

Le cycle du carbone et sa perturbation par les activités humaines : un aperçu du problème

Cycle du carbone
CO₂ anthropogène
Océan
Atmosphère
Biosphère terrestre
Carbon cycle
Anthropogenic CO₂
Ocean
Atmosphere
Terrestrial biosphere

A. Papaud, A. Poisson

Laboratoire de Physique et Chimie Marines, Université Pierre-et-Marie-Curie,
Tour 24-25, 4, place Jussieu, 75230 Paris Cedex 05.

Reçu le 21/3/84, révisé le 17/9/84, accepté le 21/9/84.

RÉSUMÉ

Cet article a été écrit à la demande du groupe de travail en chimie du Conseil International pour l'Exploration de la Mer, et a été présenté lors de sa réunion annuelle de février 1984 à Rostock, RDA. Nous avons essayé d'y rassembler très brièvement les principales connaissances acquises sur le cycle du carbone et sur la perturbation de ce cycle par les activités humaines. On présente tout d'abord une évaluation des stocks de carbone contenus dans les différents réservoirs terrestres (atmosphère, océan, biosphère, lithosphère), et une estimation des flux de carbone qui s'échangent entre ces réservoirs. Le cycle du carbone est ensuite envisagé de façon plus détaillée sous trois aspects :

— le CO₂ dans l'atmosphère : le carbone se trouve dans l'atmosphère essentiellement sous forme de gaz carbonique (CO₂). On passe en revue les facteurs qui font varier la concentration de CO₂ dans l'atmosphère. Les échanges de CO₂ entre l'atmosphère et la biosphère terrestre et la production de CO₂ anthropogène liée à l'utilisation des combustibles fossiles sont ensuite traités ;

— le système CO₂/carbonates dans l'océan : le carbone présent dans l'océan s'y trouve en grande partie sous forme de carbone inorganique dissous. On rappelle quelques points essentiels de la chimie du CO₂ dans l'eau de mer, puis on introduit les paramètres qui caractérisent le système CO₂/carbonates dans l'océan. On aborde ensuite les échanges de carbone entre l'océan et la biosphère marine, et l'échange de CO₂ entre l'atmosphère et l'océan ;

— la modélisation du cycle du carbone : nous avons présenté les principaux modèles d'interaction océan-atmosphère et abordé ensuite quelques aspects de la recherche actuelle sur ce thème. Pour conclure, on s'est efforcé de mettre en évidence les problèmes qui restent à résoudre dans les années qui viennent. Le manque de données de très grande précision est particulièrement souligné.

Oceanol. Acta, 1985, 8, 2, 133-145.

ABSTRACT

The carbon cycle and its perturbation by human activities: an overview

This paper, written at the request of the Marine Chemistry working group of the International Council for the Exploration of the Sea, was presented during its annual meeting in February 1984 in Rostock, GDR. We tried to compile very briefly the basic knowledge about the carbon cycle and its perturbation by human activities. An evaluation of carbon stocks contained in the various reservoirs (atmosphere, ocean, land biosphere, lithosphere) is proposed, with the estimate of the carbon fluxes exchanged between these reservoirs. The carbon cycle is then presented in greater detail under three aspects:

— CO₂ in the atmosphere: carbon in the atmosphere is essentially in the form of carbon dioxide (CO₂). The parameters which influence the concentration of CO₂ in the atmosphere are studied. The exchanges of CO₂ between the atmosphere and the terrestrial biosphere, and anthropogenic CO₂ production due to the use of fossil fuels are then presented;

— the CO₂/carbonates system in the ocean: carbon in the ocean is to be found essentially under the form of dissolved inorganic carbon. Some major points of CO₂ and carbonates chemistry in seawater are recalled and the parameters which characterize the CO₂/carbonates system in the ocean are introduced. The exchanges of CO₂ between the atmosphere and the ocean and between the seawater and the marine biosphere are then treated;

— the modelisation of the carbon cycle: we have presented some models of interaction between ocean and atmosphere, and the main themes of research programmes on this subject.

The conclusion of this paper concentrates on the problems which must be resolved in the coming years. The lack of high accuracy data is specially underlined.

Oceanol. Acta, 1985, 8, 2, 133-145.

INTRODUCTION

A l'heure actuelle, de nombreux travaux ont pour but d'essayer de mieux connaître le cycle du carbone, en particulier pour être capable de prévoir l'impact sur notre environnement de l'accroissement du taux de CO₂ dans l'atmosphère, lié à l'utilisation des combustibles fossiles. Le gaz carbonique a la propriété d'absorber une partie du rayonnement infra-rouge émis à la surface du globe. L'augmentation de sa concentration dans l'air a pour effet de réchauffer les basses couches atmosphériques (effet de serre). Les modèles climatiques globaux (Ramanathan *et al.*, 1979; Manabe, Stouffer, 1980) s'accordent pour prévoir, pour un doublement de la teneur atmosphérique en CO₂, un réchauffement moyen de 1,5 à 4,5°C de la troposphère. Parmi les répercussions possibles de cet accroissement de température, on envisage un déplacement des grandes zones climatiques, des modifications dans la circulation générale de l'atmosphère et des océans, une fonte partielle des glaces polaires, des perturbations dans le cycle de l'eau, et la désertification de certaines régions. Même si tous ces effets sont largement surestimés, et sans doute existe-t-il un certain nombre de mécanismes compensateurs, l'augmentation de la concentration atmosphérique en CO₂ reste préoccupante. Deux données sont maintenant bien connues : l'évolution de la concentration de CO₂ dans l'atmosphère depuis 1957 (date où ont commencé les premières mesures systématiques), et la quantité de CO₂ injecté dans l'atmosphère depuis 1860 par la combustion des fuels. Les problèmes qui restent posés à l'heure actuelle sont essentiellement :

— évaluer quantitativement les échanges de CO₂ anthropogène entre l'atmosphère et l'océan, entre l'atmosphère et la biosphère terrestre;

— savoir quel est le rôle du CO₂ anthropogène par rapport à d'autres facteurs (variation de la luminosité solaire, aérosols) dans les variations de température à la surface de la terre.

La prévision des taux futurs de CO₂ dans l'atmosphère et des changements climatiques qui peuvent en résulter en fonction de données socio-économiques (politique de l'énergie, évolution de l'exploitation des sols) dépend étroitement de la progression des connaissances sur ces deux points. Les auteurs de cet article, qui sont eux mêmes engagés dans un travail de recherche sur le système CO₂/carbonates dans l'océan, se proposent :

1) de faire le point sur l'état actuel des connaissances en ce qui concerne le cycle du carbone; 2) d'essayer de souligner les principaux courants de recherche qui existent aujourd'hui sur ce thème et leurs objectifs; et 3) de mettre en évidence les problèmes qui restent à résoudre dans les années qui viennent. Il est clair que cette synthèse n'est pas exhaustive et qu'elle est le résultat d'un choix. Nous avons en particulier accordé une large place aux travaux français, qui se font actuellement pour la plupart dans le cadre du PIREN (Programme Interdisciplinaire de Recherche sur l'Environnement).

GÉNÉRALITÉS SUR LE CYCLE DU CARBONE

Réservoirs et flux

La figure 1 représente schématiquement les principaux réservoirs de carbone à l'échelle terrestre, ainsi que les flux qui s'échangent entre ces réservoirs. Les différentes valeurs sont données pour l'année 1980, d'après Bolin

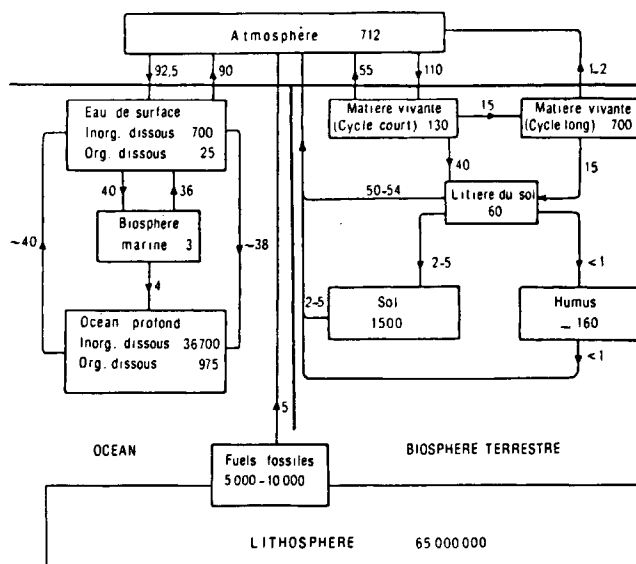


Figure 1 Réservoirs (en 10¹⁵ gC) et flux (en 10¹⁵ gC/an) pour la partie du cycle du carbone affectée par les phénomènes qui agissent sur des échelles de temps relativement courtes (< 1000 ans; d'après Bolin, 1983).

Reservoirs (in 10¹⁵ gC) and fluxes (in 10¹⁵ gC/yr) for that part of the carbon cycle which is in a state of comparatively rapid turn-over, i.e. characteristic turn-over times less than 1000 years (from Bolin, 1983).

(1983). Depuis 1860, début de l'ère industrielle, les émissions de CO₂ dans l'atmosphère dues essentiellement à l'utilisation des combustibles fossiles (fuels, charbons, gaz), et peut-être aussi en partie aux changements intervenus dans l'exploitation des sols, ont provoqué une perturbation du cycle du carbone. Le contenu actuel (1980) de l'atmosphère en CO₂ est de 712 10¹⁵ gC alors qu'il n'était en 1957 que de 670 10¹⁵ gC (Keeling, Bacastow, 1977). La valeur préindustrielle n'est pas connue de façon certaine, les deux valeurs extrêmes généralement admises sont de 560 et 615 10¹⁵ gC (Bolin, 1983). La concentration de CO₂ dans l'atmosphère a donc augmenté de 22% ($\pm 5\%$) depuis 1860. Le contenu de l'atmosphère en carbone est très inférieur à celui de l'océan (38 500 10¹⁵ gC) et même à celui de la biosphère terrestre (2 300-2 600 10¹⁵ gC), qui est moins bien connu. Ces valeurs expliquent que les différents apports de CO₂ anthropogène puissent modifier de façon importante la teneur en CO₂ de l'atmosphère sans que les teneurs des autres réservoirs s'en trouvent sensiblement affectées. Les variations du contenu en carbone de l'océan et de la biosphère terrestre restent pour l'instant impossibles à déterminer de façon précise.

Les flux de CO₂ échangés par l'atmosphère et l'océan sont de l'ordre de 90 10¹⁵ gC/an. Entre l'atmosphère et la biosphère terrestre, les flux échangés varient autour de 110 10¹⁵ gC/an. L'océan joue le rôle de principal régulateur du contenu atmosphérique en CO₂ dans la mesure où :

— sa couche superficielle est en équilibre approximatif avec l'atmosphère;

— ses couches profondes ont un contenu en carbone suffisant pour régénérer la couche superficielle à mesure qu'elle s'appauvrit, ou au contraire pour absorber un éventuel excès de carbone de la couche superficielle sans subir de modification importante.

Dans la situation stationnaire que l'on suppose avoir existé avant 1860, l'excès ou le défaut de CO₂ dans l'atmosphère résultant des échanges avec la biosphère terrestre et d'éventuelles émissions de CO₂ par des causes naturelles (une éruption volcanique par exemple) était compensé par les échanges atmosphère-océan. Depuis 1860, on peut considérer que deux flux nouveaux sont apparus dans le cycle du carbone :

— émission de CO₂ dans l'atmosphère par la combustion des fuels;

— émission de CO₂ dans l'atmosphère par la déforestation et l'intensification de l'agriculture.

L'apparition de ces deux nouveaux flux de CO₂ vers l'atmosphère a perturbé l'ensemble du cycle du carbone. En conséquence, tous les échanges de carbone entre les différents réservoirs du globe terrestre ont été modifiés, et en particulier les échanges atmosphère-océan qui ont évolué de façon à ce qu'une partie du CO₂ en excès dans l'atmosphère soit absorbée par l'océan. Les échanges atmosphère-biosphère terrestre ont pu éventuellement changer de façon à ce qu'une partie du CO₂ en excès dans l'atmosphère soit consommée par la biomasse. A l'heure actuelle, la variation des flux de carbone entre l'atmosphère et l'océan et

entre l'atmosphère et la biosphère terrestre due à l'apparition de CO₂ anthropogène dans l'atmosphère n'est pas encore connue quantitativement.

Perturbation du cycle du carbone par les activités humaines : hypothèses et réalité

Depuis 1860, la production de CO₂ par l'utilisation des combustibles fossiles a suivi une loi de croissance exponentielle. Actuellement, 5,5 10¹⁵ gC sont introduits chaque année dans l'atmosphère. Or, l'accroissement annuel du réservoir atmosphérique est de + 3 10¹⁵ gC. Il apparaît donc que 2,5 10¹⁵ gC provenant de la combustion des fuels passent chaque année de l'atmosphère vers les autres réservoirs de carbone. Connaissant ces données, il est nécessaire de faire une hypothèse supplémentaire pour évaluer les contributions respectives de l'océan et de la biosphère terrestre en tant que « puits » de CO₂ anthropogène :

— hypothèse faite sur le rôle de l'océan : la modélisation des échanges océan-atmosphère (Bacastow, Keeling, 1973; Oeschger *et al.*, 1975; Siegenthaler, Oeschger, 1978; Siegenthaler, 1983) permet d'aboutir à la conclusion que l'océan est susceptible d'absorber environ 40% du CO₂ fossile ($\sim 2 \cdot 10^{15}$ gC/an). Si l'on admet cette valeur, la biosphère terrestre agit globalement comme un « puits » de CO₂ anthropogène, et 0,5 10¹⁵ gC/an sont consommés par la biomasse qui augmente;

— hypothèse faite sur le rôle de la biosphère terrestre : l'étude directe de l'évolution de la biosphère terrestre depuis le siècle dernier (Adams *et al.*, 1977; Bolin, 1977; Hampicke, 1979; Woodwell *et al.*, 1978; Moore *et al.*, 1981) montre que les changements intervenus dans le domaine de l'exploitation des sols ont provoqué une émission de CO₂ de la biosphère terrestre vers l'atmosphère. L'estimation du flux net de CO₂ varie suivant les auteurs cités entre 0,4 et 8 10¹⁵ gC/an en moyenne pour les années 1960-1980. Si cette hypothèse est vérifiée, l'océan absorbe entre 50 et 80% du CO₂ en excès dans l'atmosphère, dû à la combustion des fuels et aux changements intervenus dans l'exploitation des sols.

Les connaissances actuelles ne permettent pas de conclure quant aux contributions respectives de l'océan et de la biosphère terrestre à l'absorption du CO₂ anthropogène. D'après les auteurs qui ont étudié directement l'évolution de la biosphère terrestre depuis 1860, il semble peu probable que celle-ci constitue réellement un « puits » pour le CO₂ fossile. L'océan serait alors un « puits » de CO₂ beaucoup plus efficace que ne le laissent supposer les études faites par la seule modélisation des échanges océan-atmosphère.

LE GAZ CARBONIQUE DANS L'ATMOSPHÈRE

Mesure et variations de pCO₂

Mesure de pCO₂ dans l'atmosphère

La pression partielle du gaz carbonique dans l'atmosphère, désignée par le symbole pCO₂, est égale pour

un échantillon d'air donné au rapport du volume de CO_2 sur le volume d'air, exprimé en ppmv (ou partie par million en volume). La valeur moyenne de pCO_2 en 1983 était de 340 ppmv. La méthode considérée actuellement comme la mieux adaptée à la mesure en continu de pCO_2 dans l'air est la détermination par absorption non dispersive dans l'infra-rouge. On parvient à l'heure actuelle à des reproductibilités voisines de $5 \cdot 10^{-2}$ ppm. La teneur atmosphérique en CO_2 a été mesurée dans une quarantaine de sites autour du globe, soit par échantillonnage continu, soit par échantillonnage discret. Les résultats les plus souvent utilisés proviennent essentiellement de trois sources :

— SIO (Scripps Institution of Oceanography);

— NOAA [National Oceanic and Atmospheric Administration (programme GMCC : Geophysical Monitoring for Climatic Change)];

— CSIRO (Commonwealth Scientific and Industrial Research Organisation).

L'étude de l'évolution à long terme de pCO_2 et la comparaison des valeurs moyennes de concentration en différents sites nécessitent un système d'étalonnage international. L'organisation mondiale de la météorologie (OMM) soutient une action dans les différentes stations du globe pour améliorer l'intercomparabilité des mesures. Le but recherché actuellement est d'obtenir une précision de $\pm 0,1$ ppm dans l'intercomparaison entre les stations. Le système d'étalonnage adopté par l'OMM ne permet pas encore d'atteindre cette précision, mais on admet que l'erreur actuelle sur les mesures de pCO_2 est inférieure à 0,1 % ($\pm 0,3$ ppm).

Principales variations de pCO_2

La concentration atmosphérique en CO_2 est affectée par un grand nombre de facteurs qui dépendent de l'échelle de temps et de lieu dans laquelle on se place :

— variations millénaires de pCO_2 : la concentration de CO_2 dans l'atmosphère à l'échelle de milliers d'années varie en relation avec les transformations géologiques ou climatiques qui affectent le globe. L'analyse des inclusions gazeuses de la glace antarctique montre qu'à la fin de la dernière glaciation, il y a 18 000 ans, la teneur en CO_2 de l'atmosphère était de l'ordre de 200 ppm, soit environ 75 % de la valeur préindustrielle qui est de l'ordre de 270 ppm (Delmas *et al.*, 1980; Raynaud *et al.*, 1982);

— variations annuelles de pCO_2 : depuis 1860, en raison des apports de CO_2 anthropogène, on observe un accroissement régulier de pCO_2 dans l'atmosphère qui atteint 1,4 ppm/an en 1980 d'après Bacastow *et al.*, 1981 (fig. 2). Par ailleurs, si l'on soustrait l'influence des apports anthropogènes, on observe également des variations de pCO_2 dans l'atmosphère d'une année sur l'autre qui se trouvent corrélées avec d'importants phénomènes climatiques tels que l'oscillation de l'hémisphère sud et les événements « El Niño » (Bacastow, Keeling, 1981). D'une façon générale des variations de la teneur en CO_2 de l'atmosphère sont observées en corrélation avec des changements de la température superficielle de l'océan ou avec des fluctuations de la

circulation générale atmosphérique, facteurs qui influencent de façon déterminante les échanges de CO_2 entre l'atmosphère et l'océan (voir plus loin : « Paramètres influençant les échanges de CO_2 à travers l'interface océan-atmosphère »);

— variations saisonnières de pCO_2 : les variations saisonnières de pCO_2 sont dues essentiellement à l'influence de la biosphère terrestre. Il y a toute l'année production de CO_2 par la respiration des végétaux, tandis que la consommation de CO_2 par la photosynthèse est minimale en hiver et maximale en été. On observe donc dans l'hémisphère nord un maximum de pCO_2 au printemps et un minimum à la fin de l'été (fig. 2a). Ces variations saisonnières ont une amplitude beaucoup plus grande dans l'hémisphère nord où la masse continentale est importante, que dans l'hémisphère sud où elle est plus réduite : on observe des écarts de 10 ppm sur la côte nord de l'Alaska, de 6 ppm sur l'île Hawaï, et de 1,5 ppm seulement au Pôle Sud. L'amplitude et le déphasage éventuel du cycle annuel du CO_2 sont liés de façon étroite aux changements intervenant d'une année sur l'autre dans la production primaire (Schnell, Harris, 1981);

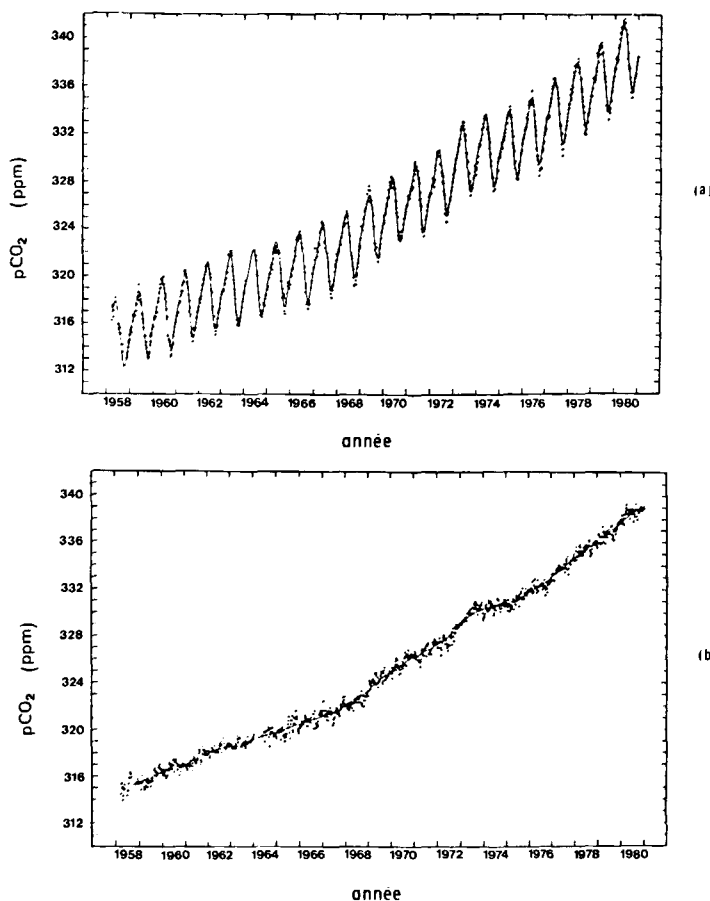


Figure 2

a) variation de la concentration de CO_2 à Mauna Loa (Hawaï) de 1957 à 1980. Le cycle saisonnier d'amplitude ≈ 6 ppm se superpose à l'augmentation due au CO_2 fossile;

b) variation de la concentration de CO_2 à Mauna Loa (Hawaï) de 1957 à 1980 avec l'effet saisonnier supprimé (d'après Bacastow *et al.*, 1981).

a) concentration of atmospheric CO_2 at Mauna Loa observatory (Hawaii) from 1957 to 1980. The seasonal cycle has an amplitude of ≈ 6 ppm which is superimposed to the annual increase;

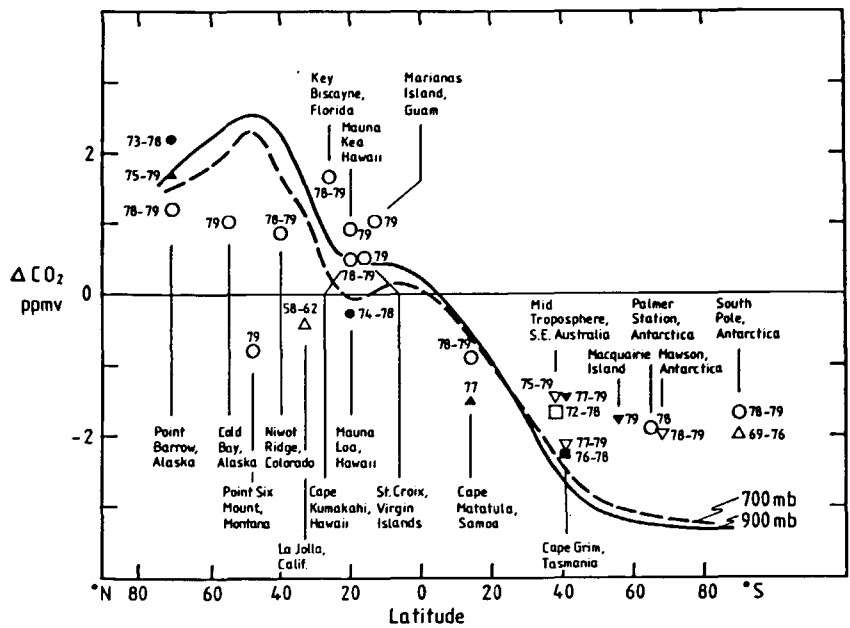
b) concentration of atmospheric CO_2 at Mauna Loa observatory with average seasonal effect removed (from Bacastow *et al.*, 1981).

Figure 3

Difference (ΔCO_2 parts per 10^6 by volume) between the annual mean CO_2 concentration observed at various locations around the globe and at Mauna Loa, Hawaii, plotted as a function of latitude. The numbers adjacent to each data point indicate the time period of the respective data sets.

- difference between GMCC data (continuous) and SIO data (continuous) at Mauna Loa;
- ▲ difference between GMCC data (continuous) and GMCC data (continuous) at Mauna Loa;
- △ difference between SIO data (continuous + flasks) and SIO data (continuous) at Mauna Loa;
- ▼ difference between CSIRO data (continuous) and SIO data (continuous) at Mauna Loa;
- difference between CSIRO data (continuous) and SIO data (continuous) at Mauna Loa;
- ▽ difference between CSIRO data (flasks) and GMCC data (continuous) at Mauna Loa;
- difference between CSIRO data (flasks) and SIO data (continuous) at Mauna Loa;
- difference between GMCC data (flasks) and GMCC data (flasks) at Mauna Loa.

Solid lines are model simulations at the indicated altitudes for 1979 (from Fraser, 1983).



Différence (ΔCO_2 en ppmv) de la concentration annuelle moyenne en CO_2 observée à différents endroits du globe avec la concentration annuelle moyenne en CO_2 à Mauna Loa (Hawaï). Les nombres portés à côté de chaque point indiquent la période sur laquelle ont été faites les mesures.

- différence entre mesure GMCC (continu) et mesure SIO (continu) à Mauna loa;
- ▲ différence entre mesure GMCC (continu) et mesure GMCC (continu) à Mauna Loa;
- △ différence entre mesure SIO (échantillons + continu) et mesure SIO (continu) à Mauna Loa;
- ▼ différence entre mesure CSIRO (continu) et mesure SIO (continu) à Mauna Loa;
- différence entre mesure CSIRO (continu) et mesure SIO (continu) à Mauna Loa;
- ▽ différence entre mesure CSIRO (échantillons) et mesure GMCC (continu) à Mauna Loa;
- différence entre mesure CSIRO (échantillons) et mesure SIO (continu) à Mauna Loa;
- différence entre mesure GMCC (échantillons) et mesure GMCC (échantillons) à Mauna Loa.

Les deux courbes sont le résultat de simulations faites à partir du modèle de circulation atmosphérique dû aux auteurs pour des altitudes correspondant respectivement à 700 et 900 mb, en 1979 (d'après Fraser, 1983).

— variations latitudinales de pCO_2 : la figure 3 montre la répartition des mesures de pCO_2 faites dans différentes stations du globe en fonction de la latitude. Ces mesures expérimentales sont comparées aux valeurs de pCO_2 calculées d'après le modèle de Pearman *et al.* (1983) qui tient compte de la circulation générale atmosphérique. On constate que les concentrations de CO_2 dans l'atmosphère observées dans l'hémisphère nord sont plus importantes que celles de l'hémisphère sud (écart de 3 à 4 ppm entre les pôles). Ceci est dû au fait que les sources de CO_2 anthropogène sont concentrées dans l'hémisphère nord. Le modèle de Pearman *et al.* ne rend pas compte de toutes les valeurs observées, notamment dans l'hémisphère sud et aux moyennes latitude de l'hémisphère nord.

Les variations de pCO_2 que l'on observe en un site donné sont dues à une superposition de tous ces effets, avec en plus l'influence de phénomènes locaux (sources ou puits de CO_2 , climat, géographie). Les travaux de recherche qui se font actuellement à partir des données recueillies dans les différentes stations ont pour but d'interpréter ces variations. On peut citer Gaudry *et al.* (1983) qui ont étudié les variations du CO_2 atmosphérique à l'île d'Amsterdam et ont ainsi mis en évidence trois types de phénomènes : une variation quotidienne de pCO_2 d'amplitude moyenne 0,7 à 1,3 ppm liée à l'activité photosynthétique de l'île, des oscillations de pCO_2 d'amplitude 0,3 à 1 ppm en opposition de phase avec les marées apparaissant seulement dans certaines conditions de vent et qui n'ont pas pu être interprétées, et des variations de pCO_2 de l'ordre de

−2,5 à +1,3 ppm liées à des transports de masses d'air depuis le continent sud-africain. Aucune tendance saisonnière n'est apparue dans le cycle du CO_2 et l'augmentation annuelle de pCO_2 due aux apports anthropogènes était entre 1981 et 1982 de 0,4 ppm, soit un écart beaucoup plus faible que la moyenne de 1,4 ppm observée sur l'ensemble des autres stations. On voit sur cet exemple que les caractéristiques locales de la station prennent énormément d'importance lorsqu'il s'agit d'interpréter les variations de pCO_2 sur un site donné.

Échanges entre l'atmosphère et la biosphère terrestre

Cycle du carbone dans la biosphère terrestre

Les végétaux vivants prélèvent du CO_2 dans l'atmosphère pour fabriquer de la matière organique par photosynthèse. La quantité brute de CO_2 ainsi soustraite à l'atmosphère est notée GPP (Gross Primary Production). Une partie de ce carbone est rendue à l'atmosphère par la respiration des plantes vertes (notée R_g), et le reste constitue la quantité de CO_2 réellement transformée en matière vivante, soit NPP (Net Primary Production). On a donc $\text{NPP} = \text{GPP} - R_g$. Le rapport GPP/NPP est voisin de 2 (un peu moins pour les régions froides, un peu plus pour les régions chaudes). Le carbone stocké dans les végétaux suit tous les transferts de la chaîne alimentaire, et est finalement rendu à l'atmosphère par les feux (flux F de CO_2) et par la décomposition de la matière organique morte

(flux Rh de CO₂). On estime dans un régime stationnaire que :

$$\text{NPP} \approx \text{F} + \text{Rh} \quad (1)$$

Les valeurs de NPP estimées par Whittaker et Likens (1975) et par Ajtay *et al.* (1979) sont respectivement 53 et 60 10¹⁵ gC/an. Le flux F de CO₂ relâché dans l'atmosphère par les feux est évalué par Bolin *et al.* (1981) à 3 ± 1 10¹⁵ gC/an. Notons que ce chiffre se situe en dessous de l'incertitude sur NPP. La valeur de Rh est en général estimée à l'aide de la relation 1. A l'heure actuelle, on ne connaît donc qu'à 20% près la valeur des principaux flux de CO₂ échangés par l'atmosphère et la biosphère terrestre. La variation de ces flux, en réponse aux activités humaines, est d'autant plus difficile à mettre en évidence qu'elle se situe en dessous de cette marge d'erreur.

Influence de l'homme sur les échanges atmosphère-biosphère

La perturbation par l'homme des flux de CO₂ entre la biosphère terrestre et l'atmosphère s'exerce de deux façons opposées :

— certaines activités humaines ont pour effet un transfert de carbone de la biosphère vers l'atmosphère : c'est le cas de la conversion de forêts en zones de culture ou d'habitation, de l'usage du bois pour l'industrie ou en tant que combustible, et encore de la transformation de sols naturels en sols cultivés, qui implique une oxydation intensive de la matière organique ;

— d'autres activités humaines ont pour effet un transfert de carbone de l'atmosphère vers la biosphère terrestre : c'est ce qui se produit en conséquence de la fertilisation des écosystèmes terrestres par des éléments nutritifs volontairement ou involontairement émis par l'homme. L'accroissement du taux de CO₂ dans l'atmosphère est peut-être également responsable d'une certaine augmentation de la biomasse. Enfin, la reforestation et l'intensification des cultures dans certaines régions contribuent à prélever le CO₂ dans l'atmosphère pour le stocker dans les sols.

Une évaluation de ces différents effets faite par Hampicke (1979) est donnée dans le tableau 1. Le bilan aux

Tableau 1

Estimation des échanges de carbone entre l'atmosphère et la biosphère terrestre dus aux activités humaines. Les flux de carbone dirigés de la biosphère terrestre vers l'atmosphère sont comptés positivement (d'après Hampicke, 1979).

Estimation of the CO₂ net exchange between the atmosphere and the terrestrial biosphere induced by man. The values are positive when the carbon flux is directed from the terrestrial biosphere to the atmosphere (from Hampicke, 1979).

Activité	10 ¹⁵ gC/an
Déforestation	+ 3,6
Usage industriel du bois	+ 0,3
Usage du bois comme combustible	+ 0,3
Agriculture	+ 0,6
Reforestation	— 0,3
Repousse des zones défrichées (tropiques)	— 1,0
Repousse des zones défrichées (régions tempérées)	— 0,5
Fertilisation (CO ₂)	— 0,3
Fertilisation (NO _x)	— 0,2
Bilan	+ 2,5

environs de l'année 1970 est un flux net de 2,5 10¹⁵ gC/an de la biosphère terrestre vers l'atmosphère. Les limites inférieure et supérieure données par l'auteur à ce flux sont respectivement 1,5 et 4,5 10¹⁵ gC/an. Moore *et al.* (1981) ont élaboré un modèle d'interaction atmosphère-biosphère terrestre. A partir de données statistiques (FAO, US Department of Agriculture) sur la déforestation dans les différentes régions du monde et sur les modifications de l'exploitation des sols dans les pays tempérés et tropicaux, ce modèle permet de calculer le flux net de carbone entre la biosphère terrestre et l'atmosphère. Moore *et al.* obtiennent ainsi sur la période 1860-1970 un flux net de carbone dirigé de la biosphère terrestre vers l'atmosphère, dont la valeur en 1970 est comprise entre 2,2 et 4,7 10¹⁵ gC/an. D'autres estimations rejoignent celles de Hampicke et de Moore *et al.* : Adams *et al.* (1977) ont calculé un flux net de carbone compris entre 0,4 et 4 10¹⁵ gC/an, Bolin (1977), un flux net compris entre 0,4 et 1,6 10¹⁵ gC/an, et Woodwell *et al.* (1978) un flux net compris entre 4 et 8 10¹⁵ gC/an. Tous ces auteurs aboutissent à un flux net de carbone dirigé de la biosphère terrestre vers l'atmosphère. Cependant, l'estimation de ce flux est encore très grossière, et il est fondamental de chercher à mieux comprendre le rôle de la biosphère continentale dans le cycle du carbone. Les travaux actuels sur les échanges atmosphère-biosphère terrestre consistent dans une région donnée à essayer de quantifier les variations des stocks de carbone contenus dans le sol et dans les végétaux, et à étudier l'influence de divers facteurs (humidité, vent, feux de forêt) sur les échanges de CO₂ entre l'atmosphère et la végétation. Le Programme Biologique International (1968-1974) a permis de connaître assez précisément le fonctionnement des biomes des régions tempérées, par contre ceux de la zone tropicale sont beaucoup moins bien connus. Le PIREN (Programme Interdisciplinaire de Recherche sur l'Environnement, créé en 1979) est un programme français qui soutient parmi d'autres activités une recherche en Côte-d'Ivoire pour essayer de mieux comprendre le rôle de la forêt tropicale dans le cycle du carbone. Les travaux de ce type devraient permettre dans les années qui viennent d'accéder à une meilleure représentation des échanges de CO₂ entre la biosphère terrestre et l'atmosphère.

Injection de CO₂ dans l'atmosphère par la combustion des fuels

Les auteurs qui ont étudié l'apport de CO₂ dans l'atmosphère par la combustion des fuels se sont servi essentiellement des statistiques publiées par les Nations Unies (UN Statistical Office Energy Section), qui sont régulièrement révisées et mises à jour. L'analyse de ces données montre une croissance exponentielle de la production de CO₂ par l'utilisation des combustibles fossiles, avec un taux moyen de 4,3% par an entre 1860 et 1973 (Rotty, 1983). Après la crise du pétrole en 1973, une rupture apparaît dans l'utilisation des fuels, due à une modification de la politique de l'énergie dans les pays consommateurs de pétrole : le taux de croissance annuel de la production de CO₂ fossile chute à 2,25%

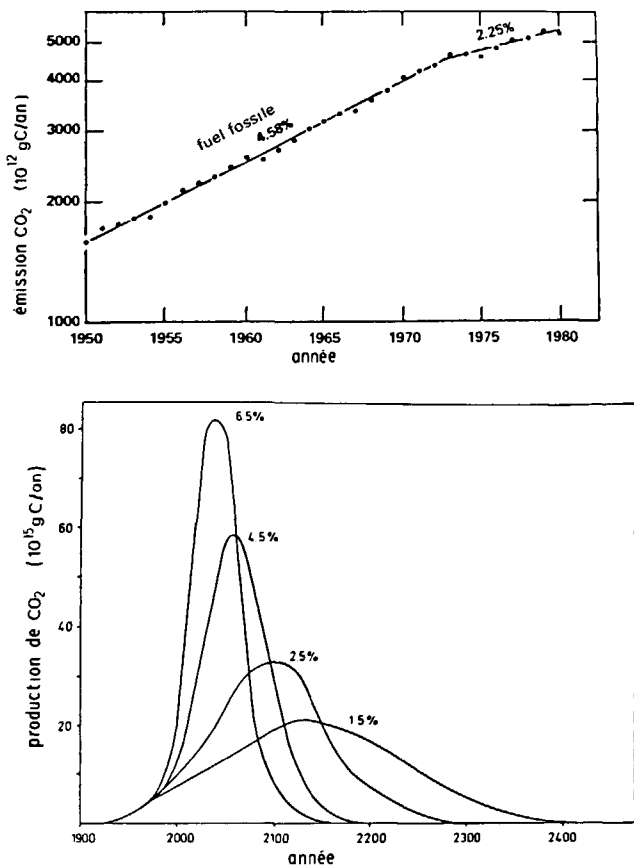


Figure 4

a) émission de CO₂ (en 10¹² gC/an) par l'utilisation des fuels fossiles et des ciments, entre 1950 et 1980, avec les taux de croissance indiqués (d'après Rotty, 1983);

b) évolution de la production de CO₂ par l'utilisation des combustibles fossiles en partant de taux de croissance respectivement égaux à 1,5, 2,5, 4,5 et 6,5% en 1975. On suppose que la production croît exponentiellement jusqu'à ce qu'une partie importante des stocks ait été utilisée, puis le taux de croissance diminue et devient nul lorsque 50% des stocks de fuel ont été consommés, ensuite la production décroît (d'après Keeling, Bacastow, 1977).

a) annual global production of CO₂ (in 10¹² gC/yr) from fossil fuel and cement between 1950 and 1980, with indicated growth rates (from Rotty, 1983);

b) industrial CO₂ production for various assumed patterns of fossil fuel consumption. The figures at the different curves indicate the initial (1975) percentage increase of the annual consumption (from Keeling, Bacastow, 1977).

(fig. 4a). La quantité totale de carbone émis dans l'atmosphère par la combustion des fuels entre 1860 et 1980 est évaluée à 165 10¹⁵ gC. Les réserves du globe en combustibles fossiles ont été estimées à 5000 10¹⁵ gC (Perry, Landsberg, 1977). Des chiffres plus importants sont quelquefois avancés (7-8000 10¹⁵ gC); en fait, l'évaluation de nos ressources dépend aussi des moyens techniques qui peuvent être utilisés pour extraire ces combustibles du sol.

Keeling et Bacastow (1977) ont fait une prévision de la production de CO₂ par l'utilisation des combustibles fossiles au cours des prochains siècles. Ils partent de plusieurs scénaris où le taux d'augmentation annuel de la production est respectivement 6,5; 4,5; 2,5 et 1,5% (fig. 4b). Pour déterminer l'augmentation future du taux de CO₂ dans l'atmosphère à partir des prévisions sur la production de CO₂ fossile, il faudrait connaître : — la production (ou consommation) éventuelle de CO₂ par la biosphère terrestre et son évolution,

— l'absorption du CO₂ anthropogène par l'océan et son évolution.

A l'heure actuelle, on ne possède pas de données suffisamment précises sur ces deux points, on sait seulement que la quantité de CO₂ en excès dans l'atmosphère depuis 1860 vaut environ 54% du CO₂ injecté par la combustion des fuels. La prévision des taux futurs de CO₂ dans l'atmosphère repose donc sur des hypothèses. La figure 5 montre les variations du taux de CO₂ dans l'atmosphère respectivement prévues par Keeling et

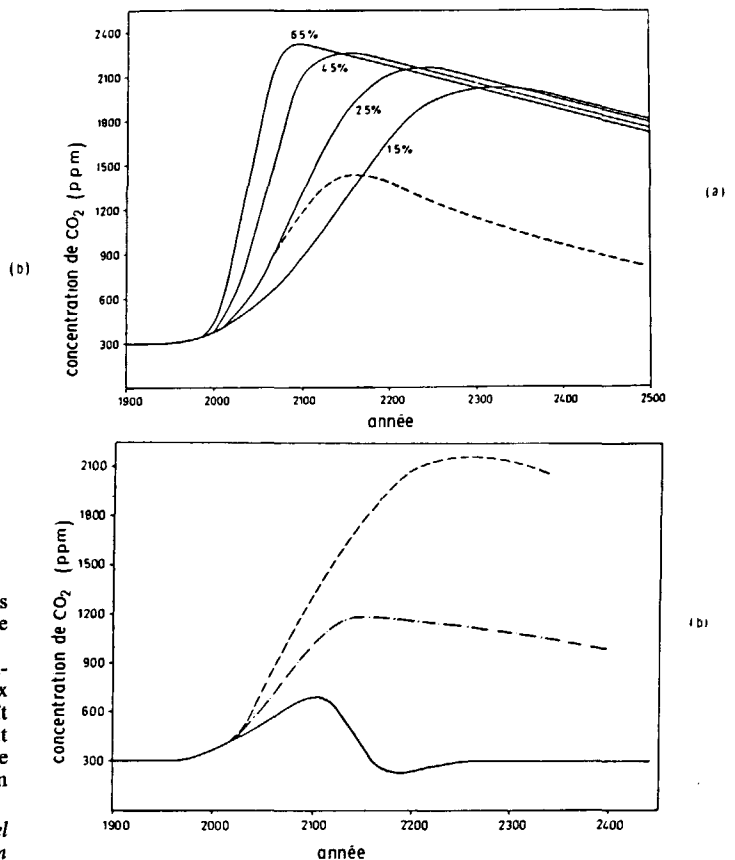


Figure 5

a) prévision des variations de la concentration de CO₂ dans l'atmosphère entre 1900 et 2500 faite à partir des différents scénaris de la figure 4b pour la production de CO₂ fossile. On suppose que l'océan intervient comme seul puits de CO₂ et que la fraction de CO₂ fossile restant dans l'atmosphère est 54%. La ligne en pointillé correspond à une hypothèse de dissolution maximum des carbonates dans l'océan superficiel et profond, et à un taux de croissance initial de 2,5% de la production de CO₂ fossile (d'après Keeling, Bacastow, 1977);

b) variations de la concentration de CO₂ dans l'atmosphère de 1900 à 2400 calculées à partir des prévisions de la figure 4b pour la production de CO₂ fossile (taux de croissance initial de 3%) en faisant les hypothèses suivantes : —, la production primaire de la biosphère terrestre augmente avec la concentration de CO₂ dans l'atmosphère à la puissance $\beta = 0,05$, le stock de carbone contenu dans la partie des végétaux qui a une durée de vie courte peut augmenter sans limite; —·—, la production primaire augmente avec la concentration de CO₂ dans l'atmosphère à la puissance $\beta = 0,3$, le stock de carbone contenu dans la partie des végétaux qui a une durée de vie courte reste constant (d'après Revelle, Munk, 1977); ———, modèle de Keeling et Bacastow comme au (a).

a) predicted increase of atmospheric CO₂ from 1900 to 2500 based on simulated fossil fuel combustion as shown in Figure 4b. The dashed curve has been obtained with an assumption of maximum surface and deep water carbonate dissolution and an initial 2,5% increase of fossil fuel combustion (from Keeling, Bacastow, 1977);

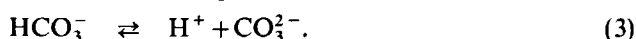
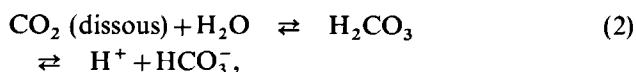
b) predicted increase of atmospheric CO₂ from 1900 to 2400 based on simulated fossil fuel combustion as shown in Figure 4b, and an initial annual increase of 3%: —, increasing land biota as dependent on atmospheric CO₂ concentration raised to the power $\beta = 0,05$, the size of the assimilating reservoir can increase with no limitations; —·—, corresponding simulation for $\beta = 0,3$ but no increase of the assimilation portion of the land biosphere (from Revelle, Munk, 1977); ———, model of Keeling and Bacastow as in 5a.

Bacastow (1977) et Revelle et Munk (1977) dans différents cas de figure. Les premiers auteurs considèrent que l'océan intervient comme seul puits de CO₂ anthropogène (fig. 5a), les seconds font l'hypothèse qu'il y a régulation de la production de CO₂ fossile par un accroissement de la biomasse terrestre (fig. 5b). Quoique ce dernier scénario ne paraisse pas très plausible actuellement, il est intéressant de comparer ces deux hypothèses extrêmes et de noter que même dans le meilleur des cas, le doublement du taux atmosphérique préindustriel en CO₂ serait atteint au cours du prochain siècle.

LE SYSTÈME CO₂/CARBONATES DANS L'OcéAN

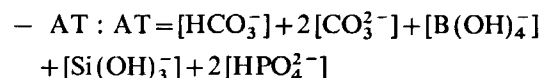
Chimie et paramètres du CO₂ dans l'eau de mer

Le carbone présent dans l'océan s'y trouve essentiellement (97,5%) à l'état de carbone inorganique dissous, c'est-à-dire sous les formes HCO₃⁻ (89%), CO₃²⁻ (10%), et CO₂ dissous (1%). Du point de vue thermodynamique, l'équilibre entre toutes les formes de carbone inorganique dans l'atmosphère et l'océan se traduit par les réactions suivantes :



Connaître l'état du système CO₂-carbonates dans l'eau de mer, à un point donné, en un instant donné, revient à évaluer dans l'échantillon d'eau de mer les quatre grandeurs [CO₂], [HCO₃⁻], [CO₃²⁻], et *a*H⁺, qui sont respectivement les concentrations des trois formes de carbone inorganique dissous et l'activité de l'ion H⁺. Les paramètres mesurables dans l'eau de mer sont :

- le pH : $\text{pH} = -\log a\text{H}^+$,
- pCO₂ : $\text{pCO}_2 = \alpha[\text{CO}_2]$ est la pression partielle de CO₂ dans un volume d'air en équilibre avec l'échantillon d'eau de mer, et α le coefficient de solubilité du CO₂ dans l'eau de mer (loi de Henry),
- TCO₂ : $\text{TCO}_2 = [\text{CO}_2] + [\text{HCO}_3^-] + [\text{CO}_3^{2-}]$ est le carbone inorganique total,



est l'alcalinité totale, alors que l'alcalinité due aux carbonates est égale à : $\text{AC} = [\text{HCO}_3^-] + 2[\text{CO}_3^{2-}]$.

La connaissance des deux constantes de dissociation de l'acide carbonique permet de n'avoir à mesurer que deux des quatre paramètres du système. En système ouvert, c'est-à-dire pour des eaux de surface en contact avec l'atmosphère, on exprime toutes les grandeurs définissant l'état du système CO₂/carbonates en fonction des deux paramètres pCO₂ et AT. En système fermé, c'est-à-dire au sein d'une masse d'eau profonde, on exprime ces grandeurs en fonction des deux paramè-

tres TCO₂ et AT. En général, TCO₂ et AT sont mesurés sur un échantillon d'eau de mer par potentiométrie, avec des précisions respectives de 0,3 et 0,2% (Poisson *et al.*, 1983). La pression partielle de CO₂ dans l'eau de mer est mesurée soit par spectrométrie IR, soit par chromatographie en phase gazeuse. La précision sur les mesures actuelles de pCO₂ dans l'eau de mer faites par ces deux techniques est difficile à évaluer puisqu'il n'existe pas encore de système d'étalonnage international, mais elle se situe vraisemblablement dans l'intervalle 0,5-1%. La précision fixée comme but par le SCOR (Scientific Committee for Oceanic Research) pour la mesure de pCO₂ dans l'océan est actuellement de 0,3% (± 1 ppm).

Le suivi des paramètres du système CO₂/carbonates dans l'océan pose des problèmes puisqu'il n'est pas encore possible d'y installer avec une fiabilité suffisante des stations permanentes. Les grandeurs caractérisant l'état de ce système sont donc mesurées au cours de campagnes océanographiques. La campagne GEOSECS (1972-1977) a marqué un grand progrès pour la connaissance du cycle du carbone dans l'océan (Takahashi *et al.*, 1981). La campagne TTO (Transient Tracers in the Ocean) qui a commencé en 1982 et devrait se poursuivre au moins jusqu'en 1989 a pour but général de permettre, par la récolte de très nombreuses données sur les traceurs transitoires et sur le système CO₂/carbonates, d'accéder à une meilleure représentation de la circulation océanique à des échelles de temps relativement courtes (un siècle), et d'observer si possible l'évolution des paramètres liés au cycle du carbone depuis la campagne GEOSECS. En France, les programmes INDIGO et INDIVAT qui vont se dérouler de 1984 à 1988 dans l'ouest de l'Océan Indien et le secteur antarctique correspondant ont un but très proche de celui du programme TTO. Ils seront complémentaires du programme américain qui ne couvre pour l'instant que l'Océan Atlantique.

Échanges de carbone entre l'océan et la biosphère marine

Cycle du carbone dans la biosphère marine

Le carbone minéral dissous est prélevé dans la couche superficielle par le phytoplancton et transformé en matière organique par la réaction de photosynthèse. La respiration des organismes vivants et la décomposition de la matière organique morte réinjectent une grande partie de ce carbone dans la couche superficielle (< 100 m), tandis qu'une petite fraction est transportée vers le fond de l'océan par les particules en suspension provenant de débris de matière organique, et se trouve partiellement décomposée au cours de ce transport. Les chiffres donnés le plus souvent pour la production primaire nette (photosynthèse - respiration du phytoplancton) se situent autour de 40 10¹⁵ gC/an avec des écarts de 25% (De Vooy, 1979). La fraction de carbone organique recyclée dans la couche superficielle est de l'ordre de 90% (De Vooy, 1979; Bolin *et al.*, 1979); celle qui pénètre dans les eaux intermédiaires est donc environ 10% du carbone fixé par la production primaire, ce qui correspond à un flux de 4 10¹⁵ gC par an. La presque totalité du carbone particulaire est réoxydée

au cours de son transport vers le fond de l'océan, et seulement 0,1% de la production primaire, soit $0,04 \cdot 10^{15}$ gC/an atteint le sédiment (Kempe, 1979).

Un autre processus, distinct de la photosynthèse, par lequel le carbone minéral dissous se retrouve fixé dans les organismes vivants est la biominéralisation. Les microorganismes du zooplancton prélèvent du carbonate de calcium sous forme dissoute ($\text{Ca}^{2+} + \text{CO}_3^{2-}$) dans la couche de surface pour constituer leurs tests. Par la suite, ces tests se retrouvent à l'état de fragments dans les couches sous-jacentes où ils subissent une redissolution partielle avant d'atteindre le sédiment. Broecker (1974) a estimé la fixation de carbone par biominéralisation à 50% environ de la fixation par photosynthèse, ce qui donne un flux de carbone de $20 (\pm 5) \cdot 10^{15}$ gC/an entre la couche superficielle de l'océan et la biosphère marine. D'après Kempe (1979) le flux de carbone particulaire minéral qui atteint le sédiment est de $0,15 \cdot 10^{15}$ gC/an, soit environ 1% du carbone minéral fixé par biominéralisation.

A l'état stationnaire, la quantité de carbone soustraite à la couche superficielle par ces deux phénomènes (photosynthèse + biominéralisation), et qui n'y est pas directement recyclée, doit se trouver compensée par un apport de carbone minéral dissous. Cette régénération de la couche superficielle de l'océan, qui implique un flux de TCO₂ de l'ordre de 3 à $5 \cdot 10^{15}$ gC/an, se fait par échange avec les couches profondes qui sont plus riches en TCO₂.

Rôle éventuel de la biosphère marine dans le transport de CO₂ anthropogène

Une fraction importante du CO₂ anthropogène (40 à 80%) a pénétré dans l'océan. Or les différents modèles qui cherchent à représenter le transport de CO₂ vers les couches profondes de l'océan en termes de diffusion et d'advection uniquement ne parviennent pas à rendre compte totalement de ce phénomène. Soit les modèles utilisés sont trop simplistes, soit d'autres « puits » de CO₂ existent et ne sont pas pris en considération, ce qui équivaldrait à environ $0,5$ à $2,5 \cdot 10^{15}$ gC/an. L'hypothèse selon laquelle le transport de CO₂ anthropogène vers le fond de l'océan pouvait se faire en partie par un accroissement du flux de carbone organique et minéral particulaire provenant de la matière vivante a été envisagée. Peterson (1981) a ainsi calculé la quantité de sels nutritifs (nitrates et phosphates) ajoutés chaque année dans l'atmosphère et les sols par diverses activités humaines (culture, industrie) et qui sont susceptibles de se retrouver, *via* les fleuves, dans la couche superficielle de l'océan. En supposant que la totalité de ces sels nutritifs anthropogènes soient fixés par photosynthèse avec une quantité correspondante de CO₂ anthropogène, il a calculé que l'incrément maximal du flux de carbone vers les eaux profondes serait de $0,1$ à $0,2 \cdot 10^{15}$ gC/an. Il s'ensuit que le phénomène envisagé contribuerait pour une part assez faible, mais pas forcément négligeable, à l'absorption du CO₂ anthropogène par les couches profondes de l'océan.

Échanges de CO₂ entre l'atmosphère et l'océan

Paramètres influençant les échanges de CO₂ à travers l'interface océan-atmosphère

Le flux net de CO₂ à travers l'interface atmosphère-océan s'exprime sous la forme suivante :

$$F = k_{ao} (C_o - C_a), \quad (4)$$

où F est la quantité de gaz échangée par unité de temps et de surface, C_o la concentration du gaz dans l'océan, C_a la concentration du gaz correspondant à l'équilibre avec l'atmosphère et k_{ao} le coefficient d'échange du gaz, ou « vitesse de piston » qui s'exprime en unité de longueur par unité de temps. Le flux de CO₂ qui traverse l'interface atmosphère-océan à un point donné, en un instant donné dépend donc :

— du gradient de concentration en CO₂ entre l'atmosphère et l'océan : dans les régions océaniques où la pression partielle du CO₂ est plus importante dans l'eau de surface que dans l'atmosphère, c'est-à-dire les régions équatoriales et tropicales, le flux de CO₂ est dirigé de l'océan vers l'atmosphère. Inversement, dans les régions polaires, pCO₂ dans l'eau est inférieure à celle de l'air et le flux net de CO₂ est dirigé de l'atmosphère vers l'océan. L'intensité du flux de CO₂ traversant l'interface est d'autant plus grande que la différence de concentration entre atmosphère et océan est importante;

— du coefficient d'échange k_{ao} du CO₂ entre l'atmosphère et l'océan : k_{ao} varie avec les propriétés physico-chimiques du gaz considéré (solubilité, coefficient de diffusion moléculaire), donc dépend de la température qui agit sur ces propriétés; k_{ao} dépend également des variables qui décrivent l'état de l'interface air-mer (vitesse du vent, déferlement des vagues).

Le flux de CO₂ à travers l'interface sera d'autant plus important que la température est basse (influence de la solubilité) et que la vitesse du vent est grande.

Tous ces effets concordent pour expliquer le fait qu'il y a pénétration du CO₂ atmosphérique dans l'océan au niveau des hautes latitudes avec des valeurs de flux net élevées, et au contraire évacuation du CO₂ de l'océan vers l'atmosphère aux basses latitudes, avec des valeurs de flux net beaucoup plus faibles (fig. 6a). Le calcul du flux net de CO₂ entre l'océan et l'atmosphère conduit à intégrer la relation (4) sur des intervalles de temps et d'espace relativement importants. Il s'agit alors d'une image très simplifiée de la réalité, puisque les grandeurs k_{ao}, C_o et C_a sont en fait variables à chaque instant en fonction de la température, de la circulation atmosphérique et océanique, et des sources ou puits de CO₂ pouvant se manifester localement et temporairement (l'activité biologique des organismes marins par exemple). Il est probable que cette simplification extrême entraîne des erreurs notables sur le calcul des échanges de CO₂ entre l'atmosphère et l'océan.

Modification des échanges de CO₂ entre l'atmosphère et l'océan due à l'augmentation du taux de CO₂ dans l'atmosphère

La production de CO₂ anthropogène par combustion des fuels se fait essentiellement aux moyennes et fortes

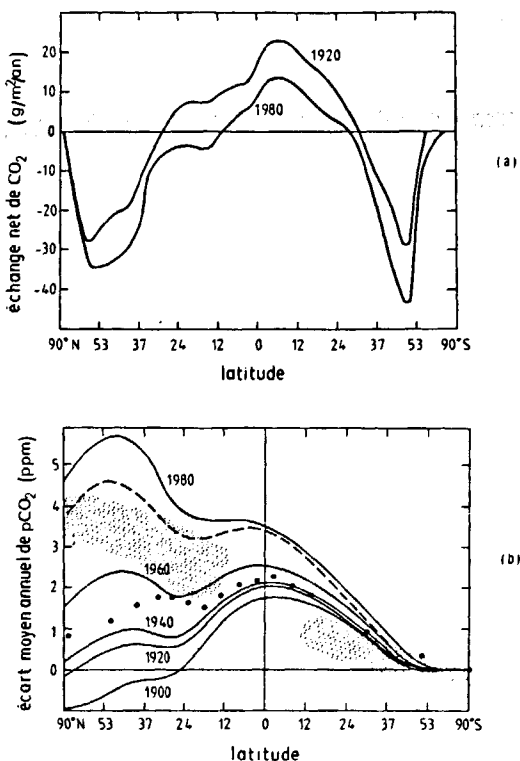


Figure 6

a) simulation par le modèle de Pearman, Hyson et Fraser de l'échange net de CO₂ entre l'atmosphère et l'océan en fonction de la latitude, pour les années 1920 et 1980. Les valeurs positives correspondent à un flux de CO₂ dirigé de l'océan vers l'atmosphère (d'après Pearman, 1983);

b) simulation par le modèle de Pearman, Hyson et Fraser de la distribution méridionale de la concentration de CO₂ dans la basse troposphère (900 mb) relativement à la concentration de CO₂ au pôle Sud, pour les années 1900, 1920, 1940, 1960 et 1980 (courbes en trait plein). ● Valeur moyenne à chaque latitude des concentrations de CO₂ observées sur la période 1957-1962. La zone ombragée indique les concentrations annuelles moyennes observées en 1978-1979. La courbe en trait pointillé représente la simulation pour l'année 1980, avec une évacuation de CO₂ de l'océan pour la zone équatoriale, et une pénétration de CO₂ dans l'océan pour les zones tempérées de l'hémisphère nord (d'après Pearman et al., 1983).

a) model simulation of the annual net CO₂ exchange between the atmosphere and ocean, plotted as a function of latitude, for the years 1920 and 1980 (from Pearman, 1983);

b) model simulation of the meridional distribution of annual mean CO₂ concentration in the lower troposphere (900 mb) with respect to the South pole concentration, for the years 1900, 1920, 1940, 1960, and 1980 (solid curves). ● annual mean concentration estimated for the period 1957-1962. Shading represents the 1978-1979 annual mean concentrations. Dotted line is the 1980 simulation with a net equatorial carbon loss and northern hemisphere temperate uptake (from Pearman, 1983).

latitudes de l'hémisphère nord. Dans l'hypothèse où il y a également production de CO₂ anthropogène par la déforestation et l'agriculture, cette émission est également concentrée dans l'hémisphère nord où la densité des continents, donc des forêts et cultures, est beaucoup plus forte que dans l'hémisphère sud. La concentration de CO₂ dans l'atmosphère augmente donc plus rapidement dans les moyennes et fortes latitudes de l'hémisphère nord que dans les autres régions du globe (fig. 6 b). En conséquence de cette augmentation :

— dans les régions équatoriales et tropicales où le flux de CO₂ est dirigé vers l'atmosphère, on observe une diminution progressive de ce flux, due à la diminution du gradient (C_o - C_a);

— dans les régions polaires où le flux de CO₂ est dirigé vers l'océan, on observe une augmentation progressive de ce flux, due à l'augmentation du gradient (C_a - C_o). Cet effet se fait sentir de façon beaucoup plus prononcée au Pôle Nord qu'au Pôle Sud, du fait de la dissymétrie latitudinale des émissions de CO₂ anthropogène.

La figure 6 a et le tableau 2 montrent l'évolution des échanges atmosphère-océan calculée par le modèle de Pearman et al. (1983). D'après ces auteurs, le bilan actuel (1980) des échanges de CO₂ entre atmosphère et océan serait un transfert de carbone de 2,69 10¹⁵ gC de l'atmosphère vers l'océan. Cette valeur est en accord avec celle qui apparaît sur la figure 1, et qui est due à Bolin (1983).

Tableau 2

Simulation par un modèle de l'évolution des principaux flux de carbone entre l'atmosphère et l'océan entre 1940 et 1980 (d'après Pearman et al., 1983).

Model simulation of the changing magnitudes of major global carbon fluxes between the atmosphere and the ocean, for the years 1940 to 1980 (from Pearman et al., 1983).

Année	1940	1960	1980
pCO ₂ au Pôle Sud (ppmv)	304,5	313,8	335,3
Production de CO ₂ par les fuels fossiles (10 ¹⁵ gC/an)	1,20	2,54	5,55
Augmentation de CO ₂ dans l'atmosphère (10 ¹⁵ gC/an)	0,76	1,58	2,84
Évasion de CO ₂ de l'océan vers l'atmosphère dans les zones tropicales (10 ¹⁵ gC/an)	2,06	1,78	1,06
Absorption du CO ₂ atmosphérique par l'océan dans les régions polaires (10 ¹⁵ gC/an)	2,51	2,72	3,75
Flux net de CO ₂ entre l'atmosphère et l'océan (10 ¹⁵ gC/an)	0,45	0,94	2,69

MODÉLISATION DU CYCLE DU CARBONE

Pour prévoir l'évolution des stocks de carbone contenus dans l'atmosphère, la biosphère terrestre et les océans en réponse à la perturbation du cycle du carbone par les activités humaines, on cherche à quantifier les flux de carbone qui s'échangent entre ces trois principaux réservoirs. Dans la mesure où les échanges atmosphère-biosphère terrestre sont encore très mal connus, une première étape a consisté à négliger le flux net de carbone entre la biosphère terrestre et l'atmosphère. Ceci a permis de modéliser le rôle spécifique de l'océan dans l'absorption du CO₂ anthropogène de l'air, et n'exclut pas que par la suite, un terme d'échange avec la biosphère soit introduit dans des modèles plus élaborés. Nous présentons dans le paragraphe suivant quelques modèles d'interaction océan-atmosphère dans l'ordre chronologique de leur publication (fig. 7).

Présentation de quelques modèles d'interaction océan-atmosphère

Le modèle le plus simple (Craig, 1957) est un modèle où l'océan est divisé en deux boîtes : océan superficiel (z < 75 m) et océan profond. Ces deux boîtes sont supposées avoir une concentration homogène pour chacune des espèces présentes. L'échange d'un traceur quelconque entre les deux boîtes de l'océan se fait par

le transport des masses d'eau (diffusion turbulente et advection). Le temps de mélange de l'océan profond est calculé à partir du rapport ¹⁴C/C dans ce réservoir et dans l'eau de surface (fig. 7a). Ce modèle présente l'inconvénient de ne pas tenir compte de façon spécifique de l'eau intermédiaire, qui joue un rôle important vis-à-vis de la pénétration du CO₂ anthropogène dans l'océan. En fait, la fraction de CO₂ fossile ayant pénétré dans l'océan est largement sous-estimée par le modèle « à deux boîtes ». Le modèle « box-diffusion » (Oeschger *et al.*, 1975; Siegenthaler, Oeschger, 1978) représente mieux le transport d'un traceur vers l'océan profond une fois que ce traceur a quitté la région de surface. Dans ce modèle, l'océan de surface est une boîte, mais le transport vers l'océan profond se fait suivant une équation de diffusion turbulente (fig. 7b). La concentration d'une espèce dans l'océan profond est fonction de la profondeur, la valeur limite à la frontière avec la couche superficielle étant celle de l'océan de surface. Le coefficient de diffusion turbulente K est estimé à l'aide des variations du rapport ¹⁴C/C, comparativement à la valeur de ce rapport en surface. Malgré l'amélioration par rapport au modèle « à deux boîtes », le modèle « box-diffusion » sous-estime encore la fraction de CO₂ anthropogène ayant pénétré dans l'océan (33% selon le modèle, au lieu des 45% minimum déduits de l'observation de la situation réelle). Les modèles suivants ont essayé de tenir compte de la formation d'eaux profondes aux pôles, qui constitue un transport par advection entre

l'océan superficiel et l'océan profond. Dans le modèle « advection-diffusion » (Bacastow, Bjorkstrom, 1981), l'océan est subdivisé en trois régions : l'océan superficiel et l'océan profond sont des boîtes de concentrations homogènes, reliés par un « pipeline » qui représente un échange direct par advection verticale entre l'eau superficielle et l'eau de fond (fig. 7c). Dans la couche intermédiaire de l'océan, le transport d'un traceur quelconque se fait suivant une équation tenant compte de la diffusion turbulente et de l'advection. L'étape qu'il faut franchir pour aboutir aux modèles utilisés actuellement est la subdivision de l'océan superficiel (et éventuellement de l'océan profond) en plusieurs zones, suivant la latitude. Dans le modèle « outcrop-diffusion » (Siegenthaler, 1983) les eaux de surface sont partagées en deux régions : eaux tempérées et eaux polaires, et c'est par l'intermédiaire des eaux polaires que l'atmosphère se trouve en contact avec l'océan profond (fig. 7d). Le transport suivant les lignes d'égale densité est supposé infiniment rapide. Ce modèle permet de rendre compte plus efficacement de l'absorption de CO₂ anthropogène aux pôles : lorsque a_p (l'aire de l'océan polaire, en pourcentages de l'océan mondial) passe de 0 à 10%, la fraction de CO₂ anthropogène absorbée par l'océan passe de 33 à 39%. Un autre type de modèle, dérivé du modèle « advection-diffusion », est le modèle « multiboîtes » (Bjorkstrom, 1979; Bolin *et al.*, 1983) où l'océan est divisé superficiellement en eaux chaudes et eaux froides (avec éventuellement des subdivisions suivant les 3 océans), et divisé en profon-

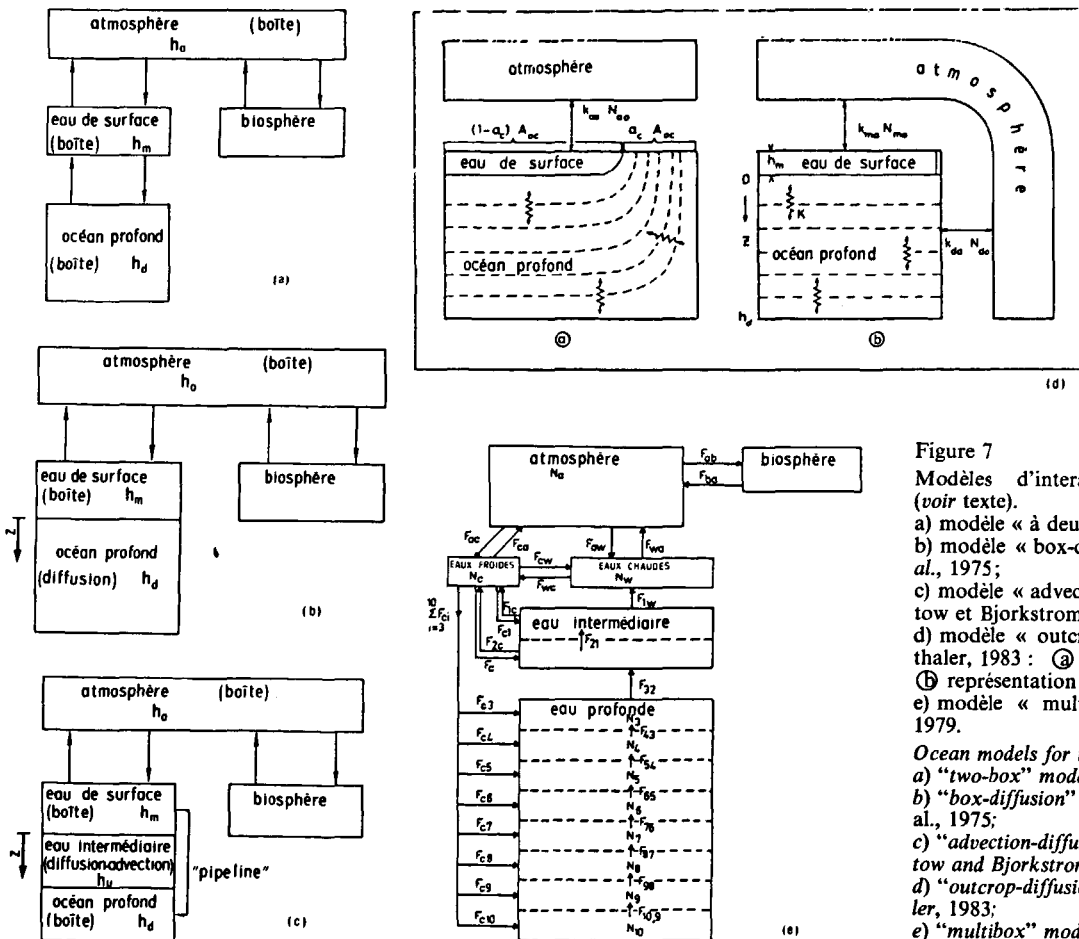


Figure 7
Modèles d'interaction océan-atmosphère (voir texte).
a) modèle « à deux boîtes » de Craig, 1957;
b) modèle « box-diffusion » de Oeschger *et al.*, 1975;
c) modèle « advection-diffusion » de Bacastow et Bjorkstrom, 1981;
d) modèle « outcrop-diffusion » de Siegenthaler, 1983 : ③ idée physique; ④ représentation mathématique;
e) modèle « multiboîtes » de Bjorkstrom, 1979.
Ocean models for the carbon cycle (see text).
a) "two-box" model from Craig, 1957;
b) "box-diffusion" model from Oeschger *et al.*, 1975;
c) "advection-diffusion" model from Bacastow and Bjorkstrom, 1981;
d) "outcrop-diffusion" model from Siegenthaler, 1983;
e) "multibox" model from Bjorkstrom, 1979.

deur en un nombre de boîtes suffisant pour permettre de représenter plus précisément la répartition des différents traceurs (fig. 7e).

Dans tous les modèles présentés ici, l'atmosphère est considérée comme un réservoir homogène. Dans un premier temps, le bilan des échanges de carbone entre atmosphère et biosphère terrestre est supposé être nul, mais le réservoir « biosphère terrestre » est cependant représenté sur les différents schémas pour indiquer que dans une étape ultérieure, la contribution de la biosphère terrestre doit être prise en compte.

Orientation des recherches actuelles

L'observation des générations successives de modèles d'interaction atmosphère-océan montre que même les modèles les plus récents sous-estiment encore la fraction de CO₂ anthropogène qui a pénétré dans l'océan (*a fortiori* si la biosphère terrestre est une source importante de CO₂ anthropogène). Les efforts actuels tendent vers une meilleure représentation des échanges de CO₂ à l'interface air-mer, et du transport de carbone au sein de l'océan par la circulation des masses d'eau. Les travaux portant sur l'échange atmosphère-océan cherchent à établir un rapport entre le coefficient d'échange (ou coefficient de transfert) du CO₂ à l'interface et d'une part les propriétés physico-chimiques du CO₂, d'autre part les conditions aérodynamiques et hydrodynamiques à l'interface air-mer. Ces travaux se font généralement en soufflerie afin de pouvoir faire varier à volonté les différents paramètres étudiés, ceci dans des gammes généralement plus grandes que celles qui existent dans la nature. Merlivat et Memery (1983) ont étudié la relation entre le coefficient d'échange K_L d'un gaz à l'interface air-eau (en soufflerie) et les paramètres dynamiques de cette interface. Ils ont montré que K_L était fonction linéaire de la vitesse de l'air, que la présence de vagues entraînait un accroissement de K_L de l'ordre de 30%, et qu'une augmentation brutale de K_L pouvait aller jusqu'à un facteur 3 était associée à l'apparition d'un déferlement. Ce type de travail doit permettre, à partir des données sur la surface de l'océan apportées par les satellites, d'accéder à une représentation plus efficace des échanges de CO₂ à l'interface atmosphère-océan.

La modélisation de la circulation océanique se fait à partir de la connaissance des concentrations de plusieurs traceurs en différents points de l'océan. Un traceur peut être une espèce chimique (O₂, N, ¹⁴C, ³H, P, TCO₂, ⁸⁵Kr) ou une propriété (température, salinité, alcalinité). Les travaux de Bolin *et al.* (1983) peuvent être cités comme exemple de modélisation de la circulation océanique à partir des données sur différents traceurs. L'océan est divisé en 12 boîtes, les traceurs utilisés sont TCO₂, alcalinité, P, O₂, et ¹⁴C. Bolin *et al.* retrouvent ainsi les termes essentiels de la circulation océanique. Pour améliorer ce type de modèle, il faudrait tenir compte des répartitions des températures et salinités, de certaines contraintes dynamiques, et également faire un découpage plus fin de l'océan. En effet, d'après les auteurs, la résolution spatiale de ce modèle n'est pas suffisante pour étudier de façon adéquate les phéno-

mènes transitoires, en particulier la pénétration dans l'océan des espèces anthropogènes. Ce travail démontre donc que les modèles plus simples sont *a fortiori* insuffisants. La génération future de modèles devra inclure un traitement plus approfondi de la pénétration du ¹⁴C et du CO₂ anthropogène dans les régions arctique et antarctique, et une meilleure résolution spatiale au niveau de la thermocline. En fait, le problème est qu'à l'heure actuelle on ne dispose pas de données suffisamment fines et précises sur la répartition des principaux traceurs géochimiques dans l'océan. Les progrès qui seront faits dans le domaine de la modélisation du cycle du carbone, pour ce qui concerne la partie océan-atmosphère, dépendent donc essentiellement de la qualité et de la quantité des données qui pourront être récoltées dans l'océan (*voir plus haut* : « Échanges de carbone entre l'océan et la biosphère marine »).

CONCLUSION

Nous avons fait référence tout au long de ce travail aux tendances actuelles des travaux sur le cycle du carbone. Aujourd'hui, on a dépassé le stade des premières observations et des modèles élémentaires. L'étape suivante sera, du point de vue des mesures, la connaissance fine des paramètres liés au cycle du carbone (y compris les traceurs) dans l'océan, et une évaluation plus précise des différents stocks de carbone contenus dans la biosphère terrestre et de leur évolution au cours du temps. Du point de vue de la modélisation du cycle du carbone, des progrès doivent être faits dans deux domaines :

- la résolution spatiale des modèles d'interaction atmosphère-océan doit être améliorée, ce qui dépend essentiellement d'une meilleure connaissance de la circulation océanique et des paramètres décrivant l'état de l'interface;
- les phénomènes d'échange de carbone entre l'atmosphère et la biosphère terrestre doivent être mieux compris et paramétrés.

Si l'on revient à la motivation initiale des études sur le cycle du carbone, qui est la prévision des taux futurs de CO₂ dans l'atmosphère, on peut penser que dans une quinzaine d'années, de grands progrès auront été faits : les résultats des campagnes océanographiques actuelles seront alors connus, et vraisemblablement exploités dans des modèles à 3 dimensions, l'interaction atmosphère-biosphère terrestre sera sans doute mieux comprise. Cependant, le problème fondamental reste la corrélation de cette augmentation de pCO₂ dans l'atmosphère avec les éventuels changements climatiques qui pourraient en résulter. De ce point de vue, la question est loin d'être résolue dans la mesure où interviennent également sur le climat de nombreux autres facteurs (variation de la luminosité solaire, aérosols, apports anthropogènes autres que le CO₂) : l'étude de l'importance relative du CO₂ par rapport à ces autres facteurs est extrêmement complexe.

Depuis près de trente ans, on travaille activement sur le cycle du carbone et on s'interroge sur la perturbation de ce cycle par l'homme, et ses conséquences sur notre

environnement. Paradoxalement, il semble aujourd'hui que, plus que les idées et les schémas, ce sont essentiellement les données de très grande qualité qui manquent. C'est pourquoi nous voudrions pour terminer souligner

l'importance de tous les travaux actuels portant sur l'observation et la mesure des paramètres liés au cycle du carbone dans l'océan, l'atmosphère et la biosphère terrestre.

RÉFÉRENCES

- Adams J. A. S., Mantovani M. S. M., Lundell L. L., 1977. Wood versus fossil fuel as a source of excess carbon dioxide in the atmosphere: a preliminary report, *Science*, **196**, 54-56.
- Ajtay G. L., Ketner P., Duvigneaud P., 1979. Terrestrial primary production and phytomass, in: *The global carbon cycle*, edited by B. Bolin *et al.*, Scope 13, Chichester, Wiley, 129-182.
- Bacastow R. B., Keeling C. D., 1973. Atmospheric carbon dioxide and radiocarbon in the natural carbon cycle, in: *Carbon and the biosphere*, edited by G. M. Woodwell, USAEC, Springfield, Virginia, 86-135.
- Bacastow R. B., Bjorkstrom A., 1981. Comparison of ocean models for the carbon cycle, in: *Carbon cycle modelling*, edited by B. Bolin *et al.*, Scope 16, Chichester, Wiley, 27-29.
- Bacastow R. B., Keeling C. D., 1981. Atmospheric CO₂ and the southern oscillation; effects associated with recent El Niño events, *WMO/ICSU/UNEP scientific conference on analysis and interpretation of atmospheric CO₂ data, WCP 14, Geneva, September 1981*, Ref. III, 5.
- Bacastow R. B., Keeling C. D., Whorf T. P., 1981. Seasonal amplitude in atmospheric CO₂ concentration at Mauna Loa Hawaii 1959-1980, *WMO/ICSU/UNEP scientific conference on analysis and interpretation of atmospheric CO₂ data, WCP 14, Geneva, September 1981*, Ref. IV, 8.
- Bjorkstrom A., 1979. A model of CO₂ interaction between atmosphere oceans and land biota, in: *The global carbon cycle*, edited by B. Bolin *et al.*, Scope 13, Chichester, Wiley, 403-457.
- Bolin B., 1977. Changes of land biota and their importance for the carbon cycle, *Science*, **196**, 613-615.
- Bolin B., 1983. The carbon cycle: major reservoirs and fluxes, in: *The major biogeochemical cycles and their interactions*, edited by B. Bolin *et al.*, Scope 21, Chichester, Wiley, 41-45.
- Bolin B., Degens E. T., Duvigneaud P., Kempe S., 1979. The global biogeochemical carbon cycle, in: *The global carbon cycle*, edited by B. Bolin *et al.*, Scope 13, Chichester, Wiley, 1-56.
- Bolin B., Keeling C. D., Bacastow R. B., Bjorkstrom A., Siegenthaler U., 1981. Carbon cycle modelling, in: *Carbon cycle modelling*, edited by B. Bolin *et al.*, Scope 16, Chichester, Wiley, 1-28.
- Bolin B., Bjorkstrom A., Holmen K., 1983. The simultaneous use of tracers for ocean circulation studies, *Tellus*, **35B**, 206-236.
- Broecker W. S., 1974. *Chemical oceanography*, Harcourt Brace Jovanovich, Inc., New York.
- Craig H., 1957. The natural distribution of radiocarbon and the exchange time of carbon dioxide between atmosphere and sea, *Tellus*, **9**, 1-17.
- Delmas R. J., Ascencio J. M., Legrand M., 1980. Polar ice evidence that atmospheric CO₂ 20 000 yr BP was 50% of Present, *Nature*, **284**, 155-157.
- De Voors C. G. N., 1979. Primary production in aquatic environment, in: *The global carbon cycle*, edited by B. Bolin *et al.*, Scope 13, Chichester, Wiley, 259-292.
- Fraser P., Pearman G. I., Hyson P., 1983. The global distribution of atmospheric CO₂: 2) A review of provisional background observations 1978-1980, *J. Geophys. Res.*, **88**, 3591-3598.
- Gaudry A., Ascencio J. M., Lambert G., 1983. Preliminary study of CO₂ variations at Amsterdam island, *J. Geophys. Res.*, **88**, 1323-1329.
- Hampicke U., 1979. Net transfert of carbon between the land biota and the atmosphere induced by man, in: *The global carbon cycle*, edited by B. Bolin *et al.*, Scope 13, Chichester, Wiley, 219-236.
- Keeling C. D., Bacastow R. B., 1977. Impact of industrial gases on climate, in: *Energy and climate*, N.A.S., Washington DC, 72-95.
- Kempe S., 1979. Carbon in the rock cycle, in: *The global carbon cycle*, edited by B. Bolin *et al.*, Scope 13, Chichester, Wiley, 343-378.
- Manabe S., Stouffer R. J., 1980. Sensitivity of a global climate model to an increase of CO₂ concentration in the atmosphere, *J. Geophys. Res.*, **85**, 5529-5554.
- Merlivat L., Memery I., 1983. Gas exchange across an air-water interface: experimental results and modelling of bubble contribution to transfer, *J. Geophys. Res.*, **88**, 707-724.
- Moore B., Boone R. D., Hobbie J. E., Houghton R. A., Melillo J. M., Peterson B. J., Shaver G. R., Vorosmarty C. J., Woodwell G. M., 1981. A simple model for analysis of the role of terrestrial ecosystems in the global carbon budget, in: *Carbon cycle modelling*, edited by B. Bolin *et al.*, Scope 16, Chichester, Wiley, 365-386.
- Oeschger H., Siegenthaler U., Schotterer U., Gugelmann A., 1975. A box diffusion model to study the CO₂ exchange in nature, *Tellus*, **27**, 168-192.
- Pearman G. I., Hyson P., Fraser P., 1983. The global distribution of atmospheric carbon dioxide: 1) Aspects of observations and modelling, *J. Geophys. Res.*, **88**, 3581-3590.
- Perry H., Landsberg H. H., 1977. Projected world energy consumption, in: *Energy and climate*, N. A. S., Washington DC, 35-50.
- Peterson B. J., 1981. Perspectives on the importance of the oceanic particulate flux in the global carbon cycle, *Ocean. Sci. Eng.*, **6**, 1, 71-108.
- Poisson A., Papaud A., Brunet C., Beauverger C., 1983. Détermination des paramètres caractérisant le système CO₂/carbonates dans l'eau de mer, *Premier colloque MRI/PIREN sur le cycle du carbone, Meudon, mars 1983*.
- Raynaud D., Delmas R., Ascencio J. M., Legrand M., 1982. Gas extraction from polar ice cores: a critical issue for studying the evolution of atmospheric CO₂ and ice-sheet surface elevation, *Annal. Glaciol.*, **3**, 265-268.
- Ramanathan V., Lian M. S., Cess R. D., 1979. Increased atmospheric CO₂: zonal and seasonal estimates of the effect on the radiation energy balance and surface temperature, *J. Geophys. Res.*, **84**, 4949-4958.
- Revelle R., Munk W., 1977. The carbon dioxide cycle and the biosphere, in: *Energy and climate*, N.A.S., Washington DC, 140-158.
- Rotty R., 1983. Distribution and changes in industrial carbon dioxide production, *J. Geophys. Res.*, **88**, 1301-1308.
- Schnell R. C., Harris J. M., 1981. A possible drought-induced signal in the global atmospheric CO₂ record, *WMO/ICSU/UNEP scientific conference on analysis and interpretation of atmospheric CO₂ data, WCP 14, Geneva, September 1981*, Ref. III, 6.
- Siegenthaler U., 1983. Uptake of excess CO₂ calculated by an outcrop-diffusion model of the ocean, *J. Geophys. Res.*, **88**, 3599-3608.
- Siegenthaler U., Oeschger H., 1978. Predicting future atmospheric CO₂ levels, *Science*, **199**, 388-395.
- Takahashi T., Broecker W. S., Bainbridge A. E., 1981. The alkalinity and total carbon dioxide concentration in the world oceans, in: *Carbon cycle modelling*, edited by B. Bolin *et al.*, Scope 16, Chichester, Wiley, 271-286.
- Whittaker R. L., Likens G. E., 1975. The biosphere and man in Primary productivity of the biosphere, edited by Lieth *et al.*, *Ecol. Stud.*, **14**, 305-328.
- Woodwell G. M., Whittaker R. L., Reiners W. A., Likens G. E., Delwiche C. C., Botkin D. B., 1978. The biota and the world carbon budget, *Science*, **199**, 141-146.

ERRATUM

In the paper "Residual amino acid fluxes in the upper water column of the Bransfield Strait" by Gerd Liebezeit (Vol. 8, n° 1, 59-65).

Figure 4 has been left out while Figure 2 appeared twice.

Figure 4 is correctly shown below:

