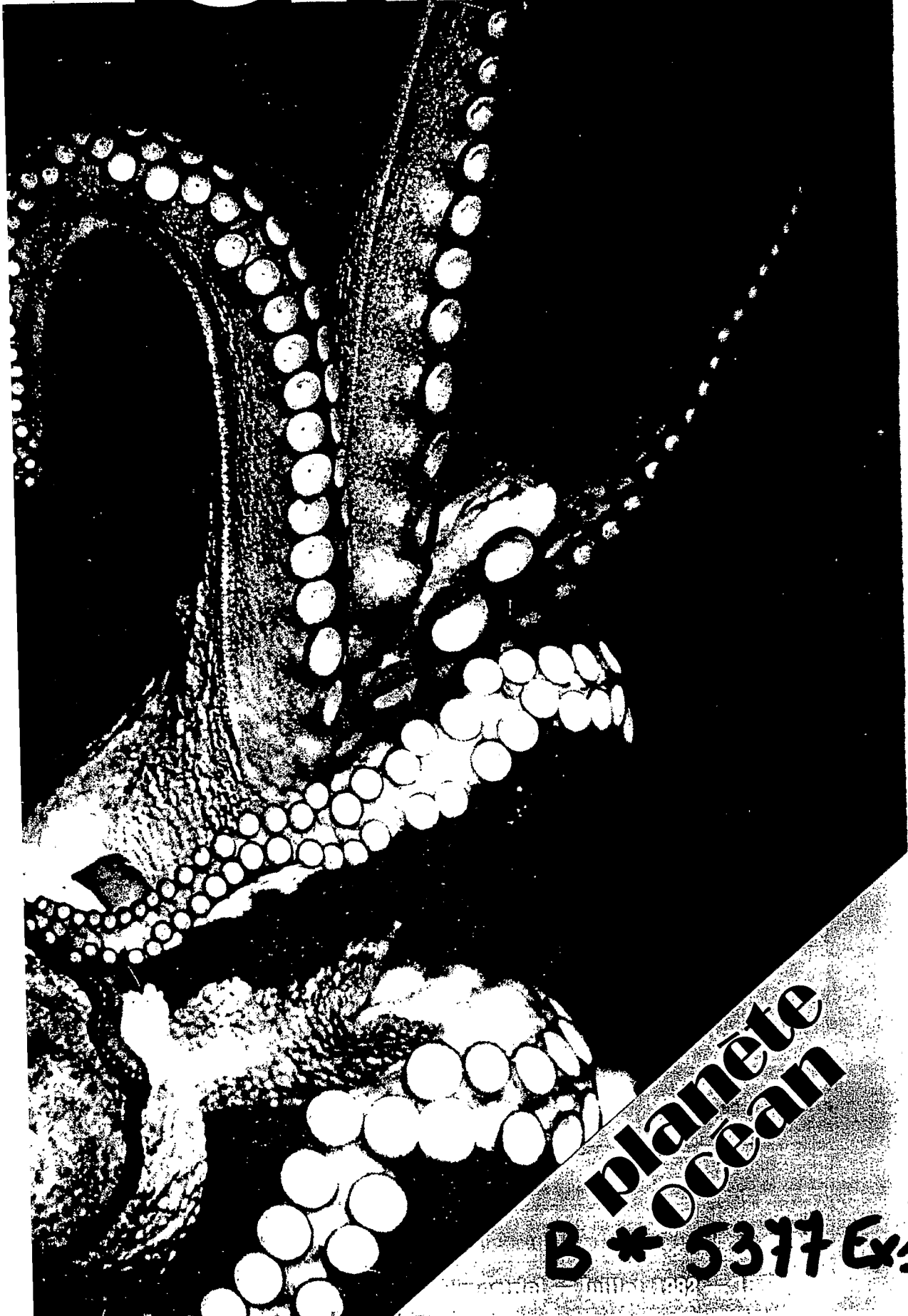


# LE COURRIER DU **CNRS**

46



**planète  
océan**  
B \* 5377 Ex 1

---

3	L'océanographie de demain	Roger Chesselet
6	Entretien avec Lucien Laubier : l'océan, un domaine d'une prodigieuse richesse pour les scientifiques	
14	Le programme international de forages profonds (IPOD)	Jean Aubouin
18	Des nodules polymétalliques à l'hydrothermalisme sous-marin	Claude Lalou
20	La découverte et l'étude des grands fonds : de l'accrétion à la subduction	Xavier Le Pichon
23	Les interactions océan-atmosphère à grande échelle et le climat	Jacques Merle
28	L'évolution paléoclimatique de l'océan mondial	Jean-Claude Duplessy
30	Les tourbillons océaniques	Jean-Claude Gascard
40	Les réseaux trophiques en milieu abyssal	Claude Monniot
44	Les récifs coralliens	Bernard A. Thomassin
50	La zone côtière	Jean-Marie Martin
54	Les stations marines françaises	Guy Jacques
55	Les ressources de l'océan	Robert Letaconoux
58	Les compagnies interocéaniques au temps de Colbert	Etienne Taillemite
61	Le droit de la mer	Jean-Pierre Quéneudec

---

CENTRE NATIONAL DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE  
15, quai Anatole France - 75700 Paris - Tél. : 555.92.25.

Directeur de publication : Wladimir Mercoureff  
Secrétaire de rédaction : Martine Chabrier-Elkik  
La vie des laboratoires : Véronique Brossollet  
Entretiens : Monique Mounier

Comité de rédaction : Martine Barrère, Georges Chevallier, Robert Clarke, Michel Crozon, Bernard Dormy, Elisabeth Gordon, Gilbert Grynberg, James Hiéblot, Gérard Lilamand, Jacqueline Mirabel, Jean-Claude Porée, Jean-Claude Ribes, Janine Rondest, Jean Tavlitzki.

Abonnement et vente au numéro, le numéro 15 F.

Abonnement annuel : 55 F - 60 F pour l'étranger (voir bulletin p. 31-34).

Tout changement d'adresse doit être signalé au secrétariat de rédaction.

Revue bimestrielle comportant 5 numéros par an qui paraîtront ainsi pour l'année 1982 : n° 44 - mars, n° 45 - mai, n° 46 - juillet, n° 47 - septembre, n° 48 - novembre.

Nous remercions les auteurs et les organismes qui ont participé à la rédaction de ce numéro.

Les intertitres et les chapeaux introductifs ont été rédigés par le secrétariat de rédaction.

Les textes et illustrations peuvent être reproduits sous réserve de l'autorisation du directeur de la publication -

Direction artistique : Prest'Agence - 75, rue de Villiers, 92200 Neuilly-sur-Seine.

Réalisation ALLPRINT - 8, rue Antoine Chantin, 75014 Paris.

C.P.A.D. 303 - ISBN 2-222-03130-3 - ISSN 0153-985 X. © Centre national de la recherche scientifique.

# Les interactions océan-atmosphère à grande échelle et le climat

A l'interface du système océan-atmosphère, l'énergie s'échange sous plusieurs formes, à diverses échelles et selon un enchaînement complexe de phénomènes physiques.

Jacques MERLE

Le climat est une préoccupation récente mais pressante pour l'humanité. Trop de choses en dépendent : la capacité de satisfaire des besoins alimentaires croissants ; la nécessité de planifier plus rigoureusement les équilibres économiques qui dépendent, pour beaucoup, des facteurs agricoles et climatiques ; les craintes de créer des déséquilibres irréversibles par une activité industrielle mal contrôlée (l'accroissement continu du taux de gaz carbonique dans l'atmosphère en est une manifestation). Toutes ces raisons ont conduit les nations développées à mettre sur pied récemment des programmes d'étude du climat. L'objectif général est d'arriver à une connaissance suffisante des mécanismes physiques du climat, pour pouvoir envisager d'en prévoir les fluctuations.

Il est rapidement apparu, et c'est une notion que les manuels de géographie élémentaire enseignaient depuis le XIX<sup>e</sup> siècle, que l'océan devait jouer un rôle important dans l'établissement et la variabilité du climat. Il a fallu cependant attendre les années 1970 pour que les estimations quantitatives du rôle de l'océan sur le climat soient présentées. Oort et Vonder Haar, chercheurs météorologues de l'université de Princeton et de l'université d'Etat du Colorado et auteurs d'un travail retentissant, montrèrent que l'océan transportait globalement autant de chaleur que l'atmosphère depuis les basses latitudes de la planète où cette chaleur est

reçue en excès jusqu'aux moyennes et hautes latitudes ou au contraire, elle est déficitaire (fig. 1). Ce résultat relança l'intérêt de l'océanographie physique dans l'étude du climat et donna une priorité incontestable aux études d'interaction océan-atmosphère à grandes échelles. Dans le passé, en effet, les modèles de circulation générale atmosphérique qui permettent de faire la prévision météorologique, ne considéraient l'océan que comme un plancher inerte dont il suffisait de connaître grossièrement la température de surface moyenne.

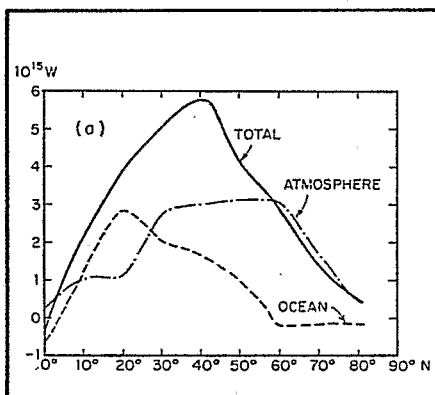


Fig. 1 - Transport méridien de chaleur dans l'hémisphère Nord par l'atmosphère et par l'océan. (D'après Oort et Vonder Haar).

La réhabilitation du rôle de l'océan dans la dynamique de l'atmosphère et du climat tient aussi à trois chiffres qui parlent d'eux-mêmes :

- La capacité calorifique de l'océan est environ 1 200 fois celle de l'atmosphère.
- Le « plancher » de l'atmosphère est en contact avec l'océan pour plus de 72 % de sa surface.
- La dynamique océanique redistribue géographiquement l'énergie thermique des océans suivant des constantes de temps beaucoup plus longues que ne le fait l'atmosphère. Une perturbation océanique peut dans certains cas avoir une durée de vie théorique de plusieurs siècles. Une perturbation atmosphérique au contraire a une durée de vie de deux à trois semaines.

## Le couplage océan-atmosphère

Les chiffres précédents mettent en évidence les trois fonctions essentielles de l'océan dans ses relations avec l'atmosphère. L'océan stocke l'énergie ; l'océan échange cette énergie avec l'atmosphère ; l'océan transporte l'énergie. Mais ces trois fonctions ne sont pas indépendantes ; elles sont liées par la loi de conservation de l'énergie ; ainsi, en un lieu donné de l'océan, toute l'énergie échangée à sa surface est égale à la somme de l'énergie stockée sur place et de l'énergie qui diverge, c'est-à-dire qui est transportée par les courants océaniques. La loi de conservation de l'énergie appliquée ainsi au milieu océanique peut aussi être appliquée à l'ensemble des deux milieux océan et atmosphère. On a alors un système couplé, à l'intérieur duquel l'énergie s'échange à travers l'interface séparant les deux milieux composant le système. Si les apports extérieurs au système sont invariants, c'est le cas en première approximation pour l'énergie qui vient du soleil, on se place dans les conditions simplifiées d'un système interactif autovariant, c'est-à-dire dont les variations internes ne sont pas directement causées par des variations de facteurs extérieurs au système.

L'hypothèse suivant laquelle la variabilité climatique à courte période, de quelques mois à quelques décennies, est avant tout due à l'autovariation du système couplé océan-atmosphère est généralement bien admise. Pour des échelles de temps plus grandes, on ajoute souvent à ce système, la cryosphère, la lithosphère et la biosphère (a) ; ces milieux jouent un rôle non négligeable dans l'équilibre climatique, notamment la cryosphère.

Fonds Documentaire ORSTOM

Cote : B\*5377 Ex : 1

(a) cryosphère : ensemble de la couverture de glace et de neige de la planète.  
lithosphère : ensemble des terres émergées.  
biosphère : ensemble des organismes vivants, animaux ou végétaux peuplant les mers et les continents.

□ Jacques Merle, océanographe physicien, maître de recherche à l'ORSTOM, est coordonnateur du programme français océan et climat dans l'Atlantique équatorial (FOCAL) et membre du comité scientifique du programme national d'étude de la dynamique du climat (PNEDC) et du « committee on climatic change and the ocean » (CCCO), dont dépend l'organisation, à l'échelle internationale, des programmes de recherche climatique associés à l'étude de l'océan



A l'interface du système couplé océan-atmosphère, l'énergie s'échange sous plusieurs formes (chaleur, mouvement, masse) à diverses échelles et selon un enchaînement complexe de phénomènes physiques. L'étude des processus physiques régissant les échanges, est généralement considérée comme du domaine des interactions océan-atmosphère à petite échelle. Nous considérons ici, surtout le bilan net des échanges et les effets globaux sur chacun des deux milieux des principaux termes de l'échange : c'est le domaine des interactions océan-atmosphère à grande échelle.

Le bilan net de l'échange énergétique à l'interface air-mer peut s'exprimer par la relation simplifiée suivante :  $F = Q(1 - \alpha) - I - L - S$  (1)  
**F** : flux d'énergie net entre l'atmosphère et l'océan.

**Q** ( $1 - \alpha$ ), radiation nette absorbée par l'océan, dans les courtes longueurs d'onde ; **Q** représente la radiation directe moins la radiation diffuse ;  $\alpha$ , l'albedo de la surface océanique (c'est-à-dire le pourcentage d'énergie réfléchi par la surface relativement à l'énergie incidente) ; **I**, radiation de l'océan dans les grandes longueurs d'onde (infrarouge) vers l'atmosphère ; **L**, perte de chaleur latente par évapora-

tion ; **S**, perte (gain) de chaleur sensible par turbulence ou diffusion moléculaire.

Le terme  $Q(1 - \alpha)$  dépend avant tout, de la latitude et de la couverture nuageuse ; **I** dépend surtout de la température de l'océan ( $T_s$ ) ; **L**, fonction de l'évaporation, dépend surtout de la température de l'océan  $T_s$  et de la vitesse du vent ; **S**, qui est en général un terme faible (voisin de 1/10 de **L**) dépend surtout de la différence  $T_s - T_a$ ,  $T_a$  étant la température de l'air à l'interface. Les deux termes les plus importants, sont la radiation solaire reçue par l'océan :  $Q(1 - \alpha)$  et **L** : l'évaporation ; ce qui privilégie les paramètres : latitude, couverture nuageuse, vent, température de l'océan.

Le bilan énergétique net **F** peut être évalué de deux façons :

– par des méthodes directes, à partir de la mesure des paramètres de l'interface, pour chacun des termes de l'équation (1). Diverses relations empiriques relient ces paramètres et les termes de l'échange. Ces estimations sont très imprécises (de l'ordre de plus ou moins 30 %) ; néanmoins, les résultats obtenus à l'échelle de l'océan mondial par différents auteurs, sont assez concordants (fig. 2) ;

– par des méthodes indirectes, comme terme résiduel de l'équation de conservation de l'énergie. Plusieurs auteurs ont récemment exploré cette voie à l'aide des données existantes.

L'un des paramètres les plus importants de l'interaction océan-atmosphère est le vent. L'action locale du vent sur l'océan a fait l'objet d'études très nombreuses. Outre l'agitation qu'il crée à la surface, le vent permet à la fois de faire passer de l'océan vers l'atmosphère, des quantités importantes de chaleur et d'eau, en favorisant l'évaporation et de faire passer de l'atmosphère vers l'océan, l'énergie mécanique qui entraîne la circulation superficielle des océans. Le vent intervient donc fortement à la fois, dans le bilan net de l'échange énergétique à l'interface, dans l'alimentation en eau de l'atmosphère et dans le transport de masse et de chaleur de l'océan.

L'action mécanique du vent et l'échange énergétique à l'interface, sont donc les deux contraintes (forcing en anglais) locales, non indépendantes, de l'atmosphère sur l'océan.

Mais si l'action locale de l'atmosphère sur l'océan ne surprend pas, c'est seulement récemment que des phénomènes plus curieux ont été mis en évidence qui révèlent en certaines régions, une sensibilité particulière de l'océan à des actions lointaines de l'atmosphère et inversement des réponses atmosphériques lointaines à des conditions océaniques superficielles particulières.

#### Téléconnexions et théories des actions lointaines

Le terme « téléconnexion » est utilisé depuis quelques dizaines d'années en météorologie et en climatologie, pour désigner des corrélations statistiques observées entre des paramètres climatologiques de l'interface océan-atmosphère, appartenant à des régions très éloignées les unes des autres, sans qu'un enchaînement clair de cause à effet, puisse toujours être invoqué. La plus ancienne et la plus connue des téléconnexions est la « southern oscillation », qui est une corrélation négative entre la pression atmosphérique superficielle de la région située au nord de l'Australie et la pression atmosphérique de la région située aux environs de l'île de Pâques. Lorsque la pression atmosphérique est plus basse que la moyenne pendant plusieurs mois, sur le nord de l'Australie, elle est, au contraire plus élevée que sa moyenne à 10 000 kilomètres de là, dans l'océan Pacifique central. Le coefficient de corrélation est supérieur à

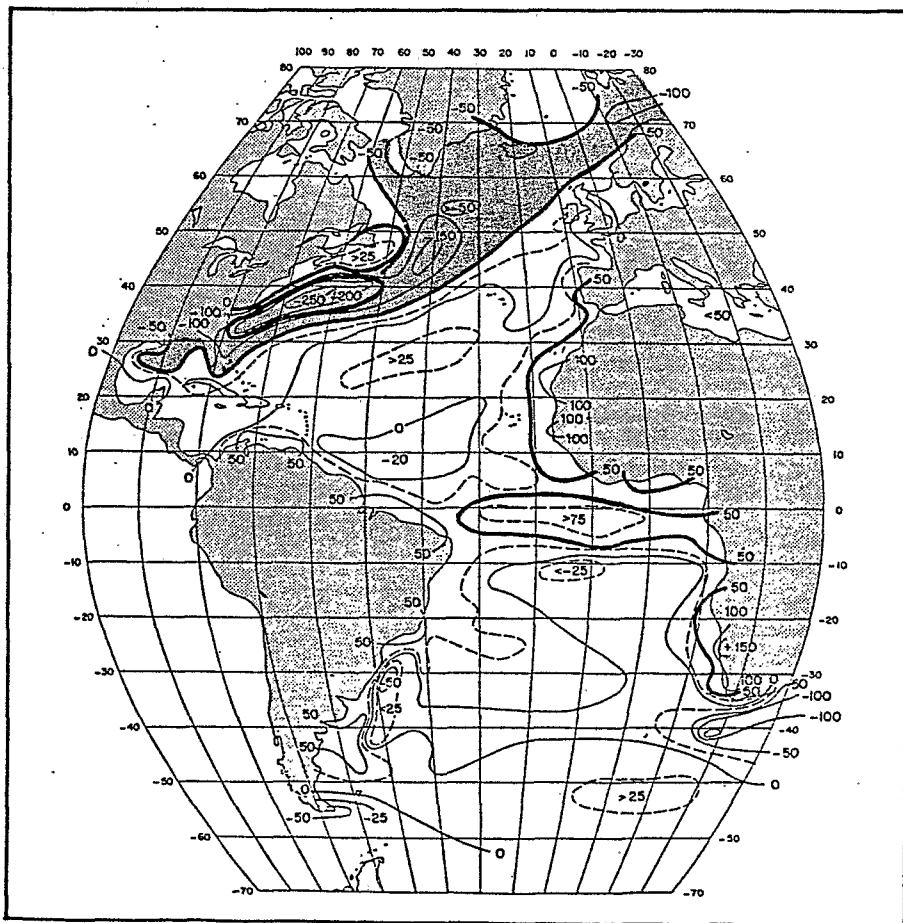


Fig. 2 – Bilan énergétique annuel moyen en  $W/M^2$  à la surface de l'océan Atlantique (obtenu par Bunker). Dans la région du Gulf Stream, l'océan cède à l'atmosphère des quantités considérables d'énergie.

0,6. Ces oscillations corrélées de la pression atmosphérique sont associées à des variations de la température de surface de l'océan, dans la région située plus à l'est, au large des côtes du Pérou et le long de l'équateur. Parallèlement, l'intensité des pluies sur le Pacifique central est également corrélée, à la fois avec les oscillations de pression de la « southern oscillation », et avec les variations de températures de surface de l'océan Pacifique équatorial Est (fig. 3-4-5).

Comment la température de surface de l'océan Pacifique oriental peut-elle être étroitement corrélée à la pression atmosphérique superficielle de la région, située à l'autre extrémité de cet océan, alors que la corrélation locale entre ces deux paramètres est au contraire faible ?

Lorsque la température de surface de l'océan au large du Pérou est anormalement élevée, ce qui entraîne une chute brutale de la productivité biologique de ces eaux et une situation très défavorable pour la pêche locale, on dénonce le phénomène « el nino » (voir encart et fig. 5), comme responsable de cette catastrophe biologique. La cause d'« el nino » a été recherchée, en s'aidant des corrélations existantes entre ce phénomène et les paramètres climatologiques, comme la pression et le vent, des régions lointaines situées à l'autre extrémité de l'océan Pacifique. Une explication physique d'« el nino » fut proposée par Wyrtki, en 1976, et confirmée plus tard par une simulation numérique. C'était la première théorie faisant intervenir la dynamique océanique, pour expliquer des actions lointaines de l'atmosphère sur l'océan (fig. 6). Une augmentation prolongée de la force d'entraînement des vents alizés du Sud-Est, soufflant pendant plus de dix-huit mois, amène une accumulation d'eau chaude dans le Pacifique Ouest,

une élévation du niveau de la mer, un approfondissement de la thermocline. Dès que ces vents tombent, l'eau accumulée a tendance à s'écouler en retour vers le Pacifique Est. Le modèle numérique a montré que l'affaiblissement soudain des vents, amène l'apparition d'une onde interne de longue période, appelée onde de Kelvin, qui se déplace vers l'Est, le long de l'Equateur, et provoque un enfoncement de la thermocline, près de la bordure orientale de

l'océan. Cet abaissement de la thermocline appelle un envahissement de la région par des eaux superficielles chaudes. La « courroie de transmission » de la téléconnexion est donc ici l'océan équatorial.

Mais les choses sont encore plus complexes, car on observe une rétroaction de l'anomalie de température de surface, ainsi créée, sur l'atmosphère. Cette rétroaction a d'ailleurs également un double effet : local et

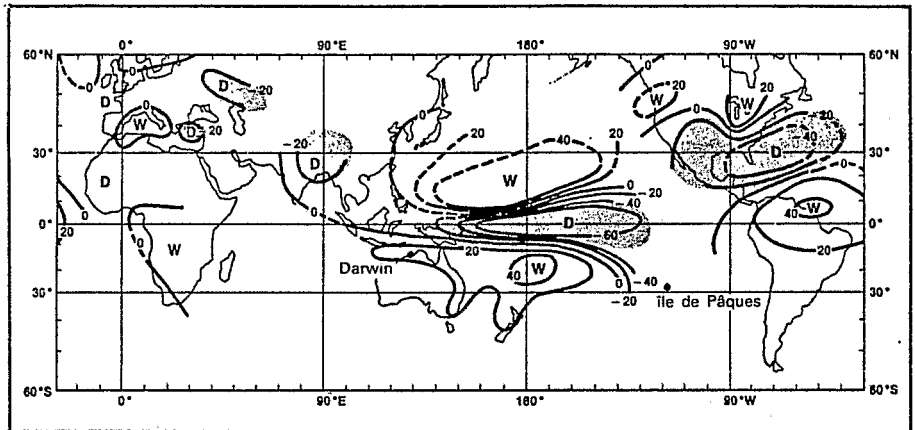


Fig. 4 - Coefficient de corrélation (multiplié par 100) entre la quantité de pluie et les valeurs successives de l'index de la « Southern oscillation » (voir fig. 3). Lorsque l'index est élevé, on est dans une situation précédant « El Nino » ; les températures de surface au large du Pérou sont relativement froides ; il y a déficit de pluie dans l'océan Pacifique équatorial central et Ouest, et dans la région des Caraïbes. C'est évidemment l'inverse, lorsque l'index de la « Southern oscillation » est faible (situation de type El Nino).

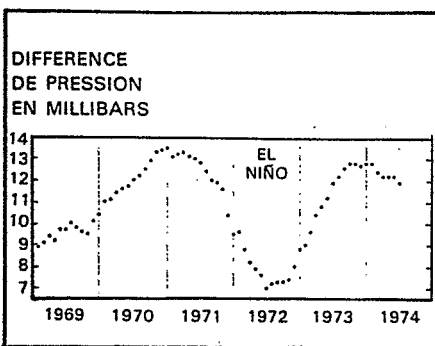


Fig. 3 - Valeurs successives de l'index de la « Southern oscillation » entre 1969 et 1974. Cet index se définit par la différence de pression entre Darwin en Australie et l'île de Pâques. Lorsque le phénomène « El Nino » s'établit, l'index est à son minimum comme ce fut le cas en 1972.

« Les pêcheurs sud-américains connaissent le phénomène d'El Nino depuis des siècles. Il consiste en un faible courant côtier qui, à l'époque de Noël, circule en direction du Sud, le long des côtes de la République équatorienne. Il tire son nom de la fête de Noël parce qu'en espagnol « El Nino » veut dire l'enfant et plus particulièrement l'enfant Jésus. Ce courant transporte vers le Sud, des eaux chaudes tropicales venant des régions au Nord de l'Equateur. Certaines années, ce flux d'eau semble anormalement fort et les pêcheurs constatent alors que les poissons disparaissent et que les oiseaux de mer succombent en grand nombre, faute de nourriture.

Ces eaux anormalement chaudes s'étendent loin au Sud, le long des côtes du Pérou, où les eaux, même en été, sont habituellement froides en raison de remontées d'eau profonde (upwellings). Cet événement est accompagné de pluies torrentielles sur les régions côtières au Nord du Pérou qui sont ordinairement extrêmement sèches. Les scientifiques qui étudiaient le phénomène parlaient des apparitions catastrophiques d'El Nino, en raison de ses conséquences sur la vie marine et pour la population. Bientôt, l'adjectif « catastrophique » fut omis et l'expression « El Nino » désigne maintenant à elle seule cet événement catastrophique ». (Description du phénomène « El Nino » empruntée à un article de Wyrtki - La Recherche n° 106, p. 1 212).

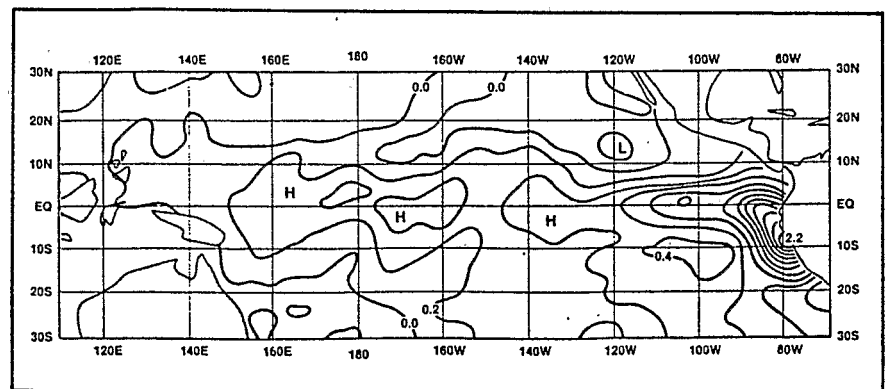


Fig. 5 - Anomalies (ou différences par rapport à la moyenne) des températures de surface de l'océan Pacifique caractéristiques du phénomène « El Nino ».

lointain. Localement, les eaux chaudes superficielles ont pour effet, de favoriser l'évaporation et donc d'intensifier les pluies. On observe également, une action lointaine de cette anomalie de température de surface sur l'atmosphère : le champ des vents alizés est perturbé sur l'ensemble du Pacifique central et occidental ; les alizés faiblissent et même changent de sens, ce qui a pour effet d'accentuer encore, les conditions de développement d'« el nino » ; cette rétroaction est positive : le phénomène s'auto-entretient. Cependant, de nouvelles conditions océaniques s'établissent dans le Pacifique Ouest : abaissement de la pente de la surface océanique et relèvement de la thermocline, qui permettront le retour à une situation normale.

Les effets de cette énorme oscillation affectant l'ensemble de l'océan Pacifique tropical, c'est-à-dire, le long de la moitié du grand cercle équatorial de la

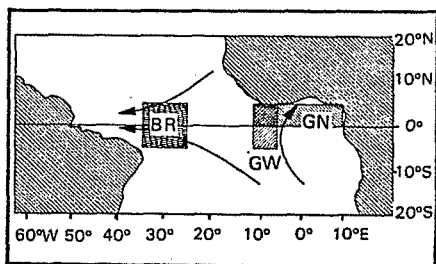


Fig. 8a - Situation des aires étudiées dans l'océan Atlantique. Les grisés représentent les zones de fortes densité d'observations le long des principales routes de navigation. Les flèches schématisent le régime des vents.

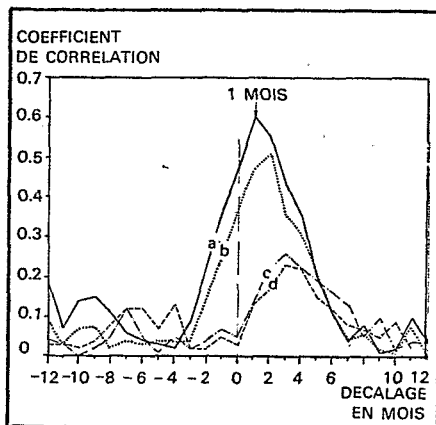


Fig. 8b - Corrélation avec décalage temporel entre : courbe a : l'anomalie de la composante zonale de la tension du vent dans la zone « BR » avec l'anomalie de la température de surface de la zone « GW » ; courbe b : l'anomalie de la composante zonale de la tension du vent dans la zone « BR » avec l'anomalie de la température de surface dans la zone « GN » ; courbe c : l'anomalie de la composante zonale de la tension du vent dans la zone « GW » avec l'anomalie de la température de surface de la zone « GW » ; courbe d : l'anomalie de la composante méridienne du vent dans la zone « GW » avec l'anomalie de la température de surface de la zone « GW ».

terre, s'étendent au-delà des régions tropicales. Des résultats très récents, montrent que les champs de pression de l'ensemble des moyennes et hautes latitudes, sont affectés par les anomalies de température de surface des basses latitudes de l'océan Pacifique, pendant et après le passage du phénomène « el nino » (fig. 7).

L'océan Pacifique tropical n'est pas le seul à avoir permis l'observation d'interactions lointaines, entre océan et atmosphère. Dans l'océan Atlantique aussi, la réponse de l'océan équatorial oriental est plus dépendante de l'action

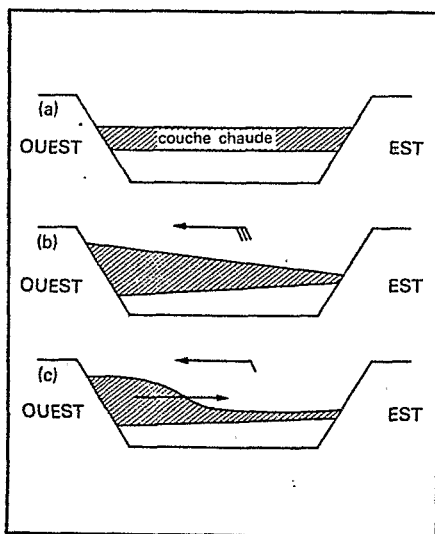


Fig. 6 - Schématisation en coupe de la réponse océanique à l'action atmosphérique dans un plan équatorial. - a) hypothèse de l'absence complète d'alizés : le niveau marin épouse le plan du géoïde ; la couche chaude est régulièrement répartie. - b) alizés forts : le niveau marin tend vers un équilibre comportant une pente ascendante Est-Ouest ; la couche chaude s'amincit vers l'Est, s'épaissit vers l'Ouest. - c) alizés faibles : le niveau marin tend vers l'équilibre du plan géoïde ; une onde et une advection compensatrice se développent, dirigée vers l'Est.

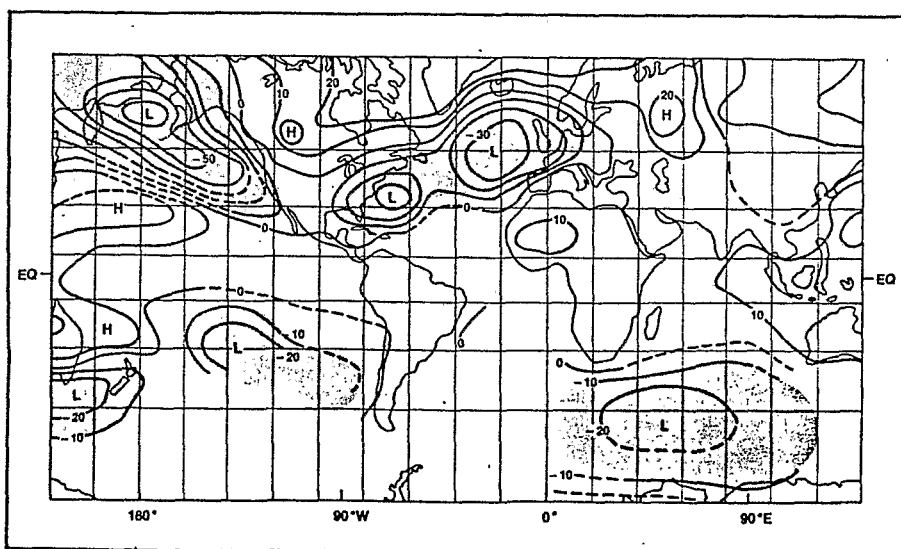


Fig. 7 - Anomalie d'altitude de la surface correspondant à la pression de 850 millibars pendant les années à « El Nino » (voir fig. 5). La pression atmosphérique augmente considérablement sur le Pacifique Nord et sur l'Atlantique Nord.

des vents lointains que de l'action de vents locaux (fig. 8). Un décalage temporel, d'environ un mois, entre la variation du vent dans le bassin Atlantique ouest (côté Brésil) et la variation de la température de surface, dans le bassin oriental (côté Afrique), suggère un mécanisme conforme à celui imaginé par Wyrski, pour l'océan Pacifique.

### Un pari : observer et comprendre l'océan pour prévoir le climat

**B**ien que l'océan et l'atmosphère soient étroitement couplés l'océan possède une « mémoire » potentielle des perturbations qu'il affectent, beaucoup plus longue que l'atmosphère. La durée de vie maximum d'une perturbation atmosphérique est de trois semaines environ ; au contraire, l'océan peut théoriquement mémoriser des anomalies pendant plusieurs siècles, ce qui correspond au temps de résidence maximal des eaux profondes océaniques, depuis le moment où elles ont acquis leur caractéristique à la surface jusqu'au moment où elles réapparaissent à la surface après avoir parcouru les profondeurs océaniques. Plusieurs siècles sont un maximum théorique qui ne tient pas compte du taux de mélange et de la diffusion turbulente des propriétés de ces eaux, au cours de leur cheminement. Il est donc vraisemblable qu'on ne puisse détecter des perturbations océaniques qui soient mémorisées pendant un temps aussi long. Les observations disponibles montrent en fait clairement, une persistance des anomalies de température de surface s'étendant sur plusieurs mois et même plusieurs années.

Si les modèles de circulation générale atmosphérique, servant à la prévision météorologique à quelques jours, sont avant tout dépendants des « conditions initiales », au contraire, les futurs modèles de prévision climatique à l'échelle de quelques semaines à quelques dizaines d'années, devront avant tout, tenir compte des « conditions aux limites » et particulièrement des « conditions aux limites » océaniques ; c'est-à-dire des conditions océaniques de surface (fig. 9). Dès lors, l'observation et la prévision des conditions océaniques de surface (ce qui suppose une connaissance physique suffisante de la dynamique océanique pour avoir un bon modèle de prévision des températures de surface), de même que l'étude du couplage physique océan-atmosphère sont des actions prioritaires pour pouvoir prévoir la variabilité climatique à court terme (quelques mois à quelques dizaines d'années).

Observer l'océan a été le premier souci des océanographes et des météorologistes. Les plus anciennes observations de la température de surface de l'océan, archivées et encore utilisées aujourd'hui, datent du milieu du XIX<sup>e</sup> siècle. L'ensemble de ces observations passées, appelées « données historiques », a fait l'objet, ces dernières années, d'une étude intensive ; les données historiques sont en effet porteuses d'une information très précieuse, sur les variations passées des conditions océaniques. Ce sont ces données qui permettent aujourd'hui de faire des études diagnostiques du milieu océanique,

à partir desquelles sont bâties nos connaissances sur la dynamique interne de l'océan, sa réponse à l'action de l'atmosphère, et son action sur l'atmosphère. Ces études diagnostiques sont d'ailleurs également porteuses d'une possibilité de prévision climatique. Ainsi les relations statistiques, existant entre les anomalies de température de surface, de certaines régions tropicales et les pluies sur les continents voisins quelques mois plus tard, permettent une prévision, certes empirique et peu précise, mais déjà très utile dans des régions où le déficit (ou l'excès) en eau, peut être catastrophique. Les premières tentatives faites dans ce sens, très récemment dans l'océan Indien pour la mousson, et dans l'océan Atlantique tropical pour le Nord-Est Brésilien sont très prometteuses.

Mais les observations océaniques passées sont très inégalement réparties dans l'espace et dans le temps, et très insuffisantes ; ces données ne permettent pas, ou, seulement très exceptionnellement, d'obtenir un champ synoptique d'observations sur une grande étendue océanique. L'observation systématique, continue et à une grande échelle (monitoring en anglais) est une nécessité future, à la fois pour améliorer la prévision météorologique à court terme, mais aussi pour fournir les « conditions aux limites », nécessaires aux modèles climatiques. L'outil le plus porteur d'espérance pour l'observation systématique de l'océan, au moins en ce qui concerne sa surface, est le satellite. Les satellites existants fournissent déjà des champs de tempé-

rature de surface de l'océan, avec une résolution spatio-temporelle de quelques dizaines de kilomètres et quelques jours, et une précision absolue qui s'améliore de mois en mois et est aujourd'hui comprise entre le demi-degré et le degré centigrade. Les satellites actuels permettent aussi d'évaluer avec une précision raisonnable, le bilan radiatif à l'interface air-mer. Les satellites projetés pour la deuxième moitié de la décennie laissent espérer l'accès, avec une précision et une résolution suffisantes, à la connaissance du champ de vent et de la topographie absolue de la surface de l'océan. La mesure de la topographie de la surface de l'océan permettra de connaître en temps réel, l'agitation de l'océan, ce qui est une donnée importante (ne serait-ce que pour la navigation), mais surtout permettra d'obtenir une « photographie instantanée » de la circulation générale de la surface de l'océan et de son contenu thermique.

Les satellites ne sont pas les seuls outils de l'avenir pour la prévision climatique, d'autres techniques d'observation de l'océan à grande échelle se développent ; la tomographie est une méthode acoustique, utilisant un ensemble d'émetteur et de récepteur, quadrillant un domaine océanique étendu en mesurant le temps de propagation des ondes sonores, ce qui permet d'obtenir le champ de densité intégré de l'intérieur de l'océan. Différents types de flotteurs de surface et de subsurface mesureront aussi les champs de température ou de densité, et traceront la circulation océanique.

De grands projets internationaux comme le « world ocean circulation experiment » dépendant du « world climate research program » sont mis sur pied en ce moment même, par la communauté scientifique internationale pour l'étude du climat. La France participe en première ligne à cet effort. Le programme national d'étude de la dynamique du climat (PNEDC), piloté par le CNRS, rassemble les compétences et les moyens de près de deux cents chercheurs appartenant à plusieurs organismes de recherche français dont le CNRS, le Centre national d'études spatiales, le Centre national pour l'exploitation des océans, la Météorologie, l'Office de la recherche scientifique et technique d'Outre-Mer, les Terres australes et antarctiques françaises. L'objectif ambitieux de cette impressionnante mobilisation est de pouvoir comprendre et si possible, prévoir l'évolution de notre environnement climatique à l'aube du XXI<sup>e</sup> siècle.

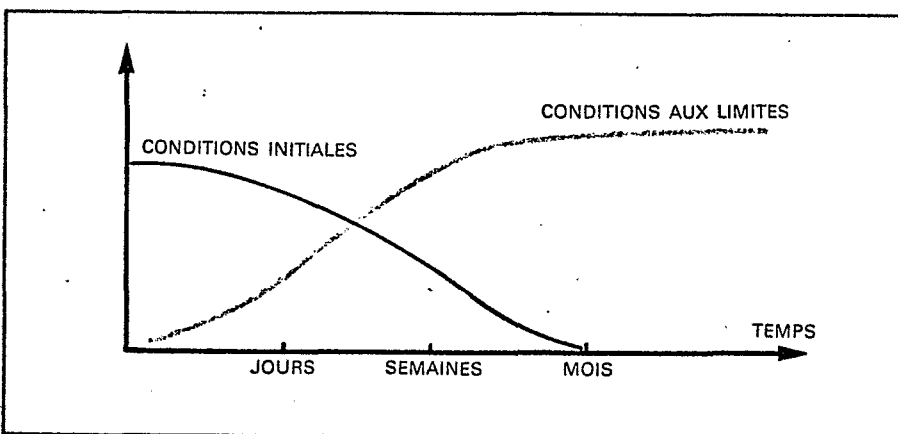


Fig. 9 - Taux de dépendance de l'atmosphère aux « conditions initiales » et aux « conditions aux limites », au cours de son évolution dans le temps. La variabilité climatique est une composition de la variabilité du temps (ou variabilité météorologique), qui dépend avant tout des « conditions initiales » et qui ne peut être prédite au-delà d'une semaine, et d'une variabilité à beaucoup plus long terme, qui dépend des « conditions aux limites ». Le schéma montre l'importance comparée des « conditions initiales » et des « conditions aux limites » en fonction du temps. On voit qu'au-delà d'une semaine, le système atmosphérique dépend plus des « conditions aux limites » que des « conditions initiales » qu'il a presque déjà totalement « oublié ». Les « conditions initiales » représentent l'état atmosphérique de départ du système atmosphérique. C'est par exemple le temps, tel jour à telle heure, à partir duquel on fera une prévision météorologique. Les « conditions aux limites », ce sont l'ensemble des conditions extérieures qui « forcent » l'atmosphère. Par exemple, la température de surface de l'océan.