs montraient que le transport énergétique méridien opéré par les océans, au moins dans l'hémisphère nord, était en moyenne du même ordre de grandeur que celui de l'atmosphère, mais qu'il était maximal dans les tropiques (fig. 8) et soumis à une variabilité saisonnière de grande amplitude : l'été d'un hémisphère alimentait en chaleur l'hiver de l'autre (fig. 9). Pour la première fois, il était montré qu'au-delà de l'importance générale de l'océan dans les mécanismes générateurs du climat, les régions tropicales semblaient jouer un rôle prépondérant au regard de ces phénomènes. Plus tard, en 1985, un troisième article vint compléter ces résultats en les étendant aux deux hémisphères.

Plusieurs méthodes de calcul du transport thermique océanique

Ces articles suscitèrent beaucoup de commentaires parmi les océanographes et les atmosphériciens, et déclenchèrent une série d'études complémentaires. Un certain nombre de ces études prirent pour base l'analyse et l'interprétation des « données historiques », c'est-à-dire les observations accumulées et stockées dans les banques de données mon-

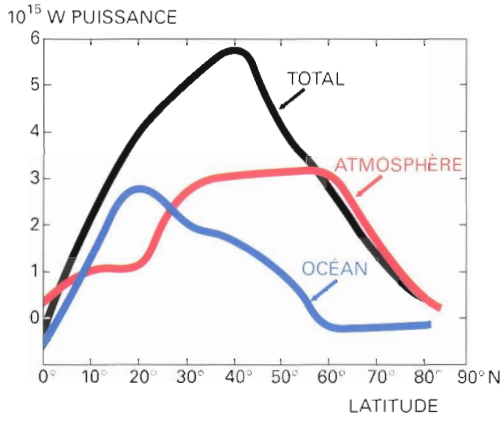


Figure 8
Composantes méridiennes du transport thermique moyen opéré par l'atmosphère et les océans pour l'hémisphère nord. Le transport thermique océanique (en bleu) est voisin de zéro à l'équateur, puis atteint près de 3.10^{15} watts (ou 3 petawatts) à 20° de latitude. Le transport atmosphérique (en rouge), au contraire, est maximal entre 30° et 70° de latitude. À noter que la puissance de 1 petawatt (ou 10^{15} watts) est équivalente à celle d'un milliou de centrales nucléaires de 1 000 mégawatts chacune ! D'après VONDER HAAR et OORT (1973).

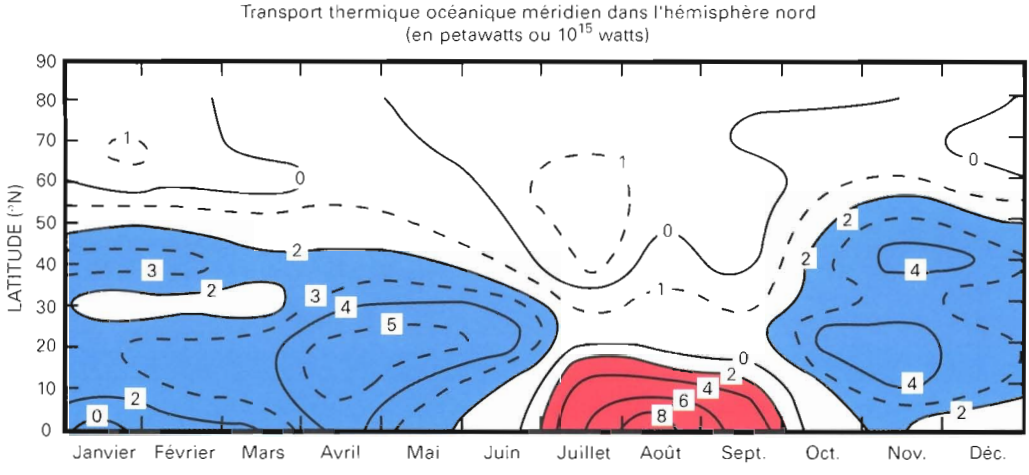


Figure 9
Variations saisonnières du transport thermique océanique méridien pour l'hémisphère nord. D'octobre à juin, le transport est dirigé vers le nord (en bleu) et passe par un maximum voisin de 5 petawatts (10^{15} watts) entre 10° N et 20° N. De juin à octobre, il s'inverse et se dirige vers le sud (en *rouge*) avec une intensité maximale voisine de 8 petawatts à l'équateur en août. Cette renverse saisonnière au cœur de l'été d'un hémisphère a fait dire à Oort et Vonder Haar que l'été d'un hémisphère alimentait en chaleur l'hiver de l'autre. D'après OORT et VONDER HAAR (1976).

diales et nationales[7], ainsi qu'avaient procédé Oort et Vonder Haar. De nombreux auteurs appliquèrent l'équation de conservation de la chaleur dans l'océan (encadré 4 et fig. 10), et à partir des observations des flux nets de chaleur entrant dans l'océan et du changement local du contenu thermique de l'océan, ils déduisirent comme terme résiduel la quantité de chaleur qui aurait été transportée ailleurs.

D'autres auteurs, et parmi eux Harry BRYDEN et Mindy HALL en 1980, Sydney LEVITUS en 1984, et plus récemment ceux qui participèrent à Woce (dont il sera question plus loin), calculèrent le transport de chaleur méridien perpendiculaire à des sections d'observations *in situ*, dites « sections hydrologiques », traversant dans le sens zonal un bassin océanique. Le long de ces « sections », la mesure de la température et de la vitesse des courants permet ce calcul. Ils reprirent également les « sections hydrologiques historiques », telles que celles réalisées par le navire *Météor*, ainsi que des compilations synthétiques de toutes ces sections historiques accumulées dans les banques de données, pour évaluer plus en détail ce transport thermique méridien opéré par les océans.

[7] En France, le Bureau national des données océaniques (BNDO) fut créé par le Cnexo en 1970

Le calcul du transport thermique océanique méridien par l'équation de conservation de la chaleur

Encadré 4

L'équation de conservation de la chaleur appliquée à une colonne verticale traversant l'ensemble de l'atmosphère et de l'océan en un lieu donné (fig. 10) peut s'écrire :

$F = S_A + DIV\,(T_A) + S_O + DIV\,(T_O)$ (1)

F, flux de chaleur radiative reçue au sommet de l'atmosphère.

S_A et S_O, taux d'accroissement du contenu thermique (ou stockage de chaleur) de l'atmosphère et de l'océan.

$DIV\,(T_A)$ et $DIV\,(T_O)$, divergence des transports thermiques atmosphérique T_A et océanique T_O.

La même équation de conservation de la chaleur peut s'appliquer à l'atmosphère seule ou à l'océan seul en prenant en compte le terme F_{AO}, flux de chaleur net échangé à l'interface océan-atmosphère. Ainsi :

$F = S_A + DIV\,(T_A) + F_{AO}$ (Atmosphère) (2)

$F_{AO} = S_O + DIV\,(T_O)$ (Océan) (3)

F_{AO} peut être calculé de deux façons :

– comme terme résiduel de (2), S_A et $DIV\,(T_A)$ étant obtenus par les radiosondages atmosphériques (ballons réalisant des profils météorologiques en altitude) et F par des mesures satellitaires au sommet de l'atmosphère.

– directement à partir des observations de la surface de l'océan en faisant la somme du bilan radiatif solaire, de l'échange de chaleur sensible et de l'échange de chaleur latente dû à l'évaporation (voir encadré 11 chapitre 5).

D'où, en utilisant l'équation (3) et en évaluant S_O par les mesures de température réalisées dans l'océan, deux façons d'obtenir la divergence du transport thermique océanique, T_O, suivant la méthode d'évaluation de F_{AO}.

Notons qu'on obtient ainsi seulement la divergence du vecteur transport thermique T_O. On peut obtenir sa composante méridienne en calculant sa moyenne dans des bandes zonales et en intégrant ces valeurs à partir d'une frontière.

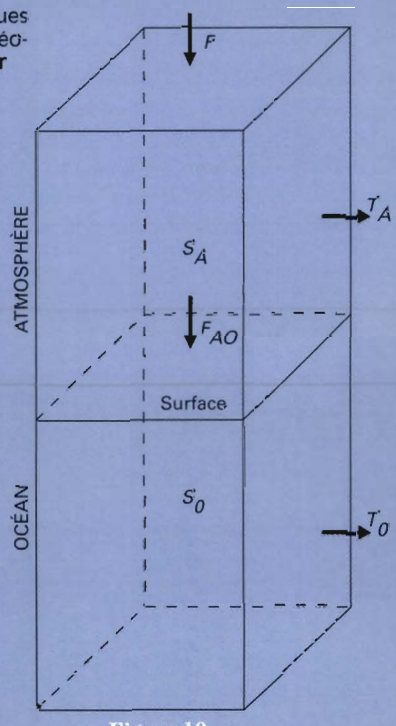


Figure 10

Enfin, les modélisateurs tentèrent également de calculer le transport de chaleur méridien opéré par les océans à partir des simulations de la vitesse absolue des courants et de la température que pouvaient générer leurs modèles. George Philander et Ronald Pacanowski du GFDL furent les premiers, en 1986, à simuler le transport thermique océanique méridien de l'Atlantique avec un modèle de circulation générale océanique. Ils montrèrent que le transport moyen et ses variations saisonnières étaient globalement conformes à ce qu'indiquaient les données historiques (fig. 11 à comparer à la fig. 9), mais surtout ils démontrèrent qu'il était possible de simuler le transport thermique océanique avec un modèle de circulation générale.

Ces résultats qui établissaient le rôle des océans dans le rééquilibrage énergétique planétaire contribuèrent grandement à la mobilisation de la communauté océanographique pour l'étude du climat. Ces études apportaient des données quantitatives détaillées sur ce transport thermique océanique, ainsi que sur sa variabilité. Mais elles faisaient aussi apparaître les insuffisances des observations antérieures. C'est ainsi que, pour encourageants qu'ils fussent, ces résultats furent aussi utilisés pour justifier la mise en place de grands programmes internationaux tels que Woce et Toga, destinés à apporter des observations nouvelles, et sur lesquels nous reviendrons.

Ces travaux attirèrent également l'attention sur les tropiques, en raison de l'amplitude des variations saisonnières des transports de chaleur qui les affectaient, variations tout à fait imprévues au voisinage de l'équateur. De ce fait, de nombreuses études furent conduites dans les basses latitudes pour mieux comprendre comment les caractéristiques des transports thermiques dans les régions proches de l'équateur pouvaient se rattacher à la circulation océanique singulière à ces latitudes.

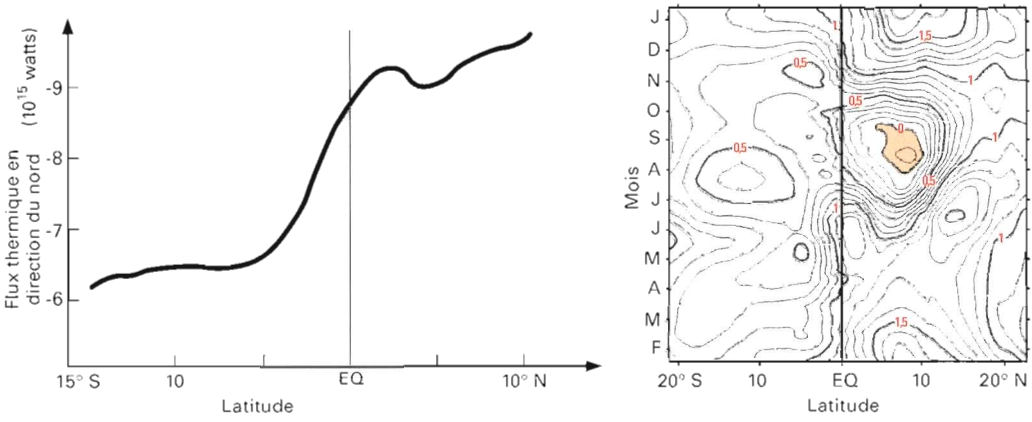


Figure 11

Le transport thermique méridien, intégré de la surface au fond, simulé par un modèle numérique de l'Atlantique tropical. C'est la première simulation, à l'aide d'un modèle, du transport thermique méridien de chaleur dans un océan tropical. On remarque, à gauche, que le transport total moyen est toujours dirigé vers le nord depuis 15° S, et qu'il augmente considérablement dans la bande équatoriale pour atteindre des valeurs voisines de 1 petawatt (10^{15} watts), proches de celles relevées à partir des données historiques. À droite, le graphe montre la variation saisonnière et la renverse du sens du transport de chaleur au nord de l'équateur en été boréal (en rouge), conforme à ce que les observations ont révélé (voir fig. 9). D'après PHILANDER et PACANOWSKI (1986 b).

Le rôle particulier des océans tropicaux

Le transport thermique méridien est maximal dans les tropiques

L'un des résultats les plus frappants de Oort et Vonder Haar est la mise en évidence de la prépondérance des océans tropicaux dans le transport thermique méridien. Entre l'équateur et 30° de latitude, le transport thermique méridien moyen des trois océans passe par un maximum de près de 3 petawatts et dépasse le transport thermique méridien opéré par l'atmosphère (fig. 8). Ces résultats furent immédiatement rattachés aux grands courants chauds de bord ouest des bassins océaniques, particulièrement intenses aux latitudes comprises entre 10° et 30°, tels que le Gulf Stream dans l'Atlantique nord, le Kuro-Shivo dans le Pacifique nord, et leurs équivalents dans l'hémisphère sud.

Mais l'analyse détaillée des données historiques allait révéler que ce transport thermique n'est pas identique dans les trois océans. En 1982, dans une étude couvrant l'ensemble de l'océan mondial, Stefan Hastenrath montra que les trois océans se comportaient différemment vis-à-vis du transport thermique méridien (fig. 12).

Dans l'océan Pacifique, il existe une symétrie presque parfaite par rapport à l'équateur, avec un transport méridien de chaleur de l'ordre de 1 petawatt vers le nord et de 2 petawatts vers le sud. À l'inverse, l'océan Indien, par sa géométrie particulière limitée au nord par le continent asiatique, est fortement dissymétrique et présente à toutes les latitudes un transport méridien de chaleur dirigé vers le sud de l'ordre de 0,5 petawatt. Pour l'océan Atlantique, le transport méridien de chaleur n'est pas non plus symétrique par rapport à l'équateur, mais dirigé vers le nord à toutes latitudes avec une intensité de l'ordre de 1 petawatt. Henry Stommel avait fait le même calcul en 1980, à partir des observations issues des grandes campagnes océanographiques historiques, ce qui lui avait permis d'illustrer de façon frappante la singularité de l'océan Atlantique, qui par sa relative étroitesse zonale et son ouverture méridienne d'un pôle à l'autre se présente comme un tube méridien sud-nord convoyant de la chaleur pompée dans les deux autres océans, pour la transporter dans l'Atlantique nord et ainsi réchauffer son climat (fig. 13).

Transport thermique et circulation générale dans les tropiques

Ainsi les tropiques sont la source chaude de la machine thermique planétaire, ce qui

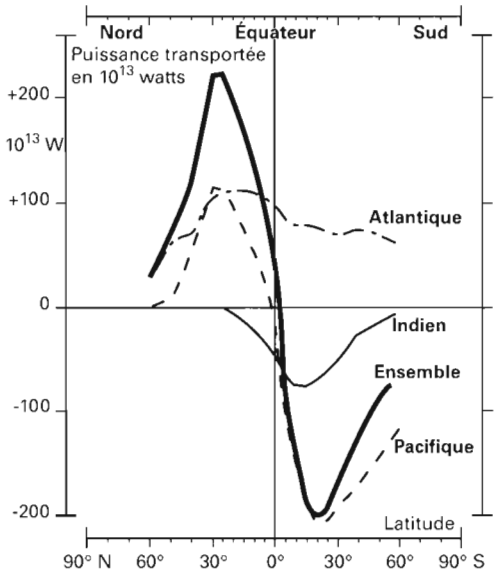


Figure 12
Le transport thermique méridien moyen opéré par les trois océans. Le transport thermique méridien total des trois océans est divergent à l'équateur et dominé par l'océan Pacifique. Mais le transport de l'océan Indien est en moyenne dirigé vers le sud à toutes latitudes. Au contraire, celui de l'océan Atlantique est toujours dirigé vers le nord. On remarque que le transport thermique total des trois océans passe par un maximum, voisin de deux petawatts, dans les tropiques entre 25° et 30° de latitude, aussi bien dans l'hémisphère nord que dans l'hémisphère sud. D'après HASTENRATH (1982).

n'est pas vraiment surprenant. Mais, comme nous le verrons dans un chapitre ultérieur, la circulation océanique au voisinage de l'équateur présente une singularité, et s'organise principalement dans le sens zonal avec une croissance de la vitesse des courants à mesure que l'on se rapproche de l'équateur. Comment alors relier ces transports thermiques méridiens à l'intensification de la circulation zonale dans les régions tropicales, et lever cet apparent paradoxe ?

Sans entrer dans le détail dans la théorie physique de la circulation océanique à l'équateur, qui sera abordée sommairement chapitre 3, on notera que les courants équatoriaux zonaux, après s'être gorgés de calories le long de leur trajet équatorial, ne peuvent, pour des raisons géométriques évidentes, que s'incurver ou se dévier à l'ouest le long de leurs frontières continentales pour prendre une direction plus méridienne (fig. 14). Par ailleurs, comme l'a montré Stommel dans l'une des premières théories de la circulation océanique des années 1950 restée célèbre, la rotation de la Terre dans le sens ouest-est provoque une intensification des courants sur les bords ouest des océans aux latitudes tropicales et moyennes (entre 10 et 40 degrés de latitude). Stommel expliquait ainsi la formation du Gulf Stream et du Kuro-Shivo.

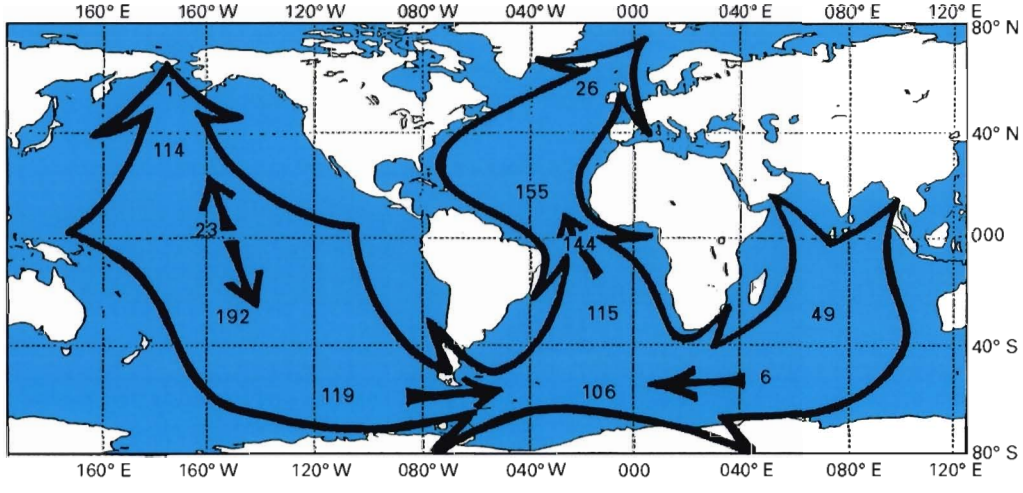


Figure 13
Le transport thermique océanique mondial. Schéma adapté d'une étude de STOMMEL en 1980. Les chiffres indiquent le transport thermique en 10^{13} watts, soit 0,01 petawatt. On remarque que l'Atlantique est alimenté en chaleur par les deux autres océans et cette chaleur se concentre dans l'Atlantique nord.

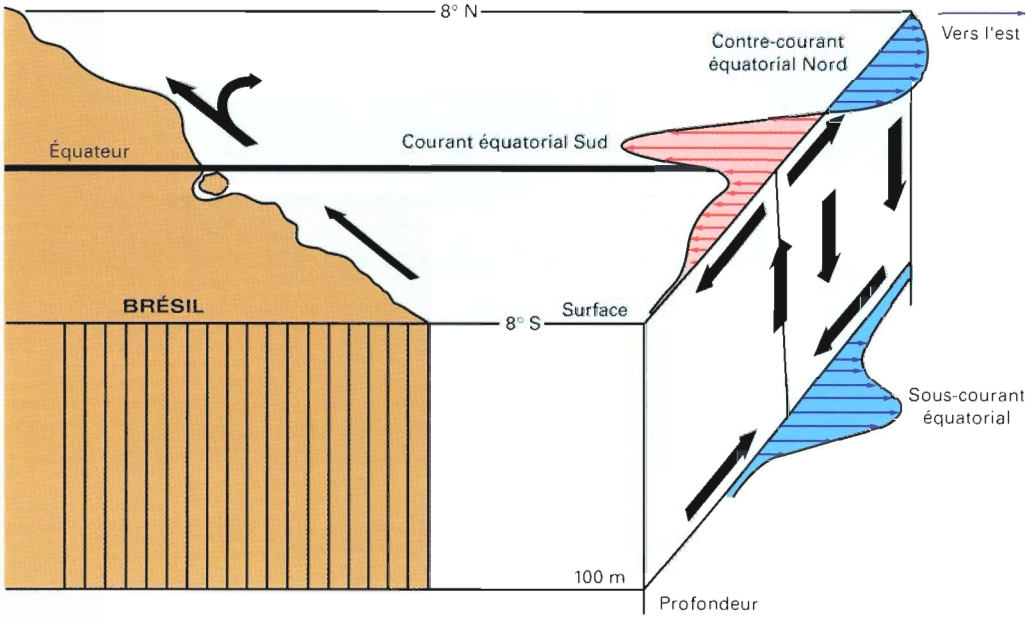


Figure 14
La circulation océanique équatoriale atlantique. Bloc-diagramme schématisant la circulation équatoriale en surface et en profondeur dans la partie ouest du bassin. En bleu, les courants portant à l'est (contre-courant équatorial en surface et sous-courant équatorial en profondeur). En rouge, les courants portant à l'ouest (courant équatorial sud). On remarque aussi l'infléchissement de la circulation zonale équatoriale de surface en direction du nord-ouest le long des côtes du Brésil, qui amorce ainsi la composante méridienne du transport de chaleur de l'océan Atlantique tropical. D'après PHILANDER (1986).

Cependant, le transport méridien de chaleur devrait obéir à des lois simples et être symétrique par rapport à l'équateur, comme le suggère un schéma théorique élémentaire, dû à Ekman. Des vents soufflant dans le sens zonal à cheval sur l'équateur, comme les alizés, génèrent une divergence des eaux de surface, c'est-à-dire que les particules d'eau tendent à s'éloigner les unes des autres symétriquement par rapport à l'équateur, impliquant un transport de masse et de chaleur également divergent, et symétrique (fig. 15). En fait, la théorie et les observations montrent bien dans le transport méridien de chaleur une « composante d'Ekman » divergente à l'équateur, mais il existe d'autres composantes dans ce transport, notamment une « composante géostrophique » qui peut masquer la « composante d'Ekman ».

C'est ce qui explique, au-delà des particularités géographiques des bassins décrites précédemment, les dissymétries inter-hémisphériques observées par Hastenrath, Stommel et d'autres auteurs.

Les variations saisonnières de grande amplitude du transport méridien de chaleur à proximité de l'équateur (fig. 11 et 9) sont princi-

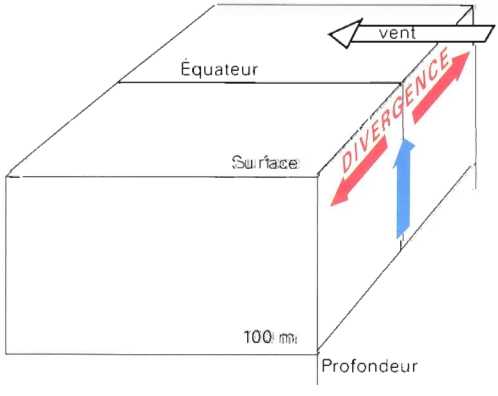


Figure 15
Schéma de la divergence équatoriale d'Ekman engendrée par un vent parallèle à l'équateur. Les courants de surface (flèches noires) divergent à l'équateur avec des composantes méridiennes symétriques par rapport à l'équateur, créant une « aspiration » des eaux plus profondes (upwelling) qui se traduit par un courant vertical ascendant (flèche bleue).

palement dues aux variations saisonnières du vent et à la migration en latitude de la zone de convergence des alizés, qui induit des « transports d'Ekman » variables et pouvant changer de sens en fonction de la saison.

Pour mieux comprendre la relation entre la circulation générale océanique dans les tropiques et le transport méridien de chaleur, il était nécessaire d'étudier plus en détail un bassin océanique tropical dans son ensemble. L'océan Atlantique fut choisi à cet effet.

L'Atlantique tropical : le mieux étudié des océans tropicaux

L'océan Atlantique tropical a été l'objet de nombreuses études au cours des trente dernières années pour plusieurs raisons. On a vu qu'il est plus de trois fois plus étroit que l'océan Pacifique tropical dans le sens zonal, mais ouvert au nord et au sud sur les régions arctiques et antarctiques. Il représente également un seuil entre l'Afrique et l'Amérique du Sud par lequel transite un énorme flux méridien de chaleur dans le sens sud-nord de l'ordre de un petawatt. Ce flux de chaleur contribue certainement à la douceur du climat nord-atlantique. L'Atlantique tropical, considéré comme un modèle réduit d'océan, soumis à la même physique que l'immense Pacifique tropical mais plus facile d'accès, a ainsi constitué un laboratoire privilégié pour les océanographes cherchant à comprendre les mécanismes fondamentaux qui régissent la dynamique océanique des basses latitudes et le rôle de cette dernière sur le climat. Nous verrons ainsi qu'une coopération franco-américaine, matérialisée par deux programmes associés, Focal et Sequal, en a fait le terrain d'étude de la physique équatoriale. Ces deux programmes, présentés chapitre 4, sont les précurseurs du programme international Toga, plus particulièrement dédié au Pacifique, traité chapitre 6.

Mais avant ces programmes récents, l'Atlantique tropical avait été l'objet, pendant plus d'un siècle, d'un grand nombre de campagnes océanographiques qui en avait fait l'un des océans les mieux observés au monde. Ces observations, consignées dans les banques de données, contenaient de précieuses informations pas encore pleinement exploitées. On a vu que les « données historiques » ont été très précieuses pour déchiffrer les caractères généraux du transport thermique méridien des basses latitudes. Mais était-il possible d'aller plus loin ? D'extraire de ces données des informations plus précise encore sur les caractéristiques de ce transport thermique et de les relier à la dynamique équatoriale et aux variations climatiques qui affectaient les continents voisins, l'Afrique et l'Amérique du Sud ?

L'Atlantique tropical affecte le climat des continents voisins

Les sécheresses récurrentes du Sahel et du Nord-Est brésilien attirèrent très tôt les climatologues et suscitèrent les premières études impliquant l'océan dans la variabilité du climat. Plusieurs pionniers ouvrirent la voie. Jule Charney, en 1975, chercha des explications à l'extension de la sécheresse des régions sahéliennes. Il mit en avant l'expansion démographique et la déforestation, sans faire la relation avec l'océan, mais il eut le mérite d'ouvrir un débat scientifique sur les causes de ces variations climatiques pluriannuelles. Il fut suivi par d'autres qui entreprirent l'étude des relations entre l'océan tropical et le climat des continents voisins, l'Afrique et l'Amérique du Sud.

En 1977, Stefan HASTENRATH et Peter LAMB analysant l'ensemble des observations météo-océaniques disponibles proposèrent un schéma simple reliant le déplacement en latitude des eaux chaudes de surface associé à la zone de convergence des alizés (le pot au noir) avec les épisodes de sécheresse ou d'excédent de précipitations à la fois sur le Sahel et le Nord-Est brésilien. Leur schéma montrait que lorsque la zone de convergence des alizés, et les eaux chaudes océaniques sous-jacentes, n'atteignaient pas la latitude des régions sahéliennes du côté africain, ces régions subissaient la sécheresse. Mais la plus connue de ces études, qui marque une étape, est celle du Brésilien Antonio MOURA associé à l'Américain SCHUKLA en 1981. Ils montrèrent à l'aide d'un modèle comment la variabilité de la température de surface de l'océan tropical Atlantique affecte la circulation générale de l'atmosphère et le climat de l'Afrique de l'Ouest et du Brésil.

D'autres analyses statistiques de données de température de surface océanique et de précipitations en Afrique corroboraient ce résultat. Un Anglais, Christopher Folland, montra en 1986 qu'il existait des corrélations très significatives entre les anomalies de température de surface de l'Atlantique tropical et les épisodes de sécheresse ou de pluies excédentaires au Sahel.

Tous ces résultats établissaient clairement qu'il existait des relations entre les conditions océaniques de surface et la variabilité du climat des continents voisins.

Océan passif, océan dynamique : l'évolution des idées sur la réponse de l'océan à l'action de l'atmosphère

Encadré 5

Antérieurement aux travaux de Oort et Vonder Haar, il était généralement admis que l'océan répondait localement et passivement à une action de l'atmosphère, en intégrant lentement les différentes fréquences de forçages que le vent lui infligeait. C'était un concept issu des modèles dits « unidimensionnels », appelés ainsi car ils ne considéraient que la coordonnée verticale, z, négligeant ce qui pouvait se passer horizontalement, en x y, au voisinage. Ces concepts résultaient des travaux de FRANKIGNOUL et HASSELMAN qui, en 1976, eurent un certain succès en montrant que l'océan avait une réponse locale « rouge » (c'est-à-dire basse fréquence par analogie avec le spectre de la lumière visible) à un forçage atmosphérique « blanc », c'est-à-dire multifréquences. Dans cette école de pensée, la température de surface était déterminée par l'action locale de l'atmosphère et le rôle de l'océan réduit à sa capacité de stockage local de chaleur, négligeant sa capacité de transport d'anomalies de température de surface. Il faut dire que ces concepts « unidimensionnels », issus des travaux de KRAUS et TURNER en 1967 avaient été testés sur les observations de navires météorologiques en point fixe, notamment la station PAPA (50° N - 145° W) au large de l'Alaska, située au cœur d'un tourbillon océanique particulièrement stable où le transport océanique avait les meilleures chances d'être négligeable. Une des raisons du retentissement des résultats de Oort et Vonder Haar sur le transport méridien de chaleur dans les océans vient en particulier du fait qu'ils remettaient en cause un quasi-dogme : celui d'un océan passif, seulement capable de stocker la chaleur sur place.

Le transport domine l'échange et le stockage

Mais quels étaient les facteurs déterminant l'état de l'océan superficiel et comment pouvait-on les relier à la circulation océanique tropicale et équatoriale ? Ou encore, comment et pourquoi les eaux chaudes se déplaçaient-elles sous l'effet d'une dynamique océanique équatoriale singulière ?

Pour répondre complètement à ces questions, il fallait comprendre plus en profondeur la dynamique équatoriale (qui fait l'objet du chapitre 4). Mais l'étude détaillée du bilan thermique d'un océan tropical, dans le sens où Oort et Vonder Haar l'avaient réalisée pour l'ensemble de l'hémisphère nord, pouvait apporter des informations précieuses sur l'importance relative du transport de chaleur par les courants comparé à l'échange local de chaleur avec l'atmosphère. C'est ce à quoi s'attelèrent plusieurs auteurs dans les années 1980, notamment Jacques Merle en 1980, rejoint par Peter Lamb en 1981 et Stefan Hastenrath en 1986. Utilisant les données historiques disponibles, leurs travaux permirent de comparer l'échange thermique local avec la variation du contenu thermique et du transport de chaleur. Ces auteurs montrèrent que, dans les tropiques, la quantité de chaleur stockée localement n'est pas lié au flux de chaleur local traversant la surface, comme dans les plus hautes latitudes (fig. 16 et 17). Autrement dit, la chaleur qui pénètre dans l'océan en un point de la zone équatoriale n'est pas stockée sur place, mais immédiatement transportée. Ces auteurs en conclurent que c'est la circulation équatoriale et non pas l'échange thermodynamique local avec l'atmosphère qui est déterminante dans le bilan thermique des océans tropicaux. Cette situation s'oppose à celle qui prévaut dans les plus hautes latitudes où le stockage et le déstockage thermique local équilibrent presque totalement l'échange de chaleur avec l'atmosphère.

L'importance de la dynamique des océans tropicaux dans l'interaction océan-atmosphère

Ainsi donc, il était démontré que la dynamique océanique équatoriale était susceptible de déplacer rapidement de grandes quantités d'énergie sous forme de chaleur. Cette conclusion corroborait des observations réalisées dans le Pacifique, montrant que le phénomène El Niño était accompagné de déplacements massifs et rapides d'eaux chaudes d'un bord à l'autre de l'océan. De plus, ces transports de chaleur très rapides, affectant les océans tropicaux, corroboraient les mystérieuses « téléconnections » ou « actions à distance » (*remote forcing*) observées dans ces régions (chapitres 4 et 5). On verra plus loin (chapitre 4) que cette question de l'importance relative des « actions à distance » et des « actions locales » sur la circulation océanique équatoriale, pour expliquer

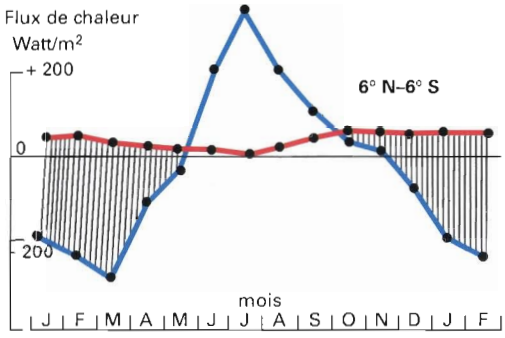


Figure 16
Variation saisonnière du taux de variation du contenu thermique (en bleu) et du flux net de chaleur échangé à la surface (en rouge) pour l'ensemble de l'océan Atlantique tropical (dans une plage de latitude comprise entre 6° N et 6° S) obtenue en compilant l'ensemble des données historiques disponibles (MERLE, 1980 b). Les unités sont des watts par m². On voit que le flux de chaleur qui entre dans l'océan (courbe rouge), même s'il est toujours positif au fil des saisons, est d'un ordre de grandeur plus petit que le taux de variation du contenu thermique (courbe bleue) qui représente le stockage de chaleur dans l'océan. Le stockage de chaleur ne s'explique donc pas par le flux de chaleur, beaucoup plus faible, qui traverse la surface. Néanmoins, l'océan stocke (entre mai et novembre) et déstocke (entre novembre et mai, en hachuré) de la chaleur. Ces importations et exportations de chaleur de l'océan, non corrélées avec le flux de chaleur traversant la surface, ne peuvent s'expliquer que par des transports océaniques.

des phénomènes tels que El Niño, a été au centre d'un débat scientifique... orageux !

Pour conclure, ces études détaillées menées dans l'Atlantique tropical confirmaient que le transport thermique océanique méridien était bien maximal dans les tropiques et affecté par une variabilité saisonnière de grande amplitude avec une renverse en été boréal, comme l'avaient déjà indiqué les résultats généraux de OORT et VONDER HAAR en 1976. Mais ces études établirent également le rapport entre le stoc-

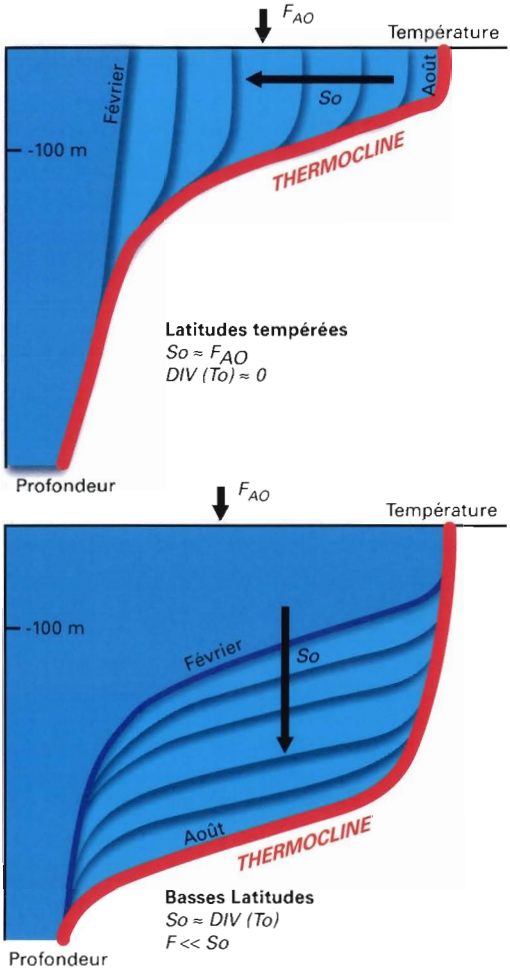


Figure 17
Schéma présentant les variations saisonnières des profils de température, en fonction de la profondeur, des océans tempérés (en haut) et tropicaux et équatoriaux (en bas). Voir aussi l'encadré 3 et la loi de conservation de la chaleur dans l'océan, $F_{AO} = So + DIV\ (To)$. Dans les latitudes tempérées (dessin du haut), le profil de température dessine clairement une thermocline en été (en rouge). Celle-ci s'érode progressivement en hiver à mesure que la température de surface diminue. Le profil hivernal devient alors presque rectiligne (en février). Cette évolution des profils de température montre que le flux de chaleur F_{AO} traversant la surface est stocké sur place : $F_{AO} = So$. Le transport de chaleur To est donc voisin de zéro. Dans les régions équatoriales au contraire (dessin du bas), la température de surface change peu en fonction de la saison, mais la profondeur de la thermocline peut varier considérablement sous l'effet de la dynamique équatoriale, entraînant des changements importants du stockage thermique local, So, qui alors n'est plus équilibré par le flux thermique, F_{AO}, échangé à travers la surface. Le transport thermique, To, domine alors le bilan thermique : $DIV\ (To) = So$.

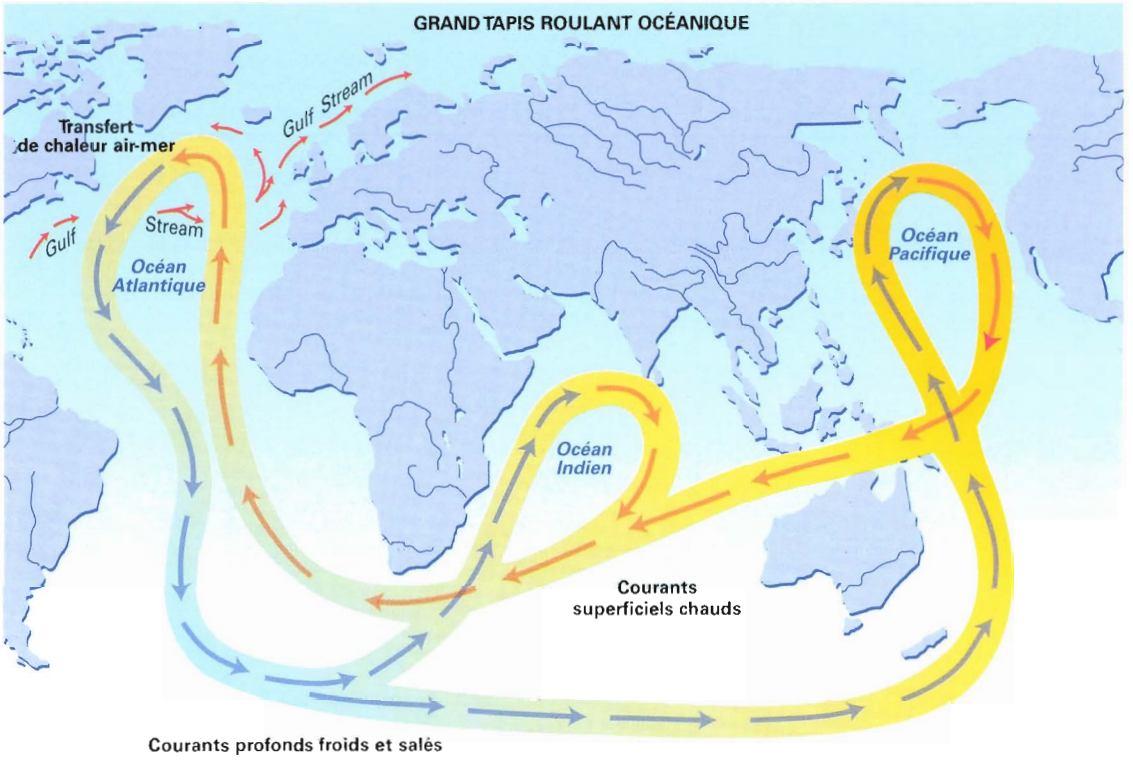


Figure 18
Schéma de la circulation générale des océans simulant la machine thermique planétaire. Ce schéma du « tapis roulant » océanique, repris par de nombreux auteurs sous différentes formes, fut l'un des plus médiatisés pour illustrer le rôle de l'océan et de son transport de chaleur dans le climat. D'après Broecker W.S. et Denton G.H., *Quaternary Science Reviews*, 1990.

kage local de chaleur reçue de l'atmosphère et son transport. Elles montrèrent que les transports et les stockages de chaleur dans l'océan tropical ne sont pas directement liés à l'échange local avec l'atmosphère, mais qu'ils sont imputables à la dynamique océanique singulière qui affecte ces régions proches de l'équateur.

C'est un schéma très différent de ce que l'on observe aux latitudes moyennes et hautes, où l'océan stocke sur place la chaleur pendant l'été et la restitue à l'atmosphère pendant l'hiver[8] (fig. 17). Ces particularités des océans tropicaux sont liées à la singularité de la circulation équatoriale qui sera traitée dans les chapitres suivants, notamment pour expliquer les déplacements de masses d'eaux chaudes dans le sens zonal le long de l'équateur, étroitement impliqués dans le phénomène El Niño et l'oscillation climatique Enso.

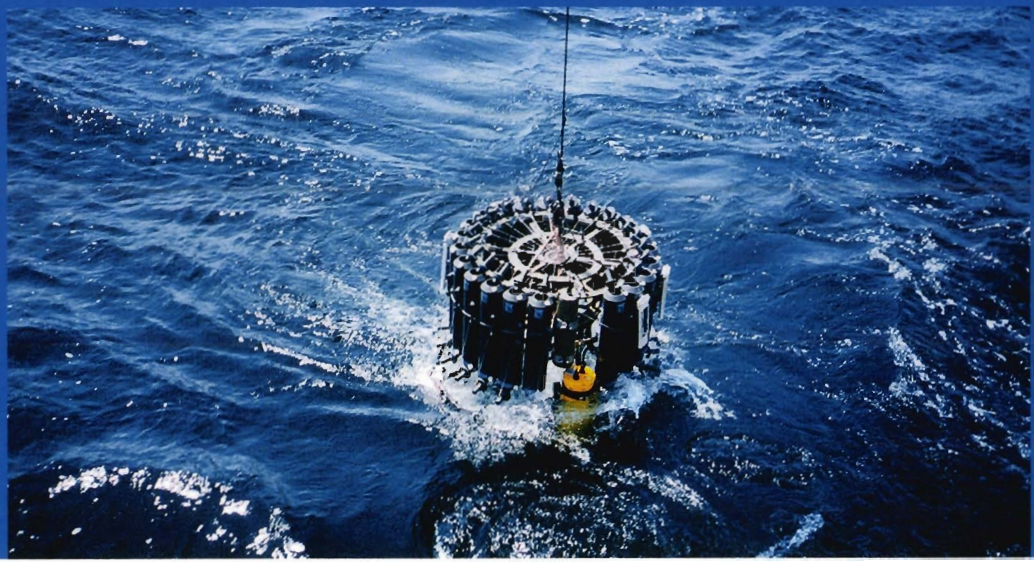
L'étude du transport thermique océanique planétaire a ainsi clairement établi la place particulière des océans tropicaux, notamment de l'océan Atlantique, et le rôle différencié des trois grands océans dans cette redistribution énergétique planétaire des basses vers les hautes latitudes. À partir de ces résultats, le rôle de l'océan sur le climat était bien établi ; il fut souvent médiatisé sous la forme d'un schéma reproduit dans des centaines de publications et de nombreux magazines. C'est le fameux « tapis roulant », ou *conveyor belt*, présenté ci-dessus (fig. 18).

[8] La question de l'importance relative du transport et du stockage local de chaleur dans les océans a suscité encore récemment (en 2003) une polémique scientifique autour d'un article de Richard Seager, de l'université de Columbia aux États-Unis, qui nie le rôle du Gulf Stream dans le réchauffement de l'Europe et l'attribue à la circulation atmosphérique. L'auteur fait valoir que c'est le déstockage hivernal de la chaleur emmagasinée dans les eaux chaudes du Gulf Stream lorsqu'il atteint les moyennes latitudes qui réchauffe les vents d'ouest et le climat européen. Le débat porte sur la part, dans ce déstockage hivernal, de la chaleur transportée effectivement par le Gulf Stream et de la chaleur emmagasinée localement pendant l'été qui a précédé. Les deux sources de calories sont certainement présentes, mais si intimement liées qu'il est vain de vouloir les différencier et de nier le transport de calories par le Gulf Stream.

Chapitre 3

L'observation de la circulation océanique globale

Le programme Woce *(World Ocean Circulation Experiment)*



© IRD/C. Andrié

Un rassemblement sans précédent des océanographes dans un grand programme international pour obtenir enfin une image réaliste de la circulation moyenne des océans et de sa variabilité à toutes profondeurs.

Les prometteuses études pionnières sur le transport énergétique et thermique des océans, la généralisation des calculateurs électroniques et des modèles d'océan à partir des années 1980 incitèrent de nombreux océanographes, observateurs et modélisateurs, à tenter d'aller plus loin dans la compréhension de la machine thermique océanique, reconnue comme le principal acteur de l'équilibre énergétique planétaire et de ses fluctuations. Mais les « données historiques » consignées dans les banques de données ne suffisaient plus. L'océan restait encore mal connu à grande échelle, aucune observation globale n'en avait été faite, si l'on excepte la première tentative menée en ce sens, « l'Année géophysique internationale » en 1957-1958, déjà évoquée.

La situation était telle qu'à la fin des années 1980, on ne disposait toujours pas d'une image satisfaisante de la circulation générale des océans et de sa variabilité. De nombreuses régions n'avaient jamais été explorées, d'autres, supposées être très variables dans le temps, n'étaient pas couvertes par des campagnes d'observations répétées. Il était indispensable de pouvoir disposer de nouvelles observations plus complètes, plus homogènes, qui couvriraient la totalité de l'océan et dont la qualité serait indiscutable. Une opération internationale mettant en commun des moyens d'observation en grand nombre paraissait être la seule issue. C'est ainsi que naquit l'idée d'un grand programme international d'observations *in situ* de l'océan mon-

dial, qui fut appelé Woce (*World Ocean Circulation Experiment*). Ce projet fut renforcé par les perspectives prometteuses offertes par l'observation spatiale. Il devenait envisageable, en utilisant une nouvelle génération d'instruments embarqués sur des plates-formes satellitaires, les altimètres, d'obtenir une information sur la dynamique de l'océan parallèlement aux observations *in situ*. Les deux approches, mesures *in situ* et mesures spatiales, s'épaulaient mutuellement.

Ces altimètres, développés conjointement par les États-Unis et la France dans un projet commun, Topex-Poseïdon, dont on reparlera chapitre 7, permettaient d'espérer une couverture détaillée et précise de la topographie dynamique[1] de la surface des océans. À partir de cette topographie, on pourrait, par inversion[2], déduire le champ de courants à toutes profondeurs dans l'océan, à condition de disposer des observations *in situ* de température et de salinité pour déterminer le champ de densité et de pression à l'intérieur de la masse liquide océanique. C'était ce que proposait le projet Woce.

Pour obtenir une description détaillée et relativement synoptique de l'océan mondial avec des observations homogènes en qualité et en résolution, il fallait réunir des moyens énormes, hors de portée d'un seul pays. Il était nécessaire de mobiliser une très large fraction de la communauté internationale pour élaborer un projet susceptible de rassembler, pendant plusieurs années, des dizaines de navires et des centaines de scientifiques, afin de couvrir la surface de l'océan mondial par un réseau suffisamment dense d'observations de grande qualité. Tel était le « cahier des charges » pour obtenir enfin cette image réaliste de la circulation moyenne des océans à toutes profondeurs – ainsi que de ses variations dans les sites et les seuils critiques – que tous les océanographes et les climatologues attendaient. Mais si le concept et les arguments scientifiques pour déployer un tel programme international étaient solides, au moins dans la tête des leaders de l'océanographie, son financement, son organisation et sa réalisation pratique nécessitaient encore beaucoup d'efforts.

Origine et organisation de Woce

Lorsque à la fin des années 1970, Carl Wunsch, du Massachusetts Institute of Technology (MIT), exprima publiquement l'idée d'organiser une grande opération internationale visant à rassembler une part substantielle des moyens de l'océanographie mondiale pour couvrir l'océan de stations hydrologiques, son projet fut accueilli avec un certain scepticisme par une partie de la communauté scientifique américaine et internationale. Revenir à des observations hydrologiques classiques rappelant l'océanographie des grandes campagnes historiques du début du siècle pouvait apparaître comme un retour en arrière. Carl Wunsch, soutenu par Francis Bretherton et quelques autres, chercha à promouvoir son idée en s'appuyant sur les perspectives offertes par les nouveaux outils de l'observation spatiale. Les projets spatiaux, notamment Topex et Poseïdon, issus des cartons des grandes agences spatiales telles que la Nasa et le Cnes, n'avaient pas encore totalement séduit la communauté scientifique et, plus ennuyeux, ils n'étaient pas assurés d'être financés par leurs gouvernements respectifs. Mais, en démontrant la complémentarité des projets spatiaux avec celui de l'observation *in situ* du projet Woce, le dossier commun devenait beaucoup mieux défendable.

Néanmoins, la démonstration de cette complémentarité ne fut pas *immédiatement* convaincante. Bien que les promoteurs des projets spatiaux se soient déclarés capables de fournir une topographie dynamique assez précise de la surface des océans, beaucoup d'océanographes « aux pieds mouillés » restaient méfiants et incrédules. La connaissance des courants superficiels que promettaient les satellites était pourtant une occasion unique, et à ne pas manquer, d'accéder enfin aux champs de courant à toutes profondeurs. Mais pour cela, il fallait connaître le champ de densité de l'intérieur de l'océan, ce qui ne pouvait être réalisé que par des mesures *in situ*, et donc légitimait Woce.

[1] La topographie dynamique – ou hauteur dynamique – est l'équivalent pour l'océan des hautes et des basses pressions de l'atmosphère (voir aussi notes 10 et 19, chapitre 4). La topographie dynamique en un point peut se calculer à partir du champ de densité le long de la colonne d'eau, la densité étant elle-même déduite des mesures de température et de salinité. Elle est également directement observée à partir de plates-formes spatiales dotées d'un altimètre (cf. note 17, chapitre 7).

[2] L'inversion est une opération mathématique qui permet, sous certaines conditions, de déterminer des grandeurs physiques à partir de paramètres mesurables qui en dépendent. La topographie dynamique de la surface de l'océan est la résultante du champ de densité sous la surface. Le champ de densité détermine les courants en profondeur. En mesurant la topographie dynamique de la surface de l'océan et le champ de densité en profondeur, on peut accéder à la détermination des courants à toutes profondeurs par une « inversion ».

Tels étaient les arguments de fond que défendaient Carl Wunsch et les siens pour justifier cette vaste opération. À ces justifications portant sur le fond, ils ajoutaient que la puissance des calculateurs et les progrès des techniques numériques devenaient tels qu'ils offriraient bientôt la possibilité d'intégrer toutes ces observations – spatiales et *in situ* – dans des modèles en les assimilant[3]. C'était un moyen d'obtenir les images les plus réalistes qu'on ait jamais vues de la circulation de l'océan, en mariant modèles et observations. Mais tous ces arguments en faveur du projet, avancés avec force par Carl Wunsch et ceux qui le soutenaient, demeuraient insuffisants.

D'autres objections rendaient certains océanographes encore hésitants. Les résistances venaient en partie de ceux qui, plus familiers par tradition des programmes régionaux que des grands programmes internationaux, craignaient de ne pouvoir disposer à leur guise des données qu'ils auraient recueillies. La mondialisation de l'océanographie n'était pas encore entrée dans les mœurs. Les météorologues, habitués depuis longtemps à partager et à échanger leurs données, auraient pu servir d'exemple, mais ils maintenaient une certaine distance vis-à-vis de ces programmes d'océanographie qui s'organisaient de façon autonome au sein du « Programme mondial de recherche sur le climat » (PMRC) et leurs conseils ne furent pas sollicités.

Finalement, le programme prit forme après une succession d'étapes longues et complexes, mais incontournables lorsque l'on a choisi de passer par les instances internationales (encadré 6). Les opérations d'observations *in situ* de Woce devaient s'étaler sur une période relativement courte, 2 à 3 années, de façon à obtenir la photographie la plus synoptique possible de l'état de l'océan mondial et de sa circulation. Mais en fait, elles durèrent près de huit ans, de 1990 à 1998.

Les objectifs et les opérations Woce

Deux objectifs principaux étaient assignés à Woce :

(1) Développer des modèles de prévision du changement climatique et collecter les observations nécessaires.

(2) S'assurer de la représentativité d'une image à long terme de l'océan et identifier des méthodes permettant de déceler sa variabilité.

Trois projets à caractère géographique se partageaient l'océan mondial :

Projet 1 : décrire de manière quantitative la circulation à l'échelle planétaire : transport de chaleur, d'eau et de constituants chimiques.

Projet 2 : explorer la circulation circumpolaire antarctique et ses échanges avec les trois bassins océaniques : Atlantique, Indien et Pacifique.

Projet 3 : étudier les processus dynamiques les plus importants qui assurent le maintien de la circulation générale dans les zones clés.

Le système d'observations s'appuyait sur plusieurs éléments :

– des campagne hydrologiques de la surface au fond, incluant des mesures de traçeurs couvrant l'ensemble de l'océan ;

– des sections hydrologiques répétées, profondes seulement de 1 500 mètres, pour étudier la variabilité temporelle de certaines régions clés ;

– des lâchers de flotteurs de subsurface suivis acoustiquement ;

– des observations satellitaires altimétriques ;

– des zones de mouillage en point fixe pour cartographier les échanges transéquatoriaux et entre bassins ;

– des mesures météorologiques de surface pour valider les mesures de vent obtenues par satellite ;

– des observations routinières réalisées par des navires marchands par des lâchers de bouées dérivantes de surface et des sondes thermiques perdues (XBT/XCTD).

Les premiers résultats de Woce

La connaissance de la circulation océanique moyenne

Comment s'opère le transport des propriétés de l'océan par les grands courants océaniques, et quels en sont les moteurs ?

Durant Woce, les transports des propriétés de l'océan (température, salinité, traceurs chimiques...) opérés par les grands courants majeurs – Gulf Stream, Kuro-Shivo, courant de Humboldt, courant de Benguela, courant circumpolaire antarctique,... – ont été mesurés avec précision. Les campagnes hydrologiques et les flotteurs (de surface et de subsurface)

[3] Voir note 9, ce chapitre.

Mise en place de Woce

Encadré 6

Les premières discussions autour du concept Woce furent menées au sein du « *Committee for Climate Change and the Oceans* (CCCO) », créé conjointement en 1979 par les deux organisations internationales d'océanographie, le Scor et la COI. Constitué d'une douzaine d'océanographes, à l'origine sous la présidence de Roger Revelle[4], le CCCO était chargé de promouvoir les idées scientifiques des océanographes et de les concrétiser par des projets internationaux, conjointement avec le JSC[5] pour le compte de l'OMM. Très rapidement, le CCCO comprit que le projet Woce était une riche idée qu'il fallait défendre avec énergie. L'acte de naissance de Woce, en tant que projet international, date de la conférence jointe CCCO/JSC organisée par Bryan Robinson de Harvard sur les programmes océanographiques à grande échelle, qui se tint à Tokyo en mai 1982. Le « gratin » de l'océanographie mondiale était présent. À cette époque, le projet Toga étant déjà sur les rails, c'est Woce qui retint l'essentiel de l'attention pour mettre sur pied la plus grande opération commune jamais planifiée par des océanographes.

À partir de cette conférence, le CCCO prit en charge la construction du projet et créa conjointement avec le JSC un *Scientific Steering Group* (SSG). Woce était donc un projet à dominante océanographique, mais qui restait assujetti à un droit de regard des climatologues et des atmosphériciens par l'intermédiaire du JSC sous l'égide de l'OMM. Dès 1983, le SSG précisa les objectifs du programme et créa plusieurs groupes de travail pour avancer dans la définition du projet. La tâche était ardue, car une trentaine de pays étaient impliqués sur les quatre océans avec des objectifs étendus à presque tous les champs de l'océanographie.

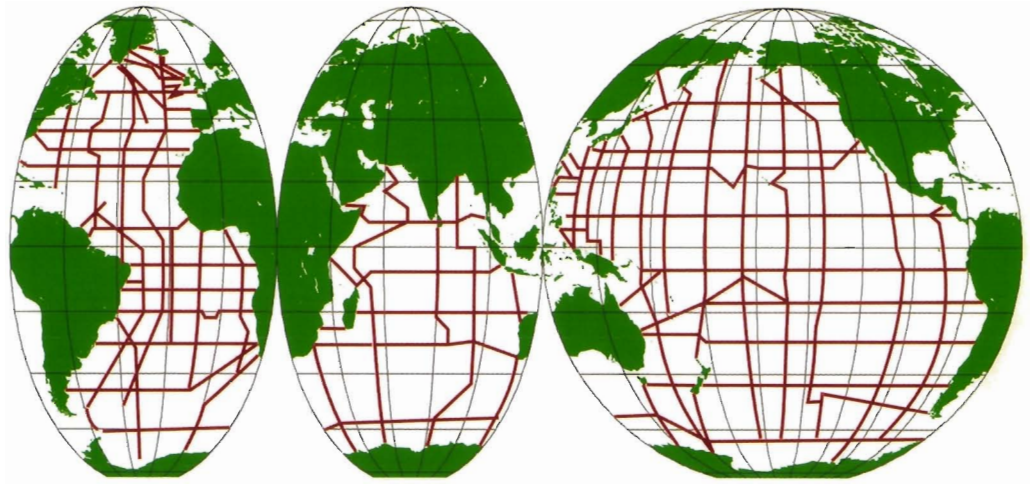
Il fallut établir un *Woce International Project Office* (Woce/IPO) à Wormley en Angleterre, et lorsque l'on approcha des échéances opérationnelles, un centre de gestion des opérations à la mer fut créé en Allemagne. Un plan scientifique fut établi en 1986 et un plan opérationnel en 1988. Une grande conférence scientifique se tint à Paris en novembre 1988, rassemblant à la fois les chercheurs et les décideurs des pays désireux de participer à ce programme. Les opérations en mer se déroulèrent de 1990 à 1997. En 2005, l'exploitation scientifique des observations recueillies n'était pas encore terminée.



Les participants à la conférence CCCO/JSC sur l'organisation des programmes océanographiques à grande échelle (Tokyo, mai 1982).

[4] Roger Revelle est une figure historique de l'océanographie. Personnalité de la *Scripps Institution of Oceanography* (son épouse était une demoiselle Scripps !), l'un des berceaux de l'océanographie américaine et mondiale, il était toujours très actif à plus de 80 ans. C'est lui qui, au début des années 1980, proposa au CCCO d'alerter les autorités politiques mondiales sur le danger du réchauffement global, à la suite d'un exposé de Richard Killing montrant la montée inexorable de la teneur de l'atmosphère en CO_2 et sa relation probable avec le réchauffement constaté du climat.

[5] Le JSC, *Joint Scientific Committee* du programme mondial de recherche sur le climat, créé par l'OMM, est chargé d'élaborer au plan international la politique scientifique pour le compte du Programme mondial de recherche sur le climat (PMRC). Le JSC rassemble des représentants de toutes les disciplines impliquées dans la recherche sur le climat, météorologues, climatologues, océanographes, hydrologues, ...



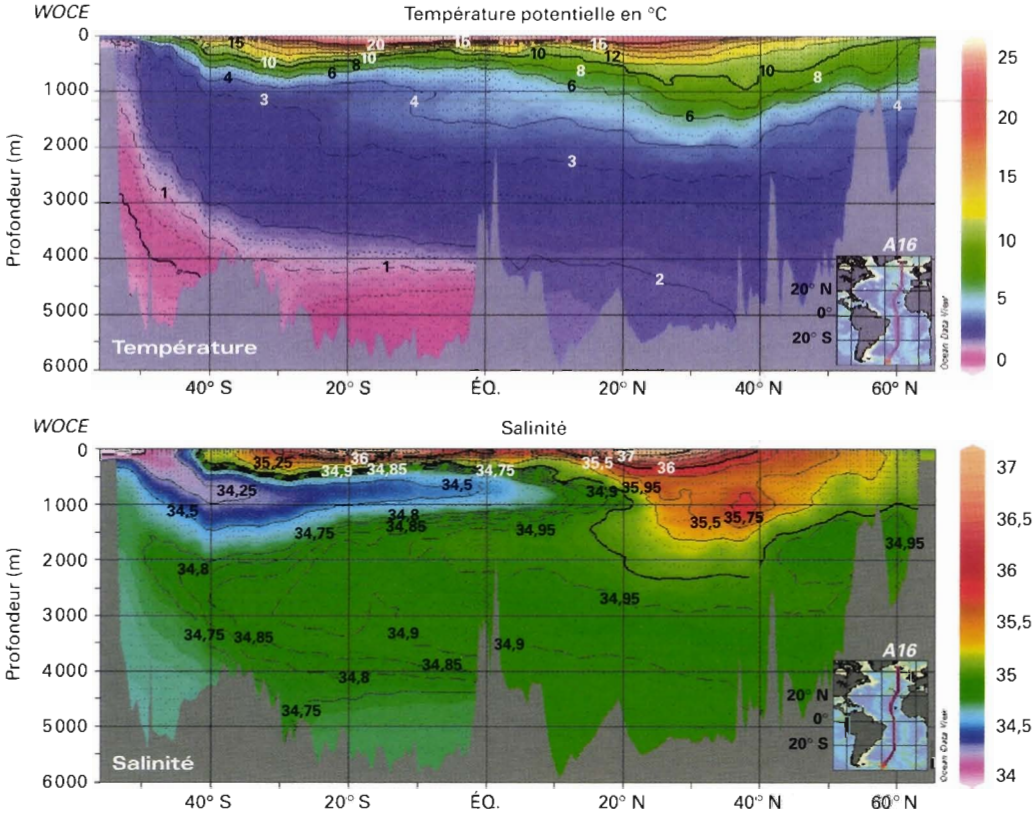


Figure 19 (en haut)
La position des grandes sections hydrologiques transocéaniques de Woce.

Figure 20 (en bas)
Sections d'observations de température (en haut) et de salinité (en bas), de la surface au fond, le long d'une radiale hydrologique méridienne réalisée durant le programme Woce dans l'Atlantique, de 55° S à 65° N. D'après GANACHAUD et WUNSCH (2003).

ont permis de les mesurer directement et/ou de les déduire de la relation géostrophique[6] à partir de la mesure de la température et de la salinité le long de grandes radiales transocéaniques (fig. 19, 20). Certes, les transports opérés par ces grands courants avaient été évalués antérieurement, mais jamais avec une telle précision et une telle résolution, ce qui permit d'apprécier leur variabilité temporelle et de tester de nouvelles théories de la dynamique océanique.

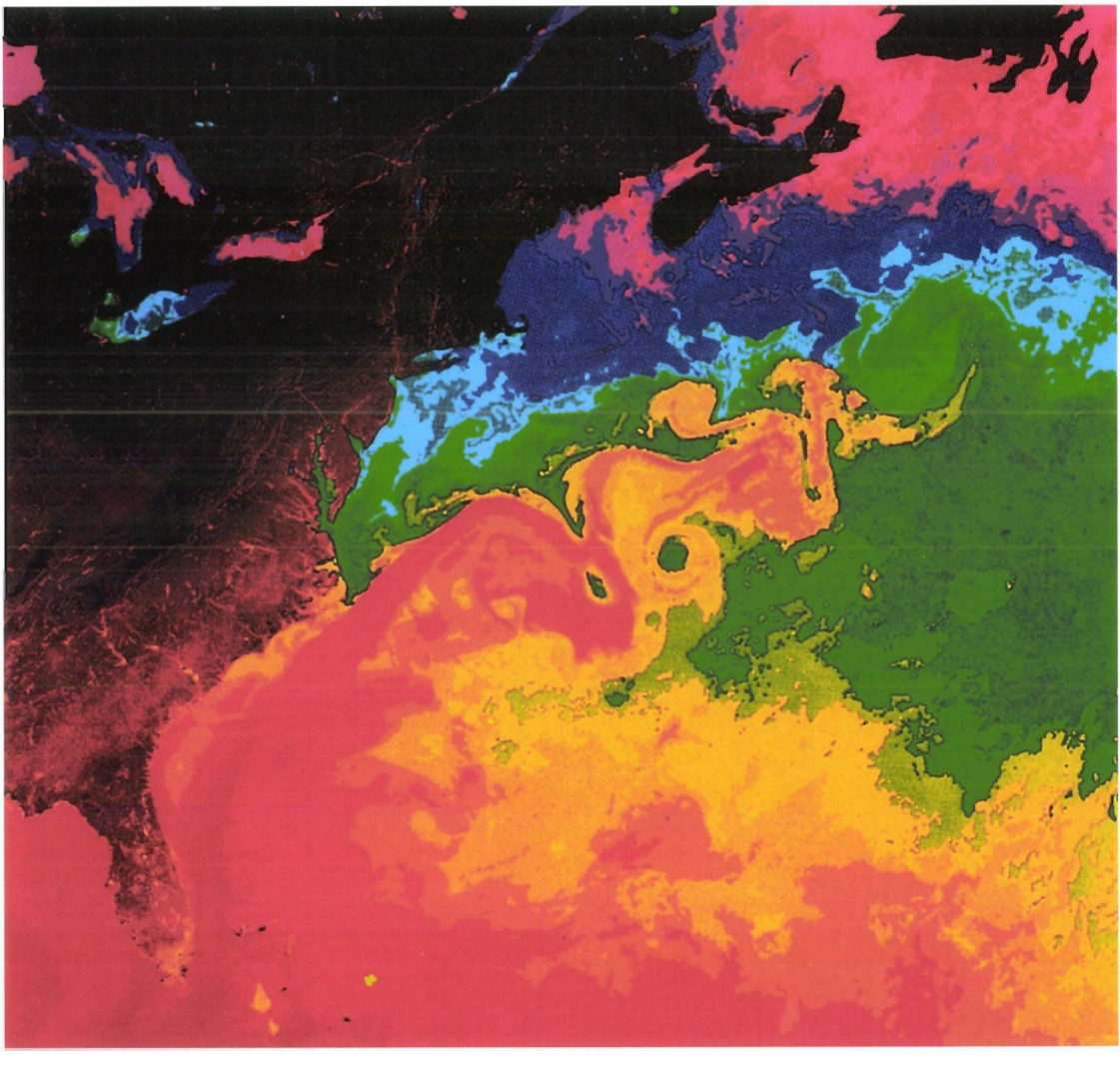
[6] Cf. note 3 chapitre 4.

La variabilité spatio-temporelle de l'océan et son rôle dans la circulation moyenne

Comment prendre en compte les tourbillons à moyenne échelle dans la circulation océanique moyenne ?

Au-delà de la variabilité temporelle des structures océaniques de grande échelle, telles que les grands courants, il existe une variabilité spatiale et temporelle tourbillonnaire à plus petite échelle. Comme l'atmosphère, mue par des zones cycloniques et anticycloniques qui déterminent quotidiennement le temps, les océans sont constitués de tourbillons et d'ondes qui peuvent déplacer les masses océaniques (fig. 21). Mais ces structures tourbillonnaires océaniques sont plus petites (de l'ordre de 100 km de diamètre) que celles de l'atmosphère et ont une durée de vie beaucoup plus longue (de l'ordre de quelques mois à quelques années), alors qu'une perturbation atmosphérique ne dure que 2 à 3 semaines au maximum. Pour déterminer les propriétés moyennes de l'océan, il est nécessaire d'observer ces tourbillons pour connaître les perturbations qu'ils peuvent introduire dans les mesures de son état moyen. Par ailleurs, ces tourbillons sont un mécanisme essentiel des processus de mélange des eaux et de diffusion de leurs

Figure 21
Les tourbillons du Gulf Stream lors de sa rencontre avec les eaux froides du Labrador le long de la côte nord-est américaine. Températures observées par un satellite. On remarque les tourbillons d'environ 100 km de diamètre et le « fleuve chaud » (25 à 28 °C) du cœur du Gulf Stream (en rouge) qui n'est pas sans rappeler la carte dressée par Franklin (fig. 3). En bleu, les eaux sont à environ 15 °C. Document université de Miami.

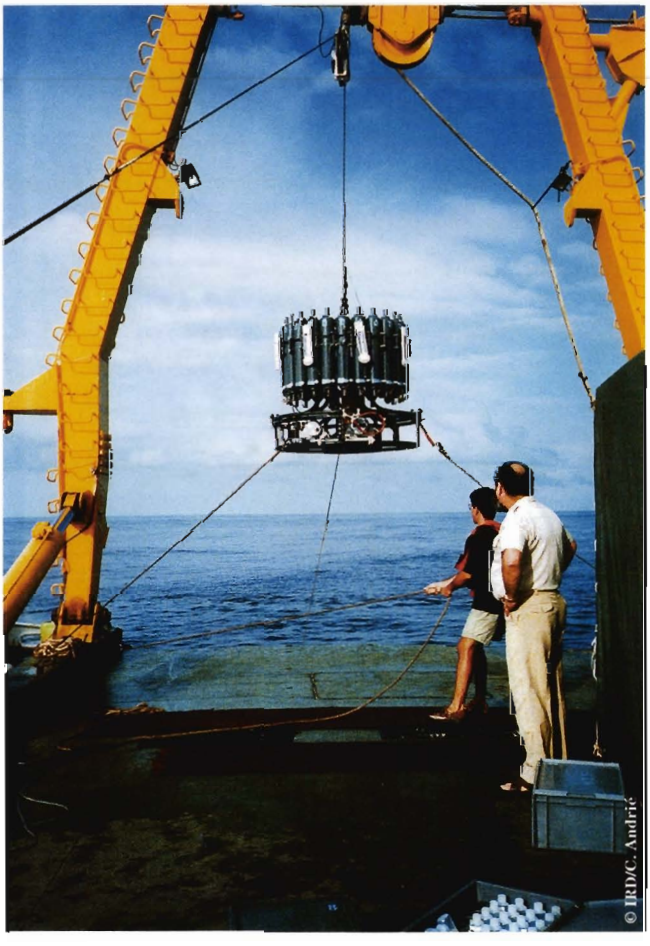


propriétés. Ils sont ainsi susceptibles de « transporter » certaines des propriétés de l'océan sans qu'il y ait transport de masse effectif. Les observations de Woce ont montré que ce mélange turbulent, jusqu'ici mal connu, affectait les couches océaniques profondes, et que sa réévaluation devait être prise en compte dans les modèles.

Les interactions océan-atmosphère et la diffusion des propriétés de surface dans l'océan profond

Comment les conditions océaniques de surface évoluent-elles en interaction avec l'atmosphère et comment pénètrent-elles l'océan profond ?

Les observations de la température et de la salinité de surface montrent que des perturbations de ces champs peuvent persister pendant plusieurs mois, voire plusieurs années. Elles traduisent les échanges de chaleur et d'eau douce, qui s'opèrent par le biais de l'évaporation et des précipitations, avec l'atmosphère. Elles sont donc la signature de l'échange thermodynamique entre l'atmosphère et l'océan. Cet échange thermodynamique est un élément essentiel du forçage atmosphérique de l'océan, qu'il est nécessaire de connaître. Mais ce n'est pas tout. Il peut s'échanger aussi entre l'atmosphère et l'océan des composés plus mineurs tels que le carbone et son dioxyde, le gaz carbonique (voir chapitre 8), mais aussi des molécules rares et des éléments traces tels que des isotopes radioactifs résultant des expériences nucléaires menées à l'air libre dans les années 1960. Ces éléments radioactifs marquèrent l'atmosphère et les eaux océaniques de surface[7], pénétrant, sous la surface, dans l'océan profond et constituant autant de « marqueurs » potentiels de la circulation océanique profonde dans ses trois dimensions. Les grandes radiales hydrologiques Woce ont mesuré certains de ces éléments rares tels que le tritium (^{3}H), le carbone 14 (^{14}C) et les chlorofluorocarbures, plus couramment appelés CFC ou fréons, pour « tracer », avec succès, cette circulation océanique profonde, difficilement accessible par des mesures directes avec des courantomètres (voir chapitre 8).



Récupération de la bathysonde et de la rosette : composée de bouteilles à renversement pour les prélèvements d'eaux en profondeur. Campagne Orstom, à bord du navire océanographique *Noroit*.

[7] Parmi les nombreux isotopes radioactifs que l'on trouve dans la nature, certains peuvent servir de « chronomètre ». En effet, un élément radioactif est caractérisé par son temps de désintégration ou sa demi-vie (temps mis pour désintégrer la moitié des atomes de l'élément originel). Lorsqu'un élément radioactif a une durée de vie compatible avec la durée d'évolution d'un phénomène, on peut l'utiliser pour dater le cours du phénomène, en mesurant la proportion d'éléments originels par rapport aux éléments résultant de sa désintégration. Ainsi, le tritium (^{3}H), de demi-vie 12,4 ans, produit en masse par les explosions nucléaires à l'air libre des années 1960, a marqué les eaux océaniques de surface de l'hémisphère nord. Il se décompose en hélium 3. La mesure du rapport tritium/hélium 3 permet de connaître l'âge de l'eau depuis qu'elle a été marquée en surface par une concentration connue de tritium.

Le transport de chaleur et d'eau douce (ou de sel) par les océans

Combien l'océan transporte-t-il de chaleur et d'eau douce (ou de sel) et par quels chemins ?

C'est la question centrale posée à Woce, qui constitue son objectif principal. Comme déjà dit précédemment, les océans doivent redistribuer la chaleur, reçue en excès aux basses latitudes, vers les hautes latitudes, pour la restituer à l'atmosphère. La même question se pose pour l'eau douce, dont le bilan doit aussi se rééquilibrer entre l'apport des fleuves, les précipitations et l'évaporation. Au-delà des enseignements des bilans globaux présentés précédemment, les processus, la vitesse, les chemins préférentiels par lesquels les océans remplissent cette fonction doivent être connus pour comprendre et prévoir comment l'océan détermine la variabilité du climat.

Une attention particulière a été portée sur les grandes radiales hydrologiques qui traversent les bassins océaniques le long d'un même parallèle, pour calculer directement le transport méridien de chaleur et de sel à l'aide des mesures de température, de salinité et de courants. Ces calculs directs ont été confrontés aux estimations indirectes réalisées à partir des bilans d'échanges de ces propriétés avec l'atmosphère à travers la surface. Par ailleurs, ces calculs de transports méridiens de chaleur et de sel sont un excellent test de la qualité des modèles simulant la dynamique océanique. Woce a permis de faire ces comparaisons, d'estimer les incertitudes, et ainsi de fournir, par bassins océaniques, les meilleures estimations possibles du transport thermique et du transport de sel opérés par les océans, répondant ainsi à l'un de ses objectifs initiaux (fig. 22).

Le développement des modèles océaniques

Comment améliorer le réalisme des modèles océaniques et leur paramétrisation ?

De nombreux processus affectent l'océan aux petites échelles (quelques dizaines de kilomètres). Les plus importants doivent être pris en compte dans les modèles soit explicitement, soit par des « paramétrisations[8] » réalistes. Woce a développé des « sous-expériences » pour étudier particulièrement tel ou tel processus et proposer des « paramétrisations » adéquates de ces processus. Les modèles d'océans progressent parallèlement aux progrès de la puissance des calculateurs. En 2004, les modèles les plus avancés (fig. 23) avaient une résolution d'une dizaine de kilomètres, et intégraient une quarantaine de

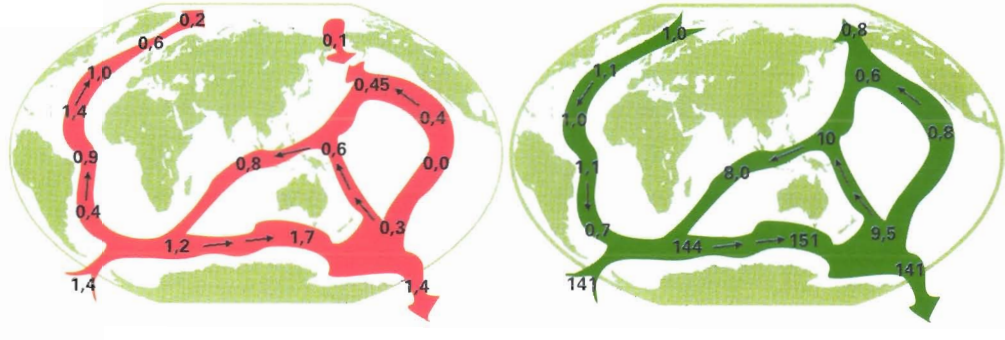


Figure 22

Les transports de chaleur (à gauche en petawatts ou 10^{15} watts) et d'eau douce (à droite en millions de m^3 par seconde) obtenus durant Woce. On remarque que pour les océans Pacifique et Indien, les schémas de transport de chaleur et d'eau douce sont identiques et vont dans le même sens. Pour l'océan Atlantique, au contraire, le flux d'eau douce est orienté nord-sud à toutes les latitudes, alors que le flux de chaleur est orienté sud-nord. L'Atlantique importe de la chaleur mais exporte de l'eau douce. (Document Woce Office).

[8] La « paramétrisation » d'un processus dans un modèle est la prise en compte de ce processus par un formalisme correspondant à l'échelle de la maille élémentaire du modèle (quelques dizaine de km pour les modèles à haute résolution). Par exemple, les coefficients caractérisant la diffusion (ou le mélange) à l'intérieur du fluide dans un modèle ne seront pas égaux à ceux caractérisant la diffusion de l'eau de mer à l'échelle moléculaire, mais on définira un « coefficient de diffusion virtuelle » intégrant tous les processus de mélange aux échelles inférieures à la maille élémentaire du modèle. Ce « coefficient de diffusion virtuel » pourra être très différent du coefficient de diffusion de l'eau de mer à l'échelle moléculaire et dépendra principalement de la taille de la maille du modèle

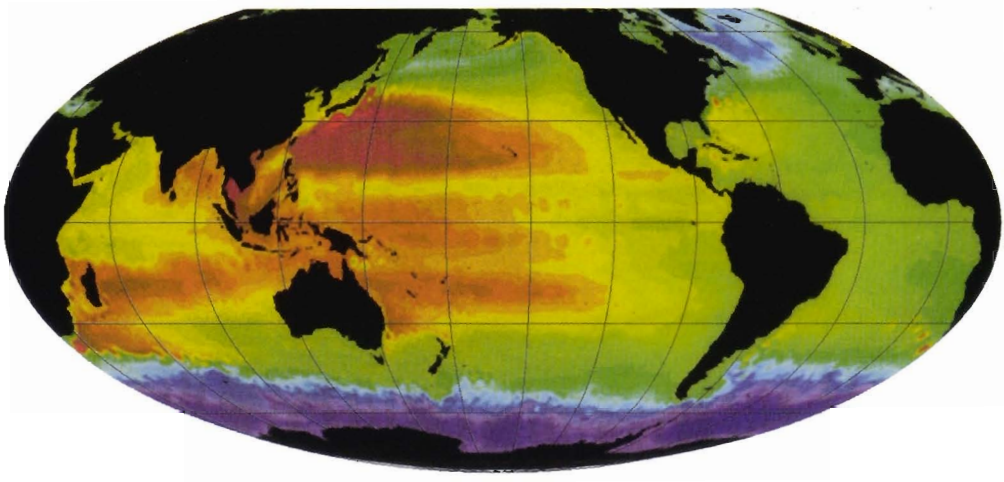


Figure 23
Modélisation de la topographie dynamique de la surface de l'océan mondial (modèle britannique OCAM). Les régions en orange et rouge correspondent à un dénivelé de plus de 50 cm.

niveaux entre la surface et 6 000 mètres de profondeur. Leurs simulations devaient être soigneusement testées par comparaison avec l'océan réel. Les observations de Woce ont été, de ce point de vue, très précieuses par leur densité et leur qualité.

Mais les données Woce ont un autre usage, elles peuvent être « assimilées » dans ces modèles, et rendre ainsi leurs simulations plus réalistes. L'assimilation[9] des observations dans les modèles, technique courante en météorologie, est encore en développement en océanographie. Les données Woce permettront de tester les nouveaux algorithmes d'assimilation qui ne manqueront pas d'apparaître en océanographie dans les prochaines années (sur les différents types de modèles développés en océanographie ces dernières années, voir aussi chapitre 6 - Toga).

Woce dans les tropiques

Quel rôle particulier les océans tropicaux jouent-ils dans la circulation générale océanique et le transport méridien de chaleur et de sel ?

On a vu le rôle important joué par les régions équatoriales dans le transport thermique méridien (chapitre 2). Dans le chapitre 4, on étudiera plus en détail la circulation océanique équatoriale caractérisée par une singularité mécanique qui rend sa dynamique très différente de celle des latitudes plus élevées. La relation géostrophique[10], si largement utilisée aux moyennes et hautes latitudes, ne peut fournir une information complète sur la circulation dans les tropiques. Les couches océaniques superficielles (jusqu'à 200-300 m de profondeur) sont soumises à l'action de l'atmosphère en étroite interaction avec celle-ci. La circulation océanique intertropicale s'organise en réponse à l'action du vent à grande échelle, à l'inverse des moyennes latitudes où l'instabilité des courants, générant des tourbillons et une diffusion rapide de leurs propriétés, est prépondérante. Il en résulte, dans les tropiques, une circulation superficielle zonale, rapide et presque en phase avec l'évolution du forçage du vent. Le couplage qui s'établit alors entre l'océan tropical superficiel et la basse atmosphère est à l'origine d'une variabilité climatique à l'échelle interannuelle, objet du programme Toga (chapitre 6).

En revanche, la circulation des couches intermédiaires (500-2 000 mètres) et profondes reste plus difficile à appréhender. Des courants zonaux profonds se superposent à la circulation thermohaline méridienne par où transitent les eaux froides qui constituent l'indispensable retour du circuit de chauffage océanique (cf. encadré 3, chapitre 2). La connaissance de la circulation globale de l'océan mondial à tous niveaux, objectif de Woce, nécessitait donc, dans les basses latitu-

[9] L'assimilation des observations dans un modèle est un ensemble de techniques numériques qui permettent d'insérer des observations dans les simulations de ce modèle et de ramener la simulation aux observations. On recale ainsi régulièrement un modèle, qui a toujours tendance à s'éloigner de la réalité.

[10] Voir note 3 et encadré 8, chapitre 4.

des, un nouvel effort d'observation et de modélisation plus spécifique pour inventorier les couches profondes. C'est pourquoi, dans l'organisation de Woce, un programme particulier a été conçu pour les océans tropicaux.

Plusieurs questions se posaient pour les régions proches de l'équateur : (1) Comment les circulations cycloniques et anticycloniques subtropicales nord et sud se connectent-elles à l'équateur ? (2) Comment s'organisent et se superposent la circulation des couches supérieures, soumises directement à l'atmosphère, et la circulation des couches intermédiaires et profondes, où la circulation thermohaline prédomine ? (3) Quels sont les chemins et la variabilité des transports de masse et de chaleur à travers l'équateur ?

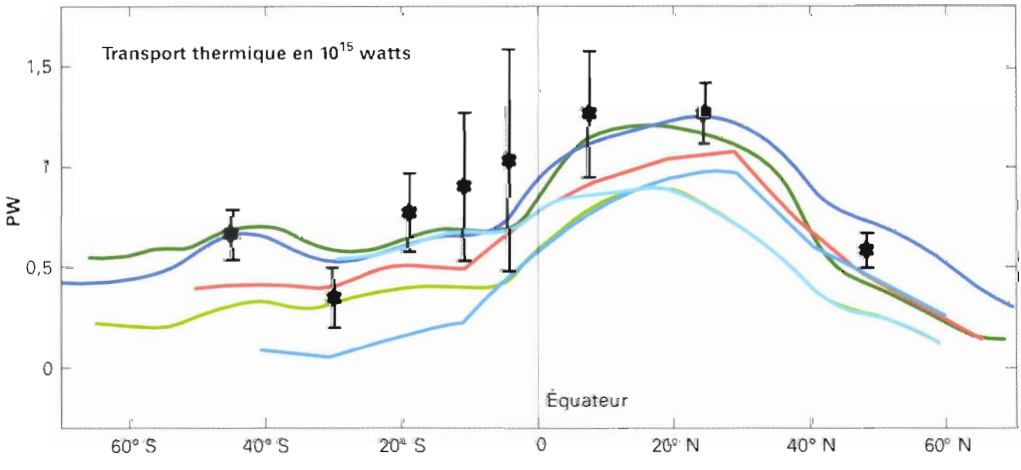
La question la plus importante pour les tropiques, et qui a un impact direct sur le climat, concerne évidemment le transport méridien de chaleur, qui redistribue l'énergie thermique entre les basses et les hautes latitudes. On a déjà traité cette question dans le chapitre 2 et mis en évidence la singularité de l'océan Atlantique, qui reçoit de la chaleur des deux autres océans pour l'amener dans sa partie nord. Les grandes radiales hydrologiques zonales de Woce ont rendu possibles des évaluations nouvelles et plus précises du transport thermique méridien atlantique à toutes latitudes, notamment à l'équateur. Les données historiques disponibles ont également été reconsidérées et comparées à ces nouvelles observations. Les valeurs du flux thermique méridien transéquatorial, estimées antérieurement à 1,5 petawatt, furent confirmées à la baisse, plus voisines de 1 petawatt. Mais surtout, la multiplication des observations permit d'estimer les incertitudes, qui sont grandes, et la variabilité temporelle de ce transport thermique méridien (fig. 24).

On savait que ce transport de chaleur s'effectuait principalement sur le bord ouest du bassin Atlantique car de nombreuses campagnes antérieures à Woce, principalement allemandes, américaines et françaises, avaient particulièrement bien étudié cette région complexe où le système de circulation équatorial bute sur le continent sud-américain (voir fig. 14). C'est pourquoi les observations ont été renforcées dans cette région durant Woce. Elles furent prises en charge principalement par des équipes allemandes sous la direction de Frits Schott, dont les travaux dans cette région et dans ce domaine font autorité.

Figure 24
Estimations du transport thermique méridien dans l'Atlantique (en petawatts ou 10^{15} watts), obtenues à partir des observations réalisées durant Woce (étoiles noires) comparées à des estimations antérieures d'après différents auteurs (en couleur) en 2003. Les valeurs positives indiquent un transport vers le nord. À l'équateur, le transport est voisin de un petawatt comme indiqué par les données historiques. Mais on remarque l'incertitude de la mesure, qui a pu être estimée grâce aux mesures Woce, représentée par les barres verticales. Celle-ci traduit une variabilité importante apparente grâce à la grande qualité des observations. D'après GANACHAUD et WUNSCH (2003).

Le bilan et les leçons de Woce

L'exploitation des données de Woce n'est pas terminée en 2005 et il est prématuré de vou-



loir en faire un bilan exhaustif. Mais on peut affirmer que ce rassemblement sans précédent d'océanographes de toutes spécialités et appartenant à plus de trente nations a été un grand succès, ne serait-ce que par le nombre et la qualité des observations qu'il a permis de recueillir. Woce a ainsi apporté une contribution décisive à la connaissance de la circulation océanique planétaire, observée à toutes les échelles. Il a répondu, au moins partiellement, à plusieurs questions concernant le rôle de l'océan dans l'établissement du climat et sa variabilité. La principale et la plus générale est celle de sa fonction de redistribution thermique et énergétique à l'échelle planétaire. Il peut paraître étonnant de constater qu'une question aussi fondamentale sur ce qui rend notre Terre habitable n'ait été abordée sérieusement que récemment et que des réponses y soient apportées seulement aujourd'hui. Il est vrai que l'océan est un milieu difficile d'accès, et que l'observation de ses profondeurs nécessite des moyens lourds, importants et coûteux, tels que les navires, les bouées, les flotteurs... Les observations étaient donc rares jusqu'ici. Il fallut aussi attendre des progrès dans le traitement de l'information pour s'apercevoir qu'elles étaient insuffisantes. Woce combla partiellement cette lacune. Peu après, les satellites offrirent d'autres moyens d'observation plus globaux encore, continus dans l'espace et le temps, et complémentaires des observations *in situ*. De nouveaux concepts naquirent de cette vision depuis l'espace, sur laquelle nous reviendrons chapitre 7.

Mais avant cela, retournons vers l'équateur et les océans tropicaux, longtemps méconnus, et dont on a compris seulement récemment l'importance dans la variabilité du climat à court terme, notamment par les particularités de leur bilan thermique dont il a été question dans le chapitre précédent.

Chapitre 4

La singularité équatoriale



© IRD/D. Wirrmann

De la singularité de la circulation équatoriale, depuis sa découverte par les premiers navigateurs jusqu'à son étude scientifique tardive, et la reconnaissance de son rôle majeur dans la variabilité du climat par les déplacements de masses d'eaux qu'elle opère rapidement le long de l'équateur.

Les progrès réalisés dans la connaissance du transport thermique méridien opéré par les océans ont mis en relief la place particulière qu'occupent les régions tropicales dans ces phénomènes d'échelle planétaire. Mais qu'y a-t-il de singulier lorsque l'on approche de l'équateur ?

L'équateur a toujours intrigué les navigateurs. Une tradition en est restée sous la forme d'une cérémonie un peu burlesque, le « passage de la ligne », au cours de laquelle on invoque Neptune et Éole, les dieux de la mer et des airs, pour les passagers novices d'un navire lorsqu'il traverse l'équateur géographique en changeant d'hémisphère. L'intuition des marins, qui perçoivent dans cette ligne imaginaire qui marque la latitude zéro quelque chose de singulier, n'est pas infondée (fig. 25). Cette frontière entre les hémisphères n'est pas seulement un repère géographique naturel, elle est porteuse d'une singularité mécanique liée à la rotation de la Terre autour de l'axe des pôles. Cette rotation terrestre affecte la trajectoire de tous les corps en mouvement à sa surface, particulièrement les fluides que sont l'atmosphère et l'océan. Elle engendre en effet une force,

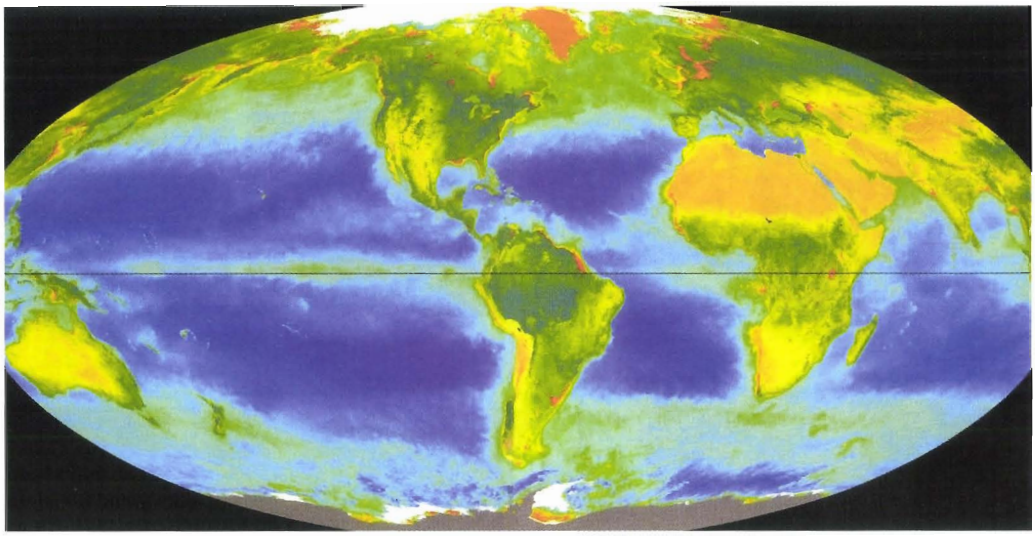


Figure 25
Image composite de plusieurs satellites observant la teneur en chlorophylle de la surface de l'océan qui traduit sa productivité phytoplanctonique (plancton végétal). On remarque, que l'équateur « est dessiné », dans le Pacifique et dans l'Atlantique, par la production de matière végétale due aux remontées d'eaux profondes, riches en sel nutritifs, liée à la singularité équatoriale. C'est comme si la vie marine, elle aussi, « reconnaissait » la singularité de l'équateur. Document Nasa.

appelée « force de Coriolis[1] » qui s'ajoute à la force originelle appliquée sur un corps en mouvement, déviant sa trajectoire vers la droite dans l'hémisphère nord et vers la gauche dans l'hémisphère sud. Le phénomène est bien connu des artilleurs, qui doivent en tenir compte dans le calcul des angles de tir de leurs canons pour atteindre les objectifs visés. La force de Coriolis est une fonction de la latitude[2], elle est nulle à l'équateur et change de signe en changeant d'hémisphère. C'est une force complémentaire faible par rapport aux forces en jeu dans le mouvement des mobiles terrestres usuels, mais elle joue un rôle très important dans le mouvement des fluides océaniques et atmosphériques car elle est du même ordre de grandeur que les forces de pression qui résultent de la répartition des densités à l'intérieur de ces fluides (encadré 8), engendrant leurs mouvements par les courants et les vents. La force de Coriolis entre dans l'« équation géostrophique[3] » qui permet de calculer la vitesse d'un fluide si l'on connaît les forces de pression, ou la répartition des densités, à l'intérieur du fluide. La « géostrophie » est une approximation commode pour calculer les courants et les vents, universellement utilisée par les océanographes et les atmosphériciens. La nullité de la force de Coriolis à l'équateur interdit l'application de cette relation dans cette région du globe. D'autres formulations théoriques doivent alors être utilisées, qui conduisent cependant aussi à des courants s'accélérant dans le sens zonal et à des systèmes de propagation d'ondes guidées par cette frontière géographique et mécanique.

[1] Gustave Coriolis, mathématicien français, formula en 1830 la théorie décrivant le mouvement des corps à la surface d'une sphère tournante. Il montra qu'à l'équateur, la force d'entraînement complémentaire générée par la rotation de la Terre est nulle, et donc que les mobiles solides et fluides se comportent différemment. Mais les équations régissant la circulation océanique équatoriale restaient à écrire.

[2] La force de Coriolis, f, est donnée par la formule $f = 2\,\omega \sin \varphi$, ω étant la vitesse angulaire de la Terre dans sa rotation et φ la latitude. f est proportionnelle au sinus de la latitude, et donc plus on approche de l'équateur, plus elle diminue jusqu'à devenir nulle.

[3] L'équation géostrophique permet de calculer les composantes zonales et méridiennes des courants, u et v, si on connaît le champ de pression p (x, y) et la densité moyenne ρ, par les formules :
$u = -\partial p/\partial y.\ 1/\rho f$; $v = \partial p/\partial x.\ 1/\rho f$. On voit que le paramètre qui traduit la force de Coriolis, f, est au dénominateur de ces relations. Plus f diminue en approchant de l'équateur, plus les composantes du courant grandissent jusqu'à devenir infinies à l'équateur, ce qui n'a pas de sens physique. La relation géostrophique est donc inapplicable à l'équateur. On recourt à d'autres équilibres de forces pour expliquer les courants océaniques équatoriaux.

Les navigateurs avaient observé depuis longtemps cette singularité équatoriale, qui se manifestait par des courants généralement rapides dans le sens zonal mais variables dans le temps et l'espace, très différents de ceux qu'ils rencontraient dans les régions tempérées. Ces particularités excitèrent plus tard la curiosité des théoriciens de l'océan, avant de devenir un sujet d'étude majeur pour comprendre l'interaction de l'océan avec la basse atmosphère et la variabilité du climat qui en découle.

Dès le XVII[e] siècle, les vents alizés furent mis en évidence et décrits (cf. fig. 2). Par la suite, au cours des XVIII[e] et XIX[e] siècles, et après de longs débats, l'existence des courants et surtout des contre-courants équatoriaux fut reconnue. Au XIX[e] siècle, la découverte fortuite du sous-courant équatorial ne trouva son épilogue que dans les années 1950-1960. Ces étrangetés équatoriales intriguèrent les théoriciens, qui tentèrent alors de bâtir des théories et des modèles pour expliquer la physique de la circulation océanique dans les basses latitudes. Dans les années 1970-1980, des campagnes internationales apportèrent des précisions importantes sur la variabilité de cette circulation en relation avec les « forçages » atmosphériques. La communauté scientifique comprit enfin que les particularités des océans tropicaux et équatoriaux associées à leurs interactions étroites avec la basse atmosphère représentaient une clé fondamentale susceptible d'expliquer la variabilité du climat à court terme et des phénomènes tels que El Niño dans le Pacifique. Ces avancées encouragèrent les Français et les Américains à s'associer pour étudier plus en détail la dynamique équatoriale dans l'Atlantique. Enfin, un grand programme international associant océanographes et atmosphériciens, Toga (*Tropical Ocean and Global Atmosphere*), fut mis sur pied entre 1985 et 1995 pour tenter de comprendre et de prévoir la variabilité climatique associée à l'interaction dynamique de l'atmosphère et de l'océan dans les basses latitudes.

Dans ce chapitre, nous traiterons de la singularité de la circulation équatoriale, depuis sa découverte par les premiers navigateurs jusqu'à son étude scientifique tardive, et la reconnaissance de son rôle dans la variabilité climatique. Ce dernier point, qui relève de l'interaction entre l'océan équatorial et la basse atmosphère, ainsi que le programme international Toga seront présentés plus en détail au cours des chapitres suivants.

Retour sur la découverte des courants, contre-courants et sous-courants équatoriaux

On propose ici de revenir plus en détail sur l'histoire de la découverte du système de circulation océanique équatorial avec ses courants, contre-courants et sous-courants en les différenciant nettement (les sous-courants et contre-courants s'écoulent dans un sens opposé au vent dominant et au courant principal). En effet, outre le pittoresque de certaines de ces découvertes, il existe une continuité étroite entre les explorations des premiers navigateurs des XVIII[e] et XIX[e] siècles, les trouvailles fortuites de certains océanographes, et enfin la reconnaissance de l'intérêt de ces régions pour comprendre la variabilité du climat. La physique des régions équatoriales a été longtemps ignorée jusqu'à ce que l'on admette, dans les années 1960, qu'elle était à l'origine de signaux climatiques majeurs qu'il fallait comprendre et envisager de prévoir. Ce télescopage de l'histoire a ses raisons que nous souhaitons présenter dans ce chapitre.

Les découvertes des navigateurs circumterrestres

Presque tous les navigateurs et les explorateurs scientifiques qui les premiers parcoururent les régions équatoriales ont noté que les courants s'intensifiaient et prenaient une forte composante zonale à l'approche de l'équateur. Ils n'étaient pas surpris lorsque ces courants équatoriaux portaient leur navire en direction de l'ouest, dans la direction même des vents dominants, les alizés. C'est ainsi que dès le XVIII[e] siècle, des cartes représentant les courants équatoriaux portant à l'ouest furent dressées, au moins pour les océans Pacifique et Atlantique. Mais certains de ces navigateurs remarquèrent aussi des dérives superficielles vers l'est, de sens opposé à la circulation générale atmosphérique. Des phénomènes encore plus étranges furent relevés à l'équateur même : des sondages pratiqués en profondeur par les équipages suggéraient la présence de courants sous-marins s'opposant aux courants de surface, qui furent plus tard reconnus comme étant des sous-courants. Ainsi donc,

des courants (appelés contre-courants) et des sous-courants semblaient couler dans un sens opposé au vent, phénomène qui était un non-sens pour des marins et donna lieu à près de deux siècles de débats avant d'être formellement reconnu.

Cependant, ces navigateurs, qui croisaient dans les régions équatoriales, accumulèrent les observations, qui au fil du temps devinrent de plus en plus précises, et permirent de décrire un système de courants marins original qui ne ressemblait en rien à celui observé sous les latitudes moyennes et hautes. Toutes les grandes nations maritimes participèrent à ces explorations et à ces découvertes et rapportèrent ces étrangetés du monde tropical, souvent dans des perspectives de conquêtes ou par esprit de compétition, mais aussi poussées par une curiosité aventureuse dont la poésie n'était pas absente[4]. L'exploration des mers tropicales est une grande page de l'histoire de la navigation et constitue la préhistoire de l'océanographie tropicale.

Les alizés et le « pot au noir » ont été identifiés très tôt

Les vents de surface, grossièrement connus dès le XVII[e] siècle sur les principales mers du monde, furent cartographiés par Halley et Dampier. Dans l'Atlantique, la dissymétrie des alizés par rapport à l'équateur apparaissait déjà sur la carte de Halley parue en 1688 (fig. 1). On distinguait des alizés de nord-est (portant au sud-ouest) et des alizés de sud-est (portant au nord-ouest) qui convergeaient dans une zone située quelques degrés au nord de l'équateur géographique où le vent était incertain, faible et tourbillonnant. C'était une région que les navigateurs redoutaient et qu'ils appelèrent le « pot au noir ». C'est dans cette région située sous la convergence des alizés que les navigateurs identifièrent progressivement des dérives persistantes vers l'est. HISARD (1993) rapporte de nombreux exemples de navigateurs qui avaient observé ces dérives douteuses vers l'est. Mais les aléas de la navigation, liés à la difficulté de déterminer les longitudes, les avaient souvent conduits à considérer ces observations comme « douteuses » et à les rejeter.

Courants et contre-courants décrits par les navigateurs

Il faut distinguer les courants de surface, qui provoquent la dérive des navires, des courants de subsurface ou sous-courants, situés à quelques dizaines de mètres sous la surface, dont nous parlerons plus loin. Les courants de surface rapides portant à l'ouest et les étranges et dangereuses dérives des navires en sens opposé, vers l'est, lorsqu'ils approchaient de l'équateur agitèrent longtemps les circumnavigateurs, donnèrent lieu à de multiples ouvrages et suscitèrent des controverses nationales dans la revendication des premiers découvreurs. Cette histoire ne trouva son épilogue scientifique que dans la seconde moitié du XX[e] siècle, avec les synthèses du système des courants et contre-courants équatoriaux établies par l'Américain John Knauss en 1963, et par le Russe Khanaïchenko en 1974. L'identification des contre-courants équatoriaux fut particulièrement longue, car elle heurtait le sens commun. Laissons à Philippe HISARD (1993) le soin de nous conter plus en détail la reconnaissance progressive de ces contre-courants équatoriaux (encadré 7).

Ainsi donc, dans la première moitié du XIX[e] siècle, il fut reconnu que la circulation océanique entre les deux tropiques consistait en deux grands courants marins dirigés vers l'ouest, le courant équatorial nord, et le courant équatorial sud, poussés par les vents alizés de chaque hémisphère. Mais ces courants étaient séparés par une zone de courants faibles, tourbillonnants et portant bizarrement à l'est. C'est dans cette bande océanique de quelques degrés de latitude (située en moyenne entre 5° N et 10° N) sous-jacente à la zone de convergence des alizés (le pot au noir) que les circumnavigateurs durent progressivement reconnaître que ces dérives vers l'est étaient un élément nouveau et original de la circulation océanique, qui fut appelé « contre-courant équatorial » (fig. 26) pour souligner qu'il s'écoulait à rebours du système principal de circulation des courants vers l'ouest, et contre le vent dominant, seul moteur alors reconnu de la circulation océanique. Restait à comprendre quelles étaient les forces et les mécanismes physiques qui pouvaient expliquer ces courants en sens inverse des vents dominants. La réponse à ces questions fut apportée seulement dans les années 1980, après des études détaillées du système de circulation équatorial (voir la fin de ce chapitre).

[4] La traversée du « pot au noir » inspirera à Alexander von Humboldt cette évocation poétique : « Ce sera pour moi une impression ineffaçable que celle des nuits tranquilles de la zone torride sur le grand-océan : du bleu foncé du firmament, la constellation de la croix inclinée à l'horizon, et au zénith celle de notre vaisseau, faisaient jaillir dans l'air leur lumière douce et planétaire, tandis que les dauphins traçaient des sillons brillants au milieu des vagues écumeuses. »

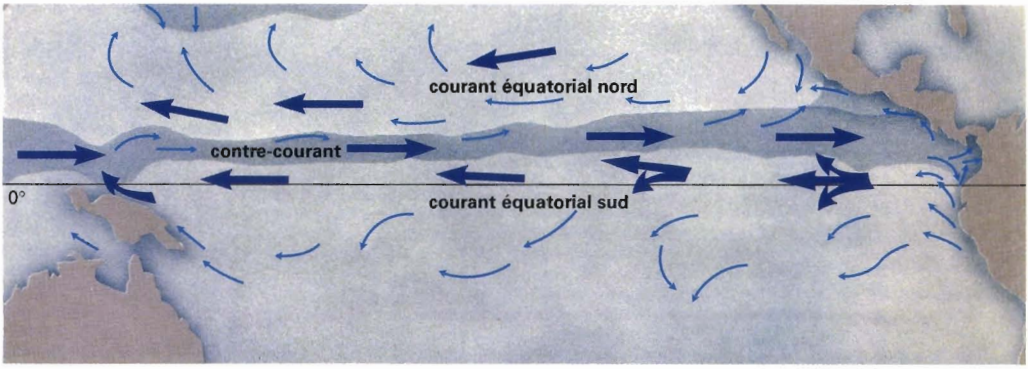


Figure 26
La circulation océanique superficielle dans l'océan Pacifique, avec les courants équatoriaux nord et sud, et, entre les deux, le contre-courant équatorial situé sous la zone de convergence des alizés. Schéma dû à WYRTKI (1979).

La saga de la découverte des contre-courants équatoriaux

Encadré 7

(d'après HISARD, 1993)

Un contre-courant équatorial a d'abord été identifié dans l'océan Pacifique au début du XIXe siècle, à partir des observations de navigateurs français, allemands, anglais et russes. Le premier effort de synthèse pour représenter la circulation océanique de l'océan Pacifique fut celui de l'hydrographe français Duperrey, qui rassembla sur une même carte, datée de 1831, les courants de dérive observés lors des circumnavigations réalisées de 1773 à 1828. Duperrey ne parvint pas, cependant, à admettre que les dérives en direction de l'est observées au nord de l'équateur par certains navigateurs, tel Freycinet, étaient un nouveau trait spécifique de la circulation océanique équatoriale, c'est-à-dire un contre-courant. Cette dérive n'avait été ressentie dans la partie centrale du Pacifique ni par Lapérouse en 1786, ni par Marchand en 1791, ni même encore par Krusenstern en 1854. D'après Puls, le naturaliste allemand Meyen, qui accompagnait le capitaine Wendt à bord du *Princesse Louise*, fut le premier à identifier ce courant, le qualifiant clairement de contre-courant. Le géographe allemand Berghaus porta aussi sur une carte ce contre-courant nouvellement identifié, mais il le traça seulement dans l'est du Pacifique, vers 125° W. La représentation du contre-courant équatorial dans son intégralité ne devint réellement satisfaisante que grâce aux cartes du navigateur américain Wilks, à celle de l'hydrographe français de Kerhallet et à celle du géographe anglais Findlay, trente ans environ après les premières observations. Il fallut tout ce temps pour réunir un ensemble de données cohérentes dans le bassin équatorial Pacifique compte tenu de sa taille. Il fallut aussi vaincre les réticences de ceux qui croyaient en la prédominance absolue d'un « courant de rotation » unique dirigé vers l'ouest aux latitudes équatoriales et niaient la possibilité de courants de sens opposé.

Dans l'océan Atlantique, les courants de dérive vers l'est au sein de la « zone torride » avaient été observés depuis longtemps. Les marins les redoutaient, car ils provoquaient une dérive dangereuse vers les côtes d'Afrique. Krusenstern et Humboldt les évoquent très clairement. On considérait cependant ces courants vers l'est plutôt comme des perturbations du courant équatorial, voire comme des extensions vers l'ouest de l'origine naturelle du courant de Guinée qui porte à l'est le long des côtes nord du golfe de Guinée. Ce courant côtier était également connu des Portugais depuis la fin du XVe siècle. Sur la base des observations de Lartigue, de Kerhallet identifia le contre-courant spécifique de l'Atlantique occidental mais il en limita l'extension à l'ouest de 40° W. Dès le début du XIXe siècle, Lartigue avait déjà très clairement suggéré, en étudiant les courants de dérives des circumnavigations, que ce contre-courant devait être continu sur l'ensemble du bassin équatorial de l'océan Atlantique, ainsi que de l'océan Pacifique. Cette conception fut acceptée tardivement, en 1853, par le géographe anglais Findley. Il lui fallut pour cela rejeter le tracé quasi officiel du courant de Guinée réalisé par un hydrographe anglais, le major Rennel, qui avait représenté le courant de Guinée de façon isolée. En 1857, un Français, Lefèvre, montra clairement la continuité d'un contre-courant équatorial traversant l'ensemble de l'Atlantique. Mais il fallut attendre la fin du XIXe siècle et les travaux de l'ingénieur hydrographe français Simart, en 1889, pour mesurer l'importance des variations saisonnières de cette circulation équatoriale à contresens. Ces deux Français peu connus, Lefèvre et Simart, ont cependant clôturé cette période de recherche et fait reconnaître définitivement le contre-courant équatorial atlantique dans sa continuité et sa variabilité.

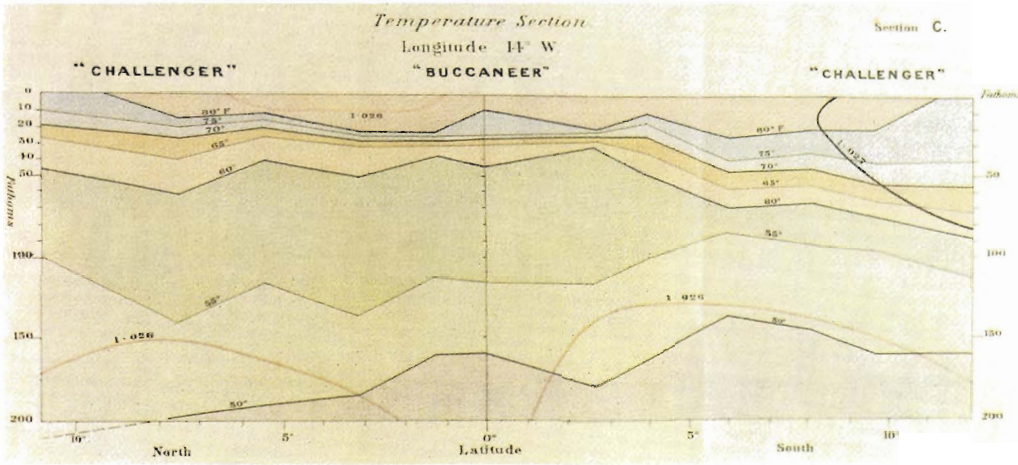


Figure 27
Section méridienne composite de la température (en degrés F), le long du méridien 14° W, dressée par Buchanan, d'après les observations du *Challenger* (1876) et du *Buccaneer* (1886). C'est une section historique, la première représentant la structure thermique équatoriale qui accompagnait les premières observations d'un sous-courant équatorial. Document EOS/AGU reproduit par Michael MAC PHADEN (1986).

La découverte des sous-courants équatoriaux

Le découvreur oublié du sous-courant équatorial : Young Buchanan

Au-delà des dérives superficielles vers l'est mentionnées précédemment, d'autres phénomènes strictement limités à l'équateur (entre 2° N et 2° S) et se manifestant sous la surface attirèrent assez tôt l'attention des marins. Le premier océanographe observateur de ces étrangetés équatoriales en profondeur est sans conteste Young Buchanan[5] qui, lors de la première campagne circumterrestre historique du *Challenger*, de 1873 à 1876, et alors que le navire remontait l'Atlantique le long du méridien 14° W, fut attiré par le comportement étrange du câble utilisé par l'équipage pour pratiquer un sondage en profondeur, au voisinage de l'équateur. Le câble semblait tiré en profondeur par une force inconnue, en sens opposé au courant de surface et au vent dominant. Buchanan était sûr que ce comportement du câble était le signe qu'un courant de sens opposé existait sous la surface, mais il n'avait pas les moyens de l'observer et d'apporter les preuves de son existence.

Dix ans plus tard, en 1886, le même Buchanan, embarqué cette fois sur un autre navire, le *Buccaneer*, voulut en avoir le cœur net et, toujours dans la même région équatoriale Atlantique, réalisa des observations de températures (fig. 27) et déploya un dispositif de bouées dérivantes à ancres flottantes immergées à une profondeur de trente pieds. Devant l'équipage stupéfait, les bouées tracèrent un sillage vers l'est en direction opposée au sens de la dérive du navire. Buchanan venait de démontrer l'existence du sous-courant équatorial coulant d'ouest en est, opposé au courant de surface et au vent dominant.

Mais les observations de Buchanan dans l'Atlantique furent totalement oubliées pendant plus de soixante-dix ans. Il fallut attendre 1962 pour que des redécouvreurs du sous-courant équatorial dans le Pacifique exhument une référence des travaux de Buchanan et lui rendent justice pour sa découverte initiale.

Ce long désintérêt pour l'étude de la zone équatoriale s'explique peut-être en partie par le manque de charisme de son découvreur initial[6],

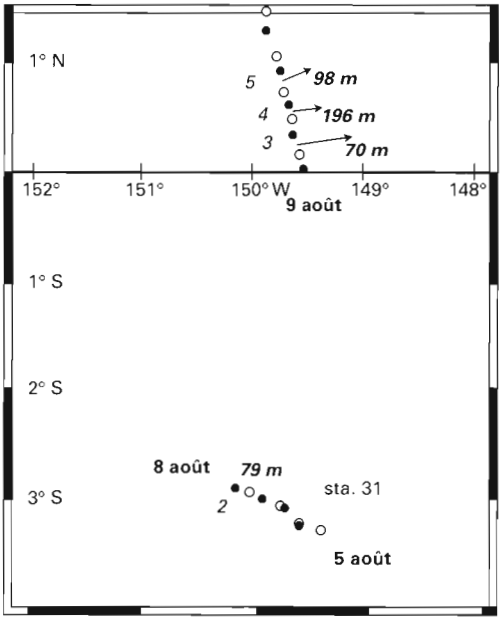
[5] Il est toujours difficile de déterminer l'antériorité d'une découverte. PHILANDER en 1973 rapporte que Puls, en 1895, avait aussi relevé que les courants de surface et de sub-surface à l'équateur portaient à l'est lorsque les alizés faiblissaient en mars-avril dans le Pacifique. Tsuchiya, en 1961, note aussi que de nombreux pêcheurs japonais avaient consigné dans leurs livres de bord des courants portant à l'est à l'équateur et sous la surface.

[6] Une si longue éclipse peut paraître étonnante, mais il existe des explications, et la personnalité même de Buchanan n'y est pas étrangère. Chercheur solitaire, écossais, sans relations et sans influence dans les milieux scientifiques de l'Angleterre du XIXe siècle, véritable touche-à-tout, il se dispersa dans de multiples recherches et ne participa de fait que très peu à l'exploitation des observations du *Buccaneer* et du *Challenger* qui ne mentionnèrent pas ses observations dans leurs comptes rendus.

mais d'autres raisons, et des questions de mode notamment, peuvent également être invoquées. Le public et les responsables politiques de la seconde moitié du XIXe siècle s'intéressaient avant tout aux recherches sur les pêches dans les mers du Nord et à la découverte des territoires arctiques et antarctiques plutôt qu'aux régions tropicales, dont les bizarreries observées à l'équateur n'excitaient qu'un nombre limité d'hommes de science.

La redécouverte du sous-courant équatorial par Townsend Cromwell

Au milieu du siècle suivant, après la Seconde Guerre mondiale, l'intérêt pour les phénomènes équatoriaux était toujours aussi faible. C'est presque par hasard que Townsend Cromwell et Raymond Montgomery de l'Institut des pêches des îles Hawaii redécouvrirent le sous-courant équatorial en 1952 dans l'océan Pacifique, à bord du navire *Hugh M. Smith*. Pourtant, depuis le XIXe siècle l'océanographie avait fait des progrès considérables à différents niveaux : techniques d'observation, conceptions théoriques, organisation de la recherche dans de grandes institutions spécialisées. Mais c'était toujours les intérêts de la pêche qui motivaient principalement les recherches océanographiques. C'est dans le cadre du développement de la pêche aux thons, dans les régions intertropicales du Pacifique central, que des campagnes océanographiques régulières furent organisées par l'Institut des pêches installé à Honolulu.



Cromwell, le seul océanographe physicien de cet institut, était le chef de mission de ces campagnes qui avaient pour objectif de décrire l'environnement physique, chimique et biologique des zones de pêche. Il expérimentait une technique de pêche, maintenant bien connue des pêcheurs au thon, utilisant des « longues lignes » auxquelles étaient suspendus des flotteurs et des lignes secondaires immergeant des hameçons et des appâts à une profondeur comprise entre 50 et 250 mètres. Cromwell remarqua qu'à l'équateur, les lignes immergées en profondeur étaient tirées en direction de l'est, en sens opposé du courant de surface, à une vitesse atteignant plus de 50 centimètres par seconde. C'était une observation en tout point identique à celle réalisée par Buchanan soixante-dix ans plus tôt et, comme lui, Cromwell décida d'utiliser des drogues[7] flottantes immergées entre 50 et 100 mètres pour observer spécifiquement ce curieux sous-courant, opposé au courant de surface.

Pour cette campagne, Cromwell s'adjoignit l'aide de Raymond Montgomery, lui aussi océanographe physicien, et sous la houlette de Dick Stroup, un autre océanographe de Hawaii, mais biologiste, ils s'embarquèrent à nouveau sur le *Hugh M. Smith* le 23 juillet 1952 et réalisèrent une série d'observations hydrologiques et de mesures de courants à l'aide de drogues immergées à différentes profondeurs, au voisinage du méridien 150° W entre 7° N et 3° S. Ces observations indiquaient qu'à proximité immédiate de l'équateur, dans une étroite bande comprise entre l'équateur et 2° N et à une profondeur comprise entre 50 et 200 mètres correspondant au sommet de la thermocline, il existait un courant zonal portant à l'est, en sens opposé au courant de surface, et dont la vitesse dépassait un nœud (fig. 28). Ces résultats donnèrent lieu à un court article signé par CROMWELL, MONTGOMERY et STROUP en 1954, première

Figure 28
Les observations originales du sous-courant équatorial pacifique à l'aide de drogues immergées par Cromwell en 1952. Ce document peu spectaculaire a cependant une valeur historique. C'est la première mesure physique du sous-courant équatorial. Les flèches indiquent la direction et la vitesse des courants mesurés. Les chiffres indiquent la profondeur de la mesure.

[7] Les drogues sont des ancres flottantes, utilisées principalement par les pêcheurs pour stabiliser leurs engins de pêche, mais aussi par les océanographes.

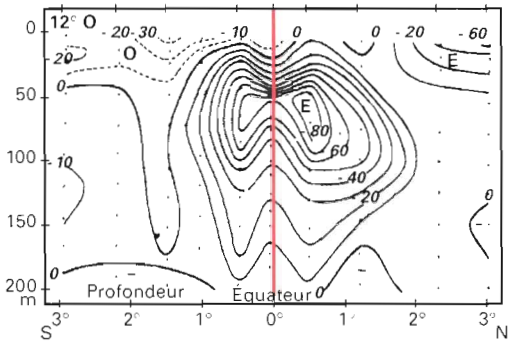


Figure 29
Section méridienne traversant l'équateur entre 3° N et 3° S à 12° W, montrant le sous-courant équatorial dans l'Atlantique en avril 1964, observé par STURM et VOIGT (1966).

publication préliminaire mentionnant dans son titre même l'existence d'un sous-courant équatorial : « *Equatorial undercurrent in the Pacific revealed by new methods*[8] ». Mais c'est seulement en 1962 que Montgomery et Stroup publièrent seuls le compte rendu officiel de leur campagne, sans Cromwell qui était décédé depuis. Néanmoins, ils exhumèrent l'article informel initial de Cromwell, rédigé en 1954, qui reste le point de départ de la découverte, ou de la redécouverte, du sous-courant équatorial pacifique, appelé depuis « courant de Cromwell ».

Premières explications théoriques du sous-courant

On voit par ces anecdotes que la découverte d'un élément essentiel de la circulation océanique, le sous-courant équatorial, directement lié à la rotation de la Terre et jouant un rôle fondamental dans la variabilité du climat, est le fait d'une série de hasards et de curiosités et n'avait en rien été préparée et planifiée. Le contraste est grand entre son importance actuellement reconnue dans le phénomène Enso, et sa découverte tardive et presque fortuite.

Ces observations réalisées sur les courants, contre-courants et sous-courants équatoriaux finirent cependant par exciter la curiosité de certains théoriciens. Il fut établi que les vents alizés, qui poussent les eaux chaudes équatoriales vers l'extrémité ouest des bassins équatoriaux sur une épaisseur de plusieurs centaines de mètres, jouaient un rôle central. Cette accumulation d'eaux chaudes, donc plus légères, élève la surface de l'océan à l'ouest de quelques décimètres et engendre une pente ouest-est de la surface de l'océan ainsi qu'un gradient zonal de pression à l'intérieur de la masse liquide (fig. 30).

Cette pente, associée au gradient zonal de pression, est un élément fondamental de la circulation océanique équatoriale. Elle engendre une circulation zonale dans le sens de la pente, si d'autres forces comme le vent ne s'opposent pas à ce mouvement, ce qui la différencie de la circulation aux plus hautes latitudes où les courants sont perpendiculaires à la pente et parallèles aux lignes d'égale pression (encadré 8). Il en est ainsi car, comme nous l'avons vu, l'accélération de Coriolis, qui normalement déporte le mouvement dans un sens perpendiculaire aux gradients de pression, est nulle à l'équateur. S'inspirant de ces théories, Gert Neumann prédit en 1960 que ce sous-courant devait également exister dans l'Atlantique, car les observations montraient une pente ouest-est de la surface et un gradient zonal de pression, comme dans le Pacifique. Et de fait, le sous-courant équatorial atlantique fut découvert en 1961 (cf. fig. 29) par des océanographes est-allemands, Klaus Voigt et ses collaborateurs, embarqués à bord d'un navire soviétique, le *Lomonosov*. Plus tard, certains donnèrent le nom de Lomonosov au sous-courant équatorial atlantique.

Dans l'océan Indien, certaines observations allaient permettre une nouvelle vérification de cette théorie. L'océan Indien est dominé par une renverse saisonnière des vents de mousson. Pendant la plus grande partie de l'année, entre mai et novembre, les vents de surface soufflent en direction de l'est. Les vents tournent à l'ouest seulement pendant la courte période de la mousson de nord-est qui s'étend approximativement de décembre à avril. Les océanographes s'attendaient donc à ce qu'un sous-courant équatorial n'existe que pendant cette période, de décembre à avril, lorsqu'un gradient de pression zonal est en mesure de

[8] Michael MAC PHADEN (1986), dans un article relatant l'histoire de la découverte du sous-courant et à qui nous empruntons ces détails, note malicieusement que « cette publication présente un double clin d'œil à l'histoire. Le premier est que la méthode utilisée pour découvrir le sous-courant équatorial n'est pas nouvelle, comme l'indique le titre de la publication ; c'était la même que celle utilisée soixante-dix ans plus tôt par Buchanan, totalement oubliée depuis. Le second clin d'œil de l'histoire, moins plaisant, est que le rapport officiel et définitif de la campagne au cours de laquelle fut découvert le sous-courant fut seulement publié huit ans après par MONTGOMERY et STROUP (1962) mais sans la signature de Cromwell car entre-temps, celui-ci avait quitté le laboratoire de Hawaii pour d'autres sujets de recherche et avait tragiquement disparu lors d'un accident d'avion au Mexique en 1958.

s'instaurer sous la poussée du vent. Cela fut confirmé au cours de campagnes soviétiques, britanniques et américaines menées lors de l'Expédition internationale de l'océan Indien. Les scientifiques, notamment le Britannique John Swallow, observèrent à l'équateur un sous-courant en direction de l'est avec une vitesse comprise entre 50 et 100 cm par seconde. Ils observèrent également que le gradient zonal de pression associé à ce courant en direction de l'est s'évanouissait pendant la période de la mousson de sud-ouest et que le sous-courant lui-même avait tendance à disparaître durant cette saison.

On avait donc bien démontré que le sous-courant équatorial était lié au gradient zonal de pression à l'équateur, sans pour autant avoir élucidé tous ses mécanismes générateurs. Une formulation théorique complète de la dynamique des courants, contre-courants et sous-courants équatoriaux n'existait pas encore, mais les théoriciens allaient enfin s'intéresser sérieusement à l'équateur.

Champs de pression, force de Coriolis, vents et courants

Encadré 8

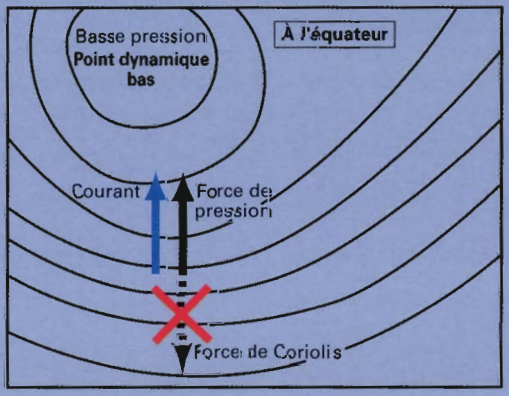
L'océan et l'atmosphère étant gouvernés par les mêmes équations, la circulation océanique (les courants) est semblable à la circulation atmosphérique (les vents). Les cartes de pression atmosphérique, présentées quotidiennement dans nos journaux ou à la télévision par les services météorologiques, montrent que les vents s'écoulent parallèlement aux isobares, ou lignes d'égale pression. De même dans l'océan, il existe des zones de hautes et de basses pressions qui se marquent en surface par des régions océaniques respectivement plus élevées (bosses de hauteur dynamique) ou plus basses (creux de hauteur dynamique) de quelques centimètres ou décimètres.

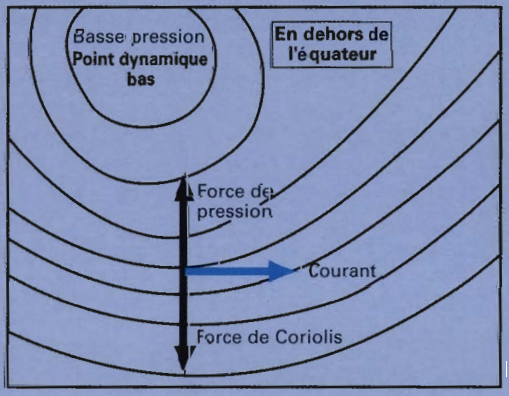
En dehors de l'équateur (fig. de droite), comme pour les vents, les courants s'écoulent parallèlement aux lignes d'égale pression, ou lignes isobares (l'écoulement se fait dans le sens inverse des aiguilles d'une montre autour d'un point bas dans l'hémisphère nord et en sens inverse dans l'hémisphère sud, car la force de Coriolis change de signe en changeant d'hémisphère). Dans la théorie géostrophique, la force générée par les gradients de pression est contrebalancée, à part égale, par la force de Coriolis, perpendiculaire au mouvement du fluide.

À l'équateur (fig. de gauche), la force de Coriolis étant nulle, l'équilibre avec les forces de pression est rompu, la théorie géostrophique ne s'applique plus, et sous la couche superficielle soumise au vent qui généralement pousse les eaux en direction de l'ouest (générant ainsi un courant équatorial « normal »), les particules d'eau, libérées de la tension du vent, ont tendance à se déplacer dans le sens de la pente de l'océan et donc des gradients de pression, comme le ferait une rivière s'écoulant le long d'une pente montagneuse. C'est ainsi que se crée, sous la couche superficielle soumise au vent (entre 30 et 100 m d'épaisseur), ce sous-courant équatorial coulant en direction de l'est.

Une renverse du courant équatorial de surface lui-même en direction de l'est peut d'ailleurs aussi être observée lorsque le vent faiblit et ne retient plus en surface le bourrelet d'eaux accumulées à l'ouest, comme lors du déclenchement d'un épisode El Niño.

Les autres forces appliquées à l'océan, non prises en compte dans la théorie géostrophique, comme le vent et les forces de frottement à l'intérieur du fluide, sont les seules à équilibrer les forces de pression lorsque la force de Coriolis s'annule à l'équateur. C'est pourquoi, lorsque le vent est inexistant ou faiblit brutalement, les forces de pression engendrées par la pente de l'océan en surface sont seulement équilibrées par le frottement au sein de l'océan : un courant équatorial de surface s'établit ainsi dans le sens de la pente, donc en direction de l'est, seulement freiné par les forces de frottement dues à la viscosité de l'eau de mer.





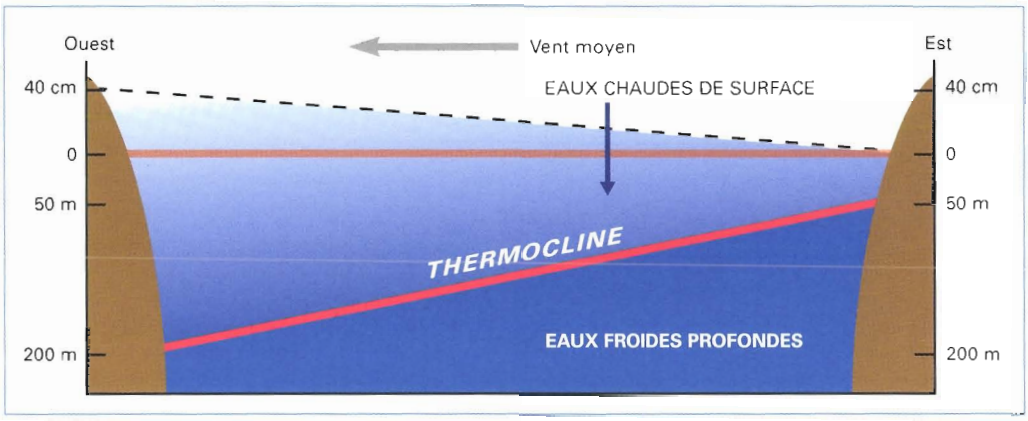


Figure 30
Schéma de la pente zonale de la surface et de la thermocline de l'océan le long de l'équateur. En situation normale, le dénivelé de la surface, d'ouest en est, est d'environ 40 à 50 cm dans le Pacifique, tandis que celui de la thermocline, séparant les eaux chaudes de surface et les eaux froides plus profondes, est de plus de 150 m. La couche supérieure chaude est épaisse d'environ 200 mètres à l'ouest, tandis qu'elle s'amincit jusqu'à moins de 50 m à l'est. Cet épaississement à l'ouest est dû au vent, qui pousse les eaux chaudes sur le bord ouest de l'océan, tandis qu'à l'est, au contraire, le vent « aspire » les eaux froides profondes en éloignant de la côte les eaux chaudes de surface (phénomène d'upwelling).

La circulation équatoriale attire enfin l'attention

Les théoriciens s'en mêlent

Dans les années 1950, les théoriciens de la circulation générale océanique n'avaient pas prévu l'existence d'un sous-courant équatorial, qui devenait un élément perturbateur dans les théories proposées. En effet, les théories du moment, avancées principalement par Henry STOMMEL en 1948 et Walter MUNK en 1950, expliquaient bien les principaux courants océaniques et leur intensification sur les bords ouest des océans sous l'effet du vent et de la rotation de la Terre. Mais ces théories n'intégraient pas la stratification de l'océan. Elles ne prenaient en compte que le mouvement moyen de l'océan depuis la surface jusqu'au fond. La découverte du sous-courant équatorial était étrange et embarrassante sous plusieurs aspects : ce dernier était confiné au voisinage de l'équateur, où la force de Coriolis, élément important de la circulation océanique, s'évanouissait ; de plus, il était localisé en profondeur entre 50 et 150 mètres, et n'obéissait pas à la théorie d'Ekman[9], qui permet d'expliquer les courants générés par le vent. Enfin, il obéissait seulement partiellement à la relation géostrophique. Il était donc de ce fait impossible de le faire entrer dans les théories en cours fondées sur la géostrophie et la circulation d'Ekman.

C'est ainsi que la découverte de ce sous-courant équatorial par Cromwell, Montgomery et Stroup excita la curiosité des plus fameux océanographes de l'époque, presque tous rassemblés à la Woods Hole Oceanographic Institution (WHOI) et au Massachusetts Institute of Technology (MIT). Il s'ensuivit un intéressant débat parmi ces théoriciens, pour trouver une explication à ces curieuses observations. En témoigne une affiche fameuse placardée dans le hall du MIT en 1959, qui marquait avec humour la perplexité et la curiosité des grands esprits de l'époque (fig. 31). Parmi eux on a déjà cité Neuman, qui fut le premier à formuler le rôle du gradient zonal de pression au sein de l'océan équatorial.

Figure 31
Une célèbre affiche au MIT faculty Club en 1959.

[9] Il existe deux composantes principales dans la circulation océanique, la circulation superficielle dite d'Ekman générée par le vent, et la circulation géostrophique, générée par les gradients de pression à l'intérieur du fluide océanique (cf. encadré 3 chapitre 2, et encadré 8, ce chapitre).



NOTICE

at the M.I.T. Faculty Club.

3:45 PM MAY 28, 1959 FRIDAY

A COMPETITION of THEORIES.

of the

EQUATORIAL UNDERCURRENT

ALIAS "THE CROMWELL CURRENT"

FEATURING :

DR GEORGE VERONIS, PROF. J. G. CHARNEY & HENRY STOMMEL, ESQ. WITH THREE DIFFERENT MODELS EACH IN ONLY FIFTEEN MINUTES

and

PROFESSOR W. V. R. MALKUS PRESENTING THREE ANTIMODELS, EACH IN FIVE MINUTES

and

A SURPRISE APPEARANCE OF PROFESSOR R. S. ARTHUR WITH A DISCUSSION of SOME RELATED FACTS OBSERVED IN THE PACIFIC

BREATHLESS PERFORMANCE !

ADMISSION FREE

Mais les observations disponibles ne permettaient qu'une description sommaire de ce sous-courant équatorial, et principalement dans le Pacifique oriental (fig. 32). Ces observations étaient encore en quantité insuffisante et trop imprécises pour que l'on puisse établir les caractéristiques du sous-courant dans les trois océans et à toutes les longitudes, et ainsi fonder plus solidement des théories susceptibles de l'expliquer. En 1957-1958, l'Année géophysique internationale survint à point nommé pour lancer les premières grandes campagnes internationales dans les trois océans. Ces dernières permirent, entre autres, d'observer plus en détail la dynamique du sous-courant équatorial. Les États-Unis, la France, le Japon, l'Union soviétique y participèrent. Les observations se multiplièrent dans les trois océans permettant de mieux connaître la circulation équatoriale, sans que des théories complètes voient pour autant le jour, car on ne s'intéressait pas encore à la variabilité temporelle de ces courants, mais seulement à leur état moyen (*steady state*). Ces campagnes se prolongèrent dans les années 1960, dans le Pacifique notamment, sous l'impulsion des équipes françaises installées depuis peu en Nouvelle-Calédonie et en Polynésie.

L'apport des océanographes français dans le Pacifique ouest

Lorsqu'en 1952, l'Office de la recherche scientifique et technique outre-mer (Orstom) installa à Nouméa, en Nouvelle-Calédonie, un laboratoire d'océanographie physique, on ne se doutait pas que l'océanographie française écrirait dans le Pacifique une de ses plus belles pages. Tout débuta modestement par l'arrivée d'un chalutier de 20 mètres, l'*Orstom 3*, bientôt transformé en navire océanographique et dédié à l'exploration du pourtour de la Nouvelle-Calédonie et de la mer de corail. Henri Rotschi, océanographe physicien, après un séjour à la *Scripps Institution of Oceanography* en Californie, et Michel Legand, biologiste, furent les pionniers de cette aventure. Michel Legand s'intéressait aux ressources halieutiques, et plus particulièrement aux thons. Mais Henri Rotschi rêvait déjà d'océanographie hauturière, dont il avait dû avoir un avant-goût à la « Scripps ». Les immensités océaniques du Pacifique équatorial ouest, presque totalement inconnues à cette époque, l'excitaient. Le Pacifique équatorial ouest n'avait été exploré que par de rares navires japonais et russes, et la question qui taraudait Rotschi était de connaître l'extension à l'ouest du sous-courant équatorial, découvert récemment par Cromwell plus à l'est.

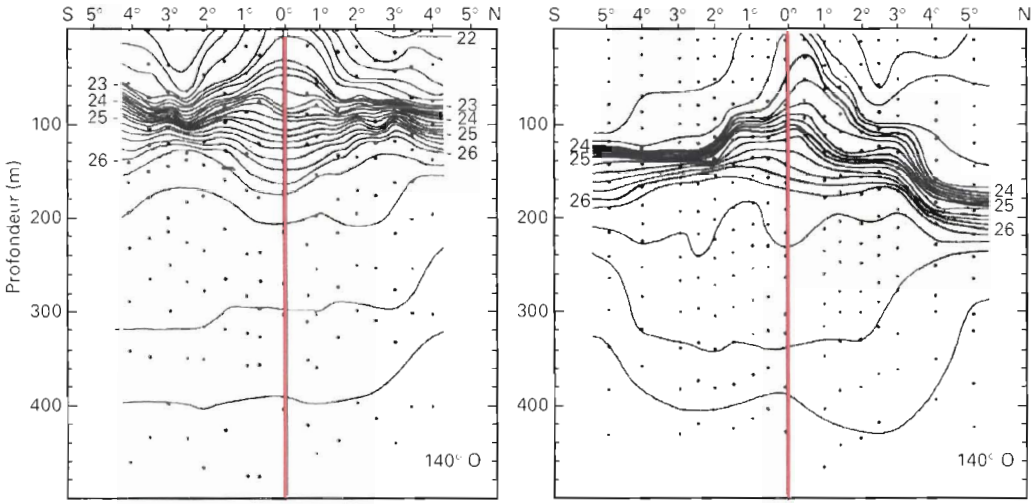


Figure 32

Sections d'observations équatoriales, entre 5° N et 5° S, montrant la structure de la densité caractéristique de l'équateur et du sous-courant à 140° W, réalisées par John KNAUSS (1960) pour un vent intense (à droite), et plus faible (à gauche). On observe un « éclatement » de la structure de la densité à l'équateur, particulièrement marqué lorsque les vents sont intenses, qui traduit la remontée des eaux profondes plus froides et plus denses (upwelling). Le sous-courant est situé au cœur de la thermocline éclatée à l'équateur. Ces observations montraient pour la première fois que le sous-courant et le champ de densité qui lui est associé étaient variables dans le temps et dépendaient du vent soufflant à la surface.



Le pot au noir. Les calmes équatoriaux dans le Pacifique ouest. (Programme Toga).

Première description synoptique de la structure thermique du Pacifique équatorial

En dépit de la modestie des moyens navigants dont il disposait, avec son chalutier transformé de 20 mètres, Rotschi organisa en 1956 une campagne, au cours de laquelle fut réalisée une section hydrologique de Nouméa jusqu'à l'équateur le long du méridien 170° E, dans le cadre du programme international Equapac. La qualité de ces observations dans une région encore presque inconnue des océanographes et le rayonnement international naissant de cette équipe conduisirent l'Orstom et le gouvernement français à proposer la construction d'un vrai navire océanographique, afin de doter la France d'une capacité de recherche à la hauteur de ses ambitions géopolitiques, face à ses grands voisins : États-Unis, Australie, Japon, URSS. Ce navire, le *Coriolis*, arriva à Nouméa en 1965, après un voyage de conduite par Panama qui permit de réaliser le long de l'équateur la première description synoptique de la structure thermique et dynamique du Pacifique (fig. 33). Parallèlement à l'acquisition d'un bateau tout neuf, une équipe de jeunes océanographes rejoignit le navire à partir des années 1960. La situation était donc très favorable, avec des moyens nouveaux, une équipe d'océanographes physiciens, et un océan à découvrir ! Une vingtaine de chercheurs, physiciens et biologistes à parts égales, constituèrent l'effectif de l'équipe des océanographes de Nouméa, des années 1960 jusqu'à aujourd'hui.

Cette campagne inaugurale du navire *Coriolis* le long de l'équateur, appelée « Alizés », fut très fréquemment citée pour la section reportée sur la figure 33, montrant l'approfondissement de la couche d'eaux chaudes superficielles d'est en ouest et la pente des isothermes associée au fameux gradient zonal de pression générateur du sous-courant. L'épaisseur exceptionnelle de la couche d'eaux chaudes à l'ouest du Pacifique deviendra plus tard une donnée très importante pour comprendre le phénomène Enso[10].

[10] Les 150 à 200 mètres d'eaux chaudes, donc légères et de faible densité, situées au-dessus de la thermocline dans la partie ouest du Pacifique, constituent une zone de haute pression de l'océan, autrement dit « une bosse » de la topographie (ou hauteur) dynamique de l'océan. Au contraire, à l'est, les eaux froides et denses arrivant en surface constituent une zone de basse pression de l'océan et un point bas de sa topographie dynamique (la différence d'altitude de la topographie dynamique entre l'ouest et l'est du Pacifique est d'environ 50 cm). Ce sont ces différences qui créent le gradient de pression ouest-est le long de l'équateur et génèrent le sous-courant équatorial. Mais c'est aussi ce qui lie les deux rives, ouest et est, de l'océan Pacifique et joue un rôle dans le phénomène d'interactions océan-atmosphère appelé Enso *(El Niño and Southern Oscillation)* présenté chapitre 5.

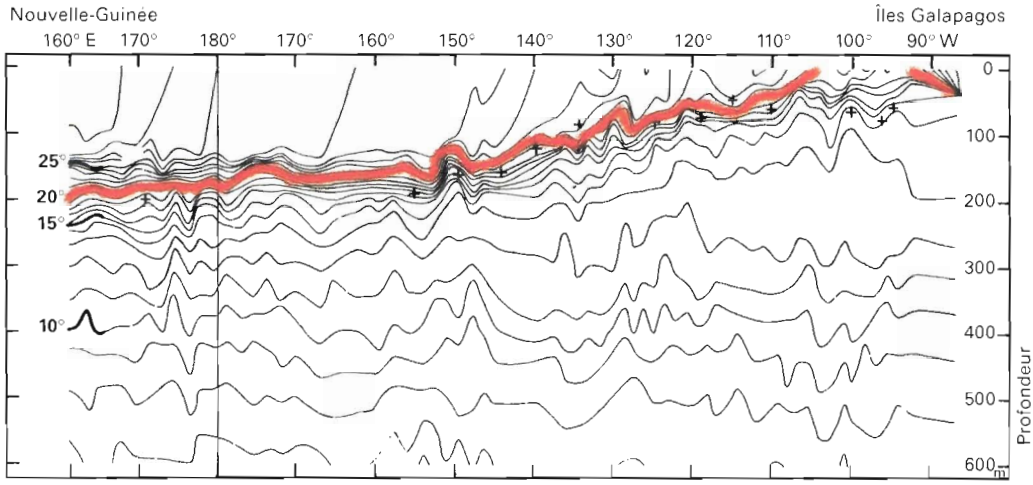


Figure 33

Section montrant la température de l'océan Pacifique le long de l'équateur entre l'est de l'Indonésie (à gauche) et les îles Galapagos, et entre la surface et 600 mètres de profondeur, réalisée avec le navire océanographique *Coriolis* en 1965. Cette coupe montre l'approfondissement, en direction de l'ouest, de la couche superficielle d'eaux chaudes et de la transition thermique rapide (entre 15 et 25 °C), séparant ces eaux chaudes des eaux froides sous-jacentes, appelée la thermocline. Cette coupe a un caractère historique, car elle est la première représentation, citée et reproduite très souvent, de la structure thermique d'un océan équatorial. Document Orstom.

Ces eaux chaudes représentent le plus grand réservoir thermique de l'océan mondial, plus tard appelé « piscine chaude » ou *warm pool* (chapitre 5).

Cette campagne et ses résultats marquèrent l'entrée de l'équipe des océanographes de Nouméa dans le club des groupes de recherche mondialement reconnus dans le domaine de l'océanographie tropicale.

Avec le *Coriolis*, cette équipe entreprit la description de l'évolution de la structure thermique, dynamique et chimique du système de circulation tropical et équatorial, principalement à l'ouest de 170° E, incluant les parages de la Nouvelle-Guinée et du nord de l'Australie avec une attention particulière portée sur ce méridien de 170° E, qui fut une section de référence répétée de nombreuses fois.

Ces objectifs scientifiques initiaux assignés aux océanographes de Nouméa ne visaient donc pas particulièrement l'étude du système de circulation équatorial et le sous-courant dans le seul but de comprendre la variabilité du climat ou le phénomène Enso. Ce dernier phénomène était seulement connu, à cette époque, de quelques rares chercheurs américains s'intéressant à la circulation océanique du bord oriental du Pacifique. L'objectif ultime de cette étude de la circulation équatoriale, pour les décideurs français du moins, était de comprendre pourquoi un enrichissement biologique, susceptible de soutenir un effort de pêche, était constaté le long de l'équateur dans le Pacifique ouest. La productivité de l'océan et sa ressource potentielle de matière vivante étaient encore, dans les années 1950, la justification presque unique de la recherche océanographique.

Upwelling équatorial et enrichissement biologique

Nous venons de voir que sur une épaisseur de 100 à 200 mètres, une couche homogène d'une température supérieure à 25-26 °C recouvre les eaux sous-jacentes froides tout au long de la zone intertropicale. Eaux chaudes et eaux froides sont séparées par la thermocline (fig. 30 et 33), zone de transition thermique rapide qui constitue une barrière entre ces deux catégories d'eaux et rend plus difficile leur mélange.

Les sels nutritifs, qui permettent la photosynthèse planctonique, sont contenus dans les eaux froides de la thermocline et au-dessous. À l'ouest, la couche d'eaux chaudes de surface limite donc l'apport des sels nutritifs dans la zone euphotique où le rayonnement solaire, qui pénètre seulement jusqu'à une cinquantaine de mètres de profondeur, permet la photosynthèse. Pour qu'il y ait production organique, il faut que les eaux froides riches en sels nutritifs atteignent la proximité de la surface. Cette région du Pacifique équatorial ouest, tout comme l'Atlantique équatorial ouest, recouverte d'eaux chaudes, est donc normalement pauvre biologiquement.



Bateau de pêche au nord du Pérou. Ces pêcheurs ciblent principalement de petits pélagiques côtiers (sardines, anchois, chinchards). Le Pacifique équatorial oriental est très productif biologiquement sauf lors d'un épisode El Niño.

Dans le Pacifique tropical oriental, au contraire, la couche chaude s'amincit ou même disparaît et la thermocline affleure. Les couches froides, riches en sels nutritifs, sont « aspirées » par le vent qui pousse au large des côtes d'Amérique du Sud, vers l'ouest, les eaux chaudes de surface ; ces eaux froides atteignent ainsi la zone euphotique et une productivité biologique peut se développer.

Le Pacifique ouest étant presque inconnu, des mécanismes d'enrichissement biologique, différents de ceux étudiés à l'est, pouvaient exister, même si la couche supérieure chaude était plus épaisse. Il fallait s'en assurer, car il existait dans cette région du monde une pêche aux thons déjà active, menée par les Japonais notamment, qui laissait penser que l'océan était productif. Il fut donc proposé d'étudier les mécanismes d'enrichissement biologique liés à la circulation équatoriale du Pacifique ouest.

Ces enrichissements biologiques étaient supposés être induits par l'upwelling équatorial, résultant de la divergence des eaux de surface, poussées à l'ouest par le vent. L'enrichissement biologique lié à ce phénomène a plus tard été spectaculairement illustré par les observations spatiales de la teneur en chlorophylle (fig. 25).

Ce projet séduisit les décideurs de la recherche française et de l'Orstom. Ils appuyèrent l'organisation de campagnes répétées pour l'observation de la circulation équatoriale du Pacifique ouest avec cet objectif lié aux ressources halieutiques. Ainsi, comme pour Cromwell, plus à l'est et vingt ans plus tôt, c'était la pêche thonière qui justifiait ce déploiement de campagnes. Mais, comme pour Cromwell et sa découverte inopinée du sous-courant équatorial, l'étude des mécanismes d'enrichissement biologique allait passer au second plan au profit de l'étude des mécanismes physiques susceptibles d'expliquer la circulation équatoriale, sa variabilité et son interaction avec l'atmosphère, bien au-delà des seuls mécanismes responsables de l'enrichissement biologique[11].

[11] Cette intense et longue activité de recherche française dans une région située presque aux antipodes de la Métropole inquiéta certains riverains du Pacifique. Les océanographes japonais, qui croisaient fréquemment dans le Pacifique sud et qui traquaient vraiment le thon, s'attendaient à ce que l'effort de recherche français et son objectif affiché dans cette région du monde soient le prélude au débarquement d'une armada de bateaux de pêche français, tant l'effort de recherche déployé en amont par nos équipes leur paraissait important. Il n'en fut rien évidemment, le Pacifique ouest était à l'époque trop éloigné de la France pour nos pêcheurs. Ce manque de logique étonna beaucoup les Japonais et entama l'idée qu'ils avaient de la rationalité française, du moins en ce qui concerne sa politique de recherche !

Étude du système de circulation du Pacifique équatorial occidental

La motivation scientifique effective, justifiant ce déploiement de campagnes dans le Pacifique occidental, devint donc de comprendre les mécanismes physiques qui généraient des structures de circulation variables dans le temps, suivant en cela les considérations théoriques qui commençaient à voir le jour après la découverte du sous-courant équatorial dans le Pacifique oriental. La dynamique océanique équatoriale devenait à la mode parmi les théoriciens et les observateurs qui apportaient de nouveaux éléments de connaissance de ce système de circulation original étaient les bienvenus. Il était notamment important de comprendre comment le système de circulation équatorial pouvait évoluer dans le temps en fonction des conditions de vent régnant à la surface. Installée sur place dans la durée, l'équipe de Nouméa était donc particulièrement bien placée pour étudier les variations saisonnières du sous-courant équatorial, et ses relations avec les courants et contre-courants voisins, sous différentes conditions de vent, et cela sur l'ensemble du Pacifique sud-ouest (figure 34). Ces observations détaillées, répétées durant plusieurs années à différentes longitudes entre la Nouvelle-Guinée et le Pacifique central, permirent d'obtenir une image beaucoup plus précise de cette circulation et de sa variabilité et servirent de fondements pour la compréhension de la dynamique équatoriale du Pacifique ouest.

Les océanographes français ignorent toujours El Niño en 1970

Il est dommage que ces océanographes français, censés étudier les conditions d'existence des thons dans le Pacifique ouest, mais qui en fait s'intéressaient à des questions bien plus fondamentales rattachées à la dynamique océanique, aient pu « manquer » ce qui deviendra quelques années plus tard « le pôle chaud » du phénomène Enso *(El Niño and Southern Oscillation)* à l'origine de la variabilité interannuelle du climat dans l'ensemble de l'océan Pacifique.

À l'époque, El Niño n'était connu que dans le Pacifique équatorial oriental. Ce phénomène se caractérisait par des invasions d'eaux chaudes au large des côtes du Pérou et de l'Équateur, pendant plusieurs mois certaines années. Il n'était encore venu à l'idée de personne que ces eaux chaudes pouvaient être issues du grand réservoir du Pacifique ouest, la « warm pool », dans un vaste système d'oscillation météo-océanique embrasant l'ensemble du Pacifique.

Il fallut attendre PHILANDER en 1973 et WYRTKI en 1975, qui étudièrent à la loupe les observations du système de circulation du Pacifique ouest réalisées par les Français, mais aussi celles des Japonais et des Américains, pour que ces observations soint rapprochées de celles portant sur le Pacifique est. Ils conçurent à partir de là un scénario (développé chapitre 5) cohérent mettant clairement en évidence une oscillation climatique, impliquant à la fois l'océan et l'atmosphère de l'ensemble du bassin Pacifique, qu'ils appelèrent Enso *(El Niño and Southern Oscillation)*. Les Français auraient pu faire, les premiers, cette synthèse, mais ils étaient trop isolés et trop attachés à comprendre des phénomènes confinés au Pacifique ouest. Néanmoins, leurs interrogations fondamentales sur la dynamique océanique à l'équateur ont contribué à ensemencer la réflexion qui conduisit aux premières théories d'Enso.

On pourra noter ici que, comme souvent en science, les interrogations les plus fondamentales sont les plus porteuses de résultats. Ce n'est ni la pêche aux thons, simple prétexte présenté par habileté aux bureaucrates, ni même la compréhension d'El Niño qui motivait les chercheurs français du Pacifique des années 1960, mais le désir d'observer dans la nature une réalité complexe, alors presque totalement inconnue, et qui obéissait à des lois physiques dont on n'avait pas encore mesuré toutes les conséquences. L'observation d'une réalité naturelle étonnante était la seule motivation intellectuelle de cette équipe. Plus tard, des théoriciens s'appuyèrent sur ces observations pour avancer des théories réalistes, c'est-à-dire compatibles avec les observations et confirmées par elles. Encore plus tard, au cours des trente années qui suivirent, « les Français du Pacifique », s'ils ne furent pas les premiers « découvreurs » d'Enso, se rattrapèrent et participèrent grandement à l'avancée des connaissances sur ce phénomène.

Quoi qu'il en soit, on peut dire que c'est George PHILANDER, avec un article de synthèse intitulé « *Equatorial Undercurrent : Measurements and theories* », paru en 1973, qui clôtura cette époque, en présentant une description de l'état moyen du sous-courant équatorial et de ses variations saisonnières dans les trois océans. Il montra clairement les relations de cette variabilité avec les conditions de vent de surface et présenta des théories qui les expliquaient.

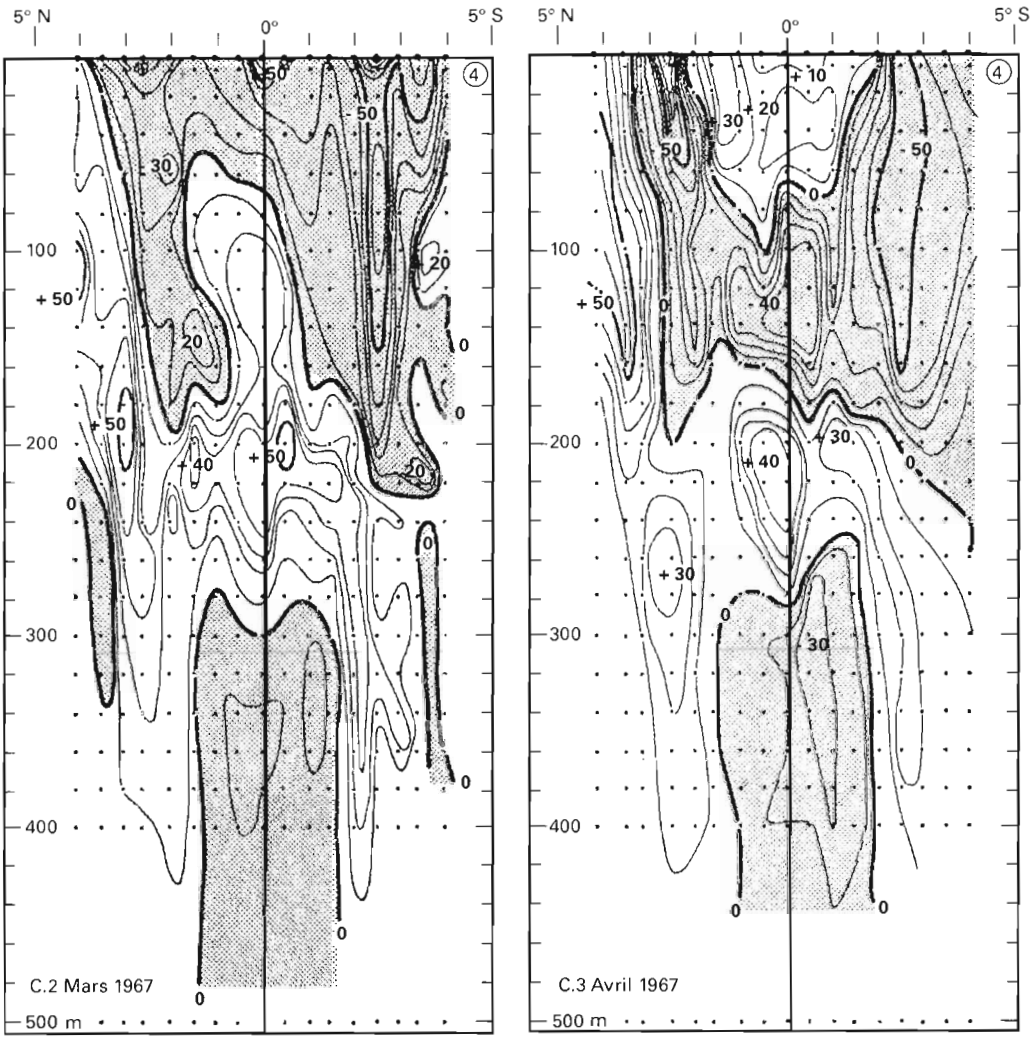


Figure 34
Un exemple d'observations de l'évolution du système de circulation équatorial sous l'effet du vent. Sections équatoriales de la composante zonale du courant en mars 1967 et en avril 1967, à 170° E. (en grisé les courants portent à l'ouest, en blanc à l'est). En mars, le vent porte à l'ouest, générant en surface un courant portant à l'ouest. Le sous-courant, entre 50 et 300 m, est organisé en deux cellules. En avril, au contraire, le vent s'est renversé et porte à l'est, le sous-courant ne comporte plus qu'une seule cellule, la plus profonde. Ces observations, qui montrent que le sous-courant est lié au vent de surface et peut changer de sens, illustraient pour la première fois la variabilité du système de circulation équatorial. D'après HISARD, MERLE et VOITURIEZ (1968).

Toutefois, les observations obtenues à partir d'un seul navire ne permettaient pas une description synoptique de tous les aspects de la circulation équatoriale et notamment ceux dépendant du temps. C'est pourquoi Philander, en 1974, proposa la mise sur pied d'un « Programme océanographique équatorial » à l'occasion d'un grand programme international déployé dans l'Atlantique tropical, organisé par l'OMM, et désigné par l'acronyme Gate pour « *Garp Atlantic Tropical Experiment* ». Ce fut le début d'une nouvelle étape dans la découverte de la dynamique équatoriale.

Le programme international Gate et la découverte des ondes équatoriales

L'étude des transferts d'énergie entre l'océan et l'atmosphère

Gate fut la première expérience du Garp, le « *Global Atmospheric Research Programme* ».

Vaste programme international[12] créé sous l'égide de l'OMM, Gate fut le premier à rassembler autant de moyens : 38 navires, 10 avions, 3 satellites déplacés, 1 000 scientifiques sur le terrain pendant trois mois, entre juin et septembre 1974. L'objectif était d'observer dans l'Atlantique tropical les mécanismes de transfert d'énergie entre l'océan et l'atmosphère, qui se manifestent par des développements nuageux susceptibles de générer, dans leur déplacement vers l'ouest à l'autre extrémité de l'Atlantique (dans la région des Caraïbes et du golfe du Mexique), des dépressions tropicales et des cyclones. Gate était la plus significative des grandes expériences de terrain associant météorologistes et océanographes. C'était une première pour les océanographes qui, s'ils avaient déjà l'expérience du fait de réunir leurs navires pour travailler ensemble sur des phénomènes nécessitant des observations conjointes, comme ils l'avaient fait lors de l'Année géophysique internationale, n'avaient jamais été à ce point associés aux météorologistes. Dans cette entreprise commune, ils durent systématiser et standardiser leurs observations à l'instar des météorologues. Tous les navires, en point fixe, faisaient les mêmes observations aux mêmes heures, dans une organisation réglée de façon militaire pour garantir une synopticité presque parfaite. Trois échelles de phénomènes étaient considérées : l'échelle des phénomènes de convection (5-10 km), l'échelle régionale (10-100 km), et l'échelle du bassin tropical atlantique dans son entier (fig. 35).

Observation de la variabilité spatio-temporelle de la circulation équatoriale

Les océanographes saisirent l'occasion de cette exceptionnelle concentration de navires pour réaliser des observations synoptiques de phénomènes de grande échelle afin d'appréhender leur variabilité spatio-temporelle. Et parmi ces phénomènes encore mal connus, la question de la variabilité temporelle du système de circulation équatorial était posée par les théoriciens, qui supposaient déjà que des ondes de fréquences diverses devaient agiter les courants équatoriaux. C'est ainsi que naquit l'idée d'un programme océanographique associé à Gate, appelé « *Equatorial Experiment* », qui avait pour objectif d'obtenir des images synoptiques de la circulation équatoriale océanique à l'aide des observations simultanées de plusieurs navires. Un groupe du Scor[13] avec George Philander planifia cette expérience qui malheureusement fut de courte durée – tout au plus trois semaines, en août 1974. Une dizaine de navires appartenant à huit pays participèrent à cette expérience et réalisèrent de courtes sections équatoriales entre 3° N et 3° S à différentes longitudes.

L'observation de certaines ondes équatoriales durant Gate

Trois types d'oscillations furent mis en évidence :

– des oscillations de 3 à 5 jours et de 9 à 10 jours de période se propageant vers l'ouest, générées par des ondes inertielles de gravité piégées à l'équateur, entretenues par des perturbations atmosphériques dans la même bande de fréquence, et avec une longueur d'onde voisine de 2 500 km.

– des oscillations de 14 à 18 jours de période, se propageant vers l'ouest à une vitesse voisine de 2 m/s et une longueur d'onde voisine de 2 000 à 2 500 km. Il s'agissait d'ondes d'instabilité liées à une propagation vers l'est du sous-courant équatorial.

– des oscillations de 30 à 40 jours de période, se déplaçant vers l'ouest avec une vitesse de phase de 0,5 m/s, qui correspondraient à une onde planétaire de Rossby

Gate a ainsi permis d'observer et de mieux cerner les propriétés des ondes de hautes fréquences qui agitent le système de circulation équatorial, notamment celles de période 14-18 jours, qui font méandrer le sous-courant comme l'a observé le navire américain *Columbus Iselin* (fig. 36).

Mais ces ondes de différentes périodes observées durant Gate ne représentent qu'une faible partie de toutes celles qui agitent l'océan, car la durée des observations de Gate a été très courte. Les observations de l'évolution de la circulation équatoriale atlantique réalisées

[12] En 1967, l'Organisation météorologique mondiale (OMM) et le Conseil international des unions scientifiques (CIUS) décidèrent de créer ensemble le Garp, dont l'objectif était de planifier la recherche sur les fluctuations atmosphériques qui contrôlent le temps, de façon à accroître la précision et étendre l'échéance des prévisions météorologiques. La préoccupation climatique était également présente à l'origine du Garp, mais elle ne se concrétisera que quinze ans plus tard par le Programme mondial de recherche sur le climat (PMRC). Le Garp était en fait l'outil de recherche dont s'était doté l'OMM en s'appuyant sur la communauté scientifique internationale par l'intermédiaire du CIUS.

[13] Le Scor, « *Scientific Committee on Oceanographic Research* », déjà cité, est une émanation du CIUS (voir note 12) pour l'océanographie.

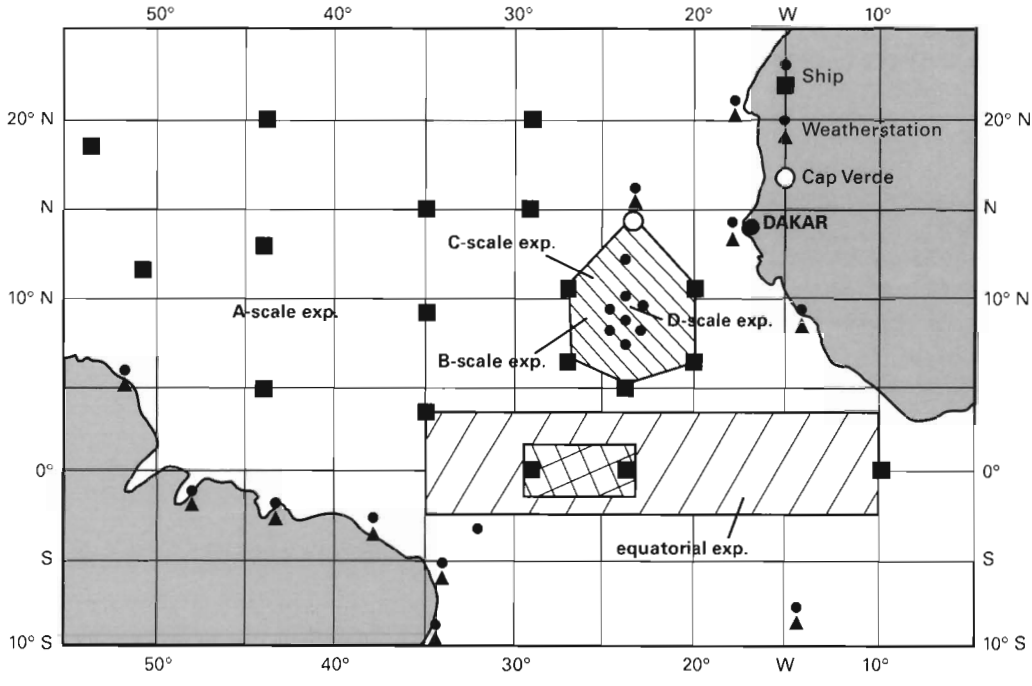


Figure 35
Plan de situation des opérations Gate entre juin et septembre 1974. Les carrés ainsi que les points noirs représentent des navires en point fixe. Différentes échelles d'observation, ainsi que la localisation de « l'expérience équatoriale », sont indiquées.

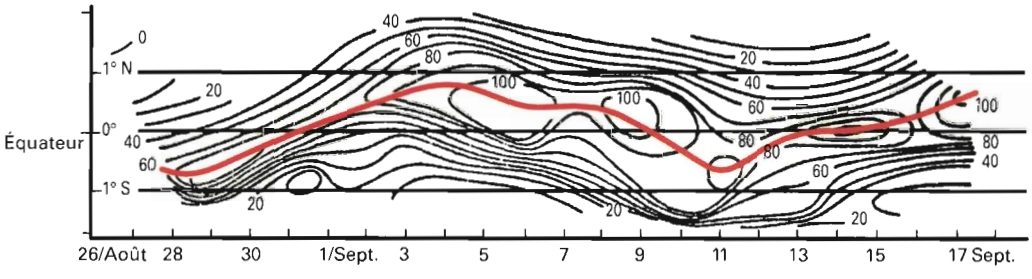


Figure 36
L'ondulation du sous-courant équatorial, le long de l'équateur, observée à 28° W pendant 3 semaines durant Gate en août-septembre 1974 par le navire américain *Columbus Iselin*. Les isolignes sont des vitesses en cm/s. En rouge, l'axe du maximum de courant. La figure suggère une onde de 15-18 jours de période qui fait « méandrer » le sous-courant autour de l'équateur entre les latitudes 1,5° N et 1,5° S. C'est la première observation d'une onde équatoriale.

au cours de ce programme ont soulevé plus de questions qu'elles n'ont apporté de réponses sur la nature des fluctuations qui affectent le système de circulation équatorial et son sous-courant. Mais elles ont attiré l'attention sur la nature ondulatoire de l'océan que certains théoriciens, tel Denis Moore dans sa thèse en 1968 et dans un article fameux écrit avec George Philander en 1977, avaient abordée avec un papier et un crayon. Ces deux auteurs établirent pour l'océan la théorie des ondes équatoriales et tropicales en s'inspirant de la théorie des ondes atmosphériques mise au point par Jule Charney, du MIT, dans les années 1950. Les observations de Gate confirmèrent les propriétés de certaines des ondes qu'ils avaient prévues, mais les ondes les plus importantes pour l'océanographie, principalement dans les basses latitudes, les ondes de Kelvin et de Rossby, ne pouvaient être observées pendant la trop courte période d'observation de Gate.

Les ondes de Kelvin et les ondes de Rossby

Au-delà des ondes de gravité-inertie qui se manifestent par des oscillations de fréquences élevées, inférieures à 10 jours, observées durant Gate, deux catégories d'ondes sont particulièrement importantes pour les océanographes, les ondes de Rossby et les ondes de Kelvin.

Les ondes de Rossby sont planétaires, se propagent vers l'ouest avec des périodes longues et à des vitesses qui dépendent de la latitude ; elles sont rapides à l'équateur et de plus en plus lentes lorsque l'on s'en éloigne.

Les ondes de Kelvin se propagent principalement vers l'est en restant piégées le long d'une frontière, qui peut être une côte ou l'équateur (fig. 37), qui leur sert de guide. Leur amplitude est maximale à la frontière. À l'équateur, elles jouent un rôle très important dans le développement du phénomène El Niño (cf. chapitre 5).

Les ondes océaniques

Encadré 9

Les ondes océaniques participent du caractère tourbillonnaire de l'océan à toutes les échelles spatio-temporelles. Ces ondes, et les tourbillons qui leur sont associés, sont l'équivalent pour l'océan des perturbations qui agitent l'atmosphère et déterminent les conditions météorologiques auxquelles nous sommes soumis quotidiennement.

Les ondes océaniques sont importantes à plus d'un titre. Elles sont l'équivalent d'un « bruit » qui brouille toutes les observations que l'on souhaite faire de l'océan à un moment donné, c'est un aspect négatif. Mais les ondes peuvent aussi être vues de façon positive. Elles contribuent au mélange des eaux et à la diffusion de leurs propriétés, processus indispensable au maintien de l'équilibre de l'océan moyen. Surtout, ces ondes sont susceptibles de transmettre à distance des perturbations du milieu océanique et ainsi de transmettre des signaux. Cette dernière propriété joue un rôle particulièrement important dans les régions équatoriales.

Les équations des principales ondes océaniques sont établies à partir des équations décrivant les perturbations temporelles d'un courant géostrophique. Elles présentent deux types de solutions.

Les premières peuvent être décrites comme des oscillations en latitude associées à ce qui est appelé le « tourbillon », ou rayon d'inertie propre du lieu considéré, qui dépend de la latitude. Ce sont les ondes de Rossby. Leur vitesse décroît de 1 m/s à l'équateur à 5 cm/s à 40° N, ce qui fait qu'elles peuvent mettre plusieurs années pour traverser un bassin océanique.

Le second type de solutions des équations de perturbation de la relation géostrophique sont les ondes de Kelvin, qui se propagent le long d'une frontière du domaine océanique considéré. Cette frontière peut être une côte, mais aussi l'équateur, qui se comporte comme une frontière dynamique à cause de la singularité mécanique dont il est affecté. Leur amplitude est maximale près de la frontière et décroît rapidement lorsqu'elles s'en éloignent. Ces ondes de Kelvin peuvent être excitées par n'importe quelle perturbation affectant l'océan. Ainsi, les variations du champ de gravité excitent les ondes de marée qui sont des ondes de Kelvin barotropes. Mais les perturbations les plus courantes sont dues à des fluctuations plus ou moins brutales du vent. Ces fluctuations sont à l'origine des ondes de Kelvin équatoriales dans le phénomène El Niño.

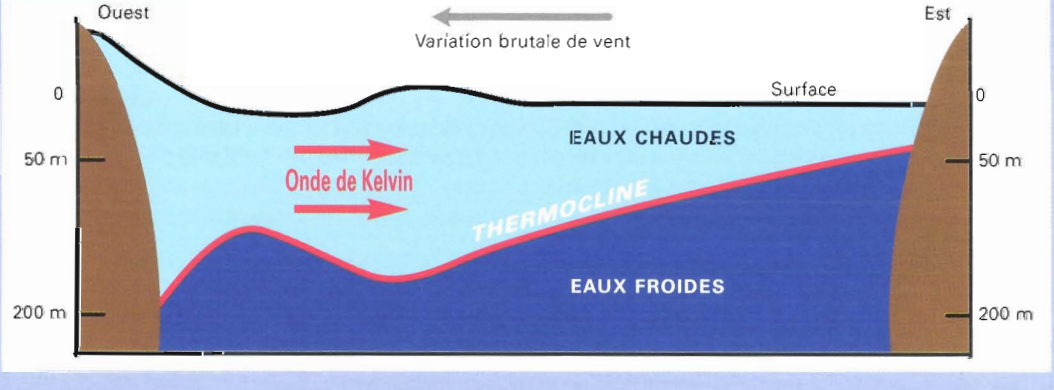


Figure 37
Schéma d'une onde de Kelvin équatoriale générée par une variation brutale (ou impulsion) du vent à la surface de l'océan. L'onde se marque par un dénivelé de quelques dizaines de mètres dans la profondeur de la thermocline (courbe rouge) et de quelques dizaines de centimètres seulement en surface, en sens opposé (le dessin exagère le dénivelé de la surface d'un facteur 100 environ). L'onde se propage en direction de l'est.

Ces ondes, prévues par la théorie, n'avaient été que sporadiquement observées. Leurs caractéristiques ont longtemps été difficiles à déterminer à l'aide de mesures *in situ*. Cependant, en 1983, des Américains, Robert Knox et David Halpern, à l'aide d'un réseau de mouillage couvrant le Pacifique équatorial, ont pu observer les caractéristiques d'un front de Kelvin, piégé à l'équateur, qui traversa le Pacifique à l'automne de 1982 et déclencha l'El Niño de 1982-1983. (cf. chapitre 5). Mais il a fallu attendre encore quinze ans pour pouvoir observer ces ondes beaucoup plus en détail et déterminer précisément leurs caractéristiques, lorsque des altimètres embarqués sur des plateformes spatiales furent disponibles (cf. chapitre 7).

Les ondes équatoriales de Kelvin ont été systématiquement invoquées pour expliquer la propagation de signaux traversant rapidement (en trois mois pour le Pacifique, en un mois pour l'Atlantique) les bassins équatoriaux dans le sens zonal. On verra plus loin que ces ondes sont à l'origine de mécanismes dits de « *remote forcing* » ou d'« actions à distance », entre l'ouest et l'est des bassins équatoriaux. Une saute de vent à l'ouest d'un bassin équatorial crée une perturbation de la structure thermique de l'océan, au niveau de la thermocline mais aussi en surface, excitant ainsi une onde qui se propage en direction de l'est tout en restant piégée à l'équateur (fig. 37). On observe donc une corrélation entre une « action » mécanique (forcing) du vent à l'ouest et une réponse thermique de l'océan à l'est, à quelques mois de distance. C'est ce principe des « actions à distance », encore appelées par certains « téléconnexions » qui a été mis en évidence dans le Pacifique et dans l'Atlantique (fig. 41). Ces mécanismes ont donné lieu à d'intenses débats entre deux écoles de pensée parmi les océanographes, qui ne se distinguaient ni par leur nationalité ni par leur spécialité, observateur ou théoricien. Il y avait ceux qui privilégiaient les « actions à distance » du vent avec des courroies de transmission véhiculées par des ondes piégées à l'équateur, et ceux plus prudents qui voulaient considérer toutes les actions à la fois « locales et globales » du vent pour expliquer les phénomènes de réchauffement (ou de refroidissement) des régions orientales des océans équatoriaux.

La querelle des « naïfs » et des « sceptiques »

Une école d'été fameuse à la « Scripps » en 1976

Entre juin et septembre 1976, une école d'été[14] fut organisée à la *Scripps Institution of Oceanography*, en Californie, rassemblant la fine fleur des océanographes tropicalistes, une cinquantaine au total, à la fois observateurs et théoriciens. Cette école d'été était destinée à relancer l'intérêt pour l'étude des zones tropicales, qui avait quelque peu fléchi depuis le début de la décennie 1970 et la synthèse de PHILANDER de 1973 faisant le point des connaissances sur le sous-courant équatorial. L'intérêt pour les tropiques était éclipsé par l'étude des tourbillons à moyenne échelle générés par l'affrontement de courants chauds et intenses tels que le Gulf Stream et de courants froids comme le courant du Labrador. Ces programmes (programmes américains Mode – *Mid Ocean Dynamic Experiment* –, et en coopération avec les Soviétiques, Polymode) s'intéressaient aux phénomènes transitoires, de nature ondulatoire, mais qui, loin de l'équateur, se manifestaient par des méandres, des boucles et des anneaux à la frontière de courants chauds et froids dont le contraste thermique pouvait dépasser 20 °C (fig. 21, chapitre 3). Ces études mobilisèrent une fraction importante de l'océanographie mondiale, encore peu nombreuse, autour de la Woods Hole Oceanographic Institution, près de Boston, La Mecque de l'océanographie au moins pour la côte est des États-Unis. Les tropicalistes devaient réagir et redémontrer l'intérêt des régions tropicales dans la bataille pour le partage des ressources allouées à la recherche océanographique.

« Actions à distance » contre « actions locales et globales »

C'est au cours de cette école d'été que le débat sur le *remote forcing*, ou les « actions à distance » en français, prit une intensité particulière et divisa la communauté des tropicalistes. Deux courants de pensée s'affrontaient. D'un côté ceux, qualifiés de « naïfs »

[14] Cette école d'été fut un événement marquant pour la communauté des océanographes tropicalistes et contribua à relancer des opérations internationales régionales telles que FGGE *(First GARP Global Experiment)* qui faisait suite à Gate dans les trois océans, Index *(Indian Experiment)* dans l'océan Indien, Norpax *(North Pacific Experiment)* dans le Pacifique nord et d'autres encore qui aboutirent plus tard aux grands programmes consacrés spécifiquement aux océans tropicaux tels que Focal et Sequal dans l'Atlantique (présentés dans la suite de ce chapitre) et Toga dans le Pacifique (chapitre 6).

(*gullible* en anglais) par les autres, selon qui les perturbations de la structure thermique de l'océan équatorial provoquées par le vent et qui se propageaient le long de l'équateur par des ondes de Kelvin piégées expliquaient complètement la variabilité de la température de surface des régions équatoriales orientales (El Niño compris). Ils privilégiaient ainsi le seul mécanisme des actions à distance.

Les tenants de l'autre camp, qui se qualifiaient de « sceptiques » (*skeptical* en anglais), pensaient que les choses n'étaient pas aussi simples et que l'ensemble du bassin intertropical devait être pris en compte dans sa réponse globale à l'action du vent. C'est-à-dire qu'il fallait considérer à la fois le vent lointain et le vent local, en un mot le vent global. Les « sceptiques » insistaient aussi sur l'inadéquation du seul paramètre « température de surface » pour apprécier une réponse de l'océan à l'action de l'atmosphère, car cette température de surface dépend aussi de l'action locale de l'atmosphère et de la réponse locale de l'océan. L'interaction thermodynamique (échange de chaleur et d'eau) locale avec l'atmosphère, et pas seulement l'action du vent, devait également être prise en compte. De ces considérations émises par les « sceptiques » naquirent les projets Focal et Sequal, destinés à lever le dilemme des vraies raisons de la réponse saisonnière de l'ensemble d'un bassin tropical (l'Atlantique fut choisi) à l'action du vent. L'interaction mécanique et thermodynamique entre l'océan et l'atmosphère, dont les mécanismes d'« actions à distance » dans l'océan ne sont qu'un aspect, sera traitée chapitre 5.

Des modèles linéaires simulent des « actions à distance » dans le Pacifique équatorial

Cette école d'été fut également l'occasion de présenter les premiers modèles numériques mettant en évidence le *remote forcing*. Ces modèles développés par Jay Mac Creary en 1974, et James O'Brien et ses collaborateurs en 1976, au pouvoir explicatif limité selon les « sceptiques », n'en présentaient pas moins des résultats remarquables qui méritaient reconnaissance. Dans le Pacifique, de tels modèles simples simulant un océan à deux couches, appelés en anglais « *shallow water models* », montraient qu'un vent impulsionnel agissant sur le bord ouest du bassin équatorial générait une onde de Kelvin, piégée à l'équateur, qui se propageait en direction de l'est (cf. fig. 37). Elle perturbait suffisamment la thermocline et la température de surface pour expliquer les anomalies thermiques constatées à l'est, notamment lors d'un El Niño. Cette théorie parut d'autant plus séduisante que des observations la confirmaient. Klaus WYRTKI (1975) venait de montrer que l'apparition des eaux chaudes caractéristiques d'El Niño le long des côtes de l'Équateur et du Pérou était précédée quelques mois auparavant d'un affaiblissement brutal des alizés dans le Pacifique ouest. Cet affaiblissement brutal pouvait être assimilé à une impulsion à l'origine d'une onde de Kelvin susceptible d'avoir traversé le Pacifique pour générer un épisode El Niño. On détenait ainsi un élément crucial (la courroie de transmission océanique) d'un scénario explicatif possible du phénomène El Niño.

Des « actions à distance » observées dans l'Atlantique équatorial

Dans le golfe de Guinée, les observations des variations de la température de surface en plein océan, au cœur de l'upwelling équatorial (10° W) et à la côte, où se manifestent aussi des upwellings côtiers, étaient corrélées entre elles, alors qu'elles n'étaient pas corrélées avec le vent local. Bien plus, ces oscillations périodiques de la température de surface affectant deux régions éloignées de plus de 500 km avaient la même fréquence, tout en étant décalées d'environ 45 jours, l'upwelling équatorial précédant l'upwelling côtier. L'idée que des propagations d'ondes étaient le lien entre ces phénomènes qui s'observaient dans ces régions éloignées germa d'autant plus aisément que les résultats des modèles de l'océan Pacifique, mentionnés précédemment, devenaient crédibles[15].

Le même mécanisme fut donc imaginé pour l'Atlantique en 1978. L'hypothèse d'un *remote forcing* fut proposée par un groupe d'auteurs américains et français sous la conduite de Dennis Moore. Dans le même temps, James O'Brien et ses collaborateurs adaptèrent à l'Atlantique le modèle simple qu'ils avaient construit pour expliquer les « actions à distance » du Pacifique.

[15] Pour expliquer les corrélations observées entre les oscillations de température à l'équateur au voisinage de 10° W dans l'Atlantique et les oscillations de température observées dans les stations côtières le long des côtes nord et sud du golfe de Guinée, il faut imaginer (bien qu'il n'existe pas d'observations fiables pour le montrer) que l'onde de Kelvin équatoriale, après avoir poursuivi sa propagation en direction de l'est jusqu'à la côte africaine, se soit « éclatée » à la côte et divisée en deux ondes côtières, l'une en direction du nord, l'autre en direction du sud.

Mais le vent local a aussi son importance

En 1979, Philander, à titre d'exercice, montra à l'aide d'un modèle simple que l'intensification d'un vent méridien local, de direction sud-nord, traversant l'équateur dans le golfe de Guinée, souvent conforme à ce qui est observé, « expliquait » aussi bien les upwelling équatoriaux et côtiers que les modèles fondés sur un mécanisme de *remote forcing* venant de l'ouest. Il n'y avait donc pas de raison de penser que l'onde de Kelvin équatoriale forcée par un vent impulsionnel lointain était l'explication unique et définitive de l'upwelling saisonnier des bassins équatoriaux orientaux.

L'ensemble de ces résultats était de nature à renforcer à la fois la conviction des « naïfs » que le *remote forcing* « marchait » puisqu'il était confirmé par des observations, et les doutes des « sceptiques », qui avaient réussi à montrer que d'autres mécanismes explicatifs étaient possibles. Les « sceptiques » ne désarmèrent donc pas et, sans nier l'existence possible du *remote forcing*, ils maintinrent qu'il fallait considérer la réponse globale de l'océan à l'action globale du vent sur l'ensemble du bassin équatorial. C'est ce qui justifia l'étude conjointe franco-américaine du système de circulation équatorial atlantique par les programmes Focal et Sequal.

L'Atlantique tropical devient un laboratoire franco-américain

À la fin des années 1970, il devenait évident que les régions tropicales recelaient une des clés de la variabilité climatique à l'échelle interannuelle. Et cela pour trois raisons principales : la première, on l'a vu chapitre 2, est que le transport méridien de chaleur opéré par les océans est maximal dans les tropiques, l'été d'un hémisphère alimentant en chaleur l'hiver de l'autre hémisphère. La deuxième raison, qui sera développée en détail au chapitre suivant, est liée à la sensibilité particulière de l'atmosphère aux anomalies de température de surface des océans tropicaux. La troisième raison enfin a trait au temps de réponse de l'océan équatorial à l'action de l'atmosphère. On vient de voir qu'il existe des réponses à distance, différées seulement de quelques mois, de l'océan à l'action du vent. Mais, contrairement à ce qui est observé dans les plus hautes latitudes, l'océan tropical répond rapidement et presque en phase à l'action de l'atmosphère et du vent, ce qui induit une réponse globale de l'ensemble du bassin océanique combinant les actions locales et à distance. C'est l'étude de cette importante question qui a fait l'objet d'une coopération étroite entre les États-Unis et la France dans l'Atlantique tropical (fig. 38).

Au-delà de la querelle sur le *remote forcing*, l'objectif de cette coopération était d'observer et de comprendre la réponse globale d'un bassin tropical à l'action du vent. Une telle étude nécessitait la prise en compte de plusieurs cycles saisonniers, de façon à isoler et à modéliser les mécanismes physiques dominants expliquant la variabilité basse fréquence, saisonnière et interannuelle. Les Américains et les Français décidèrent de s'unir pour répondre à cette question et jetèrent leur dévolu sur l'Atlantique tropical pour des raisons évidentes déjà mentionnées : c'est un océan plus accessible et compact, trois fois moins étendu dans le sens zonal que l'océan Pacifique, proche des pays développés nord-américain et européens, et déterminant pour leur climat. Par ailleurs, la physique qui sous-tend la dynamique équatoriale est la même dans l'Atlantique et dans le Pacifique, ce qui permet d'en extrapoler les résultats. L'océan Indien avait été exclu, car les phénomènes qui l'affectent sont plus complexes du fait de la proximité de l'énorme continent asiatique qui engendre un phénomène de mousson, masquant la spécificité de la dynamique équatoriale.

Objectifs et organisation de Focal et Sequal

Les deux programmes, Sequal (*Seasonal Equatorial Atlantic Experiment*) pour les États-Unis et Focal (Français Océan Climat Atlantique équatoriaL) pour la France, furent mis sur pied et présentés séparément aux bailleurs américains et français (encadré 10) mais ils annonçaient déjà dans leurs propositions de recherche leur coopération mutuelle. Sequal regroupait des équipes de recherche de différentes institutions américaines et était axé sur l'étude des mécanismes physiques et sur le développement de modèles rendant compte de la dynamique océanique équatoriale. Focal représentait une synthèse coordonnée de propositions élaborées par une trentaine de chercheurs appartenant à plusieurs organismes de recherche français.

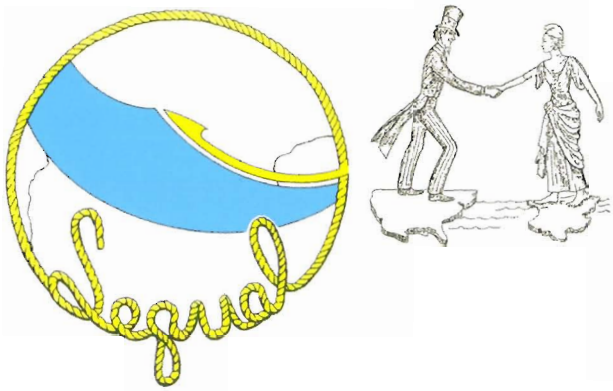


Figure 38
Les logos des deux programmes joints, Focal pour les Français et Sequal pour les Américains.

Le programme Focal[16] était axé principalement sur les observations mais aussi sur la modélisation numérique océanique qui faisait ses débuts en France, à cette occasion. Plusieurs opérations de mesures s'échelonnèrent sur deux cycles saisonniers consécutifs, entre 1982 et 1984, pour éviter de tomber sur un cycle saisonnier anormal. Dans l'Atlantique, le signal saisonnier était supposé dominer la variabilité interannuelle, à l'inverse du Pacifique où El Niño, phénomène typiquement interannuel, était dominant. La précaution fut judicieuse car, en fait, les deux cycles saisonniers de 1983 et de 1984 furent très différents. En 1984, on observa, dans l'Atlantique, un événement chaud exceptionnel tout à fait semblable à El Niño[17] dont on reparlera chapitre 5. L'année 1983 au contraire fut une année « normale » dans l'Atlantique.

Les objectifs communs de Sequal et de Focal (fig. 39) visaient en priorité à : (1) observer l'évolution du champ de densité par des campagnes hydrologiques répétées à chaque saison ; (2) décrire avec précision les variations des courants de surface à l'aide de bouées dérivantes ; (3) analyser la variabilité à toutes fréquences (y compris les plus hautes) du système équatorial par des mouillages profonds ; (4) observer l'évolution de la topographie dynamique de la surface de l'océan à l'aide d'un réseau de marégraphes et d'échosondeurs inversés ; (5) déterminer les champs de vent à partir des observations des navires de commerce et des satellites ; (6) enfin et surtout, modéliser la réponse de l'océan à l'action du vent, sous ses différents aspects.

Les principaux résultats scientifiques de Focal et de Sequal

Les résultats furent à la hauteur des investissements : la moisson d'observations nourrit une trentaine de thèses en France et de nombreuses publications[18]. Les résultats scientifiques furent surprenants, on l'a vu, en ce sens qu'un événement chaud inattendu affecta l'ensemble du bassin tropical atlantique dans le premier semestre de 1984. Mais l'observation du signal saisonnier « normal », caractéristique de l'année 1983, qui constituait l'objectif initial des deux programmes, a pu se réaliser. L'événement chaud de 1984 est un « plus » non prévu, qui a permis de dépasser l'étude de la variabilité saisonnière, de mieux comprendre les causes de la variabilité interannuelle et d'obtenir ainsi un éclairage supplémentaire sur les phénomènes tout à fait semblables qui affectent l'océan Pacifique (El Niño).

[16] Un autre programme (Piral) se greffa sur Focal en profitant de la logistique des campagnes, avec l'objectif d'étudier la variabilité saisonnière de la productivité océanique.

[17] El Niño de 1982-1983 dans le Pacifique a été l'un des plus puissants du siècle, occasionnant un rebond dans l'Atlantique en 1984, avec une année de décalage (voir chapitre 5).

[18] Notamment un numéro spécial de la revue *Nature*, un *collected reprints* d'une trentaine d'articles dans *Journal of Geophysical Research (JGR)* ainsi que dans *Geophysical Research Letters (GRL)*. Au total, plus d'une centaine d'articles s'appuient sur des travaux réalisés au cours des programmes Focal et Sequal.

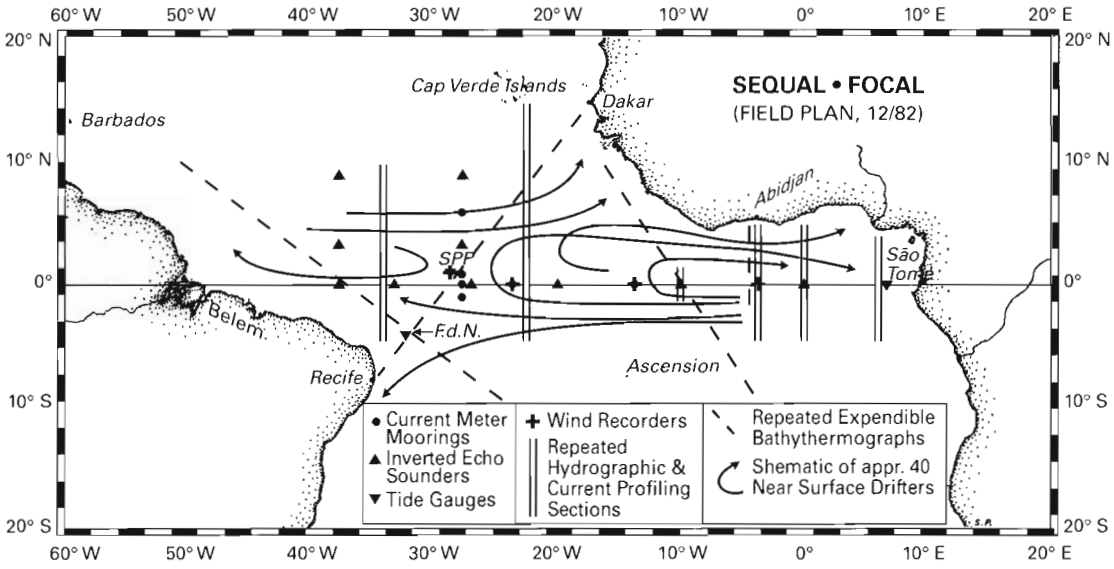


Figure 39
Les programmes Sequal et Focal, le plan des opérations en mer.

Opérations de terrain et développements théoriques des programmes Focal et Sequal

Encadré 10

Les deux programmes, développés conjointement, comportaient des opérations de terrain, menées de juillet 1982 à juillet 1984, et des investigations théoriques.

Les opérations de terrain

* Observations thermiques de surface et de sub-surface avec des navires d'opportunité. Les lignes régulières de navires marchands sont les supports les plus efficaces et les moins coûteux pour observer la structure thermique des 500 premiers mètres de l'océan (Focal et Sequal).

* Observations du niveau moyen océanique par un réseau de marégraphes (Focal et Sequal).

* Observations directes du champ de masse et du champ de courant par des campagnes hydrologiques saisonnières (trimestrielles) traversant l'Atlantique tropical le long de plusieurs méridiens (Focal).

* Mouillages en points fixes permettant d'obtenir la variabilité à haute fréquence de la circulation dans deux régions critiques :

(i) entre le Brésil et 10° N le long de 30° W où se situent les variations de vent les plus importantes susceptibles de générer des ondes équatoriales piégées,

(ii) le long de l'équateur dans le golfe de Guinée à 16° W et 4° W où les phénomènes de propagation d'ondes piégées sont les plus probables (Focal et Sequal).

* Lâchers de bouées dérivantes pour tracer la circulation superficielle (Sequal).

* Étude des données historiques résultant des programmes antérieurs dans cette région : Equalant (1963), Gate (1974), FGGE (1979) pour ne citer que les principaux.

Le programme théorique

Sequal a développé une grande variété d'outils théoriques, depuis de simples modèles linéaires à deux couches jusqu'à des modèles de circulation générale océanique multicouches. Du côté français, avec Focal, les premiers modèles linéaires à deux couches ont vu le jour. Ultérieurement, des modèles multicouches ont été élaborés. Ce fut le début en France de la modélisation numérique utilisant les équations complètes du mouvement appelées encore équations primitives.

Les participants

Focal rassemblait environ 30 chercheurs et ingénieurs appartenant au CNRS, à l'Orstom, aux universités et au Cnexo. Les financements provenaient de l'Action sectorielle programmée (ASP) « Évolution du climat », dépendant de la Délégation générale à la recherche scientifique et technique (DGRST), ancêtre du ministère de la Recherche. L'ASP « Évolution du climat » devint en 1981 le Programme national de la dynamique du climat (PNEDC).

Sequal rassemblait une vingtaine de chercheurs appartenant aux grandes institutions américaines : Woods Hole, MIT, Lamont, GFDL (Princeton), Harvard, université de Caroline du Nord. Les financements provenaient de la *National Science Foundation*, la NOAA, la Nasa et l'*Office of Naval Research*.

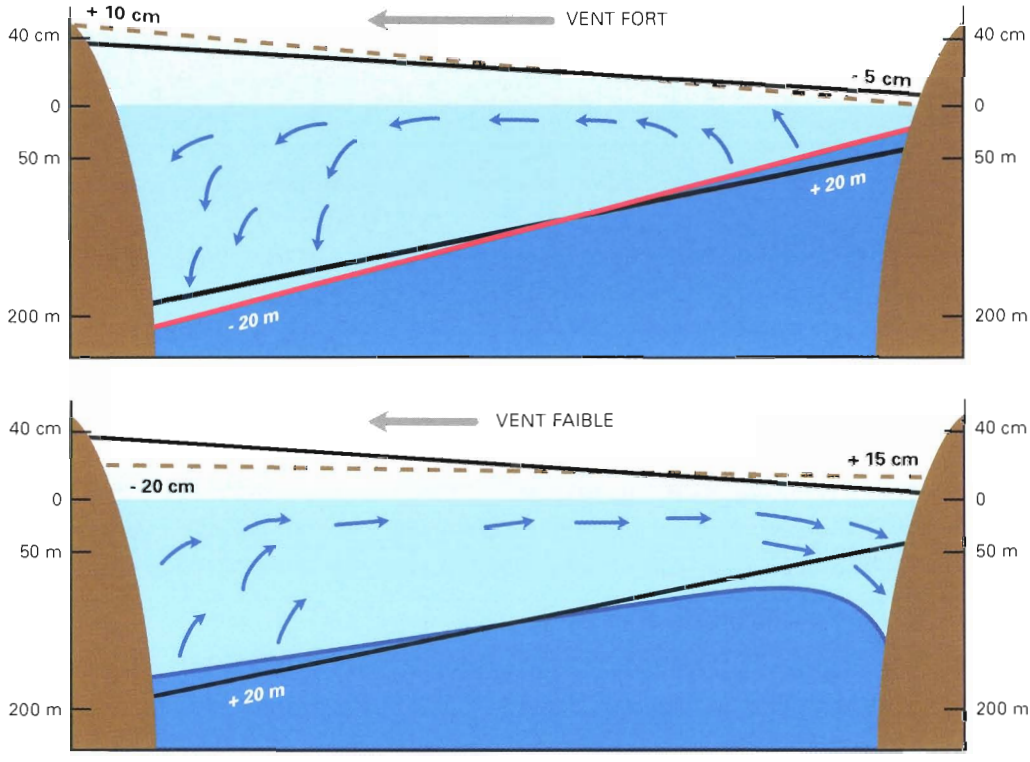


Figure 40
Schéma de l'évolution de la profondeur de la thermocline et de la hauteur dynamique de la surface, le long de l'équateur, en fonction de la force des vents alizés. La thermocline oscille saisonnièrement en fonction de l'intensité du vent. En haut, vents forts, la thermocline (en rouge) s'enfonce d'environ 20 m à l'ouest et se relève d'autant à l'est. En bas, vents faibles, la thermocline (en bleu) se relève à l'ouest d'environ 20 m et s'abaisse à l'est. La surface de l'océan (hauteur dynamique) oscille en sens opposé de 5 à 20 cm.

Oscillation saisonnière de la thermocline à l'équateur

La thermocline se comporte comme une plaque rigide qui oscille saisonnièrement d'ouest en est, sous l'effet de la tension globale du vent sur l'ensemble du bassin.

Dans les océans tropicaux, la thermocline présente une inclinaison est-ouest dans la bande équatoriale (fig. 30, fig. 33). À l'ouest, la thermocline est profonde (150 mètres environ dans l'Atlantique pour l'isotherme 20 °C). À cette thermocline profonde correspond une hauteur dynamique[19] de la surface plus élevée. À l'est au contraire, la thermocline est proche de la surface (30-50 mètres en moyenne pour l'isotherme 20 °C dans le golfe de Guinée) et la hauteur dynamique est plus basse. La différence d'altitude de la surface entre l'ouest et l'est est d'environ 40 cm dans l'Atlantique (fig. 30 et 40), tandis que la thermocline est plus profonde à l'ouest d'environ 150 mètres, en situation moyenne normale.

Les variations saisonnières de la profondeur de la thermocline à l'équateur sont en opposition de phase entre les régions ouest et est, de telle sorte que lorsqu'elle se relève d'un côté, par exemple à l'ouest (en janvier-février), elle s'abaisse de l'autre côté, à l'est. La thermocline semble ainsi osciller saisonnièrement

[19] La hauteur dynamique de l'océan, ou topographie dynamique (l'équivalent des basses ou hautes pressions pour l'atmosphère) est calculée en intégrant le champ de densité sur la verticale du lieu. Si, en ce point, les eaux sont en moyenne froides et denses, la hauteur dynamique sera basse. Si, au contraire les eaux sont plus chaudes, donc plus légères, la hauteur dynamique sera plus élevée. Lorsque la thermocline est profonde, comme dans l'ouest des bassins équatoriaux, la couche homogène chaude de surface est plus épaisse et la hauteur dynamique est plus élevée (voir fig. 30). Dans les régions tropicales la hauteur dynamique est ainsi le miroir inversé de la profondeur de la thermocline car on est proche d'un océan à deux couches et c'est l'épaisseur de la couche superficielle chaude qui détermine, au premier ordre, la hauteur dynamique.

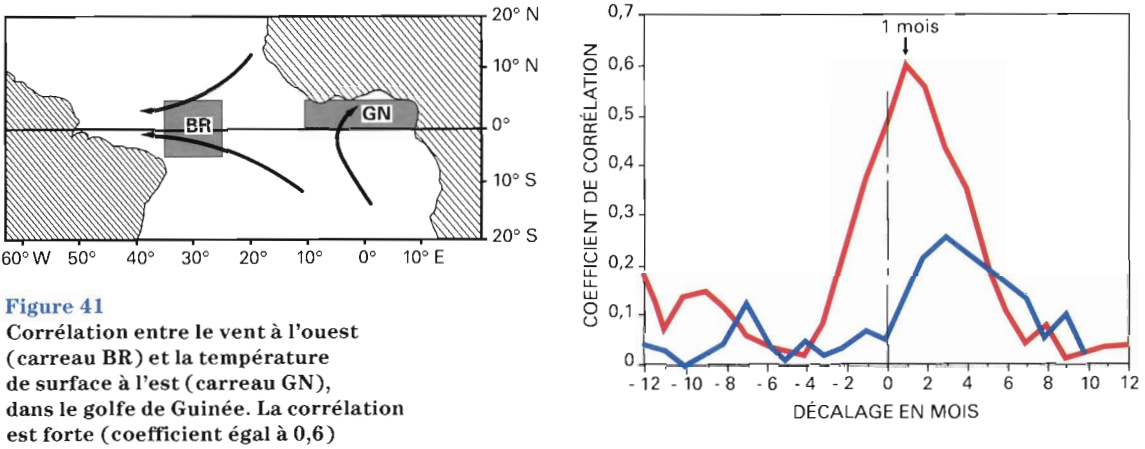


Figure 41
Corrélation entre le vent à l'ouest (carreau BR) et la température de surface à l'est (carreau GN), dans le golfe de Guinée. La corrélation est forte (coefficient égal à 0,6) entre le vent à l'ouest et la température de surface à l'est un mois après (courbe rouge). C'est le temps approximatif de propagation d'une onde de Kelvin pour traverser la distance séparant les deux régions. À l'inverse, avec le vent local, la corrélation est faible (courbe bleue). Ce résultat, obtenu à partir d'un ensemble de données historiques couvrant une longue période, confortait l'hypothèse de la prééminence de mécanismes de type *remote forcing* dans l'Atlantique équatorial. D'après SERVAIN, PICAUT et MERLE (1982).

dans un plan équatorial autour d'un « point pivot » situé au milieu du bassin au voisinage de 25° W (fig. 40 et 42). En avril-mai, la thermocline est presque horizontale d'est en ouest, cette période coïncide avec celle où les alizés sont le plus faibles. Au contraire, de juillet à septembre, quand les alizés sont forts, la thermocline prend une inclinaison importante, s'abaissant à l'ouest tandis qu'elle se relève à l'est pour atteindre la surface au cœur de l'upwelling équatorial dans le golfe de Guinée, au voisinage de 10° W. Il se crée ainsi un gradient de pression zonal est-ouest qui génère un sous-courant équatorial dont l'intensité et l'extension sont maximales en cette période de l'été boréal.

Simulations du comportement de la thermocline par des modèles

La relation entre la variation d'intensité des alizés et la réponse globale de la thermocline équatoriale donna lieu à des travaux théoriques qui apportèrent des éclaircissements dans la controverse sur l'importance relative des actions à distance et des actions locales et globales.

Les observations de l'oscillation ouest-est de la thermocline pouvaient apparaître comme une confirmation du fait que le mécanisme de *remote forcing* par des ondes piégées le long de l'équateur expliquait complètement la relation entre les variations du vent à l'ouest et les variations de température de surface à l'est : les vents forts de l'ouest enfoncent la thermocline à l'ouest, laquelle se relève à l'est, abaissant de ce fait la température de surface et vice versa, comme dans un jeu de bascule. Des études statistiques sur les données historiques ont d'ailleurs montré qu'il existait une corrélation entre le vent à l'ouest et la température de surface à l'est (fig. 41).

La question posée par les « naïfs » à laquelle les sceptiques étaient censés répondre devint alors évidente : comment l'action du vent à l'ouest peut-elle se communiquer à la thermocline à l'est pour la relever si les ondes équatoriales ne sont pas la courroie de transmission ouest-est ? Elles peuvent y contribuer, mais elles n'expliquent pas tout, maintenaient les « sceptiques ».

Pour expliquer ce comportement « rigide » de la thermocline, Mark Cane et Edward Sarachik développèrent un modèle équatorial de type *shallow water*, linéaire, forcé par des vents périodiques indépendants de la longitude. Ils trouvèrent des solutions analytiques en remarquable accord avec les observations, notamment celles qui montrent l'oscillation saisonnière de la thermocline autour d'un point pivot situé vers 25° W (fig. 42). Ils montrèrent également que la réponse de la thermocline équatoriale dépend fondamentalement de la nature, périodique ou impulsionnelle, du *forcing* du vent.

Mais ce sont Philander et Pacanowski qui, en 1981, apportèrent les réponses les plus satisfaisantes pour les deux camps, en montrant que les ajustements de l'océan tropical dépendent de la fréquence du *forcing* du vent et également, évidemment, de la taille du bassin.

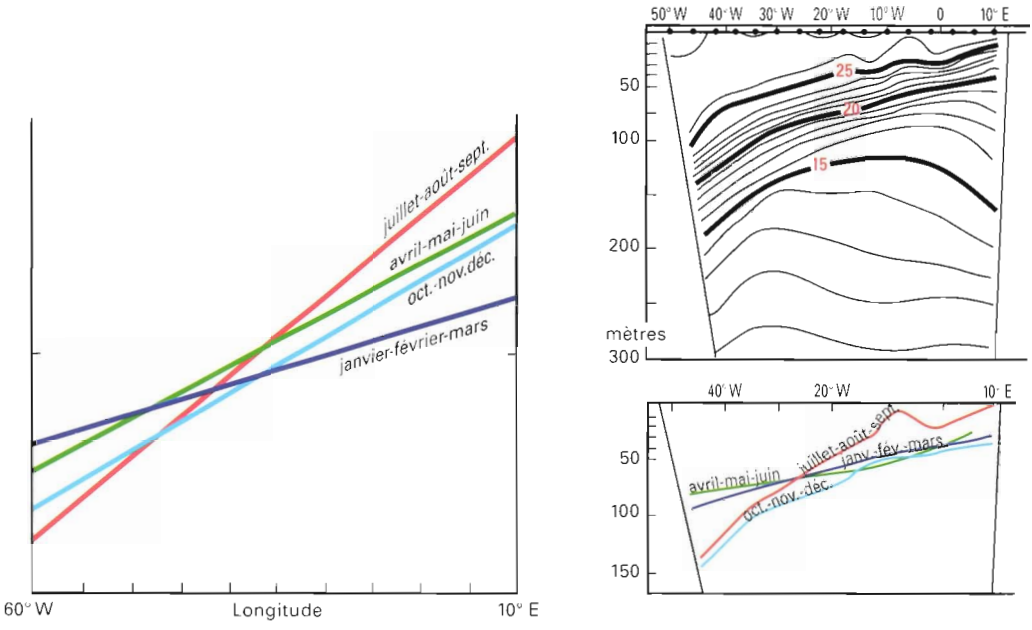


Figure 42

À droite, les observations montrent la structure thermique moyenne le long de l'équateur dans l'Atlantique (en haut) et l'oscillation saisonnière de la profondeur de la thermocline représentée par l'isotherme 20 °C (en bas). À gauche, l'oscillation de la profondeur de la thermocline simulée par le modèle de Cane et Sarachik. L'accord est assez remarquable entre les observations et la simulation, confirmant le caractère oscillant de la thermocline en fonction de la saison.

Pour un vent qui varie avec une période inférieure à 150 jours et un bassin de 5 000 km d'étendue zonale, comme l'océan Atlantique, la réponse de l'océan s'effectue sous forme d'intenses « *jets* » équatoriaux auxquels s'ajoutent des ondes, principalement de Kelvin. À ces fréquences, le vent peut être considéré comme impulsionnel, et le mécanisme de *remote forcing* est prépondérant. Dans ce cas, l'ajustement s'effectue en 150 jours environ, temps nécessaire au front de Kelvin pour parcourir l'océan d'ouest en est, et aux ondes de Rossby piégées à l'équateur pour faire le chemin inverse.

Pour un vent de période supérieure à 150 jours, comme un vent saisonnier, on approche graduellement d'une réponse de l'océan en équilibre avec le *forcing*. Le changement de vent est si graduel que l'océan s'ajuste immédiatement à chaque instant aux nouvelle conditions de vent, il n'y a plus génération d'ondes. C'est la situation qui prédomine dans l'océan Atlantique, où le vent varie généralement de façon graduelle en comparaison avec le Pacifique, où il est plus impulsionnel.

Autrement dit, de façon simplifiée, lorsqu'un vent varie brutalement et présente un caractère impulsionnel, il génère des ondes et des phénomènes de *remote forcing*. À l'inverse, lorsque le vent varie graduellement, l'océan s'ajuste également graduellement à son action, et il n'y a pas génération d'ondes.

Les « naïfs » avaient donc en partie raison, les ondes équatoriales étaient une courroie de transmission possible de signaux entre l'est et l'ouest d'un bassin équatorial, mais les « sceptiques » avaient également raison, les choses n'étaient pas aussi simples qu'elles étaient apparues initialement, et il fallait également prendre en compte les caractéristiques en fréquence de la variabilité du vent sur l'ensemble du bassin déterminantes dans la réponse de l'océan.

Vents impulsionnels ou vents saisonniers dans l'Atlantique tropical ?

Les vents impulsionnels, qui génèrent des ondes de Kelvin équatoriales, existent dans l'Atlantique tropical. Ils expliquent l'anomalie chaude de 1984, mais généralement, l'océan répond en phase à un vent saisonnier qui varie régulièrement sur l'ensemble du bassin comme en 1983.

Les considérations théoriques précédentes ont montré que la réponse de l'océan, caractérisée principalement par le comportement de la profondeur de la thermocline, dépendait surtout du caractère impulsionnel, ou plus régulier, du

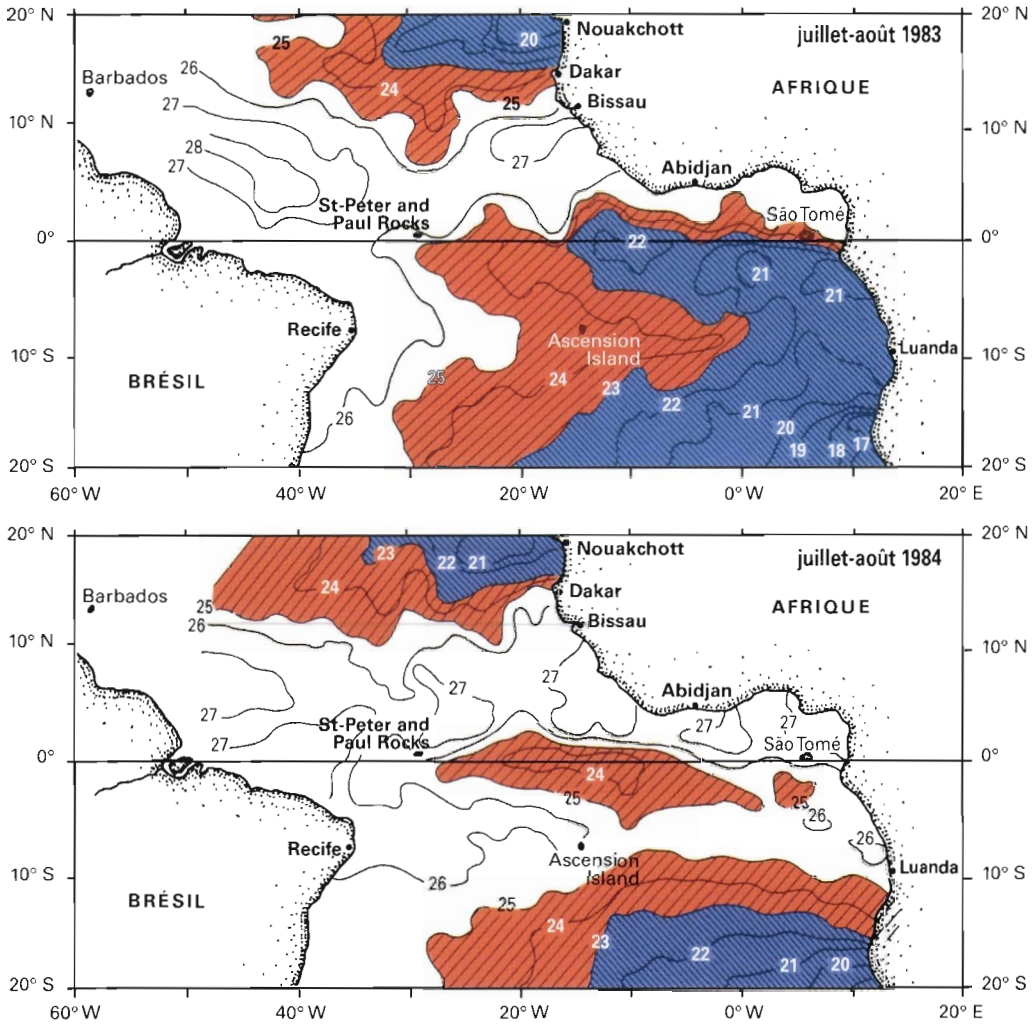


Figure 43
Les températures de surface en juillet-août 1983 et en juillet-août 1984. L'événement chaud de 1984 est manifeste. L'upwelling du golfe de Guinée a disparu. C'est une situation exceptionnelle qui ne s'est produite antérieurement qu'en deux occasions, en 1963 et en 1968. On a affaire à un quasi El Niño Atlantique, dont on reparlera chapitre 5. D'après PHILANDER (1986).

vent. Les vents de l'océan Atlantique sont dominés par le cycle saisonnier, alors que ceux de l'océan Pacifique présentent une variabilité interannuelle importante, ainsi d'ailleurs qu'une variabilité à des fréquences intra-saisonnières (30 à 40 jours de période) (voir chapitre 6). Il est de ce fait normal que la réponse de l'océan Atlantique soit principalement saisonnière, comparée à celle, plus interannuelle et plus variable à toutes fréquences, de l'océan Pacifique. La réponse saisonnière de l'Atlantique n'est donc pas attribuable à sa plus petite taille dans le sens zonal, comme certains l'avaient suggéré, mais bien à la plus grande saisonnalité du *forcing* atmosphérique.

Les modèles explicatifs doivent donc prendre en compte le champ de vent global (local et lointain), et non pas seulement le champ de vent du bord ouest de l'océan, qui peut avoir un caractère impulsionnel, ce qui conduirait à privilégier des mécanismes de type *remote forcing*.

Cependant, les ondes de Kelvin semblent bien réelles : elles ont été formellement reconnues dans l'océan Pacifique par KNOX et HALPERN (1983)[20], déjà cités. Et si les vents saisonniers

[20] Les ondes de Kelvin seront observées de façon encore plus détaillée dans les années 1990 par les satellites altimétriques tels que Topex-Poseïdon. Voir chapitre 7.

moyens de l'Atlantique tropical sont loin d'être de type impulsionnel, certaines années des intensifications ou des affaiblissements soudains de ces vents ont bien été observés, comme en 1963, 1968 et 1984. Ces sautes d'humeur du vent sont alors suivies, un à deux mois plus tard, par des anomalies de température de surface dans le golfe de Guinée, compatibles avec une explication de type « ondes de Kelvin ». Tel a pu être le scénario de 1984, qui ressemble beaucoup à un « El Niño atlantique » (fig. 43), et qui sera analysé plus précisément chapitre 5.

Il est donc raisonnable de conclure que si, dans l'Atlantique, l'oscillation saisonnière moyenne de la thermocline à l'équateur est le résultat d'un ajustement de l'océan en phase avec le vent, fortement saisonnier sur l'ensemble du bassin, cela n'exclut pas, certaines années, des changements de vent brutaux à l'ouest. Ces derniers sont susceptibles de générer des ondes équatoriales qui se traduiraient, un à deux mois plus tard, par des mouvements de la thermocline et des perturbations de la température de surface dans le golfe de Guinée. Dans le Pacifique, de tels événements seront plus fréquents à cause de la plus grande variabilité du vent, et de la durée plus longue (plus de trois mois) nécessaire à la propagation des ondes équatoriales pour traverser un bassin de grande taille, ce qui permettra au phénomène El Niño d'atteindre une amplitude beaucoup plus importante (voir chapitre 5).

Le « pompage » des eaux de la thermocline et le contre-courant équatorial

Le contre-courant équatorial, portant à l'est, qui avait si fortement intrigué les premiers navigateurs, est généré par un « pompage » des eaux de la thermocline dû au rotationnel[21] du vent, maximal dans la zone de convergence des alizés.

On a vu qu'entre 5° N et 10° N, le contre-courant équatorial qui porte à l'est est associé à la zone de convergence des alizés, caractérisée par des vents incertains et tourbillonnants. Les variations saisonnières de ce contre-courant sont très marquées. Quelle est la dynamique qui sous-tend ce transport vers l'est et ses variations ?

Sylvia Garzoli et Eli Katz ont montré en 1983 que c'est le « pompage d'Ekman », généré par le rotationnel du vent, qui « aspire » ou « refoule » la thermocline, suivant qu'il est de signe positif ou négatif, selon le sens de rotation du vent. Lorsque la thermocline est aspirée et forme une « crête » zonale, un gradient de pression méridien se crée au sud de cette crête qui, par géostrophie, génère le contre-courant équatorial nord portant à l'est. Si, au contraire la thermocline est refoulée et forme une « vallée », le gradient de pression méridien change de signe et il génère un courant portant à l'ouest qui ne se distingue plus du courant équatorial nord (fig. 44).

Le signe du rotationnel du vent, qui détermine le sens du pompage, dépend de la position en latitude de la zone de convergence des alizés, qui varie saisonnièrement de l'équateur en février à environ 10-15° N en août (fig. 44). Au sud de celle-ci, le rotationnel est négatif et la thermocline s'élève ; au nord, c'est l'inverse, il est positif et la thermocline s'enfonce. Les variations saisonnières de la position en latitude de la zone de convergence des alizés déterminent donc le sens des mouvements verticaux de la thermocline et le sens des courants qu'elle engendre dans la direction zonale.

Le contre-courant équatorial nord est donc dû essentiellement à l'effet local du vent. On observe ici clairement la prédominance d'une action locale du vent et non d'une action à distance comme dans la bande équatoriale. Et ce sont les migrations saisonnières de la zone de convergence des alizés qui modulent l'intensité et la position de ce contre-courant équatorial nord, confirmant ainsi les observations des premiers navigateurs qui liaient les courants portants à l'est à la zone de convergence des alizés, le fameux « pot au noir ».

Il peut aussi exister un contre-courant équatorial sud, donc au sud de l'équateur, généré par une zone de convergence des vents, qui se manifeste certaines années vers 5° S, près des côtes brésiliennes, lorsque les alizés sont anormalement faibles. Cette situation est rare et éphémère dans l'Atlantique. En revanche, elle est plus fréquente dans l'océan Pacifique et parfois associée à un phénomène El Niño.

On verra plus loin que les contre-courants sont des courants chauds (plus de 26-27 °C) qui ramènent vers l'est une partie des eaux de surface chaudes que les alizés ont accumulées à l'ouest sous la poussée des courants équatoriaux nord et sud. Ces déplacements d'eaux chaudes le long de l'équateur, déjà détectés

[21] Le vent peut être assimilé à un vecteur et le rotationnel du vent est une expression mathématique vectorielle qui formalise le caractère tournant du champ de vent, susceptible d'aspirer ou de refouler verticalement l'océan suivant le sens de sa rotation.

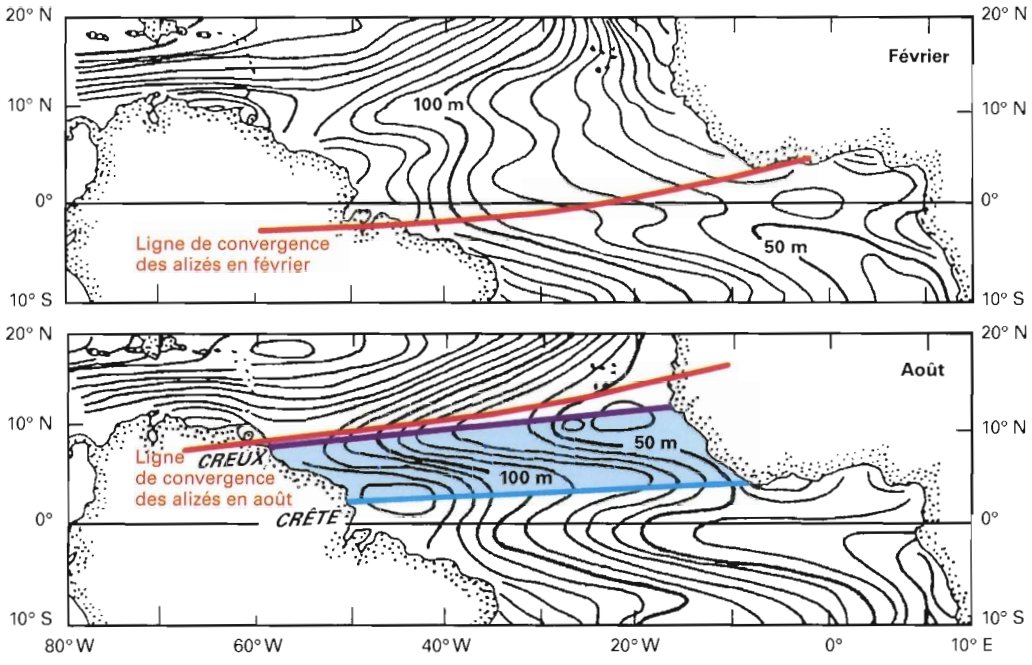


Figure 44

Topographie de la profondeur de la thermocline (exprimée par la profondeur de l'isotherme 20 °C, en mètres) pour l'Atlantique tropical, en février (en haut) et en août (en bas). La position moyenne de la zone de convergence des alizés est indiquée en rouge. En août, on distingue nettement une crête zonale de la thermocline à environ 5° N (en bleu), « pompée » par le rotationnel positif du vent au sud de la zone de convergence des alizés. Entre cette crête et le creux plus au nord (en violet), situé environ à 10° N, le gradient méridien de pression créé par cette déformation de la thermocline engendre un contre-courant équatorial zonal portant à l'est (zone bleu clair). En février, la crête n'existe plus. Le contre-courant n'est donc bien développé qu'en été de l'hémisphère boréal, ce que confirment les observations des navigateurs.

dans les bilans thermiques présentés au chapitre 2, jouent un rôle crucial dans les phénomènes d'interactions océan-atmosphère. Les eaux chaudes favorisent par évaporation le développement de masses nuageuses à très grand développement vertical (cumulo-nimbus), qui ne s'organisent pas toujours en dépressions tropicales ou en cyclones, mais qui modifient le champ de vent et le font converger en surface sur ces régions chaudes. Ces perturbations de la circulation atmosphérique et du vent ont à leur tour une action sur la circulation océanique et le déplacement de ces eaux de surface chaudes, enchaînant une boucle d'actions et de rétroactions positive (*feed back*) qui constituent un des éléments clés de la genèse du phénomène El Niño, développé dans le chapitre suivant.

La réussite commune des deux programmes

Les deux programmes joints Focal et Sequal apportèrent donc des éclaircissement fondamentaux sur la dynamique équatoriale et tropicale de l'océan Atlantique et plus généralement de l'ensemble des océans tropicaux et équatoriaux. On comprenait enfin beaucoup mieux ce qui se passait à l'équateur : quels étaient les mécanismes dominants responsables des courants, sous-courants et contre-courants équatoriaux ; comment la thermocline répondait à l'action du vent ; quelles étaient les variations saisonnières et interannuelle de ces éléments. Ces progrès permirent aussi de mieux « paramétriser » les modèles en les dotant d'une « physique » mieux adaptée, prenant en compte les phénomènes dominants, rendant leurs simulations plus réalistes et ouvrant la voie à l'océanographie opérationnelle. Certes, au début des années 1980, l'océan Atlantique tropical attirait moins l'attention que le Pacifique, affecté par l'énorme oscillation météo-océanique qui le caractérise, mais sa relative simplicité et sa taille réduite ont permis d'observer et de comprendre plus aisément les traits fondamentaux de la dynamique des basses latitudes.

S'appuyant sur ces nouvelles connaissances de la physique équatoriale, le programme Toga prit la suite et s'attaqua à l'observation et à la modélisation de l'immense Pacifique, pendant une période de dix ans, avec des moyens accrus, et dans une perspective plus directement orientée vers l'étude de l'interaction de l'océan avec l'atmosphère. C'est ce que nous allons examiner dans les deux prochains chapitres.

Quoi qu'il en soit, la coopération franco-américaine établie à l'occasion de ces deux programmes a été bénéfique pour les deux communautés scientifiques, et particulièrement pour la France, qui prit un nouvel élan en s'impliquant plus hardiment dans les grands programmes internationaux à finalité climatique. Les liens scientifiques et personnels qui se nouèrent à cette occasion se sont maintenus jusqu'ici, par delà les frontières.

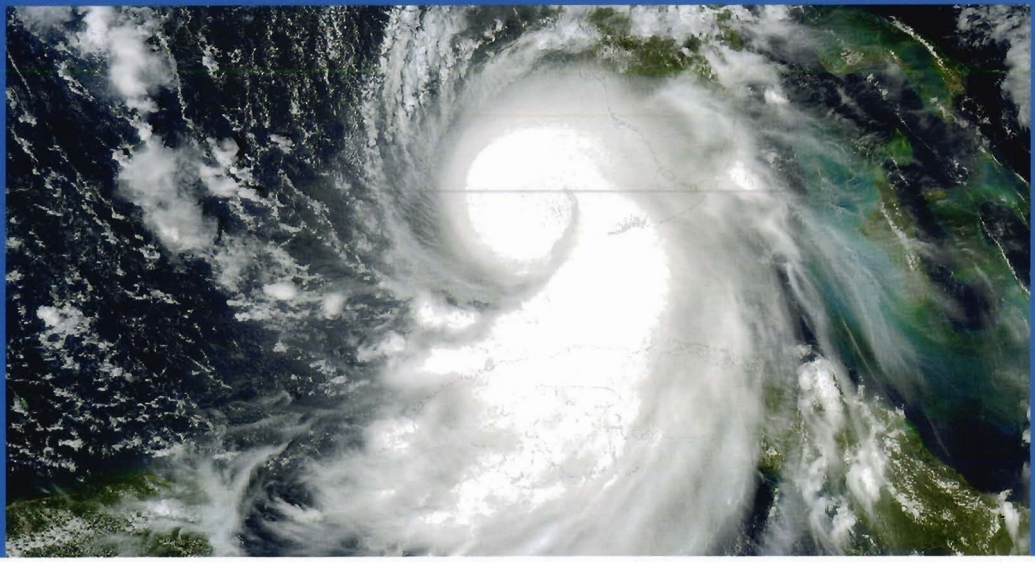


Quelques-uns des membres des programmes Focal et Sequal. Une cinquantaine de chercheurs hommes et femmes, français et américains, ont participé à cette aventure scientifique pendant plusieurs années. Il y eut les années de préparation à partir de 1980, les années de réalisation sur le terrain de 1982 à 1984, les années d'interprétation des résultats après 1984. De nombreuses réunions de travail, aux États-Unis et en France, émaillèrent cette période longue de plus de six années de travaux communs. L'esprit fut excellent et de solides amitiés se nouèrent des deux côtés de l'Atlantique qui perdurent vingt-cinq ans après.

Chapitre 5

L'interaction des océans tropicaux avec l'atmosphère

El Niño/La Niña



© Nasa

Comment les océans tropicaux échangent de la chaleur et de l'eau pour générer des oscillations climatiques spectaculaires de courte période qui affectent principalement les régions tropicales mais retentissent aussi sur le climat de la planète entière.

Si les océans équatoriaux et tropicaux répondent à l'action mécanique du vent par une dynamique particulière, comme on l'a vu dans le chapitre précédent, à l'inverse ils ont une action spécifique sur l'atmosphère et interagissent avec celle-ci. L'une des caractéristiques parmi les plus importantes de l'atmosphère dans les basses latitudes est sa grande sensibilité aux conditions océaniques de surface, principalement à la température. C'est cette sensibilité et l'intense échange thermodynamique qui en résulte qui permettent le développement et l'entretien du phénomène Enso, cette oscillation météo-océanique qui embrase plusieurs fois par décennie le Pacifique et étend ses effets à l'ensemble de la ceinture tropicale. Dans ce chapitre, nous analysons le phénomène Enso et ses conséquences. Dans le chapitre suivant, nous présentons le programme international Toga, qui a rassemblé, pendant plus de dix ans, une communauté de météorologues et d'océanographes avec comme objectif la prévision de ce phénomène et de ses effets sur la variabilité climatique interannuelle des régions tropicales et au-delà.

Les interactions entre l'océan et la basse atmosphère sont particulièrement intenses au voisinage de l'équateur pour deux raisons principales, liées entre elles : (1) les eaux de

surface de l'océan sont généralement chaudes (22 °C à 30 °C en moyenne) et favorisent les transferts de chaleur et d'eau entre les deux milieux, principalement par évaporation et précipitation ; (2) la singularité équatoriale, qui crée une dynamique océanique zonale, décrite précédemment, est capable de déplacer très rapidement, et sur de longues distances, ces eaux chaudes (ou froides), et donc de créer des anomalies thermiques de surface auxquelles l'atmosphère est particulièrement sensible.

Avant de détailler ces interactions et le couplage complexe qu'elles engendrent dans le phénomène Enso, examinons les termes de l'échange thermique et énergétique[1] entre les océans tropicaux et l'atmosphère.

L'échange énergétique entre l'océan et l'atmosphère

La chaleur et l'eau s'échangent à l'interface océan-atmosphère

L'échange énergétique entre l'océan et l'atmosphère est le plus souvent estimé par des relations empiriques, *bulk formulae*, qui permettent de calculer le bilan net de cet échange à partir des observations météo-océaniques usuelles de la surface de l'océan (encadré 11). C'est ce qu'ont réalisé différents auteurs, dont nous avons décrit les travaux (chapitre 2), pour évaluer le transport méridien de chaleur, montrant qu'en moyenne ce bilan est positif pour les océans tropicaux et équatoriaux, qui absorbent de l'énergie thermique, et au contraire négatif pour les océans des moyennes et hautes latitudes, qui restituent de l'énergie thermique à l'atmosphère principalement du fait des grands courants de bord ouest tels que le Gulf Stream (fig. 6 et 45).

L'échange de chaleur à la surface de l'océan et son bilan dépendent beaucoup de l'échange d'eau avec l'atmosphère (fig. 46), qui se traduit aussi par un bilan, le bilan évaporation moins précipitations, appelé bilan E-P (fig. 47). L'évaporation est à l'origine d'un transfert de chaleur très important de l'océan vers l'atmosphère, sous forme de « chaleur latente d'évaporation » et, de ce fait, ce changement de phase de l'eau intervient considérablement dans le bilan de chaleur (encadré 11).

Les échanges d'eau à la surface des océans n'étant pas homogènes et variant surtout en fonction de la latitude, ils nécessitent, comme pour le bilan de chaleur, des transferts de sel (ou d'eau douce) méridiens, pour rééquilibrer la répartition du sel dans les océans. Le nécessaire équilibre du bilan d'eau à la surface de l'océan représente donc une contrainte de plus, au même titre que le bilan de chaleur, à appliquer aux équations du mouvement des océans pour résoudre la circulation générale océanique de façon à conserver les équilibres thermiques et halins caractéristiques de l'océan moyen. Si ces bilans moyens ne n'étaient pas respectés, des régions de l'océan chaufferaient indéfiniment comme les tropiques, tandis que les hautes latitudes se refroidiraient tout aussi indéfiniment. Il en est de même pour l'équilibre en sel.

Rôle du vent et de la température de surface

Les deux paramètres physiques principaux qui régissent le couplage entre l'atmosphère et l'océan, et à partir desquels les termes de l'échange énergétique peuvent être calculés, sont le vent et la température de surface de l'océan.

On a vu que le vent génère les courants susceptibles de déplacer des eaux de températures différentes, participant ainsi à la genèse des champs de températures de surface. Mais le vent a aussi une action essentielle sur l'évaporation, qu'il favorise, et, de ce fait, il intervient également dans l'échange thermodynamique entre les deux milieux et contribue aussi de cette façon à la température de surface.

En retour, la température de surface de l'océan influence l'atmosphère et le champ de vent, en créant des zones de convection atmosphérique autour des points chauds, lesquels attirent les vents qui convergent sur ces zones. En effet, lorsque les océans ont une température de surface élevée, ils libèrent de la chaleur et de la vapeur d'eau par évaporation, et de grandes quantités d'air chaud et humide s'élèvent dans des colonnes convectives ascendantes. L'air chaud et humide se condense en altitude pour former des nuages et éventuellement des précipitations. Mais ces ascensions de l'air au-dessus des zones chaudes des océans tropicaux,

[1] Presque tous les échanges énergétiques entre l'océan et l'atmosphère peuvent être ramenés à des échanges de chaleur. C'est pourquoi on utilise indifféremment les termes « énergétique » ou « thermique » pour qualifier le bilan de ces échanges.

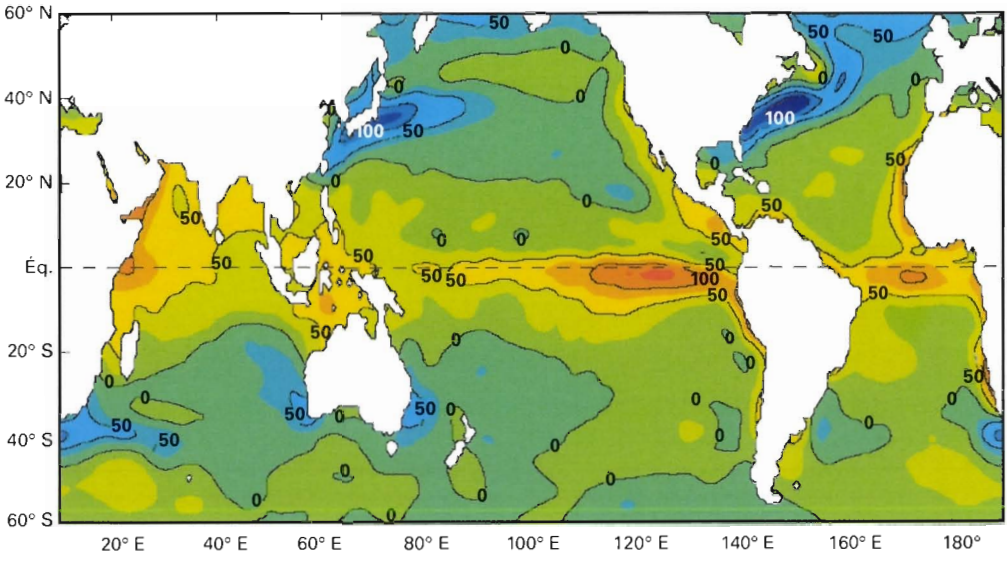


Figure 45

Bilan net de l'échange thermique moyen à la surface de l'océan en watts/m^2. Les régions équatoriales constituent un puits de chaleur d'environ 50 watts par m^2 en moyenne (en jaune et rouge sur la carte). À l'inverse les grands courants de bord ouest, Gulf Stream, Kuro-Shivo, sont une source de chaleur restituée à l'atmosphère à des taux très élevés pouvant dépasser 250 watts par m^2 (en bleu). Le transfert de chaleur depuis les tropiques jusqu'aux hautes latitudes équilibre ce bilan. Atlas Da Silva/NOAA-IRI.

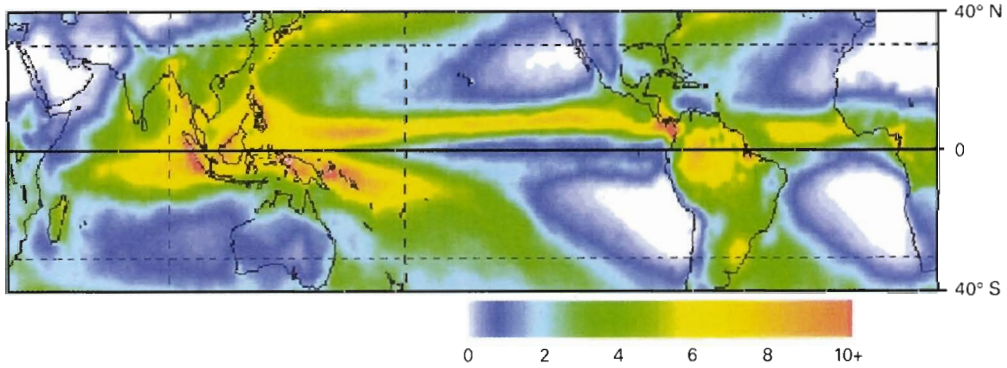


Figure 46

Pluviométrie moyenne entre 40° N et 40° S. Les régions situées au nord de l'équateur sous la zone de convergence intertropicale des alizés (ZCIT) et la région de la « piscine chaude » de l'ouest du Pacifique et de l'est de l'océan Indien présentent un maximum de précipitations, voisin de 8 mm/jour, soit environ 3 m par an. À l'inverse, les précipitations sont presque nulles dans les régions orientales des océans tropicaux et sur les bordures continentales adjacentes. Atlas Da Silva/NOAA-IRI.

qui peuvent dégénérer en dépressions tropicales et en cyclones, créent en surface des basses pressions qui aspirent l'air à la périphérie. Il en résulte que les vents convergent au-dessus des zones où les températures océaniques superficielles sont élevées (fig. 48 et 52). Nous verrons plus loin que ces zones de convergences atmosphériques jouent un rôle très important dans le développement du phénomène Enso, car leurs déplacements sont soumis à la migration des anomalies chaudes de température de surface de l'océan.

Dans le domaine des échanges énergétiques et thermodynamiques, il y a donc des actions de l'atmosphère sur l'océan et des rétroactions de l'océan sur l'atmosphère qui, en boucle, déterminent l'interaction entre les deux milieux, à travers les deux paramètres les plus caractéristiques de l'interface que sont le vent et la température de surface de l'océan.

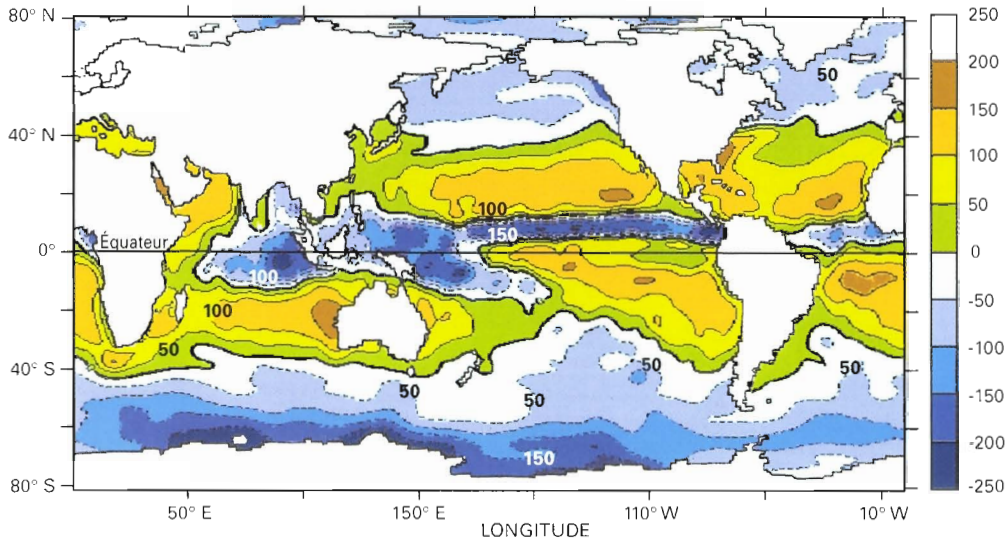


Figure 47

Le bilan net de l'échange d'eau (E-P) moyen à la surface de l'océan. Les régions situées au nord de l'équateur sous la zone de convergence intertropicale des alizés (ZCIT) et la région de la « piscine chaude » de l'ouest Pacifique et de l'est de l'océan Indien (en bleu), présentent un excès de précipitations par rapport à l'évaporation de plus d'un mètre. Au contraire, dans les régions tropicales, l'évaporation excède les faibles précipitations (en marron). Dans les régions arctiques et antarctiques, à nouveau les précipitations sont plus importantes que l'évaporation. Atlas Da Silva/IRI-NOAA.

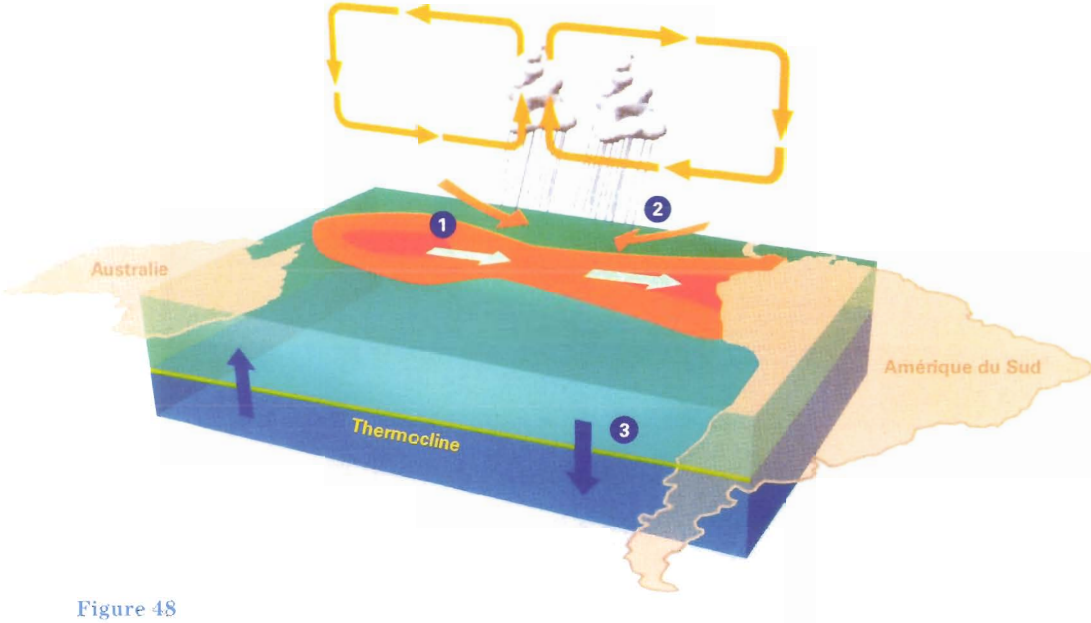


Figure 48

La convergence atmosphérique au-dessus des eaux chaudes du Pacifique lors du développement d'un phénomène Enso. On remarque que les vents de surface (2) convergent sur la zone d'eaux chaudes de surface (1), favorisant le maintien de cette zone chaude et d'une colonne convective ascendante dans l'atmosphère. Parallèlement, on observe les mouvements de la thermocline (3). Document Cnes.

Un troisième paramètre physique entrant dans le bilan d'énergie à la surface de l'océan doit également être mesuré. C'est le flux solaire radiatif incident, qui résulte d'un bilan complexe entre le rayonnement reçu du soleil au sommet de l'atmosphère et les réflexions, absorptions et réémissions par l'atmosphère, les terres et l'océan, comme le montre la figure 49.

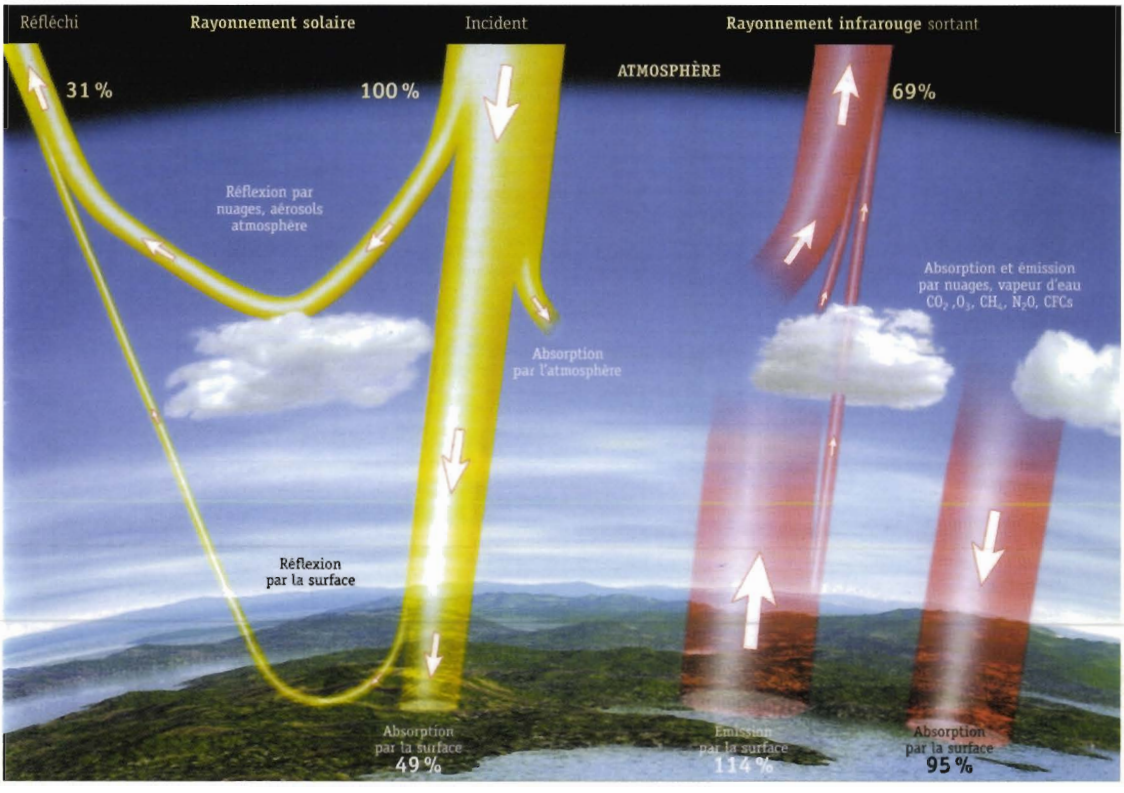


Figure 49
Les composantes du bilan radiatif de la terre, exprimées en pourcentage du flux incident au sommet de l'atmosphère. Document Météo-France.

Le bilan net de l'échange énergétique à l'interface air-mer

Encadré 11

À l'interface du système couplé océan-atmosphère, l'énergie s'échange sous plusieurs formes, chaleur, rayonnement, quantité de mouvement, à diverses échelles et selon un enchaînement complexe de phénomènes physiques.

Le bilan net de l'échange énergétique à l'interface air-mer peut s'exprimer par une relation simplifiée, très utilisée car tous ses termes peuvent être évalués à partir des observations usuelles de l'interface océan-atmosphère :

$F = Q(1 - \alpha) - I - L - S$

avec :

F : flux d'énergie net échangé entre l'atmosphère et l'océan. Il peut être positif ou négatif pour l'océan.

Q : rayonnement solaire incident reçu à la surface de l'océan.

α : albédo de la surface océanique (c'est-à-dire pourcentage d'énergie incidente réfléchie par la surface).

$Q(1 - \alpha)$: rayonnement solaire net absorbé par l'océan, dépend avant tout de la latitude, de la couverture nuageuse et de l'état de la mer.

I : rayonnement de l'océan en direction de l'atmosphère dans les grandes longueurs d'onde (infrarouge). Comme tous les corps noirs, l'océan rayonne en fonction de sa température.

L : chaleur latente associée à l'évaporation et perdue par l'océan. Elle dépend principalement de la température de surface de l'océan et du vent.

S : perte ou gain de chaleur sensible de l'océan par diffusion moléculaire. C'est un terme en général faible, de l'ordre de 1/10 de L. Il peut être positif ou négatif pour l'océan, suivant le sens de la différence de température entre la mer et l'atmosphère.

La quantité de mouvement communiquée aux courants par le vent n'apparaît pas, car elle est faible et transformée en chaleur par frottement à l'intérieur de l'océan.

La famille Enso

L'intense échange thermodynamique entre l'océan et l'atmosphère, associé à la capacité de l'océan équatorial de transporter rapidement des anomalies thermiques le long de l'équateur, est à l'origine de l'oscillation météo-océanique de grande ampleur qui affecte l'ensemble de l'océan Pacifique, et que l'on a déjà évoquée : Enso. Cette oscillation comporte une phase chaude (El Niño) et une phase froide (La Niña), et elle engendre un signal climatique qui a rapidement attiré l'attention des climatologues lorsque l'on commença d'étudier la variabilité du climat, à partir des années 1970-1980.

« El Niño » a été reconnu le premier

El Niño est connu depuis des siècles par les pêcheurs de la côte pacifique sud-américaine. Il était également connu des civilisations préhispaniques. Bien que la zone côtière du Pérou soit un désert brûlant, l'océan qui la borde est froid et très productif biologiquement, car enrichi en sels nutritifs du fait des remontées d'eaux profondes et froides déjà observées par Alexander von Humboldt au XVIII[e] siècle (chapitre 1) : c'est l'upwelling. Cependant, tous les ans, en décembre-janvier, un courant côtier chaud venant du nord recouvre et tempère ces eaux froides. Ce courant fut appelé par les pêcheurs locaux « El Niño » (l'enfant Jésus), parce qu'il apparaît à l'époque de Noël. Certaines années, il est plus intense, plus chaud, s'étend beaucoup plus au sud et au large, et persiste pendant plusieurs mois, voire une année. Il est alors accompagné de pluies diluviennes et d'un effondrement de la productivité marine et donc de la pêche. Cette catastrophe économique locale, aux effets souvent dramatiques, a marqué les esprits, et le terme « El Niño » n'a bientôt plus désigné que cet événement malheureux, qui se manifeste à une fréquence moyenne de deux à trois fois par décennie. Ce phénomène océanique – seulement connu à l'origine des populations côtières de l'Équateur et du Pérou – a des



« Desierto florido » : nom donné au phénomène d'apparition de fleurs en grand nombre dans la partie méridionale du désert d'Atacama (Nord-Chili) suite aux précipitations anormales qui s'y produisent lors des événements El Niño. Photo prise dans la région de Caldera (27° S) en avril 1997, alors que l'événement El Niño de 1997-1998 venait de commencer.

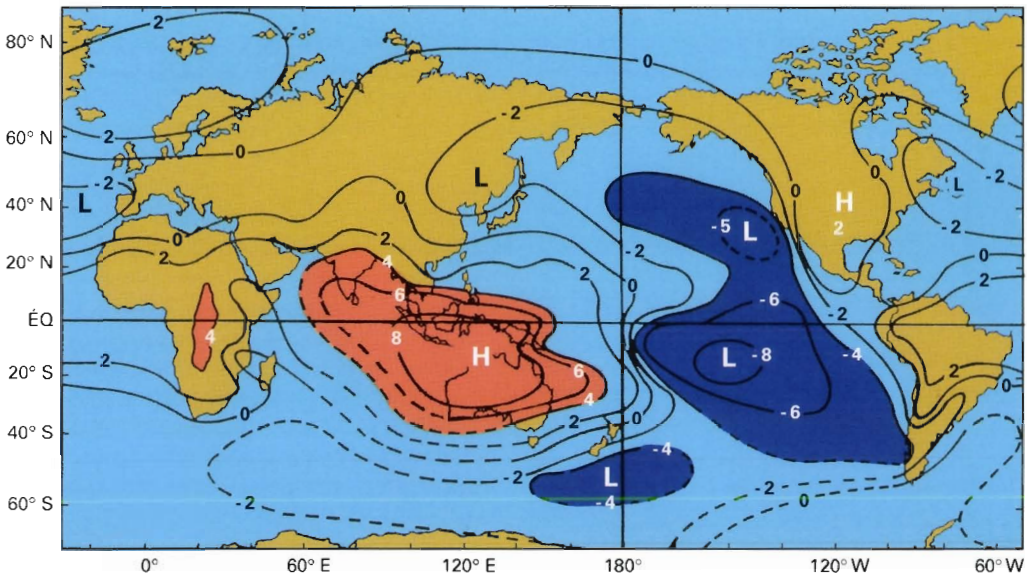


Figure 50
L'oscillation australe (OA) exprimée par le coefficient de corrélation de la pression atmosphérique au niveau de la mer entre Darwin (Nord-Australie) l'un des pôles de l'OA, et le reste du monde. On observe clairement une corrélation inverse entre les hautes pressions au nord de l'Australie (H) et les basses pressions observées au voisinage de l'est de la Polynésie française (L). D'après TRENBERTH (1984).

effets sur le climat des régions qui s'étendent sur l'ensemble du Pacifique tropical, et même au-delà, en Australie, en Indonésie, aux Philippines, voire en Afrique de l'Est, en Amérique du Nord et en Europe. Devenu le premier et le plus célèbre des signaux climatiques, ce phénomène, à présent très étudié, a fait l'objet d'une large couverture médiatique dont on reparlera.

Puis vint l'« oscillation australe »

Dans les années 1920, un officier britannique en poste aux Indes, Sir Gilbert Walker, se prit de passion pour la météorologie afin de rompre la monotonie de sa vie de garnison. Il devint par la suite directeur général des observatoires britanniques en Inde. Disposant en nombre d'employés et de serviteurs indiens habiles en calcul, il décida de compiler les observations de la pression atmosphérique enregistrées depuis près d'un siècle dans plusieurs stations météorologiques, en Inde, mais aussi sur les pourtours de l'océan Pacifique (Amérique centrale et du Sud, nord de l'Australie). À sa grande surprise, il découvrit une corrélation qui liait la pression atmosphérique superficielle entre deux régions situées aux deux extrémités de l'océan Pacifique tropical (fig. 50).

Lorsque la pression baisse à l'extrémité orientale du Pacifique, au large des côtes d'Amérique du Sud et vers les îles orientales de la Polynésie française, elle s'élève à son extrémité occidentale, au nord de l'Australie et au voisinage de la Nouvelle-Guinée et de l'Indonésie, à plus de 10 000 kilomètres de distance. C'est ce que les météorologues appelleront plus tard une « téléconnexion »[2]. Sir Walker l'appela *Southern Oscillation*, « oscillation australe » en français. L'oscillation australe est le signal climatique probablement le plus universellement connu. Comme on le verra dans la suite de cet exposé, cette oscillation de l'atmosphère qui se couple avec des mouvements de l'océan a des répercussions sur l'ensemble de la ceinture tropicale.

La famille Enso accueille « La Niña »

C'est le météorologue suédois Jacob BJERKNES qui, le premier, en 1969, associa le réchauffement océanique anormal au large du Pérou, El Niño, à l'oscillation australe, marquée dans les pressions atmosphériques de la région indo-

[2] En météorologie, les « téléconnexions » sont l'équivalent des « actions à distance » en océanographie. Ce sont des corrélations entre les paramètres climatologiques de régions éloignées, sans que des phénomènes physiques clairement établis lient de façon compréhensible les phénomènes affectant les deux régions.

pacifique, et mise en évidence quarante ans plus tôt par Sir Walker. Bjerknes montra que lorsque l'index de l'oscillation australe[3] est faible (pression atmosphérique plus élevée que la normale dans le Pacifique occidental, nord de l'Australie, Indonésie, Nouvelle-Guinée, et plus basse dans le Pacifique oriental, à l'est de la Polynésie française), alors des eaux anormalement chaudes apparaissent quelques semaines plus tard au large de l'Équateur et du Pérou : c'est le début d'un épisode El Niño. Dès lors, El Niño fut étroitement associé à l'oscillation australe, et les deux phénomènes furent rassemblés sous le terme hispano-anglais d'Enso, pour « *El Niño and Southern Oscillation* ».

Par la suite, on identifia la phase froide d'Enso, faussement assimilée à la « situation normale », et on l'appela « La Niña »[4] plutôt qu'« anti-El Niño » comme certains l'avaient suggéré. La Niña est une accentuation de la situation normale ou moyenne, avec des eaux très froides dans le Pacifique oriental, accompagnée d'un index de l'oscillation australe élevé, d'alizés forts et d'une convection atmosphérique très intense à l'ouest.

Le scénario des océanographes

Klaus WYRTKI le premier, en 1975, proposa un mécanisme explicatif de l'ensemble de ces phénomènes, fondé sur la synthèse élaborée en 1973 par George PHILANDER. Il fut précisé par la suite par d'autres auteurs, notamment Eugène RASMUSSEN et Thomas CARPENTER en 1982. À partir d'une situation moyenne, considérée comme normale, le système météo-océanique oscille entre les deux phases, El Niño et La Niña, selon un enchaînement de phénomènes impliquant les couches supérieures de l'océan Pacifique tropical et la basse atmosphère.

La situation normale

En situation normale, les vents alizés de sud-est (portant au nord-ouest), générés par la différence de pression atmosphérique entre le Pacifique oriental (sud-est de la Polynésie) et le Pacifique occidental (nord de l'Australie, Nouvelle-Guinée, Indonésie) qui constitue l'oscillation australe, poussent les eaux chaudes équatoriales vers l'ouest, où elles s'accumulent et élèvent le niveau de la mer de près de 50 cm. Il y a équilibre entre la tension du vent et la pente zonale de l'océan (fig. 53). Ces eaux chaudes du Pacifique ouest représentent le plus grand réservoir d'eaux chaudes de l'océan mondial, appelé la « *warm pool* » en anglais, ou « piscine chaude » en français. La température de l'eau peut dépasser 30 °C (fig. 51) sur une épaisseur de plus de 200 m.

Ces eaux chaudes sont à l'origine d'une intense évaporation et de précipitations abondantes. Le ciel qui surplombe la *warm pool* est encombré d'importantes masses nuageuses constituées de cumulo-nimbus à grand développement vertical, qui marquent des ascendances jusqu'à la limite de la tropopause. C'est la principale zone de convergence et de convection atmosphérique de la planète, où l'océan nourrit l'atmosphère en énergie et en vapeur d'eau. Il existe deux autres régions de convection atmosphérique tropicales, mais de moindre importance, la région Caraïbes-Amazonie, et la région Afrique de l'Est-océan Indien occidental (fig. 52). Ces zones de convergences atmosphériques ascendantes au-dessus des centres de basses pressions sont compensées, en retour, par des descentes d'air sur les zones de hautes pressions atmosphériques. Dans un plan équatorial, la circulation atmosphérique se fait d'est en ouest en surface, et en sens contraire à l'altitude de la tropopause. L'ensemble constitue des cellules de circulation zonales, appelées « cellules de Walker ». La position de ces zones de convergences atmosphériques peut fluctuer au gré des migrations des eaux chaudes, en déplaçant avec elles les zones d'intenses précipitations. Nous verrons que c'est ce qui se passe lors des épisodes El Niño.

À côté de cette circulation atmosphérique équatoriale dans le sens zonal, il existe une circulation atmosphérique méridienne, qui relie l'équateur aux tropiques et aux latitudes plus élevées, appelée « circulation de Hadley ». Cette circulation méridienne s'organise également en cellules, les « cellules de Hadley », d'autant plus actives que la circulation zonale des « cellules de Walker » est plus faible, et inversement. Ce sont les cellules de Hadley qui, pour l'atmosphère, transportent l'énergie des basses vers les plus hautes latitudes. On verra (chapitre 8) leur importance possible dans les oscillations climatiques de longue période qui entrent en jeu dans les climats glaciaires et interglaciaires.

[3] L'index de l'oscillation australe est défini, par convention, par la différence de la pression atmosphérique de surface à Tahiti (ou à l'île de Rapa), en Polynésie française, et à Darwin, en Australie.

[4] C'est George Philander qui est à l'origine du concept et de l'appellation de « La Niña », qui antérieurement n'était pas distinguée de la situation normale.

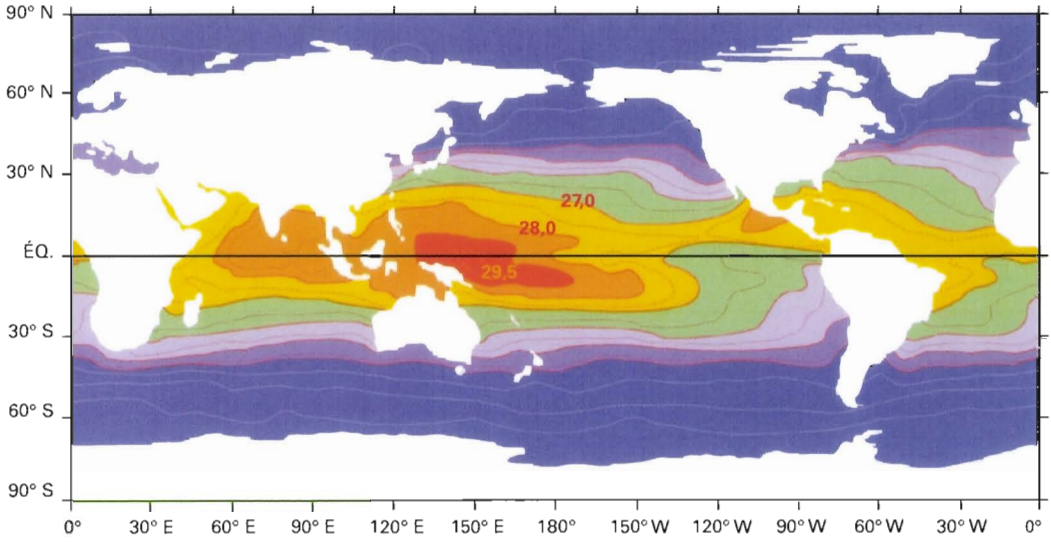


Figure 51
La température de surface moyenne des océans. On observe, en rouge, la concentration des eaux chaudes, dont la température est voisine de 30 °C sur une épaisseur de plus de 200 mètres (voir aussi fig. 55), dans le Pacifique équatorial ouest. C'est le plus grand réservoir thermique de l'océan mondial, la « *warm pool* ». Document NOAA.

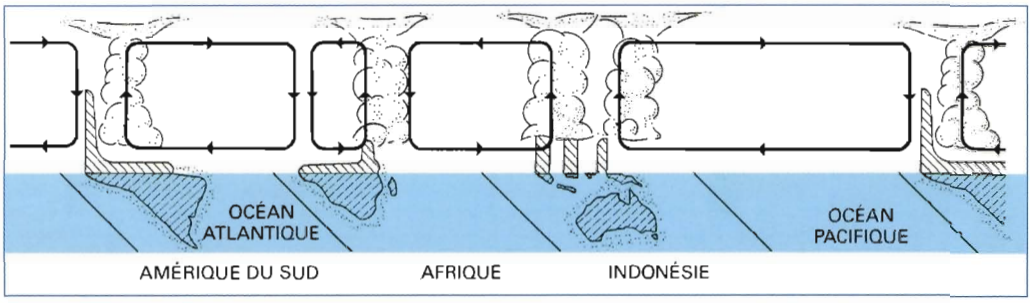


Figure 52
La circulation atmosphérique zonale moyenne dans un plan équatorial. On remarque des régions marquées par des ascensions rapides de l'air dans des systèmes nuageux convectifs au-dessus des zones où les températures de surface de l'océan sont élevées et où les échanges thermodynamiques sont intenses, générant évaporation et précipitations (c'est également le cas pour la forêt amazonienne). À l'inverse, des mouvements atmosphériques descendants caractérisent les régions de hautes pressions atmosphériques, où les eaux océaniques sont plus froides. L'ensemble, ascendance et retour, constitue des cellules de circulation zonales, appelées « cellules de Walker ». La plus étendue en longitude de ces cellules couvre l'océan Pacifique, elle est directement impliquée dans le phénomène Enso. D'après WYRTKI (1982).

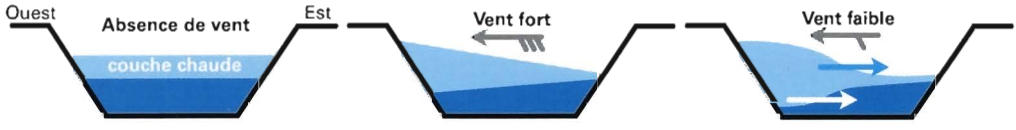


Figure 53
Mécanisme à l'origine d'El Niño, tel qu'il fut présenté par WYRTKI en 1975. Sans vent, la couche superficielle d'eau chaude est uniformément répartie (dessin de gauche). En situation normale (dessin du milieu), la tension du vent équilibre l'accumulation des eaux chaudes sur le bord ouest du bassin, et une pente de la surface de l'océan se crée avec un upwelling à l'est. Lorsque le vent faiblit (dessin de droite), l'équilibre entre la tension du vent et la pente de l'océan est rompu, les eaux chaudes refluent le long de l'équateur pour envahir ensuite la région orientale du bassin et générer ainsi un épisode El Niño.

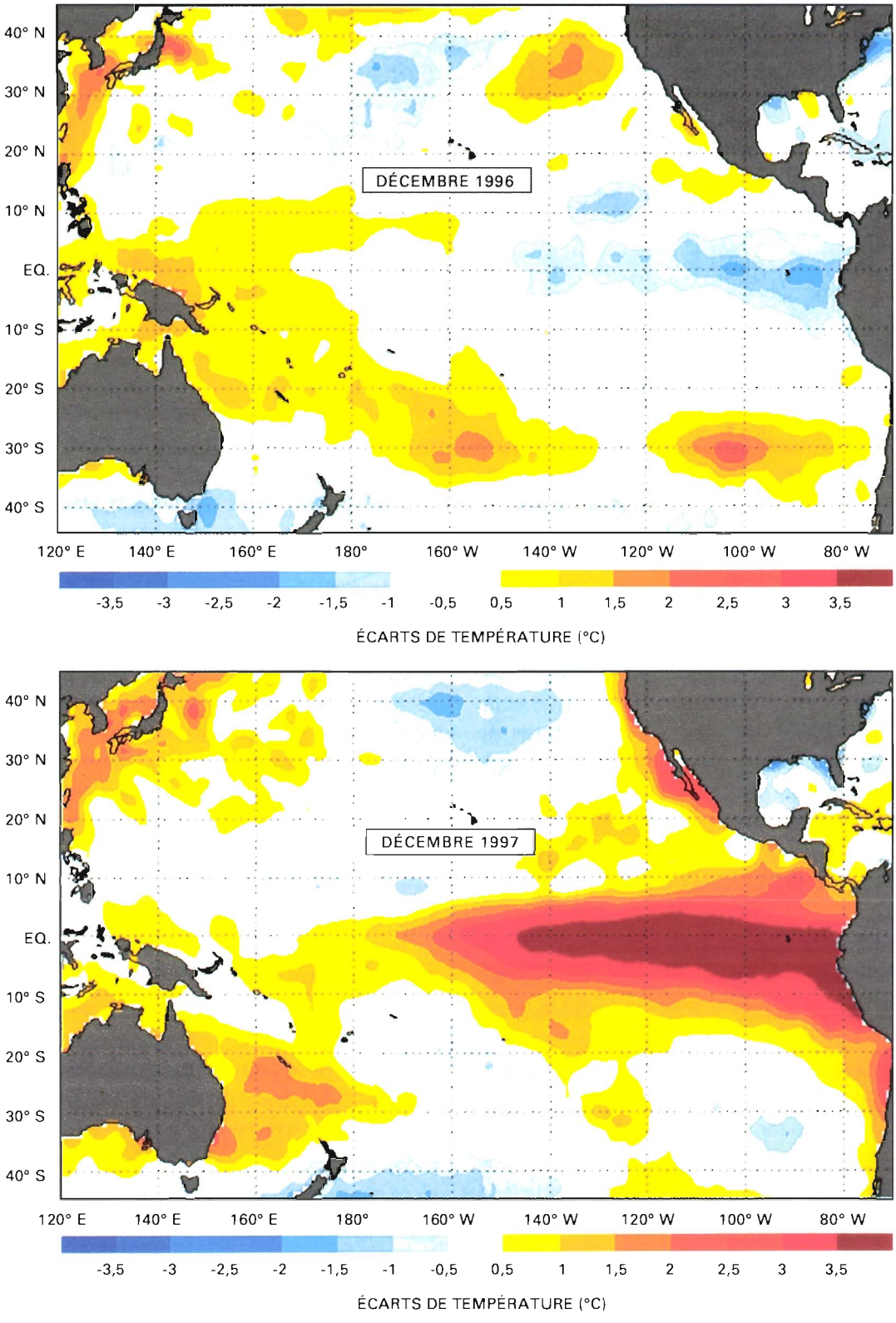


Figure 54

Écart de la température de surface de l'océan Pacifique équatorial par rapport à la moyenne en décembre 1996 (anomalie froide, la Niña) et en décembre 1997 durant le pic d'El Niño. L'anomalie de température atteint 4 °C au large du Pérou, c'est un des plus puissants El Niño jamais observés. D'après Du Penhoat et Eldin (1998).

La phase chaude : El Niño

Lorsque la différence de pression entre les régions occidentale et orientale du Pacifique équatorial, qui définit l'oscillation australe, diminue, le gradient de pression atmosphérique entre l'est et l'ouest s'affaiblit et les alizés générés par ces différences de pression faiblissent également. Ils n'équilibrent plus le bourrelet d'eaux chaudes accumulées à l'ouest (fig. 53) et celles-ci ont donc tendance à s'écouler le long de l'équateur en direction de l'est par le système des contre-courants, des sous-courants et des ondes équatoriales de Kelvin, pour envahir deux à trois mois plus tard les zones situées au large du Pérou et de l'Équateur (fig. 54 et 55).

On observe souvent un déplacement vers l'est de la zone de convergence atmosphérique qui accompagne la migration des eaux chaudes, et qui est associée à la branche ascendante de la cellule de Walker du Pacifique. Les fortes nébulosités et les précipitations intenses associées à cette zone de convergence atmosphérique et de basse pression se déplacent donc aussi vers l'est, jusqu'au centre du Pacifique. Cette migration des basses pressions finit par atteindre le voisinage du centre de hautes pressions de la Polynésie, l'autre pôle de l'oscillation australe, qui de ce fait voit sa pression baisser. La conséquence en est que la différence de pression entre Tahiti et le nord de l'Australie (Darwin) continue de baisser. Les alizés faiblissent encore, s'effondrent et même

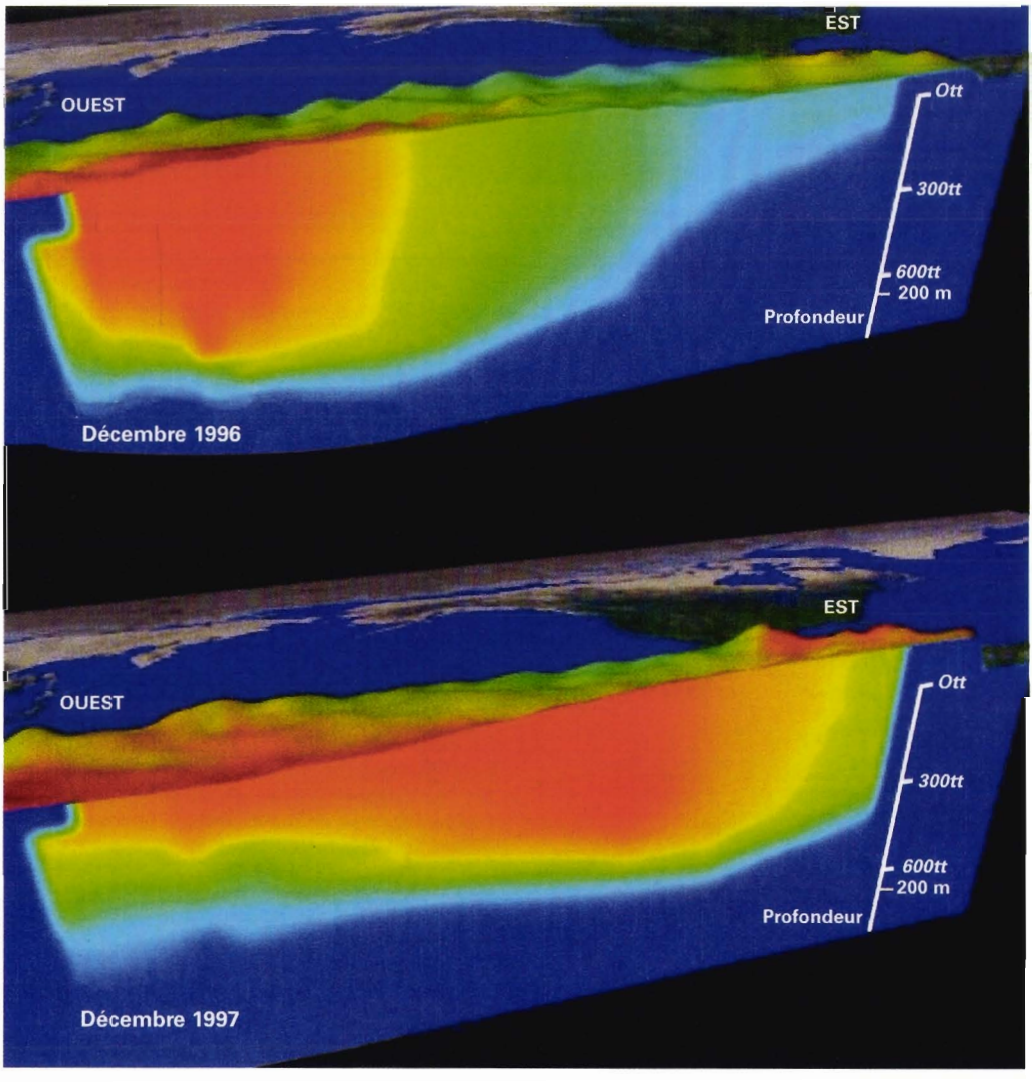


Figure 55
Le déplacement des eaux chaudes de la « *warm pool* », de l'ouest vers l'est, le long de l'équateur Pacifique, entre décembre 1996 et décembre 1997 (El Niño 1997-1998). Document NOAA.

changent de sens, accentuant encore plus le déséquilibre entre les eaux chaudes, qui ont tendance à déferler toujours plus à l'est, et le vent trop faible pour les retenir. On est entré dans une boucle d'actions et de rétroactions positive, le phénomène tend à s'emballer.

Le niveau moyen de l'océan le long de l'équateur, observé à l'aide d'un réseau de marégraphes installés sur les côtes du Pacifique et sur ses îles (voir chapitre 6), monte de 10 à 20 centimètres avec le déplacement des eaux chaudes[5]. C'est une autre façon de suivre l'évolution d'El Niño que facilitent maintenant des techniques d'observations nouvelles, à l'aide des altimètres placés sur des satellites qui mesurent, au centimètre près, la hauteur de la surface de l'océan (chapitre 7).

La phase froide : La Niña

Le cycle type d'El Niño et de l'oscillation australe dure environ 18 mois. Entre juillet et septembre de l'année suivant l'apparition d'El Niño le long des côtes du Pérou, on observe généralement un affaiblissement de l'anomalie thermique chaude dans le Pacifique central. Puis le phénomène régresse globalement comme il était apparu et en sens inverse : des eaux plus froides apparaissent au large des côtes du Pérou, cette tache froide se propage vers l'ouest, recréant les conditions normales d'un upwelling équatorial. Pendant ce temps, la zone de convergence atmosphérique et la branche ascendante de la cellule de Walker reprennent leur place, centrées sur l'Indonésie, la Nouvelle-Guinée et le nord de l'Australie. La différence de pression entre l'est de la Polynésie et ces régions ouest, caractérisée par l'index de l'oscillation australe, redevient normale. La pression remonte sur le Pacifique est. Les alizés reprennent de la vigueur. Les eaux chaudes qu'ils poussent vers l'ouest s'accumulent de nouveau dans la région du nord de l'Australie et de l'Indonésie, recréant la *warm pool*. L'océan retrouve une pente ouest-est avec un niveau moyen élevé à l'ouest. On est ainsi revenu à la situation « normale ».

À partir de là, on peut basculer dans une phase « anti-El Niño », appelée maintenant « La Niña ». Les alizés deviennent encore plus intenses qu'en situation normale, l'upwelling équatorial des régions orientales s'intensifie, les eaux superficielles deviennent très froides et peuvent descendre à l'équateur au-dessous de 17 °C près des îles Galapagos, comme ce fut observé en 1998. Les précipitations liées aux zones de convection atmosphérique, qui ont repris leur place à l'ouest, s'intensifient. L'Indonésie, le nord de l'Australie, la Nouvelle-Guinée sont affectés par des précipitations exceptionnelles et des inondations catastrophiques. À l'inverse, à l'est, en Équateur, au

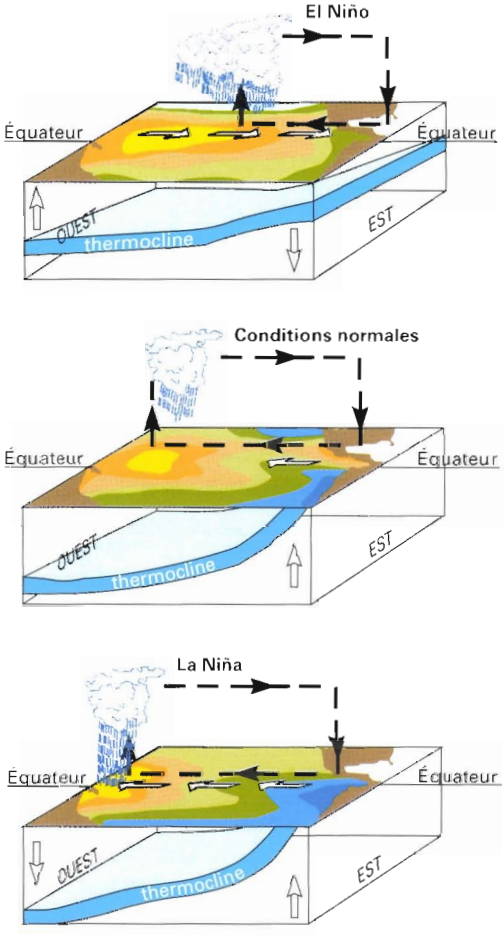


Figure 56
Schéma composite décrivant les deux phases d'Enso : El Niño (en haut) et La Niña (en bas) ainsi que la situation intermédiaire dite « normale » (au milieu). Apparaissent clairement sur ce schéma l'évolution de la température de surface, de la profondeur de la thermocline, et du déplacement des régions convectives atmosphériques.
D'après document OMM.

[5] Marégraphes et altimètres spatiaux permettent de suivre l'évolution de cette topographie dynamique qui accompagne les déplacements d'eaux chaudes et les propagations d'ondes à l'équateur (chapitre 7).

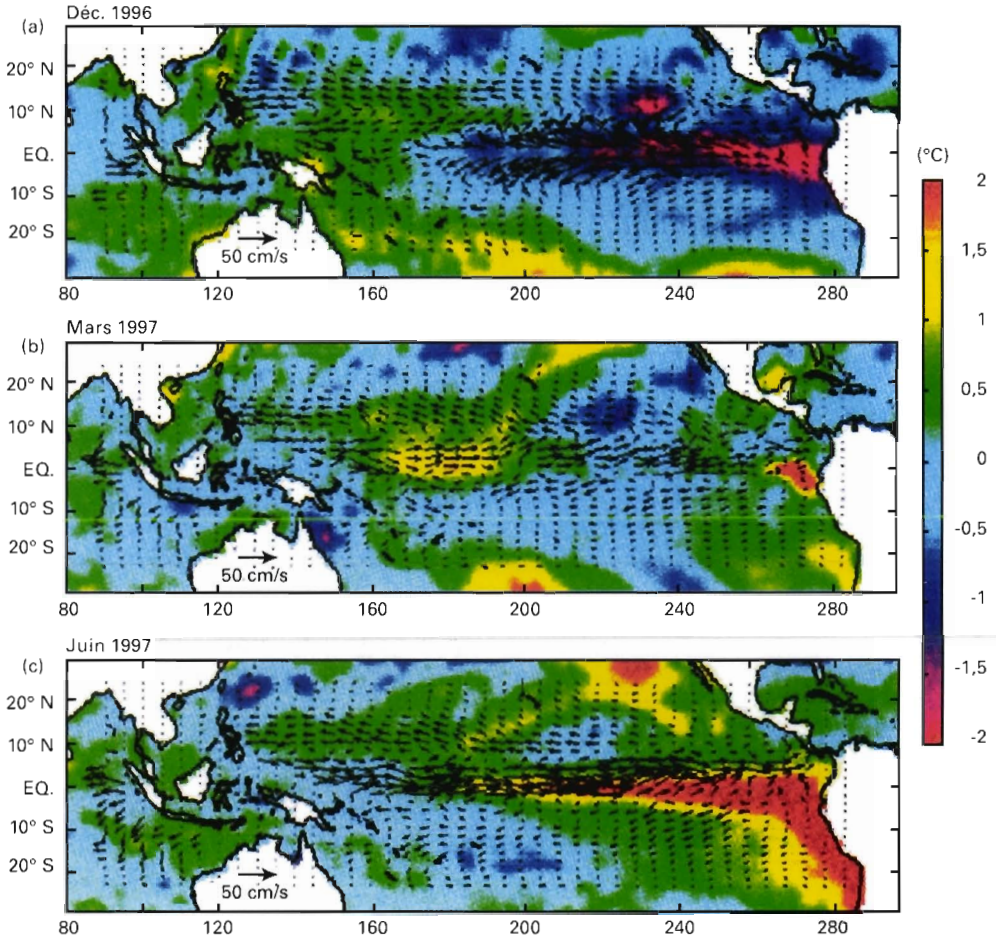


Figure 57
Le passage rapide d'une phase froide (La Niña) à une phase chaude (El Niño) entre décembre 1996 (en haut) et juin 1997 (en bas) annonçant El Niño de 1997-1998. Voir aussi fig. 54. Les températures de surface sont exprimées en écarts par rapport à la moyenne. Les courants de surface sont calculés à partir des topographies dynamiques établies à l'aide du satellite Topex-Poseïdon. Dans la région orientale, au large de l'Équateur et du Pérou, on est passé, en écarts relatifs de température, de – 2 °C à + 2 °C en 6 mois. Document OMM.

Pérou, au Chili, la sécheresse s'installe. Le désert du nord du Pérou redevient un désert en attendant le prochain épisode El Niño, qui le fera reverdir pendant quelques mois. Le cycle complet « El Niño » – « La Niña » est synthétisé sur la figure 56, tandis qu'un exemple d'un passage rapide de « La Niña » à « El Niño » est présenté figure 57.

Enso est-il prévisible ?

Enso se présente donc comme une oscillation entre deux phases, une phase chaude El Niño et une phase froide La Niña. Il s'agit d'une oscillation instable et irrégulière, d'intensité variable, avec des périodes de rémission. Depuis les années 1950, date à partir de laquelle des observations fiables sont disponibles, on a observé une douzaine de ces oscillations, d'intensité variable (fig. 58).

Le phénomène est partiellement chaotique et il sera probablement toujours impossible de prévoir l'enchaînement de plusieurs cycles à l'avance et de savoir dans quel sens évoluera le phénomène, vers la phase chaude ou la phase froide, avant que celle-ci ne soit déjà engagée. Cette question des limites de la prévisibilité d'Enso a beaucoup agité les esprits durant le programme Toga et a contribué à stimuler les expériences de prévision à l'aide de modèles divers. Une capacité de prévision de plusieurs mois à l'avance, qui tient à la « mémoire » de l'océan attachée à la relative lenteur de son

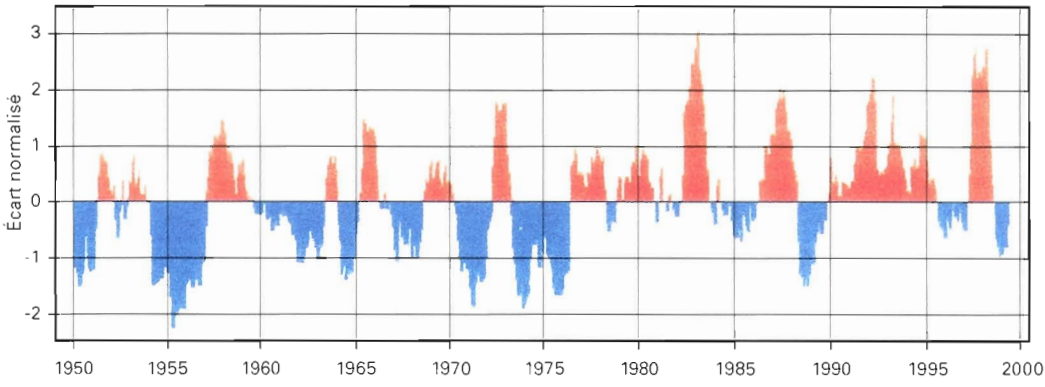


Figure 58

El Niño (en rouge) et La Niña (en bleu) depuis 1950, exprimés par l'écart de la température de surface par rapport à la moyenne, dans la région équatoriale orientale du Pacifique caractéristique du phénomène. Depuis 1980, on a observé les deux événements El Niño les plus marqués du siècle : 1982-1983 et 1997-1998. Une tendance générale au réchauffement peut aussi être relevée. Document OMM.

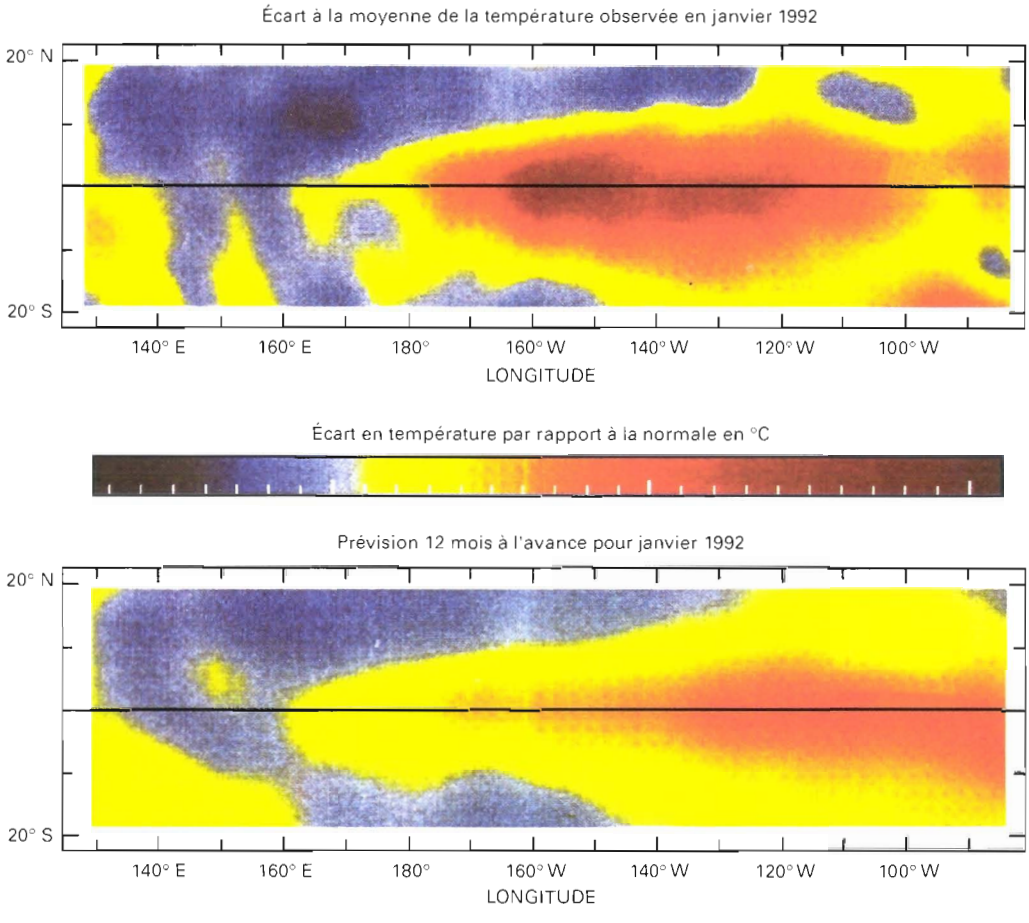


Figure 59

La première prévision d'El Niño, réalisée par Mark CANE (1991) et Stephen Zebiak 12 mois à l'avance en 1991. Ce fut un succès, comme le montre la comparaison de la prévision (en bas) et des observations réalisées 12 mois plus tard (en haut).

évolution comparée à celle de l'atmosphère, est possible lorsqu'une phase est en cours de développement. Mark Cane et Stephen Zebiak, en 1991, ont été les premiers, à l'aide d'un modèle simple, à faire une telle prévision 12 mois à l'avance avec un réel succès (fig. 59), ce qui eut un certain retentissement.

Malheureusement, cette prouesse ne fut pas confirmée et il fallut attendre des modèles couplés océan-atmosphère plus sophistiqués, à haute résolution, pour obtenir une meilleure fiabilité dans la prévision.

Parmi les nombreux modèles de prévision d'Enso développés durant le programme Toga, que l'on analysera plus en détail chapitre 6, on distingue des modèles statistiques et des modèles physiques, dont on peut dresser ici un rapide panorama concernant leurs capacités de prévision. Les modèles statistiques sont généralement basés sur des techniques de régressions linéaires simples utilisant de longues séries temporelles d'observations passées. Les modèles de prévision physiques sont des modèles couplés de complexité variable, depuis des modèles océaniques simples, « *shallow water* » couplés avec des modèles atmosphériques également simplifiés, tels que celui de Cane et Zebiak, jusqu'à des modèles de circulation générale océanique (OGCM) complets couplés avec des modèles de circulation générale atmosphérique (AGCM). Tous

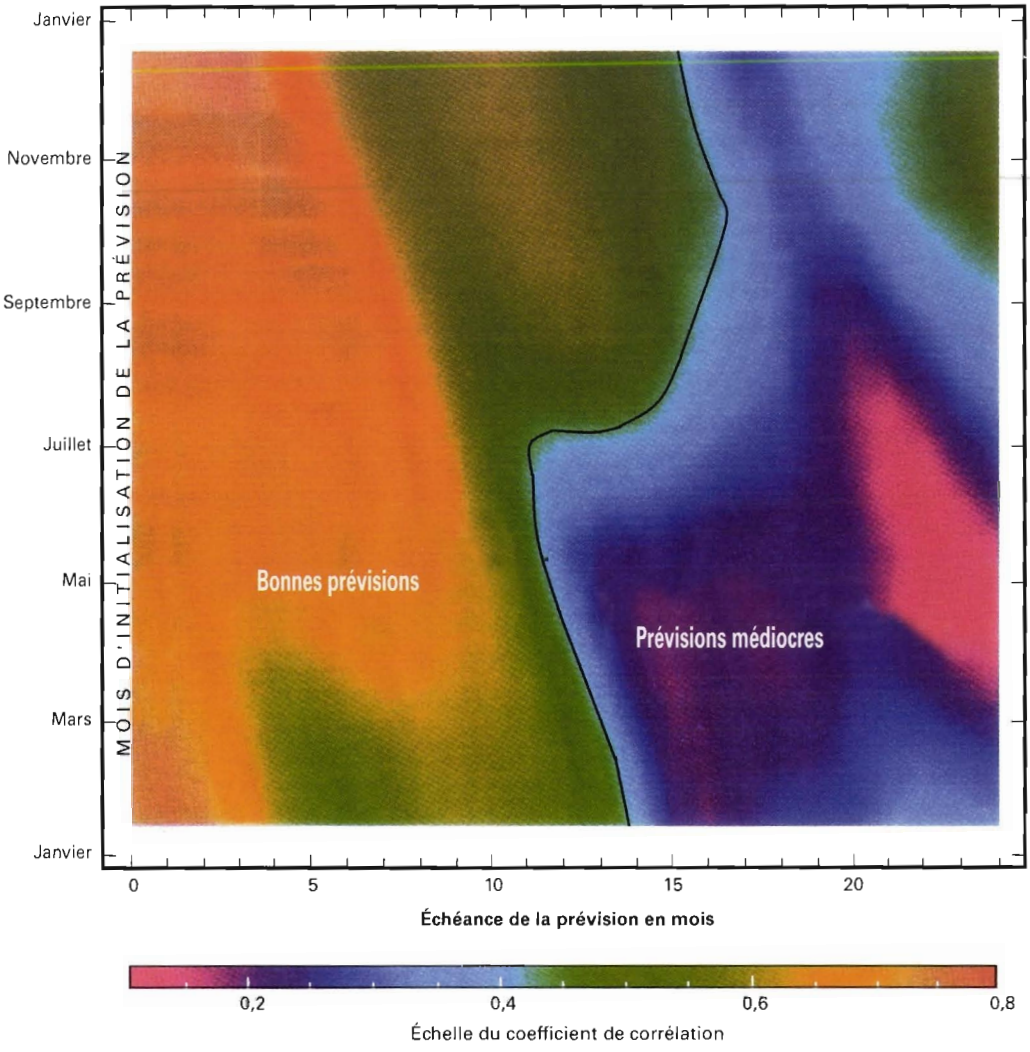


Figure 60
Capacité de prévision des modèles d'Enso (exprimée par un coefficient de corrélation entre les prévisions et les observations) en fonction de l'échéance de la prévision et de la période de l'année où elle est établie. Document établi par l'IRI à partir d'une dizaine de modèles de prévision. On remarque que les prévisions sont acceptables jusqu'à 12 mois à l'avance environ (coefficient de corrélation supérieur à 0,5). Mais la capacité de prévision est variable en fonction de la date où la prévision est établie. Une prévision peut être considérée de qualité acceptable jusqu'à une échéance voisine de 15 mois si elle est initialisée en septembre-octobre. En revanche, elle devient rapidement médiocre si elle est initialisée en mai-juin.

ces modèles, à la fois statistiques et physiques, ont des capacités de prévision à peu près semblables qui dépassent à peine une année (en 2005).

Plusieurs instituts, principalement américains mais aussi européens, diffusent régulièrement leurs prévisions. Un Institut international de recherche sur la prévision du climat (*International Research Institute for Climate Prediction* – IRI), créé aux États-Unis à la suite de Toga, réalise des tests de validation croisés de ces prévisions et les rassemble en une combinaison unique, censée donner la prévision la plus fiable possible du phénomène, et la distribue à tous les pays riverains du Pacifique qui subissent l'impact de cette oscillation climatique.

La capacité de prévision des modèles actuels ne dépasse pas, au mieux, 15 mois (fig. 60). Mais une prévision établie au printemps de l'hémisphère boréal (avril/mai) sera moins performante qu'une prévision initialisée à l'automne. Les raisons de cette dépendance saisonnière de la qualité des prévisions opérées par les modèles actuels sont encore mal connues.

Mais d'autres questions, plus fondamentales encore pour la prévisibilité d'Enso, demeurent aujourd'hui sans réponse. Les recherches sur la nature, en partie chaotique, du système physique couplé océan-atmosphère à l'origine d'Enso menées au cours du programme Toga n'ont pas apporté de réponses définitives à cette question de la limite théorique de prévisibilité du phénomène. Il semble bien néanmoins qu'Enso ne soit pas prévisible au-delà d'un seul cycle, associant un épisode chaud et un épisode froid.

Ainsi, comme pour la prévision quotidienne du temps, qui ne peut dépasser 2 à 3 semaines, la prévision d'une oscillation météo-océanique telle qu'Enso serait impossible au-delà d'une période temporelle d'une quinzaine de mois, certes plus longue que les 2-3 semaines de la prévision météorologique, mais limitée à la persistance de la « mémoire » que l'océan peut conserver des conditions initiales qui l'ont affecté à un moment donné.

Existe-t-il un « El Niño » atlantique ?

La question s'est posée après qu'il fut reconnu que la physique océanique équatoriale était la même dans les océans Pacifique et Atlantique. Ces deux océans se distinguent principalement par leur taille : le Pacifique est plus de trois fois plus étendu que l'Atlantique dans le sens zonal à l'équateur, et la configuration de leur bassin est différente. Deux Français, Philippe Hisard et Jacques Merle, se sont intéressés à cette question, qui a ensuite été reprise dans les programmes Focal et Sequal. Ces auteurs ont fait l'hypothèse d'un « El Niño atlantique », montrant qu'à l'équateur, la dynamique des océans Atlantique et Pacifique induit des phénomènes thermiques superficiels semblables, mais qui se distinguent néanmoins par leur amplitude et leur variation saisonnière.

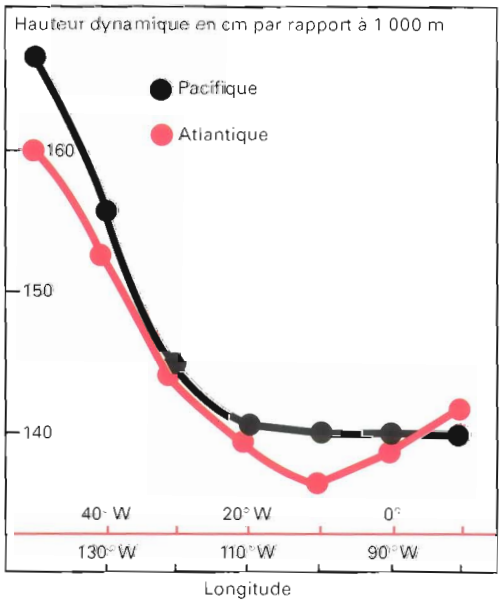


Figure 61
Pentes dynamiques équatoriales ouest-est moyennes (hauteur dynamique en cm par rapport à 1 000 m) de la surface des océans Atlantique (en rouge) et Pacifique (en noir), en fonction de la longitude. On remarque que, dans l'Atlantique, la surface de l'océan présente une pente ouest-est jusqu'à la longitude 10° W avec un dénivelé de l'ordre de 30 cm. À 10° W, la hauteur dynamique passe par un minimum où les eaux froides de la thermocline affleurent en surface. Plus à l'est au contraire, dans le golfe de Guinée et en direction des côtes africaines, la pente s'inverse, ce qui diffère du Pacifique et créé une accumulation d'eaux chaudes en direction de l'est pouvant être interprétée comme un El Niño permanent.

Un pseudo « El Niño » permanent dans l'Atlantique ?

L'océan Atlantique tropical oriental, par sa géométrie particulière (golfe de Guinée), est le réceptacle d'eaux dessalées et chaudes qui s'accumulent en permanence dans cette région, créant, jusqu'à la côte africaine, une pente dynamique inverse de celle qui existe en direction de l'ouest, c'est-à-dire qu'il existe une accumulation d'eaux chaudes à l'est comme à l'ouest. C'est là une différence importante avec le Pacifique oriental, où cette particularité n'existe pas (fig. 61).

Ainsi, un minimum de hauteur dynamique, où affleurent les eaux froides de la thermocline, se crée dans une fenêtre du golfe de Guinée, grossièrement entre l'équateur et 5° S et entre 0° et 20° W. À l'inverse du Pacifique oriental, ces remontées d'eaux froides dans l'Atlantique se manifestent seulement pendant une courte période de l'année (de juin à septembre). Ainsi, les eaux chaudes prédominent dans l'Atlantique équatorial oriental pendant près de neuf mois par an. Cela amènera Hisard et Merle à affirmer que, si l'on compare les régions orientales Pacifique et Atlantique, l'Atlantique est affecté par un « El Niño

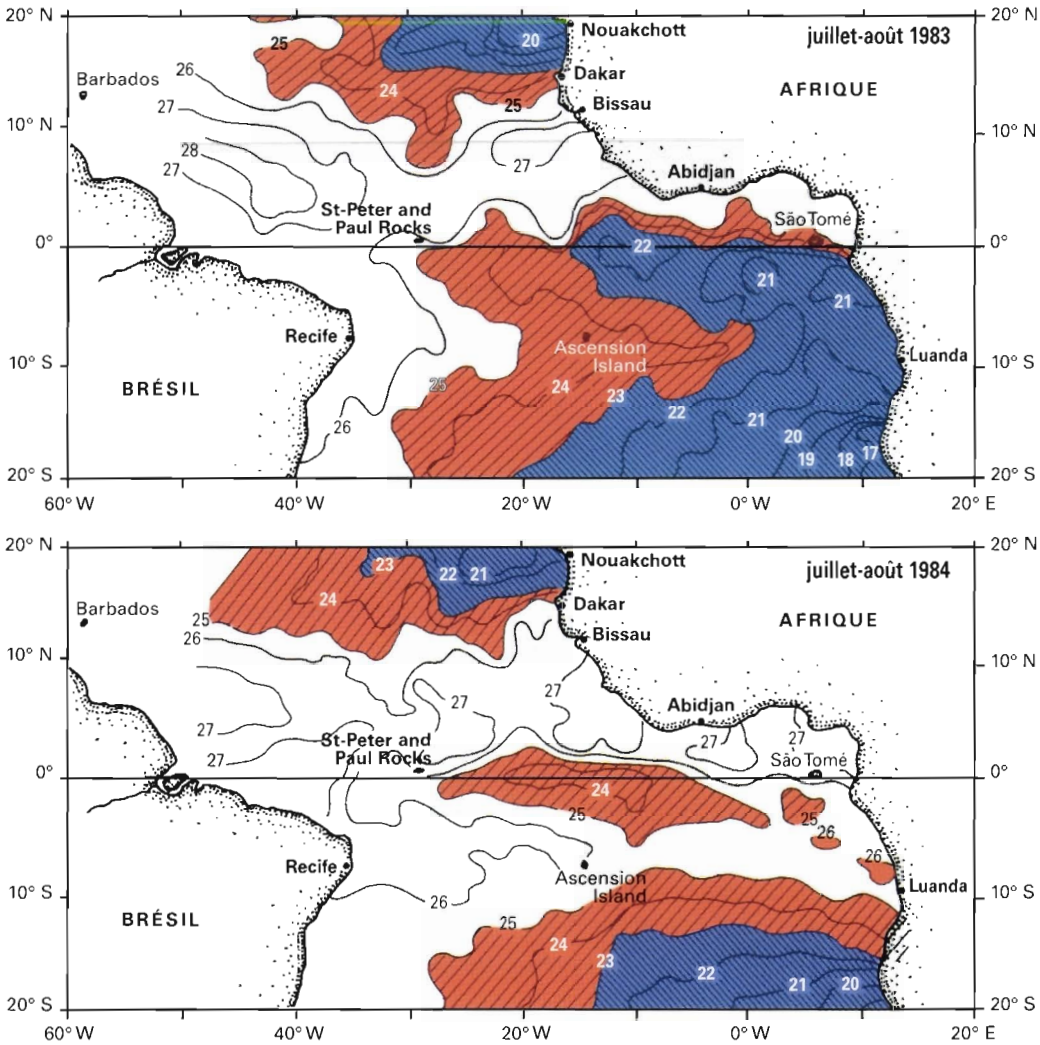


Figure 62

La température de surface de l'océan Atlantique intertropical en juillet-août 1983 (en haut) et en juillet-août 1984 (en bas). En juillet-août 1984, les eaux froides de l'upwelling équatorial prolongeant le courant de Benguela (en bleu) ont disparu, recouvertes par des eaux anormalement chaudes. Cette situation est très semblable à celle qui prévaut dans le Pacifique au cours d'un El Niño. Cet « événement chaud » atlantique de 1984 est un rebond de l'El Niño de 1982-1983, la courroie de transmission entre le Pacifique et l'Atlantique étant le vent (fig. 63 et 64). D'après PHILANDER (1986).

(presque) permanent ». Mais cette identification à El Niño des eaux chaudes de l'Atlantique équatorial oriental s'est avérée impropre car, à la différence du vrai El Niño du Pacifique, qui se manifeste seulement quelques semaines à Noël et plus longtemps certaines années et possède donc un caractère interannuel, les eaux chaudes presque permanentes de l'Atlantique équatorial oriental font partie intégrante de son cycle saisonnier.

Un événement chaud atlantique semblable à El Niño

Mais certaines années, comme en 1963 et 1968, et plus récemment en 1984, les eaux froides normalement présentes pendant la courte période (de juin à septembre) de l'upwelling équatorial atlantique peuvent être à leur tour recouvertes par des eaux chaudes (fig. 62). On note ces années-là une « anomalie chaude » qui participe d'une variabilité interannuelle appréciable. On a alors affaire à un phénomène tout à fait semblable à un El Niño du Pacifique, car il n'est plus seulement saisonnier mais interannuel.

En 1984, cet événement chaud atlantique s'est développé avec une amplitude inhabituelle, jamais observée jusque-là. Les programmes français et américain Focal et Sequal, présentés chapitre 4, ont permis de recueillir sur cet océan des observations très complètes pendant deux années consécutives. Par chance, ces programmes d'observations ont coïncidé avec l'oscillation météo-océanique la plus marquée du siècle, qui affecta à la fois l'océan Pacifique en 1982-1983 et l'océan Atlantique en 1984. On a ainsi pu relier entre eux ces deux événements, pacifique et atlantique, et mieux comprendre la « réponse chaude » de l'océan Atlantique tropical à un épisode El Niño marqué.

Nous reprenons ici (fig. 62) l'illustration de cet événement chaud atlantique, publiée dans la revue *Nature* par George PHILANDER en 1986, ainsi qu'une description plus complète de l'événement et de son explication, déjà évoquée chapitre 4 dans un paragraphe consacré aux résultats des programmes Sequal et Focal. Pendant la première partie de l'année 1984, les conditions océaniques et atmosphériques de l'Atlantique tropical ont été, en bien des points, tout à fait semblables à celles qui avaient affecté le Pacifique tropical un an plus tôt en 1982 et 1983. Les couches supérieures de l'océan Atlantique tropical, dans sa partie orientale, furent marquées par des anomalies positives de température de surface supérieures à 3 °C, atteignant même le long des côtes de l'Angola plus de 4 °C. Des pluies torrentielles s'abattirent sur les régions habituellement sèches du sud de l'équateur, en Namibie et en Angola. Par ailleurs, le contre-courant équatorial nord s'était intensifié, et on a pu observer au sud de l'équateur, vers 5° S, un contre-courant équatorial sud tout à fait inhabituel.

Parallèlement à ces modifications spectaculaires des conditions de la surface océanique, des perturbations tout aussi inhabituelles affectèrent la structure thermique profonde de la partie orientale du bassin. De janvier à avril 1984, on observa dans le golfe de Guinée un effondrement de la thermocline, dont la profondeur moyenne passa de 40 mètres en février 1983 à près de 200 mètres en janvier et février 1984, relevant ainsi la hauteur dynamique de cette région orientale à un niveau jamais vu auparavant (fig. 63).

Ces modifications de la profondeur de la thermocline étaient la conséquence directe des modifications importantes survenues dans le champ de vent à l'ouest du bassin. On a assisté

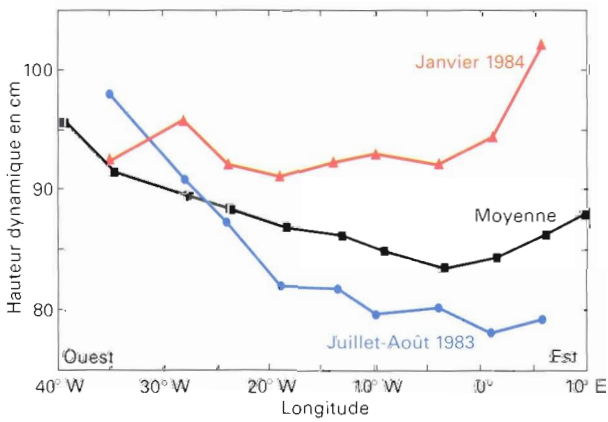
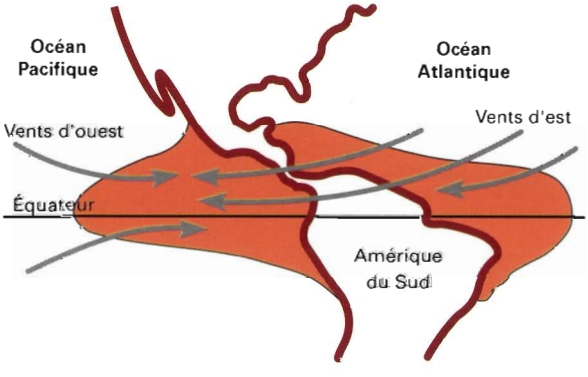


Figure 63
Pente dynamique le long de l'équateur atlantique (en cm par rapport à la profondeur de 500 m) durant les campagnes hydrologiques Focal, en 1983 et 1984. On remarque en janvier 1984 (courbe rouge) le relèvement de la pente en direction des côtes africaines, caractéristique d'un effondrement de la thermocline. À comparer avec la situation moyenne (en noir), et celle de juillet-août 1983 (en bleu) qui correspond à l'intensification des alizés dans l'Atlantique durant l'El Niño du Pacifique.

fin 1983 à un effondrement brutal de la tension zonale du vent qui équilibrait la pente dynamique ascendante de l'océan à l'ouest. Cet équilibre rompu, les eaux accumulées à l'ouest ont reflué vers l'est en intensifiant les contre-courants et le sous-courant équatorial, comme dans le Pacifique. On a donc assisté en 1984 dans l'Atlantique à un phénomène dont le scénario physique est en tous points semblable à celui d'un El Niño classique du Pacifique. Mais il y a plus...

Les événements chauds atlantiques et El Niño sont liés

L'événement chaud atlantique de 1984 est lié à celui du Pacifique de 1982-1983 par le vent, qui joue le rôle d'une courroie de transmission entre les deux bassins océaniques. Le champ de vent a en effet été perturbé durablement par El Niño sur l'ensemble de la ceinture tropicale, y compris sur le secteur Atlantique. Lorsque l'anomalie chaude était à son apogée dans l'est du Pacifique, en janvier-février 1983, les vents, de part et d'autre de l'isthme de Panama, avaient tendance à converger sur la région océanique chaude. Mais ces vents, au-delà de l'isthme de Panama, sont les alizés atlantiques de nord-est (fig. 64). Du coup, ils se sont renforcés au début de 1983 sur le secteur atlantique, créant ainsi une situation « anti-El Niño » ou « La Niña », en accumulant en abondance des eaux chaudes dans l'Atlantique ouest. Lorsque, en 1984, la situation est redevenue normale dans le Pacifique, avec des alizés soufflant en direction de l'ouest, et dans l'Atlantique des alizés ayant baissé d'intensité, il y a eu déséquilibre entre l'excès d'eaux chaudes accumulées dans l'Atlantique ouest, et la tension du vent. Ces eaux se sont alors répandues le long de l'équateur en direction de l'est et du golfe de Guinée, générant ainsi l'événement chaud atlantique de 1984.



On voit donc que les océans équatoriaux Pacifique et Atlantique réagissent en opposition de phase vis-à-vis de l'oscillation Enso, ce qui explique le décalage d'environ une année entre les événements chauds affectant ces deux bassins océaniques. Une étude sur modèle, diligentée par la Française Pascale DELECLUSE (1994) avec plusieurs collaborateurs, a confirmé ce schéma.

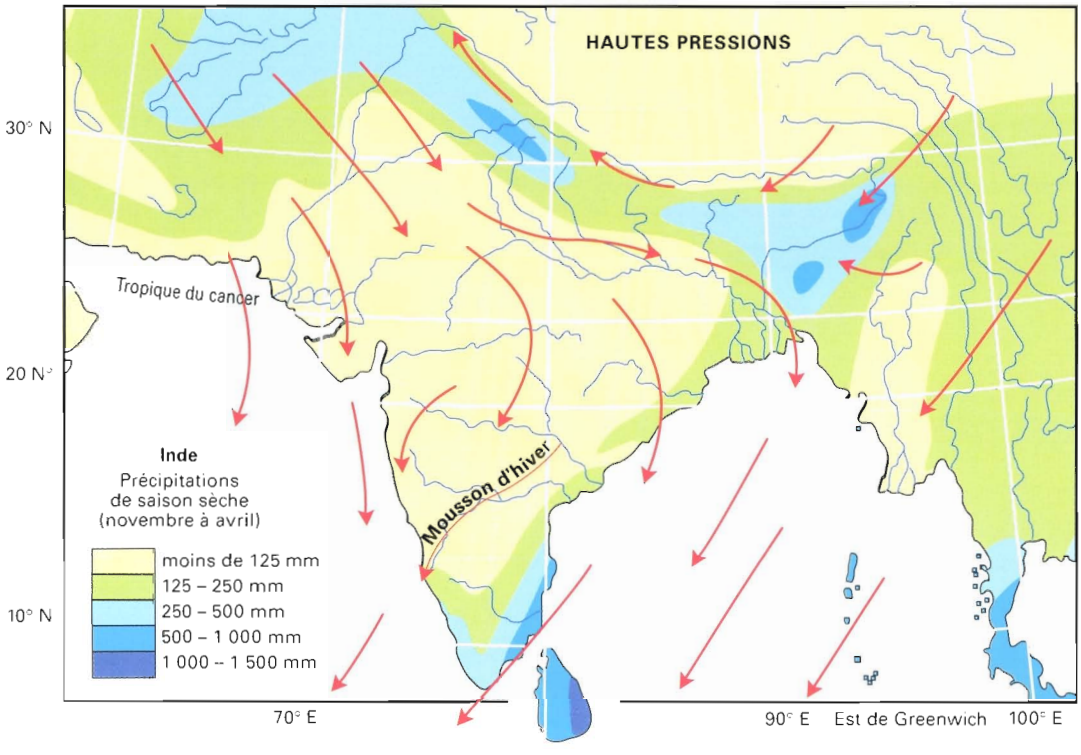
Le rôle de l'océan Indien

La mousson masque la dynamique équatoriale

L'océan Indien est dominé par un signal climatique saisonnier, la mousson, caractérisée par une renverse des vents, apportant de l'humidité à la péninsule indienne et au continent asiatique. La mousson a son origine dans l'énorme contraste saisonnier entre été et hiver qui affecte les conditions de pression et de température du continent asiatique et génère une renverse du régime des vents (fig. 65). Les premiers navigateurs arabes, dès le Moyen Âge, avaient su mettre à profit cette renverse saisonnière des vents pour leurs allers et retours entre l'Afrique et les côtes indiennes.

Durant l'été boréal (de mai à octobre), les basses pressions atmosphériques du continent asiatique génèrent des vents de sud-ouest

Figure 64
Schéma montrant la perturbation du champ de vent sur le Pacifique oriental et l'Atlantique occidental lorsqu'un épisode El Niño est à son apogée dans l'océan Pacifique, comme en 1983. Les vents ont tendance à converger au-dessus des eaux chaudes (en rouge), ce qui a pour effet d'intensifier les alizés atlantiques, en continuité avec ceux du Pacifique à travers l'isthme de Panama, et donc d'accumuler des eaux chaudes en grande quantité dans l'Atlantique ouest. Lorsque, près de 12 mois plus tard, la situation redevient normale dans le Pacifique, les alizés atlantiques faiblissent brutalement et n'équilibrent plus les eaux chaudes accumulées, qui déferlent en direction de l'est le long de l'équateur. Un événement chaud atlantique est alors en route. Ce scénario explique l'opposition de phase des événements chauds (El Niño) ou froids (La Niña) entre le Pacifique et l'Atlantique.



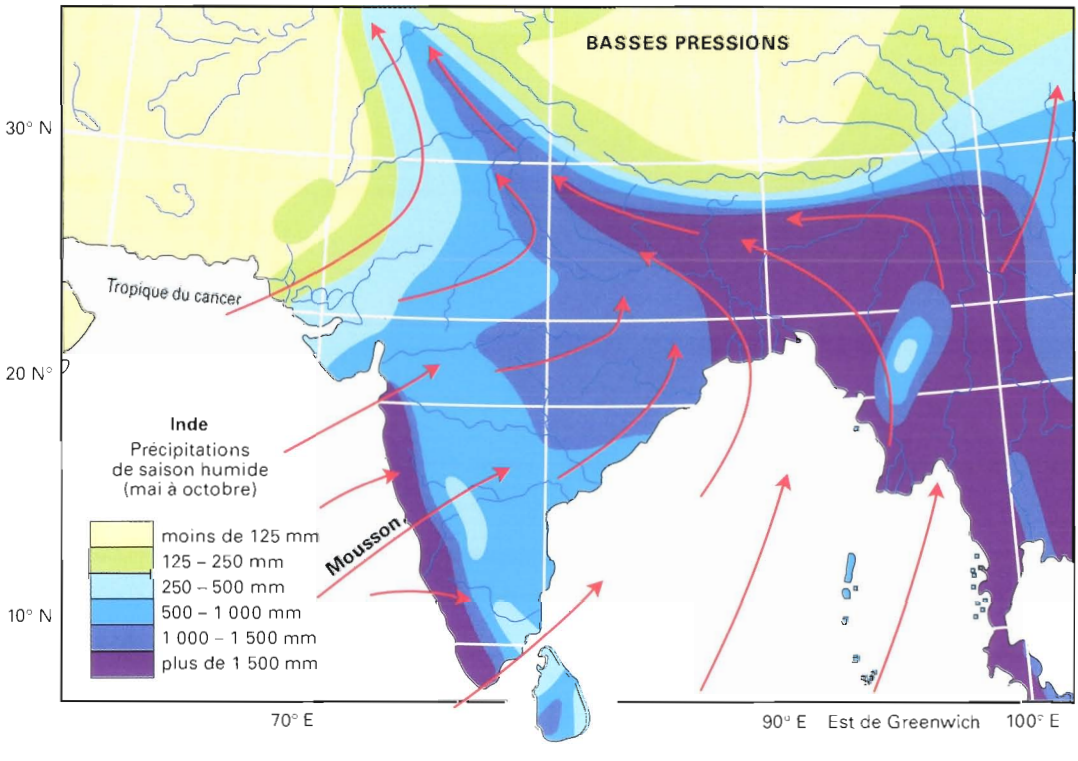


Figure 65

La mousson indienne. Entre mai et octobre, les vents de sud-ouest chargés d'humidité, aspirés par les basses pressions des hauts plateaux de l'Himalaya, arrosent la côte sud-ouest de l'Inde, le Bengladesh et les contreforts du massif himalayen. Entre novembre et avril, les hautes pressions de l'Himalaya inversent le sens des vents qui soufflent alors de nord-est. Document Météo-France.

(portant en direction du nord-est), au nord de l'équateur. Ces vents se chargent d'humidité puisée dans l'océan et arrosent le continent indien : c'est la mousson de sud-ouest. Lors de l'hiver boréal (de novembre à avril), au contraire, les hautes pressions atmosphériques du continent asiatique génèrent des vents de nord-est (portant au sud-ouest) : c'est la mousson de nord-est. Les dates de renverses de ces régimes de vent, bien que variables d'une année à l'autre, sont calées sur les mois de mai et d'octobre.

Le régime des vents soufflant sur la région équatoriale de l'océan Indien est donc très différent du système des vents alizés nord et sud des océans tropicaux Pacifique et Atlantique, grossièrement symétriques par rapport à l'équateur, mais soufflant généralement toute l'année en direction de l'ouest.

Les vents de mousson traversent l'équateur et changent de direction en mai et en octobre, générant temporairement en surface à l'équateur un courant rapide (*jet*) en direction de l'est, appelé « jet de Wyrtki » ou « jet de Yoshida » du nom de leurs découvreurs. Pendant la mousson de nord-est, de novembre à avril, se manifeste un sous-courant équatorial, découvert et décrit par l'Anglais John Swallow lors de l'expédition internationale menée sur l'océan Indien en 1964. Nous avons vu (chapitre 4) que la découverte de ce sous-courant équatorial dans l'océan Indien, à une période de l'année où les vents ont une composante d'est (donc portant à l'ouest), avait été considérée comme une preuve que le sous-courant équatorial était commun aux trois océans et lié aux gradients de pression générés par des vents portant à l'ouest.

Ainsi l'océan Indien, bien que dominé par la mousson, conserve néanmoins, de novembre à avril, un système de circulation équatoriale conforme à celui qui prévaut dans les océans Pacifique et Atlantique.

Enso a-t-il son origine dans l'océan Indien ?

La zone de convection atmosphérique du Pacifique ouest au-dessus des eaux chaudes de la *warm pool* s'étend aussi par continuité à l'extrémité orientale de l'océan Indien (fig. 51) et les vents d'ouest (portant à l'est) de l'océan Indien équatorial oriental contribuent aussi (comme les vents d'est du Pacifique) à la convergence responsable de la vaste zone de convection atmosphérique reliant les deux océans (fig. 66 et 52). Ainsi il existe aussi une *warm pool* dans la région orientale de l'océan Indien. Des relations entre l'océan Pacifique et l'océan Indien, qui ne font qu'un dans cette région, sont donc possibles par continuité. Une équipe française, sous la conduite de Michelle Fieux et de Robert Molcard, a mesuré les flux d'eaux entre l'océan Pacifique occidental et l'océan Indien oriental, dans les détroits situés entre l'Indonésie et le nord de l'Australie. Ils ont observé que le transport d'eaux chaudes venant du Pacifique et s'écoulant en direction de l'océan Indien était divisé par dix en situation El Niño.

Par ailleurs, dans l'atmosphère, les vents d'ouest de l'océan Indien oriental sont affectés par des oscillations d'origine mystérieuse, de 30-40 jours de période, appelées « ondes de Maden-Julian » du nom de leurs découvreurs. Ces ondes traversent parfois la frontière indo-pacifique, contribuant à l'affaiblissement, voire à la renverse des vents d'est du Pacifique. Certains auteurs ont vu dans ces poussées de vents d'est venant de l'océan Indien oriental l'origine des épisodes El Niño du Pacifique. D'autres encore, comme les Américains Tim Barnett et Kevin Trenberth, ont montré que les alizés et les vents de mousson sont inextricablement liés entre eux aux

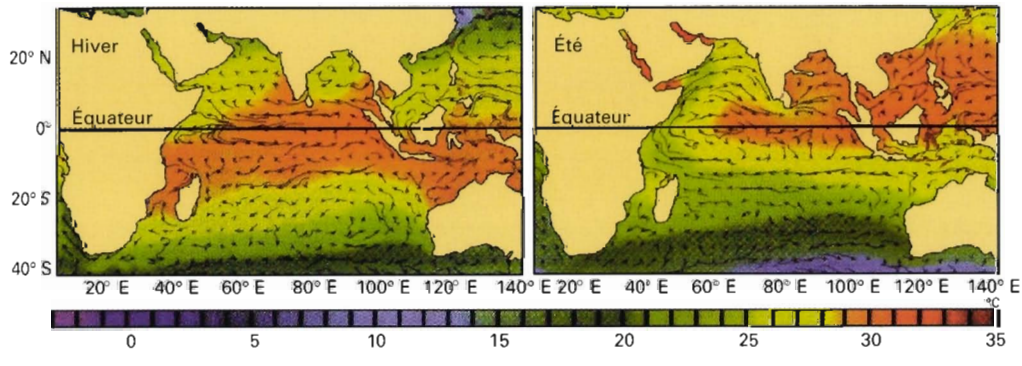


Figure 66
Températures et courants de surface en février et en août dans la région Indo-Pacifique. Document OMM.

grandes échelles spatiales. Ils ont détecté des anomalies de pression de la basse atmosphère, qui apparaissent dans l'est du continent asiatique et se propagent jusque dans le Pacifique, contribuant ainsi à l'oscillation australe et parfois au déclenchement d'un épisode Enso.

Les océans Pacifique et Indien sont donc liés, ce que la géographie nous avait déjà appris, mais au-delà de leurs connexions océaniques à travers les détroits reliant l'Australie à l'Indonésie, c'est l'atmosphère et le continent asiatique soumis à un énorme contraste saisonnier qui déterminent cette relation. Dès lors, on peut penser que le phénomène Enso pourrait trouver son origine dans les perturbations affectant le climat du continent asiatique et la mousson, ce que certains auteurs ont avancé.

Les conséquences climatologiques, socio-économiques et... médiatiques d'Enso

Il existe ainsi des courroies de transmission, principalement par l'atmosphère, qui relient les événements générés dans l'océan Pacifique tropical à ceux qui affectent les autres océans tropicaux, Atlantique et Indien, et plus loin encore. Il n'est donc pas étonnant que les impacts climatologiques du phénomène Enso s'étendent à l'ensemble de la ceinture tropicale, et au-delà. Enso a des répercussions globales et perturbe l'atmosphère, non seulement dans les tropiques mais aussi dans les régions tempérées plus septentrionales. Les perturbations climatiques, résultats de cette interaction globale entre l'océan et l'atmosphère, touchent avant tout l'économie et la vie de nombreux pays du Sud. Mais les continents américains du Nord et du Sud, l'Europe et certaines régions d'Asie sont aussi affectés (fig. 67). C'est cette universalisation, en partie supposée, des conséquences de ce phénomène qui a probablement contribué à sa forte médiatisation à partir des années 1980, alors que les pays du Sud connaissaient depuis longtemps ces oscillations climatiques et s'y étaient adaptés sans bruit.

Impacts climatologiques d'El Niño, inondations et sécheresses

Les conséquences climatologiques d'El Niño sont spectaculaires. Lorsque les eaux chaudes et les zones de convection atmosphérique, accompagnées de précipitations intenses et fréquentes, se déplacent du Pacifique occidental (Nord-Australie, Indonésie, Nouvelle-Guinée) vers le Pacifique central et oriental, les précipitations désertent ces régions occidentales. Des sécheresses intenses perturbent alors l'agriculture mais surtout fragilisent les forêts desséchées, bientôt ravagées par des incendies exceptionnels comme ce fut le cas en Indonésie, aux Philippines et dans le nord de l'Australie en 1997 et en 1998. À l'inverse, les atolls du Pacifique central (îles Marshall, Gilbert, Christmas) sont frappés par des pluies diluviennes.

Mais ce sont surtout les États riverains de l'extrémité orientale du Pacifique (Colombie, Équateur, Pérou) qui subissent les dommages les plus importants. Les pluies diluviennes, qui ne peuvent être évacuées par le réseau hydrographique, engendrent un ruissellement sauvage qui détruit les infrastructures, ponts, digues, routes, voies ferrées, maisons, et les vies humaines, comme ce fut le cas en 1982-1983, quand 90 000 familles du Pérou et de l'Équateur virent leurs habitations détruites[6]. Par ailleurs, les pluies excessives qui s'abattent sur ces régions frappent l'agriculture et induisent une perte de revenus des agriculteurs pouvant atteindre 50 % lorsque l'arrivée du phénomène n'a pas été prévue[7] et ses conséquences anticipées. Enfin, l'humidité et la chaleur favorisent la propagation de maladies endémiques, telles que la malaria et la dengue, liées à ces conditions climatiques exceptionnelles. En revanche, le désert de l'Atacama, au nord du Pérou, reverdit et refleurit, créant un paysage étonnant.

[6] Les archéologues et les paléoclimatologues ont d'ailleurs observé des coïncidences entre les dates des changements de dynastie chez les Incas, qui correspondent à des périodes troublées, et les occurrences de phénomènes El Niño, qui ont laissé des traces dans la morphologie des rivières, et dont on peut supposer qu'ils ont détruit une grande partie des constructions de ces époques, provoquant des troubles politiques.

[7] Les deux principales cultures du Pérou sont le riz et le coton. Il est clair que la culture du riz peut bénéficier d'une pluviométrie excédentaire, à l'inverse du coton qui se satisfait d'une pluviométrie nettement moindre et souffre d'un excès de pluies. La prévision des épisodes El Niño peut donc permettre aux agriculteurs de planter les cultures qui correspondent le mieux au régime hydrologique et climatique prévu. Depuis 1986, ces prévisions sont faites régulièrement et communiquées aux agriculteurs péruviens. Les résultats sont encourageants avec des pertes de revenu considérablement réduites.

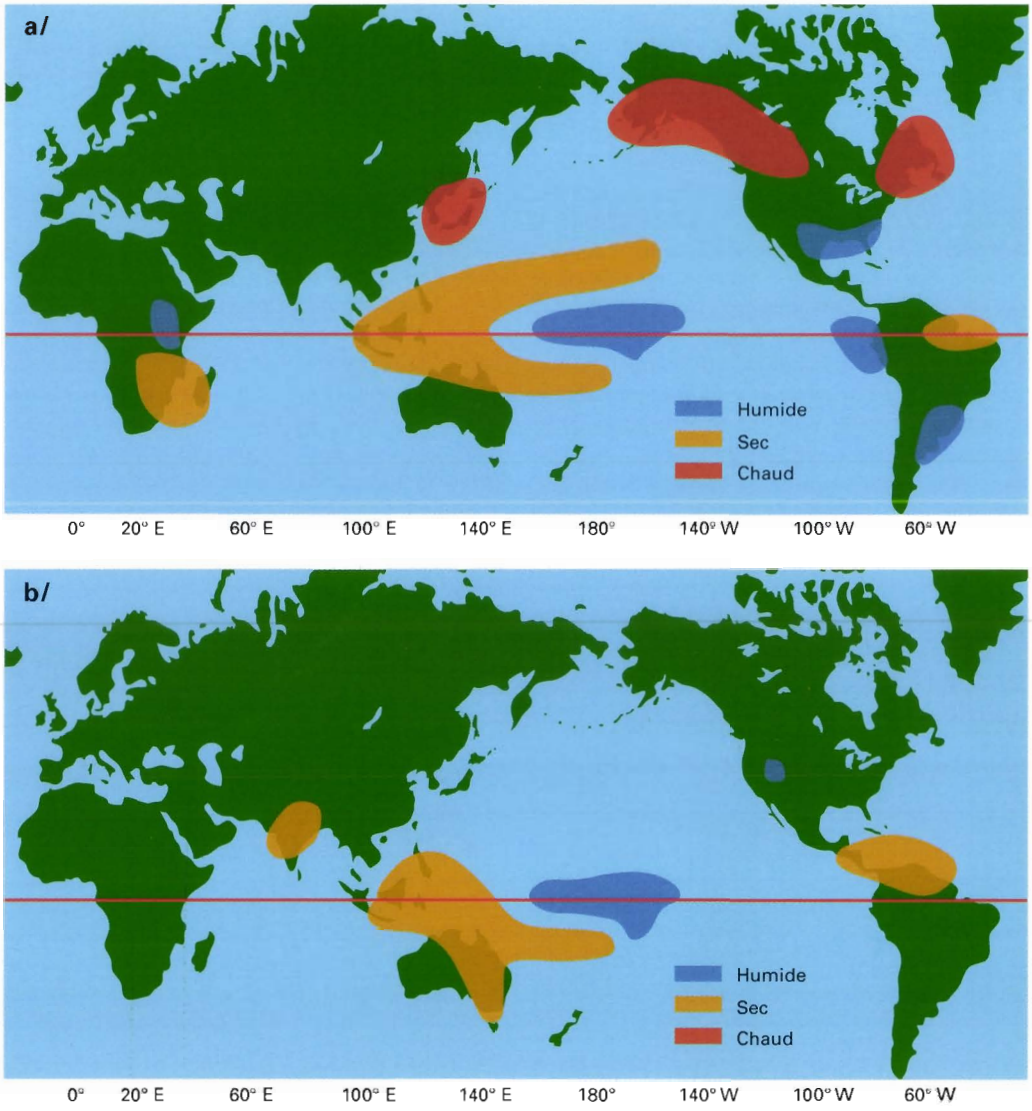


Figure 67
Les impacts climatiques d'El Niño (anomalies de précipitations et de températures), en hiver boréal (carte du haut) et en hiver austral (carte du bas). D'après ROPELEWSKI et HALPERT (1987).

Ces perturbations climatiques n'affectent pas seulement la région Pacifique, elles se manifestent pratiquement sur l'ensemble de la ceinture tropicale. Le nord-est du Brésil et l'Amérique centrale peuvent aussi être affectés par la sécheresse. Le sud-est de l'Afrique également. Des corrélations encore plus étonnantes ont été établies entre El Niño et des régions aussi éloignées que le nord-est du Canada, l'Alaska et la Chine, qui seraient affectées par des températures caniculaires l'été suivant un El Niño. Néanmoins, ces relations ne sont pas totalement démontrées et restent contestées par certains climatologues.

Perturbations des écosystèmes marins

Une autre source de nuisance des épisodes El Niño est liée à l'élévation de la température de l'océan qui affecte principalement les régions maritimes au large du Pérou et de l'Équateur. Les eaux chaudes qui recouvrent soudain les eaux plus froides riches en sels nutritifs venant des profondeurs par upwelling inhibent la production de phytoplancton par photosynthèse, bouleversant l'écosystème régional et la chaîne alimentaire jusqu'aux poissons pélagiques, qui conditionnent la pêche dans cette région. L'écosystème est perturbé, la répartition des espèces migra-

toires se modifie, avec une diminution de la disponibilité de nourriture pour certaines espèces et parfois une augmentation du nombre des prédateurs.

Au large du Pérou, l'anchois et la sardine constituent les principales espèces pêchées, cette activité représente même la première source de revenus du pays. Les anchois fuient l'eau chaude, non seulement parce qu'elle raréfie leur nourriture, mais aussi pour des raisons biologiques liées à leur mode de vie. Les bancs d'anchois se réfugient alors dans les quelques poches d'eau froide qui peuvent subsister ou migrent plus au sud à la recherche d'eaux plus fraîches. Leur concentration dans des poches froides d'extension limitée permet des « pêches miraculeuses » en début d'épisode El Niño, car les poissons ainsi regroupés deviennent plus vulnérables à l'effort de pêche. Mais, à plus long terme, le résultat est catastrophique et peut aboutir à l'épuisement du stock pour plusieurs années.

Cyclones et événements météorologiques extrêmes

Les eaux chaudes associées à El Niño n'affectent pas seulement la vie marine, elles favorisent aussi la formation de cyclones, de dépressions tropicales et d'autres événements météorologiques extrêmes. L'une des conditions nécessaires à la formation des cyclones est que l'océan renferme un réservoir thermique et donc énergétique suffisant, ce qui implique des températures de surface supérieures à 26 °C sur plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur (fig. 51 et 68). Durant El Niño, le déplacement des eaux chaudes vers le Pacifique central et oriental soumet les régions traversées à la menace de cyclones, alors que normalement elles sont épargnées, la température de surface de l'océan demeurant insuffisante. C'est ainsi que la Polynésie française, qui n'avait plus connu de cyclone depuis le début du siècle, fut frappée six fois en cinq mois par des cyclones dévastateurs durant l'épisode El Niño de 1982-1983.

La fréquence et l'intensité des cyclones frappant les océans Indien et Atlantique sont liées au phénomène El Niño : ainsi, on observe des cyclones moins nombreux et moins violents dans l'Atlantique les années où il sévit. Cela s'explique par le fait qu'un El Niño dans le Pacifique correspond à une phase froide dans l'Atlantique, comme on l'a vu précédemment, donc moins favorable au développement de cyclones. Le phénomène est inverse pendant les événements La Niña.

Par ailleurs, le réchauffement général des eaux océaniques lié au réchauffement planétaire global accentue encore la probabilité de cyclones violents, pas seulement dans le Pacifique tropical, mais aussi dans les deux autres océans. C'est ce qui semble avoir été constaté au cours des vingt dernières années.

Fragilisation des formations coralliennes, des côtes et des îles

Les formations coralliennes s'accommodent mal de températures trop élevées et elles peu-

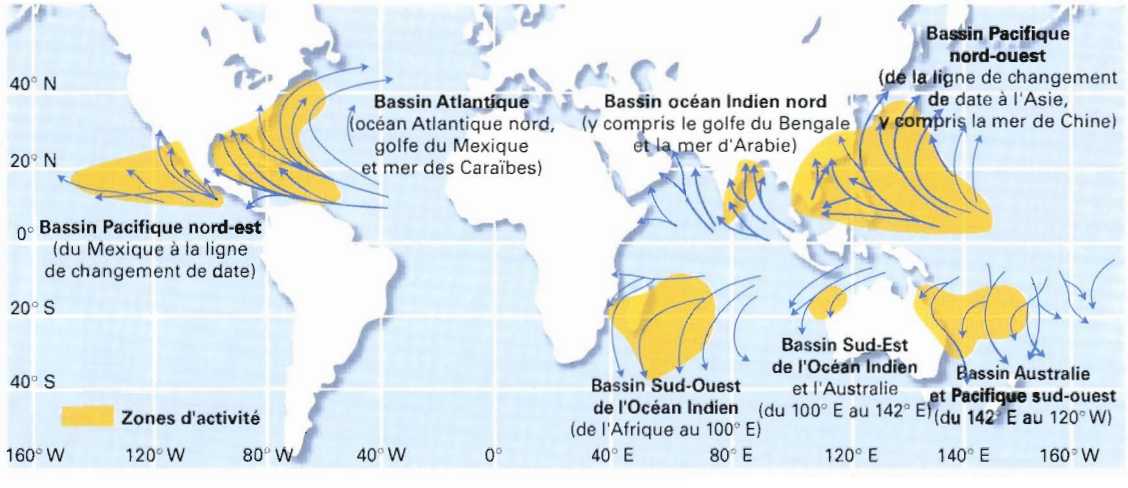
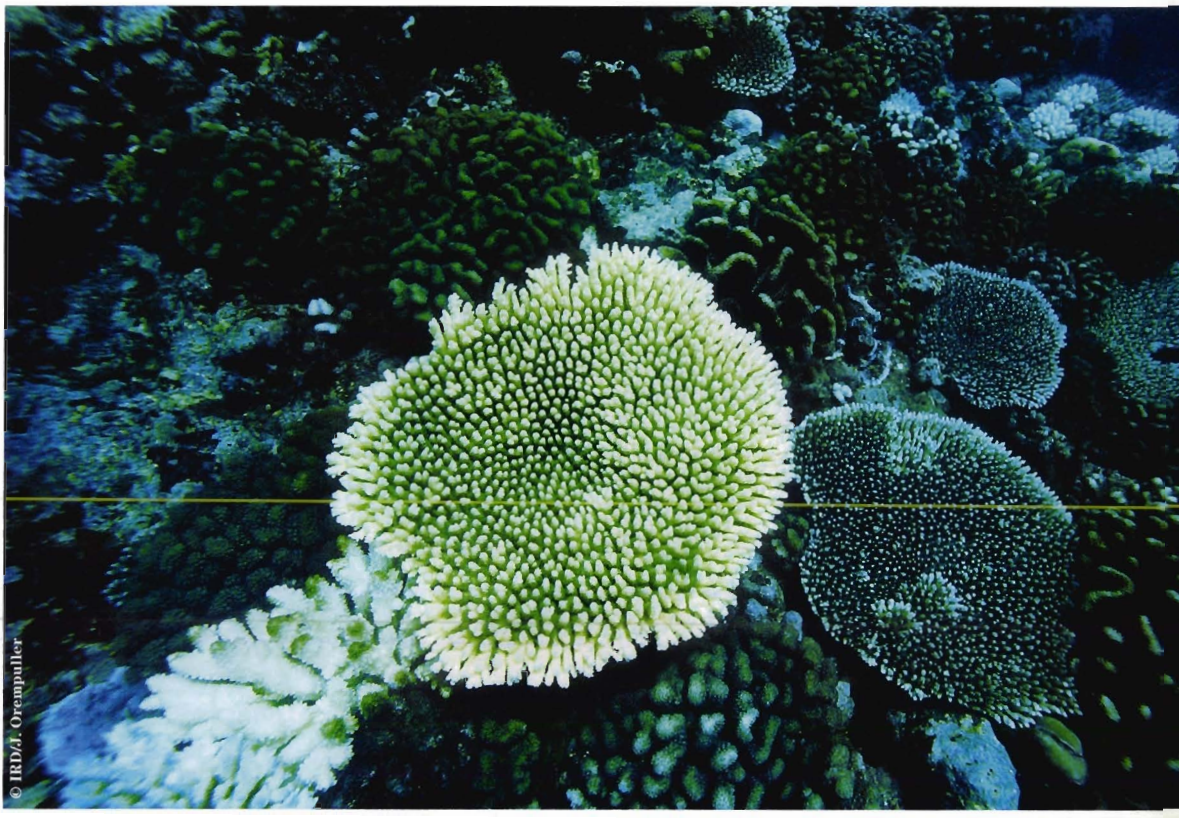


Figure 68
Zones de formation et trajectoires des cyclones en situation normale. En situation El Niño très marquée, les eaux chaudes qui ont envahi le Pacifique central et oriental, comme la Polynésie, peuvent aussi favoriser le développement de cyclones dans ces régions. D'après document NOAA.



Colonie corallienne en phase de blanchiment : *Acropora* sous l'effet du stress dû à une augmentation anormale de la température de l'eau. Le blanchiment provient d'une expulsion d'algues microsymbiotiques, les « algues zooxanthelles ».

vent dans ce cas être affectées par un phénomène appelé le « blanchiment », qui annonce leur mort. Ce phénomène s'étend sur presque toutes les régions tropicales, et particulièrement dans le Pacifique. Il n'est pas seulement attribuable aux épisodes El Niño, qui ont existé de tout temps, mais plus probablement au « réchauffement global » des océans et de l'atmosphère qui accompagne le changement climatique en cours, dont il sera fait mention plus en détail chapitre 8. Mais le « réchauffement global » semble également avoir une action sur l'intensité des épisodes El Niño depuis les années 1980, comme l'indique la figure 58 – bien que cette question soit encore débattue dans la communauté scientifique. Les deux phénomènes ne sont donc probablement pas totalement indépendants et on peut attribuer aux phénomènes El Niño actuels, particulièrement intenses, une part de responsabilité dans la mort des coraux.

Un autre aspect dramatique des changements climatiques en cours affectant les îles et leurs côtes peut également être mis en rapport avec El Niño. Au cours de sa propagation, ce phénomène véhicule une couche d'eaux chaudes qui élève de quelques dizaines de centimètres le niveau de la mer, ce qui, dans les îles coralliennes très basses, peut fragiliser les côtes, surtout si ces eaux chaudes attirent des dépressions tropicales et des cyclones destructeurs. Une dizaine d'États situés principalement dans les océans Pacifique et Indien et dont l'altitude maximale ne dépasse pas cinq mètres sont menacés de disparition totale au cours du siècle, du fait de la conjonction possible de trois événements : (1) l'élévation continue, bien que lente (2 à 3 millimètres par an), du niveau moyen de l'océan (chapitre 7) ; (2) un El Niño apportant, comme nous venons de le voir, quelques dizaines de centimètres d'eau supplémentaires pendant plusieurs semaines ; (3) enfin, un cyclone qui peut élever le niveau de l'océan de plusieurs mètres pendant quelques heures et qui est accompagné de vents très violents. Ces trois phénomènes (sans prendre en compte les tsunami et les glissements de terrains sous-marins ayant d'autres origines) sont largement indépendants les uns des autres, mais ensemble ils sont susceptibles de balayer un atoll en

quelques heures et de rayer de la carte plusieurs États souverains. Cette menace est suffisamment sérieuse pour que ces États se soient rassemblés au sein de l'ONU en une organisation particulière (*Alliance Of Small Islands States* – Aosis) afin d'être en mesure de solliciter les soutiens nécessaires pour les protéger contre le risque de devenir « les premières victimes, non coupables, du changement climatique global », ainsi qu'ils se qualifient eux-mêmes face à leur périlleuse situation.

La Niña, nuisance ou bienfait ?

Les nuisances de La Niña sont plus difficiles à identifier, car ces épisodes froids se manifestent seulement par une intensification de la situation normale, ce qui a longtemps occulté cette deuxième phase d'Enso. On peut cependant remarquer que La Niña se caractérise par une chaleur et des précipitations excessives dans le Pacifique occidental (Nord-Australie, Indonésie, Nouvelle-Guinée) et des eaux très froides et donc très productives à l'extrémité orientale du Pacifique. Dans le domaine de la pêche, cette situation, loin d'être une nuisance, peut au contraire contribuer à régénérer, par une productivité océanique accrue, les stocks de poissons pélagiques, et donc à terme favoriser la pêche. Néanmoins, la faiblesse – voire l'absence totale – de précipitations sur le continent sud-américain, au Pérou et en Équateur notamment, a des conséquences négatives sur l'agriculture. Si le coton peut se satisfaire d'une pluviométrie réduite, une sécheresse prolongée peut être nuisible à cette production. Enfin, comme on vient de le voir, les épisodes La Niña correspondent à un accroissement du nombre et de l'intensité des cyclones dans l'Atlantique tropical occidental, même si la relation de cause à effet est indirecte.

Impacts socio-économiques et médiatiques d'Enso

Il y a un siècle, les méfaits d'El Niño n'étaient connus que des pêcheurs péruviens et équatoriens, qui devaient faire face ces années-là à des saisons de pêche catastrophiques. Les conditions environnementales anormales des eaux côtières ont des effets immédiats sur les

L'élévation continue du niveau moyen de l'océan, conjuguée à un épisode El Niño et un cyclone, est susceptible de rayer de la carte, au cours du XXI^e siècle, une dizaine d'États constitués d'atolls de très faible altitude.


© IRD/B. Narty

Les climatologues comprennent mieux l'« enfant terrible » du Pacifique

TOUS LES TROIS ou quatre ans se produit dans l'océan Pacifique austral une anomalie climatique aux conséquences parfois dévasta-

Ces travaux ont porté leurs fruits puisque *« El Niño est maintenant un phénomène climatique de mieux en mieux connu »*, explique Joël Pi-

fiques de l'Orstom, François Masia et Yves du Penhoat, d'élaborer un nouveau modèle de fonctionnement pour El Niño, qui précise les

d'ondes repartent en direction du centre du bassin Pacifique à la vitesse de 100 km par jour. Puis ils arrêtent leur progression au bout

---

Plus de 800 000 hectares ravagés en Indonésie

El Niño attise le brasier de l'Asie

Le retour de la sécheresse s'ajoute à une exploitation forestière anarchique.

Alerte à El Nino dans le Pacifique

Le calamiteux retour de « l'Enfant Jésus »

Ce phénomène météorologique du Pacifique est redouté car il annonce des perturbations importantes du climat de la Terre pour la prochaine année.

INCENDIES, INONDATIONS, POLLUTION

Comment El Niño embrase le Pacifique

El Niño a favorisé les incendies dans le Sud-Est asiatique

Phénomène redouté des pêcheurs péruviens, l'apparition dans le Pacifique de cette mystérieuse masse d'eau chaude n'a jamais été aussi précoce. De nouvelles campagnes de mesure en profondeur permettent aujourd'hui de mieux le comprendre

---

Les liens entre la mousson, « El Niño » et l'effet de serre restent une énigme

Les pluies saisonnières sont arrivées normalement en Inde. Si tout se passe bien, elles devraient tomber prochainement sur l'Indonésie, ravagée par les incendies de forêt. Mais les experts craignent qu'elles ne soient retardées

---

El Niño pris au berceau

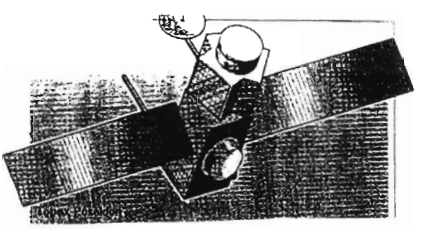


Figure 69
L'impact médiatique d'El Niño. Les titres, à la une de plusieurs quotidiens et magazines français : *Le Monde, Le Figaro, Libération, Le Point...*

ressources halieutiques. Elles peuvent conduire à une raréfaction des prises, mais l'inverse, une capturabilité accrue par la concentration des poissons dans des poches froides, peut être un désastre encore plus grand. Ayant prélevé une partie de ce qui peut être considéré comme le « capital » plutôt que les « intérêts annuels », les pêcheurs de ces deux pays se sont trouvés dans une situation critique, à partir de 1972-1973, à la suite d'un El Niño d'intensité moyenne, quand la conjonction d'un effort de pêche industriel sans précédent avec l'arrivée de la masse d'eaux chaudes réduisit rapidement à néant cette pêche pour les dix années qui suivirent, mettant au chômage 100 000 pêcheurs. Ce fut un désastre économique jamais observé pour le Pérou. Depuis cette époque, des procédures de sauvegarde des espèces et de gestion de l'effort de pêche ont été mises en place qui, couplées avec une prévision des épisodes El Niño, ont permis de préserver une partie du potentiel de pêche de cette région. On voit que dans le seul domaine des ressources halieutiques, l'impact économique d'El Niño est énorme pour les pays les plus directement touchés par ce phénomène.

Mais la diminution de la pêche est loin de constituer la seule nuisance pour les nations riveraines du Pacifique, bien que leurs économies en dépendent majoritairement. À la suite de l'El Niño de 1982-1983, comme pour celui plus récent de 1997-1998, des études socio-économiques ont tenté d'estimer l'ensemble des dommages occasionnés par ces événements. L'étude la plus connue a été menée par Michael Glantz, pour les pays riverains du Pacifique, l'Indonésie, l'Australie, le Chili, le Pérou, l'Équateur, mais aussi pour des pays plus éloignés tels que le Brésil, l'Inde, la Chine, l'Afrique du Sud, et même des pays des latitudes tempérées tels le Japon, les États-Unis, la Russie et les pays européens. En effet, des études statistiques semblent avoir montré que des dérèglements climatiques significatifs affectant la presque totalité de la planète pouvaient être attribués à des épisodes El Niño très marqués, comme en 1982-1983 et 1997-1998. Le total des dégâts attribués à un événement El Niño, imputables principalement aux sécheresses et aux inondations, est estimé par Glantz à plusieurs milliers de victimes et à treize milliards de dollars.

Ces événements météorologiques violents ont frappé les esprits, et le fait de pouvoir les rattacher à un phénomène identifié a attiré l'attention des médias. De nombreux quotidiens, magazines, chaînes de télévision, surtout aux États-Unis, en ont rendu compte en termes souvent sensationnalistes, contribuant à assimiler El Niño à une catastrophe d'échelle planétaire (fig. 69). Tout ce qui va mal serait dû à El Niño[8] !

Les autres oscillations météo-océaniques

Il existe d'autres phénomènes d'interactions entre l'océan et l'atmosphère, mis en évidence plus récemment, plus ou moins en relation avec Enso, qui prennent aussi la forme d'oscillations cohérentes impliquant les deux milieux. Ces phénomènes se manifestent par une variabilité climatique marquée dans un domaine de fréquences allant de quelques semaines à quelques décennies. Plusieurs de ces signaux climatiques font actuellement l'objet de toute l'attention des climatologues, océanographes et atmosphériciens participant au programme Clivar (*Climate Variability*). Nous présentons brièvement « l'oscillation Nord-Atlantique » et les « oscillations décennales et multi-décennales » qui affectent les trois océans et présentent souvent un caractère inter-hémisphérique.

L'oscillation Nord-Atlantique

L'oscillation Nord-Atlantique (ou *North Atlantic Oscillation* – NAO) est un vaste balancier méridien de l'atmosphère, entre la région de hautes pressions des îles Açores et la région sub-polaire de basses pressions située près de l'Islande (fig. 70). Cette oscillation a été mise en évidence dans les années 1920 par l'Autrichien Friedrich Exner en compagnie de l'Anglais Sir Gilbert Walker, celui qui a découvert l'oscillation australe dans le Pacifique. Et comme pour l'oscillation australe du Pacifique, mais dans un sens méridien cette fois, lorsque les pressions sont anormalement basses en Islande, elles sont anormalement élevées près des îles Açores, et inversement. Un index a été défini (NAO Index) par la différence entre les hautes pressions des Açores et les basses pressions de l'Islande.

[8] Aux États-Unis, cet engouement médiatique a été poussé très loin ! Un journal américain sérieux n'a-t-il pas suggéré que les ennuis du président Clinton en 1998 étaient en relation avec l'El Niño de 1997-1998 ?

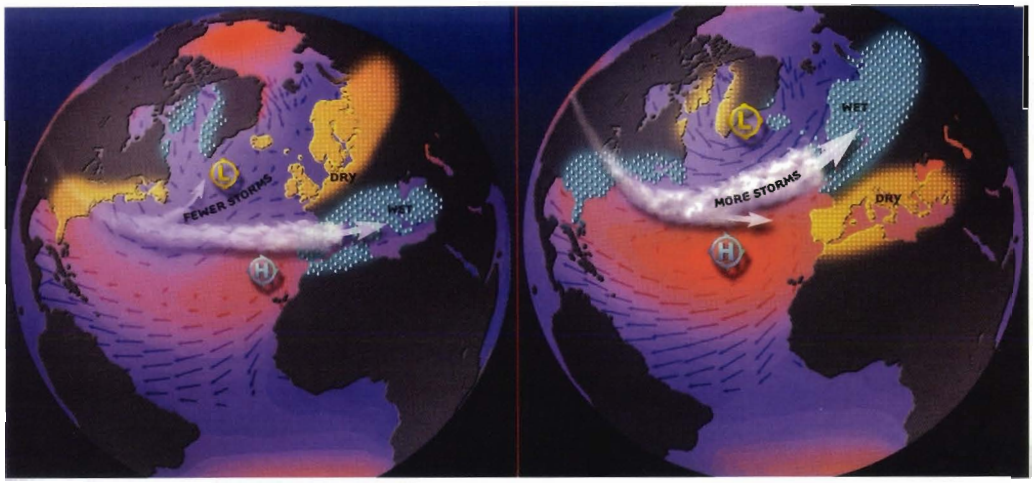


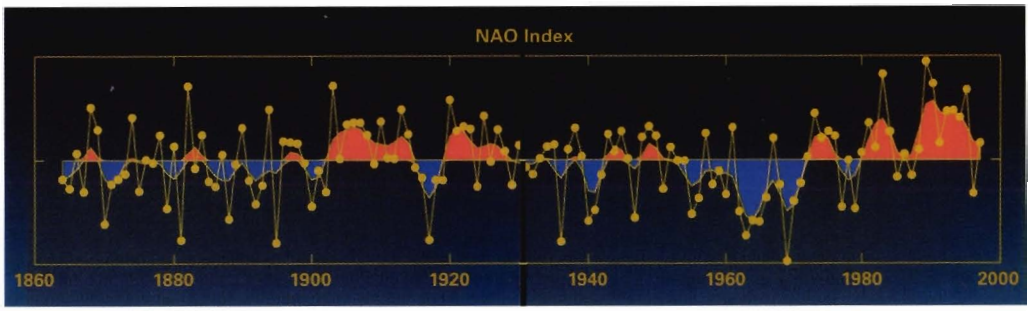
Figure 70
Les deux phases de l'oscillation Nord-Atlantique. À gauche, phase négative : les vents d'ouest sont faibles et frappent l'Europe au niveau de la Méditerranée. À droite, phase positive : les vents d'ouest sont forts et affectent principalement l'Europe du Nord. On remarque que la France est « coupée en deux », la limite humide-sec traversant l'Hexagone du sud-ouest au nord-est ! Document NOAA.

Cette oscillation, qui constitue le mode dominant de la variabilité atmosphérique de l'Atlantique nord, s'étend sur une large gamme de fréquences. Dans les hautes fréquences, de quelques semaines à quelques mois, cette oscillation conditionne le régime climatique saisonnier de l'Atlantique nord. Lorsque les dépressions se creusent plus que d'habitude sur l'Islande, principalement en hiver (et, à l'inverse, les pressions s'élèvent sur les Açores, selon l'oscillation), le gradient de pression méridien se renforce et génère des vents d'ouest forts soufflant dans la direction de l'est de l'océan Atlantique vers le continent européen, qui se trouve alors sous influence océanique. Au contraire, lorsque ces différences de pression sont plus faibles que d'ordinaire, les vents d'ouest soufflant sur l'Europe sont affaiblis, et on constate un hiver plus sec et plus froid.

L'oscillation Nord-Atlantique se manifeste aussi à plus basses fréquences jusqu'à atteindre un rythme décennal. On observera alors pendant une dizaine d'années une prédominance de vents d'ouest forts sur le nord de l'Europe amenant des hivers plus doux et plus humides. Inversement, la décennie qui suit pourra montrer des hivers plus secs et plus froids avec des vents d'ouest plus faibles (fig. 71).

L'origine de cette oscillation ainsi que ses mécanismes sous-jacents sont encore mal connus et toujours étudiés et débattus au sein de la communauté scientifique. Mais il ne fait presque aucun doute que l'océan est fortement impliqué dans ce phénomène, probablement par les variations du transport thermique méridien qu'il opère depuis les tropiques vers

Figure 71
Variation de l'index de l'oscillation Nord-Atlantique de 1860 à 2000. On remarque une fréquence pluri-décennale ainsi qu'une influence possible du réchauffement du climat actuel depuis les années 1960. Document NOAA.



les moyennes et hautes latitudes, et l'intensité du Gulf Stream. Des relations entre les variations de la hauteur moyenne de la mer de l'ensemble du bassin tropical atlantique et les variations de l'index hivernal de l'oscillation Nord-Atlantique ont été récemment mises en évidence à l'aide de mesures altimétriques fournies par le satellite Topex-Poseïdon. L'oscillation Nord-Atlantique semble également être affectée par le réchauffement climatique actuel.

Des oscillations décennales et multi-décennales

Outre l'oscillation Nord-Atlantique, qui présente des fluctuations de périodes décennales et pluri-décennales, il existe d'autres régions du monde affectées par des oscillations de basses fréquences. Les observations fiables, disponibles depuis moins de deux siècles, sont souvent insuffisantes pour détecter avec précision les caractéristiques de ces fluctuations. Néanmoins, plusieurs d'entre elles ont pu être mises en évidence assez clairement.

Il existe ainsi une « *Pacific decadal oscillation* » (PDO), qui interfère avec Enso (fig. 72) et affecte la totalité de l'océan Pacifique. Cette oscillation est particulièrement marquée dans le Pacifique nord et se confond souvent avec la « *North Pacific Oscillation* » (NPO). L'origine de ces oscillations est encore mal connue. Elles semblent indépendantes d'Enso quant à leur origine, mais elles possèdent une amplitude presque du même ordre de grandeur et peuvent se manifester dans la région équatoriale par des épisodes chauds et froids qui s'ajoutent ou se retranchent aux épisodes Enso, et compliquent l'analyse de ces signaux climatiques.

Dans l'Atlantique, une oscillation inter-hémisphérique de période décennale et multi-décennale a également été mise en évidence, bien qu'elle soit encore discutée par certains océanographes et puisse être confondue avec l'oscillation Nord-Atlantique. Ces oscillations climatiques atlantiques, qui affectent la température de surface de l'océan, ont certainement une influence sur le climat des régions continentales adjacentes, Afrique et Amérique du Sud. On a vu (chapitre 3) que les sécheresses (ou les périodes humides) prolongées du Sahel et du nord-est du Brésil dépendent en partie des conditions thermiques superficielles de l'océan Atlantique tropical.

Ces oscillations climatiques de grandes périodes à l'échelle humaine, et impliquant les océans sont donc des éléments constitutifs de la variabilité naturelle du climat actuel, sans que l'on comprenne encore bien par quoi et comment elles sont générées. Elles sont difficiles à distinguer du changement climatique anthropique et compliquent l'analyse que l'on peut en faire.

Les interactions entre l'océan et l'atmosphère sont ainsi à l'origine de plusieurs oscillations climatiques de courtes périodes. Tous les océans et toutes les régions du monde sont affectés par ces perturbations climatiques aux

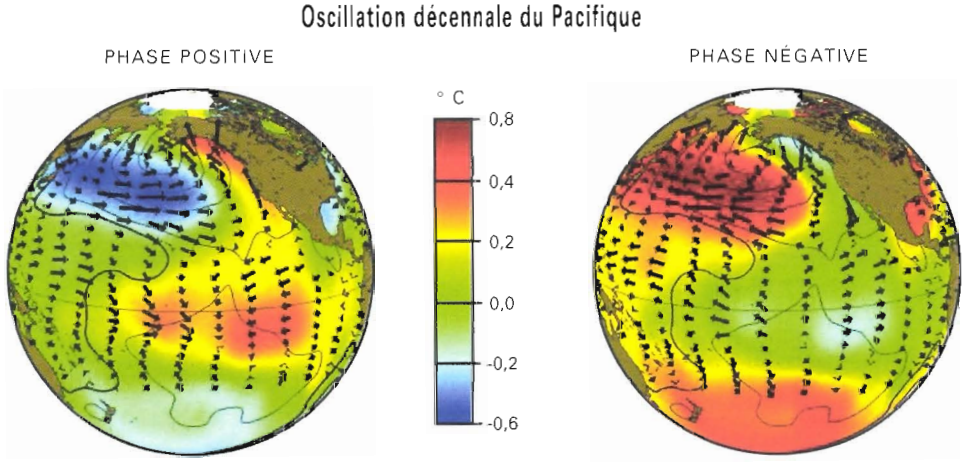


Figure 72
L'oscillation décennale du Pacifique (*Pacific Decadal Oscillation* – PDO). L'écart de la température de surface par rapport à la moyenne peut atteindre près de 1 °C. La région équatoriale centrale est particulièrement affectée. À gauche, la phase chaude (pour l'équateur). À droite, la phase froide. Ce signal décennal est difficile à distinguer du signal Enso. Document NOAA.

conséquences socio-économiques majeures, particulièrement pour certains pays du Sud. Le plus spectaculaire de ces signaux climatiques, Enso, a suffisamment attiré l'attention de la communauté scientifique internationale pour que celle-ci décide de l'étudier en détail afin de tenter de mieux le comprendre, et si possible de le prévoir. C'est ainsi que fut décidé le programme international Toga, présenté dans le chapitre qui suit.



Destructions subies par les édifices construits sur le haut de la plage à Colan (Baie de Paita, nord du Pérou, 5° S), lors de l'événement El Niño de très forte intensité de 1982-1983. Sur la côte nord du Pérou, le phénomène El Niño se manifeste par une montée du niveau de la mer de plusieurs décimètres, de très fortes pluies et des conditions de tempête inusuelles.

Chapitre 6

Observation et prévision de l'interaction océan-atmosphère dans les basses latitudes

Le programme Toga *(Tropical Ocean and Global Atmosphere)*



© IRD/A. Ganachaud

Enso, signal climatique le plus marqué de la planète, qui affecte les régions tropicales, a suscité l'organisation d'un grand programme international dédié à l'étude des interactions entre l'océan et l'atmosphère et à leur prévision.

Bien que centré sur les tropiques, le phénomène Enso a un retentissement climatique global qui touche une grande partie de la planète. La perspective de comprendre la cause de ces cycles apériodiques, de façon à les prévoir au moins partiellement, a convaincu les scientifiques et les décideurs dans les années 1980 d'étudier en profondeur ce phénomène, en prélude à une compréhension plus large de la variabilité du climat. Mais une entreprise aussi ambitieuse nécessitait un effort coordonné sans précédent des océanographes et des atmosphériciens. Il était nécessaire de collecter des observations sur les deux milieux et dans les trois océans, et de construire des modèles suffisamment réalistes pour utiliser leurs simulations en mode prédictif. Un tel effort nécessitait un rassemblement de moyens et de personnel scientifique qui ne pouvait être obtenu que dans le cadre d'un grand programme international et sur une longue durée. Ce rassemblement, orchestré par l'OMM et son Programme de recherche mondial sur le climat (PRMC), donna le jour au programme Toga.

Origine et objectifs de Toga

Océanographes et atmosphériciens s'étaient déjà rapprochés dans le passé, à l'occasion de

« brèves rencontres » telles que celle du programme Gate (chapitre 4) qui dura seulement trois mois, entre juillet et septembre 1974. Quelques autres opérations communes avaient amené les océanographes à recueillir les observations marines que souhaitaient les météorologistes. Mais les deux communautés n'avaient jamais réellement travaillé ensemble sur des objectifs communs.

Une ère nouvelle s'est ouverte dans les années 1980 avec une imbrication plus intime des deux disciplines et la reconnaissance du poids des océans tropicaux dans les processus déterminant la variabilité climatique à l'échelle interannuelle. Après les découvertes pionnières de la physique des interactions entre les océans et l'atmosphère, la communauté scientifique internationale comprit qu'elle devait se pencher plus en détail sur les basses latitudes. Météorologistes et océanographes confondus décidèrent donc de mettre en place à cet effet un programme international de recherche de longue durée, ce fut Toga (*Tropical Ocean and Global Atmosphere*) qui dura dix ans (1985-1995).

Sa mise en place ne fut pas simple, et de nombreuses péripéties émaillèrent la naissance de cette organisation dont on peut trouver un résumé encadré 12.

Toga, dont les objectifs annoncés sont détaillés encadré 13, reposait principalement sur la mise en place d'un système d'observations ayant vocation à devenir pérenne et à prendre un caractère opérationnel. Le développement de modèles, dans la perspective de se doter pour le futur d'une capacité de prévision opérationnelle permanente, était également au centre des préoccupations. Une étude des processus d'échanges entre l'océan et l'atmosphère, dans la région de la *warm pool* (Indonésie-Nord-Australie) où ils sont les plus intenses, s'est avérée nécessaire, à la fois pour dimensionner le réseau d'observations, et pour mieux paramétriser[1] les flux thermodynamiques et mécaniques à l'interface des modèles couplés. On examinera successivement ces trois composantes du programme, la modélisation, le système d'observations et cette étude de processus de l'interface, qui furent conduits en parallèle et se soutinrent mutuellement.

Origine et organisation de Toga

Encadré 12

Dès 1982, un groupe de travail, créé sous l'impulsion d'Adrian Gill, océanographe britannique, fut mis sur pied avec la mission d'établir les fondements scientifiques d'un programme international sur le sujet. Ce groupe de travail fut formellement reconnu par le JSC sous les auspices de l'OMM et de l'ICSU, et pour l'océan par le CCCO sous les auspices du Scor et de la COI. Le couple JSC/CCCO, représentant les météorologues et les océanographes, constitua, sur la base des propositions du groupe de travail préparatoire d'Adrian Gill, un *Scientific Steering Group* (SSG) pour établir les bases scientifiques du programme. Adrian Gill fut naturellement le premier président du SSG ; malheureusement décédé en 1986, il fut remplacé par Peter Webster, un météorologue australien. Le SSG travailla et essaima en différents sous-groupes de travail[2] pour proposer un plan scientifique qui fut présenté et discuté, en septembre 1984, au cours d'une conférence internationale tenue à Paris où étaient présents à la fois les principaux scientifiques engagés et les décideurs scientifiques. Chaque pays présenta les programmes et les moyens qu'il s'engageait à soutenir. Dès lors, Toga était sur les rails pour dix ans, de 1985 à 1995.

Au-dessus du *Scientific Steering Group* et de ses sous-groupes de travail qui pilotèrent la réflexion scientifique et les opérations nécessaires à la réalisation du programme, Toga s'est doté d'un « *International Toga Board* » rassemblant les représentants nationaux des pays engagés, chargé d'évaluer les résultats et le suivi du programme ainsi que de garantir les moyens annoncés par les participants. Cet *International Toga Board* était placé sous la présidence du météorologue brésilien Antonio Moura. Un « *International Project Office* », chargé de coordonner la mise en œuvre pratique des opérations sur le terrain entre les différentes institutions scientifiques des pays participants, fut implanté à Southampton, en Angleterre, sous la direction du Britannique John March. Il faut également mentionner l'action éclairée du Français Pierre Morel, alors directeur du PMRC à l'OMM, qui contribua grandement au succès de ce programme international.

[1] Voir note 8 chapitre 3.

[2] Il y eut deux catégories de groupes de travail : des comités régionaux de coordination des opérations, un par océan ; des groupes de travail techniques par catégorie d'instruments d'observation et un groupe spécial pour la modélisation.

Les objectifs de Toga

Encadré 13

Les objectifs généraux de Toga se déclinent en trois volets :

– Apporter une description des océans tropicaux et de l'atmosphère globale, considérés comme formant un système couplé variable dans le temps, de façon à déterminer dans quelle mesure ce système est prévisible à des échelles de temps de quelques mois à quelques années, et comprendre les mécanismes qui sous-tendent cette prévisibilité.

– Étudier la possibilité de modéliser le système couplé océan-atmosphère dans le but de prévoir ses variations à des échelles de temps de quelques mois à quelques années.

– Fournir les bases scientifiques nécessaires à l'établissement d'un système d'observations et de transmission de ces observations pour réaliser une prévision opérationnelle, dans la mesure où cette possibilité a été démontrée par les modèles couplés océan-atmosphère.

Pour atteindre ces objectifs, le SSG Toga proposait cinq types d'opérations :

(1) Mettre en place un *système d'observations de l'océan et de la basse atmosphère.*

(2) Réaliser une *étude de processus : « Coupled Ocean Atmosphere Response Experiment »* (Coare), essentielle à la compréhension des mécanismes d'échanges énergétiques entre les deux milieux dans la région chaude de l'ouest Pacifique.

(3) Développer des *modèles* d'océan et des modèles couplés océan-atmosphère dans la perspective de prévoir l'évolution du système couplé.

(4) Conduire des *études diagnostiques* du phénomène Enso.

(5) Rattacher Enso aux *phénomènes semblables* affectant les autres régions tropicales, dans l'océan Indien (mousson) et l'océan Atlantique.

La modélisation durant Toga

La modélisation[3] du système couplé océan-atmosphère dans la perspective de prévoir son évolution était au centre des objectifs de Toga. L'ambition de construire des modèles couplés réalistes stimula considérablement la modélisation à la fois de l'océan et de l'atmosphère pris individuellement, ainsi que la compréhension théorique du système couplé. Il faut en effet distinguer les modèles d'océans, les modèles d'atmosphère et les modèles couplés qui associent un modèle d'océan à un modèle d'atmosphère.

Parmi les modèles d'océans qui nous intéressent en priorité ici, on peut considérer, par ordre de complexité croissante, les modèles simples linéaires généralement à deux couches, les modèles intermédiaires qui sont des modèles simples améliorés, et les modèles de circulation générale océanique, qui prennent en compte les équations complètes de la dynamique océanique. L'évolution rapide de la modélisation océanique et les principales personnalités scientifiques qui marquèrent ce domaine de recherche sont présentées dans l'encadré 14. Nous donnons seulement ici un bref aperçu des grandes catégories de modèles océaniques développés avant et pendant Toga.

Des modèles simples linéaires à deux couches

Avant Toga, la modélisation océanique dans les régions tropicales reposait sur des modèles simples linéaires à deux couches, dits *shallow water* en anglais, dont nous avons déjà vu l'usage (chapitre 4) dans la mise en évidence de phénomènes de *remote forcing* à l'équateur. De tels modèles réduisaient l'océan à une couche homogène chaude reposant sur un « socle » sous-jacent froid, ces deux couches étant séparées par la thermocline. L'épaisseur et la température de la couche supérieure homogène étaient les deux seules variables prises en compte par la simulation. Ces modèles s'appliquaient particulièrement bien aux zones tropicales car, comme on l'a vu, dans ces régions on peut schématiser l'océan par deux couches distinctes (fig. 33, 37, chapitre 4). On a vu aussi que ces modèles à deux couches donnèrent des résultats remarquables en rendant compte assez correctement de la propagation des ondes le long de l'équateur.

Des modèles intermédiaires plus sophistiqués

Les modèles intermédiaires sont des modèles élaborés sur des schémas semblables aux précédents, *shallow water,* mais plus complexes,

[3] Un modèle est une représentation simplifiée de la réalité. Ce peut être une maquette ou modèle réduit, un simple schéma, ou encore une formulation mathématique qui peut donner lieu à une résolution analytique d'équations ou, le plus souvent, à une résolution seulement numérique par ordinateur. C'est cette dernière catégorie de modèle qui est la plus utilisée dans les sciences de l'atmosphère et de l'océan, bien qu'il existe encore en hydrodynamique des études faites sur maquettes.

pour être plus réalistes. Ils utilisent différents artifices pour se rapprocher de la « physique » particulière des océans tropicaux mais ils ne prennent pas pour autant en compte les équations complètes de la dynamique océanique. Les modèles *shallow water* simulaient correctement la profondeur de la thermocline, mais ils péchaient surtout par une simulation médiocre de la température de surface. Les artifices introduits dans ces modèles à deux couches pour lier la température de surface à la profondeur de la thermocline n'étaient pas satisfaisants, car des mécanismes importants tels que les transports horizontaux et les flux thermodynamiques (échanges de chaleur et de masse par évaporation/précipitation) à l'interface étaient négligés. La façon naturelle de résoudre ce problème du réalisme de la température de surface était de combiner un concept *shallow water* pour la dynamique à une équation complète de la température. C'est ce que firent Cane et Zebiak dans leur modèle océanique particulier à l'origine de la première prévision d'Enso présentée chapitre 5 (fig. 59).

Le « top » des modèles océaniques : les OGCM

Au sommet de la hiérarchie, après les modèles à deux couches et les modèles intermédiaires, on trouve les modèles de circulation générale océanique (*Ocean General Circulation Models*), plus connus par leurs initiales anglo-saxonnes, OGCM. Ils s'appuient sur les « équations primitives » que sont les équations complètes du mouvement des fluides appelées aussi « équations de Navier-Stokes »[4] par les mathématiciens. À partir des années 1960, la puissance des calculateurs a permis de les résoudre numériquement avec une discrétisation[5], dans l'espace et le temps, de plus en plus fine. Le premier OGCM a été développé par le GFDL[6], son code[7] fut repris et utilisé par de nombreux auteurs (encadré 14).

Succès et échecs de la modélisation durant Toga

Ce développement des simulations numériques au cours du programme Toga montra qu'il était possible d'utiliser des modèles d'océan et d'atmosphère, ainsi que des modèles couplés, pour prévoir l'évolution du couplage entre un océan tropical et la basse atmosphère sous certaines conditions. Mais aucun de ces modèles n'a été capable de simuler correctement plusieurs cycles de l'oscillation Enso, loin s'en faut. Ainsi donc les ambitieux objectifs assignés à Toga n'ont été que partiellement atteints.

Plusieurs raisons expliquent ces insuffisances des modèles. La première, la plus fondamentale, tient à la nature profonde du système physique couplé océan-atmosphère. On a déjà noté (voir chapitre 5 – « Enso est-il prévisible ? ») qu'il n'est pas certain qu'Enso soit prévisible au-delà d'un seul cycle. Il est fort possible que le phénomène soit chaotique et que, quelle que soit la qualité des observations et des modèles, il soit par nature imprévisible. Par ailleurs, la qualité des modèles, qui passe par leur résolution (taille des mailles), mais aussi par la pertinence des paramétrisations employées (voir note 8, chapitre 3), et par la qualité des données de forçage utilisées (notamment le vent), n'était pas encore suffisante.

Mais d'autres manipulations numériques peuvent renforcer le réalisme des simulations et ainsi pallier les insuffisances naturelles des modèles. Ce sont les techniques d'assimilation, déjà mentionnées pour Woce, destinées à recaler les simulations du modèle en les ramenant aux observations disponibles à intervalles réguliers, réduisant ainsi l'écart entre la simulation et la réalité. Des progrès intéressants ont été accomplis dans ce domaine durant la décade Toga, notamment par des Français, et

[4] Les équations de « Navier Stokes », dont l'étude est un des chapitres des mathématiques, sont des équations aux dérivées partielles du second ordre. On ne leur a pas trouvé de solutions analytiques générales, ce qui contraint à les résoudre seulement numériquement.

[5] « Discrétiser » le champ continu d'un paramètre, par exemple le champ de température, c'est le réduire à un nombre fini de mailles élémentaires (généralement un parallélépipède) dans lesquelles le paramètre est représenté par sa moyenne. Les mailles des premiers modèles étaient grandes, plusieurs centaines de kilomètres sur l'horizontale et une dizaine de mètres sur la verticale, car la mémoire des ordinateurs n'était pas encore suffisante.

[6] Le GFDL (*Geophysical Fluid Dynamic Laboratory*), déjà présenté chapitre 2, mérite une mention spéciale dans le chapitre de la modélisation. Ce laboratoire, créé par la NOAA, fut doté dès la fin des années 1950, sous l'impulsion de son directeur Joseph Smagorinski, du premier super-calculateur existant au monde. Les premiers modèles de circulation générale atmosphérique furent élaborés dès le début des années 1960. En 1966, Kurk Bryan développa une version océanique du modèle, reprise par Michael Cox en 1984. George Philander et Ronald Pacanowski furent les premiers utilisateurs de ce modèle adapté aux régions tropicales. Le code du modèle du GFDL fut alors largement utilisé aux États-Unis et à travers le monde et il devint le modèle de référence des OGCM.

[7] Le « code » d'un modèle est le programme informatique de base qui permet de faire exécuter par un ordinateur les opérations prévues par le modèle pour réaliser des simulations dans les conditions souhaitées. Lorsque l'on réalise une simulation, on dit, en « franglais », que l'on fait un « *run* » du modèle.

Les principales étapes de la modélisation durant Toga

Encadré 14

Les premiers modèles linéaires à deux couches

Dans le Pacifique, les pionniers furent les Américains. Parmi eux, Tonny Busalacchi et James O'Brien montrèrent, entre 1979 et 1981, que ces modèles simples pouvaient donner d'excellents résultats pour simuler la profondeur de la thermocline et la topographie de la surface de l'océan, en utilisant des vents réalistes. Dans l'Atlantique, Tonny Busalacchi et Joël Picaut, en 1982, puis Mark Cane et Randall Patton utilisèrent le même type de modèle linéaire à deux couches, en le « forçant » avec des vents moyens saisonniers. Ces modèles étaient capables de simuler correctement les variations saisonnières du niveau de l'océan observées dans le golfe de Guinée.

Mais les résultats les plus significatifs sur la simulation de la profondeur de la thermocline et ses variations saisonnières furent obtenus à l'aide d'un modèle analytique développé par Mark Cane et Edward Sarachik. Ces auteurs montrèrent, en 1981, que la thermocline du bassin tropical Atlantique oscillait saisonnièrement autour d'un point pivot (fig. 42, chapitre 4), ce que les analyses des données historiques avaient montré. Dans le même temps, en France, Pascale Delecluse construisit son propre modèle *shallow water*, utilisé notamment par Sabine Arnault en 1992 pour simuler les variations basses fréquences de la topographie dynamique de la surface de l'océan Atlantique tropical.

Les modèles intermédiaires

Les premières tentatives pour améliorer les *shallow water* en prenant en compte la température furent l'œuvre de David Anderson et de Jay Mac Creary, en 1985. Mais le modèle le plus fameux est celui de Mark Cane et de Stephen Zebiak, en 1987, qui devint un prototype de ce type de modèle. Il fut utilisé par de nombreux auteurs après diverses adaptations. Ce modèle océanique a été couplé avec un modèle atmosphérique simple, dans lequel les vents sont générés par le réchauffement atmosphérique convectif lié aux températures de surface. C'est ce modèle couplé qui a permis les premières prévisions d'Enso (fig. 59, chapitre 5).

Les modèles de circulation générale océaniques - OGCM

Les pionniers de la création des OGCM dans les régions tropicales furent George Philander et Ronald Pacanowski du GFDL. Adaptant le modèle général de Michael Cox, ils créèrent en 1980 le premier modèle de circulation générale océanique tropical et simulèrent la variabilité saisonnière de l'océan Atlantique tropical (fig. 73), puis celle du Pacifique tropical en 1986 et 1987. Utilisant progressivement des vents de plus en plus réalistes, ils simulèrent ainsi de mieux en mieux la variabilité interannuelle des systèmes de circulation des océans tropicaux Pacifique et Atlantique.

Aux États-Unis, d'autres auteurs utilisèrent le code de Michael Cox du GFDL, notamment Albert. Semtner du NCAR, qui réalisa un modèle global d'océan à résolution de plus en plus fine à mesure que la puissance des ordinateurs grandissait. Il arriva ainsi à résoudre les tourbillons à moyenne échelle (10-100 km) et les ondes équatoriales. La version tropicale du modèle du GFDL fut aussi utilisée par de nombreux auteurs (en particulier Anthony Rosatti, David Halpern, Edward Harrison). La très grande sensibilité de l'océan tropical aux forçages du vent, qui était apparue lors des premières simulations, conduisit ces auteurs à multiplier les expériences en utilisant différents champs de vent pour tester leur qualité.

En Angleterre, David Anderson, avec plusieurs co-auteurs, notamment Jay Mac Creary et Dennis Moore, utilisa aussi un code dérivé de celui du GFDL pour des simulations de l'océan Indien.

En Allemagne, les modélisateurs du Max Planck Institut de Hambourg utilisèrent surtout un modèle en coordonnées isopycnales (couches verticales définies par des surfaces d'égale densité), mais Mojib Latif et ses collègues poursuivirent l'utilisation d'un modèle en coordonnées z (couches définies par leur profondeur sur l'axe vertical) issu de celui du GFDL.

Au Japon, plusieurs auteurs utilisèrent le code du GFDL avec des résolutions fines, pour décrire les détails régionaux de la circulation aux abords du grand courant qui longe leurs côtes, le Kuro-Shivo.

Enfin en France, Pascale Delecluse, après un séjour au GFDL auprès de Michael Cox, Kurk Bryan et George Philander, importa la culture et le savoir-faire acquis au GFDL et rassembla une équipe pour développer au Lodyc (Laboratoire d'océanographie dynamique et de climatologie) un OGCM très performant et doté d'améliorations sensibles par rapport à celui du GFDL.

certaines de ces techniques sont passées en mode opérationnel, mais l'assimilation des observations dans les modèles océaniques demeure un domaine de recherche encore en plein développement.

Au total, l'effort porté sur la modélisation durant Toga a au moins montré qu'un OGCM forcé par un champ de vent de bonne qualité donne une réponse simulée de la température de surface de l'océan très satisfaisante. Et, inversement, un modèle de circulation générale de l'atmosphère (AGCM) forcé par de bonnes observations de température de surface donne aussi une réponse atmosphérique très réaliste. Autrement dit, pris individuellement, les modèles océaniques et atmosphériques simulent correctement la réalité, mais lorsqu'ils sont couplés, de petites erreurs à l'interface dans la simulation de la température et du vent s'amplifient sous l'effet d'enchaînements de processus d'actions et de rétroactions *(feed back)* et font rapidement dériver le modèle couplé. Pour améliorer le couplage, réduire ces erreurs et comprendre leur ori-

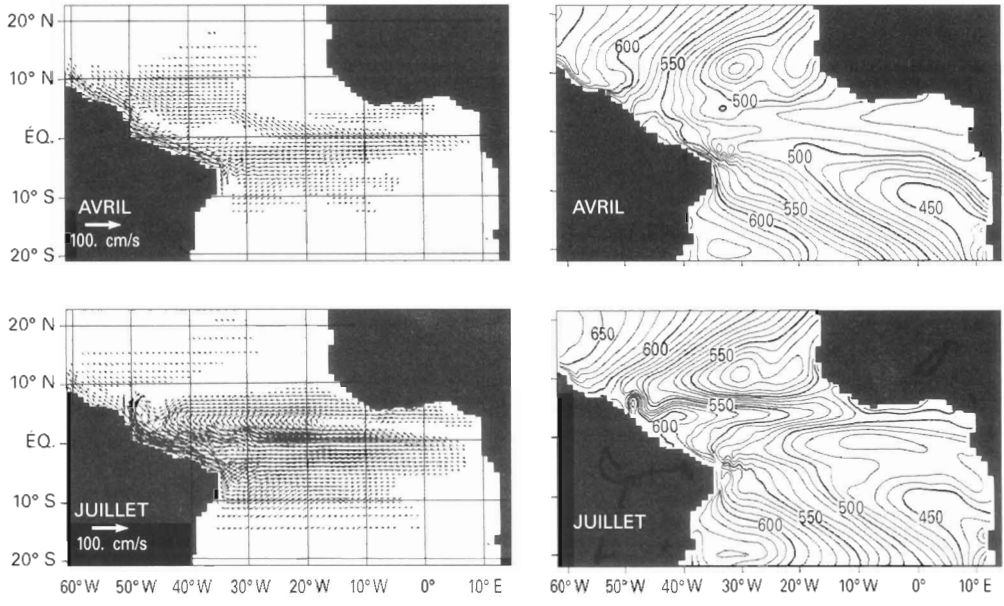


Figure 73
Simulations des courants de surface et du contenu thermique entre 0 et 400 m de profondeur à l'aide du modèle de circulation générale (OGCM) du GFDL, par PHILANDER et PACANOWSKI (1986 b). Ce fut la première utilisation d'un OGCM pour simuler un océan tropical.

gine, il était indispensable de les confronter à la réalité observée, et donc de disposer d'un système d'observations qui permette d'offrir une vision correcte à la fois des paramètres de l'interface (température de surface et vent principalement), et des conditions océaniques de sub-surface (courants, champs de température jusqu'à la base de la thermocline,...). C'est ce que devaient apporter les réseaux d'observations Toga, décrits ci-dessous.

Le système d'observations Toga

Le système d'observations Toga s'est progressivement mis en place. Beaucoup d'éléments de ce système lui préexistaient et ont une histoire propre liée à des programmes antérieurs qui initièrent des réseaux d'observations mais aussi des études diagnostiques et des modèles. Ces programmes initiaux constituent les fondations de Toga. À leur tour, les systèmes d'observations mis en place durant Toga deviendront les fondations de l'observation opérationnelle *in situ* actuelle mise en place en parallèle avec l'observation spatiale. L'histoire de ces développements instrumentaux, de leurs usages, des efforts des scientifiques qui les conçurent, est intimement liée aux avancées scientifiques de cette période et motive le déploiement actuel des moyens de l'océanographie opérationnelle. Ainsi, les péripéties de la mise en place de ces dispositifs d'observations durant Toga sont un tournant dans l'observation de l'océan et représentent une page de son étude et de son histoire.

Le système d'observations Toga comportait six éléments essentiels (fig. 74) : (1) un réseau de bouées ancrées le long de l'équateur, « *Tropical Atmosphere Ocean (TAO) array* », associé à des campagnes océanographiques de maintenance (campagnes Surtropac) ; (2) des bouées dérivantes de surface ; (3) un réseau de marégraphes ; (4) un réseau de navires de commerce sélectionnés pour pratiquer des observations météorologiques de surface et des profils thermiques de subsurface de l'océan (XBT) ; (5) des observations météorologiques en altitude à l'aide de radio-sondages atmosphériques et de radars profileurs de vent installés sur des îles ; (6) des observations de la température de surface, du vent, de la hauteur dynamique de l'océan, à partir d'instruments embarqués sur différents satellites.

Le réseau de bouées ancrées, « *TAO array* »

Ce réseau a une longue histoire qui débute dans les années 1970 lorsque des mouillages

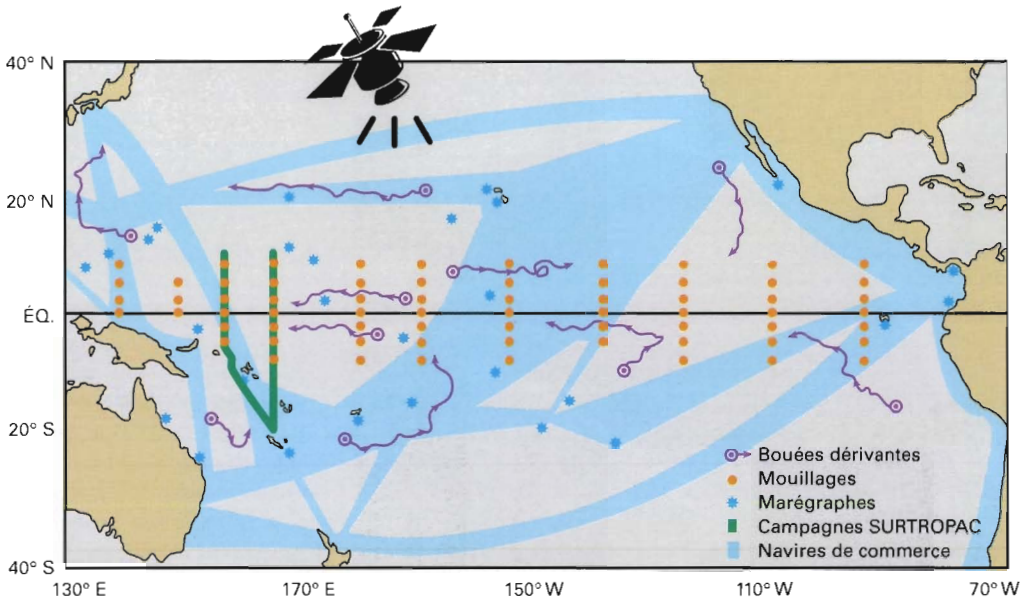


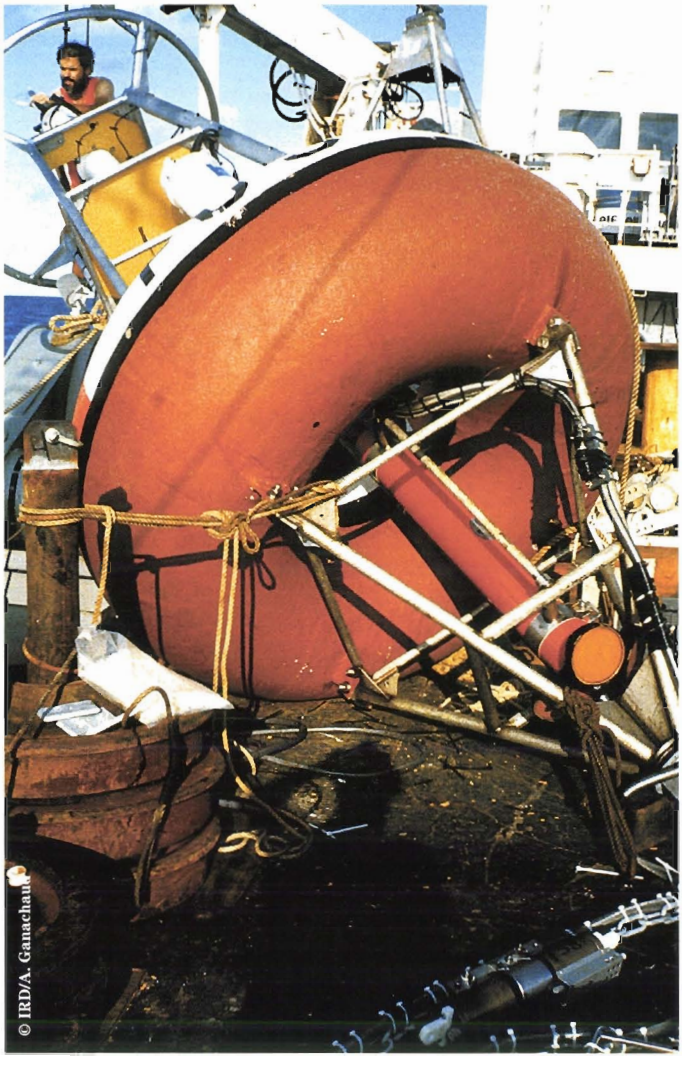
Figure 74
Les réseaux d'observations océaniques Toga dans le Pacifique. Document PEML.

courantométriques superficiels furent construits et déployés au voisinage de l'équateur par David Halpern dans le cadre des programmes Epocs (*Equatorial Pacific Ocean Climate Studies*) et Norpax (*North Pacific Experiment*). La technique des mouillages de surface était difficile à maîtriser, mais après sa mise au point, elle fut utilisée par d'autres programmes sur d'autres océans, notamment sur l'océan Atlantique dans le cadre des programmes Sequal et Focal. Il fallut cependant l'échec de l'observation d'un des plus puissants El Niño du siècle[8], celui de 1982-1983, pour convaincre la NOAA de couvrir la zone équatoriale pacifique d'instruments de mesures *in situ* capables de détecter en temps réel les changements de vent et de température de ces immenses régions océaniques, que n'empruntaient pas les navires du commerce. Il fut donc décidé de confier à Stan Hayes, du « *Pacific Marine Environmental Laboratory* » (PEML) de Hawaï, la tâche de concevoir sur le modèle des mouillages de Halpern des bouées ancrées susceptibles d'observer à la fois les conditions de surface (vent, température de l'océan, pression atmosphérique) et la structure thermique de sub-surface. Pour cela, il fallait équiper les bouées de lignes pourvues de thermistances[9] jusqu'à des profondeurs dépassant celle de la thermocline (environ 500 m). Il fallait aussi, et surtout, que ces bouées soient équipées de systèmes télémétriques capables de transmettre en temps réel leurs observations par des satellites.

Ce furent les fameuses bouées Atlas (*Autonomous Temperature Line Acquisition System*), d'un coût raisonnable, qui furent déployées progressivement jusqu'à couvrir la totalité du Pacifique équatorial (70 bouées ATLAS ont été déployées entre 10° N et 10° S pendant Toga). Au-delà de l'investissement pour leur mise au point et leur fabrication, la maintenance des bouées, qui nécessite un navire pour relever et entretenir les mouillages tous les six mois, représentait la partie la plus importante du coût total du système d'observations. Cette maintenance mobilisait à temps complet un bateau de bonne taille pourvu des moyens de levage adéquats. C'est pourquoi

[8] Cet échec dans l'observation du phénomène El Niño de 1982-1983 mérite explication. Il est imputable aux observations par satellite, en lesquelles on avait toute confiance jusque-là pour la mesure de la température de surface de l'océan. Les radiomètres n'indiquaient pas que la température de l'océan dans le Pacifique central s'élevait. Au contraire, ils indiquaient plutôt un refroidissement par rapport à la moyenne. Il fallut plusieurs mois d'interrogations et d'expectative avant que l'on comprenne que les radiomètres des satellites avaient bien fonctionné mais qu'ils avaient été perturbés par un énorme nuage de poussières, de gaz, et d'aérosols émis par l'explosion du volcan El Chichon au Mexique en mars 1982. C'est seulement en octobre 1982 qu'un navire océanographique, *le Conrad*, dépêché sur les lieux, confirma par des mesures *in situ* qu'un biais de plusieurs degrés centigrades s'était introduit dans les algorithmes de traitement du signal radiométrique qui ne prenait pas en compte ces perturbations de l'atmosphère.

[9] Une thermistance est un capteur mesurant électroniquement la température, basé sur la propriété de certains alliages de présenter une résistance électrique très sensible à la température.



Bouée équatoriale avec courantomètre à effet doppler sous la bouée dans le cadre du programme Toga (campagne Surtropac 15).

les Japonais et les Français de Nouvelle-Calédonie furent associés au projet, avec mission de se charger de la maintenance des bouées du Pacifique occidental (à partir du méridien 170° E jusqu'au méridien 140° E au nord de la Nouvelle-Guinée), avec leurs propres navires.

La technique de mouillage et les capteurs placés sur ces bouées ont évolué au cours de la décennie Toga. Certaines bouées furent équipées de courantomètres pour mesurer directement et avec précision la vitesse du courant, notamment au niveau du sous-courant équatorial. Il est en effet essentiel d'observer l'évolution du sous-courant, en vitesse et en profondeur, car il est impliqué dans la genèse et le développement d'Enso. Plus tard, des bouées Atlas semblables ont été installées dans l'océan Atlantique tropical dans le cadre d'un autre programme international rassemblant les États-Unis, la France et le Brésil, appelé Pirata.

Ce réseau de bouées ancrées permit d'observer en continu et en temps réel l'évolution de la structure thermique de l'océan Pacifique le long de l'équateur (entre 10 °N et 10 °S) (fig. 75). C'était le premier réseau d'observations océanographiques expérimental à caractère opérationnel. Après Toga (31 décembre 1995), le réseau a été maintenu sous la forme d'un observatoire opérationnel permanent de l'océan Pacifique, toujours sous la responsabilité de la NOAA.

Les bouées dérivantes de surface

À partir des années 1970, des systèmes de positionnement par satellite tel Argos (développé conjointement par la Nasa et le Cnes – chapitre 7) ont permis de localiser, pour un coût raisonnable, des objets divers à la surface de la Terre, et notamment des objets dérivants à la surface des océans. Une génération de bouées dérivantes de surface fut donc créée pour des usages et des programmes de recherche divers en océanographie et en météorologie. Les unes furent conçues spécialement pour la météorologie, d'autres pour tracer la circulation océanique. Dans le cadre de Toga, il devint rapidement évident que des mesures précises de la température de surface de l'océan, du vent et de la pression atmosphérique étaient indispensables et nécessitaient l'usage des bouées dérivantes. L'expérience FGGE en 1979 avait déjà donné une idée de l'usage qui pouvait être fait de ces bouées de surface, mais les bouées FGGE, trop lourdes et trop coûteuses, ne pouvaient être utilisées en l'état. Il fut donc décidé de concevoir des bouées dérivantes spécialement adaptées aux objectifs de Toga. Il était nécessaire non seulement d'observer les paramètres de l'interface, mais aussi la dérive même de ces bouées cen-

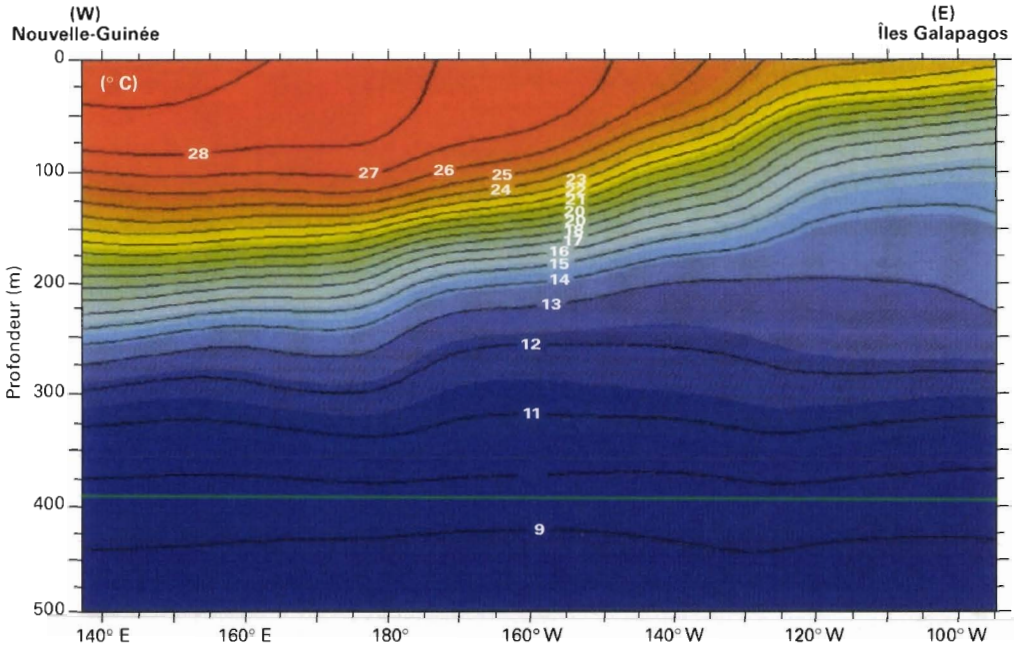


Figure 75
Section équatoriale moyenne de la température le long de l'équateur, pour le mois de juin, obtenue avec le réseau de bouées ancrées (TAO) entre le Pacifique occidental (nord de la Nouvelle-Guinée) et le Pacifique oriental (îles Galapagos). La pente est-ouest de la thermocline ainsi que le réservoir d'eaux chaudes (*warm pool*) du Pacifique ouest sont clairement marqués et leurs évolutions peuvent être suivies en temps réel. Document NOAA.

sées tracer le courant océanique. Avant Toga, les bouées dérivantes soumises au vent ne permettaient pas de distinguer, dans leur dérive, la composante due au vent de la composante représentant le courant. La communauté scientifique doit beaucoup à Pearn Niiler de la Scripps, qui, en physicien expérimental rigoureux, s'attacha à étudier la capacité des bouées dérivantes à mesurer le courant océanique. Il conçut des bouées droguées (c'est-à-dire munies d'une ancre flottante, ou drogue) immergées dans la couche homogène superficielle de l'océan et soumises au courant. Il testa ces prototypes de bouées par de nombreuses expériences pour déterminer l'ancre flottante idéale et connaître la précision de la mesure du courant déduite de la dérive de la bouée. À la fin de Toga, 700 bouées dérivantes avaient été déployées, par des navires de recherche, des navires commerciaux et même des avions, pour tracer la circulation océanique de surface de l'océan Pacifique équatorial.

L'analyse des trajectoires de ces bouées a permis de décrire la circulation superficielle océanique en temps réel avec une précision et une résolution jamais atteintes auparavant. Le réseau de bouées dérivantes Toga fut aussi un banc d'essai sans égal pour la mise en place ultérieure des systèmes d'observations opérationnels qui utilisent maintenant (depuis 2002, cf. fig. 76) des engins autonomes dérivant en surface ou au sein de la masse liquide.

Le réseau de marégraphes

Le réseau de marégraphes a aussi une longue histoire. Un marégraphe, comme son nom l'indique, est avant tout destiné à mesurer la marée. Mais il peut aussi enregistrer les variations du niveau moyen de la surface de l'océan, c'est-à-dire son altitude absolue lorsque l'on a soustrait les marées et les perturbations d'origine météorologique. C'est cette topographie de la surface de l'océan qui reflète ses mouvements à grande échelle. Toga a hérité du réseau de marégraphes déployé dans le Pacifique durant le programme Norpax. Klaus Wyrtki en est le père, et c'est grâce aux observations des variations de niveau de la surface de l'océan tropical Pacifique à l'aide du réseau de marégraphes qu'il avait installés qu'il a pu diagnostiquer les caractéristiques essentielles d'El Niño. Avec ces marégraphes, il observa notamment la propagation des eaux chaudes le long de

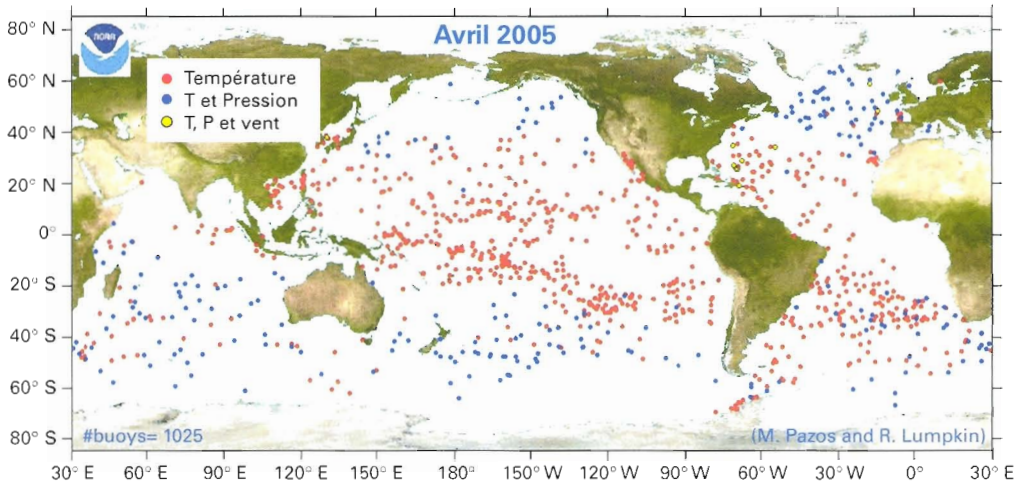


Figure 76

Les bouées dérivantes de surface dans l'océan mondial (en service le 25 avril 2005 à titre d'exemple). Chacune de ces bouées peut être interrogée en temps réel sur le WEB pour recueillir les mesures de température et, pour certaines, de pression atmosphérique et de vent. C'est un réseau d'observation de l'océan pleinement opérationnel mis en place par la NOAA et issu du programme Toga. Document NOAA.

l'équateur, depuis le Pacifique ouest jusqu'à leur déferlement à l'est le long des côtes d'Amérique du Sud. Ces eaux chaudes créent une élévation du niveau de l'océan de quelques dizaines de centimètres, dont on peut ainsi suivre la progression d'îles en îles. Toga n'a fait qu'étendre ce réseau et moderniser la technologie des marégraphes, lesquels ont été équipés de télé-transmetteurs automatiques par satellite, pour que les observations puissent être traitées en temps réel par le « *Sea Level Center* » de l'université d'Hawaï responsable du réseau, de sa maintenance, du traitement des données et de leur dissémination. Des tentatives pour étendre le réseau de marégraphes aux océans Atlantique et Indien ont eu un succès mitigé. Dans l'Atlantique, le programme Focal a déployé, à partir de 1982, un réseau de marégraphes, qui fut maintenu seulement quelques années durant la période Toga. On verra plus loin que les satellites altimétriques ont pris le relais des marégraphes pour observer l'évolution du niveau de l'océan dans les phénomènes dynamiques tels qu'Enso, ainsi que l'élévation du niveau moyen de l'océan sous l'effet du réchauffement global du climat constaté actuellement.

Les réseaux d'observations des navires de commerce (*Volunteer Observing Ships* – VOS)

Si l'on met à part Matthew Fontaine Maury, qui, dès les années 1850, rationalisa les observations de surface pratiquées par des navires (chapitre 1), l'utilisation des navires de commerce pour réaliser des observations véritablement océanographiques est une idée relativement récente à laquelle un pionnier français, Georges Berrit, a contribué dans les années 1950. Il a systématisé la prise d'échantillons d'eau de mer par les navires de commerce pour analyser à terre leur salinité, ce qui lui a permis, avec la température mesurée à bord, de décrire « les saisons marines » et l'« hydroclimat » du golfe de Guinée. Ce mode d'observation a été repris et appliqué à l'océan Pacifique à la fin des années 1960 par des chercheurs de la NOAA et un autre Français, Jean René Donguy, océanographe affecté en Nouvelle-Calédonie. Il était alors demandé aux marins des navires de commerce de bien vouloir pratiquer des sondages thermiques de l'océan en profondeur, en jetant par dessus bord à intervalles réguliers des sondes thermiques non récupérables (XBT pour *Expendable Bathy Thermograph*). Ces enregistrements de température ont été d'une grande utilité pour observer l'évolution de la structure thermique des couches supérieures de l'océan (jusqu'à 600 mètres de profondeur environ), à un coût très réduit. Pendant Toga, ce type d'observations a été renforcé, par la multiplication des lignes de navigation équipées de cette technologie (fig. 77), et par la mise au point d'un procédé de télétransmission par satellite, de façon à disposer de ces observations en temps réel. Par la suite, de

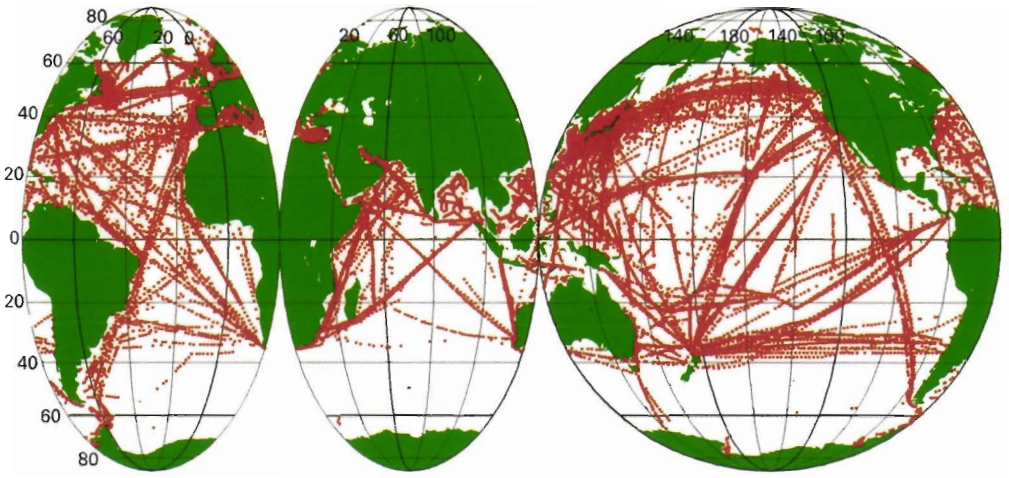


Figure 77
Les lignes de navigation des navires de commerce équipées d'instruments permettant de pratiquer des sondages thermiques et des prélèvements d'eau sur l'océan mondial.

nouvelles sondes (XCTD) permirent d'obtenir également des profils de salinité. Associés aux mesures de salinité de surface obtenues par les prélèvements d'eau, ces profils de salinité ont permis de déterminer l'implication de ce paramètre, jusqu'ici mal connu, dans la dynamique équatoriale.

Les observations des navires de commerce sont aussi utilisées par les météorologues, qui collectent régulièrement, sur tous les océans du monde, des mesures de la pression atmosphérique, du vent, de l'état de la mer, de l'humidité, et des températures de la mer et de l'air. Ces observations sont un élément essentiel du réseau mondial d'observation météorologique (*World Weather Watch* – WWW), mis au point par l'OMM, et qui transmet maintenant ces informations en temps réel pour la prévision météorologique.

Ces observations par les navires de commerce ont joué un rôle décisif dans la détection des événements Enso, avant la mise en place des dispositifs de bouées ancrées (bouées Atlas) ou dérivantes. Elles ont permis notamment l'observation des champs de vent nécessaires au forçage des modèles. La précision et la résolution de ces champs de vent sont en effet des éléments déterminants de la qualité des simulations des modèles. Les observations de la température de surface de l'océan ont également été longtemps irremplaçables pour détecter les épisodes chauds ou froids d'Enso.

Le réseau d'observations météorologiques Toga

Les objectifs de Toga impliquaient également une meilleure connaissance de la structure tridimensionnelle des perturbations de l'atmosphère le long de l'équateur. Outre les observations de surface réalisées par les navires de commerce, les observations en altitude du vent, de la température, de la pression et du taux d'humidité par des radio-sondages ont été sérieusement développées durant Toga, en équipant certaines îles isolées. Les données issues de ces radio-sondages transitant par le système de télétransmission GTS (*Global Transit System*), ont été prises en charge par le WWW et, comme pour les observations de surface, elles ont été utilisées dans le cadre de la prévision météorologique courante, avant d'être incorporées dans les jeux de données mis à la disposition des scientifiques.

Il faut également noter qu'au cours de Toga fut testé un nouvel instrument : le *wind profiler*, développé par la NOAA, qui permit d'obtenir non seulement les composantes horizontales du vent, mais aussi sa composante verticale. Un de ces instruments a été installé sur l'île Christmas, idéalement située en longitude, au centre du Pacifique, pour suivre l'évolution d'un épisode Enso.

Les observations spatiales durant Toga

Le chapitre 7 sera consacré à la révolution induite par l'observation spatiale, qui a affecté toute l'océanographie à partir des années 1970 ; sont indiqués brièvement ici les paramètres qui ont pu bénéficier de l'apport des observations satellitaires durant Toga.

Les champs de température de surface ont bénéficié des observations radiométriques

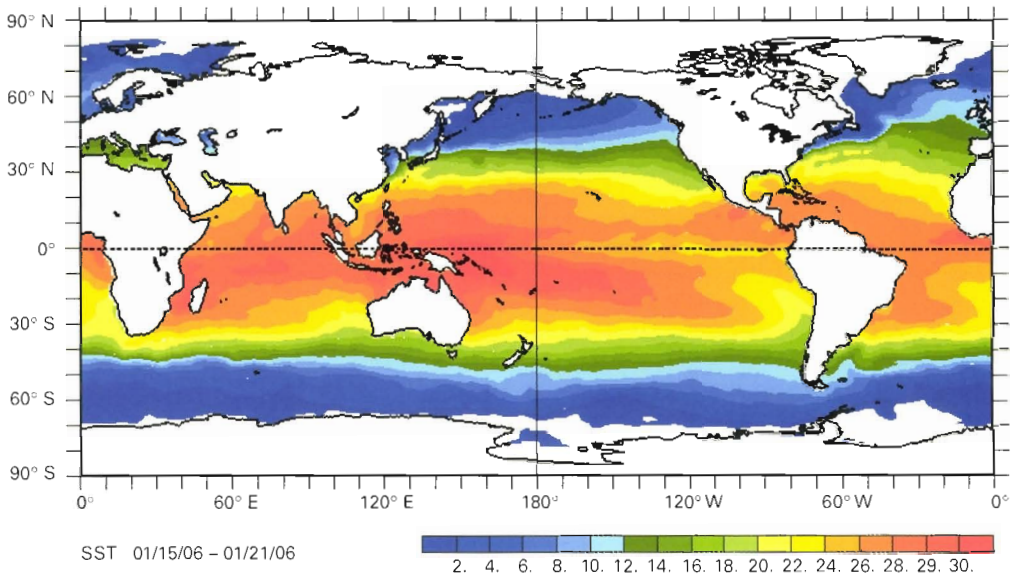


Figure 78
Un autre exemple de produit mixte opérationnel issu de Toga : la température de surface de l'océan (pour le mois d'avril 2005) obtenue à partir d'observations spatiales et d'observations *in situ* utilisant les navires de commerce et les bouées, ancrées et dérivantes. Document du bureau météorologique australien pour le compte de « *Integrated Global Ocean Service System* - IGOSS » dépendant de l'OMM et la COI.

dans l'infrarouge des satellites d'orbites polaires de la NOAA ; on a pu ainsi réaliser des produits mixtes (*Blended products*) en associant ces observations satellitaires aux observations *in situ* issues des navires et des bouées (fig. 78).

Les champs de vent bénéficièrent des observations du satellite européen ERS-1 lancé en 1991 et de Topex-Poseidon à partir de 1992. ERS-1 était muni d'un scatéromètre[10], qui suppléa en partie la mission avortée du satellite américain NSCAT qui devait être dédiée à l'observation du champ de vent. Un autre satellite équipé d'un *Special Sensor Microware Imager* – (SSMI) fut également utilisé dans la première partie de Toga pour obtenir des champs de vent.

La topographie de la surface de l'océan fut le domaine d'application le plus fécond et le plus imprévu de l'utilisation des technologies spatiales durant Toga. Le projet NROSS, muni d'un altimètre et dédié au départ à Toga n'ayant pas vu le jour à cause de son coût trop élevé, la Nasa dut batailler ferme pour faire avancer un projet de substitution. Ce fut Topex, dédié à l'observation de la topographie de la surface de l'océan mondial. Topex n'était pas censé appuyer Toga, mais seulement Woce, car il était difficile d'espérer obtenir des mesures précises des courants au voisinage de l'équateur[11]. Le projet américain Topex fut associé à un projet similaire français, Poseidon. Ils seront présentés en détail chapitre 7.

Les observations altimétriques par satellite permirent de suivre la propagation des ondes piégées à l'équateur et de déterminer avec précision leur longueur et leur vitesse. Ces observations spatiales constituent la plus complète vérification *a posteriori* de la théorie des ondes équatoriales (voir chapitre 4) formulée antérieurement par les théoriciens et que les observations *in situ*, par les mouillages et les réseaux de marégraphes, n'avaient fait qu'approcher.

[10] Un scatéromètre est un instrument radar qui permet d'estimer la vitesse du vent à partir de l'observation de l'écume produite par le vent, les vagues et des ondulations millimétriques de la surface de l'océan. Les marins savent depuis toujours que plus la mer est blanche et écumeuse, plus le vent est fort !

[11] Dans les régions équatoriales, la précision de la mesure de la hauteur dynamique de l'océan requise pour le calcul du courant géostrophique est élevée, car un faible écart de celle-ci peut entacher le calcul du courant ; ce dernier dépend en effet de l'inverse de f , paramètre de Coriolis, qui devient très grand lorsque l'on approche de l'équateur. Néanmoins des validations rigoureuses des observations spatiales avec des observations *in situ*, associées à de nouvelles approches du calcul des courants près de l'équateur, proposées par le Français Joël Picaut, ont permis de ramener l'erreur sur les courants calculés à partir des observations de la topographie dynamique au niveau de l'erreur des courants observés *in situ*.

Une étude de processus durant Toga. Le projet Coare

Le couplage intense entre l'océan et l'atmosphère a donné lieu à une étude de processus durant Toga, Coare (*Coupled Ocean Atmosphere Response Experiment*). Le Pacifique équatorial occidental peut être considéré comme la « bouilloire » de l'océan mondial. On a vu (chapitre 5, fig. 51 et 55) qu'on y relève les températures océaniques les plus élevées du monde (jusqu'à 31 °C) sur une épaisseur de plusieurs centaines de mètres. C'est aussi la région où les précipitations sont les plus intenses et où l'évaporation occasionne une déperdition de chaleur latente sans équivalent. Les vents y sont généralement faibles, seulement perturbés par des poussées de vent d'ouest (portant à l'est) périodiques à une fréquence de 30 à 40 jours, appelées ondes atmosphériques de Maden et Julian, déjà mentionnées chapitre 5. Ces ondes peuvent être à l'origine d'un épisode Enso.

C'est aussi la région de la planète où l'activité convective de l'atmosphère est la plus intense, générant, on l'a vu chapitre 5, des ascendances et des formations nuageuses à grand développement vertical jusqu'à la limite de la tropopause. Les premiers modèles couplés, tel celui de Cane et Zebiak, ne prenaient pas en compte la variabilité intra-saisonnière de cette région et traitaient l'atmosphère comme un milieu passif répondant aux températures de surface océaniques moyennes. De tels modèles lissaient donc ces événements de plus haute fréquence, ce qui avait des conséquences néfastes sur le réalisme des simulations. Il était nécessaire de prendre en compte l'énergie contenue dans ces variations de période 30-40 jours – et plus courtes encore – et de les intégrer dans l'évaluation des échanges à l'interface. Pour cela, il fallait développer un programme d'observations spécifiques à la fois dans l'océan, dans l'atmosphère et à leur interface, afin de mieux comprendre les processus à l'origine de cette variabilité, ainsi que ses conséquences. Ce fut le projet Coare, inclus dans Toga, qui s'étendit sur quatre mois de novembre 1992 à février 1993.

Les objectifs de Coare

Les objectifs de Coare visaient à observer et à comprendre :

(1) les principaux processus responsables du couplage océan-atmosphère dans la *warm pool* du Pacifique ouest ;

(2) les principaux processus atmosphériques responsables de la convection dans cette région ;

(3) la réponse océanique aux forçages issus de l'échange thermodynamique et du vent ;

(4) les interactions multi-échelles susceptibles de transmettre aux autres régions du globe les impacts des processus générés dans le Pacifique ouest et vice versa.

Le système d'observations mis en place pour Coare rappelle celui de Gate, près de vingt ans plus tôt, dans l'Atlantique tropical (chapitre 4). Plusieurs échelles de phénomènes étaient appréhendées par des réseaux d'observations emboîtés de résolution croissante (fig. 79).

La grande échelle couvrait la zone ouest du Pacifique de l'Australie à l'Asie du Sud-Est (entre 30° S et 30° N) jusqu'au milieu du Pacifique (160° W). Les observations à cette échelle se résumèrent à un renforcement des réseaux météorologiques classiques et à l'accroissement du nombre des stations de radio-sondages et de leur fréquence d'observation dans le cadre de la WWW. Aux échelles régionales et locales, onze navires océanographiques réalisèrent des mesures hydrologiques classiques (profils de température et de salinité), sept avions furent chargés de réaliser des mesures radar dans les zones de convection profonde ainsi que des mesures thermodynamiques et de microphysique des nuages. Le réseau de bouées ancrées Atlas fut aussi renforcé et des courantomètres furent ajoutés. Enfin, des observations spatiales furent mises à profit pour décrire plus en détail les zones de convection et leurs mouvements. Au total, une dizaine de pays participèrent, dont les principaux sont les États-Unis, l'Australie, la France, le Japon et la Corée du Sud.

Les résultats de Coare

La moisson de résultats scientifiques de Coare fut fructueuse. Durant les quatre mois de l'expérience, trois événements Maden-Julian, susceptibles de déclencher un El Niño, furent détectés. Ils occasionnèrent une renverse des vents d'est, offrant ainsi autant de « cas » indépendants pour étudier les caractères permanents et variables de ces événements. Les trois domaines, l'atmosphère, l'océan et l'interface air-mer, bénéficièrent du déploiement sans précédent des moyens d'observation parsemant la région. À grande échelle et dans l'atmosphère, des bilans de chaleur et d'humidité furent établis, réduisant les marges d'incertitude antérieures. Dans l'océan, l'évolution à courte période (quelques jours) de la température de surface et de la profondeur de la thermocline, sous l'effet des sautes de vent, fut analysée. Aux échelles plus fines, les flux de

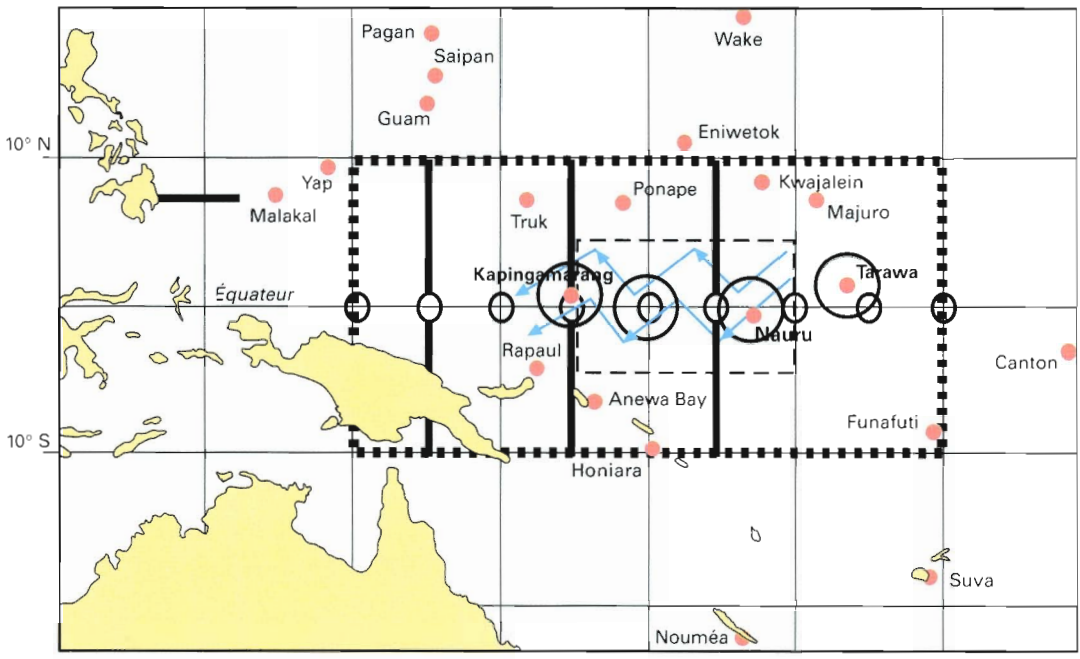


Figure 79
Plan des opérations Toga-Coare. Les points noirs représentent des stations météorologiques équipées de radio-sondages. Les cercles sont des bouées Atlas mesurant la structure thermique de l'océan à l'équateur. Les traits noirs et les flèches indiquent le parcours des navires océanographiques. Les trois échelles spatiales d'observation sont également indiquées. Source OMM.

chaleur, d'eau douce, de quantité de mouvement, et de masse (précipitations, évaporation) à l'interface furent précisés. À cette occasion, les relations empiriques (*bulk formulae* – voir chapitre 5, encadré 11), universellement utilisées pour calculer le bilan net de l'échange d'énergie à l'interface, furent révisées. Dans cette région du monde, où l'échange énergétique est le plus intense, des modèles avaient suggéré que les formules antérieures, établies pour les moyennes latitudes, sous-estimaient certains termes du bilan, ce qui fut confirmé ; les formules furent donc modifiées en conséquence pour cette région. La localisation et l'évolution des zones de convection atmosphérique purent également être observées et leur dynamique fut mieux comprise.

Toutes ces avancées expérimentales obtenues durant Coare permirent d'affiner les paramétrisations et la discrétisation spatio-temporelle des modèles, qui jusque-là ne considéraient que des situations moyennes idéalisées. Les modèles purent prendre en compte une estimation plus correcte des échanges à l'interface, et surtout de leur variabilité intra-saisonnière, correspondant aux événements de Maden-Julian de période 30-40 jours.

Les avancées et les leçons de Toga

Toga peut être considéré comme le premier grand programme international pour lequel océanographes et atmosphériciens ont interagi en équipe, sans distinction d'origine et de culture scientifique. C'est aussi le programme le plus étendu dans le temps (dix années), et le premier qui préfigure l'océanographie opérationnelle de demain pour la prévision du climat, parallèle de la météorologie opérationnelle pour la prévision quotidienne du temps. C'est cette perspective de prévision opérationnelle du climat qui conduisit Toga à donner autant d'importance au développement de la modélisation. Mais, pour avoir des modèles réalistes, avec une bonne capacité de prévision, il faut disposer d'observations nombreuses et de qualité, à la fois dans chacun des deux milieux et à leur interface. C'est pourquoi un effort coûteux et sans précédent a été consacré aux systèmes d'observations mis en place. Ces systèmes d'observations, encore expérimentaux durant Toga, ont pris un caractère opérationnel après la fin du programme.

Au total, Toga a fait progresser la connaissance des mécanismes à l'origine de l'oscillation météo-

Aperçu sur l'évolution des théories d'Enso durant Toga

Encadré 15

En amont des applications pour la prévision souhaitées par la société civile, la connaissance des mécanismes générateurs d'Enso a fait d'énormes progrès. Le premier scénario de Wyrtki, en 1975, (chapitre 5) suggérait que la tension des alizés poussait et maintenait sur le bord ouest du Pacifique équatorial un bourrelet d'eaux chaudes (fig. 53, chapitre 5). Mais ces vents pouvaient faiblir soudainement et ne plus équilibrer cette surcharge d'eaux chaudes, lesquelles déferlaient le long de l'équateur sous l'effet d'une onde ou d'un transport.

En 1985, le même Wyrtki, pour expliquer que certains El Niño pouvaient avorter malgré un préconditionnement favorable, suggéra un autre mécanisme. Il stipula qu'après une accumulation d'eaux chaudes à l'ouest, une évacuation de ce trop-plein chaud était inévitable et se faisait soit vers l'est, sous la forme d'un El Niño classique, soit par l'ouest vers les plus hautes latitudes, par les grands courants de bord ouest tels que le Kuro-Schivo dans le Pacifique et le Gulf Stream dans l'Atlantique. C'est sur ce scénario que Cane et Zebiak (1987) interprétèrent les oscillations générées par leur modèle couplé.

Mais certains El Niño échappaient toujours à ces schémas, qui par ailleurs n'expliquaient pas l'enchaînement de plusieurs cycles Enso ni le passage de la phase chaude (El Niño) à la phase froide (La Niña) et inversement. Dans les premières années de Toga, plusieurs théories tentèrent d'expliquer le cycle complet de l'oscillation et le passage d'un événement à l'autre sur plusieurs cycles. Mac Creary fut le premier, en 1983, à tenter d'expliquer la terminaison d'un épisode El Niño, en invoquant un système d'ondes qui se réfléchissaient sur les bords ouest et est du bassin équatorial. L'onde équatoriale initiale de Kelvin, vers l'est, se réfléchissait par une onde de Rossby planétaire plus lente qui se propageait, en 2-3 ans, en direction de l'ouest à des latitudes plus élevées, voisines de 20°. Ces ondes de Rossby se réfléchissaient à leur tour sur le bord ouest du bassin Pacifique et généraient de nouveau une onde de Kelvin équatoriale, réinitialisant ainsi un nouveau cycle Enso. Le cycle complet s'étendait sur une période de 3-4 ans, ce qui était compatible avec les observations.

D'autres auteurs invoquèrent un retour par des ondes de Rossby plus proches de l'équateur et une action locale du vent. Le jeu complexe des ondes de Kelvin et de Rossby à l'équateur même fut aussi invoqué par plusieurs auteurs, dont Battisti en 1988, pour proposer un scénario qui eut un certain succès : la théorie de l'« oscillateur retardé ». La validité de ce dernier scénario reposait en partie sur la faculté de la frontière ouest de réfléchir des ondes. Cette frontière, bien que « poreuse » à cause des nombreux détroits qui émaillent le voisinage de l'Indonésie entre les océans Pacifique et Indien, pouvait réfléchir ces ondes comme le montrèrent Du Penhoat et Cane en 1991. Mais d'autres auteurs encore, Boulanger et Menkes, en 1995, utilisant des jeux d'observations *in situ* et satellitaires, contestèrent ces mécanismes de réflexions d'ondes sur le bord ouest et montrèrent que certains événements chauds (El Niño) ne relevaient pas de ces schémas. Picaut et Delcroix, en 1995, révisèrent la théorie de l'oscillateur retardé en donnant plus de poids au transport océanique par le système des courants et des contre-courants.

Les théories actuelles sur Enso tentent de prendre en compte la variabilité même des épisodes El Niño-La Niña. Ces événements semblent avoir significativement augmenté en fréquence et en intensité depuis une cinquantaine d'années[12]. Les oscillations décennales et multidécennales qui affectent aussi le Pacifique tropical et se superposent à Enso compliquent l'analyse et la compréhension de ce seul signal. Celui-ci doit être placé dans une perspective historique plus étendue dans le temps et son analyse devra probablement impliquer la prise en compte de l'évolution de l'ensemble de la circulation océanique, et pas seulement de la circulation tropicale, dans une perspective globale de changement à long terme du climat.

océanique Enso (encadré 15), mais le sujet est loin d'être clos, et on peut donner raison aux « sceptiques » mentionnés chapitre 4 : la physique des interactions océan-atmosphère aux basses latitudes, comme aux plus hautes d'ailleurs, est loin d'être simple !

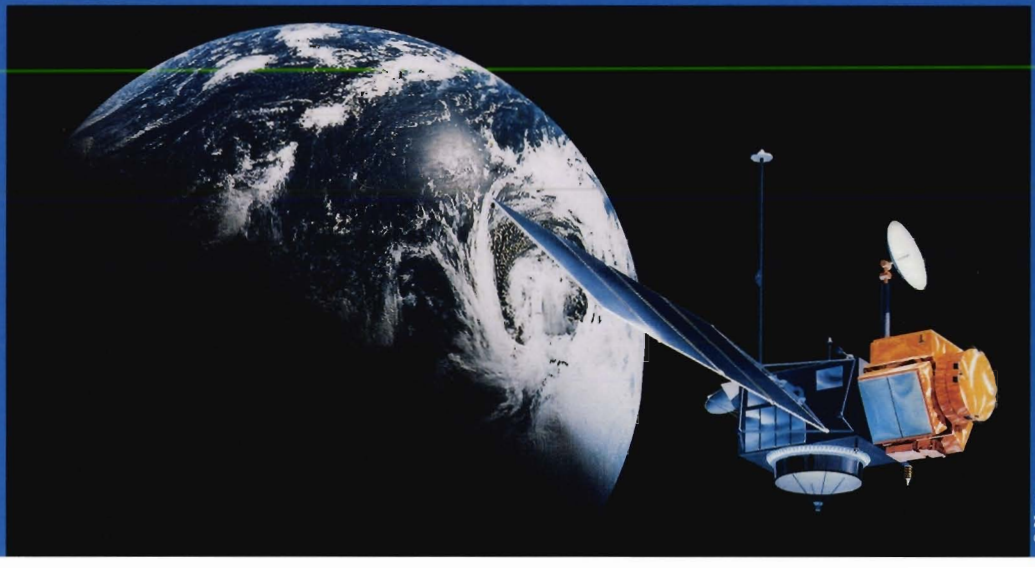
D'autres signaux climatiques, découverts plus récemment, ajoutent encore à la complexité du sujet. Une oscillation décennale, mise en évidence ces dernières années (voir chapitre 5), est présente dans les trois océans et affecte toutes les latitudes. Il en est de même pour la tendance séculaire au réchauffement du climat actuel, très probablement d'origine anthropique (voir chapitre 8). Tous ces signaux climatiques interfèrent avec Enso et rendent encore plus difficiles l'interprétation des observations et son identification.

Néanmoins, on a vu qu'une panoplie d'une dizaine de modèles permet de prévoir assez précisément l'évolution d'Enso à l'échelle de quelques mois. Ils sont utilisés en routine, interprétés et diffusés par l'IRI, créé en 1995 par le « *Toga Board* ».

12 À moins que ce ne soit une illusion, liée aux nouveaux moyens d'observations, plus précis et plus détaillés, des dernières décennies.

Chapitre 7

Une nouvelle océanographie « venue de l'espace »



© Nasa

L'observation spatiale ouvre l'accès à une nouvelle vision de la terre et des océans par des mesures continues de haute résolution, suscitant l'émergence de nouveaux concepts.

Observer « d'en haut » pour mieux voir et comprendre

On attribue à Socrate cette phrase étonnante rapportée par Platon : « L'homme doit s'élever au-dessus de la Terre jusqu'à la frange extérieure de l'atmosphère et même au-delà, car c'est ainsi qu'il comprendra le monde où il vit. »[1] Quelle fascinante prescience de l'observation spatiale vingt-cinq siècles avant sa mise en œuvre !

La mise en orbite de satellites artificiels de la Terre, à l'origine enjeu d'une compétition Est-Ouest dans un contexte de guerre froide, allait permettre à la géophysique de faire un bond considérable et à l'océanographie de basculer définitivement de la géographie à la géophysique. À la fin des années 1950, les géophysiciens prirent conscience que l'étude de notre planète ne pouvait se satisfaire d'observations régionales et ponctuelles, et qu'il était nécessaire d'avoir une vision glo-

[1] « Comprendre » au sens étymologique du terme, prendre en compte dans sa globalité.

bale de la Terre dans ses différentes composantes physiques (atmosphère, hydrosphère, lithosphère, cryosphère) et biologiques (biosphère). Cette volonté s'est matérialisée par l'organisation d'un programme international d'observations géophysiques d'échelle mondiale[2], l'« Année Géophysique Internationale » (AGI – IGY en anglais) qui, en fait, se déroula sur deux ans, 1957 et 1958. L'objectif était d'unir les efforts de quelque 40 nations pour collecter des observations sur Terre et sur mer dans les régions peu accessibles ou mal connues, de façon à obtenir une image plus cohérente et plus homogène de notre globe.

Dans le domaine de l'océanographie, l'AGI contribua à mieux connaître les régions arctiques et antarctiques et organisa des campagnes hydrologiques avec plusieurs navires sur l'ensemble des trois océans. Ce fut le prélude des grands programmes océanographiques internationaux des années 1980-1990.

Par une coïncidence curieuse, c'est également en 1957 que le premier satellite soviétique, Spoutnik, fut lancé et abusivement versé au compte de la contribution de l'URSS à l'AGI. Quelques mois plus tard, en 1958, le satellite américain Explorer était également mis sur orbite, guerre froide oblige. La conquête spatiale – avec son cortège d'applications scientifiques – était lancée.

Les campagnes de l'AGI, même si elles apportaient des connaissances nouvelles sur quelques zones « blanches » ou « grises » de l'océan mondial, ne satisfaisaient pas pleinement les géophysiciens et les océanographes. Une continuité de l'observation des milieux planétaires dans l'espace et dans le temps devenait indispensable pour comprendre leurs dynamiques et leurs interactions complexes.

Les premiers satellites artificiels de la Terre montraient la possibilité et l'intérêt d'observer notre planète « d'en haut » et d'accéder à cette continuité spatio-temporelle. La situation devenait donc favorable, un nouveau questionnement scientifique avec pour objectif l'étude de notre planète dans sa globalité trouvait de nouveaux outils d'observation à sa mesure.

Les débuts de l'observation spatiale civile

Les premiers pas de la science spatiale civile pour l'observation de la Terre furent l'œuvre de certains géodésiens qui rapidement, dès les années 1960, comprirent tout le bénéfice qu'ils pouvaient tirer des satellites pour résoudre certains problèmes de positionnement sur terre et sur mer. « Savoir précisément où l'on est » est une question primordiale pour beaucoup d'activités humaines. Il est symptomatique de constater que ce sont les « navigateurs » qui, les premiers, insistèrent pour une utilisation civile des satellites afin de faire le point en mer[3]. Il en résulta des systèmes de positionnement tels que Transit, développé par la marine américaine, puis le bien connu *Global Positioning System* (GPS), encore américain, et le système de suivi franco-américain Argos.

Une autre activité civile tira un grand parti de l'observation spatiale : la cartographie. Le premier satellite civil d'observation de la Terre, Landsat 1, lancé en 1972 par la Nasa, permit de cartographier des régions du globe difficilement accessibles.

Les deux pays pionniers de cette conquête scientifique par l'espace furent les États-Unis et la France. C'est sous l'impulsion américaine qu'en août 1969, l'idée d'utiliser les satellites pour l'observation de la Terre s'imposa au cours d'un colloque organisé par la Nasa à Williamstown dans le Massachusetts. Ce colloque, auquel participèrent plusieurs Français, avait pour objet d'étudier « les contributions possibles de mesures précises de position, de vitesse et d'accélération depuis l'espace à la solution de problèmes géophysiques et d'océanographie ». Un panorama des usages scientifiques de l'observation spatiale fut dressé et une prise de conscience de l'intérêt qu'elle représentait commença à prendre forme dans les communautés des sciences de l'environnement.

Dès lors, chacun des domaines de la géophysique chercha à tirer parti de l'observation spatiale et une grande variété d'instruments

[2] L'AGI fut organisée par l'Union internationale de géodésie et de géophysique (UIGG – IUGG en anglais), principale organisation internationale rassemblant les géophysiciens, y compris les océanographes.

[3] C'est notamment le cas en France, où la géodésie spatiale doit beaucoup à Michel Lefebvre, officier de marine marchande de formation, devenu ingénieur au Cnes, créateur d'une unité de recherche dédiée à l'océanographie et à la géodésie et promoteur de plusieurs projets spatiaux.

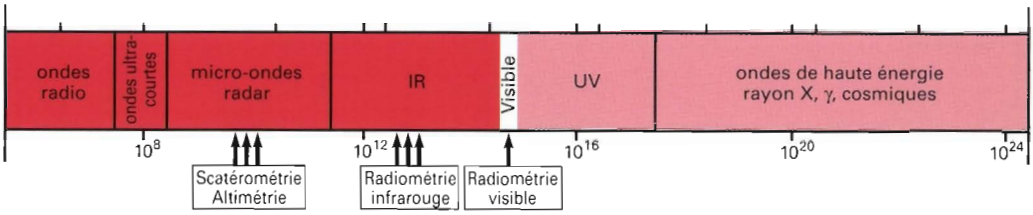


Figure 80
Positions, dans le spectre des ondes électromagnétiques, des instruments de l'observation spatiale de l'océan. En bas, échelle de fréquences (en hertz).

et de projets furent proposés au cours des années 1960-1970. Tous ces projets ne virent pas le jour, car la compétition était sévère auprès des agences spatiales[4], dont les ressources étaient limitées. Le premier programme spatial spécifiquement dédié à l'océanographie, sélectionné par la Nasa, fut Seasat, lancé en 1978. Seasat fut un échec partiel, car il n'a fonctionné que trois mois, mais il était pourvu de la panoplie presque complète des instruments d'observation spatiale utilisables en océanographie : radiomètres dans les domaines visibles et infrarouge, micro-ondes, altimètres, diffusiomètres. Il constitua de ce fait un excellent banc d'essai des technologies spatiales en usage en océanographie. Seasat démontra surtout le potentiel de l'altimétrie, qui sera plus tard à l'origine de projets tels que Topex-Poseïdon, dont il sera question plus loin. Mais d'autres programmes spatiaux non spécifiquement dédiés à l'océanographie, notamment les satellites météorologiques, furent utilisés pendant des années par des océanographes pour restituer certains paramètres océaniques de surface, tels le vent et la température de la mer.

Nous avons évoqué brièvement comment ces paramètres océaniques ont bénéficié des apports de la télédétection spatiale dans les chapitres dédiés aux programmes internationaux Woce et Toga (chapitres 3 et 6). En quelques années, l'observation spatiale a permis de passer d'une approche régionale et ponctuelle de l'océan à une vision globale, synoptique et continue dans l'espace et le temps, à laquelle s'ajoute l'observation des milieux connexes de l'environnement planétaire, principalement l'atmosphère et la Terre solide. Ainsi, l'océanographie a considérablement profité des technologies de l'observation spatiale qui ont grandement contribué à la reconnaissance de sa place dans l'ensemble des géophysiques. Une revue synthétique générale des différentes catégories de mesures satellitaires et de leurs usages en océanographie permettra de mieux saisir l'évolution de cette technologie d'observation naissante et ses apports inégalés aux sciences de l'océan, qui vont jusqu'à l'émergence de concepts nouveaux.

Les ondes électromagnétiques au service de l'océanographie

Tous les instruments spatiaux qui permettent de mesurer des paramètres océanographiques utilisent les propriétés des ondes électromagnétiques. Celles-ci s'étagent sur une large bande de fréquences, depuis les ondes radio et les micro-ondes (ou ondes radar) jusqu'aux rayons X, cosmiques et γ, en passant par l'infrarouge et l'ultraviolet qui encadrent l'étroite fenêtre de la lumière visible (fig. 80). Pour l'observation de la Terre, on utilise principalement les micro-ondes ou ondes radar, ainsi que les ondes du domaine infrarouge et celles du domaine visible. Ces ondes peuvent être reçues passivement par les capteurs spatiaux dans les fréquences où elles sont émises naturellement par la Terre et ses enveloppes fluides, on parle alors de « capteur passif » ou de « radiomètre ». Elles peuvent aussi être à la fois émises et reçues par un émetteur-récepteur porté par le satellite : on parle alors de « capteur actif ». Ce sont généralement des ondes radar ou micro-ondes.

[4] Principalement la Nasa pour les États-Unis et le Cnes pour la France, puis plus tard l'ESA *(European Space Agency)* pour l'Europe et le Nasda pour le Japon.

Radiométrie dans les longueurs d'onde infrarouge

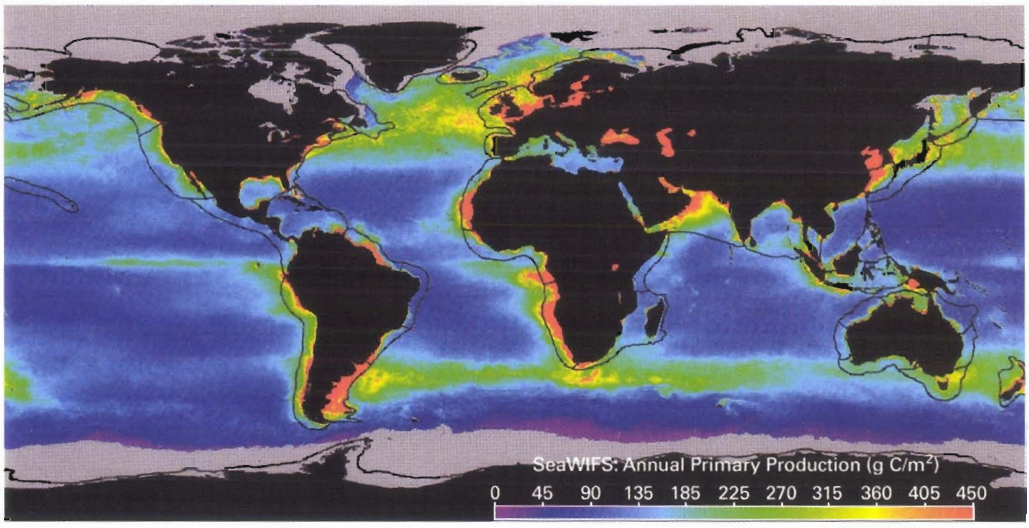
Les radiomètres infrarouge furent les premiers instruments embarqués, dès 1973, à bord des satellites météorologiques. La fréquence de rayonnement de la surface de la mer, comme pour tout corps noir, dépend de sa température et se situe principalement dans le domaine de l'infrarouge. Il est donc possible de déterminer sa température en mesurant le flux infrarouge émis par l'océan. Il faut cependant corriger l'enregistrement des effets de l'atmosphère. On mesure pour cela l'intensité du signal émis dans différentes fenêtres de fréquence. Mais le rayonnement infrarouge est absorbé par les nuages, ce qui limite le champ d'application de cette technique de mesure à des conditions météorologiques favorables. Néanmoins, cette technologie d'observation de la température de surface de la mer a donné d'excellents résultats. Ces observations spatiales, couplées avec les observations *in situ* des navires, permettent d'obtenir des champs de température de surface d'une précision de quelques dixièmes de degrés centigrades.

Radiométrie dans les longueurs d'onde de la lumière visible

Une partie des rayons incidents du Soleil dans le spectre visible est absorbée et la lumière réfléchie résiduelle intègre les caractéristiques optiques des premières dizaines de mètres de l'océan dans lesquels la lumière incidente solaire a pénétré (couche euphotique). On obtient ainsi la « couleur de la mer », représentée par les fréquences (couleurs) principales de la lumière réfléchie. Les radiomètres sont en général calés sur des fréquences ou des bandes de fréquences correspondant à des couleurs caractéristiques des corps en suspension ou dissous dans l'eau de mer. L'eau de mer « pure » est bleue, mais elle peut être plus verte en présence de chlorophylle contenue dans le phytoplancton, et plus jaune, voire marron, en présence de substances terrigènes apportées par les fleuves.

Le premier instrument « couleur de la mer » (*Coastal Zone Color Scanner*, CZCS) a été embarqué à bord du satellite météorologique Nimbus 7 lancé par la Nasa en 1979. Depuis, de multiples instruments « couleur » ont été lancés, qui permettent notamment de cartographier la répartition et même la composition du phytoplancton dans l'océan mondial (fig. 81). Comme pour le rayonnement infrarouge, des corrections atmosphériques s'imposent, et la « couleur de la mer » ne peut pas être observée en présence d'une couverture nuageuse.

Figure 81
Répartition moyenne de la production de phytoplancton dans l'océan mondial (en gramme de carbone par mètre carré) obtenue en mesurant l'intensité de la rétrodiffusion naturelle de l'eau de mer dans différentes fenêtres du spectre visible. Au centre des grands tourbillons sub-tropicaux (entre l'équateur et 35°-40° de latitude), on distingue (en bleu foncé) des régions de très faible productivité biologique, l'équivalent des déserts continentaux. Près des côtes et aux latitudes moyennes (45°), au contraire, on remarque des zones de très forte productivité (en vert, jaune et orange), dix à vingt fois plus élevée. Document SeaWiFS.



Radiométrie dans les longueurs d'onde centimétriques ou micro-ondes

L'océan rayonne également naturellement dans les fréquences centimétriques. Dans cette gamme de fréquences, les ondes électromagnétiques traversent presque sans dommage la couverture nuageuse ; c'est leur principal avantage. L'intensité et l'émissivité[5] du rayonnement de la mer dans ces longueurs d'onde permettent d'accéder à un « cocktail » de paramètres océanographiques divers. La température de surface de la mer peut être déduite de l'intensité du rayonnement, la vitesse du vent peut être estimée à partir de l'écume produite qui change l'émissivité de la surface de la mer. Par ailleurs, l'émissivité de la surface de la mer étant voisine de 0,5, tandis que celle de la glace est voisine de 1, on peut aisément cartographier la frontière eau-glace. L'atmosphère, bien que presque totalement transparente pour ces fréquences, absorbe néanmoins une certaine quantité de rayonnement, en fonction de sa teneur en vapeur d'eau et en eau liquide, à des fréquences très précises. Cela permet, en jouant sur ces fréquences, d'estimer le contenu en vapeur d'eau et en eau liquide de l'atmosphère, mais aussi de corriger la vitesse des ondes radar qui sont freinées par l'eau atmosphérique.

Ces mesures à partir des micro-ondes sont peu précises, car il est difficile de séparer[6] les différents paramètres déterminant les caractéristiques en fréquence, en intensité et en émissivité de ces ondes centimétriques. Historiquement, les premiers enregistrements des émissions de micro-ondes ont été utilisés dès les années 1970 pour cartographier l'étendue des glaces de mer et le contenu en vapeur d'eau de l'atmosphère à partir des satellites météorologiques. Le satellite Seasat, en 1978, fut le premier à embarquer un radiomètre micro-ondes multifréquences (*Scanning Multichannel Microwave Radiometer*, SMMR), pour cartographier la frontière entre la glace et l'eau de mer.

Radars embarqués

Les radars embarqués sur les satellites émettent des ondes électromagnétiques dans la plage de fréquence des micro-ondes et mesurent les caractéristiques du signal rétrodiffusé. Ce sont donc des « capteurs actifs » plus complexes et nécessitant plus d'énergie à bord du satellite que les « capteurs passifs » précédents. En océanographie, les deux principaux instruments basés sur les radars sont les diffusiomètres et les altimètres.

Les diffusiomètres indiquent à la fois la direction et la vitesse du vent en captant l'intensité du signal rétrodiffusé vers le satellite. Cette intensité dépend de l'amplitude et de la direction des vagues capillaires, petites ondulations de quelques centimètre de longueur d'onde et de quelques millimètres d'amplitude créées par le vent à la surface de la mer. Le premier diffusiomètre a été embarqué sur Seasat en 1978. La précision (1 m/s en vitesse et 10 à 15 degrés en direction) et la résolution (25 à 50 km) de cette mesure du vent la rendent utilisable pour « forcer » les modèles de circulation générale de l'océan[7], mais il est nécessaire de la valider par des observations *in situ*. Les diffusiomètres peuvent être munis de dispositifs de traitement du signal tels que les SAR (radars à ouverture synthétique) permettant d'atteindre une résolution très fine de l'ordre de 30 m, et de visualiser la rugosité de la surface de l'océan créée par le vent, les vagues et les courants.

Les altimètres sont également des radars émetteurs et récepteurs. Pointés à la verticale du satellite, ils mesurent la distance entre celui-ci et la surface de la mer. L'altimètre est l'instrument le plus fécond et le plus performant de l'océanographie moderne qui, à l'inverse des autres instruments spatiaux, permet non seulement d'accéder aux paramètres caractéristiques de la surface de l'océan, mais, en mesurant l'altitude absolue de la surface de la mer (la hauteur dynamique), peut aussi intégrer une information caractérisant l'ensemble de la colonne d'eau, de la surface au fond. Il peut aussi fournir des informations sur certaines caractéristiques des couches profondes de la Terre qui déterminent le champ de gravité et le géoïde[8].

[5] L'émissivité d'un corps se définit par le rapport de l'intensité du rayonnement du corps sur le rayonnement théorique du corps noir à la même température. L'émissivité de l'eau de mer est d'environ 0,5, c'est-à-dire qu'elle émet un rayonnement dont l'intensité est la moitié de celle du rayonnement d'un corps noir, à la même température.

[6] On dit aussi « déconvoluer ». La déconvolution est une opération mathématique complexe qui permet, sous certaines conditions, d'obtenir la valeur des paramètres physiques qui déterminent ensemble les caractéristiques d'un signal mesuré.

[7] Le vent étant le principal moteur de la circulation océanique, la qualité (en précision et en résolution) du champ de vent utilisé pour « forcer » les modèles simulant la circulation générale des océans est essentielle.

[8] Le géoïde est la forme théorique de la surface que prendrait la Terre soumise à la seule force de gravité. C'est une surface équipotentielle du champ de gravité déterminée par la densité des couches plus ou moins solides de l'intérieur de la Terre. Le géoïde est bosselé et présente des creux et des collines de plusieurs dizaines de mètres par rapport à l'ellipsoïde de révolution auquel on assimile, en première approximation, la forme de la Terre (fig. 83).

Pour connaître l'altitude de la surface de la mer avec une précision de quelques centimètres, il est nécessaire de coupler l'altimètre avec un système de positionnement du satellite pour déterminer avec une grande précision son altitude et sa trajectoire. Généralement, un satellite altimétrique rassemble trois éléments : un altimètre, un système de positionnement et un radiomètre micro-ondes. Le satellite altimétrique le plus accompli, qui a transformé l'océanographie et propulsé au front de la recherche une nouvelle génération d'océanographes, est connu sous le double nom de Topex-Poseidon. Sous ce nom, deux projets, l'un américain, Topex, et l'autre français, Poseïdon, originellement indépendants, ont été rassemblés donnant lieu à une coopération scientifique et technique exemplaire. Voici l'histoire résumée de ce mariage réussi.

Topex-Poseïdon

En 1969, la conférence de Williamstown avait décelé l'énorme potentiel scientifique de l'altimétrie et proposé des voies pour solutionner certains problèmes géophysiques et océanographiques. En océanographie, parmi les questions à résoudre, celle de la circulation générale des océans et de la connaissance des courants à toutes profondeurs restaient d'actualité. Les mesures *in situ* et les grandes campagnes océanographiques avaient certes permis d'obtenir une image globale de cette circulation générale, mais on butait sur la difficulté de la décrire aux échelles plus fines telles que la méso-échelle (de quelques kilomètres à quelques dizaines de kilomètres) et de suivre sa variabilité. Des programmes américains et soviétiques, plus ou moins associés, tels que Mode en 1972 et Polymode en 1977 dans la région du Gulf Stream, avaient montré la complexité, à toutes les échelles de variabilité spatio-temporelle, de cette circulation générale fragmentée en multiples boucles, anneaux, tourbillons, qui rendent l'acquisition d'une image de l'océan mondial très difficile par des mesures conventionnelles *in situ*.

Dans les tropiques, la question de la circulation générale océanique se posait différemment. On a vu (chapitre 4) que cette circulation, principalement zonale, est perturbée par des ondes équatoriales et des ondes d'instabilité extra-équatoriales, à la frontière des courants et des contre-courants équatoriaux. On a vu aussi que la circulation océanique au voisinage de l'équateur peut difficilement être déduite du champ de densité par la relation géostrophique à cause de la singularité équatoriale qui voit s'annuler la force de Coriolis.

Mais la structure des océans équatoriaux et tropicaux présente une caractéristique favorable, déjà décrite chapitre 4, que l'on peut rappeler ici. Dans ces régions, l'océan peut être schématisé par un océan à deux couches, une couche chaude homogène de surface surmontant des eaux froides sous-jacentes. Les deux couches sont séparées par la thermocline, zone de transition thermique rapide. Cette structure en deux couches déjà très favorable à la modélisation (chapitre 6 - modélisation Toga) est également particulièrement intéressante dans le cadre des observations altimétriques spatiales, car la topographie de la surface de l'océan est le miroir inversé de la profondeur de la thermocline. C'est l'épaisseur de la couche supérieure chaude, donc plus légère et plus « dilatée », qui détermine au premier ordre la hauteur et donc la topographie de la surface de l'océan. Les creux de la thermocline correspondent à des bosses dans la topographie de la surface de l'océan et vice-versa (voir fig. 30 et 37 chap. 4). Dès lors, en observant la topographie de la surface, on peut accéder, par inversion, à la topographie de la profondeur de la thermocline, qui joue un rôle crucial dans la dynamique équatoriale. C'est cette perspective de recherche qui a motivé les « tropicalistes » à participer activement aux projets spatiaux comportant des altimètres tels que Topex, Poseïdon et ensuite ERS1 et Jason.

La préhistoire de l'altimétrie

La première tentative de mesure altimétrique[9] de la surface de l'océan fut proposée par la marine militaire américaine en coopération avec la Nasa. C'est ainsi qu'en 1975 fut lancé le satellite Geos 3, dont la mission était la mesure du géoïde. Mais les observations réalisées furent classées « Secret Défense » par le département d'État américain. Elles devinrent cependant accessibles aux scientifiques quelques années plus tard et contribuèrent à la définition du géoïde « civil », indispensable pour connaître la « hauteur dynamique » absolue – ou hauteur de l'océan – générée par les vents et les courants. En effet, l'altimètre

[9] En 1970, des équipes françaises avaient déjà soumis un avant-projet de satellite altimétrique, appelé Dorade, qui ne fut pas réalisé.

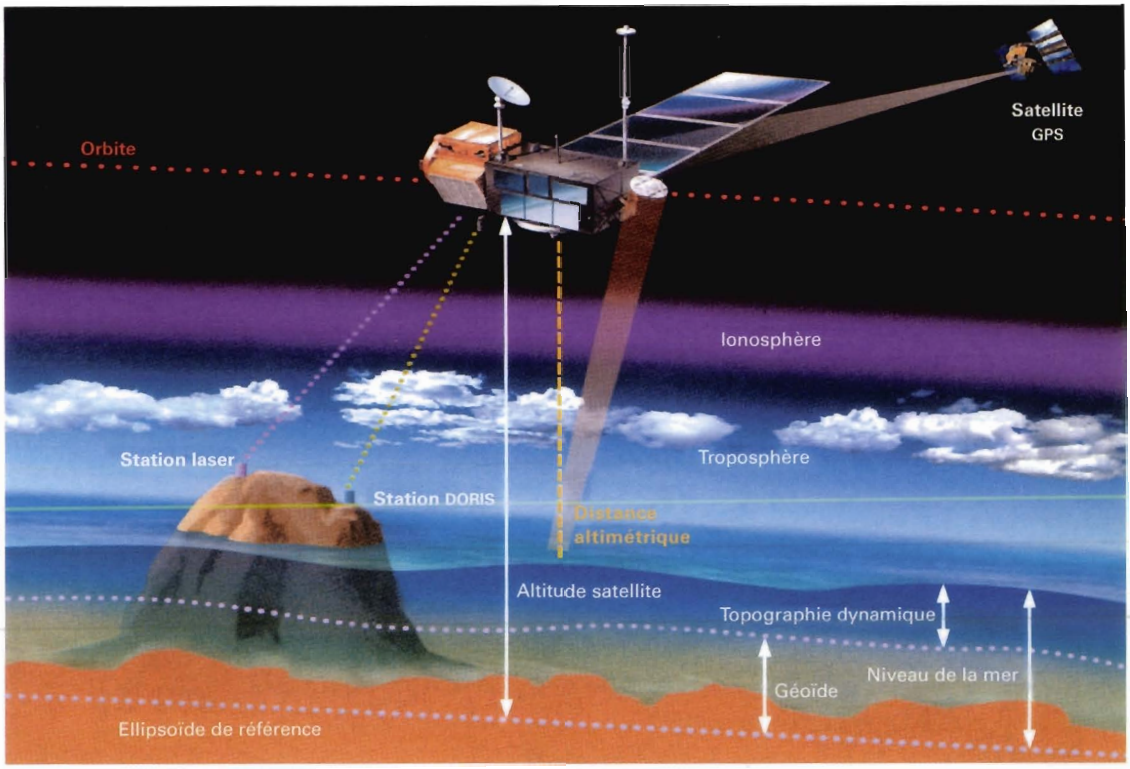


Figure 82
Schéma de principe de l'altimétrie.
Source Cazenave A., Massonet D.,
***La terre vue de l'espace*,**
Belin-Pour la science, 2004.

mesure, en un point donné, la hauteur totale de l'océan, somme de l'altitude du géoïde et de la « hauteur dynamique », si bien qu'il faut connaître la topographie du géoïde pour en déduire la hauteur dynamique absolue (fig. 82).

La course à la connaissance du géoïde a ainsi été engagée entre les militaires et les chercheurs civils. Mais les satellites ayant en général des orbites répétitives, il a été possible, sans connaître le géoïde, d'extraire de ces observations une information sur la variabilité de la hauteur dynamique et donc des courants. En effet, le long des traces répétées du passage du satellite, on a pu soustraire l'effet du géoïde, qui ne variait pas dans le temps.

Le premier vrai satellite altimétrique fut Seasat, déjà cité. Bien que sa durée de vie fût très courte, trois mois, et malgré la précision limitée de ses instruments (10 cm pour l'altimètre et 60 cm pour le système de positionnement), l'exploitation des données recueillies montra l'étendue du potentiel de l'altimétrie et ouvrit des perspectives d'utilisation très encourageantes en océanographie.

Vint ensuite Geosat, lancé en 1984 par la marine américaine, avec toujours pour objectif principal de cartographier le géoïde, mais aussi de suivre l'évolution de la circulation océanique à méso-échelle, pour connaître l'environnement acoustique nécessaire à la communication et à la détection des sous-marins. Geosat était équipé d'un altimètre mono-fréquence rudimentaire et d'un système de positionnement peu précis. Les données furent partiellement tenues secrètes, mais certaines, à l'exception du géoïde, furent mises à la disposition des scientifiques. L'intérêt principal de Geosat fut sa relativement longue durée de vie (trois ans), qui permit aux scientifiques pour la première fois d'aborder plusieurs questions océanographiques majeures nécessitant la répétitivité et la durée, telles que la variabilité de la circulation méso-échelle, les caractéristiques de la turbulence océanique, les variations du niveau moyen de la mer, la détection des ondes océaniques.

Enfin ERS 1, premier satellite d'observation de la Terre conçu par l'Agence spatiale européenne (ASE), mit un terme à la préhistoire de l'altimétrie. Après de nombreuses péripéties, il fut muni d'un altimètre et lancé en 1991. ERS 1 n'était pas optimisé pour l'altimétrie, mais ses données furent complémentaires de celles recueillies par Topex-Poseïdon et traitées conjointement.

L'histoire heureuse et mouvementée de Topex et de Poseïdon

Lancé en 1992, le satellite Topex-Poseidon est exemplaire, tant par ses performances techniques et scientifiques que par les liens qu'il contribua à tisser entre deux agences spatiales, la Nasa et le Cnes, et deux communautés scientifiques, américaine et européenne à dominante française. Mais les projets initiaux, Topex pour les États-Unis et Poseïdon pour la France, avant de converger, connurent de nombreuses péripéties. Ces difficultés ont fait dire à Hubert Curien, président du Cnes puis ministre de la Recherche, lors de la signature de l'accord Nasa-Cnes scellant définitivement le lancement du projet commun en 1987, que cette décision « tenait du miracle »[10].

La mission Poseïdon, proposée par deux ingénieurs du Cnes, dont Michel Lefebvre (note 3), apparaît pour la première fois en 1981 lors du colloque de prospective du Cnes. Elle est sélectionnée comme prioritaire, mais par la suite, le projet spatial européen ERS 1 affaiblira considérablement la justification d'un projet altimétrique français auprès du gouvernement de l'époque, comme on va le montrer plus loin. Du côté américain, Topex fut proposé à la Nasa en 1981 à la suite de l'échec d'un projet appelé NOSS, dont l'*US Navy* ne voulait pas.

Il est impossible de retracer ici toutes les péripéties qui conduisirent à la fusion de Poseïdon avec Topex, mais on peut citer avec Michel Lefebvre et Jean-François Minster quelques-uns des « miracles » qui ont conduit à son succès.

Le premier tient à la ténacité de quelques océanographes, peu nombreux, qui des deux côtés de l'Atlantique se penchèrent sur les données altimétriques de Seasat et furent rapidement convaincus de l'énorme potentiel de cette nouvelle technologie d'observation pour l'océanographie. Le miracle se poursuivit par l'appui apporté aux projets par de brillantes personnalités scientifiques, comme Carl Wunsch pour les États-Unis, et Jean-François Minster pour la France, seuls susceptibles de pouvoir démontrer, aux plus hauts niveaux de décision, l'intérêt pour leurs pays respectifs de s'engager dans les investissements nécessaires au développement de cette nouvelle technologie d'observation de la Terre et des mers.

En France, après la présentation du projet Poseïdon en 1981 et l'intérêt manifesté par le comité scientifique du Cnes, les péripéties furent nombreuses, liées aux changements politiques au sommet de l'État, car le projet touchait à des intérêts stratégiques et technologiques et coûtait près de deux milliards de francs. Mais très tôt, la coopération avec les États-Unis fut envisagée : des discussions informelles entre scientifiques eurent lieu dès 1983 et elles aboutirent à un premier contact, cette même année, entre les responsables du Cnes et de la Nasa. Un engagement d'études communes fut rapidement proposé pour réduire la facture à présenter aux gouvernements des deux pays, encore réticents. L'idée était de satelliser le projet Topex avec une fusée Ariane et de l'améliorer par l'apport d'un système de positionnement développé en France par le Cnes et l'IGN (Institut géographique national), appelé Doris, et reposant sur un réseau de balises à terre et un enregistreur à bord.

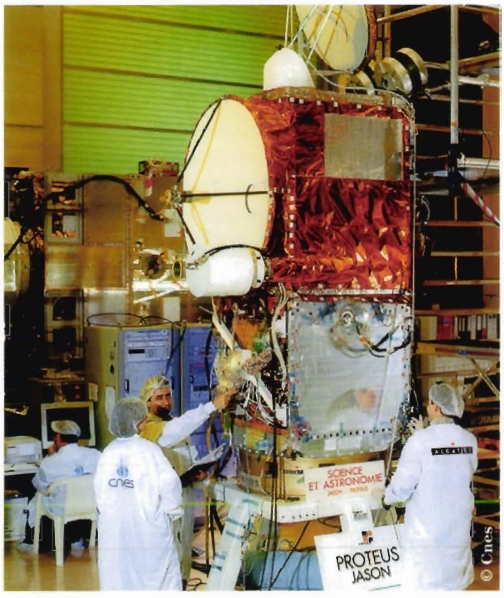
Un tel projet commun fut cependant difficile à faire aboutir, et les premières réunions entre Français et Américains en 1983 se déroulèrent dans une atmosphère un peu tendue, voire de suspicion réciproque[11]. Le système de positionnement Doris proposé par les Français n'existait que dans les cartons du Cnes et il était difficilement crédible pour des Américains, champions du réalisme, qui mettaient en doute sa faisabilité, d'autant qu'ils disposaient eux-mêmes d'un système de positionnement, Transit, certes moins performant que Doris sur le papier, mais qui avait fait ses preuves. Finalement, un accord de coopération entre le Cnes et la Nasa fut conclu sous la pression des scientifiques[12], ce qui ne signifiait pas pour autant un engagement contractuel officiel : celui-ci devait passer par les gouvernements des deux pays.

À ce stade de développement du projet commun, deux événements survinrent qui jouèrent dans des sens opposés, l'un défavorable et l'autre favorable. D'une part, le projet de satellite européen, devenu ERS1, qui devait à l'origine seulement emmener à son bord un instrument SAR, fut également doté sous l'impulsion de certains océanographes allemands et britanniques d'un altimètre compact et d'un

[10] Propos rapporté par Jean-François Minster dans son ouvrage *La machine océan*, Flammarion, 1997.

[11] Pour avoir participé personnellement à certaines de ces réunions, notamment celles de 1983, je fus frappé par le style, pour le moins direct, de certains de nos collègues américains qui, après la présentation du système de positionnement Doris qui n'était pas encore opérationnel, le qualifièrent de « French bluff » ! Jean-François Minster, plus diplomate, y voit seulement un effet de la « différence de culture » (*La machine océan*, 1997) !

[12] Une école d'été rassemblant uniquement des scientifiques, organisée en Corse par Catherine Gauthier, météorologue et océanographe franco-américaine, conclut à l'intérêt d'une fusion des deux projets.



Préparation des instruments du projet spatial franco-américain Jason 1 par le Cnes et Alcatel-Espace.

système de positionnement. Cet altimètre affaiblissait le projet franco-américain Topex-Poseïdon qui pouvait, en première analyse, apparaître comme un « doublon » de ERS1. Il fallut toute la capacité de persuasion et la diplomatie de Jean-François Minster pour convaincre le gouvernement français que si ERS1 pouvait satisfaire des objectifs pré-opérationnels et commerciaux européens, la faible précision de son altimètre ne pouvait satisfaire les intérêts de la recherche française, associée – mais aussi en compétition – avec la recherche américaine.

Le second événement, favorable celui-là aux défenseurs de Topex-Poseïdon, résulte de l'intérêt soudain que le ministère de la Défense porta au projet, poussé par la Marine nationale qui était convaincue que des observations altimétriques précises pouvaient aider à la détection des sous-marins. En 1986, le ministère de la Défense décida donc de contribuer au financement du projet, ce qui suffit à convaincre le Premier ministre de l'époque et à obtenir son accord. Dès lors, les Américains, bien que confrontés eux-mêmes à des difficultés importantes à la suite de l'explosion tragique de la navette Challenger en 1986, ne purent se dédire. Ainsi, finalement, le projet aboutit et fut scellé par un accord entre les gouvernements d'une part et les agences spatiales de l'autre, signé le 23 mars 1987. Cet *happy end* concrétisait un mariage heureux, conclu après des fiançailles tumultueuses, qui a inspiré à Hubert Curien sa réflexion sur les « miracles » qui sauvent parfois les projets scientifiques !

La moisson scientifique de Topex/Poseïdon

La vie commune des équipes scientifiques, techniques et opérationnelles[13] qui œuvraient de part et d'autre de l'Atlantique ne fut pas sans nuages, mais elle fut extrêmement féconde sur le plan scientifique et contribua pour une large part à la compréhension de phénomènes aussi divers que la circulation générale des océans jusqu'à la méso-échelle, la propagation des ondes océaniques de Rossby et de Kelvin, difficilement observables *in situ* et si importantes dans le phénomène Enso, l'évolution du niveau moyen de l'océan sous l'effet du changement climatique global, les marées en plein océan, l'état de la surface de la mer (vagues et houle), le vent, le transport thermique, sans parler de la topographie du géoïde et de phénomènes annexes, non prévus à l'origine du projet, comme la vitesse de rotation de la Terre et les variations de la durée du jour. Ces observations altimétriques ont également été utilisées pour contraindre les modèles en étant assimilées pour rendre les simulations des modèles plus réalistes, ce qui a conduit au suivi en temps réel, et à la prévision opérationnelle de l'évolution de l'océan.

La circulation générale des océans

Le principal argument présenté aux décideurs pour justifier le projet Topex-Poseïdon reposait sur sa contribution décisive à la connaissance de la circulation générale de l'océan mondial, en complément du programme international d'observations *in situ* Woce (présenté chapitre 3).

En effet, les observations *in situ* de température et de salinité, depuis la surface jusqu'au fond, sur la totalité de l'océan mondial, qui constituaient l'objectif principal de Woce, permettaient de calculer le champ de densité de l'eau de mer dans ses trois dimensions et d'accéder ainsi, par la relation géostrophique et en

[13] Le projet Topex-Poseïdon était piloté par quatre tandems de responsables (composés chacun d'un Américain et d'un Français) : un comité scientifique (*Science Working Group*) piloté par Carl Wunch (États-Unis) et Jean-François Minster (F) ; des responsables scientifiques du projet : Robert Stewart (États-Unis) et Michel Lefebvre (F), des responsables de programme : Stanley Wilson (États-Unis) et Jean-Louis Fellous (F), des chefs de projet : Charles Yamarone (États-Unis) et Michel Dorrer (F).

connaissant le courant absolu à la surface, aux champs de courant à toutes profondeurs. L'altimétrie permet justement, par l'observation de la topographie dynamique de la surface de l'océan, d'accéder directement au courant de surface absolu qui peut devenir ainsi le niveau de référence à partir duquel on peut déduire, si l'on connaît le champ de densité, le courant absolu à toutes profondeurs. Le couplage de l'altimétrie spatiale avec les grands programmes d'observations *in situ* de l'océan mondial tels que Woce permettait ainsi d'accéder pour la première fois à une image réaliste de la circulation océanique mondiale dans ses trois dimensions.

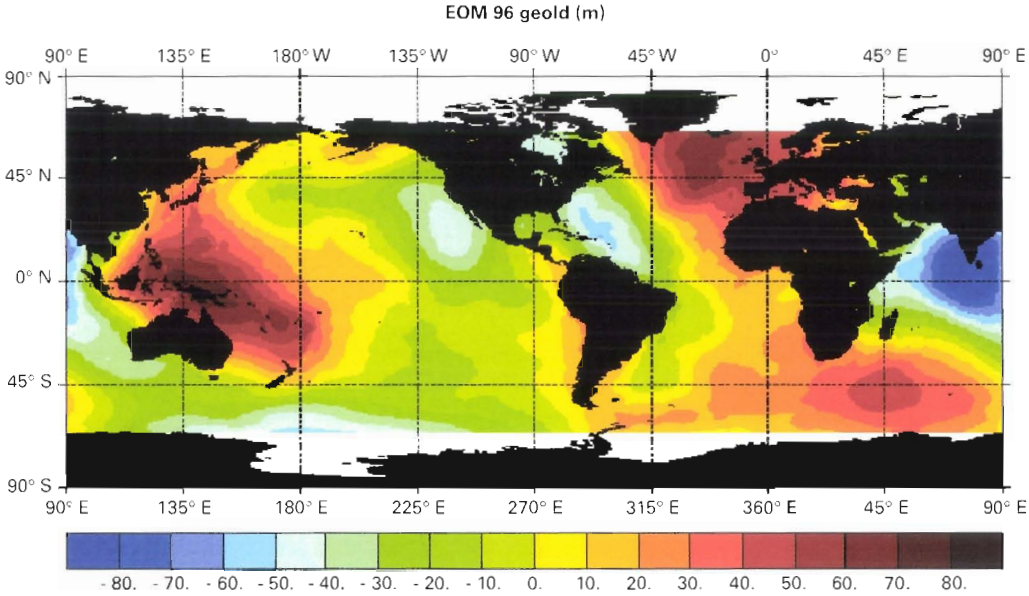
Mais la détermination de la topographie dynamique de la surface de l'océan est tributaire de la connaissance du géoïde (fig. 83) qu'il faut soustraire du signal altimétrique mesuré (distance du satellite à la surface de l'océan). La connaissance du géoïde, on l'a déjà mentionné, est longtemps restée un secret militaire bien gardé par les marines des principaux pays développés. Mais progressivement, certaines de ces données ont été rendues publiques et ont permis dans les années 1990 d'atteindre une précision de la topographie du géoïde voisine de 5 cm pour une résolution de 1 400 km (ce qui revient à déterminer la hauteur moyenne du géoïde à plus ou moins 5 cm, dans un carré de 1 400 km de côté). Cette précision du géoïde, compte tenu de la précision du signal altimétrique (après d'autres corrections), conduit à une précision pour le courant de 2 cm/s (à l'exception de la bande équatoriale). Une telle précision est déjà remarquable.

La définition du géoïde s'améliore d'année en année et d'ores et déjà, en 2004, elle permet une précision de la topographie dynamique qui conduit à des champs de courant d'une précision meilleure que toutes celles obtenues antérieurement à l'aide d'observations *in situ*, y compris celles issues de Woce. Cette mesure spatiale présente par ailleurs l'avantage très précieux d'une couverture homogène, continue et presque complète, à l'exception des très hautes latitudes (fig. 84).

La connaissance de la circulation générale de l'océan a bénéficié aussi des avancées de la modélisation, de plus en plus performante et réaliste à mesure que s'accroît la puissance des ordinateurs, et l'assimilation des observations spatiales altimétriques dans ces modèles a permis d'obtenir les meilleures simulations connues de la circulation générale de l'océan mondial (fig. 85).

En 2005, l'exploitation complète des observations *in situ* de Woce et des observations altimétriques de Topex-Poseïdon n'était pas encore terminée. Il faudra attendre quelques années pour extraire de ces champs de données des images encore plus détaillées et précises de la circulation générale de l'océan mondial, ce qui était l'objectif principal de ces programmes.

Figure 83
Le géoïde. Les altitudes par rapport à l'ellipsoïde de référence sont en mètres. On voit que la surface du géoïde marin se caractérise par des creux et des bosses de près de 100 mètres de dénivelé par rapport à l'ellipsoïde de référence. Source Cnes-Nasa.



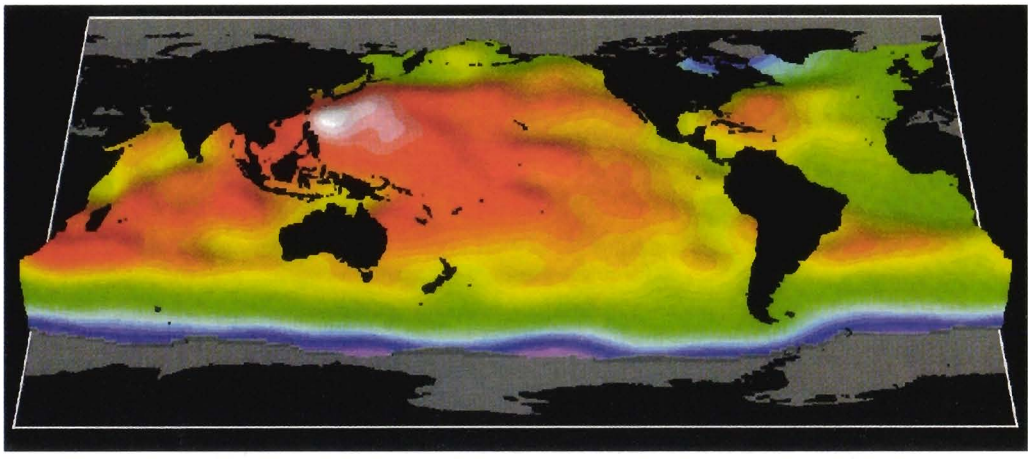


Figure 84
Topographie dynamique moyenne de l'océan mondial observée par Topex-Poseïdon. À comparer à la figure 23 (chapitre 3) sur laquelle la topographie dynamique moyenne de la surface est simulée par un modèle, mais sans assimilation des observations. La surface du géoïde a été soustraite et le dénivelé résultant est de l'ordre de quelques dizaines de cm. Les grands courants (Kuro-Shivo et Gulf Stream) sont marqués par des reliefs importants. Document Woce.

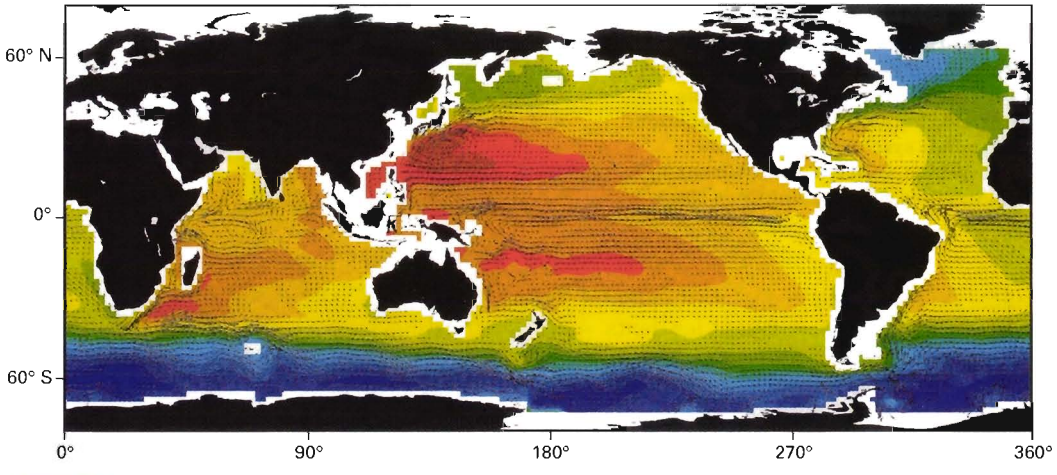


Figure 85
La circulation océanique moyenne à la surface après assimilation de la topographie dynamique observée avec Topex-Poseïdon dans un modèle de circulation générale (modèle OCAM anglais). Comparer aux figures 23 (topographie dynamique simulée sans assimilation) et 84 (topographie dynamique observée par Topex-Poséïdon). Document Woce.

Variabilité de la topographie dynamique et de la circulation de surface

La connaissance de la variabilité de la topographie dynamique et des courants de surface de l'océan est essentielle pour comprendre sa dynamique. Si la circulation générale absolue de l'océan nécessite la connaissance du géoïde avec une bonne précision, la variabilité de cette circulation peut être obtenue directement sans connaître le géoïde, à condition que le satellite suive des trajectoires répétitives, ce qui était le cas de Topex-Poseïdon. La précision de la variabilité de la topographie dynamique de la surface et des courants associés ne dépend alors que de la précision du signal altimétrique mesuré après que toutes les autres corrections nécessaires ont été appliquées : trajectoire du satellite, marées, variation de la vitesse du signal radar due à la traversée de l'atmosphère et de l'ionosphère. Cette variabilité de la topographie dynamique (fig. 86) et des courants de surface fut l'un des premiers

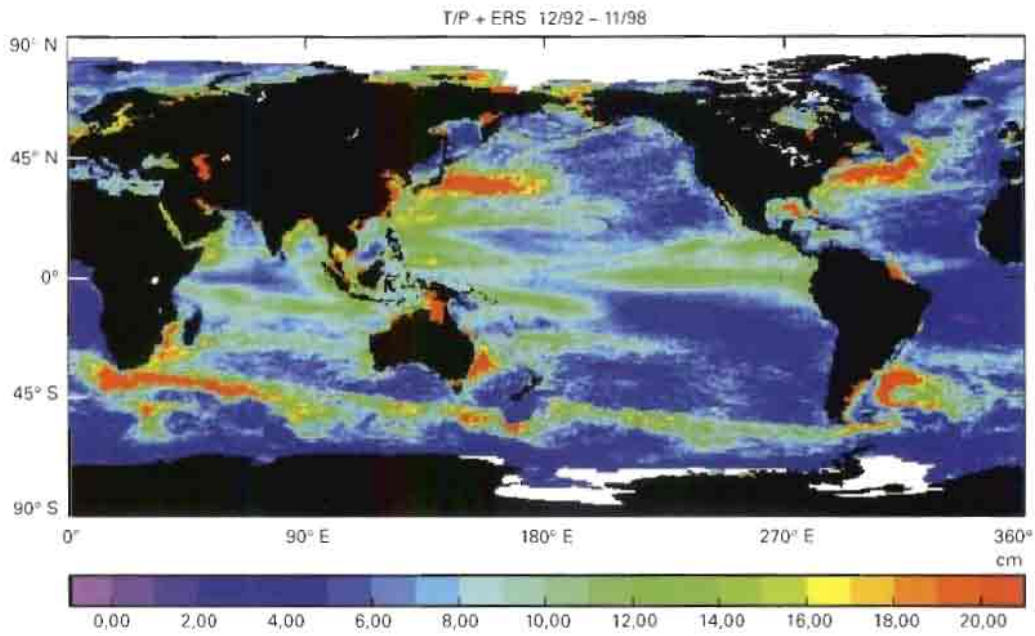


Figure 86
Variabilité de la topographie dynamique de la surface de l'océan (déviation standard en cm) établie à partir de cinq années d'observation de Topex-Poseïdon. On remarque les régions de grande variabilité qui correspondent aux grands systèmes de courants : Kuro-Schivo, Gulf Stream, courant des Aiguilles... Document Cnes-Nasa.

sujets de recherche auquel s'attaquèrent les océanographes en se « faisant les dents » sur les observations de Seasat dès les années 1990. En l'absence d'une bonne connaissance du géoïde, travailler sur la variabilité était la chose la plus utile et la plus facile à faire.

Une exploration de la variabilité des courants de surface à toutes fréquences[14] fut menée par Carl Wunsch et Detlef Stammer, dès 1995, à l'aide de la couverture globale des observations Topex-Poseïdon. Ils s'intéressèrent particulièrement à la fréquence annuelle (ou saisonnière), qu'ils cartographièrent sur l'océan mondial. D'autres auteurs mirent en évidence des dissymétries de la répartition de ce signal saisonnier entre l'hémisphère nord et l'hémisphère sud.

Aux plus hautes fréquences (intra-saisonnières), Topex-Poseïdon offrit pour la première fois une image globale de la variabilité tourbillonnaire méso-échelle de l'océan mondial, connue jusqu'ici seulement dans quelques régions particulièrement étudiées, comme celle où le Gulf Stream rencontre le courant du Labrador. Aux plus basses fréquences, au-delà de la période annuelle, la variabilité à grande échelle montre généralement des propagations en direction de l'ouest, caractéristiques des ondes de Rossby planétaires.

La dynamique tropicale

On a vu que la détermination des courants par la relation géostrophique devient de plus en plus difficile à mesure que l'on approche de l'équateur à cause de l'affaiblissement de la force de Coriolis, mais des méthodes plus élaborées, dérivées de la géostrophie, et mises au point en 1995 par le Français Joël Picaut, permettent maintenant ce calcul. Ce dernier nécessite cependant une connaissance très précise de la topographie dynamique de la surface, à la limite de la précision permise par les altimètres de Topex-Poseïdon (de l'ordre de 1 à 2 cm). Pour pouvoir obtenir une image précise de la circulation océanique dans ces régions proches de l'équateur, il est donc nécessaire d'utiliser des jeux de données mixtes qui associent les observations altimétriques spatiales et les observations *in situ*, notamment celles fournies par le réseau de marégraphes décrit chapitre 6. Les comparai-

[14] Lorsqu'on dispose d'une série d'observations suffisamment longue, décrivant la variabilité d'une propriété (par exemple, la température en un point donné), on peut déterminer par une « analyse spectrale » les fréquences, ou périodes, principales caractérisant la variabilité de la série d'observations considérée. La période annuelle, appelée encore saisonnière, est une de celles qui apparaît le plus fréquemment dans une analyse spectrale.

sons entre les courants observés *in situ* (grâce notamment aux bouées ancrées du réseau TAO, chapitre 6) et les courants calculés par cette méthode sont en très bon accord. Il devient donc possible, contrairement à ce que l'on craignait à l'origine du projet, de suivre avec les observations altimétriques l'évolution des courants équatoriaux presque en continu, et cela malgré l'impossibilité d'utiliser la relation géostrophique.

Mais c'est l'observation des ondes et des déplacements d'eaux chaudes qui affectent les océans équatoriaux qui constitue l'apport essentiel de l'altimétrie satellitaire dans l'étude de la dynamique des océans aux basses latitudes. En effet, les altimètres, couplés avec des observations *in situ* (marégraphes), permettent de « voir », avec une précision de l'ordre de 2 cm, les ondulations de la topographie dynamique de la surface, caractéristiques des ondes se propageant le long de l'équateur. Ces ondes qui, comme on l'a vu, sont associées à des perturbations de la profondeur de la thermocline, accompagnent les déplacements d'eaux chaudes ou froides de la couche superficielle. Les bosses et les creux observés dans la topographie dynamique de la surface sont la marque de ces eaux de températures différentes et des anomalies thermiques que génèrent leurs déplacements (fig. 87). Prévues par les théories de la dynamique équatoriale (encadré 9, chapitre 4), les ondes équatoriales étaient très difficiles à observer *in situ*. Leurs amplitudes et leurs vitesses de propagation ont pu être déterminées, leurs réflexions sur les bords occidentaux et orientaux du bassin équatorial pacifique ont été observées au cours des derniers événements Enso, comme celui de 1997-1998. Ces observations ont permis de suivre en continu et ainsi de mieux comprendre l'implication des ondes équatoriales dans la naissance et la dégénérescence d'un cycle Enso (voir chapitres 5 et 6). Dans l'Atlantique, en 1975, un événement chaud semblable à un El Niño affectant le golfe de Guinée fut détecté par Sabine Arnault et Yves Menard à l'aide des observations altimétriques de Topex-Poseïdon. C'est seulement par la suite que ce réchauffement fut confirmé par des mesures de température *in situ*

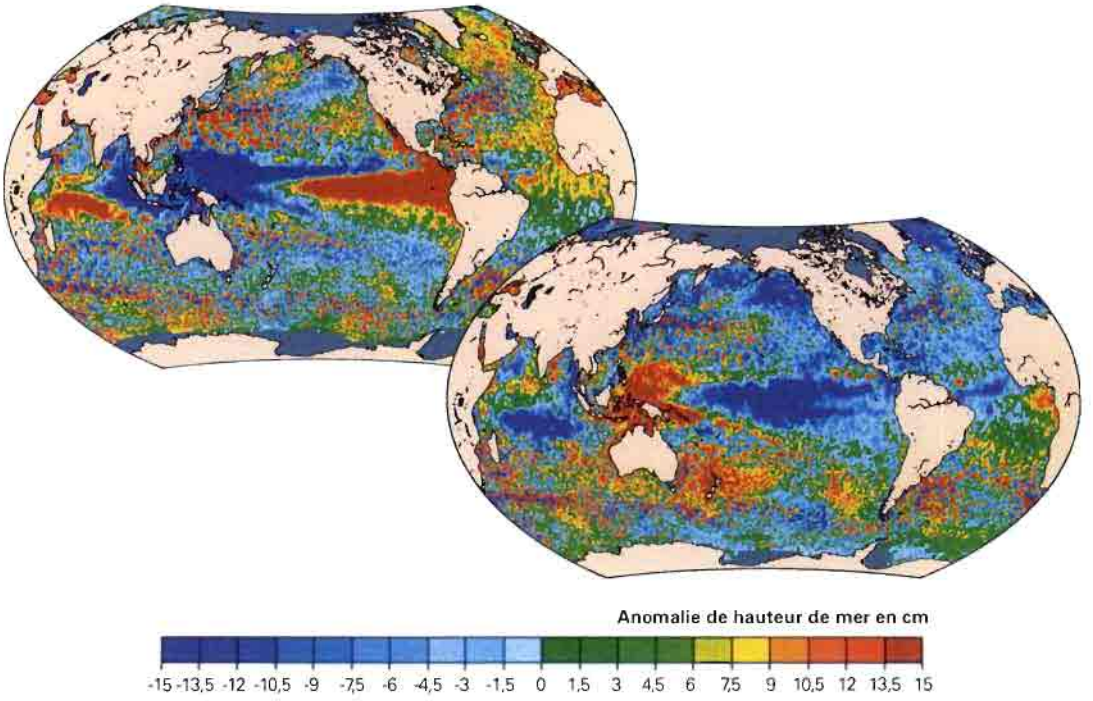


Figure 87
Écart par rapport à la moyenne (ou anomalie) de la topographie dynamique de la surface de l'océan Pacifique au cours de l'épisode El Niño de novembre 1997 (à gauche) et La Niña de novembre 1998 (à droite) observé par le les altimètres de Topex-Poseïdon. La région équatoriale orientale est plus élevée d'une vingtaine de centimètres lors de l'épisode El Niño (en rouge fig. de gauche). À l'ouest au contraire, l'océan a baissé d'une vingtaine de centimètres (en bleu). C'est l'inverse qui se produit lors de l'épisode La Niña. Document Nasa-Cnes.

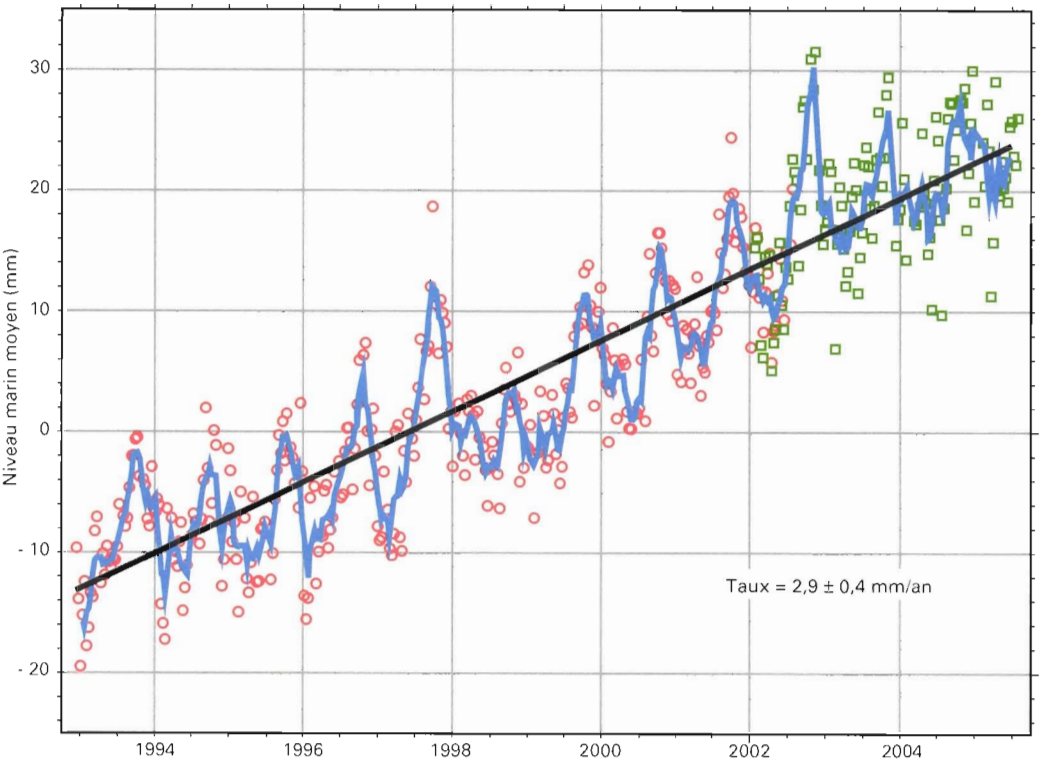


Figure 88
Le taux d'élévation du niveau moyen de l'océan est de 2,9 mm/an ± 0,4 mm, depuis le lancement de Topex-Poseïdon en 1992. En vert, les observations du satellite Jason 1 sont prises en compte. D'après document Cnes.

Les variations du niveau moyen de l'océan

La précision inespérée des altimètres de Topex-Poseïdon a permis d'observer l'élévation du niveau moyen[15] de l'océan mondial alors qu'un tel objectif était jugé inaccessible au moment du lancement du projet. Le niveau moyen correspond au niveau de l'océan lorsque l'on a filtré tous les phénomènes transitoires tels que la marée et les déplacements de masses d'eaux temporaires associés à la dynamique océanique (ceux générés par Enso, par exemple). La répétitivité des observations sur une durée de plus de 10 ans[16] a permis de réduire considérablement le bruit de mesure et l'incertitude des différentes corrections pour aboutir à une précision sur la mesure de l'altitude de l'océan de quelques millimètres, permettant de déceler son taux de variation annuel et de le suivre dans le temps (fig. 88). On connaît l'importance de l'élévation du niveau moyen de l'océan et l'inquiétude qu'il suscite. Cette élévation est causée principalement par l'expansion (dilatation ou effet stérique) de la colonne d'eau de mer due à son réchauffement, lié au changement climatique d'origine anthropique. Son observation était jusqu'ici possible seulement à l'aide d'un réseau de marégraphes sélectionnés, installés près des côtes et de ce fait, susceptibles de présenter des biais liés aux mouvements isostatiques[17] des continents et à différents phénomènes côtiers locaux. Au large, en plein océan, la variabilité du niveau moyen de l'océan, de même que la marée, était pratiquement inaccessible avec les marégraphes classiques.

[15] Il faut faire la distinction, en un lieu donné, entre le « niveau moyen » de l'océan et sa « hauteur dynamique », qui correspond à un phénomène transitoire tel que El Niño (voir fig. 82).

[16] La durée de vie de plus de treize ans du satellite Topex-Poseidon est exceptionnelle et inespérée. Au départ, le projet était conçu pour une durée de vie moyenne de seulement trois ans, avec peut-être une prolongation possible jusqu'à cinq ans.

[17] Les mouvements isostatiques des continents et des îles sont des mouvements verticaux susceptibles de surélever ou d'enfoncer les plates-formes continentales ou insulaires sous l'effet d'une dynamique profonde de la Terre. Ces mouvements s'étendent sur des périodes d'échelle géologique de milliers ou de millions d'années. Ainsi, le bouclier nord-américain et canadien s'élève encore aujourd'hui, sous l'effet de l'allégement causé par la déglaciation de la fin de la dernière période glaciaire, il y a environ 12 000 ans.

Après quelques débats scientifiques visant à expliquer les différences observées entre le taux de variation du niveau moyen obtenu avec les marégraphes et l'altimétrie, la communauté scientifique s'accorda pour reconnaître la pertinence de l'altimétrie dans ce domaine. Les estimations les plus récentes obtenues avec Topex-Poseïdon donnent un taux d'élévation du niveau moyen de l'océan de 2,9 mm/an (fig. 88).

Le vent et les vagues

L'altimétrie permet également d'observer la vitesse du vent (mais pas sa direction) et la hauteur des vagues, en étudiant la forme et l'intensité du signal radar réfléchi. Une mer étale, sans vent, renvoie le signal sans le modifier comme un miroir, alors qu'une mer agitée le disperse et le déforme. Les observations de Topex-Poseïdon ont conduit à cartographier, par période de 10 jours et en temps quasi réel, la vitesse du vent et l'état de la surface de la mer (fig. 89) C'est une donnée essentielle qui concerne tous les « gens de mer », pêcheurs, militaires, commerciaux, plaisanciers, et qui relève des services de prévision météorologique nationaux.

Les marées

La marée, qui résulte de l'attraction de la Lune et du Soleil sur la masse liquide de l'océan, est considérée comme un problème résolu par les amateurs de coquillages qui consultent un annuaire pour connaître, à la minute près et au centimètre près, toutes les caractéristiques de la hauteur de mer le long des côtes de leur région. Mais la marée n'existe pas seulement près des côtes où elle atteint son amplitude maximale. Elle affecte la totalité de l'océan, au large comme près des côtes. En plein océan, bien que son amplitude soit plus réduite et dépasse à peine quelques dizaines de centimètres, il est nécessaire de la connaître avec précision pour la navigation et pour le rôle qu'elle joue dans la dynamique océanique.

On connaît rigoureusement le potentiel de marée, c'est-à-dire l'ensemble des forces de gravité qu'exercent la Lune et le Soleil sur notre Terre, mais le calcul des marées nécessite des observations le long des côtes, car leur géométrie, et celle du plateau continental voisin, affectent considérablement leur amplitude et leur calendrier. En plein océan, les mesures *in situ* sont pratiquement impossibles par les moyens classiques, si bien que la marée au large est longtemps restée très mal connue jusqu'à ce que l'altimétrie satellitaire permette de combler cette lacune.

Le signal de marée est assez facilement observable avec les altimètres, car son amplitude (quelques dizaines de centimètres) est d'un ordre de grandeur plus élevé que la précision du signal altimétrique. L'amplitude des marées au large fut l'un des premiers sujets d'étude possibles avec les observations altimétriques de Seasat, dès les années 1970. Topex-Poseïdon, par sa durée de vie exceptionnelle, a permis au Français Christian Le Provost et à ses collaborateurs de construire un modèle de marée d'une grande précision (de l'ordre de 2 cm en amplitude) (fig. 90). Cette connaissance précise de la marée au large est indispensable pour les autres applications de l'altimétrie, car la hauteur de marée doit être soustraite de la distance mesurée entre le satellite et le niveau de la mer pour la détermination de la topographie dynamique de sa surface par exemple.

D'autres résultats scientifiques inattendus

Les observations de Topex-Poseïdon ont aussi offert deux résultats scientifiques inattendus, dont on peut dire qu'ils relèvent de la géophysique.

Un premier résultat géophysique, non espéré, fut la découverte de l'origine des variations saisonnières de la durée du jour. La durée du jour, donc la vitesse de rotation de la Terre, est influencée par les transferts de masse et de moment d'inertie des enveloppes fluides de la Terre sous l'effet de leur dynamique. On savait mesurer les variations de la durée du jour, mais on ne savait pas comment les rattacher aux déplacements saisonniers des masses océaniques. Topex-Poseïdon a permis de quantifier ces déplacements avec suffisamment de précision pour expliquer complètement les variations de la vitesse de rotation de la Terre par ces déplacements de masse saisonniers opérés par les grands courants océaniques de bord ouest (tels que le Gulf Stream et le Kuro-Shivo). À l'échelle interannuelle, des variations de la vitesse de rotation de la Terre ont pu également être mises sur le compte d'Enso, qui déplace d'est en ouest et d'ouest en est de grandes quantité d'eau, modifiant ainsi la répartition des masses sur la sphère terrestre.

Le deuxième résultat inattendu de Topex-Poseïdon, fondamental pour l'océanographie, et qui est une conséquence des progrès de la connaissance de la marée globale, contribue à résoudre une énigme qui intriguait les théoriciens depuis longtemps, notamment Walter

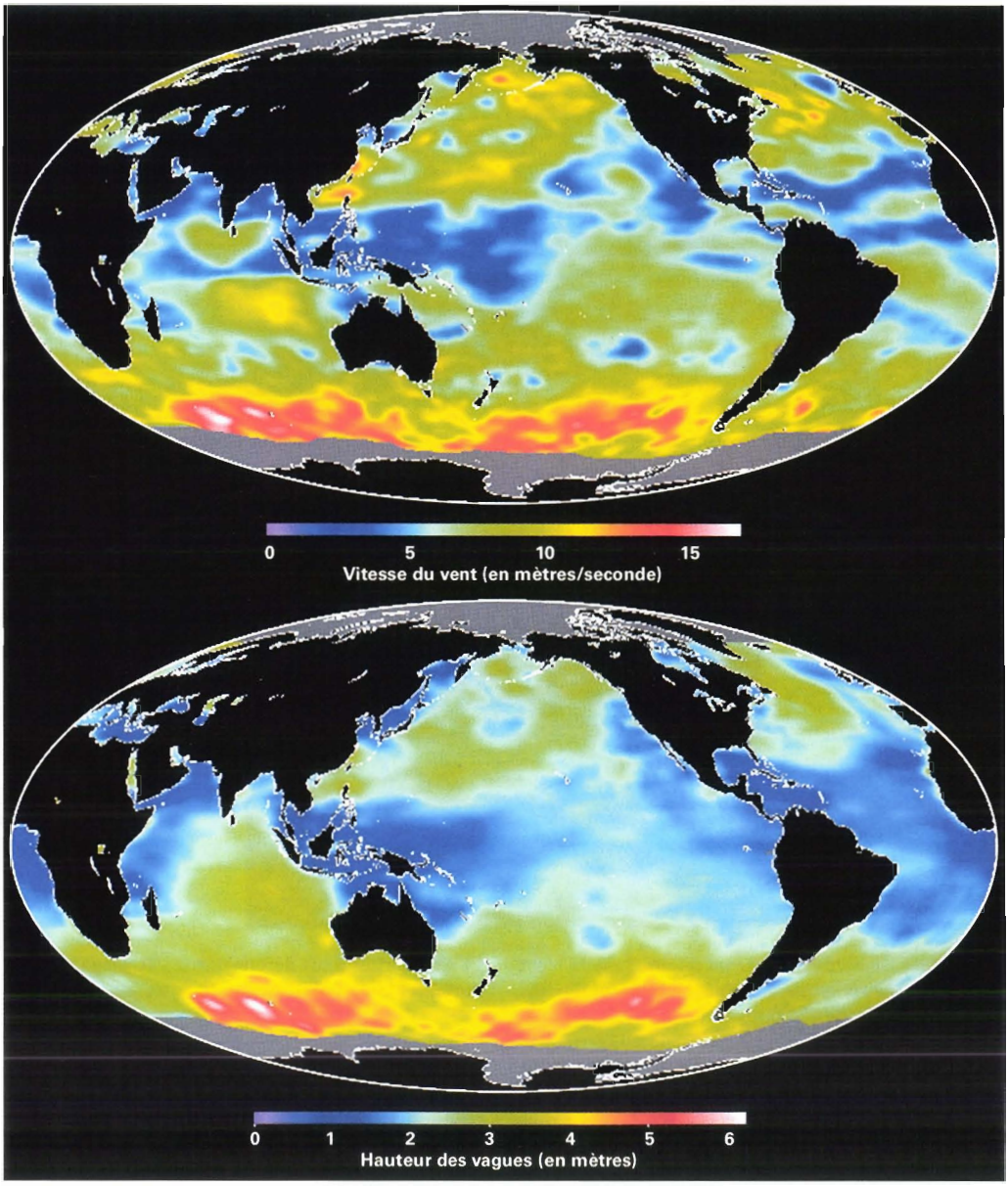


Figure 89
La vitesse du vent (en haut) et la hauteur significative des vagues (en bas) pour la période du 10 au 20 décembre 2003 observées par Topex-Poseïdon. Document CLS/Argos (Anny Cazenave).

Munk et Carl Wunsch[18]. L'océan est stratifié en densité, et des ondes se propagent à la frontière des couches d'égale densité (surfaces isopycnes), facilitant ainsi le mélange vertical à l'origine de la plongée des eaux de surface et de la circulation thermohaline profonde, qui permet à l'océan de jouer son rôle de machine thermique transportant la chaleur des tropiques vers les hautes latitudes (chapitre 2). Or, les bilans d'énergie montraient jusqu'ici que l'énergie communiquée à l'océan par le vent et l'échange thermodynamique à la surface ne suffisaient pas à expliquer la dissipation d'énergie estimée nécessaire pour permettre ce mélange et générer la circulation

[18] Walter Munk et Carl Wunsch sont certainement les deux océanographes les plus « géophysiciens » que connaît l'océanographie. Ils ont beaucoup contribué, à des titres divers (notamment par le développement de la tomographie acoustique, de l'usage des méthodes inverses, de la vision globale de l'océan par de grands projets internationaux tels que Woce et Topex-Poseidon), à intégrer l'océanographie physique dans la géophysique.

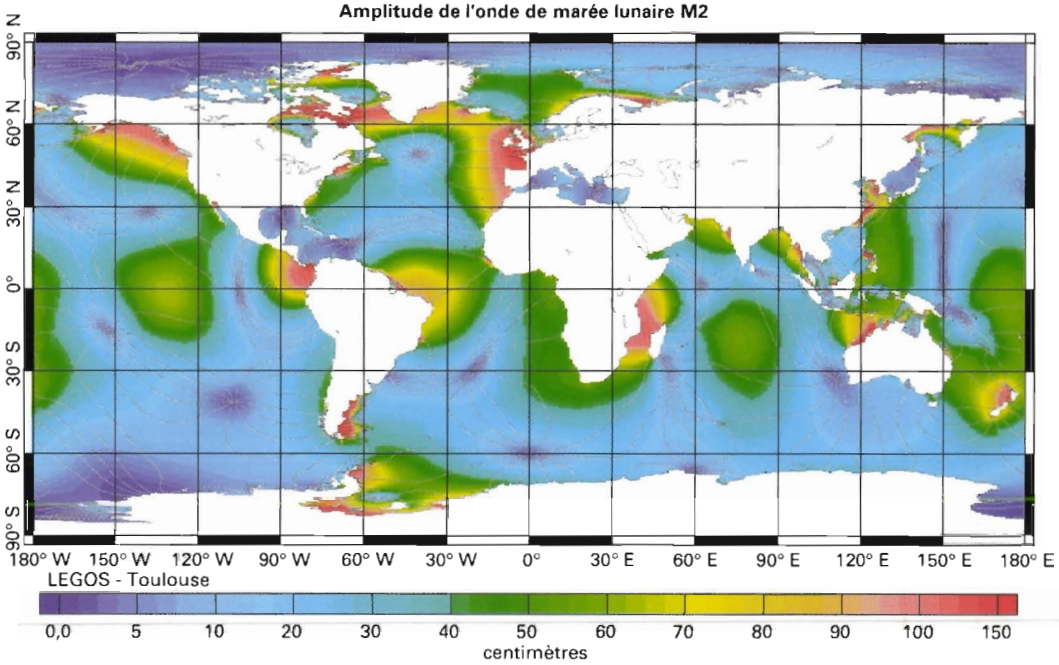


Figure 90
Amplitude (en centimètres) de la composante lunaire principale M2 de la marée. Modèle du Legos réalisé par Christian Le Provost et ses collaborateurs.

thermohaline profonde telle qu'on la connaît. L'énergie de la marée n'était pas prise en compte dans ce bilan, car l'on considérait que son cycle énergétique était fermé : toute l'énergie apportée par le potentiel de marée était dissipée, pensait-on, par le frottement des couches liquides sur le fond de l'océan près des côtes. Ce potentiel de la marée n'étant pas pris en compte dans le bilan d'énergie de l'océan, il manquait donc un apport énergétique important (en plus du vent et de l'échange thermodynamique) pour équilibrer la dissipation énergétique interne de l'océan nécessaire aux processus de mélange des eaux et à la circulation océanique tels qu'on les connaît. On ne trouvait pas l'origine de ce déficit énergétique, qui représentait plus de la moitié du bilan d'énergie.

Les mesures altimétriques de haute précision fournies par Topex-Poseïdon et le modèle de marée établi par Christian Le Provost ont permis de réaliser une cartographie précise de l'énergie dissipée par la marée. On s'est alors aperçu qu'une partie de cette énergie se dissipe bien par frottement dans les régions côtières et sur le fond des océans, mais qu'elle n'épuise pas la totalité de l'énergie issue de la marée, et qu'une autre partie de celle-ci, ignorée jusqu'ici, se dissipe également dans l'océan profond sous la forme de mouvements turbulents à l'origine des processus de mélange. C'est donc la marée, et principalement l'une de ses composantes semi-diurnes, due à l'attraction de la lune, l'onde M2, qui communique à l'océan profond l'énergie manquante pour expliquer les mélanges convectifs et la circulation thermohaline qu'ils engendrent.

Au-delà des phénomènes de marées tels qu'on les perçoit sur nos côtes, on mesure ainsi la « profondeur » de l'influence de notre satellite naturel sur notre environnement et sur le climat. En effet le climat, comme on l'a vu, est largement tributaire de cette circulation thermohaline profonde qui permet l'équilibre thermique de notre planète, et celui-ci serait donc, en partie au moins, attribuable à l'influence de la lune !

De l'océanographie physique à la géophysique

Connaître la Terre à toutes les échelles d'espace et de temps est devenu une nécessité. La mer, demeurée longtemps un espace mystérieux et presque inconnu, n'était décrite que sommairement jusqu'à ces dernières décennies, tant il était difficile et coûteux de pénétrer ce milieu hostile. Les océanographes se

sont rassemblés dans une même discipline scientifique, l'océanographie, en fondant sa légitimité sur les moyens spécifiques, notamment les instruments de mesure, qui permettaient l'étude de ce milieu particulier et difficile. Longtemps, l'océanographie est restée prisonnière de ces techniques d'observations spécifiques, incluant les navires et leurs équipements. Cette « science naissante » au début du XX[e] siècle relevait encore principalement de l'observation, avec un caractère régional marqué car il était impossible d'accéder à une vision globale d'un domaine planétaire aussi étendu. Les sous-disciplines de l'océanographie (physique, biologie et géologie) résultaient de l'importation directe dans le milieu marin des grandes disciplines scientifiques appliquées jusque-là seulement à la Terre solide, à l'air et à l'espace.

L'océanographie physique n'avait, et n'a encore, que peu à voir avec la physique, si ce n'est qu'elle peut être considérée comme un domaine de la mécanique des fluides. Mais cette mécanique joue un rôle fondamental dans notre environnement. Il fallut attendre la découverte, ou la redécouverte, du rôle joué par l'océan dans la variabilité du climat pour que la quantification des phénomènes qui l'affectent dans sa globalité soit prise en compte. Dès lors, les chemins étaient tracés pour que l'océanographie physique soit partie prenante de la géophysique. L'observation spatiale, et plus particulièrement les mesures altimétriques précises obtenues avec Topex-Poseïdon, fut le pas décisif qui fit basculer l'océanographie de la « géographie des océans » vers le domaine de la « géophysique » au sens large.

Pour conclure, comment ne pas relever la dimension humaine de ce singulier passage vers une « vision d'en haut » de notre planète ? La nécessité de s'élever pour comprendre le monde où l'on vit, vieille aspiration de Socrate, efface les frontières et contribue à la prise de conscience du sort commun de notre espèce portée par la même planète.

Michel Lefebvre, l'un des pionniers de cette aventure scientifique, au Cnes et au CNRS, et qui a eu une action déterminante dans le développement spectaculaire de l'océanographie spatiale ces dernières années, a vécu intensément ces moments dans leur dimension humaine. Il traduit bien le sentiment commun des scientifiques des deux bords de l'Atlantique lorsqu'il écrit : « Dans les projets internationaux, et en dépit des barrières culturelles, un vrai dialogue s'est établi entre nos équipes et les collègues anglo-saxons, et ce dialogue perdure et a constitué un enrichissement réciproque exemplaire… »[19].

La première réunion de l'équipe scientifique franco-américaine du projet Topex-Poseïdon au Jet Propulsion Laboratory de la Nasa à Pasadena (Californie) en novembre 1987.



[19] Michel Lefebvre et François Barlier : « En attendant GALILEO… La terre mesurée depuis l'espace : de DIAPASON (1966) à JASON (2001), la contribution française. » Revue *Navigation*.

Chapitre 8

Le rôle de l'océan dans les climats passés



© A. Clarke

La reconstitution des climats passés est indispensable pour comprendre le rôle de l'océan et des cycles géochimiques de la terre sur le climat actuel et pour prévoir le climat futur.

De tous les milieux composant le système Terre, on peut se demander lequel joue le rôle dominant dans la variabilité climatique. On a vu le rôle de l'océan dans le climat actuel et sa variabilité à l'échelle humaine, mais qu'en est-il du rôle qu'il a joué depuis la naissance de notre Terre et les premiers balbutiements de la vie ? Comment participera-t-il au changement climatique qui s'annonce ? Pour les climats du passé, la réponse dépend évidemment de l'échelle temporelle à laquelle on se place.

Aux échelles géologiques de quelques dizaines à quelques centaines de millions d'années, la composition chimique de l'atmosphère, la géométrie des continents et les manifestations de l'énergie interne de la Terre – principalement sous la forme de crises volcaniques – ont été des facteurs déterminants des changements climatiques, dont témoignent les séries stratigraphiques définies par les géologues. Ces strates recèlent les archives des conditions environnementales et climatiques qui ont régné sur notre planète. L'océan a répondu à ces changements de très longue période par des mouvements de transgression et de régression sur les continents, en déposant les sédiments qui matérialisent les étages géologiques caractéristiques d'une époque et de son climat. Mais nous savons peu de choses du comportement du fluide océanique et de sa capacité à répartir la chaleur et l'eau sur la surface de la planète soumise, à ces époques lointaines, à des conditions extérieures très différentes de celles qui prévalent actuellement.

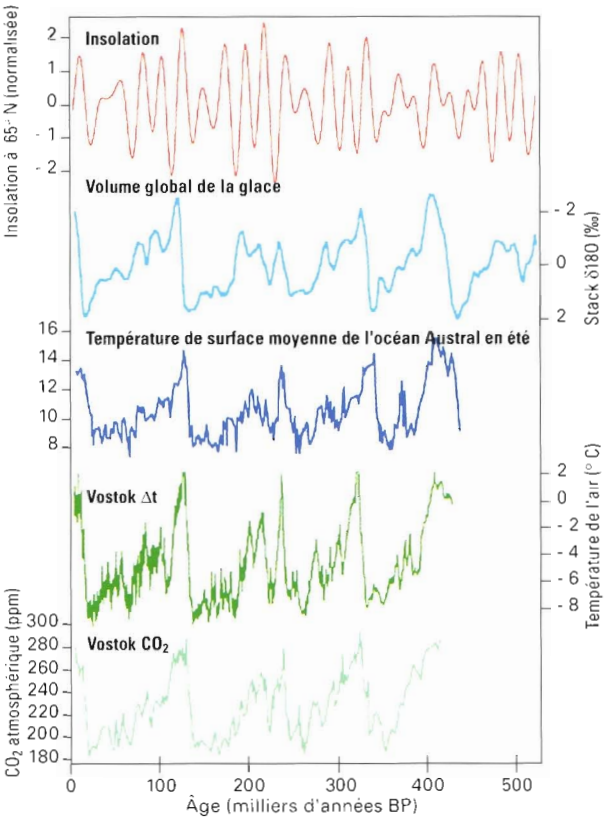


Figure 91
Teneur en gaz carbonique, température de l'air, température de l'océan, volume de glace et flux solaire enregistrés dans la carotte de glace de 400 000 ans forée à la station de Vostok dans l'Antarctique. Sur la figure apparaissent les quatre derniers cycles glaciaires et la forte corrélation entre ces différents paramètres.

Plus près de nous, à l'échelle de quelques centaines de milliers d'années, nous savons qu'un facteur externe à notre système planétaire a eu une grande influence sur le climat et sa variabilité : il s'agit de la quantité d'énergie solaire reçue par la Terre qui peut varier en fonction de paramètres astronomiques déterminant sa distance et son orientation[1] par rapport au Soleil[2]. Ainsi, aux latitudes tempérées, le flux radiatif solaire incident moyen reçu par la Terre peut varier de quelques %, cependant suffisants pour engendrer des périodes glaciaires froides et des périodes interglaciaire plus chaudes qui se succèdent à une fréquence voisine de 100 000 ans (fig. 91).

Ces fluctuations du climat et leurs relations avec les variations du flux solaire ont été mises en évidence par l'équipe d'André Berger, professeur d'astronomie et de géophysique à l'université libre de Louvain-la-Neuve (en Belgique). À l'aide d'un modèle astronomique, il a simulé les différences de flux radiatif solaire reçu sur la Terre au cours du temps, en fonction des paramètres astronomiques déterminant la distance et l'orientation de la Terre par rapport au Soleil. Ces différences expliquent les glaciations et déglaciations du Quaternaire qui intriguaient si fort les géologues du début du XX[e] siècle, lesquels débattaient avec vigueur la théorie très controversée d'un physicien serbe, Milutin Milankovitch, qui le premier avait formulé ces hypothèses pour expliquer les glaciations.

Encore plus près de nous, à l'échelle des derniers millénaires, les archives glaciaires, coralliennes et sédimentaires récentes sont riches d'enseignements sur le rôle qu'a pu jouer l'océan sur la variabilité du climat par ses seuls mouvements et ses interactions avec l'atmosphère, alors que la répartition des continents et leur géométrie ont très peu varié. C'est là le domaine de la paléoclimatologie récente, qui nous aide à mieux comprendre le fonctionnement de la machine climatique actuelle et à prévoir son évolution.

[1] Les variations d'énergie solaire reçue par la Terre, en moyenne et en un point donné, dépendent de trois facteurs astronomiques : « L'excentricité », qui détermine la forme plus ou moins allongée de l'ellipse que décrit l'orbite terrestre dans sa révolution annuelle autour du soleil ; sa période est d'environ 100 000 ans. « L'obliquité », qui mesure l'inclinaison de l'axe de la rotation de la Terre sur elle-même par rapport au plan de l'écliptique, qui est le plan sur lequel elle tourne autour du soleil ; sa période est voisine de 41 000 ans. « La précession climatique », ou précession des équinoxes, qui tient au fait que la Terre oscille comme une toupie, son axe de rotation décrivant un cône autour de la direction perpendiculaire à l'écliptique. En moyenne, elle suit un cycle d'environ 21 000 ans. Ces trois paramètres ne sont pas indépendants, rendant encore plus complexes leurs effets et le calcul du flux solaire atteignant chaque point de la Terre.

[2] Le flux radiatif émis par le Soleil, improprement appelé la « constante solaire », peut aussi varier dans le temps et constituer un « forçage » climatique. Mais on sait encore peu de chose sur son influence sur le climat. C'est un sujet de débat parmi les climatologues. Tout au plus connaît-on bien un cycle ramenant tous les 11 ans une période d'intense activité solaire qui s'accompagne d'un faible accroissement de l'énergie rayonnée. Certains océanographes ont voulu voir dans ce cycle voisin de 10 ans une cause des oscillations décennales observées dans la température de surface de l'océan mondial.

Enfin, le changement climatique actuel d'origine anthropique nous conduit à examiner une autre propriété de l'océan vis-à-vis du climat, sa capacité d'échanger le gaz carbonique avec l'atmosphère et de stocker le carbone. Cet échange a eu cours à toutes les époques, mais il prend maintenant une importance toute particulière, dans la mesure où l'on cherche à connaître la capacité de l'océan à réabsorber le carbone rejeté par l'homme dans l'atmosphère depuis l'ère industrielle.

À côté du carbone, d'autres éléments chimiques transitent par l'océan, c'est là le domaine de la géochimie marine qui lie la dynamique de l'océan à son environnement terrestre ; on peut suivre cette dynamique à travers les mesures de très faibles teneurs d'éléments et de corps chimiques marquant les masses d'eaux océaniques et ainsi utilisées comme traceurs des mouvements lents et profonds de l'océan.

À toutes ces échelles, l'océan joue un rôle, pas toujours dominant, mais souvent déterminant dans les boucles complexes d'actions et de rétroactions qui s'enchaînent pour déterminer un état climatique, résultant d'interactions souvent non linéaires et probablement partiellement chaotiques.

Nous commencerons par faire le point des connaissances apportées par la géochimie sur la circulation générale des océans. Nous examinerons ensuite les relations de l'océan avec le carbone et son rôle possible dans la régulation des émissions de gaz carbonique dans l'atmosphère. Puis nous dresserons un bilan des apports de la paléoclimatologie à la connaissance et à la compréhension du rôle de l'océan dans les états climatiques anciens et leur variabilité à long terme. À cet effet, nous interrogerons les archives sédimentaires, glaciaires et coralliennes, qui ont conservé la mémoire de ces climats du passé récent.

La géochimie de l'océan

L'implication de l'océan dans la variabilité du climat ne se limite pas à son interaction mécanique et thermodynamique avec l'atmosphère. L'océan est le réceptacle et le réservoir de la majorité des constituants chimiques de la Terre, y compris les éléments les plus courants et les plus actifs dans la vie de la planète. Mais l'homme est susceptible d'en ajouter de nouveaux, que l'on qualifiera d'artificiels, tels les éléments radioactifs émis lors des expériences nucléaires à l'air libre des années 1960, ou encore les fréons, gaz issus des systèmes réfrigérants et des bombes aérosols.

La géochimie de l'océan s'intéresse à trois catégories principales de corps chimiques : (1) des corps naturels tels que les sels nutritifs (phosphates, nitrates, carbonates...) qui participent à la vie de l'océan ; (2) des isotopes naturels d'éléments chimiques courants tels que le carbone et l'oxygène ; (3) des radioéléments qui résultent de la désintégration d'éléments radioactifs naturels ou artificiels tels que ceux associés à la fabrication de bombes ou de générateurs nucléaires.

Les débuts de la géochimie océanique : Geosecs (1972-1978)

La première – et la plus complète – campagne d'observations de chimie et de radiochimie des océans est sans conteste le programme Geosecs *(Geochemical Ocean Sections Studies)* initié par la *Scripps Institution of Oceanography* en 1972 et qui s'est terminé sur le terrain six ans plus tard en 1978. Ce programme, conçu par un groupe de chercheurs des États-Unis, auxquels se sont joints quelques Européens, avait deux objectifs majeurs : établir un état des lieux de la composition chimique et radiochimique des océans – dans l'hypothèse de changements futurs possibles – ; apporter des données nouvelles pour améliorer la connaissance et la compréhension du transport océanique profond ainsi que des processus de mélange qui l'accompagnent.

Le programme Geosecs a couvert les trois grands océans. Près de 500 stations de mesures ont été mises en place, à partir desquelles des échantillons d'eau de grand volume (plusieurs dizaines de litres) ont été prélevés jusqu'au fond de l'océan. Les analyses chimiques et radiochimiques ont duré plus de cinq ans. L'ensemble des ces observations a été rassemblé dans un atlas, publié par la Scripps. Outre la température et la salinité, les principaux paramètres mesurés ont été la teneur en oxygène, en sels nutritifs usuels (phosphates, nitrates, silicates), et en radioéléments artificiels tels que le tritium ($_3$H) et le carbone 14 ($_4$C), isotopes de l'hydrogène et du carbone résultant des contaminations radioactives de l'atmosphère par les essais nucléaires des années 1960.

Le tritium, l'un des principaux « traceurs conservatifs », appelés ainsi car leur teneur ne dépend que de leur apport initial et du mélange des eaux, a marqué les eaux de surface de l'Atlantique nord lors de la contamination radioactive des années 1960 et l'on peut

suivre sa diffusion à l'intérieur de la masse liquide au cours du temps. Les mesures de la teneur des eaux en tritium ont ainsi permis de tracer la circulation océanique de sub-surface et le mélange des eaux de l'Atlantique nord. Des comparaisons avec des mesures ultérieures effectuées en 1981 et plus tard encore avec des mesures réalisées lors du programme Woce en 1995 ont permis d'acquérir de nouvelles connaissances sur la vitesse des transports et sur la diffusion des eaux profondes, ainsi que sur les phénomènes de convection, si importants dans le fonctionnement de la machine thermique planétaire (fig. 92).

Un peu après Geosecs, au cours des campagnes appelées *Transient Tracers in the Ocean* (TTO), en 1983, les teneurs en fréons ou CFC (composés chloro-fluoro-carbonatés), gaz issus des systèmes réfrigérants et des bombes aérosols qui perturbent l'équilibre de la couche d'ozone, ont été également utilisées comme traceurs océaniques dans l'Atlantique. Ces mesures de fréons ont permis de mettre en évidence une circulation zonale d'ouest en est entre 1 600 et 1 800 mètres de profondeur le long de l'équateur. Les eaux transportées à cette profondeur venaient de la zone de convection nord-Atlantique et cheminaient, suivant ce parcours inattendu, à la vitesse très lente de 1 cm/s. L'équateur, même à très grande profondeur, reste une région singulière qui affecte toujours la circulation dans un sens zonal.

Woce renouvelle Geosecs trente ans plus tard

Dans le cadre du programme Woce, des mesures de composés géochimiques contenus dans l'océan ont également été réalisées. Hormis les corps chimiques mesurés usuellement en océanographie et en partie utilisés comme traceurs – oxygène dissous, phosphates, nitrates – tous les traceurs radioactifs qui avaient été observés durant Geosecs ont été à nouveau mesurés. L'exploration détaillée de la circulation profonde nécessitait cette extension du programme Woce vers les observations chimiques et géochimiques les plus complètes possible, bénéficiant de technologies de mesures plus précises comme la spectrométrie de masse. Il était également précieux de pouvoir comparer les teneurs de ces composés avec celles observées une ou plusieurs décennies plus tôt, et ainsi de déceler leurs possibles évolutions. Ces observations répétées dans le temps, riches en informations sur la circulation profonde, renseignent aussi sur son évolution possible dans le cadre du changement climatique en cours d'origine anthropique.

Les paramètres géochimiques les plus intéressants pour la connaissance de la circulation océanique profonde restent les CFC, le tritium et le carbone 14, avant que d'autres traceurs plus pointus encore ne prennent éventuellement le relais un jour prochain. Néanmoins, durant Woce, plusieurs types de CFC ont été mesurés ; grâce à ces mesures, on a pu acquérir une vision nouvelle et plus détaillée de la circulation méridienne profonde, dans l'Atlantique notamment (fig. 93).

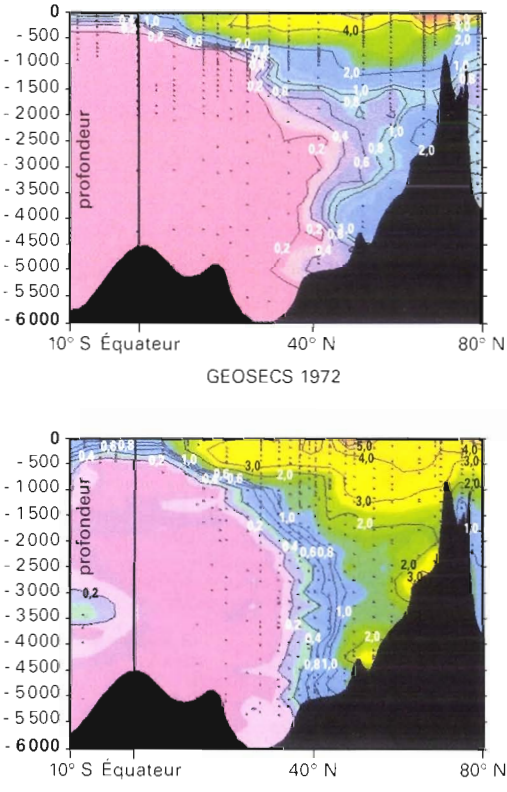


Figure 92
Teneur en tritium le long d'une section méridienne entre 10° S et 80° N et entre la surface et 6 000 mètres de profondeur au cours de deux campagnes de mesures. En haut, en 1972, la campagne Geosecs. En bas, neuf ans plus tard en 1981, une campagne TTO *(Transient Tracers in the Ocean)*. On voit que le tritium s'est répandu, en une dizaine d'années, jusqu'au fond de l'océan où il a commencé à migrer en direction du sud. Document Philippe Jean-Baptiste (LSCE - Gif-sur-Yvette), d'après G. Ostlund (université de Miami).

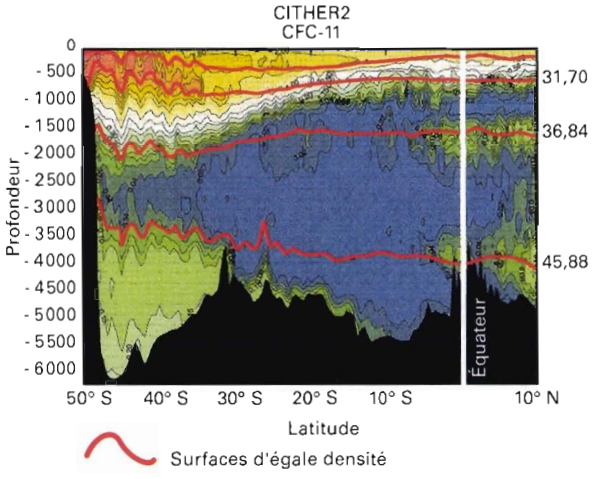


Figure 93
Section méridienne Woce dans l'Atlantique ouest, entre 10° N et 50° S, des teneurs en CFC-11. On remarque que du sud au nord et entre 0 et 1 000 mètres de profondeur, des teneurs élevées en fréons-11 (en jaune et orange) marquent la signature des eaux antarctiques intermédiaires qui s'écoulent en direction du nord. Au nord de l'équateur au contraire, deux maximums profonds voisins de 2 000 et 4 000 mètres de profondeur (en vert) sont la signature des eaux profondes venant de l'Atlantique nord et s'écoulant en direction du sud. Document Ifremer.

Le carbone 14, très utilisé pour étudier la circulation océanique, présente un autre intérêt en relation avec le devenir du dioxyde de carbone (CO_2) produit artificiellement par l'homme et qui contribue à l'effet de serre. Le programme Geosecs avait déjà pratiqué des observations de carbone 14 dans des régions océaniques telles que l'Atlantique nord, considérées comme critiques pour l'étude du cycle du carbone. Ces premières observations avaient indiqué que l'océan avait une grande capacité à absorber et stocker le carbone issu d'un accroissement de la teneur en CO_2 de l'atmosphère. Woce a renouvelé ces observations, en liaison avec un autre programme international, JGOFS *(Joint Global Ocean Flux Studies)*, dont l'objectif est de comprendre comment l'océan est impliqué dans le cycle du carbone à l'échelle planétaire.

Le changement climatique actuel, le cycle du carbone et l'océan

Teneur en CO_2 et température de l'atmosphère augmentent

En 1958, la première station de mesure permanente du taux de gaz carbonique (CO_2) dans l'atmosphère fut installée aux îles Hawaï par Charles Keeling. En moins d'un demi-siècle, ce taux est passé de 320 parties pour million (ppm) à 365 ppm en l'an 2000, montrant une progression continue rythmée par le seul cycle saisonnier (fig. 94). Ces mesures sont significatives d'une augmentation de la teneur en CO_2 qui affecte l'ensemble de l'atmosphère planétaire. Des estimations antérieures, réalisées par d'autres moyens moins précis, montrent que l'on est passé d'une teneur constante voisine de 280 ppm au cours du dernier millénaire à une brutale accélération à l'aube de l'ère industrielle, autour des années 1800. Cette accélération est en relation avec le réchauffement climatique de la Terre constaté par ailleurs depuis le début de l'ère industrielle (fig. 95). Ce dernier se manifeste par une augmentation de la température de l'air d'environ 0,8 °C depuis le début du XX^{e} siècle avec une accélération marquée à partir des années 1980, principalement dans l'hémisphère nord. Ce réchauffement semble se communiquer massivement à l'océan, dont le rôle peut être crucial pour absorber ou tamponner ces écarts thermiques.

Réchauffement global de l'océan

Le réchauffement actuel peut nous aider à mieux comprendre le rôle de l'océan dans le climat, principalement au travers de sa fonction de stockage de chaleur. Des études récentes, menées par Sydney Levitus et ses collaborateurs du GFDL à partir des observations stockées dans les banques de données, ont permis de quantifier les variations du contenu thermique de l'océan mondial sur la période 1948-1998. Alors que la température moyenne de l'atmosphère au niveau de la mer a augmenté durant cette période d'environ 0,5 °C, l'océan a été affecté par un réchauffement global moyen de 0,06 °C. Bien que très inférieur en température, ce réchauffement correspond à une quantité de chaleur considé-

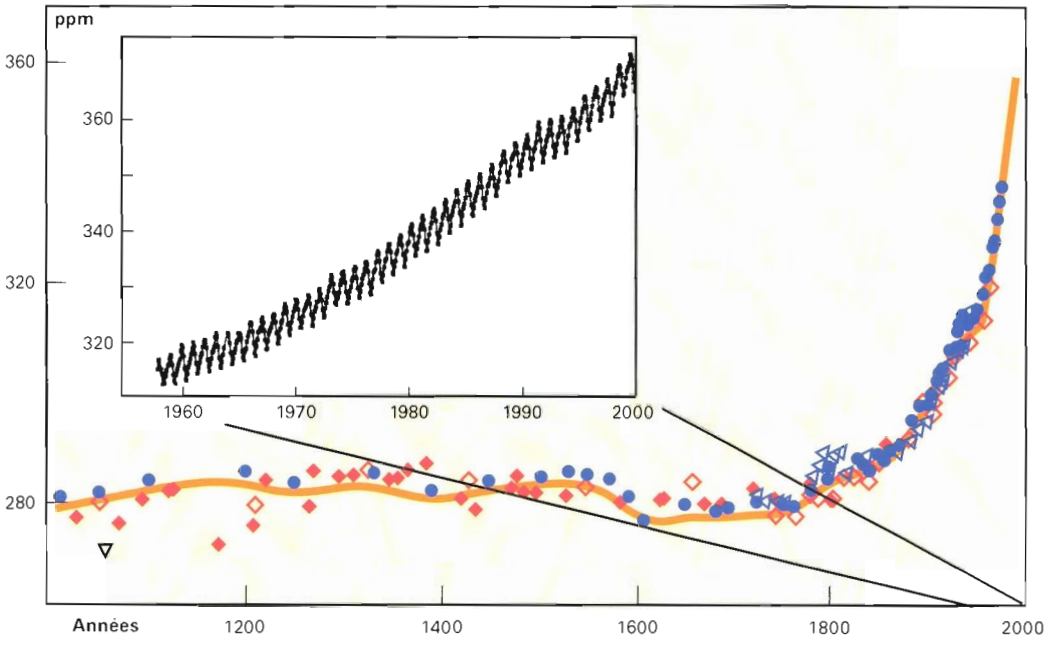


Figure 94

Accroissement du taux de concentration du gaz carbonique dans l'atmosphère. Les unités sont des parties pour million (ppm). Le graphique intérieur, représentant l'accroissement entre 1960 et aujourd'hui, rassemble les mesures physiques disponibles. Le graphique extérieur, depuis l'an 1000, est basé sur des estimations. Document GIEC/IPCC – 3e édition.

rable, étant donné la très grande capacité thermique de l'océan par rapport à celle de l'atmosphère (environ 1 000 fois celle de l'atmosphère). Levitus et ses collègues ont calculé que la quantité de chaleur emmagasinée par l'océan au cours de cette période est 10 fois celle ayant affecté l'atmosphère. Ainsi, le réchauffement constaté de l'atmosphère ne représenterait qu'un dixième du réchauffement total de la planète, les 9 dixièmes restants auraient pénétré dans l'océan. Cette estimation de la répartition des calories supplémentaires – apportées par l'accroissement de l'effet de serre – entre l'océan et les autres milieux terrestres rejoint et conforte les modèles climatiques simulant le réchauffement. Ceux-ci, en effet, montrent que l'accroissement de l'effet de serre (voir paragraphe suivant) impliquerait un réchauffement beaucoup plus important que celui constaté dans la seule atmosphère. Il existerait ainsi un « réchauffement manquant », qui aurait en fait été absorbé par l'océan. Cette découverte de la capacité supposée de l'océan d'absorber une fraction très importante du réchauffement anthropique n'est pas forcément une bonne nouvelle. Car, outre le fait qu'elle confirmerait les prévisions les plus pessimistes sur le niveau du réchauffement actuel, elle allongerait encore plus le temps de réponse du système climatique planétaire à l'effet de serre. En effet, si l'océan engrange autant de calories, il en sera certainement affecté en profondeur, et pour longtemps. Même si l'humanité finit par être capable de limiter, en les contrôlant, ses émissions de gaz à effet de serre (aux alentours de 2050 par exemple), ces calories seront un jour restituées à l'atmosphère, non pas rapidement, mais sur une très longue période (de l'ordre de plusieurs siècles) correspondant à la longue « mémoire thermique » de l'océan.

Mais ce pire n'est pas certain, le réchauffement océanique est loin d'être uniforme. Sur les cinquante années considérées, des variations temporelles de périodes décennales et pluridécennales de grande amplitude sont observées (fig. 96), marquant ainsi des épisodes de réchauffement et de refroidissement. Ces variations, de périodes voisines de 10 ans, représentent plus de la moitié de la variabilité totale observée. Levitus note encore que ces variations affectent principalement les 300 premiers mètres de l'océan à l'exception de l'Atlantique nord (au nord de 50° N), où des cheminées de convections (voir plus loin) peuvent rapidement faire plonger les anomalies thermiques jusqu'à 2 000 mètres de profondeur, et au-delà.

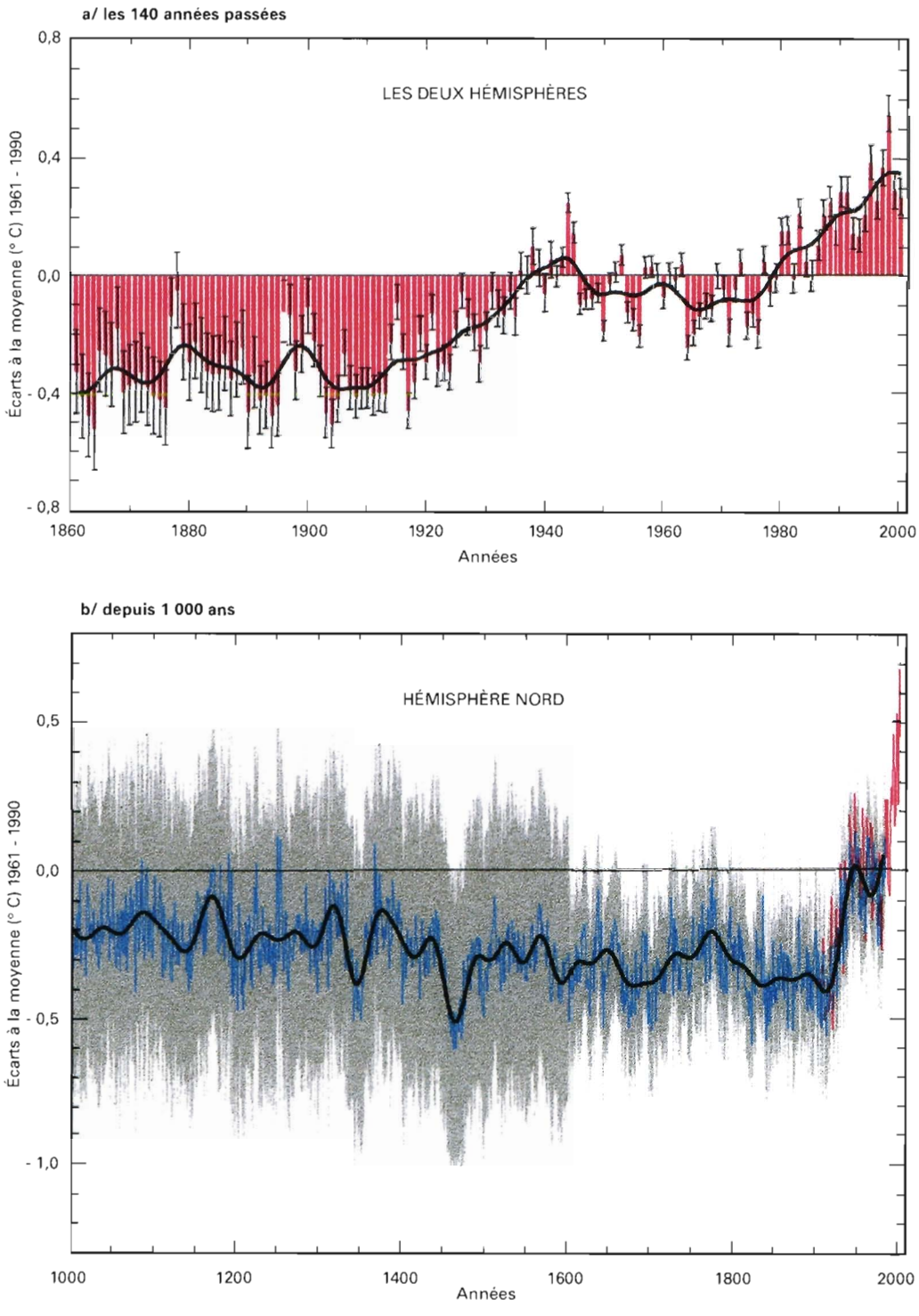


Figure 95

L'évolution de la température moyenne de l'ensemble de la planète depuis 140 ans (en haut) et de l'hémisphère nord depuis 1 000 ans (en bas). En rouge, les mesures physiques. En bleu, les estimations non physiques à l'aide des cernes de croissance des arbres, des coraux, des carottes de glace. On constate une brusque accélération de la montée de la température depuis 1900, et surtout depuis 1980. Document GIEC/IPCC – 3e édition.

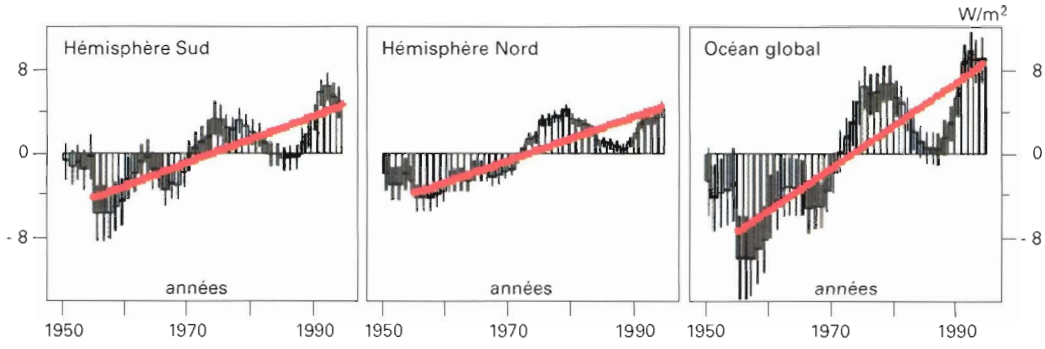


Figure 96

Évolution entre 1948 et 1998 du contenu thermique (en watts par m² par rapport à la moyenne) de l'océan mondial et des deux hémisphères, intégré entre la surface et 3 000 mètres de profondeur. On remarque la tendance au réchauffement de l'océan ainsi que des oscillations décennales très marquées. D'après LEVITUS *et al.* (2000).

On peut conclure de ces études récentes que, parallèlement au réchauffement atmosphérique, un réchauffement encore plus élevé se manifeste également dans l'océan. Mais ce réchauffement de l'océan n'est probablement pas dû seulement au réchauffement de l'atmosphère qui le précéderait. Il intègre aussi vraisemblablement des variations naturelles, de fréquences décennales, multi-décennales ou à plus long terme, dont on ne connaît pas encore l'origine.

L'effet de serre

La coïncidence entre l'élévation de la température moyenne de la planète et des océans et celle de la teneur de l'atmosphère en CO_2 depuis un peu plus d'un siècle s'explique par « l'effet de serre » induit par certains gaz atmosphériques, dont le CO_2 mais aussi par la vapeur d'eau. Ces gaz bloquent une partie de l'émission du rayonnement naturel de la Terre, principalement dans les longueurs d'onde du domaine infrarouge, réchauffant ainsi l'atmosphère et par suite tous les milieux constitutifs du système climatique, océans compris. Le CO_2 participe pour 16 %

Le récif barrière, paysage marin typique du Pacifique, renferme dans ses coraux une précieuse mémoire des climats passés.


© IRD/P. Laboute

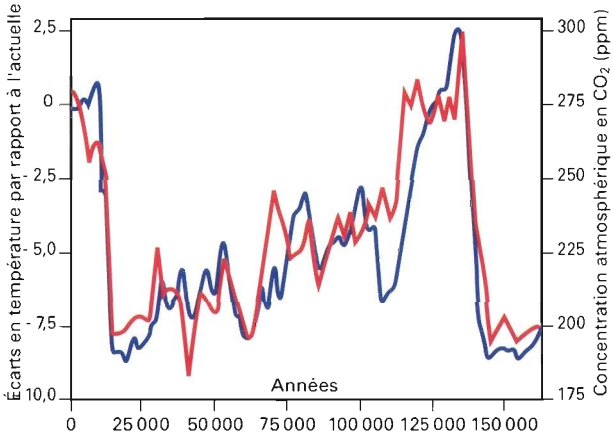


Figure 97
Enregistrements du taux de gaz carbonique (en rouge) et de la température de l'atmosphère (en bleu), dans les bulles de gaz incluses dans la première carotte de glace prélevée dans l'Antarctique (station de Vostock). La corrélation est nette. Figure historique que l'on doit à Claude Lorius et Jean Jouzel.

à ces « gaz à effet de serre » (GES)[3]. La corrélation entre la teneur en CO_2 de l'atmosphère et la température moyenne de la planète est vérifiée à toutes les échelles temporelles. Elle s'observe aussi bien à très long terme, aux échelles géologiques, qu'à l'échelle des dizaines de millénaires récents, comme le montrent les enregistrements dans les glaces de l'Antarctique à la station Vostock (fig. 97), et aussi à l'échelle de la vie humaine.

Les modèles climatiques indiquent que l'accroissement brutal de cet effet de serre et du réchauffement induit depuis le début de l'époque industrielle est dû principalement au CO_2 produit par l'activité humaine. Cependant, le taux connu actuellement (1990-1999)[4] de rejet de carbone dans l'atmosphère (6,3 ± 0,3 petagramme de C/an ; 1 petagramme ou pg = 10^{15} grammes) ne correspond pas à l'augmentation constatée de cet élément dans l'atmosphère (3,2 ± 0,1 pg C/an). Environ la moitié du carbone produit ne se retrouve pas dans l'atmosphère. Il faut donc en conclure que cette moitié manquante est soustraite au bilan global par les deux milieux susceptibles d'absorber une partie de ce carbone artificiel, la biosphère continentale et l'océan.

L'océan absorbe une partie du CO_2 d'origine anthropique

D'après le rapport 2001 du GIEC, la biosphère continentale (plantes, sols, arbres) absorberait environ 1,4 pg C/an, et l'océan 1,7 pg C/an. L'océan serait donc le principal milieu terrestre susceptible de réabsorber le carbone introduit artificiellement dans l'atmosphère par l'activité humaine. Occupant près des deux tiers de la surface de la planète, il peut échanger du carbone avec l'atmosphère de différentes façons, qui tiennent autant à ses propriétés physico-chimiques qu'à sa capacité de produire de la matière vivante.

On distingue trois processus fondamentaux permettant à l'océan de réabsorber le CO_2 atmosphérique ou de réguler cette absorption :

La « pompe physique ». On désigne ainsi la capacité des couches superficielles océaniques d'absorber une fraction du CO_2 atmosphérique par solubilité. Cette capacité est fonction de la température de l'eau. Plus une eau est froide, plus elle peut absorber de CO_2. Les eaux superficielles chaudes au contraire émettent du CO_2 dans l'atmosphère, ce qui explique que les régions tropicales, notamment le Pacifique, soient généralement des zones sources de CO_2, lors des épisodes El Niño notamment (fig. 98).

La « pompe biologique ». La vie marine, et particulièrement le phytoplancton, premier étage de la chaîne vivante marine, est consommatrice de CO_2 pour sa photosynthèse, à l'instar des prairies ou des forêts sur les continents. Ce carbone se fixe ainsi sous forme organique et peut être transporté par la chaîne trophique dans les couches profondes de l'océan.

La régulation chimique. Le CO_2 dissous dans l'eau de mer entraîne au sein de cette dernière une cascade de réactions chimiques qui conduisent à des équilibres chimiques limitant la capacité de l'océan de « digérer », par ce processus, tout le CO_2 pris à l'atmosphère.

[3] Les gaz à effet de serre représentent 1 % seulement de la composition de l'air. 70 % de ces 1 % sont de la vapeur d'eau, principal gaz à effet de serre. Dans les 30 % restants viennent ensuite : le gaz carbonique pour environ 16 %, le méthane (CH_4) pour 4,5 %, l'oxyde nitreux (NO_2) pour environ 1,5 %, les composés hydro-fluoro-carbonés (HFC) pour 4,5 %, des composés divers pour 3,5 %. Ces proportions expriment le pourcentage des contributions à l'effet de serre et non le pourcentage des masses.

[4] Évaluation mentionnée dans le rapport 2001 du GIEC (Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat).

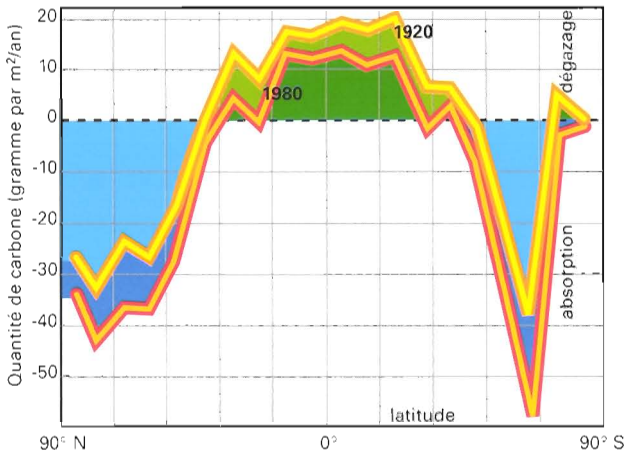


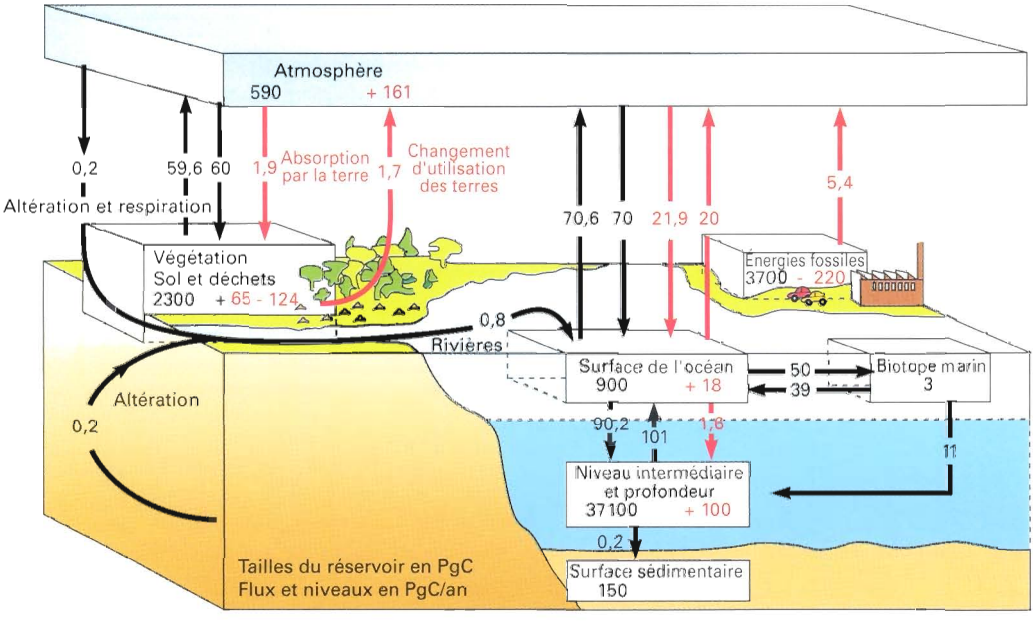
Figure 98
Répartition géographique moyenne, par latitudes et pour l'ensemble des océans, de la quantité de carbone échangée entre l'atmosphère et l'océan, principalement sous forme de gaz carbonique (en g de C par m^2 et par an). On remarque que les zones tropicales émettent du gaz carbonique dans l'atmosphère. Au contraire, aux plus hautes latitudes, l'océan absorbe du gaz carbonique. Entre 1920 et 1980, un important changement s'est opéré, réduisant à la fois le dégazage tropical et l'absorption extratropicale. Document JGOFS.

La distribution régionale des échanges de CO_2 entre l'océan et l'atmosphère est le résultat de la superposition de ces trois processus conduisant à une forte hétérogénéité spatiale présentant des « zones sources », les régions tropicales, et des « zones puits », les régions tempérées et polaires. Outre les incertitudes sur les bilans de carbone et les flux tels qu'il apparaissent sur la figure 99, les mécanismes d'absorption et d'émission du CO_2 des autres milieux qui composent le système Terre sont également mal connus. De nombreuses boucles d'actions et de rétroactions *(feed back)* sont en effet susceptibles d'affecter ces bilans.

Des incertitudes et des questions demeurent

Dans l'océan, les principales incertitudes sont liées au transport océanique vertical, susceptible d'entraîner rapidement des quantités importantes de carbone dans les couches intermédiaires et profondes, comme c'est le cas dans les zones de convection de l'Atlantique nord. Une grande incertitude porte aussi sur l'océan austral, qui est à la source de la formation d'eaux intermédiaires et profondes susceptibles de plonger rapidement et de disséminer le carbone dans l'océan mondial.

Figure 99
Le cycle du carbone dans l'atmosphère, la terre et l'océan avec les flux de carbone entre les différents réservoirs (en petagrammes de carbone par an). D'après SARMIENTO *et al.* (2000).



D'une façon générale, la réponse de l'océan au changement climatique passe par sa capacité à absorber et à disperser dans ses couches profondes à la fois les calories et le carbone en excès[5] apportés par l'atmosphère. Mais les constantes de temps de la circulation océanique sont longues : elles peuvent atteindre le millénaire pour certaines masses d'eau, et ce rôle océanique de tampon peut donc ne se faire sentir qu'à très long terme. Par ailleurs, les « effets secondaires » d'un océan globalement réchauffé et suractivé biologiquement par une disponibilité accrue de carbone sont difficiles à évaluer[6], tant en ce qui concerne les modifications de la dynamique océanique que les perturbations de la vie marine. La production de ressources vivantes exploitables pourrait à terme s'en trouver affectée, avec de grandes disparités régionales, notamment entre les pays du Nord et les pays du Sud, généralement proches des tropiques.

La modélisation du cycle du carbone

Dans un domaine aussi complexe, la modélisation peut être d'un grand secours. Historiquement, les premiers modèles dits « géochimiques » ont permis dans les années 1980 de simuler la perturbation du système des carbonates par le CO_2 anthropique en excès. Puis, dans les années 1990, sont apparus des modèles « bio-géochimiques », qui prennent en compte les processus thermodynamiques de surface et l'effet de la biomasse marine sur la distribution des carbonates dans l'océan. Une troisième génération de modèles est récemment apparue pour simuler l'impact du changement climatique sur la dynamique et la biologie de l'océan : ce sont des modèles appelés parfois « physico-bio-géo-chimiques », qui lient les processus bio-géochimiques à la dynamique couplée océan-atmosphère et à la simulation de l'évolution du climat. De tels modèles voient actuellement le jour dans les grandes institutions scientifiques. Ils sont utilisés pour prévoir à l'échelle du siècle ou à plus long terme encore l'évolution des teneurs en carbone et les flux entre les divers réservoirs du système planétaire (fig. 100). Ces modèles sont également nécessaires pour analyser et comprendre les processus impliqués dans cette évolution. On relève une grande disparité dans les simulations en mode pronostique de ces différents modèles, ce qui atteste, s'il en était besoin, de la complexité du problème et de l'importance des incertitudes qui demeurent.

Depuis 1989, un grand programme international, JGOFS, rassemble la communauté scientifique internationale sur le sujet et réalise des « expériences » coordonnées, principalement dans l'Atlantique, pour mieux comprendre les processus océaniques impliqués dans le cycle du carbone. La grande question étant de savoir si l'océan peut contribuer à réguler le changement climatique anthropique actuel en réabsorbant, au moins en partie, le CO_2 atmosphérique.

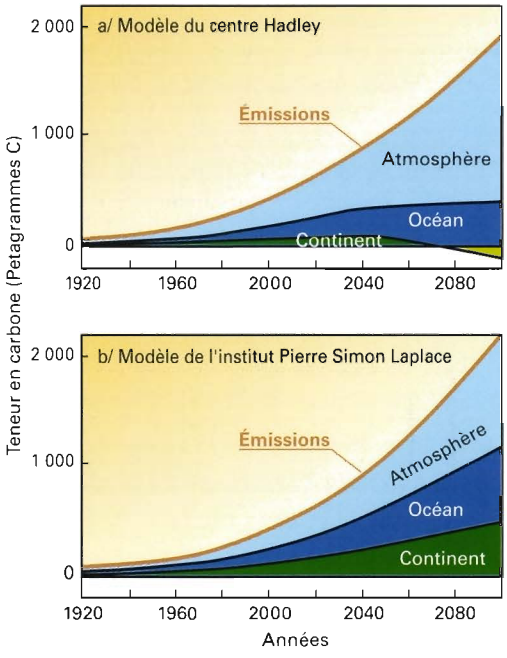


Figure 100
Deux modèles simulant l'évolution, jusqu'à la fin du XXIe siècle, du contenu en carbone (en petagrammes de C) des réservoirs atmosphériques, océaniques et continentaux. D'après SARMIENTO *et al.* (2000). On voit qu'il existe des différences considérables entre les modèles. Le modèle du centre Hadley prévoit une faible accumulation du carbone dans l'océan et les continents à l'inverse du modèle de l'IPSL.

[5] Le carbone finit par s'accumuler dans les sédiments marins profonds sous forme principalement de carbonate de calcium ($CaCO_3$), dont les cycles sont d'échelle géologique, de l'ordre de 10 à 100 millions d'années.

[6] Afin d'activer la production phytoplanctonique de l'océan austral, il a été envisagé de l'ensemencer en fer, élément limitant, au sens chimique, de la photosynthèse planctonique. Quelques milliers de tonnes de limaille de fer seraient théoriquement suffisantes pour suractiver la photosynthèse de cette région océanique et absorber le CO_2 atmosphérique produit par l'homme. Mais les effets secondaires d'une telle manipulation sont tellement incertains qu'il est probable que cette expérience ne sera jamais tentée en vraie grandeur.

Les sédiments, coraux et glaces : archives des climats passés

On vient de voir l'importance du carbone dans le climat de la Terre et le rôle de réservoir ultime joué par l'océan dans les échanges de cet élément avec l'atmosphère, la lithosphère, et la biosphère. En puisant ce carbone dans la lithosphère (pétrole, charbon, forêts...) pour le déverser dans l'atmosphère, l'homme joue maintenant un rôle déterminant dans la répartition de cet élément fondamental de la vie. L'océan reste cependant, en moyenne, un puits de carbone, lequel s'accumule dans les sédiments mais aussi dans les squelettes carbonatés des animaux vivant sur le fond, au sein de la masse liquide ou près de la surface, comme les coraux. Ces débris carbonatés constituent de précieuses archives des climats du passé.

La paléoclimatologie a suscité un énorme intérêt au cours des dernières décennies, et l'étude de la variabilité des conditions climatiques passées a été d'un précieux secours pour les climatologues cherchant à comprendre les mécanismes générateurs du climat actuel et de son évolution future. Deux catégories de produits carbonatés formés dans l'océan intéressent plus particulièrement les paléoclimatologues, ce sont les dépôts sédimentaires marins et les coraux. Mais un autre milieu, proche de l'océan, a également celé en son sein, au cours des âges, des informations climatiques d'une grande richesse, ce sont les glaces continentales des régions polaires[7].

Il existe ainsi actuellement trois principales sources de connaissances sur les climats passés[8]. Elles n'ont pas les mêmes qualités, la même précision et les mêmes résolutions, et elles ne relèvent pas toujours des mêmes échelles de temps, mais, ensemble, elles constituent une source presque inépuisable d'informations que les paléoclimatologues et les climatologues n'ont pas fini d'explorer. Toutes ces archives ont un lien avec l'océan soit directement, soit indirectement pour les glaces polaires.

Nous présentons ici un résumé des avancées de ces disciplines au cours des dernières décennies et de leurs implications dans le développement de l'océanographie.

La paléoclimatologie est née au fond des océans

Dans son remarquable ouvrage, « *Quand l'océan se fâche* »[9], Jean-Claude Duplessy nous rappelle que ce sont les premiers prélèvements d'échantillons sédimentaires du fond des océans, pendant les campagnes du navire foreur *Glomar Challenger*, « armé » par quatre instituts océanographiques américains (JOIDES[10]), qui éveillèrent l'intérêt des géologues pour la connaissance du passé climatique de notre planète. À la fin des années 1960, le *Glomar Challenger* avait été conçu et équipé pour réaliser des forages profonds dans le plancher océanique, destinés à vérifier certaines théories liées à la tectonique des plaques. L'équipement initial était un instrument de forage classique capable de percer un trou pour atteindre un échantillon de roche à plus de 1 000 mètres sous le plancher océanique, et ce par des mers profondes de plus de 4 000 mètres. Un tel équipement, familier des pétroliers, ne pouvait conserver intacts les sédiments traversés. Pour les besoins de la paléoclimatologie, qui prit progressivement le relais de la tectonique des plaques dans les missions du *Glomar Challenger*, il fut décidé de remplacer le foreur rotatif par un système hydraulique permettant de faire pénétrer en force le tube de carottage sans mélanger les sédiments. La paléoclimatologie venait ainsi d'accéder, au fond de l'océan, à un gisement d'archives pratiquement illimité, qui allait livrer des informations inestimables sur les climats passés de la Terre.

Le premier paramètre physique qui permet de caractériser un climat est sans conteste la

[7] Il existe aussi des glaciers continentaux en dehors des régions polaires, dans les Andes, en Asie, en Europe et même en Afrique qui présentent également un intérêt pour la paléoclimatologie. Certains d'entre eux, notamment ceux des Andes, sont menacés de disparition rapide par le réchauffement du climat actuel. Il est donc important de les étudier rapidement, ce que font plusieurs équipes, principalement américaines et françaises.

[8] Nous ne développerons pas ici, dans un ouvrage dédié à l'océan, l'apport de la paléoclimatologie continentale à la connaissance des climats du passé, bien que ce domaine scientifique, héritier de la géologie du Quaternaire, soit très important. On peut seulement noter que la géomorphologie et la sédimentologie continentale représentent les principales sources d'information sur les climats continentaux anciens.

[9] *Quand l'océan se fâche/Histoire naturelle du climat*, J.-C. Duplessy, Odile Jacob, Paris, 1996.

[10] Le groupement *Joint Oceanographic Institutions for Deep Earth Sampling* (JOIDES) rassemblait quatre grands instituts océanographiques, dont Woods Hole et la Scripps, pour utiliser le navire *Glomar Challenger* initialement dans le cadre d'un programme international d'étude de la croûte terrestre appelé *Deep Sea Drilling Project*.

température. Comment déterminer la température régnant à la surface de l'océan et dans l'air à partir de l'examen de carottes de sédiments marins ? Les premières tentatives d'estimation des paléo-températures océaniques ont fait appel à des méthodes issues de la micropaléontologie. Il existe dans les sédiments marins des débris fossiles d'animaux planctoniques, les foraminifères, qui se distinguent par de nombreuses espèces vivant chacune dans des conditions très spécifiques et qui sont donc susceptibles de caractériser tel ou tel environnement, notamment thermique. Certaines de ces espèces vivent en eaux chaudes, d'autres dans des régions tempérées ou froides, près des côtes ou au large. L'abondance d'une espèce dans une strate sédimentaire permet donc de déterminer grossièrement l'environnement thermique de l'époque durant laquelle ces animaux vivaient dans l'océan.

Mais cette première approche qualitative, familière des géologues, permettait difficilement d'approcher un paramètre physique tel que la température avec une précision et une fiabilité suffisantes pour caractériser un climat. Il fallut donc faire appel à des méthodes de traitement des données plus rigoureuses, s'appuyant sur la statistique. Dans les années 1970, des chercheurs américains établirent qu'il était possible de déterminer les températures des climats passés en associant aux débris de plantes et d'animaux des sédiments passés les conditions environnementales (température,...) que l'on peut observer actuellement pour ces mêmes espèces végétales et animales vivant encore de nos jours. Cette méthode pouvait s'appliquer évidemment aux foraminifères, pour lesquels il fallait établir une relation empirique, appelée « fonction de transfert », entre les conditions climatiques actuelles et l'abondance ou la rareté observées de telle ou telle espèce. Ensuite, en utilisant cette relation, il suffisait de déterminer les espèces présentes dans une strate ainsi que leur abondance pour en déduire la température recherchée. Ces fonctions de transfert se sont avérées étonnement précises et utiles. Bien qu'il faille les définir en chaque point du globe, car elles n'ont pas de valeur universelle, elles ont permis d'atteindre pour la température une précision voisine de 1 °C.

Mais ce sont les géochimistes qui sont à l'origine d'une méthode entièrement différente et plus précise encore pour déterminer les paléo-températures. Cette technique est fondée sur la mesure du rapport de deux isotopes de l'oxygène[11], $^{18}O/^{16}O$. Dans la nature, et en première approximation, ce rapport est constant et voisin de 0,2 %. Mais lors de la formation de la coquille carbonatée d'un organisme marin, les atomes lourds ^{18}O précipitent à des vitesses qui dépendent de la température du milieu. Ainsi, le rapport $^{18}O/^{16}O$ d'une coquille fossile est d'autant plus grand que la température à laquelle il a vécu était plus basse. En pratique, les choses ne sont pas aussi simples et des corrections doivent être appliquées à cette évaluation, car le rapport isotopique des coquilles dépend aussi de celui du milieu marin où elles se sont formées. Celui-ci peut être variable, et il faut donc aussi le connaître. Mais avec une « cuisine méthodologique » appropriée, dont les paléoclimatologues conservent le secret, on peut obtenir une précision meilleure que le degré centigrade à condition que l'analyse de ce rapport isotopique puisse être effectuée avec une grande précision, ce que seuls permettent des instruments d'analyse moderne, les spectromètres de masse.

Les sédiments marins, mémoires des climats passés

À l'aide de ces différents paléo-thermomètres, les géologues et les géochimistes, devenus paléoclimatologues, inventèrent la paléo-océanographie[12]. Ils recherchèrent les sédiments abyssaux les plus anciens qu'ils pouvaient trouver et qui n'avaient pas encore été enfouis dans les zones de subduction[13]. Le navire *Glomar Challenger* et son successeur, le *JOIDES Resolution,* recueillirent suffisamment d'échantillons sédimentaires de roches du Crétacé, vieilles de quatre-vingts à soixante-cinq millions d'années, pour envisager d'ouvrir la chasse aux paléoclimats. La paléoclimatologie et la paléo-océanographie étaient en marche !

11 Les isotopes d'un élément chimique donné diffèrent par le nombre de neutrons contenus dans leur noyau et donc par leur masse. Ainsi, l'oxygène 16, ^{16}O, a un noyau contenant 16 protons. L'oxygène 18, ^{18}O, contient toujours 16 protons mais aussi 2 neutrons; il est donc plus lourd. « L'eau lourde », utilisée lors des débuts de l'industrie nucléaire civile et militaire, est constituée d'atomes d'oxygène lourds ^{18}O.

12 Le créateur de la paléo-océanographie française est Jean-Claude Duplessy, qui dirigea le laboratoire des faibles radioactivités de Gif-sur-Yvette.

13 Les zones de subduction sont des régions où une plaque océanique s'enfonce sous une plaque continentale, entraînant avec elle dans les profondeurs terrestres les couches sédimentaires qu'elle pouvait porter.

Nous ne nous attarderons pas sur la description des climats de ces temps très anciens, seulement brièvement évoquée ici. Pour un panorama complet de cette passionnante histoire du climat de la Terre depuis quatre-vingts millions d'années, nous renvoyons à l'excellent ouvrage, déjà cité, de Jean-Claude Duplessy. Pendant le Crétacé, dernière période de l'ère secondaire, un monde sans glace et très chaud abritait de nombreuses espèces végétales et animales, parmi lesquelles les fameux dinosaures. Après la catastrophe écologique qui marque la limite Crétacé-Tertiaire (vers 65 millions d'années),

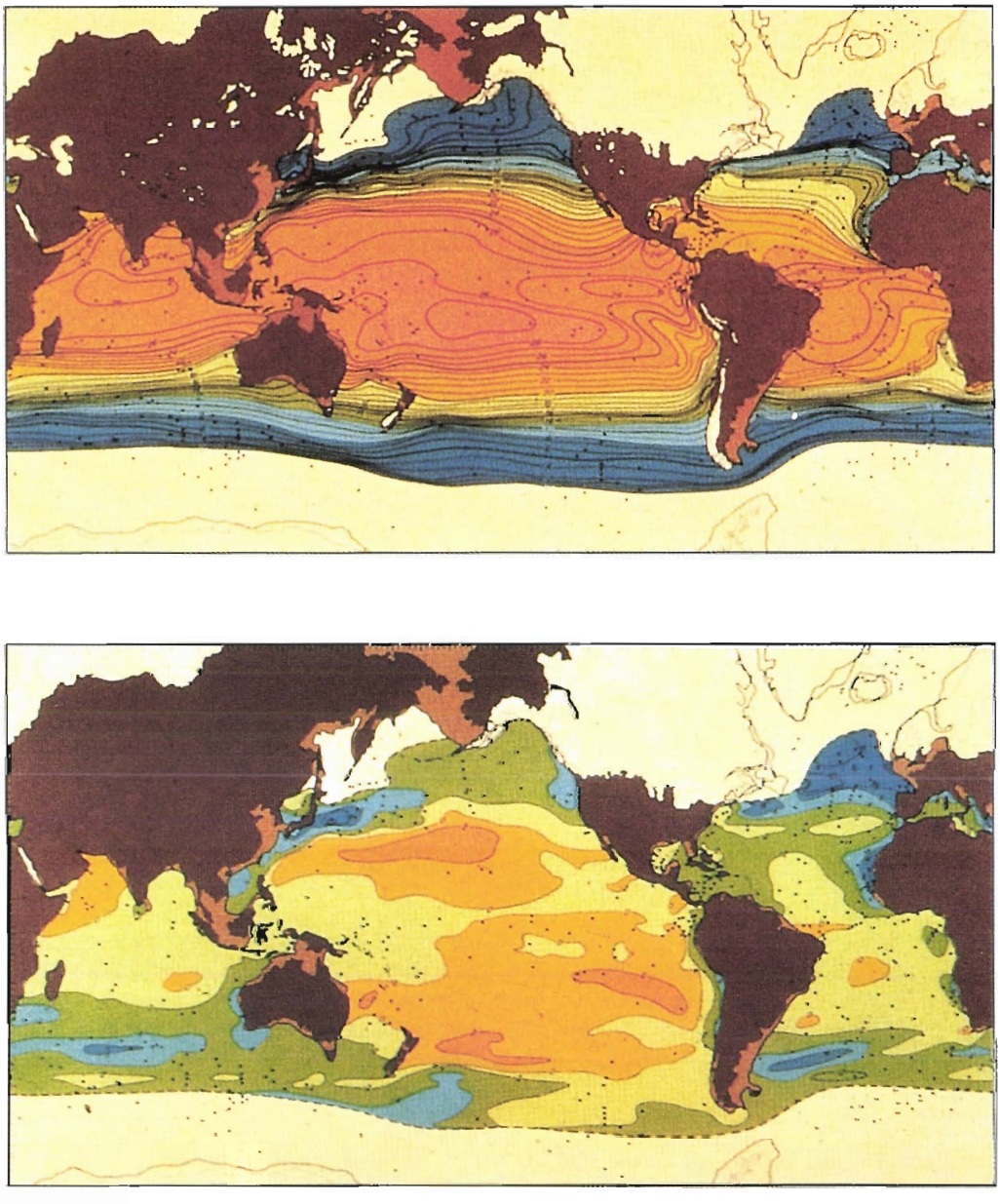


Figure 101
L'océan glaciaire il y a 18 000 ans, d'après les travaux du groupe Climap. En haut, les températures en février il y a 18 000 ans, en bas, l'écart de températures entre aujourd'hui et 18 000 ans. On remarque que, lors de cet épisode glaciaire, la calotte de glace arctique recouvrait la totalité du Canada, le nord des États-Unis, l'Atlantique nord, la Grande-Bretagne et la Scandinavie. Au contraire, les régions océaniques tropicales, notamment le Pacifique, étaient un peu plus chaudes (1 °C à 2 °C) qu'actuellement. D'après DUPLESSY (1996).

probablement due à la collision d'un astéroïde géant avec la Terre qui a mis fin à l'ère secondaire – et aux dinosaures –, l'ère tertiaire a vu les glaces s'établir progressivement pendant plusieurs dizaines de millions d'années sur le continent antarctique. Puis, un peu avant le début de l'ère quaternaire, une calotte glaciaire s'est également développée au pôle nord, recouvrant les continents et les mers arctiques. Ce fut le début de l'alternance des périodes glaciaires (fig. 91 et 101) et des périodes interglaciaires plus chaudes telles que celle où nous vivons aujourd'hui. On a vu que ces alternances de périodes froides et chaudes depuis 900 000 ans sont rythmées par les variations d'origine astronomique du flux solaire reçu par la Terre.

S'il n'est pas envisageable de chercher à déterminer le rôle de l'océan, en sa qualité de fluide géophysique, dans les climats des ères secondaire et tertiaire, on peut se poser la question de son rôle dans les variations climatiques de la période quaternaire récente (depuis 900 000 ans), durant laquelle alternent périodes glaciaires et interglaciaires, curieusement entrecoupées d'oscillations froides ou chaudes à beaucoup plus hautes fréquences.

L'océan dans les oscillations climatiques du Quaternaire

L'océan est impliqué dans les climats glaciaires et interglaciaires du Quaternaire à plus d'un titre. Il peut être affecté par des montées ou des descentes à long terme de son niveau moyen, par la fonte ou la prise des glaces continentales, et ainsi libérer ou fermer des détroits, en modifiant localement la circulation marine. Mais des modifications plus profondes de sa circulation générale sont susceptibles d'affecter sa fonction de transport de chaleur des basses vers les plus hautes latitudes. Ce dernier point est de loin le plus important. La dynamique océanique est indissolublement liée à l'état climatique d'une époque. Pour pouvoir étudier l'implication de l'océan dans le climat par son comportement de fluide dynamique, c'est-à-dire en mouvement, deux conditions sont nécessaires : (1) disposer d'archives climatiques et océaniques suffisamment précises pour apprécier des changements temporels relativement courts, de l'ordre de quelques dizaines d'années à quelques siècles[14] ; (2) être assuré que des facteurs externes agissant à grande échelle, tels que la géométrie des continents, peuvent être considérés comme globalement inopérants.

Ces deux conditions sont presque remplies pour la période récente des 900 000 dernières années, où alternent des oscillations qui peuvent être décrites de façon détaillée avec une haute résolution temporelle (à l'aide des « archives » glaciaires principalement) et que l'on peut rattacher à l'« autovariation » du système climatique composé des milieux dans lesquels l'océan, l'atmosphère et la cryosphère sont les plus déterminants. Reste que ce système est encore soumis à un forçage externe important : le forçage solaire astronomique.

L'océan semble jouer un rôle prépondérant dans les processus d'interactions autovariants en jeu à cette échelle, car il est partie prenante dans la majorité des boucles d'actions et de rétroactions, positives ou négatives, qui entrent dans les mécanismes complexes qui gouvernent la variabilité du climat.

Nous prendrons deux exemples : comment l'océan se comporte-t-il lors d'une glaciation ? Comment peut-on expliquer les variations de grande amplitude (jusqu'à 10 °C en température) mais de courtes périodes (quelques dizaines d'années à quelques siècles) qui hachent parfois les périodes glaciaires et interglaciaires dans l'Atlantique nord ?

L'implication de l'océan dans les glaciations

Les données extraites des carottes de sédiments marins et des glaces antarctiques et arctiques ont permis des reconstitutions paléo-océanographiques couvrant une grande partie de l'océan mondial, qui mettent en évidence les cycles glaciaires et interglaciaires (fig. 91). Ces données ont permis de réaliser des estimations fiables, non seulement de la température, mais aussi de la salinité et des vents de surface (par des méthodes qui font également appel au rapport $^{18}O/^{16}O$ et à la micro-paléontologie). Au-delà des descriptions de ces évolutions, il est devenu rapidement nécessaire de comprendre comment on passait d'un état climatique à un autre et quels étaient les mécanismes à l'origine de ces oscillations. Certes, on retrouvait bien, dans ces enregistrements, les périodes de 100 000 ans et les autres fréquences plus hautes de 21 000 et 42 000 ans

[14] Les vitesses de sédimentation dans les grands fonds océaniques sont très faibles, de l'ordre de 1 à 5 cm par millénaire, ce qui interdit de déceler des variations de paramètres paléo-climatiques très détaillées avec une résolution fine. Dans les glaces continentales comme au Groenland, au contraire, on peut « lire » des changements climatiques avec une résolution de quelques années dans les cas les meilleurs.

caractéristiques des « forçages » astronomiques, mais on s'expliquait mal pourquoi ces forçages relativement faibles avaient soudain pris une importance dominante depuis 900 000 ans, alors qu'ils étaient quasiment muets lors des périodes antérieures.

Après des discussions passionnées entre climatologues, paléoclimatologues, paléo-océanographes, océanographes et atmosphériciens, il devint évident qu'il fallait faire appel à la modélisation dès que la puissance des calculateurs le permettrait, c'est-à-dire à l'orée des années 1980. C'est encore le groupe d'André Berger, de l'université libre de Louvain-la-Neuve en Belgique, qui en fut chargé. Les schémas de circulation obtenus grâce au modèle qu'il développa montrèrent qu'en période glaciaire, telle que celle vécue par nos ancêtres il y a environ 18 000 ans, les eaux nord-atlantiques plongeaient moins profondément dans la zone de convection (fig. 102). Comme nous l'avons vu (chapitre 2), cette « plongée convective » d'eaux froides et denses constitue la source froide de la machine thermique océanique méridienne (le « tapis roulant »). Le modèle d'André Berger montrait également que cette circulation thermohaline méridienne du « tapis roulant » était ralentie d'environ un tiers par rapport à ce qu'elle était en période interglaciaire telle que l'actuelle. Il indiquait aussi que, lors des épisodes glaciaires, la limite d'extension nord du flux océanique superficiel chaud, avant qu'il se refroidisse et plonge dans la zone de convergence, était décalée vers le sud jusqu'à la latitude du nord de la France. Autrement dit, le Gulf Stream montait moins haut en latitude qu'actuellement.

En bref, le modèle de Berger montrait que lors des épisodes glaciaires, le circuit océanique méridien d'alimentation en chaleur des hautes latitudes était moins profond, moins rapide, transportait moins de calories, et s'arrêtait plus au sud, au milieu de l'Atlantique nord[15].

L'hypersensibilité climatique de l'Atlantique nord

Le résultat le plus remarquable du modèle d'André Berger est peut-être la mise en évidence de la grande sensibilité de cette circulation océanique méridienne aux changements de salinité, particulièrement dans la région où les eaux sont censées plonger dans les zones de convergence et de convection, entre 50° N et 70° N. On comprend aisément que la densité de l'eau de mer n'est pas une fonction de sa seule température, elle dépend aussi de sa salinité. Des eaux plus salées sont plus lourdes et plongent donc plus rapidement et plus profondément. Au contraire, des eaux dessalées freinent la convection.

Berger montrait ainsi que la circulation océanique dans l'Atlantique nord était très dépendante des conditions de surface, notamment des températures et des salinités, imposées par le climat, glaciaire ou interglaciaire.

Mais on pouvait se poser la question inverse : est-ce que des sautes d'humeur de la circulation océanique, pour d'autres raisons, ne pouvaient pas faire rapidement basculer le climat d'un état glaciaire à un état plus chaud, et inversement ? Certaines oscillations climatiques à hautes fréquences *(abrupt changes)* de quelques dizaines d'années à quelques siècles, observées dans des carottes de glace du Groenland, pourraient le laisser supposer. On en reparlera plus loin. On retiendra cependant que des oscillations climatiques de fréquence 100 000 ans et moins, présentes dans les enregistrements paléoclimatiques, privilégient le forçage externe astronomique par rapport à une simple autovariation du système climatique piloté par l'océan.

Jean-Claude Duplessy a conclu de ces résultats que l'Atlantique nord est une région particulièrement sensible au sein du système climatique. Cette sensibilité exacerbée favorise sa réponse aux faibles changements du flux radiatif solaire d'origine astronomique théorisés par Milankovitch et calculés par Berger, qui permettent de déclencher une glaciation ou d'y mettre fin. On retiendra que cette extrême sensibilité du système climatique est due à la circulation océanique méridienne atlantique, le « tapis roulant ». C'est une des raisons pour lesquelles les océanographes l'ont intensément étudié notamment au cours du programme Woce (chapitre 3).

[15] Le climat du dernier maximum glaciaire, il y a 18 000 ans, a considérablement modifié l'environnement de la planète. Le volume de glace stocké dans les régions polaires était le double du volume actuel, ce qui abaissait le niveau moyen de l'océan de 120 mètres environ par rapport à aujourd'hui, opérant ainsi des modifications géographiques considérables. Ainsi, les îles britanniques étaient rattachées au continent européen. On pouvait aussi aller à pied sec du nord de la Sibérie en Amérique du Nord par l'isthme de Behring, qui n'était plus un détroit. En Europe, à la latitude de la France, la température était plus froide d'environ 10 °C, avec un climat plus sec, favorisant une steppe herbacée où la forêt avait disparu. Ailleurs, les déserts s'étaient étendus, la forêt amazonienne était plus réduite, la mousson asiatique plus faible. Cependant, la température moyenne des océans n'avait baissé que de 2 °C.

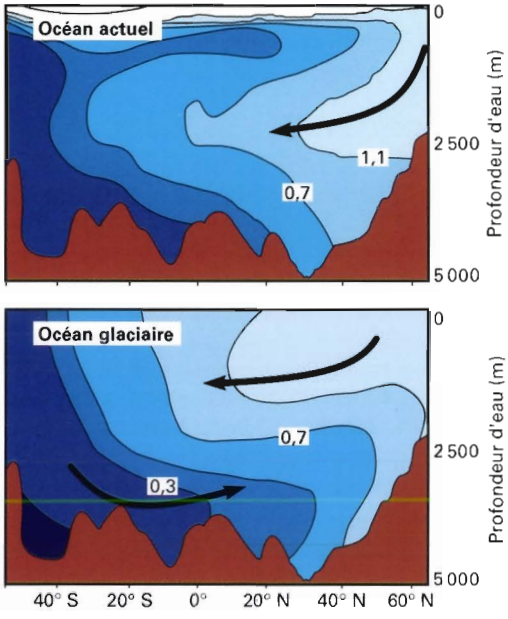


Figure 102
Section nord-sud de l'océan Atlantique montrant les variations de la composition isotopique du gaz carbonique dissous dans l'eau, l'intensité et la profondeur de la convection dans les périodes glaciaires et interglaciaires. Les valeurs élevées correspondent aux teneurs les plus riches en carbone 13 propres à des eaux très mélangées (ventilées) caractérisant une convection océanique importante. En haut, l'océan actuel présente une convection profonde marquée en surface au sud de 50° N et s'étendant jusqu'à 2 500 m de profondeur. En bas, l'océan glaciaire (il y a 18 000 ans) présente une convection plus faible en surface et s'étendant moins profondément (2 000 m). D'après DUPLESSY (1996).

Le « tapis roulant » peut avoir des ratés

L'extrême sensibilité du climat et de la circulation océanique de l'Atlantique nord semble avoir pour conséquence des changements climatiques brusques, à des fréquences élevées, très supérieures à celles du forçage astronomique responsable des oscillations glaciaires et interglaciaires. On en a décelé deux catégories : (1) des oscillations apparaissant tous les 5 000-10 000 ans, plutôt limitées aux périodes glaciaires et amenant des intermèdes encore plus froids, pendant une durée de l'ordre du millénaire ; (2) des oscillations de plus haute fréquence encore, entre quelques dizaines d'années et quelques siècles, faisant apparaître des réchauffements très rapides et de grande amplitude, de l'ordre de la dizaine de degrés. Quelle est l'explication de ces changements climatiques brusques, qui ont surpris et agité la communauté des paléoclimatologues et des paléo-océanographes, ainsi d'ailleurs que les océanographes physiciens, encore récemment ?

Les événements de « Heinrich » et de « Dansgaard-Oeschger »

Les oscillations de période 5 000 à 10 000 ans ont été mises en évidence par un géophysicien allemand, Hartmut Heinrich, d'où leur nom. Heinrich fut le premier à suggérer une origine glaciaire aux curieuses strates de débris de gros calibres, apparaissant à six reprises, tous les 5 000-10 000 ans, dans des carottes sédimentaires de l'Atlantique nord. L'origine climatique de ces formations détritiques a été confirmée par l'analyse des carottes de glace réalisées au Groenland en 1992 et 1993 au cours des programmes GRIP et GISP2. L'analyse du rapport isotopique des atomes d'oxygène contenus dans les bulles d'air enserrées dans la glace, comme cela avait été fait antérieurement pour les coquilles fossiles des sédiments marins, a permis de déterminer que ces décharges détritiques correspondaient à des changements thermiques brutaux insérés dans la période glaciaire et marqués par une fonte partielle des glaciers continentaux.

Les événements du second type, de très courte période, ont été également mis en évidence à la fois dans les sédiments marins et dans les glaces du Groenland, où les premiers forages avaient été réalisés au début des années quatre-vingt par les équipes danoises de Willy Dansgaard et du Suisse Hans Oeschger. Les analyses isotopique des bulles d'air montrèrent que les périodes glaciaires, mais aussi interglaciaires, étaient « hachées » par des réchauffements brutaux de grande amplitude (10 °C), suivis d'un refroidissement plus progressif. Le cycle avait une durée totale comprise entre 100 et 2 000 ans. Ces résultats surprenants furent confirmés par la suite par les nouveaux carottages de glaces du Groenland de 1992 et 1993, déjà mentionnés. On dénomma ce type d'oscillations climatiques « événements de Dansgaard-Oeschger », du nom de leurs découvreurs.

Des explications à ces variations climatiques de hautes fréquences ?

Pour les événements de Heinrich, l'explication est venue des glaciologues qui, étudiant le comportement mécanique de la glace sur un support continental, montrèrent que les glaces du Groenland ne pouvaient s'accumuler indéfiniment, sinon la calotte glaciaire deviendrait instable. Les calculs indiquèrent que tous les 5 000-10 000 ans environ, une partie de la glace devait s'évacuer dans l'océan sous forme d'icebergs géants. Ces derniers en fondant déposaient dans les sédiments du fond océanique les éléments détritiques qu'ils transportaient. L'action de l'océan permet de comprendre comment ces événements aboutissent à une situation encore plus froide. La fonte des icebergs génère en effet d'énormes quantités d'eaux douces qui se répandent dans l'Atlantique nord. De ce fait, le niveau moyen de l'océan monte d'une dizaine de mètres durant le pic chaud d'une oscillation de Heinrich.

Or, ces eaux douces sont légères, « plongent » difficilement, et la convection océanique se ralentit au point qu'elle peut s'arrêter totalement. Le « tapis roulant » est en panne, le Gulf Stream ne transporte plus vers le nord la chaleur qui fait bientôt défaut dans l'ensemble de l'Atlantique nord. Un froid intense s'installe sur l'Europe. Mais, du fait de ce refroidissement, progressivement, les calottes glaciaires continentales accumulent à nouveau de la neige et de la glace, le niveau moyen des océans baisse, le phénomène s'inverse, on revient à l'état initial : le cycle est bouclé.

Les événements de Dansgaard-Oeschger ont une origine toujours fortement débattue par la communauté scientifique. Leur nature exacte relève encore du domaine de la conjecture. Des résultats récents tendent à montrer que ces oscillations de haute fréquence sont liées aux mouvements du front polaire et aux modifications des circulations océanique et atmosphérique. Mais on ne connaît pas avec précision le mécanisme à l'origine de ces bouleversements de haute fréquence de la circulation océanique et du climat.

Rôles du « tapis roulant » océanique et du transport atmosphérique

Dans un domaine dominé par la conjecture, on peut formuler des hypothèses et imaginer d'autres scénarios plausibles pour comprendre le rôle de l'océan et de l'atmosphère dans ces phénomènes. Pour les événement de Heinrich, on a vu dans un premier scénario que l'océan intervient dans une boucle de rétroactions déclenchée par des processus ayant leur origine dans la dynamique des calottes glaciaires. Le scénario plausible est l'arrêt du « tapis roulant » qui souligne l'importance de l'océan dans ce domaine de variabilité climatique. Mais on doit concéder que ces mécanismes ne sont probablement pas aussi simples.

D'autres boucles de rétroactions sont possibles et, parmi celles-ci, il en est une qui passe par l'atmosphère. Lorsque le « tapis roulant » et le Gulf Stream s'arrêtent, de la chaleur s'accumule dans les eaux tropicales[16], ce qui peut avoir pour effet d'intensifier l'évaporation, et donc les précipitations dans les régions tempérées et arctiques plus au nord. Cette situation correspond à une suractivation des cellules de circulation atmosphérique méridiennes, dont les « cellules de Hadley »[17] (voir chapitre 5). L'accroissement des précipitations, notamment neigeuses, dans les latitudes élevées a pour conséquence le développement rapide des glaciers continentaux du Groenland et du nord de l'Europe. C'est une autre façon de « boucler » les cycles de Heinrich.

Ainsi, lorsque pour une raison ou pour une autre la machine thermique océanique ne peut plus contribuer à répartir l'énergie calorifique entre les basses et les hautes latitudes, l'atmosphère prend le relais. Mais elle le fait suivant des constantes de temps beaucoup plus rapides, ce qui peut impliquer des boucles actions-rétroactions différentes et plus complexes.

On retombe ainsi sur le problème posé par un système climatique composé de plusieurs milieux qui interagissent, en étant dotés de caractéristiques différentes et en évoluant suivant des échelles de temps également différentes. Le nombre de boucles actions-rétro-

[16] Un dérèglement de la source chaude peut aussi entraîner une perturbation, ou une panne, du circuit océanique de répartition de la chaleur des basses vers les hautes latitudes. George Philander, dans les années 1990, a fait l'hypothèse, modèle à l'appui, que dans les épisodes climatiques glaciaires tel que celui qui a culminé il y a 18 000 ans, les régions équatoriales étaient affectées par ce qui peut être considéré comme un « El Niño permanent ». L'upwelling équatorial, qui normalement amène des eaux froides en surface dans le Pacifique oriental et l'Atlantique, aurait disparu à ces époques. Ainsi, toutes les calories apportées par le Soleil étaient restituées sur place à l'atmosphère par la chaleur latente d'évaporation extraite de ces eaux uniformément chaudes. Le fameux « tapis roulant » était alors bloqué au niveau de sa source chaude. Et l'équilibre énergétique planétaire méridien était alors uniquement assuré par l'atmosphère.

[17] On peut remarquer aussi que lorsqu'un El Niño se développe, avec des eaux chaudes recouvrant presque uniformément la zone équatoriale, les cellules méridiennes de Hadley s'intensifient, alors que les cellules zonales de Walker s'affaiblissent.

actions est considérable et les climatologues ne sont pas encore dotés des outils nécessaires, en termes de modèles et de moyens d'observations, pour les identifier et élucider leur fonctionnement et leurs interactions.

Au-delà de la complexité de ces mécanismes, le fameux « tapis roulant », élément central de la circulation océanique thermohaline méridienne, apportant plus ou moins de calories à l'Atlantique nord, est certainement très impliqué dans ces oscillations de hautes fréquences qui se déclenchent brutalement, avec une grande amplitude et selon une échelle de temps perceptible par la vie humaine. De telles oscillations ne sont pas exclues dans le changement climatique que nous connaissons aujourd'hui.

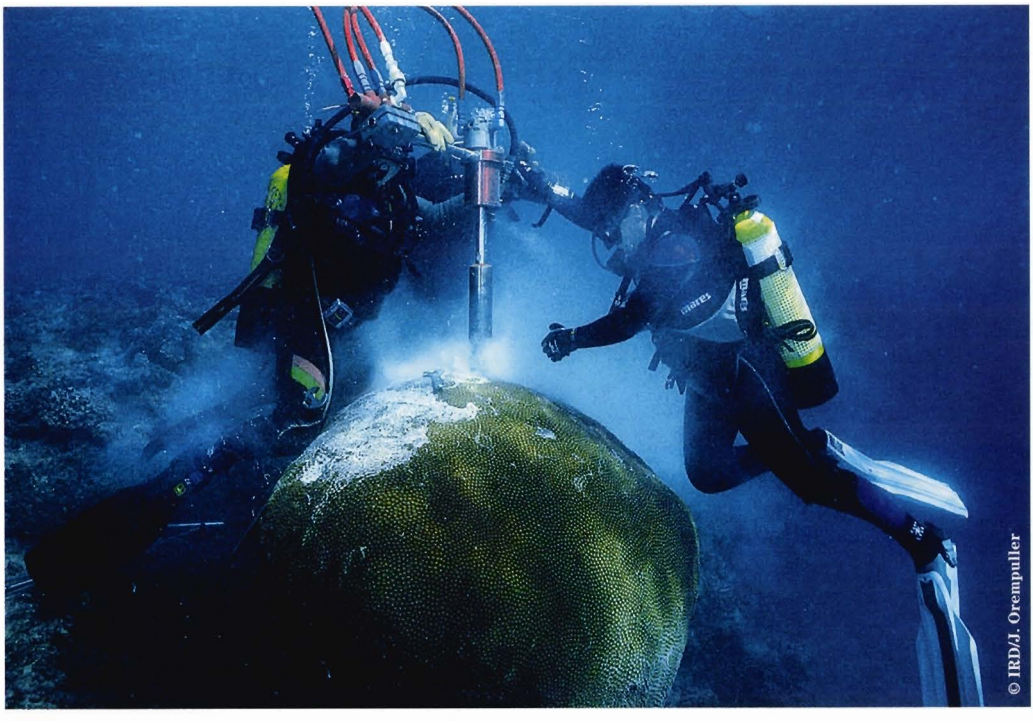
Les coraux, témoins de l'histoire des océans tropicaux

Les coraux sont des organismes vivant près de la surface des océans tropicaux, souvent utilisés en paléoclimatologie car ils sécrètent un squelette d'aragonite, variété de carbonate de calcium, dont la composition isotopique de l'oxygène (rapport $^{18}O/^{16}O$) est variable en fonction de l'environnement (température, précipitations et salinité) dans lequel ils ont vécu. Néanmoins, pour retrouver ces paramètres environnementaux que sont la température, les précipitations et la salinité, il est nécessaire de faire appel à la mesure d'autres éléments rares tels que le strontium, l'uranium ou le baryum. Le rapport $^{13}C/^{12}C$ peut aussi être utilisé. Par ailleurs, l'âge des coraux peut être déterminé facilement, avec une résolution annuelle, car la radiographie X de l'aragonite montre des alternances de bandes claires et plus sombres qui marquent la croissance annuelle de l'organisme comme les cernes des arbres.

Avec cette batterie d'indicateurs, dont le nombre augmente régulièrement au rythme des avancées de la géochimie, il est possible d'atteindre des précisions de l'ordre du dixième de degré centigrade en température, et d'obtenir une bonne indication des variations de précipitations, de salinité ainsi que de la nébulosité de l'air ambiant.

L'accès à ces paramètres a permis à plusieurs équipes, principalement américaines et françaises, de reconstituer les états climatiques du passé récent dans le Pacifique tropical en forant des carottes dans le corail. C'est ainsi que les équipes de l'IRD en Nouvelle-Calédonie ont pu démontrer que le refroidissement du « petit âge glaciaire » des XVII^e^ et XVIII^e^ siècles était également marqué dans le Pacifique par une baisse significative de la température de surface moyenne de l'océan de quelques dixièmes de degrés Centigrades, donnant à cet événement climatique un caractère universel qui avait été contesté par certains.

Une opération de forage dans un squelette de corail.



Le phénomène El Niño a également pu être reconstitué et suivi sur plusieurs siècles, ce qui offre de précieuses indications sur les variations à long terme de cette oscillation météo-océanique. Thierry Corrège, de l'équipe française de Nouvelle-Calédonie, a pu déterminer qu'il y a 150 ans, avant l'ère industrielle, une variabilité décennale prévalait. À la fin du XIX^{e} siècle, El Niño apparaissait environ tous les 10-15 ans. Au début du XX^{e} siècle, cette fréquence s'est brusquement accélérée, pour atteindre la fréquence actuelle de 3 à 4 événements par décennie, dans le contexte d'une montée générale des températures de surface de l'océan. Toutes ces informations sur les caractéristiques de l'oscillation climatique Enso dans un passé récent, inaccessibles par des mesures physiques, sont de la plus grande importance pour les théoriciens.

Les coraux fossiles permettent de remonter plus loin dans le temps, mais pour des périodes limitées à la durée de vie du corail (quelques décennies ou siècles). C'est ainsi que les mêmes équipes ont pu mettre en évidence qu'il y a 4 200 ans, lors de l'optimum interglaciaire de l'Holocène moyen, les épisodes El Niño étaient beaucoup plus intenses qu'aujourd'hui, et les variations saisonnières de la température de surface dans le Pacifique plus marquées.

Ces équipes française et américaine ont aussi montré que 12 000 ans avant notre ère, le refroidissement brutal du Younger Dryas, qui s'est abattu sur l'hémisphère nord de façon inexpliquée lors de la fin de la dernière glaciation, comme une sorte de rebond glaciaire, était également très marqué dans l'hémisphère sud. Il était associé à une remontée générale en latitude, vers l'équateur, des systèmes de circulation atmosphérique (vents) et océanique (courants) moyens du Pacifique tropical sud. Ce constat montre encore combien sont importants les liens existant entre basses et hautes latitudes, aussi bien dans l'atmosphère que dans l'océan. La mise en évidence de telles relations, en coïncidence avec un événement climatique très marqué comme le refroidissement du Younger Dryas, apporte également des cadres conceptuels pour l'établissement de modèles climatiques océan-atmosphère.

On ne peut terminer un sujet consacré à l'apport des coraux à la connaissance du climat sans évoquer une fois encore la menace que le réchauffement climatique actuel fait courir à l'existence même de ces organismes marins. On a déjà évoqué (chapitre 5 - impacts d'Enso) le problème maintenant bien connu du « blanchiment des coraux ». Les coraux se développent dans des eaux superficielles de température comprise entre 19 °C et 26 °C. Au-delà de cette fourchette thermique, leur vie devient plus difficile. Beaucoup de massifs coralliens vivent aujourd'hui dans des conditions proches de cette limite supérieure, à cause du réchauffement climatique global qui affecte tous les océans. Une nouvelle hausse des températures pourrait les faire disparaître. Plusieurs régions du monde ont déjà vu leurs coraux mourir après avoir blanchi suite à la mort des minuscules algues symbiotiques, les zooxanthelles, qui vivent à l'intérieur du squelette du corail et lui servent de nourriture. Ce sont ces algues qui donnent au corail ses couleurs. Une fois ces algues mortes, le corail

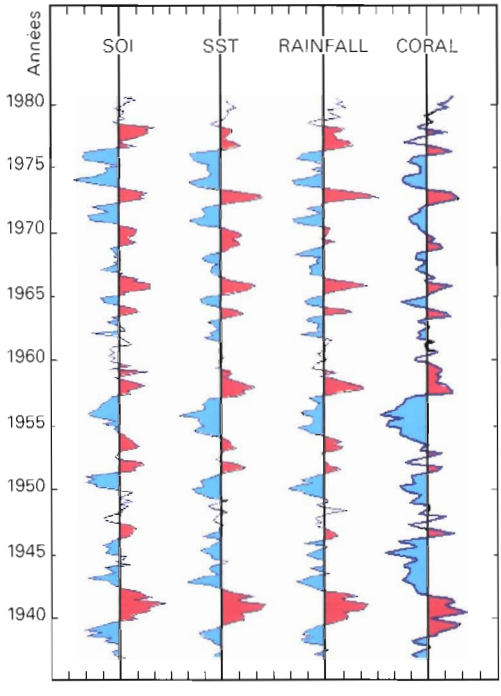


Figure 103
Écarts à la moyenne (ou anomalies) des températures de surface, observées *in situ* au voisinage de l'atoll de Tarawa (170° E) dans le Pacifique, comparés aux écarts obtenus par la mesure du rapport isotopique du corail. L'accord entre les températures instrumentales (SST) et les températures obtenues avec les rapports isotopiques du corail est excellent. C'est ainsi que le phénomène El Niño peut être reconstitué sur de longues périodes passées. Document Julie Cole, université du Colorado.

apparaît blanc, d'où le nom donné au phénomène. On estime que 20 % des coraux du monde ont disparu ces dernières années et la poursuite du réchauffement de la planète fait craindre une accélération de ce phénomène, bien que d'autres causes expliquant la mort des coraux puissent également être invoquées.

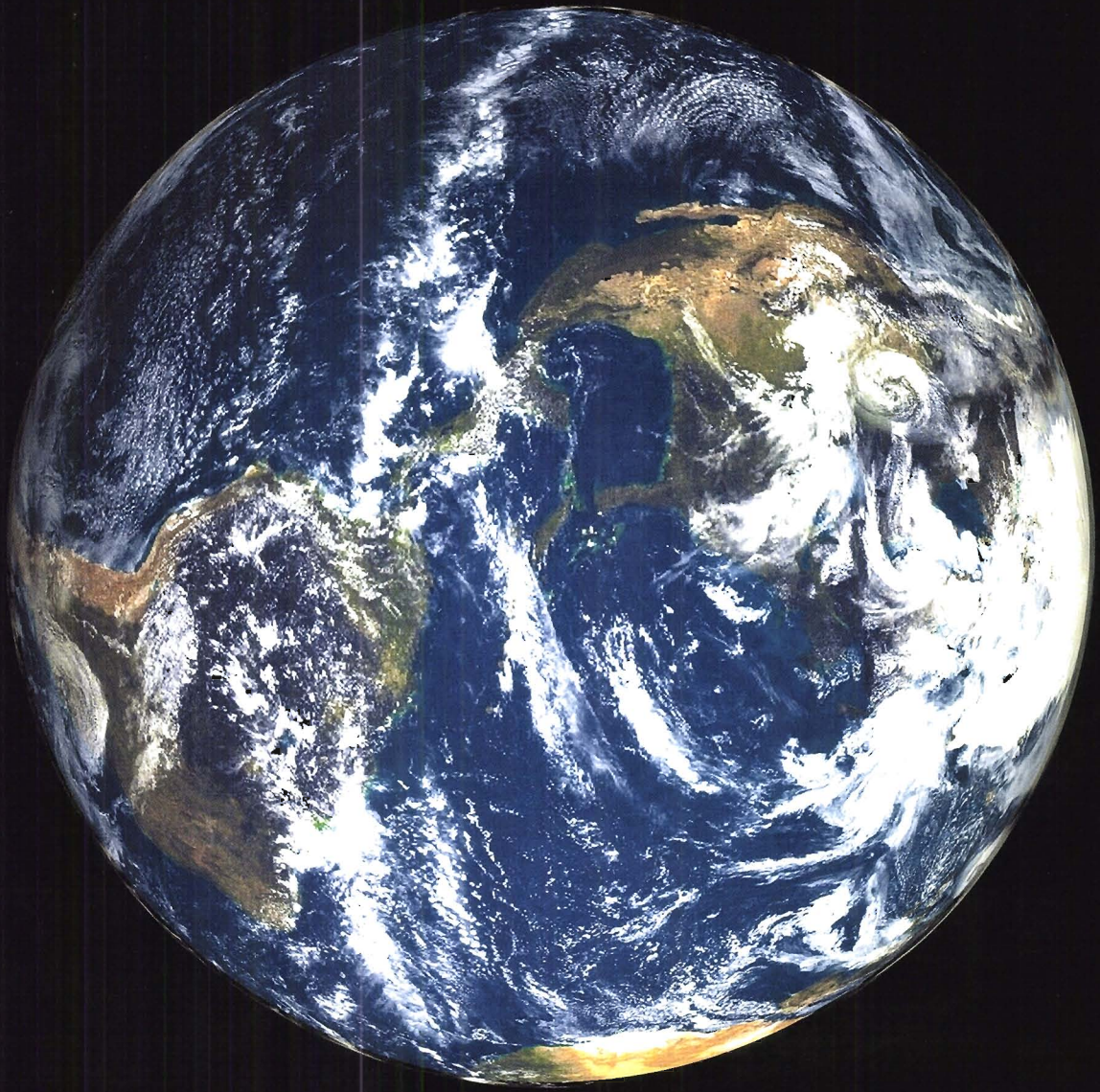
Océanographes et paléo-océanographes se rejoignent

Les brillants résultats obtenus par les paléoclimatologues et les paléo-océanographes ont permis aux climatologues et aux océanographes, qui étudient la période actuelle, d'approfondir significativement leurs connaissances des mécanismes générateurs des variations climatiques. Amorcé au cours des années 1990, le rapprochement des disciplines « paléo » avec celles des dynamiciens de l'océan et de l'atmosphère se poursuit actuellement au bénéfice réciproque de ces communautés scientifiques, qui jusque-là se rencontraient peu, utilisant des outils et des langages différents. C'est encore la force de l'objectif climatique que d'avoir rendu possible ce rapprochement, comme s'étaient déjà rassemblés, une décennie plus tôt, océanographes et atmosphériciens[18]. Cependant, ce n'est pas sans un certain agacement que des océanographes « aux pieds mouillés », trempés dans l'océan actuel, voient des théoriciens de l'océan (et de l'atmosphère) prêter soudain plus d'attention aux observations des paléo-océanographes qu'à celles des océanographes sur la période actuelle ! La raison en est que, pour comprendre les relations entre l'océan et le climat, il faut impérativement regarder au-delà de leurs manifestations du moment et intégrer leur dimension temporelle.

Les modélisateurs du climat ont besoin de caler leurs simulations sur les scénarios du passé, et de tester la qualité de leurs simulations en les comparant aux reconstructions paléo-climatiques. Inversement, les paléoclimatologues apprécient que des modèles puissent les aider à reconstituer le film de leurs observations du passé, souvent disparates et parcellaires, et surtout à mettre au jour les mécanismes physiques qui sous-tendent le scénario général des évolutions du climat qu'ils observent.

[18] En France, le Programme national d'étude de la dynamique du climat (PNEDC) créé sous l'impulsion de Pierre Morel, le fondateur du Laboratoire de météorologie dynamique (LMD) et de la climatologie physique en France, a été le creuset de ces rapprochements.

© Fotolia



Épilogue

La Planète bleue telle qu'ont pu l'observer
les premiers satellites de la terre.

« La Terre est bleue comme une orange... ». L'audace poétique de Paul Eluard nous rappelle que nous appartenons à un monde clos, fragile et beaucoup plus petit que ne l'imaginaient nos ancêtres. Une telle perception s'étend rapidement dans la conscience de nos sociétés. Nous sommes assignés à résidence sur une planète vivante peut-être unique dans l'univers, isolée pour longtemps encore d'éventuels autres mondes, mais nous restons soumis aux aléas que nous impose cet univers extérieur, aux premiers rangs duquel règne le Soleil, notre Soleil. Notre climat en dépend partiellement à long terme. Mais la Terre change aussi, à différentes échelles spatio-temporelles, depuis les continents qui s'écartent ou entrent en collision, jusqu'aux manifestations volcaniques qui ramènent épisodiquement en surface des matériaux profonds. Les différents milieux superficiels qui la composent ne sont pas non plus au repos, ils interagissent inlassablement, faisant varier en permanence notre environnement.

Parmi ces milieux terrestres, il en est un, l'océan, dont les profondeurs étaient encore inexplorées il y a seulement un siècle et que l'on a appris à mieux connaître au cours des quarante dernières années du XX^{e} siècle. Cette connaissance tardive a quelque chose de paradoxal lorsque l'on sait que les hommes, depuis toujours, ont cherché à gagner des terres de plus en plus lointaines et inaccessibles en parcourant la surface des mers. Mais ils n'ont osé mettre la tête sous l'eau, avec Jacques Cousteau, que depuis seulement un demi-siècle. L'homme a marché sur la Lune, mais il est encore incapable de marcher sur le fond des océans. On connaît moins bien les profondeurs océaniques qu'on ne connaît la surface de la lune.

Pourtant, les progrès de la connaissance de l'océan ont été considérables au cours de ces dernières décennies. On a compris en particulier comment ce milieu naturel essentiel joue un rôle de régulateur mais aussi de perturbateur et d'initiateur de variations climatiques. Bien que les relations intimes de l'océan avec le climat restent encore mystérieuses sur bien des points, on sait qu'aux grandes échelles, il existe une relation étroite, de nature biunivoque, c'est-à-dire s'appliquant dans les deux sens, entre un état climatique (par exemple, le climat moyen actuel établi depuis le dernier maximum interglaciaire, il y a environ 4 000 à 6 000 ans) et un schéma général de circulation océanique. À un climat correspond un mode de circulation océanique. À moins que ce ne soit l'inverse, un mode de circulation générale de l'océan mondial déterminant un climat particulier !

On a vu que la plongée des eaux froides dans l'Atlantique nord pouvait se ralentir ou même s'arrêter, enrayant la machine thermique océanique, le « tapis roulant », qui permet le maintien de l'équilibre thermique entre les tropiques et les hautes latitudes. Cet arrêt peut être occasionné par l'invasion subite d'eaux plus douces, donc plus légères, pour des raisons diverses, fonte d'icebergs, libération subite de retenues lacustres continentales, déplacements de zones de précipitations. Ces eaux légères ont des difficultés à plonger dans les profondeurs. Beaucoup de climatologues ont noté l'extrême sensibilité du climat à de faibles variations des conditions océaniques superficielles dans des régions clés comme l'Atlantique nord. Cette hypersensibilité climatique de l'Atlantique nord s'est manifestée dans le passé par des changements brusques du climat ; des épisodes plus chauds d'une dizaine de degrés s'établirent brutalement, à l'échelle de quelques générations humaines, au milieu d'une période glaciaire, et inversement...

On a cru déceler récemment une manifestation de cette sensibilité climatique aux conditions océaniques superficielles. Dans les années 1970-1980, des dessalements continus s'étalant sur une quinzaine d'années, rythmés seulement par les variations saisonnières habituelles, ont été observés dans les eaux superficielles (jusqu'à 700 mètres de profondeur) des zones de convection de l'Atlantique nord. Ces dessalements avaient pour origine une fonte exceptionnelle de glaces de mer en provenance de l'océan Arctique. Était-ce l'amorce d'un basculement climatique qui aurait pu être déclenché par le ralentissement, voire l'arrêt du tapis roulant ? Certains l'imaginèrent, mais il n'en fut rien heureusement !

Les premiers pas de la prévision climatique

À plus courtes échelles, on a sous les yeux un autre exemple, bien réel celui-là, du rôle de l'océan dans la variabilité climatique : c'est bien sûr d'Enso qu'il s'agit. Les progrès considérables réalisés dans la compréhension de ce phénomène d'interaction entre l'océan tropical et la basse atmosphère ont ouvert la porte à la prévision climatique interannuelle, objectif ultime du programme international Toga. Après les premières prévisions expérimentales des années quatre-vingt-dix, des systèmes de prévision de nature opérationnels ont été établis dans plusieurs pays.

Comme pour la météorologie, un dispositif de prévision opérationnel du climat doit être en mesure de délivrer régulièrement, de façon continue et permanente, des prévisions de qualité à destination d'usagers potentiels, et de décideurs, tels que les gouvernements des pays les plus affectés par cette variabilité climatique. Le Pérou et l'Équateur, parmi d'autres, en ont fait l'expérience. Aux États-Unis, l'*International Research Institute for Climate Prediction* (IRI) a été créé et mis en place par le comité intergouvernemental de Toga après la fin du programme en 1996. Bien que d'origine intergouvernementale, cet institut est financé à 80 % par la NOAA des États-Unis. Il développe un système de prévision de la variabilité interannuelle du climat, principalement dans les basses latitudes, en analysant et en synthétisant les prévisions établies par une dizaine de centres de recherche américains et européens utilisant des modèles couplés ou des modèles statistiques dans un mode pré-opérationnel.

L'originalité de l'IRI tient à son souci de développer l'« aval » de la prévision en direction des utilisateurs et de s'interroger sur les questions liant le climat aux sociétés et à leur développement[1] afin d'adapter les prévisions climatiques aux besoins des gouvernements. L'IRI propose une « aide à la décision » dans les secteurs de l'eau, de l'agronomie, de l'habitat, de la santé.... En France et en Europe, Météo-France et le Centre européen de prévision météorologique à moyen terme (CEPMMT) ont aussi développé une « prévision saisonnière » pour l'Europe. Ces prévisions ne sont pas encore (en 2006) diffusées auprès du public français et européen. Les pays d'Afrique, avec le relais d'organisations régionales africaines pour la météorologie et l'agriculture, bénéficient cependant déjà de ce type de prévision.

[1] L'IRD (Institut de recherche pour le développement), organisme de recherche français, et l'IRI ont coopéré en organisant en commun des écoles d'été telles que celle de Bamako en 1998, qui a rassemblé une trentaine de responsables de services de santé publique de pays africains, pour analyser les décisions à prendre en la matière face à une prévision climatique.

À une autre échelle, la prévision climatique à long terme est aussi un enjeu capital dans le contexte du réchauffement climatique global. Des modèles de circulation générale atmosphérique sont adaptés à l'étude de cette question, ils prennent aussi en compte le rôle de l'océan. Ces modèles, dont les résultats sont synthétisés par le GIEC[2], prédisent l'élévation de la température moyenne de la planète ainsi que sa répartition régionale et l'élévation du niveau moyen des océans, à l'échéance de la fin du XXI^{e} siècle[3] (chapitre 8).

Toutes ces tentatives de prévisions opérationnelle du climat à différentes échelles, et dans différents pays, sont récentes mais très prometteuses. Comme pour la météorologie, elles exigent des systèmes d'observations opérationnels ainsi que des modèles utilisant en continu les calculateurs les plus puissants du moment. Mais un tel effort nécessite aussi une organisation mondiale qui n'existe pas encore.

Naissance de l'océanographie opérationnelle

La prévision climatique par des modèles couplés océan-atmosphère passe nécessairement par l'organisation de l'océanographie opérationnelle. Beaucoup de pays développés s'en préoccupent actuellement pour connaître en temps réel l'état de l'océan dans ses trois dimensions et prévoir son évolution.

L'océanographie opérationnelle se propose d'établir un système d'observations et des modèles pour suivre et prévoir en continu le devenir de l'océan, comme l'a fait la météorologie 30 ans plus tôt. L'observation de l'océan en temps réel rendra possible la livraison régulière de bulletins océaniques comparables aux bulletins météorologiques.

Le développement de l'océanographie opérationnelle repose sur trois piliers : (1) des mesures *in situ* de l'océan dans ses trois dimensions réalisées par des navires ou des systèmes autonomes fixes ou dérivants ; (2) des mesures, à partir de plates-formes spatiales, de la topographie dynamique de la surface, mais aussi de sa température et d'autres paramètres qui doivent être observés en continu dans l'espace et le temps ; (3) des modèles numériques de l'océan capables d'assimiler ces données.

Les applications de l'océanographie opérationnelle sont multiples, notamment, comme on vient de le montrer, pour le développement d'un système de prévision climatique saisonnière ou interannuelle, en déterminant les conditions initiales océaniques des modèles couplés océan-atmosphère. Le suivi en continu et la prévision de l'évolution de l'océan seront également une aide précieuse pour la recherche, en offrant à la communauté scientifique un outil d'interprétation des données expérimentales très performant. Enfin, l'océanographie opérationnelle trouvera de nombreuses applications civiles, militaires, ou commerciales : défense, aide à la pêche, navigation, exploitation pétrolière notamment.

[2] Le GIEC, Groupe intergouvernemental d'experts sur l'évolution du climat, dépendant de l'OMM et du PNUE, est chargé de faire régulièrement le point de l'avancée des connaissances sur le changement climatique ainsi que de fournir des éléments de décision aux gouvernements pour faire face à ces changements.

[3] Dans l'hypothèse de la poursuite d'une augmentation de la teneur en CO_2 de l'atmosphère au taux actuel (en 2000), la température moyenne de la planète pourrait s'élever dans une fourchette de 1,4 °C à 5,8 °C et le niveau moyen des océans de 0,1 mètre à 0,9 mètre, d'ici à l'an 2100. Mais des disparités régionales très importantes pourraient conduire à des écarts beaucoup plus élevés dans certaines régions.

Plusieurs pays ont mis en place des groupes de recherche et des services liés à l'environnement pour étudier la création de services d'océanographie opérationnelle[4]. Il est clair qu'en ce domaine, comme pour la météorologie, une coordination internationale sera incontournable, et ces initiatives nationales devront un jour converger, notamment au plan européen.

La France a pris un bon départ dans la mise en place de l'océanographie opérationnelle en jetant les bases, dès 1997, d'un groupement d'intérêt public composé de six organismes[5], qui, sous le nom de Mercator, a déjà développé (depuis 2002), sur un mode pré-opérationnel, un système d'analyse et de prévision océanique (fig. 104). C'est le premier étage de la construction d'un centre d'océanographie opérationnelle qui devrait voir le jour dans quelques années.

Les États-Unis font fonctionner des systèmes d'observations opérationnels *in situ* tels que le réseau de bouées ancrées TAO et celui des bouées dérivantes, issus du programme Toga dans le Pacifique. Ils participent, en commun avec les Français, au développement de systèmes d'observations spatiaux, à caractère opérationnel, tels que Jason 1, 2,... pour observer la topographie de la surface de l'océan, la tension du vent et d'autres paramètres spécifiquement océanographiques.

Parallèlement à ces initiatives, la France a été à l'origine de la création d'une instance internationale, « *Global Ocean Data Assimilation Experiment* » (Godae) destinée à promouvoir l'observation de l'océan et les « techniques d'assimilation » de ces observations dans les modèles. Godae est un cadre international où les initiatives nationales destinées à la promotion de l'océanographie opérationnelle, telles que Mercator pour la France, peuvent se rencontrer, confronter leurs savoir-faire, s'unir ou se partager la responsabilité de secteurs de l'océan mondial.

À un plus haut niveau de coordination internationale, ces activités sont pilotées par des instances pluri-gouvernementales qui existent de longue date, telles que le « *Global Ocean Observing System* – Goos » ou le « *Global Climate Observing System* – GCOS », elles-mêmes dépendantes des grandes agences techniques de l'ONU : OMM et COI/Unesco. Mais concrètement, ces instances et ces agences (à l'exception de l'OMM pour la météorologie) n'ont d'existence réelle qu'en faisant connaître, et peut-être en stimulant, les activités et les initiatives des pays membres. On est donc encore loin d'une organisation mondiale effective et efficace pour l'observation systématique de l'océan et la prévision du climat, même si des systèmes d'observations opérationnels commencent à voir le jour tels que *ARGO* qui coordonne le déploiement de flotteurs autonomes de sub-surface capables d'échantillonner l'océan en profondeur et de délivrer leurs observations au passage d'un satellite collecteur.

Avenir de l'océanographie

Les cinquante dernières années ont vu un tel bouleversement des moyens d'observation, des concepts théoriques, et de l'organisation de la recherche

[4] La difficulté de mettre sur pied une océanographie opérationnelle, outre les inévitables rivalités internationales, tient principalement au fait que le financement récurent de ces activités n'est pas clair dans de nombreux pays. Les initiatives nationales émanent presque toutes de la recherche et dépendent de son enveloppe financière. Il est clair qu'il faudra trouver d'autres sources de financements pour l'océanographie opérationnelle, faute de quoi on risque d'épuiser les ressources dédiées à la recherche.

[5] Ces six organismes sont : Météo-France, le Cnes, l'Ifremer, le CNRS, l'IRD, et le Shom.

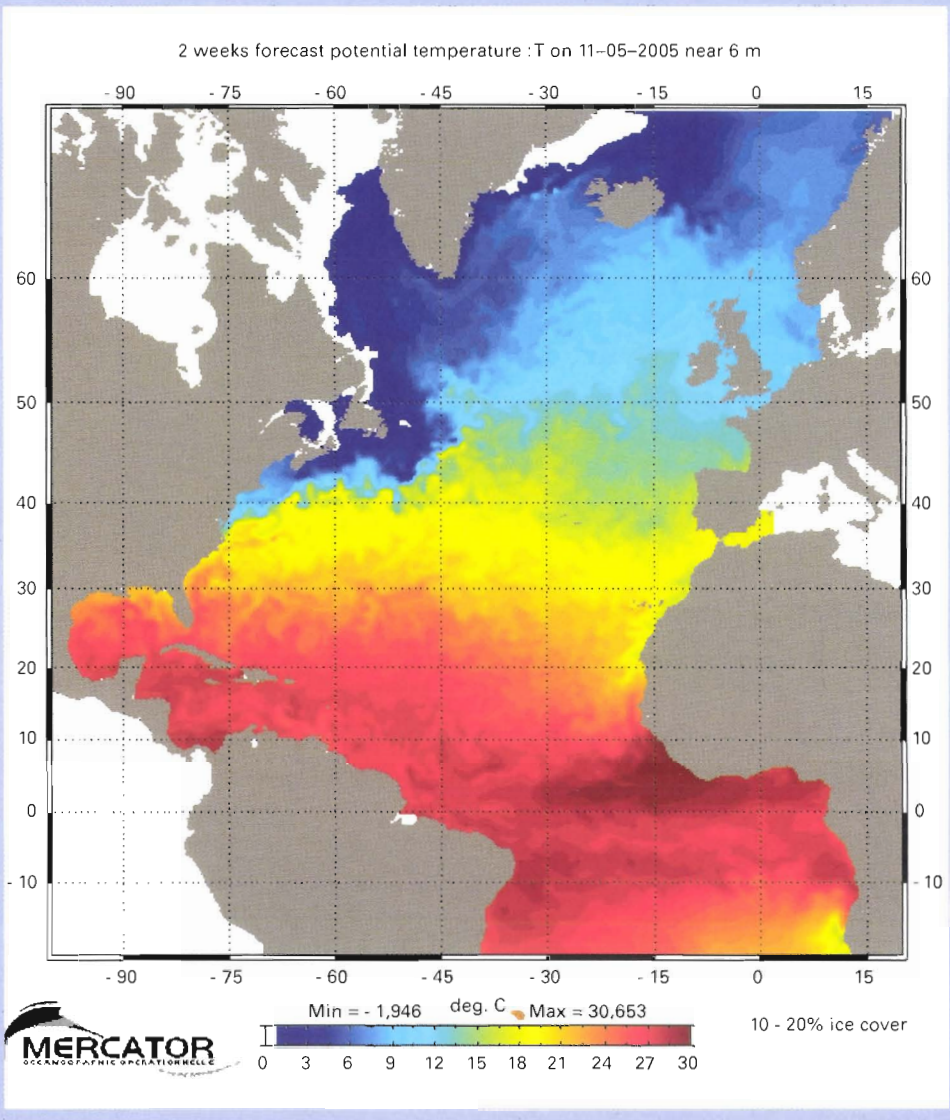


Figure 104
Prévision à deux semaines de la température de surface de l'océan Atlantique réalisée par le groupement Mercator en avril 2005.

qu'il est illusoire de vouloir appréhender avec précision le futur de l'océanographie, pourtant maintenant clairement inscrit dans la géophysique. On peut néanmoins se hasarder à imaginer quelques-uns des axes de développement possible de cette océanographie moderne dans le prolongement des avancées récentes des grands programmes internationaux : Toga, Woce, Clivar, Godae,... sous-tendus par l'étude du climat. Plusieurs personnalités scientifiques se sont récemment prêtées à cet exercice en partant de l'état actuel des connaissances issues de ces programmes.

Un premier axe de développement de l'océanographie, clairement présagé par Walter Munk et Carl Wunsch, est celui d'une océanographie planétaire globale encore qualifiée « à grande échelle ».

En partant d'une perspective historique couvrant ces cinquante dernières années[6], Walter Munk considère trois périodes distinctes dans l'histoire de l'océanographie moderne : (1) jusqu'aux années 1970, les observations étaient généralement interprétées dans le sens d'une description à grande échelle de l'océan supposé invariant dans le temps *(steady state)*. (2) Puis, après 1970, vint la période de l'observation de la variabilité de l'océan à moyenne échelle *(mesoscale variability)* qui représente 99 % de l'énergie cinétique *(kinetic energy)* induite par l'ensemble des mouvements océaniques. (3) Enfin la période actuelle, depuis les années 1990, marque un retour sur les problèmes de la circulation océanique à grande échelle, mais en intégrant les processus dépendant du temps dans une large gamme de fréquence de façon à obtenir une image globale de l'océan, de sa circulation et de sa variabilité à toutes les échelles temporelles, jusqu'au domaine pluriannuel susceptible d'être en relation avec le climat et sa variabilité.

Carl Wunsch, dans le bilan qu'il fait du programme Woce[7], insiste sur cet aspect global et la prise en compte actuelle de l'ensemble de l'océan considéré comme un tout, intégrant toutes les échelles de variabilité qui l'affectent. Il voit dans ce retour aux grandes échelles, avec des moyens d'observations adaptés (satellites, engins *in situ* autonomes...) et de puissants outils de simulations (modèles numériques de très hautes résolutions), une tendance lourde du futur de l'océanographie face à la nécessité, pour l'étude du climat, de prendre en compte la totalité de l'enveloppe liquide planétaire dominée par une turbulence multi-échelles.

Un deuxième axe de développement envisagé, toujours dans la perspective climatique, est celui de la prise en compte de la dimension paléoclimatique dans l'océanographie physique moderne. C'est un point de vue que soutient principalement George Philander[8], pour qui il est maintenant indispensable d'avoir recours à la paléoclimatologie pour étudier des phénomènes océaniques dont les échelles de variabilité temporelle sont bien supérieures à la dizaine d'années et qui sont associées à des climats passés très différents de celui que l'on connaît actuellement. Philander salue les remarquables résultats des paléoclimatologues qui reconstituent les climats passés, trop méconnus des océanographes physiciens, et il plaide pour un rapprochement des deux communautés scientifiques en dépit des différences de langage et de cultures. Toga a montré que les atmosphériciens et les océanographes avaient su tirer un énorme profit scientifique de leur étroite association. Philander pense que la même « révolution » est nécessaire pour faire converger les observateurs des climats passés et les théoriciens du climat actuel pour comprendre quelque chose aux « mondes climatiques étranges » qu'a connu notre Terre et qu'elle pourrait connaître de nouveau.

Un troisième axe de développement possible de l'océanographie s'appuie sur l'émergence de l'océanographie opérationnelle. L'utilisation scientifique des analyses et des prévisions de l'évolution de l'océan dans ses trois dimensions est une des justifications du développement de l'océanographie opérationnelle.

[6] Walter Munk, 2002 : The evolution of physical oceanography in the last hundred years. *Oceanography*, 15 : 135-141.

[7] Carl Wunsch, 2002 : How did Woce turn out ? *Woce Newsletter*, october 2002 : 4-9.

[8] George Philander, 2005 : *Sextant to satellite. The Education of a Land-based Oceanographer.* À paraître.

Il ne fait aucun doute que la recherche future s'appuiera de plus en plus sur la fourniture régulière des produits décrivant l'océan avec réalisme et en temps réel. Certains pessimistes ont pu annoncer que l'océanographie opérationnelle allait marquer la fin de l'océanographie. D'après eux, les modèles et les observations autonomes, d'origine spatiales ou *in situ*, permettraient de simuler la réalité océanique de façon si parfaite qu'il ne serait plus nécessaire de chercher à comprendre l'océan réel en l'observant sur place. Heureusement cette perspective est une illusion qu'ont connu aussi d'autres communautés scientifiques, notamment les météorologues, lors de l'irruption soudaine des ordinateurs et des simulations numériques.

Le quatrième axe de développement probable de l'océanographie physique passe par la chimie et la géochimie. La géochimie a déjà sa place depuis longtemps dans l'océanographie. Elle permet, en premier, de connaître la part jouée par l'océan dans les grands cycles bio-géochimiques planétaires. Le cycle du carbone est de ce point de vue certainement le plus important tant par son implication dans la biologie de l'océan que par son rôle capital dans le changement climatique en cours à travers sa capacité d'échange et de stockage du gaz carbonique atmosphérique, principal gaz à effet de serre. Mais la géochimie joue aussi un rôle clé dans l'étude de la circulation océanique et de ses relations avec son environnement continental et atmosphérique, par la capacité de certains éléments chimiques de « tracer » les mouvements lents des masses d'eaux difficilement accessibles par les instruments conventionnels. Les traceurs géochimiques permettent ainsi d'accéder à des échelles de temps plus longues qui représentent une passerelle entre les observations physiques usuelles de l'océan actuel (température, salinité,...) et les observations paléoclimatologiques (proxies) décrivant l'état du système Terre à beaucoup plus long terme.

Sans entrer dans le détail des développements futurs possibles de la géochimie océanique, on peut distinguer deux directions principales de recherche porteuses pour l'avenir : (1) la recherche de nouveaux traceurs, mieux adaptés, permettant de tracer la circulation océanique, les mécanismes de mélange, les temps de transit, la diffusion, autant de processus qui participent de la variabilité océanique multi-échelles indispensable pour atteindre une image complète de la circulation océanique planétaire, incluant toute la gamme de sa variabilité spatio-temporelle, comme souhaitée par Walter Munk et Carl Wunsch. (2) L'étude du comportement de ces traceurs dans le fonctionnement actuel de l'océan et des milieux qui l'environnent, de façon à pouvoir appliquer ces connaissances aux données de la paléo-climatologie (proxies) et ainsi transposer celles-ci en paramètres physiques décrivant l'état de l'océan et de sa dynamique sous des climats antérieurs différents. On favorisera ainsi la convergence des dynamiciens de l'océan et du climat actuel avec les paléoclimatologues, rapprochement souhaité et anticipé, entre autres, par George Philander.

Au-delà de ces axes de développement scientifiques futurs possibles de l'océanographie évoqués ici, des considérations de politique scientifique et de gestion de la science, au niveau national et international, sont aussi à prendre en compte. Jusqu'aux années 1980 environ, l'océanographie physique en France, et ailleurs, était considérée comme une « *small science* » par opposition aux

« *big sciences* »[9] qui nécessitent des bataillons fournis de scientifiques, des grands équipements, des ressources financières considérables et une attention soutenue de la part des gouvernements. En France, l'exemple type d'une « *big science* » fut la recherche dédiée à la maîtrise de l'énergie nucléaire lancée après la deuxième guerre mondiale par la création de grands organismes tel que le Commissariat à l'énergie atomique.

À partir des années 1980, avec la mise sur pied des grands programmes internationaux et l'émergence de l'observation spatiale, l'océanographie est entrée progressivement dans le club des « *big sciences* » dans de nombreux pays, dont la France. Cela s'est traduit par un accroissement considérable du nombre de scientifiques, du niveau des ressources distribuées, des publications et de l'attention portée par les gouvernements et le public à cette discipline scientifique.

Mais ce changement de statut présente une autre caractéristique qui a une grande importance sur le mode de gestion de la science. Une « *small science* », qui ne nécessite que des moyens limités, est généralement laissée entre les mains des scientifiques qui décident eux-mêmes de leurs activités et de l'évolution de leur discipline. C'est le « *bottom up* »[10] qui domine. C'est ce qui a prévalu en océanographie, discipline longtemps restée entre les mains de quelques personnalités scientifiques de premier plan. En France, le professeur Lacombe, créateur et directeur du premier laboratoire d'océanographie physique implanté au sein du Muséum national d'histoire naturelle, en est l'exemple type. Au contraire une « *big science* », compte tenu notamment de ses coûts élevés, fait l'objet d'une gestion « *top to down* » plus encadrée, soucieuse des applications et du retour sur investissement, qui laisse beaucoup moins d'initiative à la communauté scientifique.

L'océanographie physique est en train de vivre cette évolution de son mode de gestion. Les grands projets spatiaux d'observations des océans ainsi que l'océanographie opérationnelle sont des développements qui échappent à la gestion des seuls scientifiques et qui relèvent en partie d'un « *top to down* » émanent des sphères gouvernementales. L'évolution de l'océanographie physique vers le statut de « *big science* » aura certainement une influence considérable sur ses orientations futures au-delà des idées nouvelles pouvant émerger de la communauté scientifique.

Les pays du Sud, l'océan et le climat

La « mondialisation » de la prévision du climat et de l'océanographie opérationnelle est inévitable, et ne peut être abordée que dans un esprit de coopération sans frontière pour le bénéfice de tous. Dans ce contexte, les pays du Nord sont évidemment les mieux placés pour développer à la fois les connaissances fondamentales, les moyens technologiques d'observations *in situ* et spatiaux, et les outils de prévision qui nécessitent, entre autres, des calculateurs parmi les plus puissants produits par la technologie des semi-conducteurs.

[9] « *Small science* » et « *big science* » sont des termes anglo-saxons consacrés, presque universellement utilisés dans les milieux scientifiques, ne faisant pas l'objet d'une traduction française spécifique.

[10] « *Bottom up* » et « *top to down* » sont également des expressions anglo-saxonnes consacrées pour désigner des processus de décision du bas (scientifiques de base) vers le haut (décideurs gouvernementaux) ou au contraire du haut vers le bas.

Mais qu'en est-il des pays plus pauvres, du Sud, dont les côtes baignent souvent dans des eaux tropicales ? Leur situation est préoccupante, à la fois vis-à-vis du changement climatique anthropique à long terme, et vis-à-vis des oscillations interannuelles naturelles du climat. Leur vulnérabilité dépend de deux facteurs dont les effets négatifs s'additionnent : (1) les économies de ces pays sont plus étroitement dépendantes des conditions climatiques que celles des pays industrialisés. Cette « sensibilité économique » aux conditions climatiques tient justement à leur niveau de développement de type préindustriel, qui privilégie l'agriculture et l'exploitation des ressources naturelles. (2) Il existe également une « sensibilité géophysique » particulière des basses latitudes, qui se manifeste par des oscillations climatiques telles qu'Enso, parfois violentes, générées par la proximité de l'équateur.

Par ailleurs, la globalité des phénomènes climatiques nécessite de façon évidente que les régions tropicales, qui occupent plus du tiers de la surface du globe, soient intégrées dans l'étude de ces problèmes, même si elles sont plus difficilement accessibles à l'observation et sont sous la souveraineté d'États n'ayant pas toujours les moyens d'assurer eux-mêmes ces observations et ces études.

La question de l'implication des pays du Sud dans la compréhension, la prévision et la gestion des impacts des changements climatiques doit donc être traitée avec une attention toute particulière. L'enjeu climatique est devenu maintenant si fort qu'il renvoie aux grandes questions de politique générale et de géopolitique. Tout ce qui touche à l'environnement et au climat ramène inévitablement à la question du développement et des sources d'énergie, environnement et développement étant souvent perçus comme antagonistes. Le développement du Sud est incontournable et il n'est pas envisageable de le freiner par des mesures contraignantes dont les fondements seraient mal compris et mal acceptés par ces sociétés. On doit donc concilier développement et environnement.

Des procédures de « transfert technologique » sont fréquemment invoquées pour permettre au Sud d'accéder à des technologies propres, pour produire une énergie propre, assurant ainsi un développement également propre[11]. Ces technologies, nécessairement coûteuses en investissement recherche et en développement, sont mises au point dans les pays du Nord. Il est donc nécessaire de les mettre à la disposition du Sud suivant des termes d'échanges contractuels équitables et qui respectent les sensibilités culturelles locales. Mais même dans ces conditions, le Sud acceptera difficilement des réglementations fondées sur des connaissances scientifiques issues de recherches auxquelles il n'a pas participé. Le Sud devra donc être présent à tous les niveaux du débat sur le changement climatique anthropique ainsi que sur sa variabilité naturelle, depuis la recherche fondamentale en amont jusqu'à l'évaluation et la prévision des impacts sur l'environnement, l'économie, et la société en général. Actuellement, si les pays du Sud sont conviés aux grandes conférences internationales où ils sont invités à prendre des engagements, ils ont le sentiment d'être victime d'une forme « d'apartheid de la connaissance », la « vérité scientifique » sur ces sujets d'intérêt universel leur étant souvent assénée par les seuls représentants scientifiques du Nord[12]. Ce sentiment explique parfois l'irritation de certaines délégations lors de ces conférences.

[11] Les politiques et les media parlent maintenant, souvent avec emphase, de « développement durable » trente ans après la création de ce concept par les scientifiques.

[12] Une exception à ce constat, les travaux du GIEC qui associent étroitement les scientifiques des cinq continents et assurent une parité raisonnable entre pays du Nord et pays du Sud.

Pour sortir de cette situation d'inégalité du développement scientifique, il n'y a pas d'autre issue que de favoriser l'émergence d'équipes scientifiques de valeur au Sud et d'intégrer leurs chercheurs dans nos équipes du Nord et dans nos instituts. Les États-Unis le font en facilitant l'émergence de diasporas scientifiques planétaires sur leur territoire, attirant les compétences par ce qui peut apparaître comme un « drainage de cerveaux ». L'Europe, compte tenu des liens historiques privilégiés qu'elle entretient encore avec les pays du Sud, devrait être capable de mettre sur pied une forme de partenariat scientifique plus original avec le Sud, permettant à ces pays d'accéder à nos institutions et de participer à la recherche dans les domaines les plus pointus, particulièrement ceux où des équipements coûteux comme les super-calculateurs et les satellites sont indispensables.

La France a certainement un rôle encore plus spécifique à jouer face à cette situation, compte tenu des liens particuliers et historiques qu'elle a tissés avec le monde tropical, notamment dans le domaine marin. Les départements d'outre-mer, les territoires et les pays souverains avec lesquels la France coopère, couvrent la presque totalité de la ceinture tropicale. Ce sont souvent des îles ou des contrées possédant des façades maritimes et des zones de souveraineté marine de très grande étendue. Compte tenu de la concentration des populations dans les régions côtières, les problèmes liés à cette dominante océanique sont souvent vitaux pour ces pays.

L'élévation du niveau moyen des océans qui menace certains archipels de disparition, la dégradation des côtes, l'épuisement des ressources marines vivantes, la modification du régime des précipitations et ses conséquences sur l'agriculture et la santé, sont autant de menaces, étroitement liées à cet environnement océanique et climatique changeant. Face à ces bouleversements à venir, les moyens permettant le suivi et la prévision de l'état de l'océan et des oscillations climatiques associées sont essentiels à la protection et à la gestion économique de ces pays.

~

Les outils d'observations et de simulation de l'océan, après ceux de l'atmosphère, permettent maintenant de prévoir de plus en plus précisément le changement climatique et sa variabilité naturelle. Ils sont issus des avancées scientifiques sans précédent de l'océanographie et de la météorologie au cours des dernières décennies. Jusqu'ici, l'océanographie avait accumulé un certain retard par rapport aux autres sciences de l'environnement, du fait des difficultés d'accès de ce milieu hostile. Les régions tropicales, tout particulièrement, n'ont été explorées et étudiées que tout récemment alors que leur dynamique particulière est déterminante dans plusieurs processus climatiques. Au cours des dernières années, les progrès de l'océanographie sont ainsi apparus d'autant plus spectaculaires que le rôle de l'océan sur la variabilité du climat avait été seulement soupçonné antérieurement, mais ni démontré ni quantifié. L'histoire de ce développement rapide de la connaissance de l'une des enveloppes fluides entourant la Terre et qui gouverne le climat laissera certainement sa marque dans l'histoire des sciences. La révolution que l'océanographie physique a vécue en si peu de temps est due à l'impulsion de l'objectif climatique. L'homme se souviendra probablement qu'à la fin du XX^{e} siècle, la science lui a fait voir pour la première fois la Terre, ses continents, son atmosphère, ses océans, et la vie qui l'entoure, comme un tout indissociable, emporté sur un fragile vaisseau spatial naturel qui n'est plus à conquérir mais à conserver précieusement.

Bibliographie

Ouvrages généraux

BERGER A., 1992
Le climat de la Terre : un passé pour quel avenir ? Bruxelles, De Boeck Université.

DUPLESSY J.-C., 1996
Quand l'océan se fâche/Histoire naturelle du climat. Paris, Odile Jacob.

DUPLESSY J.-C., MOREL P., 1990
Gros temps sur la planète. Paris, Odile Jacob.

FELLOUS J.-L., 2002
Avis de tempête : la nouvelle donne climatique. Paris, Odile Jacob.

GIEC, 2001
Bilan 2001 des changements climatiques : les éléments scientifiques. Rapport du groupe 1, OMM/PNUE.

GLANTZ M., 2001
Once burned, Twice shy ? Lessons learned from the 1997-98 El Niño. Tokyo, Japan, United Nations University Press.

HUET S., 2000
Quel climat pour demain ?
Paris, Calmann-Lévy.

JOUSSAUME S., 2000
Climat d'hier à demain. Paris, CNRS Éditions.

JOUZEL J., DEBROISE A., 2004
Le climat : jeu dangereux. Paris, Dunod.

LAMBERT G., 2001
La terre chauffe-t-elle ? Paris, EDP Sciences.

LE ROY LADURIE E., 1967
Histoire du climat depuis l'an Mil.
Paris, Flammarion.

MINSTER J.-F., 1997
La machine océan. Paris, Flammarion.

NEUMANN G., PIERSON W., 1966
Principles of physical oceanography.
New York, Prentice-Hall Inc.

ORSENNA E., 2005
Portrait du Gulf Stream. Paris, Éditions du Seuil.

PHILANDER S. G., 1990
El Niño, La Niña, and the Southern Oscillation. New York Academic Press.

PHILANDER S. G., 1998
Is the temperature rising ? USA, Princeton University Press.

STOMMEL H., 1976
The Gulf Stream. Berkeley, University of California Press.

VOITURIEZ B., 2003
Les humeurs de l'océan. Paris, Unesco.

VOITURIEZ B., JACQUES G., 1999
El Niño : réalités et fictions. Paris, Unesco.

Articles scientifiques parmi les plus marquants

BATTISTI D. S., 1988
Dynamics and thermodynamics of a warming event in a coupled atmosphere-ocean model. *J. Atmosph. Sci.*, 45 : 2889-2919.

BJERKNES J., 1969
Atmospheric teleconnection from the equatorial Pacific. *Monthly Weather Review*, 97 : 163-172.

BOULANGER J.-P., MENKES C., 1995
Propagation and reflection of long equatorial waves in the Pacific ocean during the 1992-1993 El Niño. *J. Geophys. Res.*, 100 : 24041-24059.

BRYAN K., 1962
Measurements of meridional heat transport by ocean currents. *J. Geophys. Res.*, 67 : 3403-3414.

BRYDEN H. L., HALL M. M., 1980
Heat transport by currents across 25 °N latitude by the Atlantic Ocean., *Science*, 207 : 884-886.

BUSALACCHI A. J., O' BRIEN J. J., 1988
The seasonal variability in a model of the tropical Pacific. *J. Phys.Ocean*, 10 : 1929-1952.

CANE M. A., 1991
Forecasting an El Niño with a geographical model. New York, Cambridge University Press.

CANE M. A., SARACHIK E. S., 1981
The response of a linear baroclinic equatorial ocean to periodic forcing. *J. Mar. Res.*, 39 : 651-693.

CANE M. A., SARACHIK E. S., 1983
Equatorial oceanography. *Rev. Geophys.* 114 : 1137-1148.

CANE M. A., ZEBIAK S. E., 1987
Prediction of El Niño events using a physical model. England, *Royal Meteorological Society Press* : 345-369.

CHARNEY J. G., 1975
Dynamics of deserts and drought in the Sahel. *Quaterly JRMS*, 101 : 193-202.

CROMWELL T.,
MONTGOMERY R. B., STROUP E. D., 1954
Equatorial undercurrent in Pacific Ocean revealed by new methods. *Science*, 119 : 648-649.

DELECLUSE P., SERVAIN J.,
LEVY C., ARPE K., BENGTSSON L., 1994
On the connection between the 1984 Atlantic warm event and the 1982-1983 ENSO. *Tellus*, 46A : 448-464.

DÜING W., OSTAPOFF F., MERLE J., 1980
Physical oceanography of the tropical Atlantic during GATE. Paris, Unesco.

DU PENHOAT Y., CANE M. A., 1991
Effect of low latitude western boundary gaps on the reflection of equatorial motions. *J. Geophys. Res.*, 96 : 3307-3322.

DU PENHOAT Y., ELDIN G., 1998
El Niño et l'oscillation australe. *Pour la science*, hors-série « les humeurs de l'océan » : 86-91.

FOLLAND C. K., PALMER T. N., PARKER D. E., 1986
Sahel rainfall and worldwide sea temperature, 1901-85. *Nature*, 320 : 602-607.

FRANKIGNOUL C., HASSELMAN K., 1976
Stockastic climate models, part 2 : Application to sea surface temperature anomalies and thermocline variability. *Tellus*, 29 : 289-305.

GANACHAUD, A., WUNSCH, C., 2003
Large-Scale Ocean Heat and Freshwater Transports during the World Ocean Circulation Experiment. *J. of Clim.*, 16 : 696-705.

GARZOLI S. L., KATZ E. J., 1983
The forced annual reversal of the Atlantic North Equatorial Countercurrent. *J. Phys. Ocean.*, 13 : 2082-2090.

HASTENRATH S., 1980
Heat budget of tropical ocean and atmosphere. *J. Phys. Ocean.*, 10 : 159-170.

HASTENRATH S., 1982
On meridional heat transport in the world ocean. *J. Phys. Ocean.*, 12 : 922-927.

HASTENRATH S., LAMB P., 1977
Some aspects of circulation and climate over the eastern Equatorial Atlantic. *Monthly Weath. Rev.*, 106 : 1280-1297.

HASTENRATH S., MERLE J., 1986
The annual March of Heat Storage and Export in the tropical Atlantic Ocean. *J. Phys. Ocean.*, 16 : 694-708.

HISARD P., 1980
Observations de réponses de type « El Niño » dans l'Atlantique tropical oriental, golfe de Guinée. *Oceanol. Acta*, 3 : 69-78.

HISARD P., 1993
Mise en évidence du contre-courant équatorial dans les océans Pacifique et Atlantique au cours de la première moitié du XIX^e^ siècle. *Océanis*, 19 : 1-56.

HISARD P., MERLE J., VOITURIEZ B., 1968
The equatorial undercurrent at 170 °E in March and April 1967 *J. Marine Res.*, 28 : 281-303.

KHANAICHENKO N. K., 1974
Le système des contre-courants équatoriaux dans l'océan. *Guidrometeoizdat*, manuscrit non publié.

KNAUSS J. A., 1960
Measurements of the Cromwell current. *Deep Sea Res.*, 6 : 265-286.

KNAUSS J. A., 1963
Equatorial current system. *The Sea*, 2 : 235-252.

KNOX R., HALPERN D., 1983
Long-range Kelvin waves propagation of transport variations in Pacific Ocean equatorial currents. *J. Marine Res.*, 40 : 329-339.

KRAUS E. B., TURNER J. S., 1967
A one-dimensional model of the seasonal thermocline. *Tellus*, 19 : 98-106.

LAMB P. J., 1981
Estimate of annual variation of Atlantic Ocean heat transport. *Nature*, 290 : 766-768

LEVITUS S., 1984
Annual cycle of heat storage in the world ocean. *J. Phys. Ocean.*, 14 : 727-746.

LEVITUS S., ANTONOV J. I., BOYER T. P., 2000
Warming of the world ocean. *Science*, 287 : 2225-2229.

MC CREARY JR. J. P., 1983
A model of tropical ocean-atmosphere interaction. *Mon. Weath. Rev.*, 111 : 370-387.

MC PHADEN M. J., 1986
The Equatorial Undercurrent; 100 Years of Discovery. *EOS*, 67 (40).

MC PHADEN M. J. *et al.*, 1998
Tropical Ocean Global Atmosphere (TOGA) observing system: A decade of progress. *J. Geophys. Rev.*, 103 : 14169-14240.

MERLE J., 1980 a
Variabilité thermique annuelle et interannuelle de l'océan Atlantique équatorial est. L'hypothèse d'un « El Niño » Atlantique. *Oceanol. Acta*, 3 : 209-220.

MERLE J., 1980 b
Seasonal heat budget in the equatorial Atlantic Ocean. *J. Phys. Ocean.*, 10 : 464-469.

MONTGOMERY R. B., STROUP E. D., 1962
Equatorial waters and currents at 152°W in July-August 1952. *John Hopskins Oceanogr. Studies*, vol. 1.

MOORE D. W., PHILANDER S. G. H., 1977
Modeling of the tropical oceanic circulation. *The Sea*, 6 : 319-361.

MOORE D. W. *et al.*, 1978
Equatorial adjustment in the Eastern Atlantic. *Geophys. Res. Let.*, 5 : 637-640.

MOURA A. D., SHUKLA J., 1981
On the dynamics of droughts in northest Brazil: observations, theories and numerical experiments with a general circulation model. *J. Atmos. Sci.*, 38 : 2653-2675.

MUNK W. H., 1950
On the wind-driven ocean circulation. *J. Meteorol.*, 7 : 79-93.

NEUMANN G., 1960
Evidence for an equatorial undercurrent in the Atlantic Ocean. *Deep Sea Res.*, 6 : 328-334.

O' BRIEN J. J., 1978
El Niño. An example of ocean atmosphere interaction. *Oceanus*, 21 (4) : 40-46.

O' BRIEN J. J., ADAMEC D., MOORE D., 1978
A simple model of equatorial upwelling in th Gulf of Guinea. *Geophys. Res. Let.*, 5-8 : 633-636.

OORT A. H., VONDER HAAR T. H., 1976
On the observed annual cycle in the ocean-atmosphere heat balance over the northern hemisphere. *J. Phys. Ocean.*, 6 : 781-800.

PHILANDER S. G. H., 1973
Equatorial undercurrent : Measurements and theories. *Rev. Geophys.*, 11 : 513-570.

PHILANDER S. G. H., 1986
Unusual conditions in the tropical Atlantic in 1984. *Nature*, 322, 6076 : 236-238.

PHILANDER S. G. H., PACANOWSKI R. C., 1986 a
A model of the seasonal cycle in the Tropical Atlantic Ocean. *J. Geophys. Rev.*, 91, C12 : 14192-14206.

PHILANDER S. G. H., PACANOWSKI R. C., 1986 b
The mass and heat budget in a model of the Tropical Atlantic Ocean. *J. Geophys. Rev.*, 91, C12 : 14212-14220.

PICAUT J., DELCROIX T. ,1995
Equatorial wave sequence associated with warm pool displacements during the 1986-1989 El Niño-La Niña. *J. Geophys. Rev.*, 100 : 18398-18408.

RASMUSSEN E. M., CARPENTER T. H., 1982
Variation in tropical sea surface temperature and surface wind fields associated with the Southern Oscillation/El Niño. *Mon. Weather Rev.*, 110 : 354-384.

ROPELEWSKI C. F., HALPERT M. S. , 1987
Global and regional scale precipitation patterns associated with El Niño/ Southern Oscillation. *Mon. Weather Rev.*, 115 : 1606-1626.

SARMIENTO J. L. *et al.*, 2000
Sea-Air CO_2 fluxes and carbon transport. A comparaison of three ocean general circulation models. *Global Biochemistry Cycles*, 14 (4) : 1267-1281.

SARMIENTO J. L., GRUBER N., 2002
Sinks for anthropogenic carbon. *Physics today*, 55 (8) : 30-36.

SERVAIN J., PICAUT J., MERLE J., 1982
Evidence of remote forcing in the equatorial Atlantic. *J. Phys. Ocean.*, 12 : 457-463.

STOMMEL H., 1948
The westward intensification of wind-driven ocean currents. *Trans. Amer. Geophys. Union*, 29 : 202-206.

STOMMEL H., 1980
Asymetry of interoceanic fresh-water and heat fluxes. *Proc. Nat. Acad. Sc. USA*, 77 : 2377-2381.

STURM M., VOIGT K., 1966
Observation of the structure of the equatorial undercurrent in the Gulf of Guinea in 1964.
J. Geophys. Res., 71 : 3105-3108.

TRENBERTH K. E., 1984
Signal versus noise in the Southern Oscillation.
Mon. Weather Rev., 112 : 326-332.

VONDER HAAR T., OORT A. H., 1973
New estimate of annual poleward energy transport by Northern Hemisphere oceans.
J. Phys. Ocean., 3 : 169-172.

WALKER G. H., 1924
Correlation in seasonal variations of weather: a further study of world weather.
Mem. Indian Meteorol. Dep., 24 : 275-332.

WUNSCH C., STAMMER D., 1995
The global frequency-wavenumber spectrum of oceanic variability estimated from Topex/Poseidon altimeter measurement.
J. Geophys. Res., 100, C12 : 24895-24910.

WYRTKI K., 1975
El Niño-The dynamic response of the equatorial Pacific Ocean to atmospheric forcing.
J. Phys. Ocean., 5 : 577-584.

WYRTKI K., 1979
El Niño. *La Recherche*, 106 X : 1212-1220.

WYRTKI K., 1982
The Southern Oscillation Ocean-Atmosphere interaction and El Niño. *Marine Technology Society Journal*, XVI : 3-10.

WYRTKI K., 1985
Water displacements in the Pacific and the genesis of El Niño cycles.
J. Geophys. Res., 90 : 7129-7132.

Glossaire

Advection
Transport horizontal ou vertical de masses d'eau par les courants.

Albédo (d'une surface)
Rapport, en pourcentage, du rayonnement solaire réfléchi par une surface au rayonnement solaire incident. L'albédo de la surface de la mer est voisin de 50 %, celui de la glace est plus élevé, environ 80 %.

Alizés
Vents tropicaux et équatoriaux de secteur est associés aux circulations subtropicales atmosphériques nord et sud. On distingue les alizés de nord-est et les alizés de sud-est. Les alizés entraînent les courants équatoriaux nord et sud.

Altimètre, altimétrie
Instrument radar permettant de mesurer la distance entre un satellite et la surface de l'océan. L'altimétrie est la mesure de la topographie de l'océan par un altimètre.

Année géophysique internationale (AGI - IGY en anglais)
Programme international d'étude des milieux terrestres qui s'est déroulé en 1957-1958. Ce fut le début de la coopération internationale en géophysique et en océanographie.

Anomalie
Écart entre la valeur d'un paramètre et sa moyenne.

Anthropique
Qui résulte de l'action de l'homme.

Anticyclonique
Qualifie des vents et des courants tournant dans le sens des aiguilles d'une montre dans l'hémisphère nord (dans le sens inverse dans l'hémisphère sud) autour d'une zone de haute pression atmosphérique ou océanique.

Assimilation
L'assimilation des observations dans un modèle est un ensemble de techniques numériques qui permettent d'insérer des observations dans les simulations de ce modèle et de ramener la simulation aux observations. On recale ainsi régulièrement un modèle, qui a toujours tendance à s'éloigner de la réalité.

Atmosphère
Enveloppe gazeuse qui entoure les planètes. L'atmosphère terrestre est composée de 77 % d'azote, 21 % d'oxygène, 1 % d'argon, 1 % de vapeur d'eau et autres gaz, notamment des gaz à effet de serre tels que le gaz carbonique.

Bathymétrie
Mesure de la profondeur pour déterminer la topographie du fond des océans.

Benthique
Relatif au fond des océans. Espèces (ou animaux) benthiques : vivant au fond de l'océan.

Bilan E - P
Bilan d'eau douce à la surface de l'océan, résultant de la différence entre l'évaporation et les précipitations.

Biosphère
Ensemble du monde vivant à la surface de la terre.

Cellule (ou circulation) **de Hadley**
Circulation atmosphérique méridienne semblable à la circulation zonale de Walker marquée par l'ascendance d'air chaud et humide au-dessus des basses pressions des régions intertropicales et par la descente de celui-ci au-dessus des zones de hautes pressions au cœur des anticyclones subtropicaux.

Cellule (ou circulation) **de Walker**
Circulation atmosphérique zonale dans la région équatoriale, marquée par des vent d'est en surface et des vents d'ouest en altitude à la limite de la tropopause. Ces deux circulations horizontales sont reliées entre elles par des zones d'ascendance de l'air au-dessus des basses pressions généralement situées à l'ouest des océans tropicaux et des mouvements descendants au-dessus des hautes pressions situées à l'est de ces océans. L'ensemble constitue une cellule fermée.

CFC
Abréviation de chlorofluorocarbures, également appelés fréons. Composés gazeux impliqués dans la destruction de la couche d'ozone stratosphérique.

Chaleur latente
Chaleur dégagée par le changement de phase de l'eau liquide lorsqu'elle s'évapore. L'évaporation prend des calories à l'océan pour les donner à l'atmosphère. Le processus inverse est la condensation de la vapeur d'eau qui reprend ces même calories à l'atmosphère pour les restituer au milieu liquide.

Chaleur sensible
Chaleur échangée au contact de deux milieux de température différente.

Chlorophylle
Pigment du phytoplancton qui donne une couleur verte à l'eau de mer.

Circulation (atmosphérique, océanique)
Ensemble des vents (courants) organisés d'une région, ou de l'ensemble de l'atmosphère (océan).

Circulation d'Ekman (ou courant d'Ekman)
Courant superficiel généré par la tension du vent, un des deux moteurs de la circulation océanique. Voir couche d'Ekman.

Circulation thermohaline
(ou courant thermohalin)
Courants prédominants dans les couches océaniques profondes, générés par les gradients de pression à l'intérieur de l'océan. Les gradients de pression sont eux-mêmes engendrés par des différences de densité de l'eau de mer, qui résultent de différences de température et de salinité des eaux, d'où son nom.

Code (d'un modèle)
Programme informatique permettant de faire exécuter par un ordinateur les opérations prévues par un modèle pour réaliser des simulations.

Contre-courant
Courant de surface s'écoulant en sens inverse des courants environnants et de la direction du vent. Les contre-courants équatoriaux sont les plus connus. Le contre-courant équatorial, dirigé vers l'est, est situé sous la zone de convergence des alizés, entre les courants équatoriaux nord et sud qui s'écoulent en direction de l'ouest.

Convection (atmosphérique ou océanique)
Phénomène de brassage de l'air ou de l'eau rompant la stratification habituelle du milieu sous l'effet d'une inversion des gradients de densité. La convection atmosphérique se développe généralement de la surface vers le haut, car l'air le plus dense est en bas près du sol. La convection océanique, au contraire, se développe du haut vers le bas, car la stratification océanique laisse les eaux les plus légères en haut près de la surface.

Convection profonde
Processus de plongée rapide d'eaux de surface devenues plus lourdes parce que plus froides et/ou plus salées, jusqu'à de grandes profondeurs (plusieurs milliers de mètres). Ce processus se produit dans quelques régions peu nombreuses situées dans les hautes latitudes, principalement dans l'Atlantique nord, et il est à l'origine du lent brassage des océans nécessaire à l'entretien du circuit d'échange thermique à l'échelle du globe appelé le « tapis roulant ».

Convergence
Zone où les courants ont tendance à rapprocher les particules d'eau les unes des autres. L'inverse est la divergence. Convergence et divergence s'expriment mathématiquement.

Conveyor belt
Terme anglais désignant le circuit de répartition de la chaleur entre les tropiques et les plus hautes latitudes par les courants marins. Traduit en français par « tapis roulant ».

Coriolis (force de)
Accélération complémentaire affectant les mobiles terrestres, liée à la rotation de la Terre. Du nom d'un mathématicien français de la première moitié du XIX^{e} siècle.

Corps noir
Corps idéal absorbant parfaitement toutes les radiations qu'il reçoit et émettant inversement, lorsqu'on le chauffe toutes les radiations. La longueur d'onde et l'intensité du rayonnement émis dépendent de sa température. Tous les corps naturels se rapprochent plus ou moins du corps noir. La Terre, avec une température moyenne voisine de 15 °C, rayonne principalement dans l'infrarouge.

Couche d'Ekman
Couche supérieure de l'océan soumise à la tension (mécanique) du vent générant un courant et une circulation dits « d'Ekman ».

Couche euphotique
Couche superficielle de la mer, où pénètre 1 % de la lumière solaire. L'épaisseur de cette couche est au maximum de quelques dizaines de mètres.

Couche homogène (ou couche de mélange)
Couche supérieure de l'océan soumise à l'agitation du vent, qui homogénéise sa température, sa salinité et toutes ses autres propriétés. La couche homogène est généralement profonde de quelques dizaines de mètres, mais elle peut atteindre deux ou trois cents mètres, notamment dans les régions équatoriales.

Couleur de la mer
Spectre de la lumière du soleil rétrodiffusée par l'océan et les pigments des substances qu'il contient (chlorophylle, carotène, ...).

Courantomètre
Instrument de mesure des courants en point fixe. Mesure dite « eulérienne » par opposition à la mesure « lagrangienne » qui s'obtient en suivant un flotteur dérivant au gré du courant.

Courants équatoriaux
Courants entraînés par les vents alizés, s'écoulant parallèlement à l'équateur en direction de l'ouest dans les océans Pacifique et Atlantique. On distingue les courants équatoriaux nord et sud séparés par le contre-courant équatorial sous la zone intertropicale de convergence des alizés.

Cryosphère
Ensemble des glaces recouvrant la sphère terrestre.

Cyclonique (circulation)
Circulation des vents ou des courants dans le sens inverse des aiguilles d'une montre dans l'hémisphère nord (et inversement dans l'hémisphère sud), autour d'une zone de basses pressions (dépression) atmosphériques ou océaniques.

Diffusiomètre
Radar micro-onde permettant de mesurer, à distance, la direction et la vitesse du vent.

Diffusion
Processus de mélange interne tendant à homogénéiser l'eau (ou l'air). On parle de diffusion turbulente lorsque le processus de mélange est turbulent, ce qui est généralement le cas. On appelle diffusion virtuelle (coefficient de diffusion virtuelle) la diffusion moyenne multi-échelles d'un domaine étendu correspondant à la maille élémentaire d'un modèle. La diffusion virtuelle est une variable d'ajustement des modèles très utilisée.

Divergence
Mouvement inverse de la convergence. Qualifie le mouvement de courants qui tendent à éloigner les particules d'eaux les unes des autres. La divergence horizontale d'un courant s'accompagne, par compensation, d'une remontée des eaux plus profondes, appelée upwelling.

Données historiques
Désigne les observations anciennes consignées dans des banques de données.

Dryas récent *(Younger Dryas)*
Brusque refroidissement intervenu il y a environ 12 000 ans à la fin de la dernière déglaciation.

Eaux profondes
Terme général désignant les eaux froides des profondeurs océaniques. Elles s'écoulent à des profondeurs inférieures à 3 000 m et leur température est inférieure à 4 °C.

El Niño
Désigne un phénomène de réchauffement anormal des eaux au large du Pérou et de l'Équateur. Voir Enso.

Enso *(El Niño Southern Oscillation)*
Acronyme hispano-anglais désignant le phénomène d'oscillation climatique affectant l'ensemble de l'océan Pacifique et dont El Niño n'est qu'un aspect.

Équations primitives
Ensemble des équations complètes décrivant la circulation océanique, encore appelées équations de Navier-Stocks.

Équilibre (ou équation) géostrophique
Équation simplifiée du mouvement d'un fluide (vent ou courant) traduisant un équilibre entre la force générée par les gradients horizontaux de pression à l'intérieur du fluide et la force de Coriolis.

État de la mer
Désigne les vagues et la houle excitées par le vent.

Feed back
Terme anglais désignant des processus s'enchaînant les uns les autres. Traduit en français par « actions en retour » ou « rétroactions ». Ils peuvent être positifs (tendant à intensifier le phénomène) ou négatifs (tendant à l'atténuer).

Flotteur
Dispositif flottant au gré des courants en surface ou en profondeur qui peut permettre de mesurer les courants et auquel sont généralement attachés des instruments de mesure pour d'autres paramètres (température, salinité,...).

Flux de chaleur (flux radiatif, flux solaire)
Quantité de calories ou d'énergie radiative solaire qui traverse une unité de surface (généralement la surface de la mer ou du sol). S'exprime généralement en watts/m^2.

Foraminifères
Protozoaires planctoniques à squelette calcaire. De nombreuses espèces vivent seulement dans des conditions thermiques précises, ce qui permet de déterminer, par analogie, la température de l'océan à l'époque où ces animaux ont vécu.

Forçage
Terme générique désignant les actions ou forces extérieures appliquées à un système physique. Les forçages de l'océan sont le vent (forçage mécanique) et/ou les échanges thermiques et dynamiques (forçages thermodynamiques) à travers la surface.

Force de Coriolis
Voir Coriolis et équilibre géostrophique.

Forcing
Terme anglais traduit par « forçage » en français. *Remote forcing* est traduit par « actions à distance » en français.

Gaz à effet de serre
Gaz atmosphériques qui ont la propriété d'absorber le rayonnement infrarouge émis par la Terre et ainsi de réchauffer l'atmosphère.

Géodésie
Science des formes et des mouvements de la Terre.

Géoïde
Surface équipotentielle du champ de gravité de la Terre. Un océan homogène et au repos aurait une surface décrivant le géoïde. La surface réelle de l'océan en diffère par la topographie dynamique.

Géostrophie
Voir équilibre géostrophique.

Hauteur (topographie) dynamique
Élévation du niveau de l'océan en chacun de ses points due à sa densité, donc à sa température et à sa salinité, par rapport à une surface de référence. Une densité faible sur la verticale se traduira par un océan dilaté et un point haut de sa topographie – ou hauteur – dynamique. C'est l'inverse pour une densité élevée, qui sera marquée par un point bas de la topographie dynamique. Notion essentielle en océanographie.

Hydrographie
À ne pas confondre avec *hydrography* en anglais qui est la traduction d'hydrologie. L'hydrographie dresse la carte de la topographie du fond des océans, des côtes et détermine les marées pour assurer la sécurité de la navigation. Elle est généralement confié à des « services hydrographiques » d'origine militaire.

Hydrologie
Étude de la répartition des propriétés physiques de l'eau de mer par la mesure de sa température, de sa salinité et donc sa densité. On parle de « campagnes hydrologiques », et de « stations hydrologiques » pour désigner des campagnes et des stations de mesures de ces propriétés en mer.

Hydrosphère
Désigne l'ensemble des eaux, marines et continentales (fleuves, lacs) qui recouvrent la surface de la Terre.

Isopycne
Égale pression. Une surface isopycne est une surface d'égale pression à l'intérieur de l'océan.

Isostatique
Se dit de mouvements verticaux, à l'échelle géologique, susceptibles d'élever ou d'abaisser des plates-formes continentales ou insulaires sous l'effet d'une dynamique interne de la Terre.

Isotopes (d'un élément chimique)
Les isotopes d'un élément chimique donné diffèrent par le nombre de neutrons contenus dans leur noyau et donc par leur masse. Ainsi l'oxygène 16, ^{16}O, a un noyau contenant 16 protons. L'oxygène 18, ^{18}O, contient toujours 16 protons mais également 2 neutrons,

il est donc plus lourd. « L'eau lourde », utilisée lors des débuts de l'industrie nucléaire civile et militaire, était constituée d'atomes d'oxygène lourds ^{18}O. Les rapports isotopiques de certains éléments tels que $^{18}O/^{16}O$ sont utilisés pour déterminer des paléo-températures.

La Niña
Phase froide d'Enso. Le contraire de El Niño.

Lithosphère
Ensemble des continents à la surface de la Terre.

Marégraphe
Instrument de mesure de la marée. Sert aussi à suivre l'évolution de la topographie dynamique de la surface de l'océan et son niveau moyen.

Masse d'eaux
Terme consacré désignant l'ensemble des eaux occupant une région de l'océan caractérisées par des températures et des salinités qui évoluent dans un rapport constant déterminant ainsi leur origine.

Méridien
Parallèle aux méridiens géographiques, c'est-à-dire de direction nord-sud.

Méso-échelle
Échelle moyenne de la circulation océanique, voisine de 200 km aux latitudes tempérées.

Modèle
Représentation simplifiée de la réalité qui peut être une formule mathématique résolue numériquement à l'aide d'un ordinateur. On a alors affaire à un modèle numérique très utilisé pour simuler l'état et la dynamique de l'atmosphère et de l'océan.

Mouillage
Terme de marine désignant une ligne ancrée au fond de l'océan, tendue jusqu'à la surface par une bouée, qui maintient généralement des instruments de mesure attachés et immergés le long de la ligne.

Mousson
Système de circulation atmosphérique alternatif et saisonnier océan-continent et continent-océan, générant deux saisons tranchées : la mousson humide et la mousson sèche. La mousson humide se caractérise par des vents chauds et humides, soufflant de la mer vers le continent, apportant des pluies abondantes. La mousson la plus connue est la mousson indienne. Il existe également une mousson africaine entre le golfe de Guinée et le continent africain.

Niveau moyen (de l'océan)
Altitude de la surface de l'océan lorsque l'on a soustrait tous les phénomènes transitoires (vagues, marées, mouvements de masses d'eau) susceptibles d'affecter cette altitude. Le niveau moyen de l'océan peut varier lentement sous l'effet d'un apport de masse (fonte ou prise en glace des glaciers continentaux) ou d'une dilatation (contraction) causée par un réchauffement (refroidissement) de ses eaux, appelée effet stérique.

Oligotrophe
Se dit d'un milieu pauvre en nutriments et de faible productivité biologique.

Ondes de Kelvin
Ondes se propageant dans un milieu fluide le long d'une frontière qui peut être l'équateur ou une côte pour l'océan.

Ondes de Rossby
Ondes planétaires qui se propagent en plein océan et dont la vitesse est une fonction de la latitude.

***Pacific Decadal Oscillation* (PDO)**
Oscillation climatique de période décennale et multi-décennale affectant l'ensemble de l'océan Pacifique.

Paramétrisation (d'un processus)
Prise en compte d'un phénomène physique par une formulation correspondant à la taille de la maille élémentaire du modèle qui simule le phénomène.

Petawatt
10^{15} watts ou mille millions de mégawatts.

Phytoplancton
Plancton végétal.

Pompage d'Ekman
Advection verticale d'eau résultant de l'aspiration ou du refoulement des eaux de surface induits par le rotationnel du vent.

Problème (ou méthode) **inverse**
Se dit d'une approche consistant à déterminer les valeurs des paramètres caractérisant un système physique non pas en mesurant directement ces paramètres, mais en mesurant d'autres paramètres entrant dans une équation décrivant le système, ce qui permet de déterminer indirectement les valeurs des paramètres recherchées.

Productivité marine
Capacité, plus ou moins grande, de l'océan à produire de la matière vivante. Nécessite des eaux riches en sel nutritifs et de la lumière.

Radar
Instrument susceptible d'émettre et de recevoir un signal électromagnétique, généralement dans les plages de fréquence des micro-ondes, qui, après réflexion sur un objet comme la surface de la mer, peut renseigner sur sa distance par le calcul du temps écoulé entre l'émission et la réception.

Radiomètre
Instrument généralement embarqué sur un satellite mesurant le rayonnement émis par l'océan.

Rotationnel
Expression mathématique traduisant le caractère tournant d'un champ de vent ou de courant.

Salinité (de l'eau de mer)
Taux de sel contenu dans l'eau de mer. S'exprime en grammes de sel par kilo d'eau de mer. La salinité moyenne de l'océan est voisine de 35 ‰.

SAR
Radar à ouverture synthétique embarqué sur un satellite pour mesurer le vent. Le SAR est un diffusiomètre.

Section (hydrologique)
Expression consacrée désignant l'ensemble des stations d'observation le long du trajet d'un navire océanographique représentée par une coupe verticale des paramètres observés le long de ce trajet.

Sels nutritifs
Ensemble des espèces chimiques contenues dans l'océan nécessaires au développement de l'activité biologique.

Shallow water (eaux superficielles)
Se dit d'un modèle linéaire d'océan à deux couches dans lequel la variable explicite est l'épaisseur de la couche superficielle chaude.

Simulations
Se dit des représentations de la réalité fournies par les modèles.

Sous-courant
Courant de sub-surface coulant en sens opposé au courant de surface. Le sous-courant équatorial est le plus caractéristique des sous-courants.

***Southern Oscillation Index* (SOI)**
Index définissant l'état de l'oscillation australe par la différence de pression atmosphérique au niveau de la mer entre la Polynésie française (Tahiti) et le nord de l'Australie (Darwin).

Station (hydrologique)
Expression consacrée pour désigner le point fixe en mer d'un navire océanographique pour pratiquer des observations.

Stratification
Désigne l'empilement des couches océaniques de densité croissante en fonction de la profondeur.

Subduction
Terme utilisé en géologie pour désigner l'enfoncement d'une plaque océanique sous une plaque continentale, enfouissant ainsi les sédiments déposés sur la plaque océanique.

Synoptique
Se dit d'une image (carte) de l'état de l'atmosphère ou de l'océan à un moment donné.

Tapis roulant
Traduction de *conveyor belt*. Désigne le circuit de distribution de la chaleur des tropiques vers les hautes latitude par un système de courants chauds et froids, comme le ferait un chauffage central.

Téléconnexion
Expression consacrée en météorologie et en climatologie pour désigner des actions à distance corrélant les paramètres climatiques de régions éloignées. L'« oscillation australe » est la plus connue des téléconnexions.

Tension du vent
Force mécanique de la vitesse du vent appliquée à la surface de l'océan.

Thermocline
Zone de décroissance rapide de la température en fonction de la profondeur, séparant généralement les eaux chaudes et homogènes de surface (particulièrement dans les régions tropicales) des eaux froides des profondeurs.

Topographie dynamique
Voir Hauteur dynamique.

Traceur
Terme générique désignant des composés chimiques dont le comportement peut être utilisé pour décrire un processus naturel. On utilise des traceurs (notamment radioactifs)

pour visualiser la circulation océanique dans des régions d'accès difficiles comme les grandes profondeurs ou sur de longues périodes.

Transport (ou équation) **d'Ekman**
Équation simplifiée décrivant le mouvement d'un fluide seulement soumis à la force du vent et à la force de Coriolis.
Cette équation explique la déviation de la direction du courant par rapport à la direction du vent.

Transport géostrophique
Voir Géostrophie et Équilibre géostrophique.

Turbulence
Désigne l'ensemble des mouvements de petites échelles de l'océan. La turbulence facilite la diffusion et le mélange des eaux.

Upwelling
Terme anglo-saxon désignant les remontées d'eaux profondes froides, généralement sous l'action du vent, le long d'une frontière qui peut être une côte ou l'équateur ; on parle alors de l'upwelling équatorial.

Warm pool
Littéralement « piscine chaude ».
Désigne les eaux très chaudes (jusqu'à 31 °C) recouvrant sur une épaisseur de plus de deux cents mètres les vastes régions de l'océan Pacifique intertropical occidental.

***Expendable Bathy Thermograph* (XBT)**
Sonde thermique, que l'on peut lancer à l'eau à partir d'un navire en marche. XCTD si la conductivité (salinité) est aussi mesurable.

Zonal
Le long d'un parallèle géographique, c'est-à-dire dans la direction est-ouest ou ouest-est.

Zone de convergence intertropicale (ZCIT, ITCZ en anglais)
Région où les vents alizés de N-E et de S-E se rencontrent et convergent. La ZCIT est située un peu au nord de l'équateur (entre 5° N et 15° N) dans les océans Pacifique et Atlantique. C'est une zone de calme, perturbée par des vents irréguliers, le « pot au noir » des navigateurs.

Liste des sigles

Argo
Système d'observation international gérant le déploiement sur l'ensemble de l'océan mondial de flotteurs autonomes dérivant en profondeur et délivrant leurs observations en remontant régulièrement à la surface.

Argos
Système de positionnement par satellite.

BNDO
Bureau national des données océaniques. Première dénomination du Centre de données océaniques français mis en place par le Cnexo (Ifremer), parallèle au NODC américain.

CCCO
Committee for Climatic Changes and the Oceans. Instance scientifique internationale (une douzaine de membres) créée par le Scor (dépendant du CIUS) et la COI en 1979 et chargée d'élaborer les programmes d'océanographie nécessaires aux recherches sur le climat.

CEPMMT
Centre européen de prévision météorologique à moyen terme.

CIUS
Conseil international des unions scientifiques (ICSU en anglais). Organisation scientifique internationale, émanation des académies des sciences des pays participants.

Ciprea
Circulation and Productivity in Equatorial Atlantic. Programme océanographique régional sur les rapports entre la productivité et la circulation océanique.

Clivar
Climate Variability. Programme international d'étude du climat qui dépend du Programme mondial de recherche sur le climat.

CNRS
Centre national de la recherche scientifique.

Cnes
Centre national d'études spatiales.

Cnexo
Centre national d'exploitation des océans. Organisme français précurseur de l'Ifremer.

COI
Commission océanographique intergouvernementale (IOC en anglais), dépend de l'Unesco.

Doris
Réseau de balises à terre pour la poursuite de satellites, destiné au calcul précis de leur orbite. Créé par le Cnes et l'IGN.

ESA
European Space Agency
(Agence spatiale européenne).

Equalant
Equatorial Atlantic Experiment.
Programme international d'étude de l'océan Atlantique équatorial.

ERS (1 et 2)
European Research Satellite.
Satellites de l'Agence spatiale européenne lancés en 1991 et 1995 pour l'observation de la Terre et des océans.

FGGE
First Garp Global Experiment.
Première expérience mondiale du Garp (PEMG) en français.

Focal
Programme français « océan et climat » dans l'Atlantique équatorial.

Garp
Global Atmospheric Research Programme.
Programme de recherche sur l'atmosphère globale mis en place par l'OMM en 1970, précurseur du Programme mondial de recherche sur le climat.

Gate
Garp Atlantic Tropical Experiment.
Expérience tropicale du Garp dans l'Atlantique (ETGA en français), réalisée entre juin et septembre 1974.

GCOS
Global Climate Observing System. Instance internationale créée par l'OMM et la COI pour coordonner un système d'observation du climat.

Geosat
Satellite américain d'observation de la Terre lancé en 1984 par la *Navy* avec pour mission principale de déterminer le géoïde.

Geosecs
Geochemical Sections. Programme américain des années 1970 destiné à l'observation des traceurs géochimiques de l'océan.

GFDL
Geophysical Fluid Dynamic Laboratory, célèbre institut dédié à l'étude de l'atmosphère et de l'océan fondé par la NOAA et l'université de Princeton.

GIEC
Groupe intergouvernemental d'experts sur l'évolution du climat (IPCC en anglais) créé en 1988 au sein de l'OMM pour faire régulièrement le point des connaissances sur le changement climatique.

Godae
Global Ocean Data Assimilation Experiment.

GOOS
Global Ocean Observing System. Sous le contrôle conjoint de la COI et de l'OMM.

GPS
Global Positioning System. Système américain de positionnement par satellites.

ICSU
International Council of Scientific Unions. Voir CIUS.

Icita
International Cooperative Investigation of the Tropical Atlantic.

Ifremer
Institut français de recherche pour l'exploitation de la mer.

Index
Indian Experiment.

IRD
Institut de recherche pour le développement. Anciennement Orstom.

IRI
International Research Institute for Climate Prediction.

Jason
Nom donné à un programme spatial franco-américain qui fait suite à Topex-Poseïdon.

J-GOFS
Joint Global Ocean Flux Study.

JSC
Joint Scientific Committee. Comité scientifique principal de l'OMM.

Lodyc
Laboratoire d'océanographie dynamique et de climatologie, établi au sein de l'université Paris-VI. Devenu Locean.

MIT
Massachusetts Institute of Technology (Boston-USA).

Mode
Mid-Ocean Dynamics Experiment.

NAO
North Atlantic Oscillation.

Nasa
National Aeronautic and Space Administration (USA).

NODC
National Oceanographic Data Center (USA).

NOAA
National Oceanographic and Atmospheric Administration (USA).

Norpac
North Pacific. Programme international d'étude du Pacifique nord entre Japon, USA et Canada en 1955.

Norpax
North Pacific Experiment. Programme américain d'océanographie dans les années 1970.

OMM
Organisation météorologique mondiale (WMO en anglais). Agence technique de l'ONU.

Orstom
Office de la recherche scientifique et technique outre-mer. Ancienne dénomination de l'IRD (Institut de recherche pour le développement).

PEMG
Première expérience mondiale du Garp. FGGE en anglais.

PMRC
Programme mondial de recherche sur le climat. WCRP en anglais. Géré par l'OMM et l'ICSU, ce programme a pris la suite du Garp.

PNEDC
Programme national d'étude de la dynamique du climat.

Polymode
Programme Mode associé à un programme soviétique équivalent. Voir Mode.

Scor
Scientific Committee for Oceanic Research. Dépend de l'ICSU.

Seasat
Satellite d'observation de l'océan lancé par la Nasa en 1978.

Sequal
Seasonal Equatorial Experiment. Programme américain associé au programme français Focal.

Shom
Service (français) hydrographique et océanographique de la marine.

Toga
Tropical Oceans and Global Atmosphere.

Topex-Poseïdon
Rassemblement de deux programmes spatiaux, l'un français (Poseïdon) et l'autre américain (Topex) destinés à observer la topographie de la surface de l'océan à l'aide d'altimètres.

WCRP
World Climate Research Programme. Dénomination du « Programme mondial de recherche sur le climat » (PMRC) mis en place par l'OMM et l'ICSU dans les années 1980.

Woce
World Ocean Circulation Experiment.

WWW
World Weather Watch. Veille météorologique mondiale (VMM), dépend de l'OMM.

Table des encadrés

Encadré 1
Les principales organisations océanographiques internationales 34

Encadré 2
Les fonctions de l'océan dans le climat 42

Encadré 3
La circulation générale océanique 44

Encadré 4
Le calcul du transport thermique océanique méridien par l'équation de conservation de la chaleur 47

Encadré 5
Océan passif, océan dynamique : l'évolution des idées sur la réponse de l'océan à l'action de l'atmosphère 52

Encadré 6
Mise en place de Woce 58

Encadré 7
La saga de la découverte des contre-courants équatoriaux 71

Encadré 8
Champs de pression, force de Coriolis, vents et courants 75

Encadré 9
Les ondes océaniques 86

Encadré 10
Opérations de terrain et développements théoriques des programmes Focal et Sequal 91

Encadré 11
Le bilan net de l'échange énergétique à l'interface air-mer 103

Encadré 12
Origine et organisation de Toga 132

Encadré 13
Les objectifs de Toga 133

Encadré 14
Les principales étapes de la modélisation durant Toga 135

Encadré 15
Aperçu sur l'évolution des théories d'Enso durant Toga 145

Table des matières

Sommaire 5

Remerciements 7

Préface 8

Preface 10

Présentation 12

Préambule 15

1. De la découverte de l'océan Atlantique à la géophysique des fluides

Perspective historique 25

1400-1800 : la découverte 26

1800–1950 : les grandes expéditions océanographiques 28

De l'exploration à la science : les prémices de l'océanographie 29

Les grandes campagnes océanographiques pluridisciplinaires 31

De la géographie des océans à la géophysique 32

Les océanographes s'organisent (années 1960) 33

La météorologie annexe l'océan (années 1970) 34

L'océanographie devient une géophysique (années 1980) 35

2. L'océan dans l'équilibre énergétique planétaire 37

L'origine de la variabilité climatique 38

Les forçages climatiques externes 39

L'auto-variation du système climatique planétaire 39

Le rôle de l'océan dans le climat et sa variabilité 40

L'océan échange l'énergie thermique avec l'atmosphère 40

L'océan stocke l'énergie thermique 41

L'océan transporte l'énergie thermique 42

Les premières estimations du transport thermique océanique 42

Premier bilan quantitatif du transport thermique océanique méridien 45

L'apport des ordinateurs et des observations spatiales 45

L'océan et l'atmosphère transportent à part égale l'énergie thermique 45

Plusieurs méthodes de calcul du transport thermique océanique 45

Le rôle particulier des océans tropicaux 48
Le transport thermique méridien est maximal dans les tropiques 48
Transport thermique et circulation générale dans les tropiques 48
L'Atlantique tropical : le mieux étudié des océans tropicaux 51
L'Atlantique tropical affecte le climat des continents voisins 51
Le transport domine l'échange et le stockage 52
L'importance de la dynamique des océans tropicaux dans l'interaction océan-atmosphère 52

3. L'observation de la circulation océanique globale
Le programme Woce *(World Ocean Circulation Experiment)* 55

Origine et organisation de Woce 56
Les objectifs et les opérations Woce 57
Les premiers résultats de Woce 57
La connaissance de la circulation océanique moyenne 57
La variabilité spatio-temporelle de l'océan et son rôle dans la circulation moyenne 60
Les interactions océan-atmosphère et la diffusion des propriétés de surface dans l'océan profond 61
Le transport de chaleur et d'eau douce (ou de sel) par les océans 62
Le développement des modèles océaniques 62
Woce dans les tropiques 63
Le bilan et les leçons de Woce 64

4. La singularité équatoriale 67

Retour sur la découverte des courants, contre-courants et sous-courants équatoriaux 69
Les découvertes des navigateurs circumterrestres 69
Les alizés et le « pot au noir » ont été identifiés très tôt 70
Courants et contre-courants décrits par les navigateurs 70
La découverte des sous-courants équatoriaux 72
Le découvreur oublié du sous-courant équatorial : Young Buchanan 72
La redécouverte du sous-courant équatorial par Townsend Cromwell 73
Premières explications théoriques du sous-courant 74
La circulation équatoriale attire enfin l'attention 76
Les théoriciens s'en mêlent 76
L'apport des océanographes français dans le Pacifique ouest 78
Première description synoptique de la structure thermique du Pacifique équatorial . . 79
Upwelling équatorial et enrichissement biologique 80
Étude du système de circulation du Pacifique équatorial occidental 82
Les océanographes français ignorent toujours El Niño en 1970 82

Le programme international Gate et la découverte des ondes équatoriales 83
L'étude des transferts d'énergie entre l'océan et l'atmosphère 83
Observation de la variabilité spatio-temporelle de la circulation équatoriale 84
L'observation de certaines ondes équatoriales durant Gate 84
Les ondes de Kelvin et les ondes de Rossby 86
La querelle des « naïfs » et des « sceptiques » 87
Une école d'été fameuse à la « Scripps » en 1976 87
« Actions à distance » contre « actions locales et globales » 87
Des modèles linéaires simulent des « actions à distance » dans le Pacifique équatorial 88
Des « actions à distance » observées dans l'Atlantique équatorial 88
Mais le vent local a aussi son importance 89
L'Atlantique tropical devient un laboratoire franco-américain 89
Objectifs et organisation de Focal et Sequal 89
Les principaux résultats scientifiques de Focal et de Sequal 90
Oscillation saisonnière de la thermocline à l'équateur 92
Simulations du comportement de la thermocline par des modèles 93
Vents impulsionnels ou vents saisonniers dans l'Atlantique tropical ? 94
Le « pompage » des eaux de la thermocline et le contre-courant équatorial 96
La réussite commune des deux programmes 97

5. L'interaction des océans tropicaux avec l'atmosphère
El Niño, La Niña 99

L'échange énergétique entre l'océan et l'atmosphère 100
La chaleur et l'eau s'échangent à l'interface océan-atmosphère 100
Rôle du vent et de la température de surface 100
La famille Enso 104
« El Niño » a été reconnu le premier 104
Puis vint l'« oscillation australe » 105
La famille Enso accueille « La Niña » 105
Le scénario des océanographes 106
La situation normale 106
La phase chaude : El Niño 109
La phase froide : La Niña 110
Enso est-il prévisible ? 111
Existe-t-il un « El Niño » atlantique » ? 114
Un pseudo « El Niño » permanent dans l'Atlantique ? 115
Un événement chaud atlantique semblable à El Niño 116
Les événements chauds atlantiques et El Niño sont liés 117
Le rôle de l'océan Indien 117

La mousson masque la dynamique équatoriale ... 117
Enso a-t-il son origine dans l'océan Indien ? ... 119

Les conséquences climatologiques, socio-économiques et... médiatiques d'Enso ... 120
Impacts climatologiques d'El Niño, inondations et sécheresses ... 120
Perturbations des écosystèmes marins ... 121
Cyclones et événements météorologiques extrêmes ... 122
Fragilisation des formations coralliennes, des côtes et des îles ... 122
La Niña, nuisance ou bienfait ? ... 124
Impacts socio-économiques et médiatiques d'Enso ... 124

Les autres oscillations météo-océaniques ... 126
L'oscillation Nord-Atlantique ... 126
Des oscillations décennales et multi-décennales ... 128

6. Observation et prévision de l'interaction océan-atmosphère dans les basses latitudes
le programme Toga *(Tropical Ocean and Global Atmosphere)* ... 131

Origine et objectifs de Toga ... 131
La modélisation durant Toga ... 133
Des modèles simples linéaires à deux couches ... 133
Des modèles intermédiaires plus sophistiqués ... 133
Le « top » des modèles océaniques : les OGCM ... 134
Succès et échecs de la modélisation durant Toga ... 134

Le système d'observations Toga ... 136
Le réseau de bouées ancrées, « *TAO array* » ... 136
Les bouées dérivantes de surface ... 137
Le réseau de marégraphes ... 139
Les réseaux d'observations des navires de commerce (*Volunteer Observing Ships* – VOS) ... 140
Le réseau d'observations météorologiques Toga ... 141
Les observations spatiales durant Toga ... 141

Une étude de processus durant Toga. Le projet Coare ... 143
Les objectifs de Coare ... 143
Les résultats de Coare ... 143

Les avancées et les leçons de Toga ... 144

7. Une nouvelle océanographie « venue de l'espace » ... 147

Observer « d'en haut » pour mieux voir et comprendre ... 147
Les débuts de l'observation spatiale civile ... 148

Les ondes électromagnétiques au service de l'océanographie ... 149
Radiométrie dans les longueurs d'onde infrarouge ... 150
Radiométrie dans les longueurs d'onde de la lumière visible ... 150
Radiométrie dans les longueurs d'onde centimétriques ou micro-ondes ... 151
Radars embarqués ... 151

Topex-Poseïdon ... 152
La préhistoire de l'altimétrie ... 152
L'histoire heureuse et mouvementée de Topex et de Poseïdon ... 154
La moisson scientifique de Topex/Poseïdon ... 155
La circulation générale des océans ... 155
Variabilité de la topographie dynamique et de la circulation de surface ... 157
La dynamique tropicale ... 158
Les variations du niveau moyen de l'océan ... 160
Le vent et les vagues ... 161
Les marées ... 161
D'autres résultats scientifiques inattendus ... 161

De l'océanographie physique à la géophysique ... 163

8. Le rôle de l'océan dans les climats passés ... 165

La géochimie de l'océan ... 167
Les débuts de la géochimie océanique : Geosecs (1972-1978) ... 167
Woce renouvelle Geosecs trente ans plus tard ... 168

Le changement climatique actuel, le cycle du carbone et l'océan ... 169
Teneur en CO_2 et température de l'atmosphère augmentent ... 169
Réchauffement global de l'océan ... 169
L'effet de serre ... 172
L'océan absorbe une partie du CO_2 d'origine anthropique ... 173
Des incertitudes et des questions demeurent ... 174
La modélisation du cycle du carbone ... 175

Les sédiments, coraux et glaces : archives des climats passés ... 176
La paléoclimatologie est née au fond des océans ... 176
Les sédiments marins, mémoires des climats passés ... 177
L'océan dans les oscillations climatiques du Quaternaire ... 179
L'implication de l'océan dans les glaciations ... 179
L'hypersensibilité climatique de l'Atlantique nord ... 180
Le « tapis roulant » peut avoir des ratés ... 181
Les événements de « Heinrich » et de « Dansgaard-Oeschger ... 181
Des explications à ces variations climatiques de hautes fréquences ... 182
Rôles du « tapis roulant »océanique et du transport atmosphérique ... 182
Les coraux, témoins de l'histoire des océans tropicaux ... 183

Océanographes et paléo-océanographes se rejoignent 185

Épilogue 187

Bibliographie 199

Glossaire 203

Liste des sigles 211

Table des encadrés 215

Imprimé en France, JOUVE, 11, bd de Sébastopol, 75001 PARIS - FRANCE
N°405193N. Dépôt légal : Juillet 2006

On mesure depuis peu le rôle essentiel joué par l'océan dans les mécanismes complexes qui régissent le climat. En stockant la chaleur reçue du Soleil pour la transporter des tropiques vers les régions tempérées, l'océan interagit avec l'atmosphère, contribuant à rendre notre planète habitable. Dans le contexte du réchauffement climatique global, l'étude des relations entre l'océan et le climat est devenue un enjeu scientifique majeur.

En quelques décennies, l'océanographie physique est passée d'une approche descriptive et géographique à une approche géophysique. Cette mutation spectaculaire a été rendue possible grâce au développement de programmes internationaux sans précédent, auxquels se sont ajoutés les apports déterminants de l'observation spatiale et de la modélisation numérique.

Ce vaste déploiement de moyens techniques, scientifiques et humains est à l'origine de la découverte des mécanismes fondamentaux de la dynamique des océans et du rôle particulier des océans tropicaux dans la variabilité climatique.

Accessible à un large public, cet ouvrage retrace dans sa dimension scientifique et humaine les conquêtes d'une discipline en plein essor, à présent au cœur des questionnements sur le climat futur.

***Jacques MERLE**, océanographe-physicien, directeur de recherche à l'Institut de recherche pour le développement, a été l'un des acteurs de cette conquête scientifique. Il étudie le rôle particulier des océans tropicaux dans la dynamique des interactions océan-atmosphère et la variabilité du climat.*

IRD Éditions

213, rue La Fayette
75480 Paris cedex 10

Diffusion :
32, avenue Henri-Varagnat
93143 Bondy cedex
fax : 01 48 02 79 09
diffusion@bondy.ird.fr
www.ird.fr

32 €

ISBN 2-7099-1584-7

9 782709 915847