

# Variabilité des pressions partielles de CO<sub>2</sub> océanique et atmosphérique dans l'Atlantique tropical

CO<sub>2</sub>  
Eau de mer  
Air  
Upwelling  
Advection zonale

CO<sub>2</sub>  
Seawater  
Air  
Upwelling  
Zonal advection

Claude OUDOT <sup>a</sup>, Chantal ANDRIÉ <sup>b</sup>

<sup>a</sup> Institut Français de Recherche Scientifique pour le Développement en Coopération (ORSTOM), B.P. 1386, Dakar, Sénégal.

<sup>b</sup> Laboratoire de Géochimie Isotopique, Centre d'Études Nucléaires de Saclay, 91191 Gif-sur-Yvette, France.

Reçu le 29/7/85, révisé le 18/11/85, accepté le 5/12/85.

## RÉSUMÉ

Les variabilités spatiales et saisonnières des résultats de mesures des pressions partielles de CO<sub>2</sub> dans l'eau de mer de surface et dans l'air recueillis en janvier et juillet 1983 dans l'Atlantique tropical sont présentées et analysées. Dans la ceinture équatoriale 5°N-5°S, la pression partielle de CO<sub>2</sub> dans l'eau de mer de surface, généralement plus élevée que celle dans l'air, augmente d'est en ouest en saison chaude (janvier) aussi bien qu'en saison froide (juillet). Une augmentation parallèle de la concentration en CO<sub>2</sub> atmosphérique est constatée également le long de l'équateur. La comparaison des variations de la pression partielle de CO<sub>2</sub> océanique et de la température de surface de la mer nous conduit à admettre que les pressions partielles de CO<sub>2</sub> les plus élevées ne sont pas observées dans les eaux de surface remontées par l'upwelling, plus froides et plus riches en sels nutritifs, et que le réchauffement de l'eau de mer de surface entraînée par la circulation zonale vers l'ouest dans le courant équatorial Sud pourrait expliquer l'accroissement de la pression partielle de CO<sub>2</sub> à la surface de la mer en zone équatoriale.

*Oceanol. Acta*, 1986, 9, 2, 169-177.

## ABSTRACT

Variability of oceanic and atmospheric CO<sub>2</sub> partial pressures in the tropical Atlantic

The spatial and seasonal variations of measurements of the partial pressures of CO<sub>2</sub> in surface seawater and in the air, collected during January and July 1983 in the tropical Atlantic Ocean, are shown and analyzed. In the 5°N-5°S equatorial belt, the sea surface CO<sub>2</sub> partial pressure, usually higher than that in the air, increases from East to West during the warm season (January), as well as in the cold season (July). An increase in atmospheric CO<sub>2</sub> concentration from East to West is also found along the equator. Comparison of variations of the oceanic CO<sub>2</sub> partial pressure and the sea surface temperature permits us to remark that the highest surface CO<sub>2</sub> partial pressures are not observed in the upwelling waters, which are colder and have higher nutrient concentrations, and that the warming of surface seawater advected westward in the South equatorial current could explain the increase in the CO<sub>2</sub> partial pressure at the sea surface in the equatorial area.

*Oceanol. Acta*, 1986, 9, 2, 169-177.

## INTRODUCTION

C'est un fait bien connu aujourd'hui que l'océan joue un rôle important dans le cycle atmosphérique du gaz carbonique CO<sub>2</sub> car il peut fixer le CO<sub>2</sub> de l'air et ainsi freiner l'augmentation du CO<sub>2</sub> atmosphérique consécutive à l'utilisation croissante des combustibles

fossiles et à un degré moindre à l'action anthropogénique sur la biosphère. Environ la moitié du CO<sub>2</sub> anthropogénique libéré est resté dans l'air (Machta *et al.*, 1977), cela donne une idée de la capacité de l'océan à absorber le CO<sub>2</sub> atmosphérique. Mais l'océan pris dans son ensemble n'est pas homogène, et toutes les régions océaniques n'ont pas la même capacité à fixer le CO<sub>2</sub>

atmosphérique. Les eaux de surface des hautes latitudes sont considérées depuis longtemps comme un puits pour le  $\text{CO}_2$  atmosphérique tandis que les eaux amenées à la surface par les upwellings aux latitudes basses et moyennes agissent comme une source.

Le travail présenté ici est une contribution aux recherches des océanographes qui ont entrepris de dresser une carte globale de la distribution des pressions partielles de  $\text{CO}_2$ , dans les eaux océaniques de surface, afin de déterminer le flux net de  $\text{CO}_2$  entre l'atmosphère et l'océan. Avec une étude des variations saisonnières sur une base régionale, il vise à comprendre le mode des échanges de  $\text{CO}_2$  entre l'atmosphère et la mer et à définir la part des zones tropicales avec une référence particulière à la ceinture équatoriale dans le budget global du gaz carbonique. Pour ce faire, les campagnes océanographiques du Programme climatique français FOCAL (Merle, 1982) ont été mises à profit pour surveiller les variations spatiales et saisonnières des pressions de  $\text{CO}_2$  dans l'eau de mer de surface et dans l'air.

Dans ce manuscrit, nous présentons les résultats de deux campagnes réalisées en 1983, en janvier et en juillet, c'est-à-dire en saison chaude et en saison froide de l'Océan Atlantique équatorial oriental et central.

## MÉTHODES

Les mesures de pressions partielles de  $\text{CO}_2$  dans l'air ( $\text{pCO}_2$ ) et dans l'eau de mer ( $\text{PCO}_2$ ) sont réalisées par absorption infra-rouge dans deux analyseurs de gaz carbonique ADC 225 Mark III fonctionnant en mode différentiel, l'un pour  $\text{pCO}_2$  et l'autre pour  $\text{PCO}_2$ .

L'air troposphérique, pompé à 10 m au-dessus du niveau de la mer, desséché sur un piège à basse température ( $-30^\circ\text{C}$ ) puis sur une colonne de pentoxyde de phosphore  $\text{P}_2\text{O}_5$ , circule dans la cellule Analyse de l'analyseur infra-rouge tandis que la cellule Référence est balayée par un courant d'air fourni par une bouteille d'air comprimé de composition connue en  $\text{CO}_2$ . Le signal de l'analyseur est comparé avec ceux produits par une série de trois mélanges étalons de  $\text{CO}_2$  dans l'air fournis par l'Air Liquide. De la concentration en  $\text{CO}_2$  de l'air ainsi déterminée, exprimée en parties par million (ppm), on déduit la pression partielle exprimée en microatmosphères ( $\mu\text{atm}$ ) en tenant compte de la pression atmosphérique et de l'humidité relative.

La détermination de la pression partielle de  $\text{CO}_2$  dans l'eau de mer est réalisée par équilibrage entre un courant d'air fourni par une bouteille d'air comprimé et l'échantillon d'eau de mer suivant un procédé dérivé de celui de Takahashi *et al.* (1976). Cet équilibrage a lieu dans le flacon même de prélèvement d'eau de mer (500 ml) après déplacement d'un certain volume d'eau grâce à un plongeur en téflon pour permettre l'introduction d'un tube à dispersion de gaz. L'air entraîné par une pompe à membrane se disperse en fines bulles dans l'échantillon d'eau thermostaté ( $25,0^\circ\text{C}$ ) et circule en circuit fermé traversant une boucle d'échantillonnage. L'air ainsi équilibré contenu dans la boucle est injecté au moyen d'une vanne dans le courant d'air qui balaye

en permanence la cellule Analyse de l'analyseur infra-rouge. Le signal de l'analyseur est enregistré et comparé avec ceux produits par une série de trois mélanges étalons dans l'air fournis par l'Air Liquide, et injectés dans les mêmes conditions que l'air équilibré avec l'échantillon. De la concentration en  $\text{CO}_2$  de l'air ainsi équilibré et saturé de vapeur d'eau, on déduit la pression partielle de  $\text{CO}_2$  dans l'échantillon d'eau de mer, qu'on ramène ensuite à la température *in situ* de l'échantillon. La pression partielle de  $\text{CO}_2$  dans l'eau de mer est exprimée en microatmosphères ( $\mu\text{atm}$ ).

Lors des déterminations au laboratoire, au cours des essais méthodologiques, la précision des mesures était de  $\pm 0,3 \mu\text{atm}$  pour la pression partielle de  $\text{CO}_2$  dans l'air et  $\pm 1,7 \mu\text{atm}$  pour celle dans l'eau de mer. Mais en mer, en raison des vibrations communiquées à l'appareil infra-rouge par les mouvements du navire, qui accroissent le bruit de fond du signal en raison du principe même de construction de l'appareil, la sensibilité doit être réduite et la précision n'est plus que de  $\pm 0,6 \mu\text{atm}$  pour les mesures de  $\text{pCO}_2$  (coefficient de variation =  $\pm 0,2\%$ ) et  $\pm 3,0 \mu\text{atm}$  pour celles de  $\text{PCO}_2$  (coefficient de variation =  $\pm 0,8$  à  $1,0\%$ ).

Les mesures de vitesse du vent sont obtenues avec un anémomètre à coupelles monté sur un mât et situé à côté de la prise d'air pour la détermination de  $\text{pCO}_2$ , c'est-à-dire à 10 mètres au-dessus du niveau de la mer. La mesure de vitesse du vent est moyennée pendant la durée de l'analyse de  $\text{CO}_2$  dans l'air (de 30 à 60 minutes), le bateau étant stoppé pour la réalisation de la station hydrologique.

## PRÉSENTATION DES RÉSULTATS

Les résultats de  $\text{PCO}_2$  dans l'eau de mer de surface sont présentés pour les campagnes de janvier et juillet le long des trois radiales transéquatoriales  $4^\circ\text{W}$ ,  $23^\circ\text{W}$  et  $35^\circ\text{W}$ , entre les latitudes  $5^\circ\text{N}$  et  $5^\circ\text{S}$  sur la figure 1. En janvier (A), aussi bien qu'en juillet (B), les valeurs de  $\text{PCO}_2$  à la surface de la mer augmentent d'est ( $4^\circ\text{W}$ ) en ouest ( $35^\circ\text{W}$ ) et elles sont généralement plus élevées au sud de l'équateur qu'au nord de ce dernier. Les valeurs extrêmes enregistrées entre  $5^\circ\text{N}$  et  $5^\circ\text{S}$  sont  $305 \mu\text{atm}$  à  $4^\circ\text{N}$ ,  $4^\circ\text{W}$  en janvier et  $391 \mu\text{atm}$  à  $4^\circ\text{S}$ ,  $35^\circ\text{W}$  en juillet. Les valeurs moyennes au nord et au sud de l'équateur sont reportées dans le tableau. Cette dissymétrie, par rapport à l'équateur, dans la distribution méridienne de  $\text{PCO}_2$  dans l'Atlantique n'est pas un fait nouveau et elle a été précédemment décrite par Keeling et Waterman (1968) dans l'Atlantique équatorial oriental. Ces auteurs avaient alors associé les pressions partielles élevées de  $\text{CO}_2$  avec les températures basses de l'eau de mer de surface, suggérant ainsi l'influence de l'upwelling. D'après nos résultats, les valeurs les plus élevées de  $\text{PCO}_2$  n'apparaissent pas être reliées aux températures les plus basses (fig. 1) et en particulier la diminution de la température de surface avec l'établissement de l'upwelling à  $4^\circ\text{W}$  en juillet au sud de l'équateur (tab. et fig. 1) n'est pas accompagnée par une augmentation de la pression partielle de  $\text{CO}_2$ . Ce désaccord sera discuté plus loin.

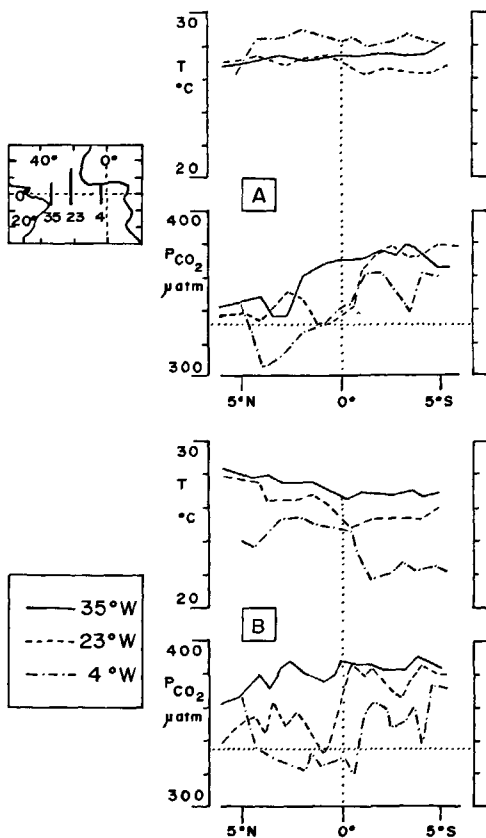


Figure 1

Distributions méridiennes de la pression partielle de CO<sub>2</sub>, PCO<sub>2</sub> (µatm) et de la température T (°C) à la surface de la mer le long des radiales transéquatoriales 4°W, 23°W et 35°W (voir à gauche la position des radiales et la signification des courbes), en janvier (A) et en juillet (B) 1983. Les lignes horizontales en pointillés représentent le niveau moyen de la pression partielle de CO<sub>2</sub> dans l'air (332 µatm en janvier et 335 µatm en juillet).

*Meridional distributions of surface water CO<sub>2</sub> partial pressure PCO<sub>2</sub> (µatm) and sea surface temperature T (°C) along the equatorial cross-sections 4°W, 23°W and 35°W (see on the left for the position of the sections and the meaning of the curves), in January (A) and July (B) 1983. Horizontal dotted lines represent the average level of the air CO<sub>2</sub> partial pressure (332 µatm in January and 335 µatm in July).*

Le long de la radiale orientale (4°W), la pression partielle moyenne de CO<sub>2</sub> à la surface de la mer ne change pas beaucoup entre janvier et juillet 1983 (tab.), tandis que le long de la radiale occidentale (35°W) elle augmente nettement. En considérant les valeurs du tableau, l'augmentation de PCO<sub>2</sub>, moyennée entre 5°N et 5°S, entre janvier et juillet 1983 est de 3 µatm à 4°W, 13 µatm à 23°W et 18 µatm à 35°W. Dans le même temps, la variation saisonnière de la température de surface est plus grande à l'est qu'à l'ouest (tab.).

Excepté au nord de l'équateur à 4°W, la pression partielle de CO<sub>2</sub> dans l'eau de surface équatoriale Atlantique est pratiquement partout plus élevée que celle dans l'atmosphère, dont la valeur est proche de 335 µatm (fig. 1), en janvier aussi bien qu'en juillet 1983. Nous pouvons donc prévoir dès maintenant que la ceinture équatoriale Atlantique se comportera comme une source permanente de CO<sub>2</sub> pour l'atmosphère.

Comparée à la pression partielle de CO<sub>2</sub> océanique, la pression partielle atmosphérique est relativement uniforme selon la latitude et la longitude en zone équatoriale (gamme de variation inférieure à 1%) et change relativement peu suivant la saison : elle est seulement un peu plus élevée en juillet (335 µatm en moyenne) qu'en janvier (332 µatm) suivant en cela les variations saisonnières de la pression atmosphérique (Hastenrath, Lamb, 1977). Cependant, lorsqu'on examine de près les variations de la concentration en CO<sub>2</sub> de l'air (encore appelée fraction molaire de CO<sub>2</sub>, fCO<sub>2</sub>), celles-ci sont loin d'être négligeables (fig. 2) : fCO<sub>2</sub> varie entre les valeurs extrêmes 340,2 et 346,7 ppm. En juillet (fig. 2 B et tab.) fCO<sub>2</sub> augmente progressivement d'est (4°W) en ouest (35°W); en janvier (fig. 2 A et tab.) le gradient zonal n'est pas aussi régulier : fCO<sub>2</sub> est nettement plus élevé à 22°W qu'à 35°W, surtout au nord de l'équateur. L'accroissement zonal vers l'ouest de fCO<sub>2</sub> du mois de juillet est à comparer avec l'augmentation de l'anomalie de pression partielle de CO<sub>2</sub> de surface, qui représente

## Tableau

Valeurs moyennes au nord et au sud de l'équateur (5°N-0° et 0°-5°S) de la pression partielle de CO<sub>2</sub>, PCO<sub>2</sub>, de la température T et de la salinité S à la surface de la mer, de la concentration de CO<sub>2</sub> atmosphérique, de la vitesse du vent (hauteur 60 cm) et du flux net de CO<sub>2</sub> à l'interface air-mer.

*Average values north and south of the equator (5°N-0° and 0°-5°S): CO<sub>2</sub> partial pressure (PCO<sub>2</sub>); temperature (T) and salinity (S) at the sea surface; atmosphere CO<sub>2</sub> concentration (fCO<sub>2</sub>); wind speed (altitude 60 cm); and net CO<sub>2</sub> flux across the air-sea interface.*

	35°W		23°W		4°W	
	Nord	Sud	Nord	Sud	Nord	Sud
<b>PCO<sub>2</sub> (µatm) :</b>						
Janvier	354	372	338	366	327	354
Juillet	378	384	351	379	335	352
<b>T (°C) :</b>						
Janvier	27,1	27,6	27,1	26,6	28,5	28,3
Juillet	27,5	26,8	26,6	25,3	24,8	22,8
<b>S :</b>						
Janvier	35,9	36,4	35,6	36,0	35,1	35,3
Juillet	35,9	36,2	35,5	36,0	35,4	35,6
<b>fCO<sub>2</sub> (ppm) :</b>						
Janvier	344,5	342,2	345,8	342,5	343,5	342,1
Juillet	344,3	344,4	344,0	343,7	343,4	343,6
<b>Vent (m. s<sup>-1</sup>) :</b>						
Janvier	6,5	5,8	3,9	4,7	2,8	3,9
Juillet	5,8	5,4	7,1	6,4	4,6	4,7
<b>Flux (mmol. m<sup>-2</sup>. j<sup>-1</sup>) :</b>						
Janvier	5,1	9,1	0,3	4,6	0,4	2,6
Juillet	9,9	9,2	4,3	12,5	-0,5	2,7

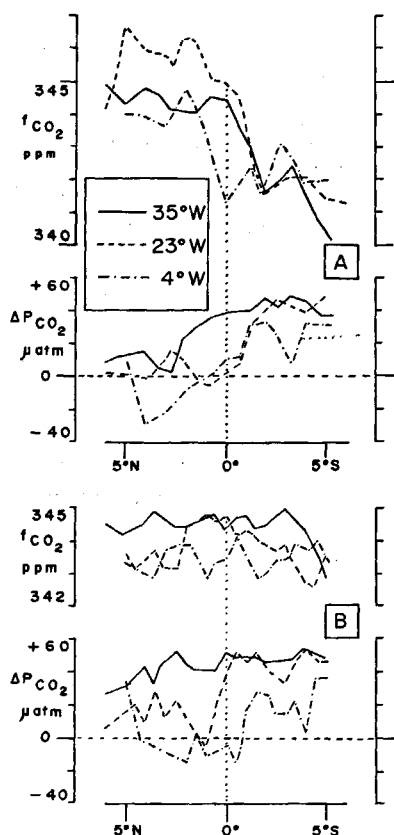


Figure 2

Distributions méridiennes de la concentration de  $\text{CO}_2$  atmosphérique  $f\text{CO}_2$  (ppm) et de l'anomalie de pression partielle de  $\text{CO}_2$  de surface  $\Delta\text{PCO}_2$  (écart entre les pressions partielles de  $\text{CO}_2$  océanique  $\text{PCO}_2$  et atmosphérique  $\text{pCO}_2$  en  $\mu\text{atm}$ ) le long des radiales transéquatoriales  $4^\circ\text{W}$ ,  $23^\circ\text{W}$  et  $35^\circ\text{W}$ , en janvier (A) et en juillet (B) 1983.

Meridional distributions of atmosphere  $\text{CO}_2$  concentration  $f\text{CO}_2$  (ppm) and the surface  $\text{CO}_2$  partial pressure anomaly  $\Delta\text{PCO}_2$  (deviation of sea surface  $\text{PCO}_2$  from atmospheric  $\text{CO}_2$  partial pressure in  $\mu\text{atm}$ ) along the equatorial cross-sections  $4^\circ\text{W}$ ,  $23^\circ\text{W}$  and  $35^\circ\text{W}$ , in January (A) and in July (B) 1983.

la déviation de  $\text{PCO}_2$  par rapport à l'équilibre avec l'atmosphère  $\text{pCO}_2$  (fig. 2). Cette augmentation concomitante de la concentration atmosphérique en  $\text{CO}_2$  avec l'anomalie de  $\text{CO}_2$  de surface suggère à première vue un enrichissement en  $\text{CO}_2$  de l'air entraîné par la circulation des alizés au-dessus de la ceinture équatoriale dont l'eau de surface est sursaturée en  $\text{CO}_2$ . Par ailleurs en janvier, il y a un gradient méridien prononcé de  $f\text{CO}_2$  le long des trois radiales (fig. 2 A) : à  $23^\circ\text{W}$  en particulier, l'air au nord de l'équateur est plus riche que celui au sud, en moyenne 3,3 ppm (tab.). Ce gradient méridien n'existe pas en juillet 1983 (fig. 2 et tab.).

#### Flux net de $\text{CO}_2$ : source et puits

Le flux net de  $\text{CO}_2$  à travers l'interface air-mer peut être calculé par la méthode du gradient (Liss, Slater, 1974). Selon l'équation désormais classique décrivant les échanges gazeux entre air et eau, le flux net de  $\text{CO}_2$  par mètre carré  $F$  échangé entre l'océan et l'atmosphère est proportionnel à la différence de concentrations de  $\text{CO}_2$  de part et d'autre de l'interface :

$$F = k_t \times \alpha \times (\text{PCO}_2 - \text{pCO}_2) \quad (1)$$

où  $k_t$  représente le coefficient de transfert à l'interface,  $\alpha$  la solubilité de  $\text{CO}_2$  à la température de l'eau de mer

de surface,  $\text{PCO}_2$  et  $\text{pCO}_2$  les pressions partielles de  $\text{CO}_2$  précédemment définies.

Sur la base des différences observées entre les pressions partielles de  $\text{CO}_2$  dans l'eau et dans l'air, nous avons tenté une évaluation du flux net de  $\text{CO}_2$  à travers l'interface en janvier et juillet le long des trois radiales. Pour déterminer le coefficient de transfert, nous avons utilisé la relation de Broecker *et al.* (1978) qui lie linéairement le coefficient de transfert de masse à la vitesse du vent  $V$  :

$$k_t = 5,24 V - 10,26 \quad (2)$$

avec  $k_t$  exprimé en  $\text{cm} \cdot \text{h}^{-1}$  et  $V$  en  $\text{m} \cdot \text{s}^{-1}$ . Cette relation a été établie expérimentalement dans un tunnel à vent, la vitesse du vent étant mesurée à 60 cm au-dessus de l'eau. La vitesse du vent mesuré sur le bateau à une hauteur de 10 m a donc été convertie en vitesse à 0,6 m en supposant un profil logarithmique du vent et un coefficient de frottement de  $1,5 \times 10^{-3}$  (Wanninkhof *et al.*, 1985) par la relation

$$V_{0,6} = 0,73 V_{10} \quad (3)$$

La relation de Broecker *et al.* (1978) est valable pour des vents supérieurs à  $2 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  et inférieurs à  $16 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ . Pour des vitesses de vent inférieures à  $2 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ , ce qui a été observé rarement en janvier 1983 (4% des cas seulement) dans la bande équatoriale  $5^\circ\text{N}$ - $5^\circ\text{S}$  et jamais en juillet 1983, nous avons utilisé la relation suivante :

$$k_t = 0,11 V \quad (4)$$

qui représente le segment de droite reliant l'origine des axes ( $k_t=0$  pour  $V=0$ ) et la droite (2) pour  $V=2 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ . Le tableau indique le vent moyen, ramené à une hauteur de 60 cm, observé pendant les deux campagnes de 1983 au nord et au sud de l'équateur. La vitesse maximum de vent enregistrée à 10 m étant de  $12 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  ( $8,8 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$  à 60 cm) l'influence des bulles sur l'échange gazeux à l'interface est négligeable (Merlivat, Memery, 1983; Broecker, Siems, 1984). Le coefficient de transfert  $k_t$ , encore appelé vitesse de piston, dépend de la diffusion moléculaire  $D$  du gaz considéré dans l'eau et de la viscosité de l'eau  $\nu$ , c'est-à-dire de la température de l'eau. Suivant Ledwell (1984) et Wanninkhof *et al.* (1985), nous avons supposé que  $k_t$  variait avec  $\sqrt{D/\nu}$  pour ramener  $k_t$  calculé à partir de la relation (2) dans les conditions d'expérimentation de Broecker *et al.* (1978) à une valeur correspondant à la température de l'eau de mer *in situ*. Les résultats du calcul des flux à chaque station, c'est-à-dire tous les 30 milles généralement, sont reportés graphiquement pour les trois radiales ( $4^\circ\text{W}$ - $23^\circ\text{W}$ - $35^\circ\text{W}$ ) en janvier et juillet 1983 (fig. 3). Le flux s'échappant de la mer est compté positivement et le flux entrant dans l'océan négativement. Comme on pouvait s'y attendre de la distribution de  $\text{PCO}_2$  (fig. 1) ou  $\Delta\text{PCO}_2$  (fig. 2), sur la presque totalité de la ceinture équatoriale le flux net de  $\text{CO}_2$  à travers l'interface est un flux sortant de la mer, généralement plus faible au nord qu'au sud de l'équateur (tab.). Il y a peu d'endroits où le flux de  $\text{CO}_2$  est un flux rentrant dans la mer : des flux négatifs appréciables ne sont relevés qu'à  $4^\circ\text{W}$  au nord de

l'équateur principalement et en juillet surtout. Le bilan net sur la largeur de la ceinture équatoriale 5°N-5°S est toujours un flux sortant, quelle que soit la saison, qui croît d'est en ouest (fig. 3 à droite). Les résultats de Roos et Gravenhorst (1984) confirment le rôle prépondérant de la partie ouest de la zone équatoriale dans l'évasion de CO<sub>2</sub> océanique vers l'atmosphère. La figure 3 indique en outre que le flux net moyen de CO<sub>2</sub> est plus élevé en juillet qu'en janvier à 35°W et à 23°W surtout et qu'à 4°W, c'est l'inverse qui se produit, car compte tenu du renforcement du vent en juillet plus accentué au nord qu'au sud de l'équateur (tab.) le flux rentrant le long de 4°W est plus important à cette saison-là. La gamme de variations du flux net de CO<sub>2</sub> que nous avons estimé pour chaque station de la ceinture équatoriale est très étendue : de -2,7 mmol.m<sup>-2</sup>.j<sup>-1</sup> à 0°30 S, 4°W à 16,4 mmol.m<sup>-2</sup>.j<sup>-1</sup> à 4°S, 23°W, et le flux net moyen de CO<sub>2</sub> (moyenne annuelle) dans la ceinture équatoriale 5°N-5°S entre les longitudes 4°W et 35°W serait donc de 5,1 mmol.m<sup>-2</sup>.j<sup>-1</sup>, c'est-à-dire 1,9 mol.m<sup>-2</sup>.an<sup>-1</sup>. Il ne faut pas perdre de vue que cette estimation est une approximation compte tenu de l'incertitude liée à l'évaluation du coefficient de transfert, basée sur des résultats expérimentaux établis en laboratoire et appliqués aux conditions de l'océan du large où les vagues déferlantes pourraient jouer un rôle majeur à travers

l'injection de bulles d'air. En zone équatoriale Atlantique, la vitesse du vent observé pendant cette étude est toujours bien inférieure à la limite de modification du coefficient de transfert par les bulles (Merlivat, Memery, 1983; Broecker, Siems, 1984). Pour juger de la validité de notre estimation du flux net de CO<sub>2</sub>, nous pouvons la comparer avec les résultats de Smethie *et al.* (1984), obtenus dans la même région en déterminant *in situ* le coefficient d'échange de CO<sub>2</sub> par la méthode du radon. Ces auteurs rapportent un flux net moyen de 1,3 mol.m<sup>-2</sup>.an<sup>-1</sup>, soit un résultat un peu plus faible que le notre. Mais cette valeur moyenne est obtenue pour une bande océanique plus large (10°N-10°S) et de plus en hiver (novembre 1982-février 1983), saison pour laquelle notre estimation du flux de CO<sub>2</sub> est également plus faible : le flux net moyen de CO<sub>2</sub> en janvier (fig. 3) est 3,7 mmol.m<sup>-2</sup>.an<sup>-1</sup>, soit 1,4 mol.m<sup>-2</sup>.an<sup>-1</sup>. La concordance des résultats est assez remarquable compte tenu de la différence des méthodes d'approche pour l'évaluation des coefficients de transfert de CO<sub>2</sub> entre l'atmosphère et l'océan. En extrapolant notre résultat du flux net moyen sur toute la longueur de la ceinture équatoriale Atlantique, celle-ci libérerait 0,14 gigatonnes de carbone par an dans l'atmosphère. Durant ces dernières années, l'émission annuelle de CO<sub>2</sub> provenant de l'activité industrielle était de 5 gigatonnes de carbone (Elliot *et al.*, 1985). Le flux équatorial Atlantique représenterait donc 2,8% de la source anthropogénique de CO<sub>2</sub> pour l'atmosphère.

Selon nos données récoltées en 1983, qui confirment les résultats de Smethie *et al.* (1984), la seule zone où l'océan peut être classé comme un puits de CO<sub>2</sub> est la région au nord de 10°N en janvier. En hiver boréal, le refroidissement de l'eau de surface augmente la solubilité du CO<sub>2</sub> dans l'eau et en conséquence abaisse la pression partielle de CO<sub>2</sub> en-dessous de l'équilibre avec l'atmosphère. Le long du méridien 23°W (fig. 4), pour une diminution d'environ 4°C de la température de surface de la mer entre 5°N et 14°N, la salinité restant identique, la diminution observée de PCO<sub>2</sub> est environ 50 µatm (elle descend à 278,5 µatm), alors que la diminution attendue du refroidissement sans échange de CO<sub>2</sub> avec l'atmosphère devrait être 60 µatm (McIntyre, 1978). En été, ce puits disparaît parce que le réchauffement saisonnier de l'hémisphère nord augmente la pression partielle de CO<sub>2</sub> de surface qui atteint 406,5 µatm. En fait à l'extrémité nord de la radiale (fig. 4) le réchauffement saisonnier général est perturbé par un refroidissement local qui est induit par une remontée d'eau subsurface qui, sans atteindre la surface, la modifie suffisamment comme l'atteste l'augmentation de la concentration de phosphate. C'est en effet la région du dôme de Guinée, entre 11°N et 14°N (Voituriez, 1981), où la thermocline se rapproche très près de la surface, et à l'instar des zones d'upwelling on retrouve l'association bien connue des pressions partielles élevées de CO<sub>2</sub> avec les concentrations élevées de phosphate (Keeling, 1968; Miyaké *et al.*, 1974; Broecker, Peng, 1982). Comme précédemment pour la ceinture équatoriale, la distribution du flux net de CO<sub>2</sub> est montrée pour les deux saisons (fig. 4 en haut) et le flux net moyen entre 5°N et 14°N est aussi calculé et représenté

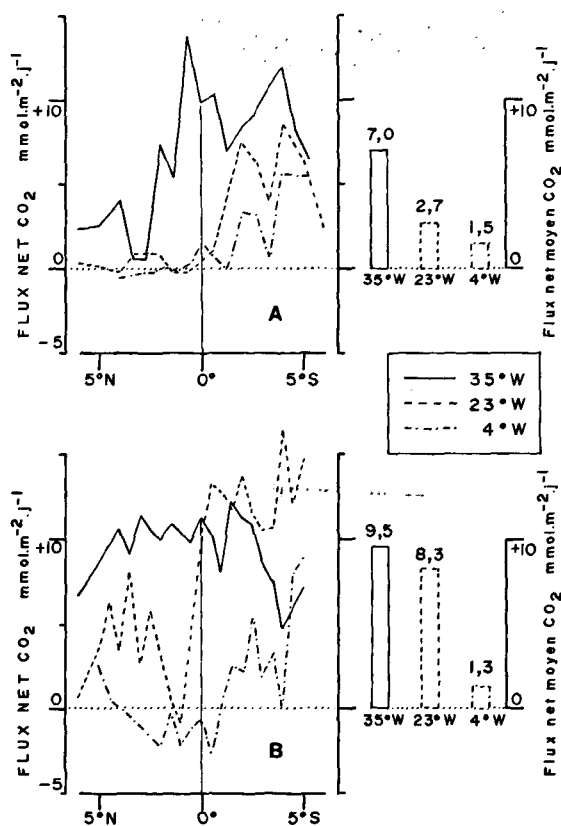


Figure 3  
Distributions méridiennes du flux net de CO<sub>2</sub> (mmol.m<sup>-2</sup>.j<sup>-1</sup>) et du flux net moyen entre 5°N et 5°S (mmol.m<sup>-2</sup>.j<sup>-1</sup>) à travers l'interface air-mer, le long des radiales transéquatoriales 4°W, 23°W et 35°W en janvier (A) et en juillet (B) 1983. Le flux s'échappant de la mer est compté positivement.

Meridional distributions of the net CO<sub>2</sub> flux (mmol.m<sup>-2</sup>.d<sup>-1</sup>) and the 5°N-5°S average net CO<sub>2</sub> flux (mmol.m<sup>-2</sup>.d<sup>-1</sup>) across the air-sea interface, along the equatorial cross-sections 4°W, 23°W and 35°W in January (A) and in July (B) 1983. The escaping flux from the sea is counted as positive.

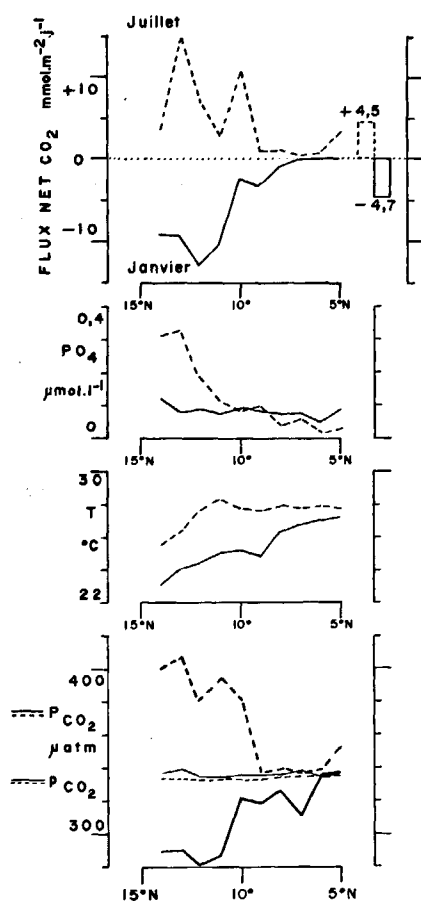


Figure 4

Distributions méridiennes le long de la radiale 23°W (entre 5°N et 14°N) des pressions partielles de CO<sub>2</sub> (μatm) dans l'eau de mer de surface PCO<sub>2</sub> et dans l'air pCO<sub>2</sub>, de la température de surface de la mer T (°C), de la concentration de phosphate PO<sub>4</sub> (μmol.l<sup>-1</sup>) et du flux net de CO<sub>2</sub> (mmol.m<sup>-2</sup>.j<sup>-1</sup>) en janvier (traits pleins) et en juillet (tirets) 1983. Comme pour la figure 3, le flux s'échappant de la mer est compté positivement et le flux net moyen de CO<sub>2</sub> (mmol.m<sup>-2</sup>.j<sup>-1</sup>) entre 5°N et 14°N est représenté sur la droite.

Meridional distributions along the 23°W section (between 5°N and 14°N) of CO<sub>2</sub> partial pressures (μatm) in surface seawater PCO<sub>2</sub> and in the air pCO<sub>2</sub>; the sea surface temperature T (°C); phosphate concentration PO<sub>4</sub> (μmol.l<sup>-1</sup>); and the net CO<sub>2</sub> flux (mmol.m<sup>-2</sup>.d<sup>-1</sup>); in January (solid curves) and in July (dashed curves) 1983. As in Figure 3, the escaping flux from the sea is counted as positive and the 5°N-14°N average net CO<sub>2</sub> flux (mmol.m<sup>-2</sup>.d<sup>-1</sup>) is represented on the right.

à droite : le flux net moyen de CO<sub>2</sub> entrant dans la mer en janvier est environ le même que le flux moyen s'échappant dans l'atmosphère en juillet. Mais dans l'ignorance de la durée de chaque situation, nous ne pouvons pas en tirer de conclusion sur le bilan annuel du flux net de CO<sub>2</sub> dans cette bande de latitude. A noter que le flux net moyen de CO<sub>2</sub> entre 5°N et 14°N que nous avons estimé en janvier (-4,7 mmol.m<sup>-2</sup>.j<sup>-1</sup> soit -1,7 mol.m<sup>-2</sup>.an<sup>-1</sup>) est très proche de celui mentionné par Smethie *et al.* (1984) (-1,4 mol.m<sup>-2</sup>.an<sup>-1</sup>) pour la zone au nord de 10°N à la même époque.

## DISCUSSION

### Pression partielle de CO<sub>2</sub> dans l'eau de surface

Le gradient zonal de PCO<sub>2</sub> océanique le long de l'équateur précédemment décrit ne s'accorde pas avec la carte de distribution globale de Keeling (1968), confirmée par Broecker et Peng (1982), selon lesquels

PCO<sub>2</sub> est plus élevé dans la partie orientale que dans la partie occidentale à cause de l'upwelling. Cependant les observations de GEOSECS dans l'Atlantique (Bainbridge, 1981) avec des pressions partielles de CO<sub>2</sub> à la surface de la mer près de l'équateur plus élevées sur le rail oriental sont conformes à nos résultats. La carte synoptique des différences moyennes annuelles de CO<sub>2</sub> à travers l'interface air-mer dans l'Atlantique nord présentée par Roos et Gravenhorst (1984) montre des sursaturations de CO<sub>2</sub> plus élevées dans la zone occidentale de l'Atlantique équatorial. D'après nos résultats, les valeurs de PCO<sub>2</sub> les plus élevées ne sont pas associées aux températures les plus froides (fig. 1 B), mais au contraire PCO<sub>2</sub> augmente d'est en ouest en même temps que la température (tab.). De plus le refroidissement important de la zone sud-équatoriale à 4°W entre janvier et juillet, qui est traditionnellement attribué à l'apparition de l'upwelling dans cette région comme l'atteste l'augmentation des sels nutritifs (PO<sub>4</sub> et NO<sub>3</sub>) à la surface de la mer (Voituriez, Herbland, 1977; Oudot, 1983), n'est pas accompagné par l'augmentation de PCO<sub>2</sub> (fig. 5). Dans ces conditions, ce n'est pas l'upwelling équatorial seul qui peut entraîner un accroissement de la pression partielle de CO<sub>2</sub> à la surface de l'océan et les valeurs élevées de PCO<sub>2</sub> observées toute l'année dans la ceinture équatoriale doivent avoir une autre origine. Broecker et Peng (1982) sur la base des plus faibles concentrations de <sup>14</sup>C relevées dans l'eau de surface équatoriale, avaient conclu que la remontée

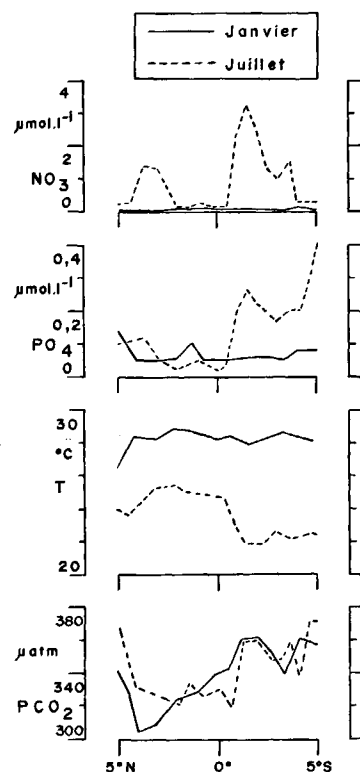


Figure 5

Distributions méridiennes le long de la radiale transéquatoriale 4°W de la pression partielle de CO<sub>2</sub>, PCO<sub>2</sub> (μatm), de la température T (°C), et des concentrations de phosphate PO<sub>4</sub> (μmol.l<sup>-1</sup>) et nitrate NO<sub>3</sub> (μmol.l<sup>-1</sup>) à la surface de la mer, en janvier (traits pleins) et en juillet (tirets) 1983.

Meridional distributions along the 4°W equatorial cross-section of CO<sub>2</sub> partial pressure PCO<sub>2</sub> (μatm); temperature T (°C); phosphate concentration PO<sub>4</sub> (μmol.l<sup>-1</sup>); and nitrate concentration NO<sub>3</sub> (μmol.l<sup>-1</sup>) at the sea surface, in January (solid curves) and in July (dashed curves) 1983.

à l'équateur des eaux subsuperficielles riches en CO<sub>2</sub> était à l'origine de « l'anomalie équatoriale de CO<sub>2</sub> » et ils avaient même utilisé cette anomalie pour calculer une vitesse d'upwelling. Cependant, ces auteurs reconnaissent aussi que les valeurs élevées de PCO<sub>2</sub> et les valeurs basses de Δ<sup>14</sup>C observées dans l'Atlantique équatorial sud-est sont plutôt dues aux eaux remontées en surface près de la côte ouest du continent sud-africain et ensuite transportées par la circulation anticyclonique australe qu'à l'upwelling équatorial proprement dit. Ainsi les eaux froides observées à 4°W pourraient avoir été réchauffées durant leur trajet depuis la côte-ouest africaine où elles étaient en équilibre avec l'atmosphère. Pour atteindre une valeur moyenne de PCO<sub>2</sub> de 352 μatm (tab.), l'eau doit s'être réchauffée d'environ 1,2°C : un tel réchauffement est tout à fait compatible avec la carte thermique d'été de l'Atlas Hydrologique Saisonnier de Merle (1978).

Constatant que la pression partielle de CO<sub>2</sub> océanique augmente de 4°W à 35°W en même temps que la température de surface de la mer, nous adhérons à l'hypothèse selon laquelle le réchauffement de l'eau superficielle entraînée par le Courant Equatorial Sud (C.E.S.) serait la cause de l'augmentation de la pression partielle de CO<sub>2</sub> à la surface de la mer. Le long de l'équateur (fig. 6), il est patent que la couche de surface, qui s'épaissit d'est en ouest, devient plus chaude et

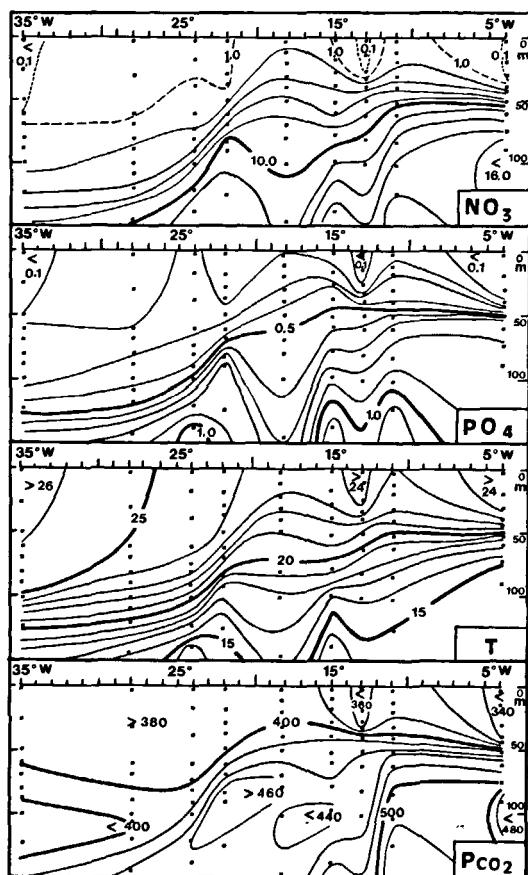


Figure 6  
Distributions verticales le long de l'équateur de la pression partielle de CO<sub>2</sub> océanique PCO<sub>2</sub> (μatm), de la température T (°C) et des concentrations de phosphate (μmol.l<sup>-1</sup>) et de nitrate (μmol.l<sup>-1</sup>) en juillet 1983.

Vertical distributions along the equator of seawater CO<sub>2</sub> partial pressure PCO<sub>2</sub> (μatm); temperature T (°C); phosphate concentration PO<sub>4</sub> (μmol.l<sup>-1</sup>); and nitrate concentration NO<sub>3</sub> (μmol.l<sup>-1</sup>) in July 1983.

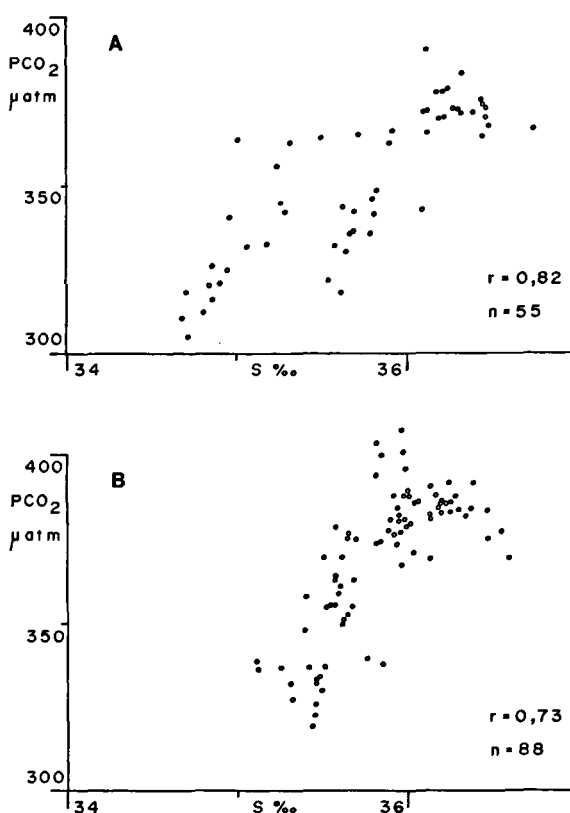


Figure 7

Variation de la pression partielle de CO<sub>2</sub> océanique PCO<sub>2</sub> (μatm) en fonction de la salinité S à la surface de la mer entre 4°W et 35°W, 5°S et 14°N, en janvier (A) et en juillet (B) 1983.

Surface seawater CO<sub>2</sub> partial pressure PCO<sub>2</sub> (μatm) versus sea surface salinity S between 4°W and 35°W, 5°S and 14°N, in January (A) and in July (B) 1983.

appauvrie en sels nutritifs (PO<sub>4</sub> et NO<sub>3</sub>) quand sa pression partielle de CO<sub>2</sub> augmente. C'est un fait bien connu que le réchauffement de l'eau de mer diminue la solubilité de CO<sub>2</sub> et accroît par conséquent la pression partielle. A l'appui de cette hypothèse, nous pouvons noter que c'est en juillet, quand le gradient est-ouest de la température de surface de la mer est le plus grand que les valeurs de PCO<sub>2</sub> les plus élevées sont relevées à 35°W (tab.). Nous remarquons en outre que les minima observés dans les distributions méridiennes de PCO<sub>2</sub> (fig. 1), principalement à 4°W et à 23°W, correspondent généralement à des flux est qui n'ont pas a priori suivi le même réchauffement que le flux ouest (C.E.S.) les entourant.

Avant de tester l'effet de la température sur PCO<sub>2</sub> pour vérifier l'hypothèse précédente, il y a lieu de s'affranchir de l'influence de la salinité qui est très forte sur PCO<sub>2</sub>, au même titre que sur le carbone minéral total, comme en témoignent les corrélations hautement significatives PCO<sub>2</sub>/salinité pour les deux campagnes de janvier et juillet 1983 (fig. 7). Pour déterminer le coefficient de PCO<sub>2</sub> en fonction de la température, nous avons donc normalisé les valeurs de PCO<sub>2</sub> à 35 (Broecker, Peng, 1982). La figure 8 rapporte les valeurs de PCO<sub>2</sub> (normalisées) de surface en fonction de la température pour la masse d'eau au sud de l'équateur, pour laquelle on est sûr de la continuité hydrologique de 4°W à 35°W. Le traitement statistique des données conduit à une relation significative positive (coefficient de corrélation = 0,74 pour n = 30) entre PCO<sub>2</sub> et la

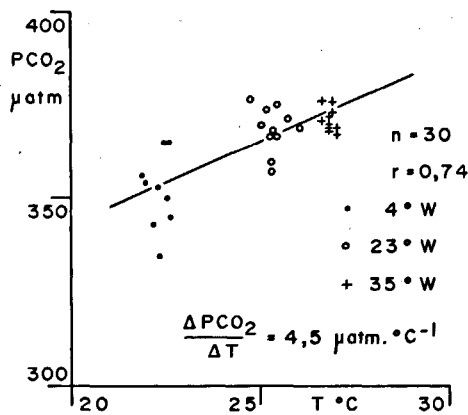


Figure 8

Variation de la pression partielle de  $\text{CO}_2$  océanique  $\text{PCO}_2$  ( $\mu\text{atm}$ ) en fonction de la température  $T$  ( $^\circ\text{C}$ ) à la surface de la mer entre  $0^\circ$  et  $5^\circ\text{S}$  le long des trois radiales  $4^\circ\text{W}$ ,  $23^\circ\text{W}$  et  $35^\circ\text{W}$ , en juillet 1983. La pente de la droite de régression représente le coefficient de  $\text{PCO}_2$  en fonction de la température.

Surface seawater  $\text{CO}_2$  partial pressure  $\text{PCO}_2$  ( $\mu\text{atm}$ ) versus sea surface temperature  $T$  ( $^\circ\text{C}$ ) between  $0^\circ$  and  $5^\circ\text{S}$  at the three sections  $4^\circ\text{W}$ ,  $23^\circ\text{W}$  and  $35^\circ\text{W}$ , in July 1983. The slope of the regression line represents the temperature coefficient of  $\text{PCO}_2$ .

température. Le coefficient de  $\text{PCO}_2$  en fonction de la température calculé par la droite des moindres carrés est  $4,5 \mu\text{atm} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$ , c'est-à-dire  $1,3\% \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$ . Les valeurs de ce coefficient rapportées dans la littérature sont plus élevées, environ  $4\% \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$  (Kanwisher, 1963; Eriksson, 1963; Gordon, Jones, 1973 in Skirrow, 1975; Broecker, Peng, 1982). Mais comme le remarque Mac Intyre (1978), toutes ces estimations supposent un système fermé où la concentration de  $\text{CO}_2$  total reste constante. Cette condition n'est pas respectée à la surface de la mer où du  $\text{CO}_2$  peut s'échapper dans l'atmosphère et selon Mac Intyre (1978) le coefficient de  $\text{PCO}_2$  en fonction de la température à l'équilibre thermodynamique, avec un échange air-mer, est  $0,5\% \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$ . Notre estimation de l'influence de la température sur  $\text{PCO}_2$ , située entre ces deux limites, est donc tout à fait plausible. A noter que Takahashi *et al.* (1978) ont estimé la variation saisonnière de  $\text{PCO}_2$  de surface, dans la Mer des Sargasses, à  $1,7\% \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$ .

### Concentration atmosphérique de $\text{CO}_2$

Lors de la présentation des résultats, nous avons vu précédemment qu'en juillet 1983, la concentration de  $\text{CO}_2$  dans l'air augmente d'est en ouest parallèlement à  $\text{PCO}_2$  (tab.) : nous pourrions donc imaginer que le gradient zonal de la concentration atmosphérique de  $\text{CO}_2$  le long de l'équateur est dû à l'augmentation de la température de surface de la mer. Les exemples montrant l'influence de la température de surface de la mer sur la concentration atmosphérique de  $\text{CO}_2$  sont nombreux dans la littérature (Bolin, Keeling, 1963; Machta *et al.*, 1977; Newell, Weare, 1977; Bacastow, 1979; Bacastow *et al.*, 1980; Hanson *et al.*, 1981; Weiss *et al.*, 1982; Roos, Gravenhorst, 1984). Dans leur étude de la corrélation entre la concentration de  $\text{CO}_2$  atmosphérique avec l'indice de l'oscillation australe (Southern Oscillation Index S.O.I.), Bacastow *et al.* (1980) notent qu'une augmentation de la concentration de  $\text{CO}_2$  atmosphérique correspond à un indice plus faible, qui entraîne des alizés plus faibles, un upwelling faible ou

même inexistant et des températures de surface de la mer plus chaudes dans les régions d'upwelling. Pour eux, comme pour d'autres auteurs, l'augmentation de  $\text{CO}_2$  atmosphérique est le résultat du réchauffement de la surface de la mer qui produit un transfert net de  $\text{CO}_2$  de l'océan dans l'atmosphère. Selon Bacastow *et al.* (1980), le calcul à partir d'un modèle d'équilibre simple, conduirait à prédire pour un changement de température de  $5^\circ\text{C}$  un changement de  $\text{CO}_2$  atmosphérique de  $0,4 \text{ ppm}$ , c'est-à-dire la moitié de l'amplitude observée, ce qui semble être un accord satisfaisant pour ces auteurs. L'amplitude des variations précédemment décrites de la concentration de l'air en  $\text{CO}_2$  et de la température de surface de la mer pour la zone équatoriale Atlantique (tab. :  $0,8 \text{ ppm}$  pour  $4^\circ\text{C}$ ) peuvent donc s'accorder avec ce modèle, confortant ainsi notre hypothèse selon laquelle le réchauffement de l'eau de mer de surface équatoriale pourrait conduire aux augmentations observées de  $\text{PCO}_2$  et de la concentration de  $\text{CO}_2$  atmosphérique le long de l'équateur.

Nous ne pouvons oublier cependant qu'il y a aussi un gradient méridien de la concentration atmosphérique de  $\text{CO}_2$  à travers la ceinture équatoriale, particulièrement aigu et opposé à celui de  $\text{PCO}_2$  océanique en hiver boréal (fig. 2A), et qui varie avec la saison. Ceci est dû à la présence de la zone intertropicale de convergence des alizés (Z.I.T.C.) qui sépare les masses d'air boréale et australe. La Z.I.T.C. se déplace avec la saison de  $0^\circ$  en janvier à  $10^\circ\text{N}$  en juillet (fig. 9). Le gradient change de signe saisonnièrement car la concentration de  $\text{CO}_2$  dans l'air de l'hémisphère nord est plus grande que celle de l'air de l'hémisphère sud pendant l'hiver boréal et la situation est inversée pendant l'été boréal. Au sud de l'équateur, la concentration en  $\text{CO}_2$

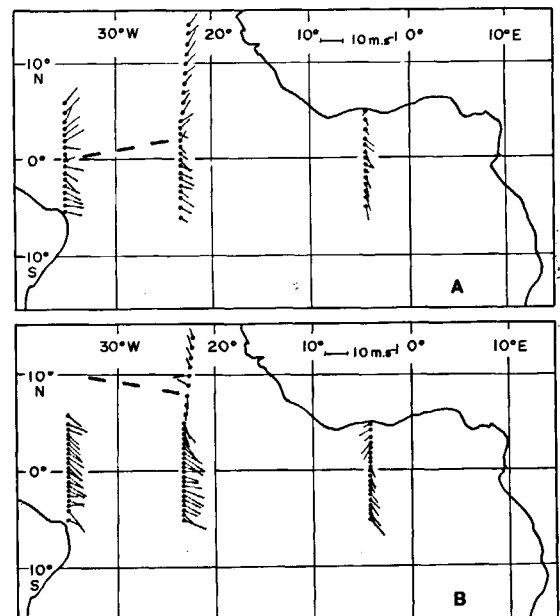


Figure 9

Distribution du vent observé à bord du navire (hauteur 10 m) pendant les campagnes de janvier (A) et juillet (B) 1983. Les segments indiquent la direction d'où souffle le vent et leur longueur est proportionnelle à la vitesse. La ligne en tirets représente la zone intertropicale de convergence Z.I.T.C.

Distribution of the shipboard wind (altitude 10 m) during the cruises of January (A) and July (B) 1983. Segments show the direction from which the wind blows and their length is proportional to the wind speed. The dashed line indicates the intertropical convergence zone I.T.C.Z.



est plus élevée en juillet qu'en janvier (fig. 2 et tab.) : cependant comme toute la bande équatoriale 5°N-5°S en juillet est sous l'influence des alizés de sud-est (fig. 9), la Z.I.T.C. étant alors bien au nord de 5°N, le gradient méridien de CO<sub>2</sub> n'apparaît pas. La Z.I.T.C. est rarement orientée parallèlement à l'équateur et l'influence des masses d'air boréale et australe se fait sentir inégalement le long de l'équateur : le changement est-ouest de la concentration atmosphérique de CO<sub>2</sub> peut donc être attribué également à un effet de la circulation atmosphérique venant renforcer l'évasion de CO<sub>2</sub> de l'océan équatorial. Le maximum de CO<sub>2</sub> atmosphérique au nord de l'équateur en janvier le long de la radiale 23°W (fig. 2A) pourrait traduire une incursion passagère vers le sud de la masse d'air boréale riche en CO<sub>2</sub> au moment des observations.

## CONCLUSION

Des résultats de mesures de pressions partielles de CO<sub>2</sub> recueillis en 1983, il ressort que la ceinture équatoriale Atlantique (5°N-5°S) est tout au long de l'année une

source de CO<sub>2</sub> pour l'atmosphère. Le flux net de CO<sub>2</sub> s'échappant de la mer augmente d'est (4°W) en ouest (35°W) et il est plus élevé en juillet qu'en janvier. La seule zone où l'océan est capable de fixer du CO<sub>2</sub> de l'atmosphère est la région au nord de 10°N et en janvier seulement. Les fortes pressions partielles de CO<sub>2</sub> à la surface de la zone équatoriale, plus élevées à l'ouest qu'à l'est, sont interprétées comme le résultat du réchauffement de l'eau de mer de surface est-Atlantique entraînée vers l'ouest par le courant équatorial Sud, qui fait partie de la grande circulation anticyclonique, plutôt que comme la manifestation de l'upwelling équatorial local. Cette explication tendrait à réhausser le rôle de l'advection zonale au détriment des mouvements verticaux dans les processus dynamiques équatoriaux.

La concentration atmosphérique de CO<sub>2</sub> au-dessus de la ceinture équatoriale augmente également d'est en ouest. L'évasion de CO<sub>2</sub> de l'océan équatorial jointe à un effet de la circulation atmosphérique pourraient rendre compte de ce gradient zonal.

## RÉFÉRENCES

- Bacastow R. B., 1979. Dip in the atmospheric CO<sub>2</sub> level during the mid-1960's, *J. Geophys. Res.*, **84**, 3108-3114.
- Bacastow R. B., Adams J. A., Keeling C. D., Moss D. J., Whorf T. P., Wong C. S., 1980. Atmospheric carbon dioxide, the Southern Oscillation, and the weak 1975 El Niño, *Science*, **20**, 66-86.
- Bainbridge A. E., 1981. *GEOSSECS Atlantic Expedition, vol. 1, Hydrographic Data*, National Science Foundation, Washington D.C., 121 p.
- Bolin B., Keeling C. D., 1963. Large-scale mixing as deduced from the seasonal and meridional variations of carbon dioxide, *J. Geophys. Res.*, **68**, 3899-3920.
- Broecker W. S., Peng T. H., 1982. *Tracers in the sea*, edited by Eldigio, Palisades, 690 p.
- Broecker H. C., Siems W., 1984. The roles of bubbles for gas transfer from water to air at higher windspeeds. Experiments in the wind-wave facility in Hamburg, in: *Gas transfer at water surfaces*, edited by W. Brutsaert and G. H. Jirka, Reidel, Dordrecht, Holland, 229-236.
- Broecker H. C., Petermann J., Siems W., 1978. The influence of wind on CO<sub>2</sub> exchange in a wind-wave tunnel, including the effects of monolayers, *J. Mar. Res.*, **36**, 595-610.
- Elliot W. P., Machta L., Keeling C. D., 1985. An estimate of the biotic contribution to the atmospheric CO<sub>2</sub> increase based on direct measurements at Mauna Loa Observatory, *J. Geophys. Res.*, **90**, D2, 3741-3746.
- Eriksson E., 1963. Possible fluctuations in atmospheric CO<sub>2</sub> due to changes in the properties of the sea, *J. Geophys. Res.*, **68**, 3871-3876.
- Hanson K. J., Peterson J. T., Namias J., Born R., Wong C. S., 1981. On the influence of Pacific Ocean temperatures on atmospheric carbon dioxide concentration at Ocean Weather Station P, *J. Phys. Oceanogr.*, **11**, 905-912.
- Hastenrath S., Lamb P., 1977. *Climatic atlas of the tropical Atlantic and eastern Pacific oceans*, University of Wisconsin Press, Madison, 113 p.
- Kanwisher J., 1963. On the exchange of gases between the atmosphere and sea, *Deep-Sea Res.*, **10**, 195-203.
- Keeling C. D., 1968. Carbon dioxide in surface ocean waters. 4. Global distribution, *J. Geophys. Res.*, **73**, 4543-4553.
- Keeling C. D., Waterman L. S., 1968. Carbon dioxide in surface ocean waters. 3. Measurements on Lusiad Expedition 1962-1963, *J. Geophys. Res.*, **73**, 4529-4541.
- Ledwell J. R., 1984. The variation of the gas transfer coefficient with molecular diffusivity, in: *Gas transfer at water surfaces*, edited by W. Brutsaert and G. H. Jirka, Reidel, Dordrecht, Holland, 293-302.
- Liss P. S., Slater P. G., 1974. Flux of gases across the air-sea interface, *Nature*, **247**, 181-184.
- Machta L., Hanson K., Keeling C. D., 1977. Atmospheric carbon dioxide and some interpretations, in: *The fate of fossil fuel CO<sub>2</sub> in the oceans*, edited by N. R. Andersen and A. Malahoff, Plenum Press, New York, 131-144.
- Mac Intyre F., 1978. On the temperature coefficient of PCO<sub>2</sub> in seawater, *Clim. Change*, **1**, 349-354.
- Merle J., 1978. Atlas hydrologique saisonnier de l'Océan Atlantique intertropical, *Trav. Doc. ORSTOM*, **82**, 182 p., 153 cartes.
- Merle J., 1982. The FOCAL Program, *Trop. Ocean-Atmos. Newslett.*, **12**, 6-7.
- Merlivat L., Memery L., 1983. Gas exchange across an air-water interface: experimental results and modelling of bubble contribution to transfer, *J. Geophys. Res.*, **88**, 707-724.
- Miyake Y., Sugimura Y., Saruhashi K., 1974. The carbon dioxide content in the surface waters in the Pacific Ocean, *Rec. Oceanogr. Work. Jpn.*, **12**, 45-52.
- Newell R. E., Weare B. C., 1977. A relationship between atmospheric carbon dioxide and Pacific Sea surface temperature, *Geophys. Res. Lett.*, **4**, 1-2.
- Oudot C., 1983. La distribution des sels nutritifs (NO<sub>3</sub>-NO<sub>2</sub>-PO<sub>4</sub>-SiO<sub>3</sub>) dans l'Océan Atlantique intertropical oriental (région du Golfe de Guinée), *Océanogr. Trop.*, **18**, 223-248.
- Roos M., Gravenhorst G., 1984. The increase in oceanic carbon dioxide and the net CO<sub>2</sub> flux into the North Atlantic, *J. Geophys. Res.*, **89**, C5, 8181-8193.
- Skirrow G., 1975. The dissolved gases-carbon dioxide, in: *Chemical oceanography, Vol. 2*, edited by J. P. Riley and G. Skirrow, Academic, London, 1-192.
- Smethie Jr. W. M., Takahashi T., Chipman D., Ledwell J. R., 1984. Gas exchange and CO<sub>2</sub> flux in the tropical Atlantic Ocean determined from <sup>222</sup>Rn and pCO<sub>2</sub> measurements, *EOS*, **65**, 961.
- Takahashi T., Kaiteris P., Broecker W. S., 1976. A method for shipboard measurement of CO<sub>2</sub> partial pressure in sea water, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **32**, 451-457.
- Takahashi T., Broecker W. S., Bainbridge A. E., 1978. Carbon dioxide in the surface waters of the Atlantic and Pacific Oceans, *Trans. Am. Geophys. Union*, **59**, 1102.
- Voituriez B., 1981. Les sous-courants équatoriaux nord et sud et la formation des dômes thermiques tropicaux, *Oceanol. Acta*, **4**, 4, 497-506.
- Voituriez B., Herbland A., 1977. Étude de la production pélagique de la zone équatoriale de l'Atlantique à 4°W. 1. Relations entre la structure hydrologique et la production primaire, *Cah. ORSTOM, Sér. Océanogr.*, **15**, 313-331.
- Wanninkhof R., Ledwell J. R., Broecker W. S., 1985. Gas exchange-wind speed relation measured with sulfur hexafluoride on a lake, *Science*, **227**, 1224-1226.
- Weiss R. F., Jahnke R. A., Keeling C. D., 1982. Seasonal effects of temperature and salinity on the partial pressure of CO<sub>2</sub> in seawater, *Nature*, **300**, 511-513.