

---

This paper not to be cited without prior reference to the author.

---

ECHANGE D'OXYGENE A L'INTERFACE AIR-MER ET EUTROPHICATION DE LA  
MER DU NORD.

Jo PODAMO,  
Laboratorium voor Ekologie en Systematiek  
VUB.

La concentration de l'eau de mer en oxygène dissous est réglée exclusivement par l'action de deux phénomènes:

- l'échange d'oxygène avec l'atmosphère, qui peut être relié à l'écart de la concentration en oxygène dissous par rapport à la saturation;
- la production ou la consommation nette d'oxygène dans la colonne d'eau, c'est à dire la différence entre la production d'oxygène par la photosynthèse et la consommation d'oxygène par la respiration du plancton et du benthos.

L'idée a été émise précédemment (Jo PODAMO, 1974) qu'un déséquilibre entre production primaire et consommation constituait une caractéristique essentielle des milieux eutrophiés. Il est donc logique de tenter d'obtenir des informations, au moins qualitatives, sur l'état d'eutrophication de la mer du Nord à partir des mesures de teneur en oxygène dissous recueillies dans le cadre du programme en 1971, 1972, 1973 d'une part, et d'un examen des facteurs régissant l'échange d'oxygène entre l'atmosphère et la mer d'autre part. Le présent rapport constitue une première tentative en ce sens.

Cinétique des échanges de gaz à l'interface air-mer.

Il a été démontré (KANWISHER, 1963; BOLIN, 1960) que, au moins en l'absence de turbulences excessives et de bulles abondantes, l'étape limitante de l'échange de gaz entre l'eau et l'atmosphère est la diffusion du gaz à travers l'épaisseur d'un film de surface non turbulent dans lequel s'établit un gradient de concentration linéaire. Dans ces conditions, le flux de gaz de l'eau vers l'atmosphère est donné par

$$F = \frac{D}{a} (C - C_s)$$

où  $D$  est le coefficient de diffusion moléculaire du gaz (env.  $2 \cdot 10^{-5} \text{cm}^2 \text{sec}^{-1}$ )

$a$  est l'épaisseur du film de surface

$C$  est la concentration en gaz dissous

$C_s$  est la concentration à saturation.

L'épaisseur du film de surface dépend étroitement des turbulences de petites dimensions dans l'eau et dans l'air, donc en dernière analyse de la vitesse du vent. Des expériences en tank réalisées par KANWISHER (1963) ont montré que l'épaisseur de la couche de surface diminue inversement au carré de la vitesse du vent, au dessus de 3 m/sec.

Les déterminations expérimentales des coefficients d'échange ou de l'épaisseur du film de surface sont rares en milieu marin. Toutefois, l'étude de la distribution verticale du  $^{222}\text{Rn}$  dans les eaux de surface (BROECKER & IENG, 1971) a permis la détermination in situ de l'épaisseur de ce film dans l'Atlantique Nord équatorial: une valeur d'environ 60  $\mu$  a été obtenue.

#### Evolution de la concentration en oxygène dissous.

En vertu de ce qui précède, l'équation d'évolution de la concentration en oxygène dissous peut s'écrire:

$$z \frac{dC}{dt} = -k(C - C_s) + \Delta P \quad \text{avec } k = \frac{D}{a}$$

où  $z$  est la profondeur de la colonne d'eau, supposée homogène,

$P$  est la production nette d'oxygène dans la colonne d'eau (par unité de surface). A cause du rythme d'éclairement, cette production nette varie périodiquement au cours d'une journée autour de sa valeur moyenne:

$$\Delta P = \overline{\Delta P} + p \cos \omega t \quad \text{avec } \omega = \frac{2\pi}{24h} = 0.26 \text{ h}^{-1}$$

Dans le cas où l'état initial est une eau saturée en oxygène, la solution de l'équation d'évolution s'écrit:

$$C - C_s = \frac{\overline{\Delta P}}{k} (1 - e^{-\frac{k}{z} t}) + \frac{p}{z\omega} \sin \omega t + \frac{kp}{z^2\omega^2} \cos \omega t.$$

Le premier terme indique le comportement général moyen de la solution: avec un temps caractéristique  $\frac{z}{k}$ , il tend à s'établir un état quasi stationnaire caractérisé par un écart à la saturation égal à  $\frac{\overline{\Delta P}}{k}$ .

Les deux termes suivants indiquent l'existence d'oscillations périodiques d'amplitude  $\frac{p}{z\omega}$  autour du comportement moyen.

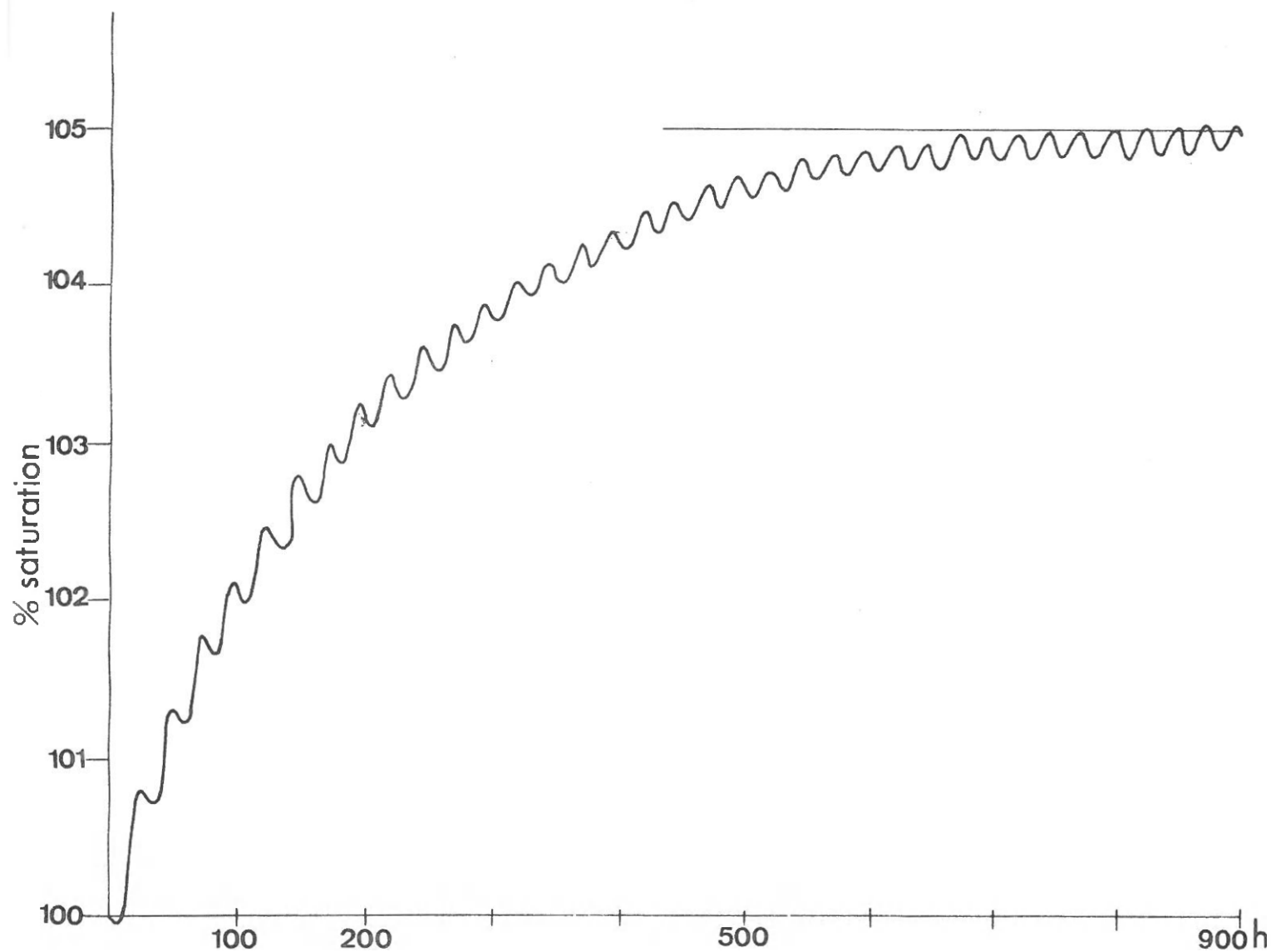
Cette solution est représentée graphiquement dans la figure 1, pour le cas numérique suivant, choisi représentatif d'une situation estivale dans une zone côtière de la mer du Nord:

$$\Delta P = 50 \text{ mgr } O_2/m^2 \cdot h$$

$$p = 75 \text{ mgr } O_2/m^2 \cdot h$$

$$z = 20 \text{ m}$$

$$k = \frac{D}{a} = \frac{2 \cdot 10^{-5} \text{ cm}^2 \text{ sec}^{-1}}{60 \mu} = 0.1 \text{ m} \cdot h^{-1}$$



Ce cas illustre le fait que dans les conditions réalisées en mer du Nord,  
 (i) l'amplitude des variations de concentrations en oxygène dissous due au  
 rythme d'éclairement journalier est très faible (et en fait non détectable);  
 (ii) il faut environ une quinzaine de jours pour que s'établisse un état sta-  
 tionnaire de sur- ou de sous-saturation. Ceci implique que l'état de sur-  
 ou de sous-saturation mesuré lors d'une croisière donnée fournit une infor-  
 mation sur la différence entre production primaire et consommation globale,  
intégrée sur une période de quelques semaines précédant la mesure.

Variations annuelles de la concentration en oxygène dissous dans les zones côtières et centrales du réseau mer du Nord.

La figure 2 représente l'allure du cycle annuel de concentration en oxygène dissous dans les zones 1 et 2 de la mer du Nord. (Fig 2a en  $\text{mg O}_2/\text{l}$ , Fig. 2b en % de saturation). Chaque point représente la moyenne par zone des mesures effectuées au cours d'une croisière. Le graphique réunit des mesures effectuées lors de trois années différentes (1971, 1972, 1973.)

On voit que d'avril à septembre, l'eau est sursaturée en oxygène dans les deux zones, mais plus particulièrement dans la zone côtière. Ceci implique que dans la zone côtière, l'effet de promotion de la production primaire par l'apport de nutriments terrigènes l'emporte largement sur l'effet d'augmentation de la consommation hétérotrophe par apport de matière organique terrigène. D'octobre à mars, au contraire, une sous-saturation en oxygène dans les deux zones montre que la consommation l'emporte sur la production primaire.

Pour aller plus loin dans ces conclusions, et en particulier pour obtenir une valeur de la "surproduction", c'est à dire de la différence entre production primaire et consommation hétérotrophe en bilan annuel, une hypothèse sur le coefficient d'échange  $k$  est nécessaire.

(i) Si l'on considère le coefficient d'échange constant tout au long du cycle annuel, la surproduction est simplement donnée par

$$S = \int_0^{1\text{an}} \Delta P \, dt = k \int_0^{1\text{an}} (C - C_s) \, dt$$

pour  $200 \mu > a > 20 \mu$  c'est à dire  $0.03 \text{ m.h}^{-1} < k < 0.3 \text{ m.h}^{-1}$

l'intégration graphique à partir de la figure 2a fournit:

zone 2:  $4.5 < S < 45 \text{ g O}_2/\text{m}^2.\text{an}$  soit  $1.5 < S < 15 \text{ g C}/\text{m}^2.\text{an}$

zone 1:  $70 < S < 700 \text{ g O}_2/\text{m}^2.\text{an}$  soit  $23 < S < 230 \text{ g C}/\text{m}^2.\text{an}$ .

(ii) l'hypothèse d'un coefficient d'échange constant tout au long de l'année est bien sûr assez peu réaliste. Une meilleure approximation serait de considérer un coefficient d'hiver (octobre à mars) et un coefficient d'été (avril-septembre) qui seraient entre eux comme les moyennes des carrés des vitesses du vent pendant ces deux périodes, conformément à ce qui a été dit dans le premier paragraphe de ce rapport.

Ceci nous amène à considérer  $k_{\text{hiv}} / k_{\text{été}} = \text{env. } 1.3$  (chiffre approximatif obtenu à partir des moyennes mensuelles des mesures de vitesse du vent à Uccle (Bull. Inst. Roy. Météorol.)). Dans le cadre de cette hypothèse, on peut conclure que la zone 2 est équilibrée en bilan annuel du point de vue production primaire et consommation totale. En effet:

