

| | |
|--|----|
| 2. Propriétés physique de l'eau de mer..... | 16 |
| 2.1. La température T..... | 17 |
| 2.2. La salinité S..... | 18 |
| 2.3. La masse volumique ρ | 18 |
| 3. L'observation de l'océan | 19 |
| 3.1. Observations hydrologiques..... | 19 |
| 3.2. Mesures courantologiques eulériennes..... | 20 |
| 3.3. Mesures courantologiques lagrangiennes..... | 20 |
| 3.4. Observations par satellites..... | 21 |

2. Propriétés physique de l'eau de mer

Trois paramètres fondamentaux caractérisent l'océan: la température, la salinité et la pression (due à la profondeur).

La **température** de surface de l'océan est chaude (jusqu'à 30 °C) en zones tropicales et se refroidit (jusqu'à - 2 °C) à mesure que la latitude augmente.

La **salinité** varie peu : 50% de l'eau de mer a une salinité comprise entre 34,6 et 34,7. En surface, les eaux sont plus salées dans les zones tropicales (jusqu'à 37‰) et moins salées aux hautes latitudes (environ 33 ‰). La salinité de l'océan Atlantique est, en moyenne, nettement plus élevée que celle de l'océan Pacifique.

La **pression** augmente de 10^5 Pa (1 atmosphère = $1.013 \cdot 10^5$ Pa ; 1 bar = 10^5 Pa) tous les dix mètres (la conséquence directe de la masse volumique de l'eau de mer).

Les variations horizontales des propriétés de l'eau sont beaucoup plus faibles que les variations verticales. Les variations horizontales sont essentiellement fonction de la latitude (variation zonale):

- la zone équatoriale, de part et d'autre de l'équateur,
- les zones tropicales, au voisinage des tropiques (23,5° Nord ou Sud),
- les zones subtropicales, aux latitudes supérieures à celles des tropiques,
- les grandes latitudes,
- les zones polaires.

Les zones équatoriales et tropicales sont parfois regroupées sous l'appellation faibles latitudes. Les mécanismes qui modifient la température ou la salinité de l'eau en un lieu sont :

- le rayonnement solaire,
- l'évaporation et les précipitations (et, très localement, l'apport des fleuves),
- les mouvements d'eau.

Les deux premiers mécanismes n'agissent qu'à la surface des océans ; seuls les mouvements d'eau influent sur les caractéristiques de l'eau en profondeur.

Les valeurs de température et de salinité qui s'écartent le plus des moyennes sont obtenues à la surface.

L'océan est stratifié de manière stable, cad qu'il est constitué de couches horizontales successives de caractéristiques différentes. Evidemment, leurs masses volumiques augmentent avec la profondeur.

2.1. La température T

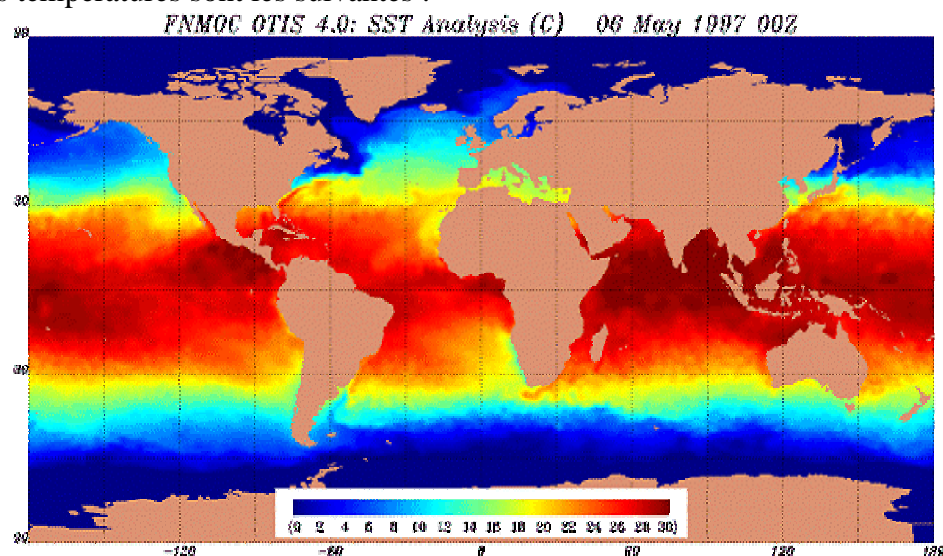
L'océan est chauffé en surface par le rayonnement solaire mais celui-ci n'y pénètre pas profondément. Cela induit une stratification thermique particulièrement forte de la couche de surface.

La température des eaux océaniques décroît donc fortement avec la profondeur. L'eau profonde est froide et relativement homogène : à titre d'exemple, 47 % de l'eau de l'Atlantique a une température comprise entre 2 et 4 °C.

Les fortes variations (verticales et horizontales) de la température sont observées dans la couche supérieure de l'océan.

Le long de certaines côtes Est des océans, on peut observer localement des températures très faibles, dues à un phénomène de remontée d'eau froide provenant d'une profondeur de quelques centaines de mètres. Ce phénomène, baptisé « upwelling », est abordé dans la suite du cours.

En surface, les températures sont les suivantes :



La température de l'océan (loin des côtes) décroît régulièrement de 28°C près de l'équateur, à presque -2°C aux hautes latitudes. Cette distribution correspond assez bien à la distribution de rayonnement solaire à la surface.

Les variations annuelles de la température de surface sont relativement faibles, de l'ordre de 2°C à l'équateur, 8°C à 40° de latitude, quasi-nulles dans les régions polaires. Près des côtes, on peut observer des variations de l'ordre de 15°C. Ces variations sont essentiellement dues aux variations saisonnières du rayonnement solaire à la surface, elles sont plus importantes près des grandes masses continentales de l'hémisphère nord. Les variations journalières de la température de surface sont, au large, inférieures à 0,3°C ; elles peuvent atteindre 2 à 3°C en eau très peu profonde.

Les fortes variations (verticales et horizontales) de la température sont observées dans la couche supérieure de l'océan.

En général, on met en évidence trois couches différentes dans l'océan :

- la couche de surface (ou couche de mélange) de 50 à 200 m d'épaisseur où les températures sont à peu près celle de la surface,

- la couche **thermocline** de 200 à 1000 m d'épaisseur, dans laquelle la température décroît rapidement avec la profondeur (sauf aux grandes latitudes où la température de surface est voisine de celle du fond). L'importance de la couche thermocline varie en fonction de la latitude, mais aussi en fonction des saisons, on peut avoir une thermocline permanente ou saisonnière ou pas de thermocline du tout.

- la zone profonde, qui s'étend jusqu'au fond, caractérisée par des températures faibles et homogènes. En effet, au delà de 1000 m de profondeur, la température est relativement homogène.

2.2. La salinité S

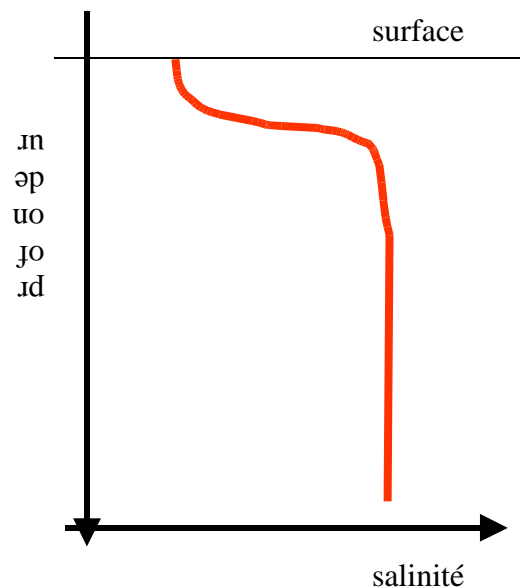
L'océan contient en moyenne 35 grammes de sel par kilogramme d'eau de mer. Si on considère le volume total de l'océan (1370 millions de km^3) cela représente 48 millions de milliards de tonnes de sel, soit 95 tonnes par m^2 sur le globe entier, ou 320 tonnes par m^2 sur les parties émergées.

La présence de sel dans l'eau modifie certaines propriétés (densité, compressibilité, point de congélation, température du maximum de densité). D'autres propriétés (viscosité, absorption de la lumière) ne sont pas influencées de manière significative. Enfin, certaines sont essentiellement déterminées par la quantité de sel dans l'eau (conductivité, pression osmotique).

Définition théorique : *La salinité est la quantité totale des résidus solides (en grammes) contenu dans 1 kg d'eau de mer, quand tous les carbonates ont été transformés en oxydes, le brome et l'iode remplacé par le chlore et que toute la matière organique a été oxydée.*

Depuis l'introduction de l'échelle pratique de salinité, la salinité n'est plus définie comme un rapport de masse et s'exprime sans unité (comme, par exemple, le PH).

La salinité augmente avec la profondeur. La zone de fort gradient vertical est appelée **l'halocline**.



2.3. La masse volumique ρ

C'est un paramètre fondamental pour l'étude dynamique des océans. De faibles variations horizontales de masse volumique (par exemple, causées par des différences de rayonnement solaire ou des apports d'eau douce) peuvent produire des courants importants.

Elle dépend de la salinité S , de la température T et de la pression p . La relation $\rho(S, T, p)$ est **l'équation d'état de l'eau de mer**. Cette relation empirique est le résultat de nombreuses études en laboratoire. La première équation établie en 1902 par Knudsen et Ekman est aujourd'hui remplacée par "l'Equation d'Etat Internationale" (1980).

Elle varie dans tout l'océan entre 1020 kg/m^3 et 1070 kg/m^3 et augmente avec la profondeur. Sur la verticale, la zone de fort gradient est appelée **pycnocline**. Les variations de température, de salinité et de pression induisent des variations de densité : si l'on refroidit une eau de 5°C , on crée une augmentation de densité identique à celle que l'on obtient par une augmentation de salinité de 1 ‰ ou par un enfoncement de deux cents mètres.

Sous l'effet de la pesanteur, l'océan est **stratifié** de façon stable : sa masse volumique augmente avec la profondeur, les eaux les plus denses se trouvant toujours au fond.

La comparaison des densités de deux masses d'eau n'a de sens que si on considère ces deux masses d'eau à la même profondeur (et donc à la même pression). On utilise donc fréquemment la densité à la pression atmosphérique. Cela ne signifie pas que les effets de la pression sur la densité soient négligeables

3. L'observation de l'océan

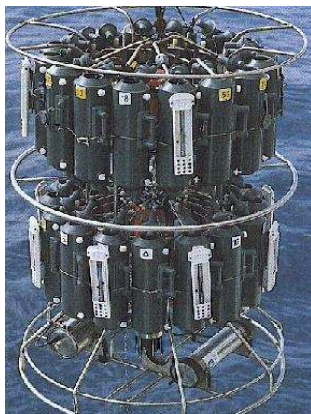
- Observations in situ
 - » Ponctuelles: en temps, en espace
 - » Continues: en temps, en espace
- Observations par satellites
- Mesures hydrologiques, courantologiques, biogéochimiques, ...

3.1. Observations hydrologiques

Ce sont des mesures ponctuelles ou continues. Elles concernent les mesures de température et de la conductivité. On peut en déduire la salinité.

La sonde classique océanographique est appelée la CTD (Conductivity Temperature Depth). Elle permet de mesurer la conductivité, la température, et la pression dont est déduite la profondeur.

La CTD peut être installée sur une bathysonde pour effectuer, à une station, des mesures en continu en fonction de la profondeur. Elle peut équiper un mouillage, un profileur ondulé, des flotteurs lagrangiens, gliders, AUVs,



Une rosette est un ensemble de bouteilles de prélèvement montés sur un châssis permettant de prélever à différentes profondeurs de l'eau de mer pour en mesurer les caractéristiques ($T^\circ\text{C}$, Salinité, pH, sels nutritifs, ...).

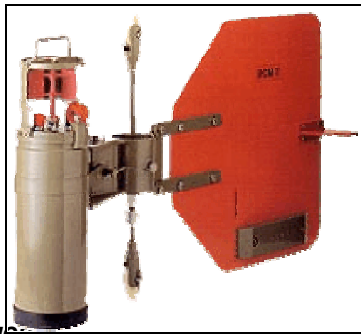
La sonde CTD (plus d'autres instrument éventuellement) sont installés sous la rosette.

Une sonde XBT (eXpandable BathyThermograph) est une sonde perdable qui mesure un profil de température sur la verticale.

3.2. Mesures courantologiques eulériennes

Les instruments mesurent la vitesse et la direction du courant en un point donné fixe. On distingue deux types d'instruments : les courantomètres à rotor et les courantomètres à effet doppler.

- courantomètre à rotor : mesure le courant en un point donné de la verticale à partir de la vitesse de rotation du rotor et de l'angle de la gouverne
- courantomètre à effet doppler ou ADCP (Acoustic Current Doppler Profiler): mesure les courants en différentes couches sur la verticale, à partir du décalage en fréquence des signaux acoustiques rétrodiffusés par les particules en suspension suivant passivement les courants marins.

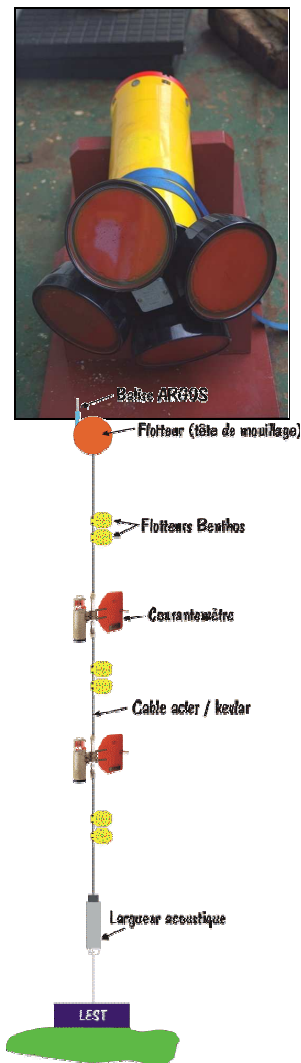


Les mouillages

Pour mesurer les courants en un point sur une grande période, on met en place des lignes de mouillages.

Celles-ci sont équipées de courantomètres, de flottabilités, de largeurs acoustiques. Il s'agit en général de mouillages sub-surfaces, c'est à dire, que rien n'apparaît à la surface des océans: ils sont ancrés sur le fond par l'intermédiaire d'un lest et maintenus verticaux grâce à des flottabilités réparties sur la ligne (acier ou kevlar) à différentes profondeurs.

Schéma d'une ligne de mouillage >



3.3. Mesures courantologiques lagrangiennes

Mesure du déplacement d'une « particule de fluide » en fonction du temps et déduction de la vitesse

•Bouées dérivantes:

»leur trajectoire fournit le champ des courants à la surface.

•Flotteurs (sub-surface):

»permettent l'étude des masses d'eau profondes sur une grande période

»dérivent à une profondeur ou à un niveau de masse volumique constante

- »peuvent être programmées pour effectuer des profils à intervalles réguliers
- »peuvent être équipées de thermistance (et autres)

3.4. Observations par satellites

Les satellites d'observation de la Terre fournissent en quelques jours des données homogènes sur la totalité de la surface du globe, données renouvelées en permanence. Ils permettent en particulier l'observation des hautes latitudes pour lesquelles peu de données in situ existent.

On peut réaliser depuis l'espace une grande diversité de mesures :

- la température de la surface océanique (satellites météorologiques : NOAA par exemple);
- la vitesse et la direction du vent (satellites ERS par exemple);
- la hauteur et la direction des vagues et de la houle (satellites ERS également);
- le niveau de la mer et sa topographie dynamique de surface (satellite Topex-Poséidon);
- l'étendue de la glace de mer (satellites météorologiques et satellites radar);
- la productivité primaire de l'océan, etc...

La topographie dynamique des océans est l'écart entre la surface moyenne des océans connus grâce à l'altimétrie satellitaire et le géoïde. Le géoïde est la forme qu'adopterait la surface des océans en l'absence de toute perturbation. Il est irrégulier et bosselé et reflète les variations de gravité. La topographie dynamique des océans est due à la circulation océanique moyenne.

Des instruments variés sont utilisés : des radiomètres mesurant le rayonnement de l'océan dans toutes les longueurs d'onde (de la lumière visible au rayonnement infrarouge et aux ondes radio) aux radars visant l'océan à la verticale ou latéralement.

Il n'est pourtant pas encore possible de remplacer les campagnes océanographiques par des satellites :

- beaucoup des mesures depuis l'espace ne concernent que la surface de l'océan
- il est nécessaire de calibrer les données par comparaison avec des mesures in-situ.