

<u>4. Actions sur l'océan</u>	22
<u>4.1. Influence de la rotation terrestre</u>	22
<u>4.2. Influence des astres</u>	23
<u>4.3. Influence du vent et échange avec l'atmosphère</u>	29
<u>4.4. Influence de la masse volumique</u>	32
<u>4.4.1 Convection profonde des eaux polaires</u>	32
<u>5. Equations de l'hydrodynamique</u>	34
<u>5.1. Equations d'Euler</u>	35
<u>5.2. Forces agissant sur le milieu marin</u>	35
<u>5.3. Equations de Navier-Stokes</u>	35
<u>5.4. Equations de l'hydrodynamique</u>	36
<u>5.5. Simplifications</u>	36

## 4. Actions sur l'océan

### 4.1. Influence de la rotation terrestre

#### 4.1.1 Définition

La direction des courants océaniques est directement influencée par la rotation de la Terre, plus précisément, par la force de Coriolis qui tend à dévier les courants marins vers sa droite dans l'hémisphère Nord, et vers sa gauche dans l'hémisphère Sud (du nom du mathématicien français Gaspard Coriolis, 1792-1843).

#### 4.1.2 Expression de $F_c$

Un repère galiléen est un repère dans lequel le principe fondamental de la dynamique est valable (somme des forces =  $m \cdot \text{accélération}$ ). Il a pour origine le centre de la Terre et pour axes 3 étoiles lointaines. Le mouvement le plus important des référentiels liés à la Terre par rapport à un référentiel de Galilée est la rotation terrestre autour de son axe. On ne peut pas considérer un tel repère comme galiléen sauf si on introduit une accélération complémentaire ou accélération de Coriolis grâce à la loi de composition des vitesses et des accélérations.

Soit  $R$  un repère fixe, dit "absolu" et soit  $R'$  un repère mobile par rapport à  $R$ , entraîné dans  $R$  à la vitesse "d'entraînement"  $V_e$  c'est la vitesse de rotation terrestre. Soit  $M$  un point mobile dans  $R'$ . Soient donc  $V_r$  la vitesse de  $M$  dans  $R'$  (vitesse "relative") et  $V_a$  la vitesse de  $M$  dans  $R$  (vitesse "absolue"). On a :  $V_a = V_e + V_r$ ,

soit encore : Vitesse de  $M$  dans  $R$  = Vitesse de  $R'$  dans  $R$  + Vitesse de  $M$  dans  $R'$

En dérivant encore cette relation par rapport au temps on obtient la loi de composition des accélérations, dans laquelle apparaît cette fois une **accélération complémentaire** ou **accélération de Coriolis** :, soit :

$$\text{Accél. absolue} = \text{Accél. d'entraînement} + \text{Accél. relative} + \text{ACCEL. DE CORIOLIS}$$

$$\Gamma_a = \Gamma_e + \Gamma_r + \Gamma_c$$

$$\Gamma_a = \omega * (\omega * T M) + \Gamma_r + \Gamma_c$$

Cette accélération s'écrit :  $2\omega \wedge V_r$  avec  $\omega$  le vecteur rotation terrestre.

La Terre tourne vers l'est autour de l'axe de ses pôles. Elle effectue un tour complet ( $2\pi$  radians) en un jour sidéral, soit **86164** secondes (et non  $24 \times 3600s = 86400s$ ). On a donc :  $\omega=0,729 \times 10^{-4}$  rad/s.

Soit  $u$ ,  $v$ , et  $w$  les composantes selon  $O'x'$ ,  $O'y'$  et  $O'z'$  de la vitesse relative de  $M$  dans  $R'$ .

Soient les composantes du vecteur rotation  $\omega$  sur ces mêmes axes :

0 selon  $O'x'$ ,  $\omega \cos \phi$  selon  $O'y'$  et  $\omega \sin \phi$  selon  $O'z'$ .

On obtient l'expression des composantes de la « Force » de Coriolis sur les axes liés à la Terre :

**sur  $O'x'$  (vers l'Est) :**  $+ 2 \omega v \sin \phi - 2 \omega w \cos \phi$

**sur  $O'y'$  (vers le Nord) :**  $- 2 \omega u \sin \phi$

**sur  $O'z'$  (vers le zénith) :**  $+ 2 \omega u \cos \phi$  (composante verticale)

Les valeurs numériques montrent que la composante verticale (selon  $O'z'$ ) de la "Force" de Coriolis est négligeable devant la pesanteur. On peut en outre négliger généralement les vitesses verticales ( $w$ ) devant les vitesses horizontales ( $u$  et  $v$ ) de telle sorte que les composantes de la "force" de Coriolis s'écrivent simplement :

**sur  $O'x'$  (vers l'Est) :**  $+ 2 \omega v \sin \phi$

**sur  $O'y'$  (vers le Nord) :**  $- 2 \omega u \sin \phi$

**sur  $O'z'$  (vers le zénith) :** 0

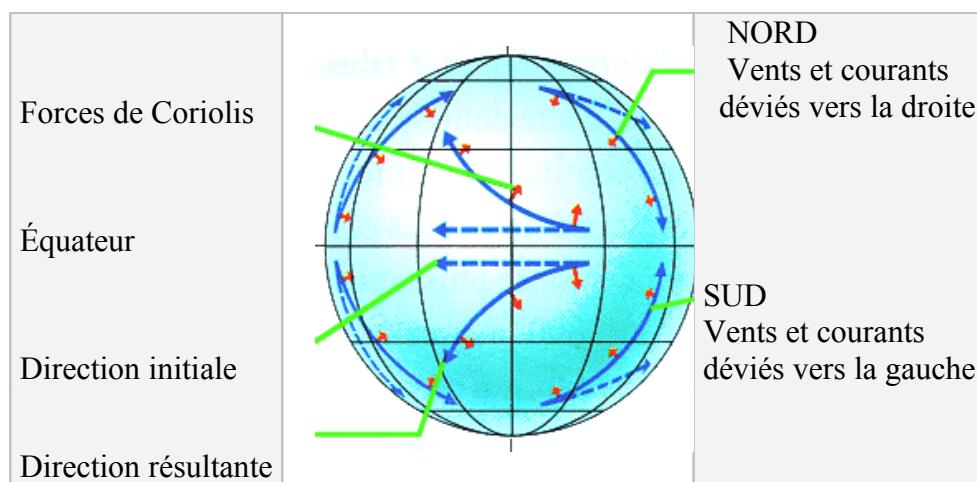
On pose souvent  $f = 2\omega \sin \phi$ .  $f$  est appelé **facteur de Coriolis**.

#### 4.1.3 Effets

Tout objet qui se dirige vers les pôles est, à cause de la force de Coriolis, entraîné vers l'est. Ces effets sont peu sensibles à l'échelle de l'homme (frottement et résistance de l'air) mais très nets à l'échelle de la terre, et donc à l'échelle des courants et des vents.

Un corps (courant marin) qui se déplace de façon rectiligne sur la surface d'un objet en rotation (la Terre) subit une force perpendiculaire à la vitesse de déplacement : la force de Coriolis. Cette force dévie les mouvements vers la droite dans l'hémisphère nord et vers la gauche dans l'hémisphère sud. Cette force est maximale aux pôles et nulle à l'équateur.

Elle est proportionnelle à la vitesse de déplacement. Pour la quantifier, on utilise plutôt le paramètre de Coriolis



#### 4.2. Influence des astres

##### 4.2.1 Définition de la marée océanique

La marée *océanique d'origine astronomique* est la variation du niveau de la mer due à l'action gravitationnelle de la Lune et du Soleil, dont les mouvements peuvent être calculés avec précision sur des périodes de plusieurs centaines, voire de plusieurs milliers d'années.

Les surcôtes (différences positives) et décôtes (différence négative), différence entre les hauteurs d'eau observées et la marée prédictive, ne font pas partie de la marée et sont causées essentiellement par la météorologie, une dépression provoquant un effet de surcôtes et un anticyclone provoquant un effet de décôte.

Il existe d'autres types de marées que les marées océaniques (aux mêmes rythmes et aussi générées par le mouvement des astres):

- les *marées atmosphériques* : déplacements ondulatoires des masses d'air de notre atmosphère
- les *marées terrestres* : déformations périodiques de la croûte terrestre.

Sinon, il existe d'autres « ondulations » qui ne sont pas d'origine astronomique :

- Les *seiches* apparaissant dans des bassins de géométrie particulière et générées par le vent ou les variations de pression atmosphérique qui engendrent des oscillations de la surface (ce phénomène a souvent lieu dans des lacs).
- La *marée radiationnelle* provenant de la dilatation des eaux de surface des océans due aux alternances jour/nuit cycliques qui réchauffent ou refroidissent l'eau.
- Les *marées météorologiques* créées par les variations périodiques de vents alternatifs (tels la mousson ou les vents solaires) ou par les variations de pression atmosphérique.

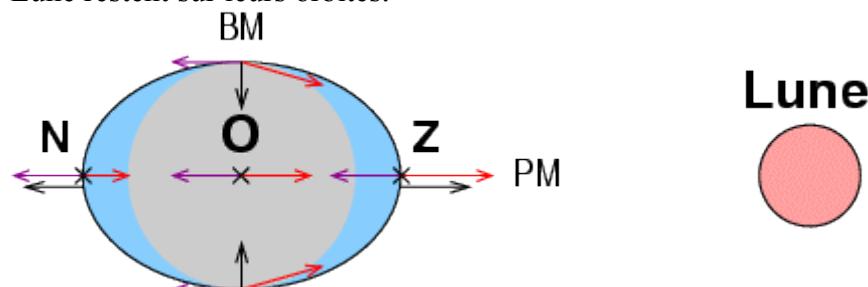
#### 4.2.2 Origine de la marée

On considère, en première approximation, que seuls la Lune et le Soleil ont une influence sur la Terre (le Soleil a une très grande masse et la Lune est proche de la Terre), les autres planètes ou étoiles entourant la Terre étant trop éloignées ou de masses trop faibles pour être prises en considération.

Si on se concentre sur un seul de ces deux corps (ex, la Lune), les océans sont alors soumis à deux forces opposées :

1. attraction gravitationnelle - l'intensité de l'attraction gravitationnelle est variable car son intensité dépend de la distance à la Lune ; plus un point est proche de la Lune, plus l'attraction est forte.
2. force centrifuge - la force centrifuge s'oppose à l'attraction gravitationnelle et maintient chaque planète en équilibre sur son orbite. Cette force est constante en tous les points du globe et dirigée dans le sens opposé à l'astre attracteur.

Ces deux forces se compensent exactement au centre de la Terre de sorte que la Terre et la Lune restent sur leurs orbites.



La résultante des deux forces (en noir) dépend donc de la position sur la Terre, elle est :

- nulle au centre de la Terre (point O)
- dirigée vers la Lune au zénith (point Z)
- dirigée à l'opposée de la Lune au nadir (point N)

- dirigée plus ou moins vers le centre de la Terre pour les points situés perpendiculairement à l'axe ZN.

Lorsque la force résultante est dirigée vers le centre de la Terre, la surface des océans a tendance à baisser créant une basse-mer (BM) et à l'inverse lorsque la force est dirigée vers le ciel (au zénith et au nadir) la surface des océans à tendance à monter créant une pleine-mer (PM).

Les forces en jeu sont extrêmement faibles et induisent des variations de niveau généralement inférieures au mètre dès que l'on s'éloigne des continents. A l'approche des côtes, l'onde de marée peut être considérablement amplifiée par la faible profondeur des eaux et le marnage peut parfois dépasser 10 mètres (17 m en Baie de Fundy au Canada et 14.50 m à Granville en Normandie).

Si l'océan était en équilibre avec la force génératrice de la marée, sa surface prendrait la forme d'une ellipse de révolution dont le grand axe serait dirigé vers l'astre. Ce phénomène a reçu le nom de marée statique. Mais la théorie statique n'est que la représentation d'un équilibre qui, en raison de l'inertie des masses d'eau, n'est jamais atteint. La surface des océans ne prend pas la forme imposée par la force génératrice (pleine-mer au zénith et au nadir) pour plusieurs raisons :

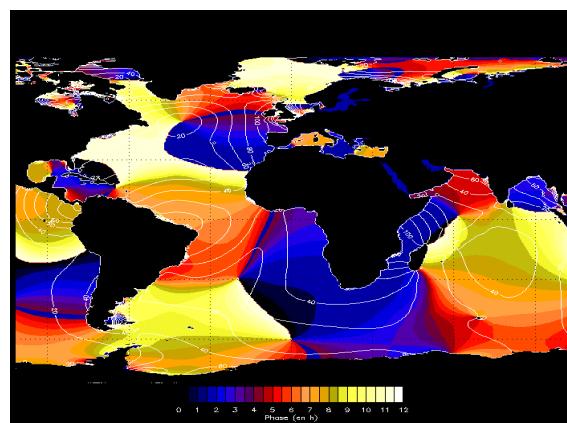
- les continents forment des barrières empêchant la marée de tourner autour de la Terre.
- si l'on suivait une pleine-mer elle devrait faire un tour de la Terre en 24h50' or aucune onde ne peut aller aussi vite dans l'océan. La vitesse de propagation des ondes dépend de la profondeur, elle est maximale au dessus des grandes plaines abyssales et diminue très fortement au voisinage des côtes.
- la force de Coriolis vient compliquer la propagation des ondes. Du coup, elles ont tendance à tourner dans le sens contraire des aiguilles d'une montre, en laissant la côte sur leur droite dans l'hémisphère Nord.

La marée observée est en fait très différente. Elle présente un retard, appelé âge de la marée, par rapport à la force génératrice et, surtout, les amplitudes observées sont très éloignées des amplitudes prévues par la théorie statique. La réponse de la mer à la force génératrice de la marée prend la forme d'une onde générée de manière diffuse à travers les océans.

La marée est une onde stationnaire tournant autour de points fixes appelés points amphidromiques où l'amplitude de la marée est nulle.

Représentation de la composante lunaire semi-diurne (M2), composante principale de la marée à Brest. L'onde de marée s'étend sur toute la planète. On distingue très nettement les points amphidromiques autour desquels tourne la marée (convergence des fuseaux colorés). Un de ces points se trouve au milieu de l'Océan Atlantique Nord. La structure de l'onde en mer du Nord est très compliquée due à l'existence de trois points amphidromiques.

Les lignes blanches représentent les lignes d'iso-marnage et les fuseaux de couleurs les régions d'iso-phase ou lignes cotidiales.



Les lignes d'iso-marnage représentent une égale valeur de marnage. C'est cette hauteur qui est utilisée pour le calcul du coefficient de marée.

Cette carte représente l'évolution de la marée réelle dans la Manche (somme de toutes les composantes). Les nombres indiqués sous certains ports sont la phase de la pleine-mer et l'unité de hauteur.

Les lignes représentent :

- en bleu : lignes d'iso-marnage. Notez que la marée est plus importante le long des côtes françaises que des côtes anglaises ; cela est dû à la force de Coriolis qui tend à pousser l'onde vers la droite.
- en rouge : les lignes cotidiales représentant les points se trouvant en pleine-mer (PM) à la même heure. Si la PM est à 3h45 à Brest, la marée est encore montante à Cherbourg et la PM ne sera atteinte qu'à 7h40, soit presque 4h après. L'onde de marée se propage vers le Pas de Calais.



#### 4.2.3 Effets

La marée induit une variation du niveau de la mer. L'alternance de la PM et de la BM deux fois par jour vient de la rotation de la Terre sur elle-même et non de la rotation de la Lune autour de la Terre. L'effet principal de la Lune est donc de créer une marée semi-diurne.

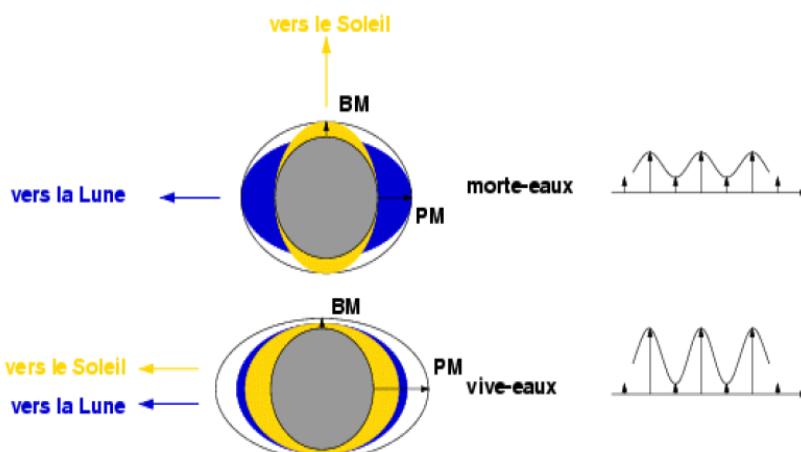
La Lune n'étant en général pas dans le plan équatorial, les deux bourrelets ne sont pas symétriques. Le bourrelet situé au nadir est plus faible que celui au zénith. Les pleines-mer sont alternativement forte et faible ce qui crée une composante diurne à la marée.

Toutes les semaines environ la marée alterne de forts coefficients (vive-eaux) et des faibles (morte-eaux). Cet effet est dû à la combinaison des marées lunaires et des marées solaires.

L'effet du Soleil est de moduler l'effet de la Lune :

Lorsque les deux astres sont alignés les effets s'ajoutent (nouvelle et pleine Lune), le marnage est alors fort. On parle de marée de vive-eaux, ou de syzygie.

Lorsque les deux astres sont perpendiculaires les effets se soustraient, le marnage est alors faible. On parle de marée de morte-eau.



La Lune tourne autour de la Terre en 28 jours par conséquent l'oscillation a une période de 14 jours.

#### 4.2.4 Composantes de la marée

La marée peut être considérée comme la somme de marées élémentaires strictement périodiques appelées composantes harmoniques. La courbe de marée d'une onde composante est une sinusoïde dont l'amplitude et la phase dépendent du lieu d'observation. On répartit les composantes harmoniques en quatre grands groupes :

- les ondes de longues périodes : bimensuelle, mensuelle, semestrielle, annuelle
- les ondes diurnes dont les périodes sont voisines de 24 heures
- les ondes semi-diurnes dont les périodes sont voisines de 12 heures
- les ondes supérieures et composées (de périodes quart-diurne, tiers-diurne...).

**Les ondes diurnes et semi-diurnes sont généralement les plus importantes.** Elles génèrent la forme générale de la marée en un lieu et déterminent le type de la marée. Dans les zones de faible profondeur, les ondes supérieures et composées peuvent devenir très importantes. Les ondes de longues périodes ont des amplitudes faibles et peuvent être considérées comme des variations du niveau moyen.

L'ensemble de ces ondes, constitue le spectre de la marée. Il est déterminé en analysant les observations réalisées pendant une longue période (au minimum 29 jours, correspondant à une lunaison, mais de préférence, plus d'une année pour obtenir une bonne précision). La connaissance de ce spectre permet de prédire la marée astronomique.

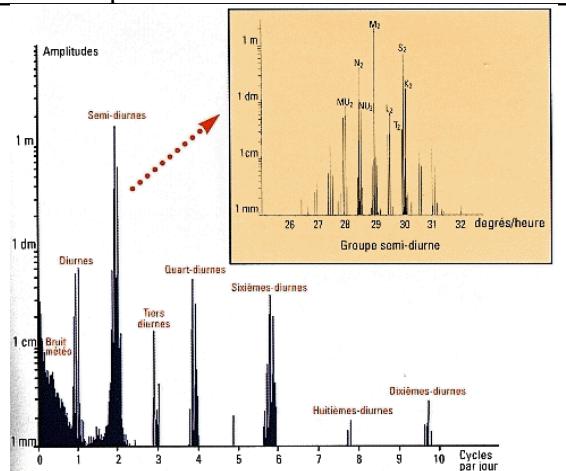
Les composantes les plus importantes sont les suivantes :

##### composantes semi-diurnes :

- l'onde M2 est la marée générée par la "Lune moyenne", astre fictif animé d'un mouvement uniforme sur une orbite circulaire située dans le plan de l'équateur et ayant la même période de révolution que la Lune réelle. Cette marée présente deux pleines mers et deux basses mers par jour lunaire (24 h 50 min) soit une période de 12h25.
- l'onde S2 représente la marée due au "Soleil moyen", astre fictif animé d'un mouvement uniforme, sur une orbite circulaire située dans le plan de l'équateur et ayant même période de révolution que le Soleil réel. Elle représente deux pleines mers et deux basses mers par jour solaire (24 h) soit une période de 12h.

##### composantes diurnes :

- l'onde K1 a pour origine les variations de déclinaison (latitude céleste) de la Lune et du Soleil. Elle est marquée par une pleine mer et une basse mer par jour sidéral (23h56min);
- l'onde O1 est induite par les variations de déclinaison de la Lune. Elle présente une pleine mer et une basse mer par jour lunaire.



Selon l'influence respective de l'un ou l'autre de ces astres, on trouve 4 types de marée :

##### Type semi-diurne

Les composantes diurnes sont négligeables devant les composantes semi-diurnes. Il y a alors deux pleines mers et deux basses mers d'importances sensiblement égales par jour. Ce type de marée est prépondérant en Atlantique.

##### Type diurne

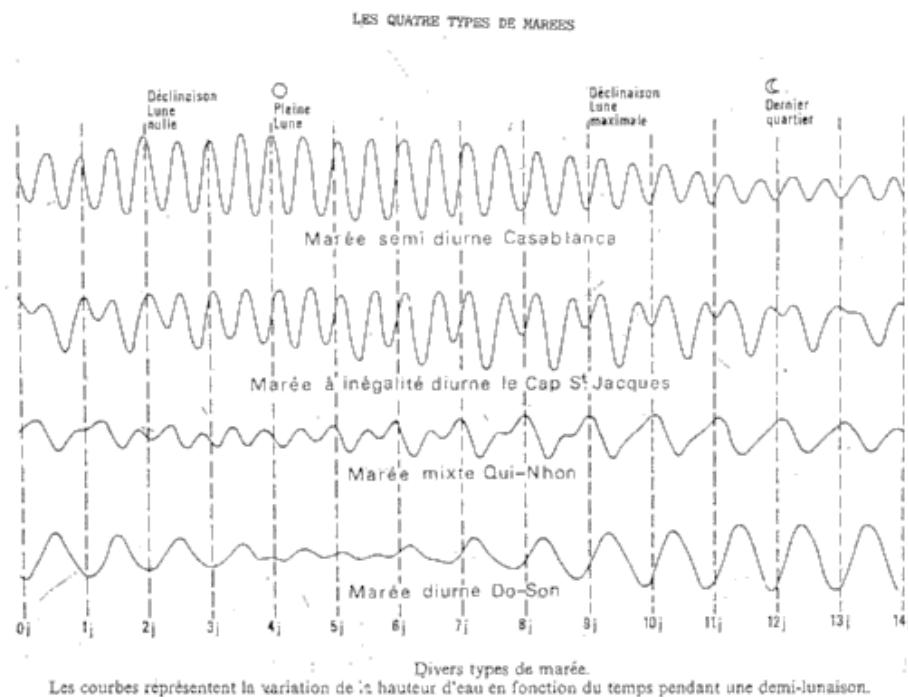
Les composantes semi-diurnes sont négligeables devant les composantes diurnes. Il y a une pleine mer et une basse mer par jour.

#### Type semi-diurne à inégalité diurne

C'est un cas intermédiaire entre les deux marées précédentes. Les composantes diurnes ne sont pas négligeables. La marée présente toujours deux pleines mers et deux basses mers par jour, mais les hauteurs des pleines mers ou des basses mers consécutives peuvent être très différentes.

#### Type mixte

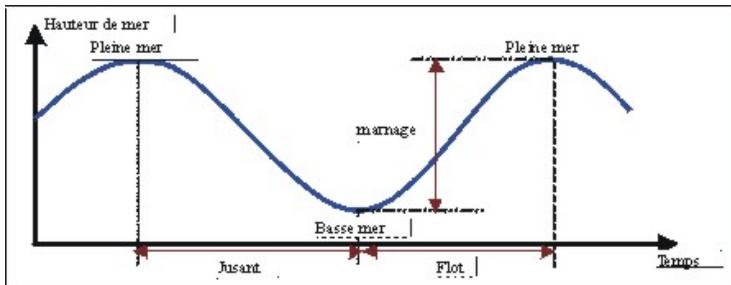
Autre cas intermédiaire, mais cette fois, les composantes diurnes sont très importantes. Il y a tantôt deux pleines mers et deux basses mers par jour (lorsque la Lune est à l'équateur) et tantôt une pleine mer et une basse mer par jour (lorsque la déclinaison de la Lune est proche de son maximum).



#### 4.2.5 Termes associés à la marée

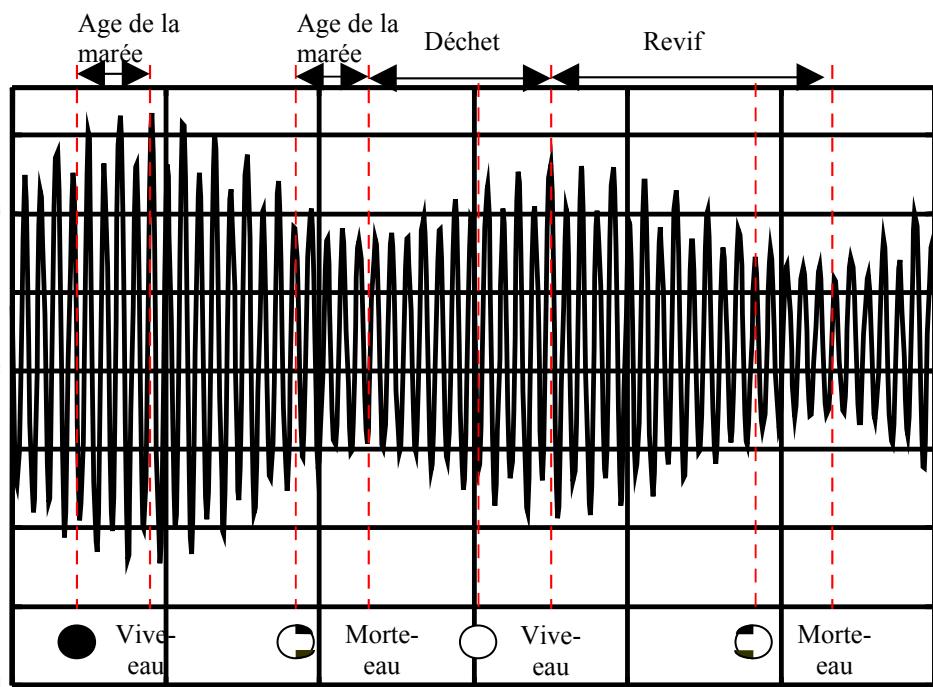
Le marnage est la différence entre une pleine mer et une basse mer successives. Le marnage varie selon la période de vive-eau, moment où il est plus fort et la période de morte-eau où, à contrario, il est plus faible. Les marnages peuvent être très différents d'une zone à l'autre. Le marnage maximal observé dans le monde est dans la baie de Fundy, au Canada, entre la Nouvelle-Écosse et le Nouveau-Brunswick. Le marnage peut y atteindre jusqu'à 17m.

Quand le niveau des océans monte, on parle de *flot*, (ou *flux* ou *montant*) jusqu'à un niveau maximum, la *pleine mer*. Quand il descend, on parle de *jusant* (ou *reflux* ou *perdant*) jusqu'à un niveau minimum, la *basse mer*. Le marnage est maximal après les *syzygies* (nouvelles et pleines lunes) : c'est la *vive-eau*. Puis il diminue durant le *déchet* jusqu'aux *quadratures* (1<sup>er</sup> et dernier quartier) pour former la *morte-eau*. Puis le marnage augmente à nouveau durant le *revif*. L'écart de temps entre une vive-eau et une syzygie, de même qu'entre une morte-eau et une quadrature, est approximativement constant : c'est l'*âge de la marée*.



### Courbe de marée

On appelle l'étau le court intervalle de temps où le niveau de la pleine ou basse mer reste sensiblement stationnaire. La zone découverte et recouverte périodiquement par la marée est appelé l'estran. Entre la basse et la haute mer, le courant est appelé le flot ; il est maximum entre le mi-montant et la pleine mer. Entre la pleine mer et la basse mer, le courant est le jusant et il est maximum entre la mi-descendant et la basse mer.



Marégramme pour le port de Cayenne du 50ième ou 80ième jour de l'année 2003. Les cercles représentent les phases de la lune.

### 4.3. Influence du vent et échange avec l'atmosphère

#### 4.3.1 Génération de courants

Lorsque le vent survole une étendue d'eau, il transmet une partie de son énergie aux couches de surface. Une fraction de cette énergie va créer des ondes de gravité de surface qui entraînent légèrement l'eau dans leur direction et une autre fraction va contribuer à la génération ou la création de courants. En fait, le vent engendre plusieurs phénomènes (dont les deux premiers suivants sont souvent négligés par rapport au troisième) :

- Le vent contribuant à l'évaporation de l'eau engendre ainsi une augmentation de la salinité dans la zone balayée par le vent. L'eau de cette zone est devenue plus saline

que celle d'une zone avoisinante où le vent n'a pas soufflé. Par principe de conservation-continuité de la salinité (mais en supposant la température uniforme) il va y avoir apparition d'un courant de surface tendant à rendre la salinité de l'eau homogène.

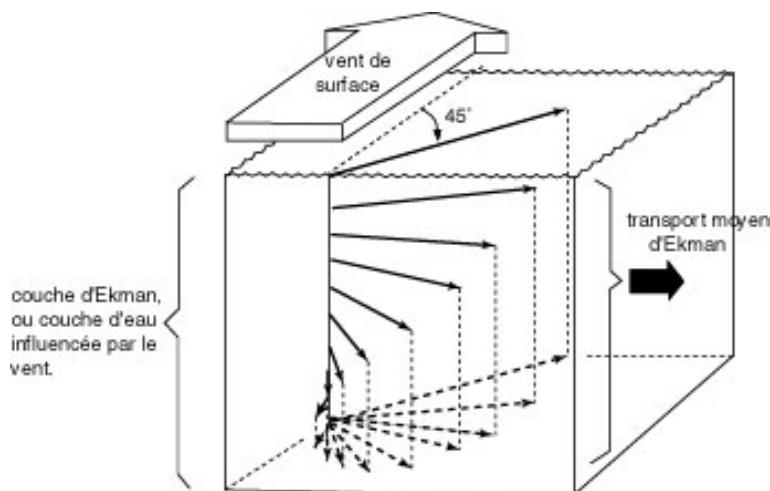
- Suivant la température du vent, si celui-ci est plus froid (ou plus chaud) que l'eau, il va entraîner un refroidissant (ou un réchauffement) des eaux de surface. La différence de température entre ces eaux de surface et d'une part les eaux de la couche inférieure et d'autre part les eaux d'une zone avoisinante non balayée par le vent, peut entraîner la création d'un courant soit horizontal soit vertical qui tendra à rendre la situation homogène et en équilibre stable.
- L'action de frottement du vent sur la surface de l'eau est le sujet de la théorie d'Ekman.

#### 4.3.2 Théorie d'Ekman

Les vents entraînent les molécules d'eau de surface qui, à leur tour, entraînent les molécules d'eau situées plus profondément (jusqu'à 100m). L'action du vent permet de créer des courants de surface parfois rapides (2m/s) mais très étroits.

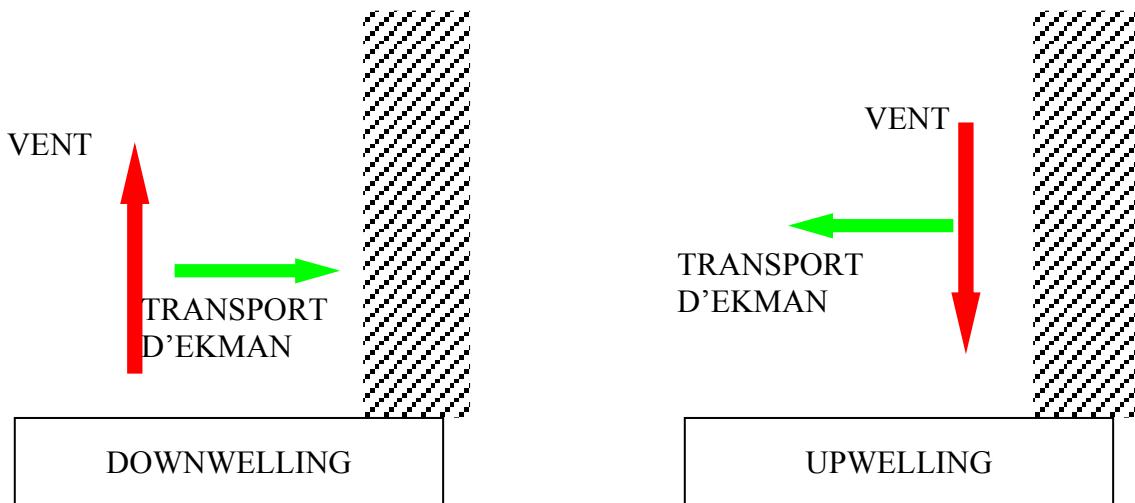
L'énergie mécanique des vents (Alizés des eaux tropicales, vents d'Ouest des zones tempérées) est responsable des vagues et de la houle, et exerce sur la surface de la mer une force de frottement ou tension du vent. Cette force de frottement due au vent est équilibrée par la force de Coriolis due à la rotation de la Terre. Un courant de surface, encore appelé courant de dérive se crée à  $45^\circ$  à droite de la direction du vent dans l'hémisphère nord (à gauche dans l'hémisphère sud) (travaux du suédois Ekman). Ce courant de surface entraîne à son tour la couche d'eau sous-jacente, par frottement liquide et ainsi de suite. Au cours de ce processus, le courant tourne en profondeur en s'écartant de la direction du vent. Une perte d'énergie se produit d'où une diminution de la vitesse du courant avec la profondeur. Ce mouvement d'ensemble de l'eau ou spirale d'Ekman est globalement dirigé à  $90^\circ$  à droite de la direction du vent dans l'hémisphère nord, à gauche dans l'hémisphère sud. La profondeur de la couche entraînée par le vent ou couche d'Ekman, peut atteindre quelques dizaines de mètres.

Toute la masse d'eau se déplace finalement dans une direction perpendiculaire vers la droite à celle du vent, c'est ce que l'on appelle le transport d'Ekman.



### 4.3.3 Upwelling, Downwelling - Divergence, Convergence

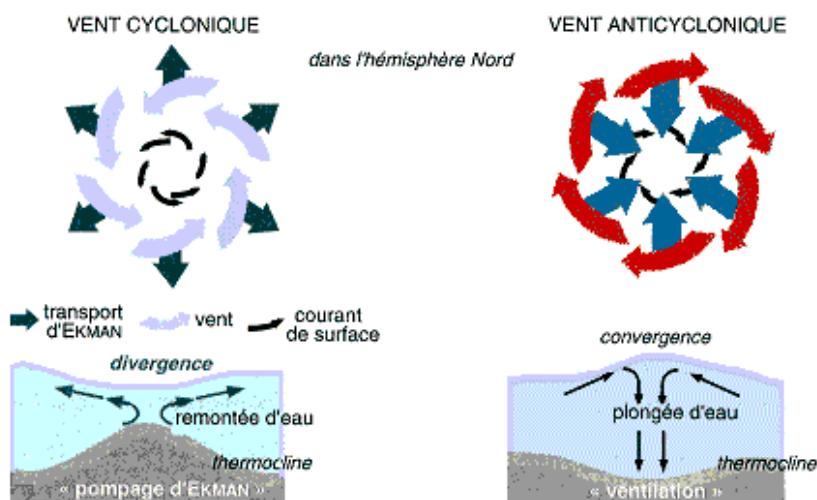
Un vent qui souffle parallèlement à une côte, crée ainsi soit une zone de convergence (avec downwelling) soit une zone de divergence (avec upwelling). Nous nous plaçons dans l'hémisphère Nord.



Dans le 2<sup>e</sup> cas, en moyenne, toute la colonne d'eau se déplace vers le large et, pour combler ce déplacement, il y a une remontée d'eau (upwelling).

Prenons une situation atmosphérique cyclonique, c'est à dire une zone de basse pression avec un gradient de pression orienté vers l'extérieur. Coriolis impose à cette masse d'air un sens de rotation inverse à celui d'une montre. Le transport d'Ekman aura tendance à faire diverger l'eau, créant ainsi un « trou » au centre de la dépression. L'eau en profondeur va donc remonter en surface pour venir combler ce « trou ». Cette remontée des eaux (upwelling) s'accompagne également d'une remontée du niveau de la thermocline.

De la même manière, dans une situation anticyclonique, le gradient de pression cette fois converge et le transport d'Ekman, engendre une convergence des eaux au centre de l'anticyclone et par là une plongée des eaux à cet endroit (downwelling).

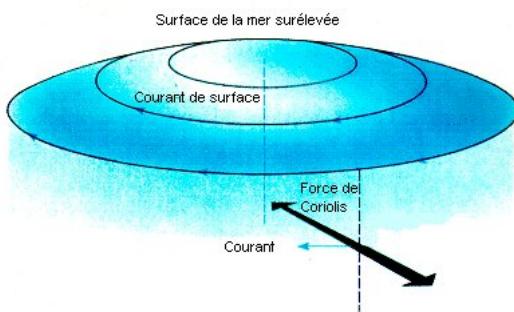


Cela concerne les eaux sur environ 800 mètres de profondeur.

#### 4.3.4 En profondeur

Dans un système de vent anticyclonique, les mouvements océaniques vont créer une "bosse" à la surface de la mer avec une plongée des eaux au centre du système. La hauteur de la colonne d'eau sera donc plus grande au centre que sur la périphérie : on aura une haute pression au centre du bassin, alors que la périphérie avec une hauteur d'eau moindre correspond à une zone de basse pression.

La force de pression va toujours des hautes vers les basses pressions, et est donc dirigée vers l'extérieur. Cette force compense la force de Coriolis à partir de quelques mètres de profondeur, c'est-à-dire que le courant en profondeur va avoir à la fois la même direction que le vent et tourner comme lui dans le sens des aiguilles d'une montre autour de la haute pression.



Si la Terre ne tournait pas, le courant serait aligné avec la force de pression. C'est parce qu'elle tourne que le courant est perpendiculaire aux forces de pression et parallèle aux isolignes d'égale hauteur d'eau, càd aux isobares.

Grâce à la force de pression et la rotation de la Terre, les vents réussissent à mettre en mouvement des masses d'eau jusque vers 800 mètres de profondeur. **Cet équilibre entre force de pression et force de Coriolis est appelé équilibre géostrophique** et génère un **courant géostrophique**.

#### 4.4 Influence de la masse volumique

Les vents n'ayant plus d'influence après 800m de profondeur, ils ne peuvent être les moteurs des circulations océaniques profondes. Les courants profonds sont basés sur des différences de température (l'eau froide est plus dense que l'eau chaude) et de salinité (l'eau salée est plus dense que l'eau douce), entre les différentes couches de l'océan. Sous l'effet de la pesanteur, l'océan est stratifié de façon stable : sa densité augmente avec la profondeur, les eaux les plus denses se trouvant toujours au fond. Néanmoins, sous l'effet des échanges avec l'atmosphère, cette stratification verticale peut subir quelques perturbations. La colonne d'eau devient alors instable.

##### 4.4.1 Convection profonde des eaux polaires

Plusieurs phénomènes peuvent modifier la température et la salinité en surface :

- les précipitations et l'arrivée d'eaux douces continentales,

- l'évaporation et l'installation d'une banquise (augmentation de la salinité et de la densité de l'eau non gelée)
- refroidissement des températures en hiver.

Les deux derniers phénomènes vont éléver la masse volumique de l'eau de surface déclenchant une plongée verticale des masses d'eau. On assiste à une perturbation saisonnière de la stratification verticale de l'océan. Ces eaux plongent allant jusqu'à des profondeurs de environ 3000 m.

Ces phénomènes de plongée d'eaux denses ont lieu dans les hautes latitudes de l'Océan Atlantique Nord et dans les mers arctiques et l'Océan Antarctique. On en note peu dans le Pacifique Nord. [Par contre le phénomène a aussi lieu à 6 ou 7 endroits de la Méditerranée, mais n'est évidemment pas généré par les phénomènes cités ci-dessus].

La formation d'eau profonde en Atlantique Nord se produit de manière irrégulière et très localisée, essentiellement en mer de Norvège, et dans une moindre mesure en mer du Labrador et en mer du Groenland.

Elle est liée au refroidissement des eaux très salées, remontées par le Gulf Stream, depuis la mer des Caraïbes. Lorsque les eaux du Gulf Stream arrivent en mer de Norvège, elles subissent un brusque refroidissement. Ces eaux étant déjà très denses, à cause de leur salinité élevée (35.25), le refroidissement augmente encore la masse volumique, ce qui est suffisant pour les faire plonger. En hiver, la formation de la glace de mer, au nord de la mer de Norvège, favorise ce phénomène.

Ce phénomène génère la North Atlantic Deep Water (NADW), ou Eau Profonde Nord Atlantique. La NADW forme une langue d'eau, caractérisée par une forte salinité, entre 2000 et 3500 mètres de profondeur, dans tout l'océan Atlantique.

La formation d'eau profonde en Antarctique génère les Eaux Antarctiques Intermédiaires et Eaux Antarctique de Fond (EAI et EAF). Cette convection participe au rajeunissement, par mélange, des eaux de fonds périantarctiques (eaux de fonds venant de l'Atlantique). Mais cette convection thermohaline antarctique est moins intense et efficace que son équivalent Nord Atlantique. La formation d'eau profonde en Antarctique a lieu lors des automnes et des hivers australs (entre avril et octobre), en mer de Weddell, et dans une moindre mesure, en mer de Ross. Elle est liée à la formation de la banquise :

- L'eau au contact de l'air froid perd de la chaleur. Ainsi, elle est plus froide donc plus dense.
- La glace de mer est très peu salée, beaucoup moins que l'eau de mer. Ainsi, lorsque la glace se forme (température de solidification  $\approx -1,9$  °C), l'eau résiduelle est beaucoup plus salée, donc plus dense.
- L'eau de mer se refroidit également par perte de chaleur au cours de la cristallisation de la glace (chaleur latente de cristallisation). Cette chaleur est perdue dans l'atmosphère.

L'eau devient ainsi plus salée et plus froide donc plus dense et plonge.

Au premier abord, le Pacifique Nord est très similaire à l'Atlantique Nord. Dans les deux cas, les températures atmosphériques sont très faibles et de la glace se forme en hiver. Cependant, le Pacifique Nord n'est pas aussi salé que l'Atlantique Nord (33 contre 35.25) et les eaux de l'Antarctique (34). Les eaux de Pacifique Nord sont donc froides mais très peu salées. Ainsi, malgré la formation de glace de mer dans le détroit de Béring en hiver, les conditions qui permettent la plongée d'eau profonde ne sont pas réunies dans le Pacifique Nord.

Remarques :

- 1- De manière générale, le Pacifique est "arroisé" par les eaux d'évaporation de l'Atlantique qui franchissent l'isthme de Panama et retombent, sous forme de pluie, dans le Pacifique Equatorial. (voir chapitre précédent). Le Pacifique est donc moins salé que l'Atlantique.
- 2- Le Kuroshio ne transfert pas d'eau salée dans le Pacifique Nord, contrairement à l'action du Gulf Stream dans l'Atlantique Nord. Effectivement, le Kuroshio a pour origine une région où les précipitations sont supérieures à l'évaporation, notamment à cause du phénomène de mousson. Les eaux du Kuroshio sont donc peu salées.
- 3- Le Pacifique Nord est une zone très froide ; or, l'air froid a une faible capacité à emmagasiner de la vapeur d'eau. Ainsi dans le Pacifique Nord, l'eau s'évapore très peu. En revanche les précipitations y sont importantes.

Ces masses d'eau profondes acquièrent des caractéristiques propres en surface et il est possible de les reconnaître en fonction de leur température et leur salinité. Les eaux de fond de l'Antarctique (AABW), de température  $\sim 0,5^{\circ}\text{C}$  et de salinité  $\sim 34,7\text{‰}$ , s'écoulent le long de la pente antarctique depuis la mer de Weddell jusqu'à l'équateur. Dans l'hémisphère nord, les mers de Norvège et du Groenland fournissent les eaux profondes nord-atlantiques (NADW) à  $2^{\circ}\text{C}$  et  $34,95\text{‰}$ .

Les eaux polaires froides sont fondamentales pour la vie car elles apportent de l'oxygène en profondeur.

#### **4.4.2 Circulation des eaux profondes**

Les courants de surfaces et les courants profonds ainsi formés se trouvent interconnectés. On parle alors de "[tapis roulant](#)" (Conveyor Belt) pour décrire le transport d'eau profonde de l'Atlantique vers le Pacifique et son retour en surface. Cette circulation des courants profonds est appelée circulation thermohaline (voir Section 1.5.2).

## **5. Equations de l'hydrodynamique**

Pour décrire le mouvement des océans, on dispose de 3 variables : la vitesse zonale,  $u$ , la vitesse méridienne  $v$ , la vitesse verticale  $w$ . Des lois régissent les mouvements de l'océan. Ce sont des lois de conservation :

- conservation de la masse : équation de continuité
- conservation de la quantité de mouvement : équations de Navier-Stokes.

La quantité de mouvement par unité de volume correspond à  $\rho v$

On a aussi des lois permettant le déterminer l'évolution de la température et de la salinité des masses d'eau :

- Conservation de la chaleur ou de la salinité : équations de transport de la température et de la salinité.

Les équations les plus importantes sont les **équations de Navier-Stokes**, qui sont des équations différentielles non-linéaires décrivant le mouvement des fluides. Ces équations, lorsqu'elles ne sont pas simplifiées n'ont pas de solutions analytiques et ne sont donc utiles que pour des simulations numériques. Elles gouvernent par exemple les mouvements de l'air de l'atmosphère, les courants océaniques, l'écoulement de l'eau dans un tuyau, et de nombreux autres phénomènes d'écoulement de fluides. Elles sont nommées d'après deux physiciens du XIXe siècle, Claude Navier et George Stokes.

### 5.1. Equations d'Euler

Elles traduisent la deuxième loi de Newton : masse\*accélération=somme des forces. Mais ces équations sont divisées par le volume. On obtient ainsi des équations volumiques que suivent les quantités de mouvement.

$$\underbrace{\rho \frac{d\vec{V}}{dt}}_{\text{accélération totale}} = -\overrightarrow{\text{grad}} p + \underbrace{\rho \vec{f}}_{\substack{\text{force de pression} \\ \text{force de volume non unité}}} \quad \text{ou} \quad \underbrace{\frac{\partial \vec{V}}{\partial t}}_{\text{accélération locale}} + \underbrace{(\vec{V} \cdot \overrightarrow{\text{grad}}) \vec{V}}_{\text{accélération convective}} = -\frac{1}{\rho} \overrightarrow{\text{grad}} p + \vec{f}$$

### 5.2. Forces agissant sur le milieu marin

Différentes forces s'exercent :

#### les forces internes au fluide.

- la force de pression : elle est dirigée des hautes pressions vers les basses pressions
- la force de gravité ; elle ne s'exerce que dans la direction verticale et ne peut pas accélérer les courants horizontalement. Elle ne joue un rôle important que pour les mouvements verticaux, par exemple lors des phénomènes de convection.

#### les forces externes.

- la force génératrice de la marée
- la force d'entraînement due au vent
- les forces liées à la pente de la surface libre.

#### les forces secondaires :

- la force de Coriolis liée à la rotation de la Terre s'exerce perpendiculairement au mouvement et est dirigée sur la droite du mouvement dans l'hémisphère Nord ;
- les forces de frottement dues à la viscosité. La viscosité mesure la résistance d'un fluide à l'écoulement. Elle est due aux frottements entre les particules fluides en mouvement. La force de frottement par unité de surface est appelée tension de frottement (ou de cisaillement) et s'écrit (pour un fluide incompressible):

$$\text{div} \sigma' = \mu \Delta \vec{V}$$

$\mu$  correspond à la viscosité moléculaire dynamique.

### 5.3. Equations de Navier-Stokes

Ce sont des équations d'Euler dans lesquelles les forces de frottement sont prises en compte. Elles traduisent le fait que l'accélération de la particule d'eau dépend de la résultante, par unité de masse, des forces en présence : la force de pression, la force de Coriolis, la force liée à la gravité et la force de friction.

On considère un repère avec l'axe vertical dirigé vers le haut.

$$\rho \frac{d\vec{V}}{dt} = -\overrightarrow{\text{grad}} p + \rho \vec{g} - 2\rho \vec{\Omega} \wedge \vec{V}_r + \overrightarrow{\text{div}} \overline{\sigma}'$$

Sous forme développée, on a :

$$\rho \left( \frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} \right) = - \frac{\partial p}{\partial x} + 2\rho \omega v \sin \phi + \frac{\partial \tau_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{xy}}{\partial y} + \frac{\partial \tau_{xz}}{\partial z}$$

$$\rho \left( \frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} \right) = - \frac{\partial p}{\partial y} - 2\rho \omega u \sin \phi + \frac{\partial \tau_{yx}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{yy}}{\partial y} + \frac{\partial \tau_{yz}}{\partial z}$$

$$\rho \left( \frac{\partial w}{\partial t} + u \frac{\partial w}{\partial x} + v \frac{\partial w}{\partial y} + w \frac{\partial w}{\partial z} \right) = - \frac{\partial p}{\partial z} - \rho g + \frac{\partial \tau_{zx}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{zy}}{\partial y} + \frac{\partial \tau_{zz}}{\partial z}$$

#### 5.4. Equations de l'hydrodynamique

Elles sont constituées des équations de Navier-Stokes et de l'équation de continuité :

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \text{div}(\rho V) = 0 \Rightarrow \frac{\partial \rho}{\partial t} + \frac{\partial \rho u}{\partial x} + \frac{\partial \rho v}{\partial y} + \frac{\partial \rho w}{\partial z} = 0$$

Il y a donc 4 inconnues : les vitesses  $u$ ,  $v$ , et  $w$  et la pression. Et il y a 4 équations à résoudre. En plus de ces variables, il est possible de déterminer la température et la salinité au sein du fluide avec des équations de transport.

Les forces extérieures n'interviennent pas directement dans les équations. La force due à la pente de surface libre intervient au niveau du gradient de pression. La force génératrice de la marée est rarement introduite dans les modèles. On utilise plutôt l'impact que la marée a sur l'élévation de surface libre, cad une variation temporelle, somme de plusieurs ondes sinusoïdales. Les forces de frottements dues au vent sont prises en compte dans le terme de frottement, au niveau de la surface libre.

#### 5.5. Simplifications

Ces équations peuvent être simplifiées de diverses manières ce qui rend les équations plus faciles à résoudre. Certaines simplifications permettent de trouver des solutions analytiques à des problèmes de dynamique des fluides.

- Approximation hydrostatique : elle provient directement du fait que l'océan est une couche d'eau « peu profonde » par rapport à son étendue horizontale. Du coup, les échelles verticales sont généralement très inférieures aux échelles horizontales. Cela signifie que dans l'équation de Navier-Stokes concernant la composante verticale, on ne conserve que les termes de l'équilibre hydrostatique. Cette équation devient alors :

$$0 = - \frac{\partial p}{\partial z} - \rho g$$

la vitesse verticale est déduite de l'équation de continuité.

- Approximation de Boussinesq : la masse volumique de l'eau de mer varie peu dans l'espace et dans le temps autour d'une valeur moyenne. La masse volumique est considérée comme constante lorsqu'elle intervient avec les quantités de mouvement. Mais sa variation est prise totalement en compte quand elle intervient dans le terme de flottabilité.

- Hypothèse d'incompressibilité : elle suppose que la masse volumique de l'eau de mer ne varie pas avec la pression. L'équation de continuité devient alors :

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \operatorname{div}(\rho \vec{V}) = 0 \Rightarrow \operatorname{div}(\vec{V}) = 0$$

Mais cette hypothèse modifie aussi les équations de Navier-Stokes au niveau des termes de frottement.

$$\begin{aligned}\rho \left[ \frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} \right] &= -\frac{\partial p}{\partial x} + \rho f v + \mu \left[ \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} \right] \\ \rho \left[ \frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} \right] &= -\frac{\partial p}{\partial y} - \rho f u + \mu \left[ \frac{\partial^2 v}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 v}{\partial z^2} \right] \\ \rho \left[ \frac{\partial w}{\partial t} + u \frac{\partial w}{\partial x} + v \frac{\partial w}{\partial y} + w \frac{\partial w}{\partial z} \right] &= -\frac{\partial p}{\partial z} - \rho g + \mu \left[ \frac{\partial^2 w}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 w}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 w}{\partial z^2} \right]\end{aligned}$$

- écoulement stationnaire : Une autre simplification des équations de la dynamique des fluides est de considérer toutes les propriétés du fluide comme étant constantes dans le temps. Ceci est applicable à de nombreux problèmes diverses, tels que la poussée ou la traînée d'une aile ou un flux traversant un tuyau. Les équations de Navier-Stokes et celles d'Euler deviennent alors plus simples.

- Ecoulement moyen : la turbulence est un phénomène aléatoire. Si on fait plusieurs fois la même expérience, on n'obtiendra pas les mêmes vitesses. On peut décomposer la vitesse en une partie moyenne et un écart à la moyenne.

$$u = \bar{u} + u'$$

Cette décomposition s'appelle **la décomposition de Reynolds**.

En introduisant cette décomposition dans les équations de Navier-Stokes, et en prenant la moyenne (au sens moyenne d'ensemble), on obtient les équations moyennées. Des termes apparaissent : ils correspondent aux pertes d'énergie liées à la turbulence.

Pour l'équation de continuité, on a :

$$\frac{\partial (\bar{u} + u')}{\partial x} + \frac{\partial (\bar{v} + v')}{\partial y} + \frac{\partial (\bar{w} + w')}{\partial z} = 0$$

On obtient pour les valeurs moyennes et pour les écarts :

$$\begin{aligned}\frac{\partial \bar{u}}{\partial x} + \frac{\partial \bar{v}}{\partial y} + \frac{\partial \bar{w}}{\partial z} &= 0 \\ \frac{\partial u'}{\partial x} + \frac{\partial v'}{\partial y} + \frac{\partial w'}{\partial z} &= 0 \text{ (par différence } u - \bar{u} \text{ )}\end{aligned}$$

Pour l'équation de Navier-Stokes, on a :

$$\begin{aligned}\rho \left[ \frac{\partial(\bar{u}+u')}{\partial t} + (\bar{u}+u') \frac{\partial(\bar{u}+u')}{\partial x} + (\bar{v}+v') \frac{\partial(\bar{u}+u')}{\partial y} + (\bar{w}+w') \frac{\partial(\bar{u}+u')}{\partial z} \right] &= - \frac{\partial(\bar{p}+p')}{\partial x} + \rho f(\bar{v}+v') + \mu \left[ \frac{\partial^2(\bar{u}+u')}{\partial x^2} + \frac{\partial^2(\bar{u}+u')}{\partial y^2} + \frac{\partial^2(\bar{u}+u')}{\partial z^2} \right] \\ \rho \left[ \frac{\partial(\bar{v}+v')}{\partial t} + (\bar{u}+u') \frac{\partial(\bar{v}+v')}{\partial x} + (\bar{v}+v') \frac{\partial(\bar{v}+v')}{\partial y} + (\bar{w}+w') \frac{\partial(\bar{v}+v')}{\partial z} \right] &= - \frac{\partial(\bar{p}+p')}{\partial y} - \rho f(\bar{u}+u') + \mu \left[ \frac{\partial^2(\bar{v}+v')}{\partial x^2} + \frac{\partial^2(\bar{v}+v')}{\partial y^2} + \frac{\partial^2(\bar{v}+v')}{\partial z^2} \right] \\ \rho \left[ \frac{\partial(\bar{w}+w')}{\partial t} + (\bar{u}+u') \frac{\partial(\bar{w}+w')}{\partial x} + (\bar{v}+v') \frac{\partial(\bar{w}+w')}{\partial y} + (\bar{w}+w') \frac{\partial(\bar{w}+w')}{\partial z} \right] &= - \frac{\partial(\bar{p}+p')}{\partial z} - \rho g + \mu \left[ \frac{\partial^2(\bar{w}+w')}{\partial x^2} + \frac{\partial^2(\bar{w}+w')}{\partial y^2} + \frac{\partial^2(\bar{w}+w')}{\partial z^2} \right]\end{aligned}$$

Or les termes tels que  $\overline{u' \frac{\partial u'}{\partial x}}$  peuvent s'écrire :  $\frac{\partial \overline{u' u'}}{\partial x}$  (voir TD du cours SM23).

Les termes  $\overline{u' u'}, \overline{u' v'}, \overline{v' v'}, \overline{v' w'}, \overline{w' w'}$  etc.. ne sont pas nuls et sont appelés **tensions de Reynolds**. Ils peuvent être écrits (théorie de Prandtl) sous la forme d'un tenseur, comme les tensions de frottement, mais lié à la turbulence. Par analogie avec les tensions de frottement, on introduit une viscosité dynamique turbulente A.

$$\begin{aligned}\overline{u' u'} &= -A_x \frac{\partial \bar{u}}{\partial x} ; & \overline{u' v'} &= -A_y \frac{\partial \bar{u}}{\partial y} ; & \overline{u' w'} &= -A_z \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} \\ \overline{v' u'} &= -A_x \frac{\partial \bar{v}}{\partial x} ; & \overline{v' v'} &= -A_y \frac{\partial \bar{v}}{\partial y} ; & \overline{v' w'} &= -A_z \frac{\partial \bar{v}}{\partial z}\end{aligned}$$

Contrairement à la viscosité cinétique moléculaire  $\gamma$ , les A ne sont pas des propriétés du fluide, mais de l'écoulement. Ils peuvent varier d'un endroit de l'écoulement à un autre ; en fait, ils dépendent de l'échelle sur laquelle la « moyenne » a été effectuée.

Les équations de Navier-Stokes deviennent :

$$\begin{aligned}\frac{d\bar{u}}{dt} &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial x} + f \bar{v} + \nu \left[ \frac{\partial^2 \bar{u}}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \bar{u}}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 \bar{u}}{\partial z^2} \right] + A_x \frac{\partial^2 \bar{u}}{\partial x^2} + A_y \frac{\partial^2 \bar{u}}{\partial y^2} + A_z \frac{\partial^2 \bar{u}}{\partial z^2} \\ \frac{d\bar{v}}{dt} &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial y} - f \bar{u} + \nu \left[ \frac{\partial^2 \bar{v}}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \bar{v}}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 \bar{v}}{\partial z^2} \right] + A_x \frac{\partial^2 \bar{v}}{\partial x^2} + A_y \frac{\partial^2 \bar{v}}{\partial y^2} + A_z \frac{\partial^2 \bar{v}}{\partial z^2} \\ \frac{d\bar{w}}{dt} &= -\frac{1}{\rho} \frac{\partial p}{\partial z} - g + \nu \left[ \frac{\partial^2 \bar{w}}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \bar{w}}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 \bar{w}}{\partial z^2} \right] + A_x \frac{\partial^2 \bar{w}}{\partial x^2} + A_y \frac{\partial^2 \bar{w}}{\partial y^2} + A_z \frac{\partial^2 \bar{w}}{\partial z^2}\end{aligned}$$