

L' Oxygène dissous

Solubilité. Degré de saturation. U.A.O.

L'oxygène dissous est, après la température et la salinité, le paramètre océanographique le mieux document . Il est depuis très longtemps mesuré par une méthode chimique simple et rapide proposée en 1888 par Winkler. Actuellement les sondes océanographiques sont équipées d'électrodes à oxygène. Mais la méthode de Winkler sert toujours de référence pour le calibrage des capteurs à oxygène.

Les teneurs doivent être exprimées en moles de O₂ par kilogramme de solution. Mais selon un usage ancien, elles sont parfois encore exprimées en mg l⁻¹ ou en ml l⁻¹. Ces millilitres correspondent au volume d'oxygène ramené à l'état gazeux et dans les conditions normales ($p = 101325$ pascal, $t = 0^\circ\text{C}$). Le volume molaire normal de O₂ gazeux étant de 22390 ml, on convertit les ml l⁻¹ en mol kg⁻¹ en divisant par le terme $22,390 \times \rho$, ρ étant la masse volumique, en kg m⁻³, de l'eau de mer considérée .

Comme c'est le cas pour tous les gaz atmosphériques, la solubilité, ou saturation, de l'oxygène varie avec la température et la salinité des eaux. Pour une eau de salinité 35, la solubilité est de 207 $\mu\text{mol-O}_2 \text{ kg}^{-1}$ à 25 C, et de 348 $\mu\text{mol-O}_2 \text{ kg}^{-1}$ à 0 C ; pour une eau douce ($S = 0$) elle est de 259 $\mu\text{mol kg}^{-1}$ à 25  C et de 457 $\mu\text{mol kg}^{-1}$ à 0 C.

La solubilité de l'oxygène peut être tirée de tables océanographiques ou calculée à partir d'algorithmes, le plus fiable étant celui de Benson & Krause (1984) :

$$\begin{aligned} \text{Ln } C^\circ = & - 135,29996 + 1,572288 \times 10^5 / T - 6,637149 \times 10^7 / T^2 \\ & + 1,243678 \times 10^{10} / T^3 - 8,621061 \times 10^{11} / T^4 \\ & - (0,020573 - 12,142 / T + 2,3631 \times 10^3 / T^2) \cdot S \end{aligned}$$

T est la température thermodynamique et S la salinité pratique. C° est en $\mu\text{mol-O}_2 \text{ kg}^{-1}$. Valeur de contrôle : pour $T = 273,15$ et $S = 35$ on doit trouver $C^\circ = 347,884225$.

Nous avons vu, avec les gaz inertes, qu'un certain nombre de phénomènes physiques pouvaient provoquer des écarts à la saturation faibles mais significatifs. Avec l'oxygène qui possède une forte réactivité biologique les écarts sont beaucoup plus grands. Les eaux superficielles sont souvent nettement sursaturées du fait de l'activité photosynthétique, tandis que les eaux sous-jacentes peuvent avoir des concentrations très faibles du fait de la consommation d'oxygène liée à la dégradation des matières organiques. Ces écarts peuvent être exprimés en *degré de saturation* qui est le rapport, en pourcentage, entre la concentration mesurée et la solubilité calculée à partir de la température et de la salinité de l'échantillon. Mais pour exprimer le déficit en oxygène des eaux profondes, les océanographes utilisent souvent le terme *utilisation apparente de l'oxygène*, ou *U.A.O.* (en anglais *apparent oxygen utilization* ou *A.O.U.*) qui est la différence entre la solubilité de l'oxygène déduite de la température et de la salinité de l'échantillon et la concentration réelle. L'*U.A.O.* est censée représenter la consommation biologique d'oxygène qui a eu lieu depuis le moment où les eaux ont quitté la surface. Le qualificatif d'*apparent* souligne le fait que l'*U.A.O.* ne correspond pas exactement à l'utilisation biologique puisque des processus purement physiques peuvent provoquer de légers écarts à la saturation.

Répartition verticale de l'oxygène dans les lacs : 2 exemples

La Figure 1 présente les profils verticaux d'oxygène obtenus à trois périodes de l'année dans le lac de Nantua. Il s'agit d'un lac *eutrophe* ( tymologiquement bien nourri) vers lequel sont drainées d'abondantes substances nutritives (phosphates et nitrates). En fin d'hiver (02.03.71) les eaux sont soumises à des brassages verticaux et sont presque homogènes. La température étant d'à peu près 3,7  C et la teneur en oxygène de 330 $\mu\text{mol kg}^{-1}$, le degré de saturation est de 80 %. Au retour de la belle saison (01.06.71) les mouvements verticaux sont stoppés. La production photosynthétique devient très forte grâce à la richesse des eaux en éléments fertilisants, mais limitée à une faible épaisseur à cause de la turbidité des eaux qui s'oppose à la pénétration de la lumière. Dans la zone 0-10 m l'oxygène est produit plus rapidement qu'il n'est transféré d'une part vers les couches profondes, d'autre part vers l'atmosphère. D'où une teneur en oxygène de 460 $\mu\text{mol kg}^{-1}$ sous la surface et, compte tenu de la température sub-superficielle de 14,6  C, un degré de saturation de 144 %. Les matières organiques produites en abondance sédimentent et se décomposent en profondeur en consommant le stock d'oxygène constitué pendant l'hiver. Production superficielle excessive et décomposition en profondeur se poursuivent durant la belle saison et, en automne (02.11.71), les teneurs en oxygène deviennent très faibles.

  proximité du fond, où en toutes saisons on observe une diminution nette de la teneur en oxygène due à l'accumulation des sédiments organiques, les concentrations deviennent nulles. Mais le prochain brassage hivernal permettra la reconstitution du stock d'oxygène. Le lac respire au rythme des saisons. Toutefois, si des mesures énergiques n'avaient pas été prises, à partir des années 1970, pour améliorer la qualité des eaux et enrayer le processus d'eutrophisation, l'aggravation de la tendance observée aurait conduit à la formation d'un milieu en permanence anoxique, tel qu'un marécage, milieu dans lequel interviennent des processus de décomposition anaérobie.

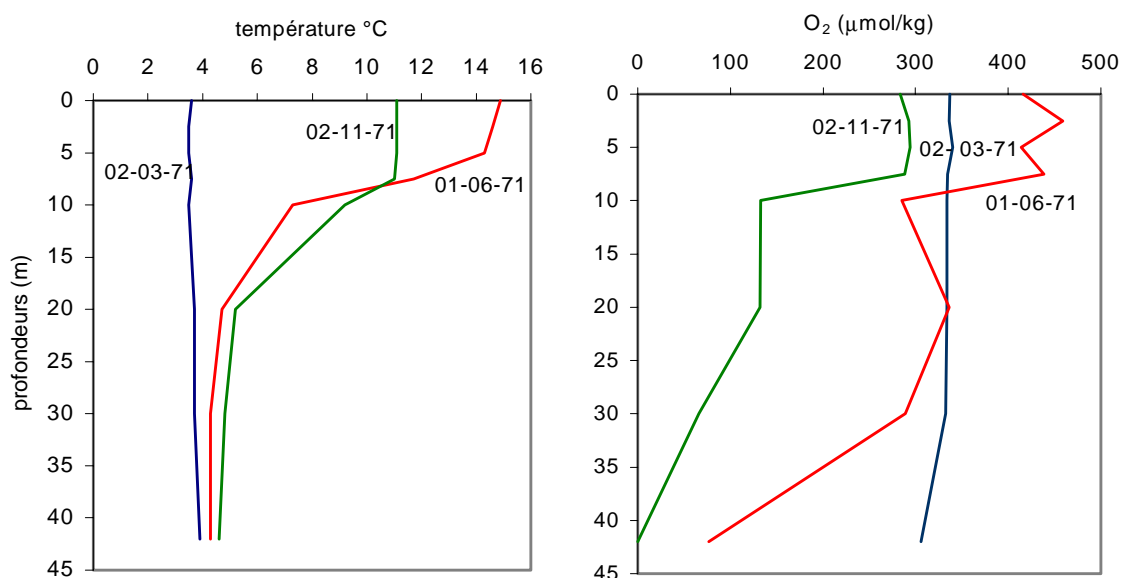


FIG. 1 – Répartition verticale de la température et de l'oxygène dans le lac de Nantua (Ain)   3 périodes de l'année 1971, d'après des données de l'INRA (1985).

Grâce à son volume important (89 km^3), et au renouvellement des eaux par le Rhône, le lac Léman est un lac *mésotrophe* (moyennement nourri). Comme le montre la fig. 2, on observe au cours de l'année des fluctuations dans la répartition verticale de O_2 , mais les concentrations n'apparaissent jamais faibles (le profil du 20-05-86 révèle une concentration très élevée en surface, correspondant à une saturation de près de 190 %).

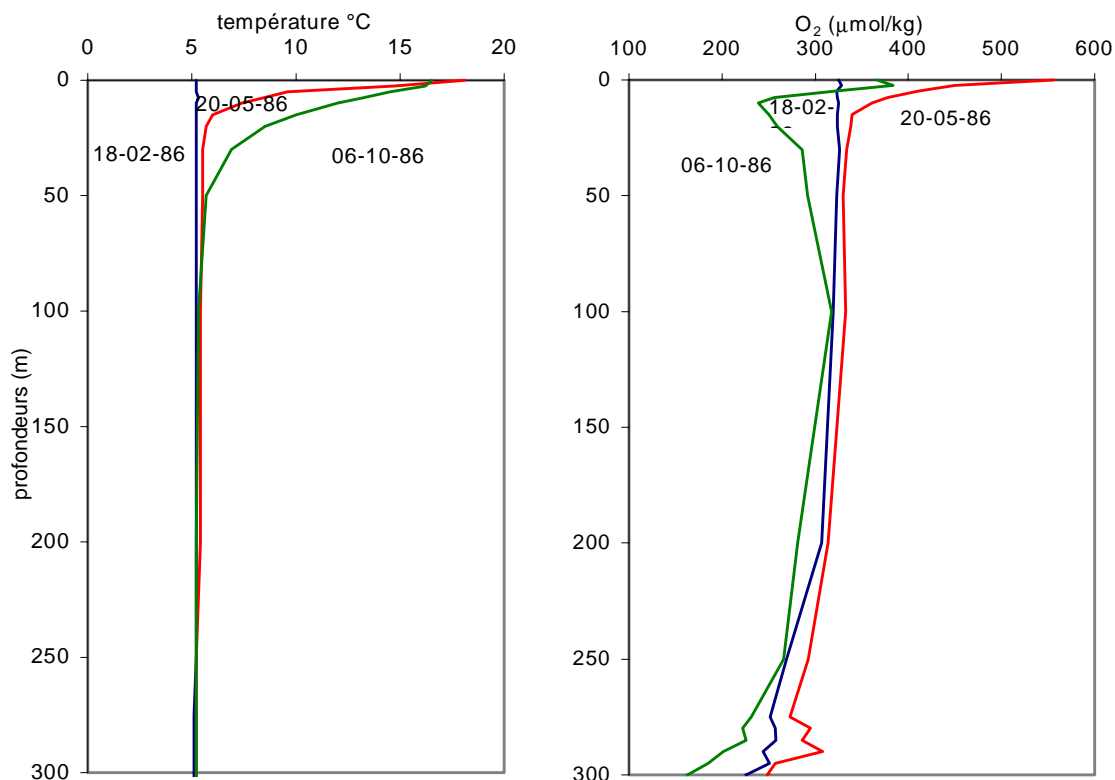


FIG. 2 – Répartition verticale de la température et de l'oxygène dans le lac Léman, à 3 périodes de l'année 1986, d'après des données de Blanc, Corvi & Rapin (1986).

Répartition de l'oxygène dissous dans l'océan

L'océan dans son ensemble a un régime *oligotrophe*. La photosynthèse y est presque toujours limitée par la faible disponibilité des substances nutritives. Par contre, elle est active jusqu'à 60 m de profondeur et même jusqu'à 100 m pour les eaux les plus limpides. C'est la couche euphotique. La couche superficielle mélangée (*mixed layer*) a généralement une épaisseur bien moindre (voir Fig. 3). Étant au contact de l'atmosphère elle est sensiblement saturée. Son contenu en oxygène dépend essentiellement de la température : il varie entre $350 \mu\text{mol kg}^{-1}$ aux hautes latitudes et $200 \mu\text{mol kg}^{-1}$ au voisinage de l'équateur. En un lieu donné les concentrations en oxygène évoluent au rythme des fluctuations saisonnières de la température. Toutefois, les eaux superficielles apparaissent sursaturées pendant la période de réchauffement estival tandis qu'elles ne présentent pas de sous-saturations équivalentes durant la période de refroidissement. Les eaux superficielles sont donc, *en moyenne*, légèrement sursaturées, cet effet, étant particulièrement marqué aux latitudes moyennes où l'amplitude des variations saisonnières de la température superficielle est forte.

En été, aux latitudes moyennes et tout au long de l'année, dans les régions tropicales, on observe souvent un maximum d'oxygène au niveau de la thermocline (Fig. 3). La barrière de densité liée à la thermocline s'oppose à la remontée des sels nutritifs de la zone profonde vers la zone superficielle qui devient très peu productive. Les conditions d'un compromis entre éclaircissement suffisant et disponibilité des nutriments se trouvent réalisées à proximité de la thermocline d'où abondance du phytoplancton à ce niveau et accumulation d'oxygène produit par la photosynthèse.

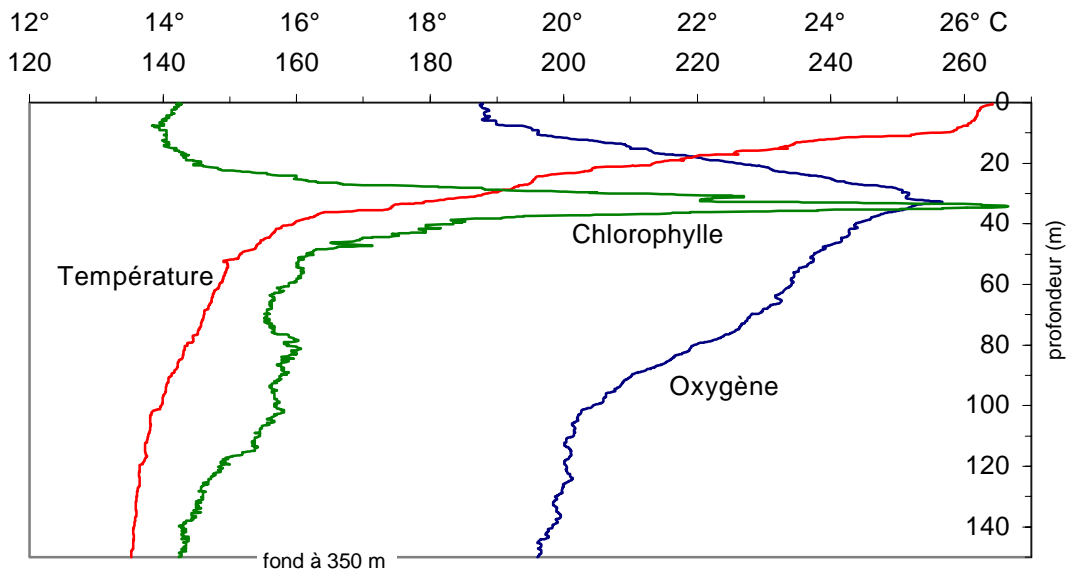


FIG. 3 – Profils verticaux de la température, de l'oxygène et de la fluorescence *in vivo* de la chlorophylle observés le 29 août 2001, en Méditerranée, à la sortie de la rade de Villefranche (Alpes Maritimes). L'échelle de températures (en rouge) est en  C, celle de l'oxygène (en bleu) est en $\mu\text{mol/kg}$. La fluorescence (en vert) est en unité arbitraire. Ces profils, relevés à l'aide d'une sonde CTD équipée d'un capteur à O_2 et d'un fluorimètre, comportent une mesure tous les 9 cm environ. On peut ainsi observer avec une excellente précision la position des pics de chlorophylle et d'oxygène qui sont situés ici à 35 m de profondeur.

L'océan contient une forte réserve d'oxygène. La solubilité de l'oxygène dans l'eau à $t = 4^\circ\text{C}$ et $S = 35$ étant de $315 \mu\text{mol kg}^{-1}$, une colonne d'eau de 1 m^2 de base ayant pour hauteur la profondeur moyenne des océans, soit 3800 m, peut contenir à saturation 1200 moles de O_2 . D'autre part, la production océanique moyenne est faible, à peu près $6 \text{ mol m}^{-2} \text{ an}^{-1}$ de carbone organique, et l'on admet qu'environ 20 % de cette production n'est pas recyclée en surface et sédimente vers la profondeur. Sachant que l'oxydation d'une mole de carbone organique utilise 1,3 mole de O_2 – voir le *modèle de Redfield* – la consommation de O_2 en profondeur est d'environ $1,5 \text{ mol m}^{-2} \text{ an}^{-1}$. Si cette colonne d'eau était isolée, 800 ans s'écouleraient avant qu'elle ne devienne compl tement anoxique. Bien évidemment cet  v nement ne se produira pas car le surplus d'oxygène produit par la photosynthèse de surface est, directement, ou via l'atmosphère, réinjecté dans la circulation profonde. Mais cette durée de 800 ans permet de prévoir qu'en un lieu déterminé, les fluctuations saisonnières de la pluie de matières organiques n'auront guère d'effet sur la teneur en oxygène des eaux profondes.

En certaines zones qui sont, à la saison froide, le si ge de convections verticales de grande amplitude (mer de Norvège, mer du Labrador, périphérie du continent Antarctique), les eaux sont homogènes et riches en oxygène à toutes profondeurs. Partout ailleurs, seule la couche mélangée peut échanger rapidement de l'oxygène avec l'atmosphère locale. Les eaux sous-jacentes sont presque compl tement isolées. Leurs concentrations en oxygène résultent donc d'un équilibre entre la consommation de O₂ due à la décomposition des déchets organiques en provenance de la surface, et la "ventilation" qui se fait grâce à la circulation océanique horizontale à grande échelle.

Comme le montre la fig. 4, les eaux profondes formées dans la partie arctique de l'Océan Atlantique sont, à leur point d'origine, riches en oxygène (U.A.O. < 1,2 ml l⁻¹). Au cours de leur progression nord-sud à travers l'Atlantique leur U.A.O. augmente sous l'effet des charges organiques qu'elles reçoivent. En débouchant dans l'Océan Austral, elles se trouvent entraînées par la dérive générale d'ouest en est de cet océan et sont renforcées par des eaux riches en oxygène qui plongent à la périphérie du continent Antarctique. Les eaux se répandent ensuite sur le fond des océans Indien et Pacifique où l'appauvrissement en oxygène se poursuit. Par conséquent c'est dans les eaux profondes les plus éloignées des zones sources, c'est-à-dire dans les parties Nord des océans Indien et Pacifique, que les concentrations en oxygène sont les plus faibles (U.A.O. > 5 ml l⁻¹).

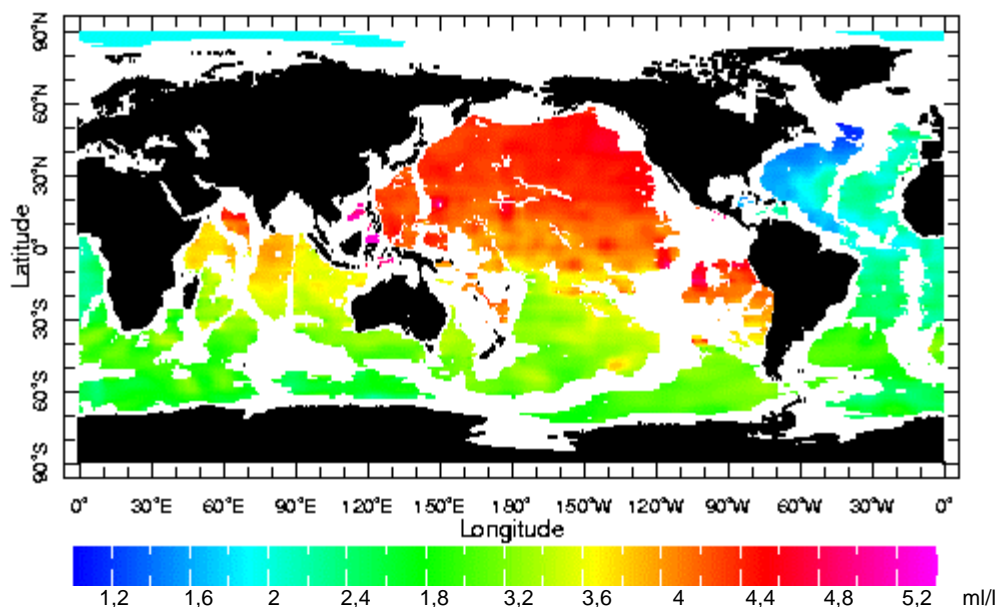


FIG. 4 – Utilisation apparente de l'oxygène à 4000 m de profondeur d'après l'Atlas de Levitus 1994. L'échelle de l'U.A.O. est en ml l⁻¹. 1 ml l⁻¹   43,5  mol kg⁻¹. <http://ingrid.ldgo.columbia.edu/>

Une logique identique prévaut pour les eaux intermédiaires, mais celles-ci sont toujours plus pauvres en oxygène que les eaux profondes qu'elles surmontent. Cette d ficiency en oxygène doit être attribuée d'une part au fait qu'une bonne partie des débris organiques produits dans la couche superficielle se décomposent en traversant les couches intermédiaires, tandis que les eaux profondes ne recueillent qu'une faible partie de cette pluie organique ; d'autre part au fait que les eaux intermédiaires, circulent moins vite que les eaux profondes et sont donc moins rapidement renouvelées. Ceci explique que presque partout les profils verticaux en oxygène présentent un minimum bien marqué qui se situe entre 500 et 1000 m (Fig. 5).

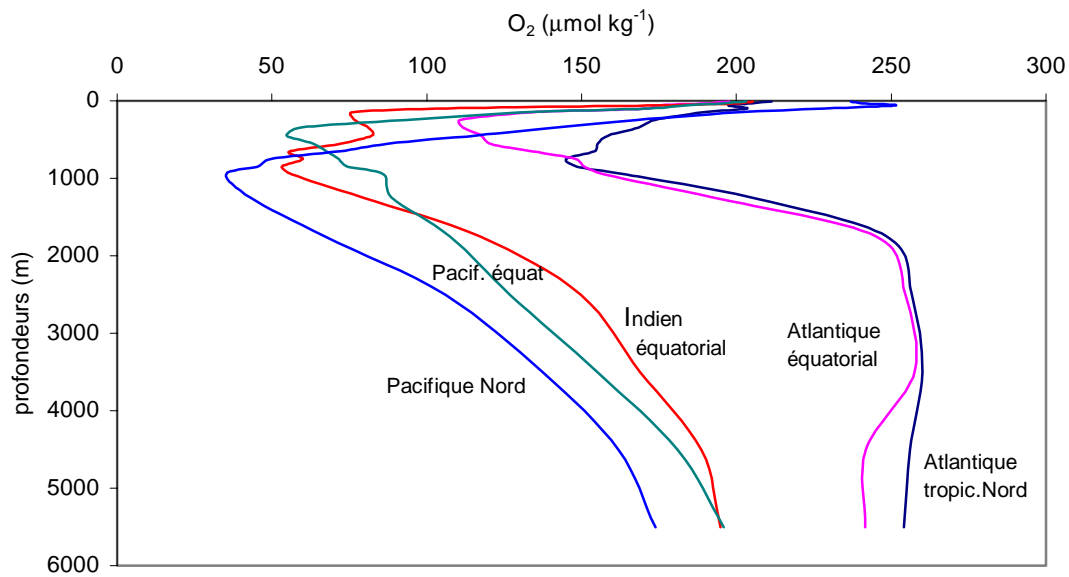


FIG.5 – Profils verticaux types en O_2 dans différentes régions o c aniques (en $\mu\text{mol kg}^{-1}$).
D'après les données GEOSECS (Takahashi *et al.*, 1981)

De vastes noyaux d'eaux stagnantes, dont la formation est liée au fonctionnement des grands *upwellings* pacifiques (Californie, Pérou) et atlantiques (Mauritanie, Angola) ou au blocage de la circulation au fond de la Mer d'Arabie, du Golfe du Bengale, et en Mer Noire, sont proches de l'anoxie (voir fig. 6). Ces minimums s'observent à partir de 100 m de profondeur et s'étendent jusqu'à 800 m environ.



FIG. 6 – Extension des masses d'eau anoxiques de l'O an mondial. Au large de la Californie et du Pérou, en Mer d'Arabie, dans le golfe du Bengale et en Mer Noire, les pourcentages de saturation vont à 5 % à 0 %. Au large de la Mauritanie et de l'Angola, l'anoxie est moins sévère.