

Les marées

COURS DE FORMATION CONTINUE

par

Jean BOUGIS

Octobre 2000

Sommaire

1. Introduction	01-01
2. Force génératrice des marées astronomiques	02-01
2.1. Mouvement des astres	02-01
2.2. Actions des astres	02-03
2.3. Champ de forces excitateur des marées	02-05
2.4. Superposition des actions de la Lune et du Soleil	02-07
2.5. Les composantes harmoniques	02-08
3. Réponse des océans à la force génératrice	03-01
3.1. Nature ondulatoire des marées	03-01
3.2. Différents types de marées	03-03
3.3. Le coefficient de marée	03-04
3.4. Les niveaux de référence	03-06
3.4.1. La référence terrestre	03-06
3.4.2. Les références hydrographiques	03-06
3.4.3. Relation entre les références terrestre et maritimes	03-07
4. Marées météorologiques	04-01
4.1. Marées barométriques	04-01
4.2. Autres effets météorologiques	04-02
4.3. Statistiques des surcotes et souscotes	04-02
4.4. Statistiques des niveaux extrêmes	04-03
5. Références bibliographiques	05-01

1. Introduction

"Il ne s'agit plus de rechercher quelle est la vraie cause des marées ; elle est connue aujourd'hui des Physiciens Géomètres avec toute la certitude dont la physique est susceptible : il ne reste à présent qu'à développer cette cause, à en tirer toutes les conséquences, et en calculer les effets."

Isaac Newton,
Philosophiae Naturalis Principia Mathematica, Londres 1686.

La marée est un mouvement oscillatoire du niveau de la mer engendré par l'attraction de la lune et du soleil sur les particules fluides des océans.

Si le phénomène de la marée a été observable de tous temps, il a fallu attendre le voyage du navigateur grec massaliote Pythéas vers les îles britanniques et la mer Baltique (~327 avant JC) pour remarquer un lien entre la marée et le mouvement de la lune, et celui de Selukos en Mer Rouge (~180 avant JC) pour observer des liens entre les amplitudes de la marée et la phase, puis la déclinaison de la lune.

Pour entrevoir une explication au phénomène physique de la marée, il faudra attendre la venue de Kepler (1571-1630), puis la publication de la théorie de la gravitation de Newton en 1686.

La première théorie satisfaisante a été présentée en 1775 par Laplace. Pour la première fois, l'aspect ondulatoire de la marée est pris en compte.

Il a fallu ensuite attendre Poincaré, à la fin du XIX^{ème}, siècle pour avoir une explication théorique complète de la marée.

Bien que la formule de Laplace ait servi à la prédiction des marées et au calcul de l'annuaire des marées du SHOM de 1839 à 1992, l'avènement des moyens de calcul puissants a consacré la suprématie de la méthode harmonique développée par Kelvin et Darwin à la fin du XIX^{ème} siècle.

Cependant la méthode harmonique, comme celle de Laplace, nécessite la détermination de coefficients qui ne peuvent être obtenus, pour chaque lieu, qu'à partir d'enregistrements de la marée sur une période assez longue, de l'ordre de l'année. Sans doute les progrès des ordinateurs et de la mécanique des fluides numérique permettront-ils un jour de résoudre le problème physique direct en tenant compte des bathymétries complexes des océans.

2. Force génératrice des marées astronomiques

2.1. Mouvement des astres

D'après le théorème de Gauß, le champ gravitationnel créé par une distribution de masses à symétrie sphérique, s'identifie à celui créé par la même masse concentrée au centre de symétrie. Ainsi, en première approximation, le Soleil, la Terre et la Lune sont équivalents à des points matériels.

L'étude du mouvement des astres est fondé sur le fait que deux corps s'attirent proportionnellement au produit de leurs masses m_1 et m_2 et inversement proportionnellement au carré de la distance d qui les sépare. C'est la loi de la gravitation universelle de Newton présentée par Kepler :

$$(2.1) \quad F = k \frac{m_1 m_2}{d^2}$$

expression dans laquelle $k=6.670 \cdot 10^{-11} \text{ m}^3 \text{ kg}^{-1} \text{ s}^{-2}$ est la constante universelle de gravitation.

La position du centre de gravité commun G des deux corps est défini, par rapport à leurs centres de gravité respectifs G_1 et G_2 par la relation vectorielle :

$$(2.2) \quad m_1 \mathbf{GG}_1 + m_2 \mathbf{GG}_2 = \mathbf{0}$$

Il en résulte que la position relative du centre de gravité commun par rapport à la distance entre les astres s'écrit :

$$(2.3) \quad \begin{aligned} \mathbf{GG}_1 &= -\frac{m_2}{m_1 + m_2} \mathbf{G}_1 \mathbf{G}_2 \\ \mathbf{GG}_2 &= +\frac{m_1}{m_1 + m_2} \mathbf{G}_1 \mathbf{G}_2 \end{aligned}$$

Chacun des corps est donc soumis, de la part de l'autre, à un champ de forces central issu du point G .

Ils ne peuvent rester en équilibre à distance finie l'un de l'autre que s'ils sont entraînés dans un mouvement de rotation qui génère, pour chacun d'entre eux, une accélération centripète susceptible de s'identifier aux forces d'attraction gravitationnelle. La rotation se fait alors autour de leur centre de gravité commun.

Dans le cas où les deux corps sont respectivement la Terre et la Lune (cf. figure 2.1), la rotation se fait autour de l'axe dont la distance au centre de la terre est donné par :

$$(2.4) \quad d_T = \frac{m_L d}{m_T + m_L}$$

En absence de forces extérieures au système formé par les deux astres, leur centre de gravité commun suit, dans un référentiel galiléen, une trajectoire rectiligne uniforme. Chacun des deux astres tourne autour de ce centre de gravité commun sur une ellipse dont G est l'un des foyers, en obéissant aux lois de Kepler.

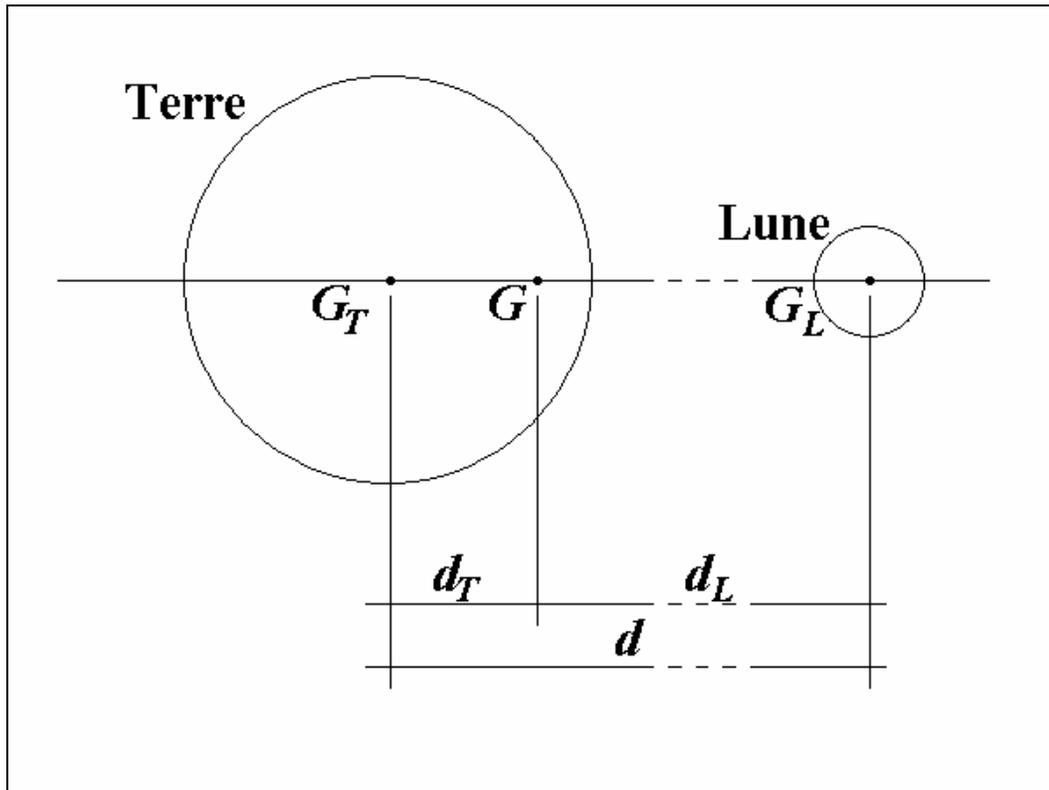


Figure 2.1 : Ensemble des deux astres Terre et Lune dans leur rotation autour de leur centre de gravité commun G .

Dans les cas des couples d'astres qui nous intéressent, une première approximation de leurs périodes de rotation peut être obtenue en supposant que la distance d entre les deux astres reste constante et égale à sa moyenne. Chacun d'eux décrit alors, à vitesse angulaire constante, un cercle autour de G . Les deux équations d'équilibre dynamique de l'ensemble des deux astres, considéré comme isolé, s'obtiennent en écrivant, pour chacun d'entre eux, l'égalité du produit de sa masse par son accélération centripète et de la force d'attraction gravitationnelle qu'il subit de la part de l'autre astre :

$$(2.5) \quad \begin{aligned} m_T \omega^2 d_T &= k \frac{m_T m_L}{d^2} \\ m_L \omega^2 d_L &= k \frac{m_T m_L}{d^2} \end{aligned}$$

D'où la période de révolution de l'ensemble :

$$(2.6) \quad T = 2\pi \sqrt{\frac{d^3}{k(m_r + m_L)}}$$

Le tableau 2.1 indique les principales caractéristiques des astres Soleil, Terre et Lune qui interviennent dans la génération des marées.

	Lune	Terre	Soleil
Rayon équatorial	1738 km	6378 km	696 265 km
Masse	$7.336 \cdot 10^{22}$ kg	$5.981 \cdot 10^{24}$ kg	$1.989 \cdot 10^{30}$ kg
Rapport masse/masse Terre	0.01227	1.	332 553
Distance minimale à la terre	356 400 km	-	147 100 000 km
Distance moyenne à la Terre	384 400 km	-	149 600 000 km
Distance maximale à la terre	406 700 km	-	152 100 000 km
Masse/(distance moy. à la Terre) ³	$1.292 \cdot 10^{-3}$	-	$6.013 \cdot 10^{-4}$
Distance moy. à l'axe commun	379 742 km	4 658 km	-
Distance moy. à l'axe commun	-	149 550 000 km	450 km
Période de rotation avec la Terre	27j 16h 25mn 21s	-	365 j 7h 51mn 50s

Tableau 2.1 : Caractéristiques du système Soleil-Terre-Lune.

2.2. Action des astres

Soit un point matériel de masse m situé en un point M de la surface de la Terre. Dans toutes les expériences faites sur la Terre, ce sont les accélérations relatives $\vec{\gamma}_r(M;t)$ par rapport à des axes liés au sol qui sont mesurées. Ces axes sont entraînés par les mouvements de la terre, et il faut introduire la force d'inertie d'entraînement $-m\vec{\gamma}_e(M;t)$ et la force d'inertie complémentaire de Coriolis $-m\vec{\gamma}_c(M;t)$.

En distinguant, parmi les forces qui agissent sur le point matériel, les forces $\vec{f}_A(M;t)$ d'attraction de la Terre et des autres astres, et les autres forces $\vec{f}(M;t)$ qui lui sont appliquées. L'équation de Newton peut alors s'écrire :

$$(2.7) \quad m\vec{\gamma}_r(M;t) = \vec{f}(M;t) + \vec{f}_A(M;t) - m\vec{\gamma}_e(M;t) - m\vec{\gamma}_c(M;t)$$

En supposant que le point matériel soit suspendu par un fil en équilibre statique par rapport à la Terre. Son poids $\vec{p}(M;t)$ est défini comme la force opposée à la tension du fil. En d'autres termes, en lui appliquant une force $\vec{f}(M;t) = -\vec{p}(M;t)$, le point matériel sera en équilibre par rapport au sol. Son accélération relative et son accélération complémentaires sont alors nulles :

$$(2.8) \quad \vec{p}(M;t) = \vec{f}_A(M;t) - m\vec{\gamma}_e(M;t)$$

La loi de Newton prend alors la forme :

$$(2.9) \quad m\vec{\gamma}_r(M;t) = \vec{f}(M;t) + \vec{p}(M;t) - m\vec{\gamma}_c(M;t)$$

et la condition d'équilibre s'écrit :

$$(2.10) \quad \vec{p}(M;t) + \vec{f}(M;t) = \vec{0}$$

Les lois de la statique sont les mêmes pour l'équilibre par rapport au sol que pour l'équilibre par rapport à des axes galiléens, à condition de faire intervenir parmi les forces qui agissent sur le corps son poids et non pas les forces d'attraction Newtoniennes auxquelles il est soumis de la part de la Terre et des autres astres.

En désignant par $\vec{r}(M)$ le vecteur rayon du cercle parallèle passant par le point matériel M considéré, et par ω la vitesse angulaire de la rotation de la Terre autour de son axe polaire, et en notant $\vec{\gamma}_{G_T}(t)$ l'accélération absolue du centre de la Terre, l'accélération d'entraînement s'écrit en M :

$$(2.11) \quad \vec{\gamma}_e(M;t) = \vec{\gamma}_{G_T}(t) - \omega^2\vec{r}(M)$$

En séparant dans l'équation (2.8) la contribution de la Terre et celle des N différents astres, et en substituant l'expression (2.11) de l'accélération d'entraînement, il vient :

$$(2.12) \quad \vec{p}(M;t) = \vec{f}_{A_T}(M) + m\omega^2\vec{r}(M) + \sum_{i=1}^N \vec{f}_{A_i}(M;t) - m\vec{\gamma}_{G_T}(t)$$

Le mouvement du centre de gravité de la Terre étant produit par le champ gravitationnel engendré par les autres astres, l'accélération $\vec{\gamma}_{G_T}(t)$ peut s'écrire, à chaque instant, sous la forme :

$$(2.13) \quad \vec{\gamma}_{G_T}(t) = \frac{1}{m} \sum_{i=1}^N \vec{f}_{A_i}(G_T;t)$$

Il en résulte de cela que le poids du point matériel situé en M peut se mettre sous la forme :

$$(2.14) \quad \vec{p}(M;t) = \left[\vec{f}_{A_T}(M) + m\omega^2\vec{r}(M) \right] + \sum_{i=1}^N \left[\vec{f}_{A_i}(M;t) - \vec{f}_{A_i}(G_T;t) \right]$$

Il est donc la somme de deux termes, le premier ne dépend que de la position du point M sur la Terre, et le second dépend de sa position et du temps par l'intermédiaire de la position relative de la Terre et des autres astres.

En d'autres termes, l'accélération de la pesanteur au point M est la somme du vecteur $\vec{g}_0(M)$, fixe par rapport à la Terre, défini par :

$$(2.15) \quad \vec{g}_0(M) = \left[\frac{1}{m} \vec{f}_{A_T}(M) + \omega^2 \vec{r}(M) \right]$$

et d'un vecteur égal à la différence des champs de gravitation produits en M et en G_T par les astres autres que la Terre :

$$(2.16) \quad \vec{g}'(M;t) = \sum_{i=1}^N \vec{g}_i'(M;t) = \frac{1}{m} \sum_{i=1}^N \left[\vec{f}_{A_i}(M;t) - \vec{f}_{A_i}(G_T;t) \right]$$

qui varie en grandeur et en direction au cours de la rotation de la Terre sur elle même et des mouvements relatifs des autres astres.

C'est ce vecteur accélération $\vec{g}_i'(M;t)$ qui engendre le phénomène de marée, puisque la surface des mers tend, à chaque instant, à se modifier pour être normale au vecteur $\vec{g}(M;t) = \vec{g}_0(M) + \vec{g}_i'(M;t)$.

A noter que tous les points matériels de la Terre subissent ce champs de force, qui n'est nul qu'en son centre, et que sous l'action des astres, l'écorce terrestre subit de légères déformations appelées "marées de l'écorce terrestre".

2.3. Champ de force excitateur des marées

D'après l'expression (2.16) un astre i engendre en un point M de la surface terrestre une force excitatrice qui s'écrit :

$$(2.17) \quad \begin{aligned} \vec{F}_{A_i}(M;t) &= \vec{f}_{A_i}(M;t) - \vec{f}_{A_i}(G_T;t) \\ &= k \frac{mm_i}{\sqrt{R^2 \sin^2 \theta + (d_i - R \cos \theta)^2}^3} \mathbf{M} \mathbf{G}_i - k \frac{mm_i}{d_i^3} \mathbf{G}_T \mathbf{G}_i \end{aligned}$$

ce qui se transforme pour donner au premier ordre respectivement la composante radiale à la Terre et sa composante tangentielle :

$$(2.18) \quad \begin{aligned} F_{A_r} &\approx kmR_T \frac{m_i}{d_i^3} (3 \cos^2 \theta - 1) \\ F_{A_t} &\approx -kmR_T \frac{m_i}{d_i^3} \left(\frac{3}{2} \sin 2\theta \right) \end{aligned}$$

D'où le module de la force génératrice :

$$(2.19) \quad F_A \approx kmR_T \frac{m_i}{d_i^3} \sqrt{1+3\cos^2 \theta}$$

La force génératrice de l'astre est proportionnelle à sa masse et inversement proportionnelle au cube de sa distance. Elle est maximale lorsque l'astre est au zénith ($\theta=0$) ou au nadir ($\theta=180^\circ$).

La force génératrice de la marée est au plus de l'ordre de $1.7 \cdot 10^{-7}$ fois la pesanteur terrestre. Elle est donc très faible.

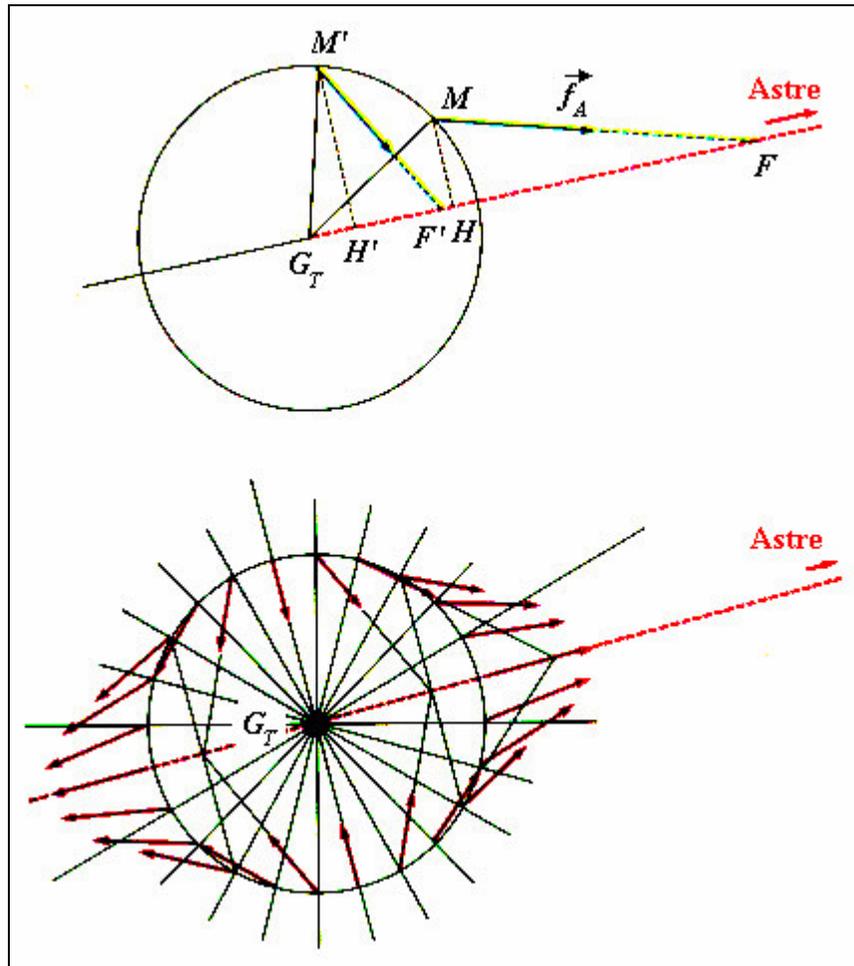


Figure 2.2 : Règle de Proctor et champ de force génératrice des marées créé par un astre (La Mer).

La force génératrice de la marée engendrée par la Lune est 2.15 fois plus grande que celle engendrée par le Soleil.

La règle de Proctor (figure 2.2) permet de construire le champ de force générateur de la marée en tout point M de la surface de la Terre. En désignant par H la projection orthogonale du point M sur la droite qui joint les centres de gravité de la Terre et de l'astre perturbateur, le point F est défini par la relation algébrique :

$$(2.20) \quad \overline{G_T F} = 3\overline{G_T H}$$

Le vecteur représentant la force génératrice est porté par la droite MF , tandis que son module est proportionnel à MF .

Le champ de force présente une symétrie de révolution autour de la droite qui joint les centres de gravité de la Terre et de l'astre, et une symétrie par rapport au plan perpendiculaire à cet axe passant par le G_T .

2.4. Superposition des actions de la Lune et du Soleil

Le mouvement diurne de rotation de la Terre autour de l'axe de ses pôles fait défiler les particules fluides des océans dans le champ de force génératrice des astres.

Un astre perturbateur, situé dans le plan de l'équateur de la Terre, reprend la même position relative au bout d'un jour de l'astre durant lequel la force génératrice est passée deux fois par la même valeur.

Ainsi, le jour lunaire étant sensiblement de 24h 50mn, la force génératrice lunaire a une période de l'ordre de 12 h 25mn. C'est une composante lunaire semi-diurne.

Si l'astre perturbateur n'est pas situé dans le plan de l'équateur, la force excitatrice qui correspond au passage de l'astre au méridien supérieur, est plus grande que celle qui correspond à son passage au méridien inférieur. Dans le cas de la lune, l'excitation est alors semi-diurne à inégalité diurne.

Le même phénomène se produit avec le Soleil avec une période égale au jour solaire qui est en moyenne de 24 heures.

Au moment des syzygies, le Soleil, la Terre et la Lune sont sensiblement alignés (nouvelles ou pleines lunes) les forces génératrices engendrées par le Soleil et la Lune s'additionnent : la force résultante est maximale ; c'est la période de vive-eau. Aux périodes de quadratures, les actions engendrées par les deux astres se contrarient et la force résultante est minimale ; c'est la période de morte-eau.

2.5. Les composantes harmoniques

Si la Lune était le seul astre perturbateur et qu'elle restait à sa distance moyenne dans le plan de l'équateur, la force génératrice de la marée serait sinusoïdale.

Ce n'est pas le cas dans la mesure où le Soleil joue un rôle important dans le phénomène des marées et que les mouvements relatifs de l'ensemble Soleil-Terre-Lune ne sont pas réguliers, ni dans le plan de l'équateur.

Toutefois, la force génératrice peut être décomposée en série de Fourier, en fonction du temps, comprenant un fondamental et des composantes harmoniques. Elle dérive d'un potentiel V :

$$(2.21) \quad \vec{F} = -\vec{\nabla}V$$

avec :

$$(2.22) \quad V(M;t) = f(M) \sum_n A_n \cos\left(2\pi \frac{t}{T_n} - \phi_n\right)$$

Le tableau 2.2 indique les principales ondes de la force excitatrice avec leurs périodes et leurs amplitudes.

Type de l'onde	Nom de l'onde	Nature de l'onde	Amplitude du potentiel	Période de l'onde
	-	constante	0.3684	∞
ondes longues	M_m	mensuelle	0.0414	27j 13h 12mn
	M_b	bi-mensuelle	0.0783	18j 18h 29mn
	M_f	semi-mensuelle	0.0781	13j 15h 52mn
ondes diurnes	Q_1	elliptique majeure	0.0365	26h 52mn 05s
	O_1	lunaire principale	0.1886	25h 49mn 08s
	P_1	solaire principale	0.0878	24h 03mn 54s
	K_1	déclinationnelle - sidérale	0.2655	23h 56mn 02s
ondes semi-diurnes	N_2	elliptique majeure lunaire	0.0880	12h 39mn 29s
	M_2	lunaire moyenne	0.4543	12h 25mn 14s
	T_2	elliptique majeure solaire	0.0124	12h 00mn 59s
	S_2	solaire moyenne	0.2114	12h 00mn 00s
	K_2	déclinationnelle - sidérale	0.0577	11h 58mn 01s

Tableau 2.2 : Principaux harmoniques de la force génératrice de la marée.

3. Réponse des océans à la force génératrice

3.1. Nature ondulatoire des marées

Deux théories ont été avancées pour expliquer le rapport entre la force génératrice de la marée et les variations du niveau de la mer en un point donné.

D'abord, la théorie statique proposée par Newton en 1687 puis complétée par Kelvin qui prit en compte la forme des continents et des bassins océaniques. Cette théorie suppose une mise à l'équilibre instantanée des particules fluides en réponse à la force génératrice. Elle ne fournit pas de résultats convenables pour les marées diurnes et semi-diurnes, mais seulement pour les ondes plus longues, lorsque les efforts d'inertie sont moins importants.

Ensuite, la théorie dynamique proposée par Laplace en 1799. Elle s'appuie sur les deux principes essentiels que sont les oscillations forcées des particules d'eau et la superposition des petits mouvements. La formule de Laplace est très satisfaisante pour les marées semi-diurnes. Elle a été utilisée par le SHOM pour prédire les marées à Brest jusque en 1992. Cette théorie dynamique a été généralisée par Kelvin et Darwin pour donner la formule harmonique qui est la plus précise et la plus universelle.

La marée est donc une onde de gravité de longue période, de l'ordre de 12 heures, qui se propage dans les océans profonds de 4 à 5 km. Il en résulte que sa célérité est gouvernée par la profondeur :

$$(3.1) \quad C = \sqrt{gh}$$

soit de l'ordre de 200 m/s et que sa longueur d'onde est de l'ordre de 8 000 km à 10 000 km, soit le quart de la longueur curviligne d'un grand cercle terrestre.

Cette onde se propage en se déformant en fonction de la forme des océans et des continents. Elle peut se réfléchir sur les côtes (en Manche sur les côtes de Somme et de Picardie et en Mer du Nord). Elle peut également se diffracter autour des continents (en Manche autour du Cotentin et en Atlantique autour de l'Espagne). Le phénomène de réfraction est plus difficile à caractériser en raison des faibles variations de la profondeur relative h/λ qui est de l'ordre de $5 \cdot 10^{-4}$.

L'océan Atlantique se comporte comme un canal dans lequel l'onde semi-diurne M_2 se propage. Au Sud et à proximité de l'équateur, où la force de Coriolis est assez faible, elle progresse du Sud vers le Nord et va se réfléchir sur le détroit des Féroé qui ferme le Nord de l'Atlantique. Soumise à des forces de Coriolis plus importantes, elle tourne en donnant des points amphidromiques. Elle se propage ainsi du Sud au Nord le long

des côtes d'Europe et du Nord au Sud le long des côtes d'Amérique du Nord. Les côtes atlantiques de France sont abordées par l'onde de marée après qu'elle se soit diffractée autour de la péninsule ibérique. De la Bretagne à l'Espagne l'onde de marée arrive ainsi sensiblement parallèle aux côtes, ce qui explique la faiblesse relative des courants de marée sur les côtes de France.

En arrivant aux abords des côtes des îles britanniques, la marée se réfléchit sur le bord du plateau continental, mais excite une onde dérivée qui se propage en profondeurs plus faibles dans la Manche et la Mer d'Irlande. Elle a alors une célérité et une longueur d'onde beaucoup plus faibles, respectivement de l'ordre de 20 m/s et de l'ordre de 1000 km. Par contre, son amplitude croît au fur et à mesure que la profondeur diminue.

L'océan Indien et le Nord du Pacifique, plus largement ouverts sont le sièges d'oscillations diurnes.

Les mers littorales ont des formes qui s'apparentent davantage à des canaux à fond réfléchissants, et les points amphidromiques réels ou virtuels (dans les terre) y sont fréquents. En Mer du Nord, deux ondes de marée se croisent ; l'une provenant du Pas de Calais et l'autre ayant fait le tour par le Nord des îles britanniques.

En Méditerranée, deux ondes s'ajoutent. L'une, diurne d'amplitude de l'ordre de 0.20 m, est propre au bassin. L'autre, semi-diurne d'amplitude très faible, est dérivée de l'onde Atlantique qui se réfléchit sur le plateau continental devant le Déroit de Gibraltar.

Le marnage est la différence de hauteur d'eau entre la pleine mer et la basse mer suivante ou précédente. Il est très faible dans les mers fermées. Insensible en Mer Noire, il ne dépasse généralement pas quelques décimètres en Méditerranée, sauf sans le Golfe de Gabès, où sa valeur atteint de l'ordre de deux mètres, et dans l'Adriatique où il atteint un mètre.

Egalement faible au milieu des océans, de l'ordre de 0.5 mètre, la marée s'amplifie parfois beaucoup sur les côtes en raison de la diminution de profondeur et de la configuration de la bathymétrie et des rivages. Parallèlement, les courants de marée augmentent considérablement. Le tableau 3.1 indique les marnages en quelques lieux caractéristiques.

Lieu	Type de marée	Marnage en vive eau moyenne	Marnage maximum
Baie de Fundy (Canada)	Semi-diurne	13.60 m	19 m
Port de Gallegos (Argentine)	Semi-diurne		18 m
Rivière Severn (Angleterre)	Semi-diurne	13.10 m	17 m
Mont Saint-Michel (France)	Semi-diurne	12.60 m	16 m
Cap Astronomique (Sibérie)	Diurne	11.50 m	
Gabès (Tunisie)	Semi-diurne	1.80 m	2.2 m

Tableau 3.1 : Marnage dans quelques lieux remarquables.

3.2. Différents types de marées

La réponse des océans et des mers à la force excitatrice des marées dépend de leurs formes et de leurs périodes propres susceptibles d'offrir des résonances ou tout au moins de privilégier la réponse aux ondes excitatrices diurnes ou semi-diurnes aux détriment des autres.

Il existe ainsi, dans le monde, quatre types de marées :

- Les marées semi-diurnes sont dominées par l'onde lunaire moyenne M_2 . Elles se traduisent par deux pleines mers et deux basses mers par jour lunaire de 24h 50mn dont les amplitudes sont comparables. Ce type de marée domine sur les côtes de l'océan atlantique et en particulier en Europe.
- Les marées semi-diurnes à inégalité diurne importantes qui se traduisent par deux pleines mers et deux basses mers quotidiennes d'amplitudes très différentes. Ce type de marée est fréquent dans l'océan Indien et dans certaines parties du Pacifique.
- Les marées diurnes qui se traduisent par une seule pleine mer et une seule basse mer quotidienne. Ce type de marée est assez rare. Il existe principalement dans le Pacifique, et en particulier dans le Golfe du Tonkin et sur les côtes de Sibérie orientale où se produisent les plus forts marnages diurnes.
- Les marées mixtes apparaissent quand les ondes diurnes sont deux ou trois fois plus importantes que les ondes semi-diurnes. Elles se manifestent par des successions de séquences de marées diurnes lors du passage de la Lune vers les tropiques, suivies de séquences de marées semi-diurnes ou à inégalité diurne lors du passage de la Lune à l'équateur. Ce type de marée est fréquent en Indonésie, au Viêt-nam, sur les côtes de Sibérie et d'Alaska et aux Antilles.

Il existe d'autres singularités de la marée.

Par petits fonds, la vitesse de propagation de l'onde marée, qui est fonction de la profondeur, n'est pas la même pour la pleine mer que pour la basse mer. Il apparaît des ondes supérieures et composées, dont les périodes sont celles des termes supérieurs et composés qui apparaissent dans le développement du potentiel. Dans certains ports, il se produit alors deux pleines mers successives au lieu d'une seule (Southampton) ou une très longue étale de pleine mer pouvant durer deux ou trois heures appelée tenue du plein (Le Havre, Saint-Nazaire). Il peut aussi, parfois, se produire deux basses mers successives (Hoeck Van Holland aux Pays-Bas).

Lorsque l'amplitude de la marée solaire l'emporte sur celle de la marée lunaire (Tunisie, côte sud d'Australie, Tahiti), la marée perd son caractère lunaire et l'heure de la pleine mer varie très lentement au cours de la lunaison.

Dans les estuaires, la basse mer progresse plus lentement que la pleine mer, ce qui engendre une dissymétrie entre la montée qui est abrégée et

la baissée qui s'allonge. C'est un phénomène caractéristique des marées fluviales. Il peut s'accompagner de mascarets.

3.3. Le coefficient de marée

La notion de coefficient de marées a été imaginée par Laplace, bien qu'il ait fallu attendre 1868 pour qu'elle apparaisse dans l'annuaire des marées.

Il s'agit d'une particularité française qui résulte de la forte prédominance de l'onde semi-diurne qui règne sur les côtes françaises de la Manche et de l'Atlantique.

Le coefficient de marée est défini, pour une pleine mer de Brest, comme le quotient du marnage semi-diurne de la formule harmonique par sa valeur moyenne pour les marées de vives-eaux d'équinoxe, admise égale à 6.10 mètres. C'est un nombre sans dimension qui varie entre 0.2 et 1.2 ; Il est de coutume de l'exprimer en centièmes.

$$(3.2) \quad C = 100 \frac{\text{amplitude semi - diurne}}{3.05}$$

Il est donc compris entre les valeurs théoriques de 20 pour les marées de mortes-eaux exceptionnelles, et de 120 pour les marées de vives-eaux exceptionnelles. Ainsi, par convention, le coefficient 100 est attribué au marnage moyen de la plus grande marée qui suit d'un jour et demi environ l'instant de la pleine ou de la nouvelle Lune, vers les syzygies d'équinoxe.

Pour comparer les marnages dans les différents ports, chacun d'entre eux est caractérisé par une unité de hauteur définie comme la valeur moyenne de l'amplitude (demi marnage) de la plus grande marée qui suit la syzygie d'équinoxe.

Le coefficient est calculé au port de Brest, dont l'unité est 3.05 mètres, avec les seules composantes semi-diurnes de la marée, alors que les hauteurs d'eau prédites sont calculées en prenant en compte toutes les composantes harmoniques. Le coefficient est donc approximativement proportionnel au marnage, mais pour un port donné, des marées de même coefficient peuvent avoir des hauteurs différentes. Par exemple, à Saint-Malo, les hauteurs prédites pour les différentes marées de coefficient 70 de l'année 2001 sont les suivantes :

- le 23 janvier : BM 3.25 m PM 10.85 m,
- le 21 février : BM 3.00 m PM 10.60 m,
- le 20 mai : BM 2.80 m PM 10.70 m,
- le 28 mai : BM 2.50 m PM 10.65 m,
- le 3 août : BM 2.95 m PM 10.55 m,
- le 9 août : BM 2.55 m PM 10.90 m,
- le 17 août : BM 3.10 m PM 10.50 m,
- le 8 septembre : BM 2.50 m PM 11.15 m,

➤ le 5 décembre : BM 2.75 m PM 10.80 m.

Les écarts sont de 0.75 m pour la basse mer et de 0.65 m pour la pleine mer.

Connaissant l'unité de hauteur U d'un port, la hauteur N_0 du niveau de mi-marée au dessus du zéro hydrographique, et le coefficient de marée C à Brest, les hauteurs de marée haute et de marée basse, au dessus du zéro hydrographique, s'en déduisent approximativement :

$$(3.3) \quad \begin{aligned} H_{PM} &= N_0 + \frac{CU}{100} \\ H_{BM} &= N_0 - \frac{CU}{100} \end{aligned}$$

La correspondance entre les coefficients et les caractéristiques des principales marées sur les côtes de France est la suivante :

- Coefficient 120 : Marées de vives-eaux exceptionnelles (MVVEE),
- Coefficient 95 : Marées de vives-eaux moyennes (MVEM),
- Coefficient 70 : Marées moyennes (MM),
- Coefficient 45 : Marées de mortes-eaux moyennes (MMEM),
- Coefficient 20 : Marées de mortes-eaux exceptionnelles (MMEE).

La notion de coefficient ne doit pas être utilisée en dehors des côtes françaises de la Manche et de l'Atlantique, c'est à dire de la frontière belge à la frontière espagnole. Elle donne des ordres de grandeurs qui sont parfois insuffisants pour la navigation.

3.4. Les niveaux de référence

3.4.1. La référence terrestre

Afin de rapporter tout le réseau géographique de France à un repère altimétrique unique, le 13 janvier 1860, une décision ministérielle fixe, pour la première fois, le zéro du nivellement terrestre de la France. Il est établi d'après le niveau moyen de la mer à Marseille qui apparaît comme le plus stable en France. Il est figuré par la graduation 0.40 m sur l'échelle du marégraphe du Fort Saint-Jean à Marseille, et matérialisé par une plaque de marbre. Il porte le nom de son inventeur : c'est le zéro Bourdalouë.

De nouvelles observations ayant permis de préciser le niveau moyen de la mer, en 1885 le nivellement de la France est rattaché au zéro Lallemand (ou zéro normal), fixé à 71 mm sous le zéro Bourdalouë, soit sur la graduation 0.329 m sur l'échelle du marégraphe du Fort Saint-Jean.

Le zéro IGN69 est identique au zéro Lallemand. Défini comme étant le niveau moyen de la mer à Marseille, il est matérialisé par la cote 0.329 m du marégraphe de Marseille, soit 1.661 mètre sous le repère fondamental situé dans le marégraphe de Marseille (rivet de bronze à tête sphérique, recouvert de platine, scellé au ciment dans un bloc cylindrique de granit,

lui même scellé dans la roche sur laquelle est bâti le marégraphe). Il est vérifié tous les ans.

Une fois défini à Marseille, le niveau de référence terrestre est transporté dans les autres sites de France par gravimétrie. Ce zéro a donc une vocation "universelle" puisqu'il correspond à un géoïde situé à une certaine distance gravimétrique du centre de la Terre.

3.4.2. Les références hydrographiques

Depuis 1838, l'hydrographe Beautemps-Beaupré a fixé le niveau de référence de la cartographie marine française comme le niveau des plus basses mers.

Cette définition est particulièrement bien adaptée à la navigation, car la profondeur d'eau disponible en un lieu est au moins celle indiquée sur les cartes.

Le zéro hydrographique est donc défini, en chaque lieu, comme le niveau des plus basses mer des basses mers astronomiques. Il est matérialisé par des repères disposés au voisinage immédiat des emplacements où sont effectués les observations des marées. Ce zéro, qui dépend du lieu d'observation, n'a donc qu'une signification locale.

Les zéros définis avant le milieu du XIX^{ème} siècle pour chacun des grands ports de France, sont toujours d'actualité pour les cartes marines françaises sauf pour deux zones : les abords de Brest et les abords de Saint-Nazaire, pour lesquelles au 1^{er} janvier 1996, des corrections ont été apportées. Le zéro hydrographique a été remonté de 0.50 mètre à Brest et baissé de 0.40 mètre à Saint-Nazaire.

Par définition, les zéros hydrographiques des ports de France ont été adoptés localement, indépendamment les uns des autres. Des incohérences sont apparues, engendrées par les imprécisions des déterminations des niveaux des plus basses mers, ainsi que par l'évolution naturelle du niveau moyen des mers. Il en résulte que l'écart entre le zéro hydrographique et le niveau des plus basses mers peut varier entre deux ports voisins.

La notion de zone de marée a donc été introduite pour redonner de la cohérence à l'ensemble. Elle est définie par ses limites géographiques et par un port de référence où le zéro hydrographique est déterminé. Pour chaque port situé à l'intérieur de la zone de marée, une relation de concordance permet de choisir un zéro hydrographique en accord avec celui du port de référence. Il devient alors possible d'assurer la cohérence entre les différents zéros hydrographiques à l'intérieur d'une même zone de marée. A la limite entre deux zones adjacentes, des discontinuités peuvent exister. Il existe au total 16 zones de marées sur la façade Manche-Atlantique et 7 en Méditerranée.

3.4.3. Relations entre les références terrestre et marines

Par construction, le niveau moyen de la mer est proche du zéro IGN69, mais les deux valeurs ne coïncident pas nécessairement, surtout lorsque le signal de marée inclut des non linéarités fortes, comme une tenue du plein qui fait monter le niveau moyen. Le zéro IGN69 est alors naturellement plus proche du niveau de mi-marée des vives eaux exceptionnelles.

Il faut également souligner que la surface engendrée par les zéros hydrographiques en chaque lieu oscille dans l'espace autour de la surface géoïde du zéro terrestre IGN69. Les sondes des cartes marines sont des hauteurs d'eau aux plus basses mers et ne sont pas des cotes altimétriques. Par construction, les cartes marines françaises sont, sauf corrections soignées, peu précises pour l'établissement d'un modèle physique ou numérique de grande surface, surtout dans les zones de fort marnage.

4. Marées météorologiques

A chaque instant, le niveau de la mer est la conséquence de deux phénomènes qui sont dans une large mesure statistiquement indépendants : la marée astronomique et les surcotes et souscotes engendrées par les conditions météorologiques :

- les hautes ou basses pression barométrique,
- les vents (basculement),
- les courants,
- les houles de tempête, éventuellement cycloniques.

Elles sont souvent désignées sous le nom de marée météorologique, ou de marée barométrique lorsqu'il ne s'agit que des effets des variations de la pression atmosphérique.

4.1. Marées barométriques

Les variations de la pression atmosphérique engendrent des variations sensibles du niveau de la mer. La pression atmosphérique normale au niveau de la mer est de 101325 Pa (10.33 mètres d'eau). une augmentation de 1 hPa induit une baisse de niveau de 0.1 m, tandis qu'une diminution de 1 hPa induit une hausse de niveau de 0.1 m.

Les marées barométriques ont généralement une amplitude de l'ordre de ± 0.25 m. Elles sont donc du même ordre de grandeur que les marées astronomiques dans de nombreuses régions du monde, et en particulier sur les côtes françaises de Méditerranée.

La marée barométrique peut être beaucoup plus importante dans les régions cycloniques. En effet, la pression diminuant très sensiblement à proximité des cyclones, les tempêtes cycloniques sont accompagnées de surélévations brutales et temporaires du niveau de la mer appelées marées de tempête.

Les 16 et 17 septembre 1989, Hugo, l'un des plus violents cyclones connus, est passé au dessus de la Guadeloupe. La plus basse pression atmosphérique enregistrée dans l'œil du cyclone sur l'île de la Guadeloupe a été de 941.4 hPa au Raizet. Cela correspond à une surélévation du niveau moyen de la mer de 0.71 m. A noter que la surélévation maximale due à la marée de tempête enregistrée par le marégraphe de la Pointe de Fouillole a été de 0.65 m.

La pression minimale enregistrée au sein de Hugo a été de 918 hPa le 15 septembre à 18 heures, avant son arrivée sur la Guadeloupe. Cela correspond à une surélévation du niveau moyen de la mer de 0.94 m.

4.2. Autres effets météorologiques

Le vent, la houle et les courants qui y sont associés jouent également un rôle dans les variations du niveau de la mer et des surcotes.

Les effets du vent sont bien connus sur les plans d'eau fermés pour induire un phénomène de basculement. L'eau, entraînée en surface par le vent, s'accumule dans la partie du plan d'eau sous le vent en faisant ainsi monter le niveau de plusieurs dizaines de centimètres. Sous l'effet de la pression hydrostatique, un système de courants de retour prend alors naissance au fond et sur les côtés du plan d'eau. Les différences de niveau entre les extrémités du plan d'eau dépendent de son étendue et de sa profondeur. Elles peuvent atteindre des hauteurs de l'ordre du mètre.

Ce phénomène de basculement existe également en milieu marin ouvert lorsque le vent souffle avec une certaine constance en force et en direction.

Ca a été le cas en Méditerranée sur les côtes du Golfe du Lion lors de la tempête vingtennale des 16 et 17 décembre 1997. A Narbonne, le niveau de l'eau est monté à +2.01m NGF. Ce niveau résulte toutefois de la conjugaison de la marée astronomique (0.10m à 0.15m) de la marée barométrique (~0.25m), des effets dus au vent (~1.45m) et de l'accumulation des eaux pluviales que le réseau a été incapable d'évacuer (0.15m à 0.20m).

Sur cette même côte, les vents de Nord-Ouest engendrent un abaissement du niveau moyen (souscote) qui atteint au maximum 0.5 mètres.

C'est également le cas dans les petites Antilles, lorsque les Alizés d'Est Sud-Est sont établis, le niveau de la mer est plus haut de 0.3 à 0.4 mètre sur la côte Est exposée au vent que sur la côte Ouest qui est sous le vent des îles.

4.3. Statistique des surcotes et souscotes

En réalisant des observations fréquentes du niveau de la mer, il est aisé de constater les différences entre le niveau prédit par la marée astronomique et celui réellement mesuré. Cette grandeur, indépendante de la marée astronomique, peut être choisie comme variable aléatoire et peut ainsi servir de base à une analyse statistique.

Pourvu que les observations soient suffisamment nombreuses sur une durée suffisamment longue, il est possible de déterminer les occurrences d'événements rares concernant cette variable, et d'associer à chaque variation de cote (positives pour les surcotes ou négatives pour les souscotes) une période de retour donnée. Le tableau 4.1 présente les surcotes associées à différentes périodes de retour pour les ports de

référence des côtes françaises. Les données concernant les ports de la Manche et de l'Atlantique proviennent des travaux réalisés par B. Simon du SHOM pour le compte du CETMEF. Les données concernant la Méditerranée sont moins précises. Elle proviennent de différents documents du SHOM et du catalogue sédimentologique des côtes françaises.

Port de Référence	PHMA m CM	Période de retour en années des surcotes en mètres									
		1	5	10	15	20	25	30	50	75	100
Dunkerque	6.40	0.78	1.00	1.09	1.15	1.19	1.22	1.25	1.32	1.37	1.41
Calais	7.65	0.65	0.84	0.92	0.97	1.01	1.03	1.06	1.12	1.17	1.20
Boulogne	9.45	0.62	0.79	0.86	0.90	0.93	0.96	0.98	1.03	1.07	1.10
Dieppe	10.10	0.65	0.80	0.86	0.90	0.93	0.95	0.97	1.02	1.05	1.08
Le Havre	8.40	0.69	0.89	0.98	1.03	1.06	1.09	1.11	1.17	1.22	1.26
Cherbourg	7.00	0.54	0.67	0.73	0.76	0.78	0.80	0.81	0.85	0.89	0.91
St Malo	13.50	0.64	0.80	0.87	0.91	0.94	0.96	0.98	1.03	1.07	1.10
Roscoff	9.75	0.56	0.69	0.75	0.78	0.81	0.82	0.84	0.88	0.92	0.94
Le Conquet	7.60	0.63	0.76	0.82	0.85	0.87	0.89	0.90	0.94	0.98	1.00
Brest	7.80	0.63	0.78	0.84	0.88	0.90	0.93	0.94	0.99	1.02	1.05
Port Tudy	5.75	0.58	0.76	0.84	0.88	0.92	0.94	0.96	1.02	1.07	1.10
St Nazaire	6.60	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
St Gildas	6.30	0.60	0.78	0.86	0.90	0.94	0.96	0.98	1.04	1.09	1.12
Pte de Graves	6.10	0.50	0.73	0.83	0.89	0.93	0.96	0.99	1.06	1.12	1.16
Le Boucau	4.85	0.62	0.79	0.86	0.90	0.93	0.96	0.98	1.03	1.07	1.10
Port-Vendres	0.60	0.50	0.92	1.10	1.21	1.28	1.34	1.39	1.52	1.63	1.70
Sète	0.50	0.50	0.92	1.10	1.21	1.28	1.34	1.39	1.52	1.63	1.70
Marseille	0.50	0.50	0.71	0.80	0.85	0.89	0.92	0.94	1.01	1.06	1.10
Toulon	0.60	0.30	0.44	0.50	0.54	0.56	0.58	0.60	0.64	0.68	0.70
Nice	0.55	0.30	0.42	0.48	0.51	0.53	0.54	0.56	0.60	0.63	0.65

Tableau 4.1 : Surcotes associés à différentes périodes de retour pour les ports de référence des côtes françaises.

4.4. Statistique des niveaux extrêmes

Toutefois, si les surcotes et les souscotes sont, en elles mêmes, importantes pour le navigateur qui compte sur une profondeur minimale en un point et en un instant donnés, elles n'interviennent, dans l'étude des infrastructures maritimes, que par l'intermédiaire du niveau atteint par la mer. En d'autres termes, ce qui est intéressant pour l'ingénieur, ce n'est pas la différence entre le niveau d'eau prédit et celui réalisé, mais le plus haut niveau d'eau réellement atteint.

Il est donc intéressant d'observer les niveaux d'eau atteints et d'essayer de d'associer à chaque niveau d'eau extrême (positif ou négatif) une période de retour donnée. Cependant, les niveaux d'eau exceptionnels sont des événements rares engendrés par la conjonction de deux événements rares liés, l'un aux vives eaux exceptionnelles et l'autre aux surcotes ou souscotes exceptionnelles. Il en résulte que leur coïncidence peut être si rare qu'elle n'a jamais été observée. Pourtant sa probabilité peut être calculée à partir de la connaissance des lois de probabilité liées à la marée et aux surcotes et souscotes. Le tableau 4.2 présente les niveaux extrêmes associés à différentes périodes de retour pour les ports

de référence des côtes françaises. Les données concernant les ports de la Manche et de l'Atlantique proviennent des travaux réalisés par B. Simon du SHOM pour le compte du CETMEF. Les données concernant la Méditerranée sont moins précises. Elle proviennent de différents documents du SHOM et du catalogue sédimentologique des côtes françaises.

Port de Référence	PHMA m IGN	Période de retour en années des niveaux d'eau en mètres / IGN69									
		1	5	10	15	20	25	30	50	75	100
Dunkerque	3.71	4.19	4.40	4.49	4.55	4.59	4.61	4.64	4.71	4.76	4.80
Calais	4.19	4.54	4.70	4.77	4.81	4.84	4.86	4.88	4.93	4.97	5.00
Boulogne	5.06	5.24	5.40	5.47	5.51	5.54	5.56	5.58	5.63	5.67	5.70
Dieppe	5.67	5.64	5.80	5.87	5.91	5.94	5.96	5.98	6.03	6.07	6.10
Le Havre	4.02	4.24	4.40	4.47	4.51	4.54	4.56	4.58	4.63	4.67	4.70
Cherbourg	3.72	3.69	3.80	3.85	3.87	3.89	3.91	3.92	3.95	3.98	4.00
St Malo	7.20	7.04	7.20	7.27	7.31	7.34	7.36	7.38	7.43	7.47	7.50
Roscoff	4.99	4.99	5.10	5.15	5.17	5.19	5.21	5.22	5.25	5.28	5.30
Le Conquet	4.12	4.09	4.20	4.25	4.27	4.29	4.31	4.32	4.35	4.38	4.40
Brest	4.16	4.19	4.35	4.42	4.46	4.49	4.51	4.53	4.58	4.62	4.65
Port Tudy	3.02	3.04	3.20	3.27	3.31	3.34	3.36	3.38	3.43	3.47	3.50
St Nazaire	3.44	3.26	3.45	3.53	3.58	3.61	3.64	3.66	3.72	3.77	3.80
St Gildas	3.22	3.34	3.50	3.57	3.61	3.64	3.66	3.68	3.73	3.77	3.80
Pte de Graves	3.23	3.14	3.30	3.37	3.41	3.44	3.46	3.48	3.53	3.57	3.60
Le Boucau	2.71	2.71	2.90	2.98	3.03	3.06	3.09	3.11	3.17	3.22	3.25
Port-Vendres	0.21	0.30	0.63	0.78	0.86	0.92	0.96	1.00	1.11	1.19	1.25
Sète	0.20	0.40	0.91	1.13	1.25	1.34	1.41	1.47	1.63	1.76	1.85
Marseille	0.17	0.40	0.70	0.83	0.90	0.95	0.99	1.03	1.12	1.20	1.25
Toulon	0.35	0.25	0.46	0.55	0.60	0.64	0.67	0.69	0.76	0.81	0.85
Nice	0.22	0.20	0.41	0.50	0.55	0.59	0.62	0.64	0.71	0.76	0.80

Tableau 4.2 : Niveaux extrêmes associés à différentes périodes de retour pour les ports de référence des côtes françaises de la Manche et de l'Atlantique.

5. Références bibliographiques

- [1] **Bonnefille R.**
Cours d'hydraulique maritime
E.N.S.T.A. Editions Masson, Paris 1976.

- [2] **Bruhat G. - Foch A.**
Cours de physique générale
Mécanique - 6^{ème} édition
Massons & Cie, Paris, 1967.

- [3] **Chapon J.**
Travaux maritimes - Tome I
Editions Eyrolles, Paris, 1978.

- [4] **Grange Batelière**
Grande encyclopédie alpha de la Mer
Editions Kister, Paris, 1973.

- [5] **Ippen A.T.**
Estuary and coastline hydrodynamics
McGraw-Hill Inc., New York, 1966.

- [6] **Komar P.D.**
Beach processes and sedimentation
Prentice-Hall Inc., New Jersey, 1976.

- [7] **Newton I.**
Philosophiae Naturalis Principia Mathematica
1686.

- [8] **SHOM**
La marée
Les guides du SHOM, 1997.

- [9] **Simon B.**
Statistique des niveaux marins extrêmes le long des côtes de France
Rapport SHOM n°001/94, Avril 1994.