

وزارة التعليم العالي و البحث العلمي

Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique

المدرسة الوطنية العليا لعلوم البحر و تهيئة الساحل

Ecole Nationale Supérieure des Sciences de la Mer et de l'Aménagement du Littoral



MEMOIRE POUR L'OBTENTION DU DIPLOME

DE MASTER EN SCIENCES DE LA MER

Sujet :

**Etat de l'art sur la modélisation des
vagues dans la zone située en dehors
de la zone de déferlement**

Présenté par:

- Bouhaddad Mouloud

Soutenu le 20/10 /2012 devant le jury suivant :

Mr O.SEFIANE	Maître de Conférences A (ENSSMAL)	Président
Mr Y.HEMDANE	Maître de Conférences B (ENSSMAL)	Promoteur
Mr M.HELLEL	Maître-Assistant A (ENSSMAL)	Examineur
Mr F.BOUAICHA	Maître-Assistant A (ENSSMAL)	Examineur

Promotion : (2012)

Remerciements

Tout d'abord, nous remercions Allah le tout puissant pour nous avoir donné la santé, le courage et la volonté, pour réaliser ce modeste travail.

Nous tenons à exprimer toutes nos reconnaissances à ceux qui, à divers titres, ont collaboré à la réalisation de ce travail. Nous les devons à de nombreuses personnes que nous avons le plaisir et l'honneur de citer ci-après.

Mr Hemdane Yacine pour avoir dirigé ce travail et lui avoir accordé un intérêt tout au long de son élaboration.

Nous tenons à remercier :

Mr Sefiane Omar d'avoir accepté de présider le jury de cette soutenance.

Mr Hellel Mustapha nous avoir honoré de sa présence, d'avoir accepté d'examiner ce travail.

Mr Bouaicha Farid on le remercie d'avoir accepté examiner notre travail.

Enfin nos vifs remerciements, à toutes les personnes qui nous ont aidé du près ou de loin à la réalisation de ce mémoire de Master.

Bouhaddad Mouloud

SOMMAIRE

Remerciement

Liste des acronymes

Liste des figures

Liste des tableaux

Introduction générale 1

Chapitre I : Etat de l'art de la modélisation

I.1. Génération et développement des vagues 3

I.2. Evolution des vagues en allant vers la côte 10

I.3. Modélisations numériques des vagues : comment prévoir. 11

 I.3.1. Introduction a la modélisation 11

 I.3.2. Le principe de la modélisation 11

I.4. La modélisation des vagues 12

 I.4.1. Application possibles 12

 I.4.2. Les modèles spectraux d'état de mer 13

 I.4.2.1. Modèles de 1^{ère} et 2^{ème} génération 13

 I.4.2.2. Modèles de 3^{ème} génération 14

Chapitre II : Modèle WaveWatch III

II.1. Représentations mathématiques des vagues 15

II.2. Paramétrisation des termes sources 16

II.3. Modèles de génération et propagation des vagues 17

 II.3.1. Présentation des modèles 17

 II.3.2. Equations régissant les modèles de vagues 17

II.4. Présentation du modèle WaveWatch III 18

II.4.1. Caractéristiques du modèle 19

 II.4.1.1. Caractéristiques physiques: 19

 II.4.1.2. Caractéristiques numériques: 20

 II.4.2. Options de sortie: 20

II.4.3. L'élaboration du modèle 21

Chapitre III : Application du modèle wavewatch III

III.1. Le Golfe de Gascogne 22

III.2. Le modèle de vagues pour le Golfe de Gascogne 22

III.3. Variabilité de la houle dans le Golfe de Gascogne 25

III.3.1 Moyennes hivernales et variabilité.....	25
III.3.2 Tendances à long-terme.....	26
III.4. Discussion.....	26
III.4.1 Corrélation avec l'oscillation Nord-Atlantique.....	26
III.4.2 Origine des tendances à long terme.....	28
III.4.3. Analyse du climat de vagues futur	28
III.4.4. Impact des changements de conditions de vagues sur les flux sédimentaires longshore	31
Conclusion générale.....	32

Références bibliographiques

Liste des acronymes

- \vec{k} : est le vecteur nombre d'onde d'intensité le nombre d'onde k
- N : la densité d'action
- σ : la pulsation relative
- γ : le coefficient de déferlement
- $\vec{\mu}$: le courant susceptible de varier lentement dans le temps et l'espace
- σ : pulsation
- c_σ et c_θ : les vitesses de propagation dans l'espace spectral dans le référentiel σ et θ
- μ : la direction normale à la crête
- C_g : est la vitesse de groupe des vagues
- $C_g E$: le flux d'énergie des vagues
- C_q : représente la vitesse du changement de direction des vagues
- C_x et C_y : sont les vitesses de propagation de l'énergie des vagues dans les directions x et y
- d : la hauteur d'eau moyennée sur le champs de vagues
- D : la profondeur de la colonne d'eau
- DIA : approximation, dite des "interactions discrètes"
- Dir : direction
- EQM : erreurs quadratiques moyennes.
- EQMN : erreurs quadratiques moyennes normalisées.
- f : la fréquence
- g : l'accélération de la gravité
- H : hauteur
- H_b : la hauteur de la vague déferlante
- H_s : hauteur significative
- k : nombre d'onde
- L : longueur d'onde
- m : une coordonnée normale à s
- nc : valeurs non calculées.
- NOAA : national oceanic and atmospheric administration
- q : la direction d'où viennent les vagues
- r : la masse volumique de l'eau.
- S : la somme
- s : une coordonnée dirigée dans la direction de propagation θ
- S_{bds} : terme additionnel de dissipation
- S_{bf} : de dissipation de l'énergie des vagues par friction sur le fond
- S_{bscat} : forme d'un terme de réflexion et diffusion
- S_{ds} : représente la dissipation de l'énergie des vagues par formation de moutons en surface.
- SHOM : service hydrographique et océanographique de la marine
- S_{in} : représente l'énergie donnée aux vagues par le vent
- S_{nl} : représente l'énergie échangée par les différentes composantes des vagues

Liste des acronymes

- S_{nl} : terme d'échanges non-linéaires
- SWAN : Simulating WAvesNearshore
- T : période
- T_p : période de pic
- WAM : WAveModel,
- WW3 : WAVEWATCH III

Liste des figures

Figure. I.1 – Génération des vagues selon le modèle de Jeffreys [1924].....	3
Figure. I.2 – Génération des vagues selon les théories de Phillips [1957] et Miles [1957].....	5
Figure. I.3 – Définition des grandeurs utilisées pour des vagues périodiques.....	6
Figure. I.4 – Les différents types de déferlement.....	9
Figure. I.5 – Modifications subies par les vagues à l’approche de la côte.....	10
Figure III.1 –Carte bathymétrique du golfe de Gascogne et de ses abords.....	22
Figure III.2 –Carte bathymétrique de l’Atlantique Nord (grille 1) et du Golfe de Gascogne (grille 2), extension des grilles de calcul et positions des bouées utilisées pour la validation du modèle.....	23
Figure III.3 –Comparaison entre les prédictions du modèle et la bouée de Bares (Espagne) en 2000 et 2001.....	24
Figure III.4 –Moyennes hivernales (ligne 1), écarts types (ligne 2) et tendance linéaire sur la période 1953-2009 (ligne 3) pour les hauteurs significatives (colonne 1), directions moyennes (colonne 2) et périodes de pic (colonne 3).....	25
Figure III. 5 –Cartes de coefficients de corrélation Pearson entre les moyennes hivernales de l’indice NAO et les Hs (A), les Dir (B) et les Tp (C).....	27
Figure III.6 –Diagrammes bi-variés des conditions de vagues au niveau des bouées Gascogne (haut ; adapté de CHARLES et al, 2012b).....	29
Figure III.7 – a) Variations saisonnières des flux de sédiments longshore actuels (scénario REF), relativement au flux annuel, b) Flux de sédiments longshore pour trois scénarios futurs (B1, A1B, A2), relativement au flux actuel pour la même saison.....	31

Liste des tableaux

Tableau III.1 –Erreurs statistiques entre les données de vague issues du modèle et celles mesurés aux bouées de Saint-Yves (STYV, Cornouaille anglaise), Cap Ferret (CAPF), Bilbao (BIL) et Bares (BAR) pour les paramètres Hs, Dir et Tp. L'indication nc désigne les valeurs non calculées.....	24
Tableau III.2 –Méthode choisie de répartition des vagues en fonction de leur cambrure.....	28

Introduction générale

Introduction générale

Les vagues jouent un rôle fondamental pour de nombreuses problématiques en océanographie physique et disciplines connexes : gestion des zones côtières et des opérations en mer, conception et dimensionnement de structures marines et portuaires telles qu'une digue ou une plateforme pétrolière, étude de la morphodynamique côtière et de l'évolution du littoral, récupération de l'énergie des vagues, etc. De plus, par leurs effets sur les flux entre l'océan et l'atmosphère, les vagues ont aussi des effets directs ou indirects sur les dynamiques de circulation océaniques et atmosphériques. La connaissance précise et la prévision de la climatologie des états de mer (valeurs moyennes et extrêmes) représentent donc des enjeux importants pour de nombreuses applications. Depuis les travaux de Sverdrup & Munk (1947) et les premiers modèles de prévision des vagues dans les années 1950 et 1960 (Gelci et al., 1957), de nombreuses études théoriques et observations ont permis le développement de modèles de description et de prévision des états de mer de plus en plus sophistiqués. Les modèles spectraux permettent de représenter l'évolution spatio-temporelle du spectre directionnel d'énergie (ou d'action) des vagues sous l'effet de forçages météorologiques in-stationnaires, éventuellement dans des conditions hydrodynamiques (niveau moyen de mer et courants ambiants) in-stationnaires. Le spectre directionnel d'énergie fournit une information détaillée sur la répartition de l'énergie des vagues, à la fois en fréquences et en directions. On peut aussi en déduire des paramètres intégrés caractéristiques de l'état de mer, comme la hauteur significative spectrale, les périodes moyennes ou de pic, la direction moyenne de propagation, l'étalement angulaire moyen, etc. Les modèles d'état de mer actuels, WAM (WAMDI Group, 1988; Komen et al., 1994), WAVEWATCH III (Tolman, 1991, 2002), SWAN (Booij et al., 1999), TOMAWAC (Benoit et al., 1996a), CREST (Ardhuin et al., 2001), dits de troisième génération, ont été développés dans les 20 dernières années depuis la mise au point du modèle WAM par le WAMDI Group (1988) qui a représenté une avancée majeure. Ils résolvent l'équation d'évolution du spectre d'énergie (ou d'action) de l'état de mer sous l'effet combiné de plusieurs processus physiques, qui créent, dissipent ou transfèrent l'énergie au sein du spectre. Les modèles de troisième génération ne font pas d'hypothèse a priori sur la répartition directionnelle ou fréquentielle de l'énergie de l'état de mer (hormis dans certains cas pour la partie hautes fréquences, au-delà d'une certaine fréquence dite diagnostique). Le spectre est discrétisé suivant une grille en fréquences et directions, et chaque composante du spectre évolue « librement » sous l'action combinée des différents processus physiques pris en compte. Le changement climatique est susceptible de modifier les caractéristiques actuelles du littoral. Bordée par le Golfe de Gascogne, la côte aquitaine est principalement composée de plages sableuses. Dans ce secteur, les vagues ont un rôle prédominant dans la dynamique sédimentaire du littoral (CASTELLE et al., 2007). Les analyses existantes des futures conditions de vagues portent principalement sur les hauteurs de vagues à l'échelle mondiale et prédisent soit une variation non significative des hauteurs de vagues, soit une diminution (DEBERNARD & ROED, 2008 ; ZACHARIOUDAKI et al., 2011). Elles sont basées sur des projections de vagues présentant une résolution spatiale faible et indiquent des résultats très variables dans le Golfe de Gascogne. De plus, l'étude de la dynamique littorale nécessite d'autres paramètres que la hauteur de vagues, à savoir les périodes et directions de vague. Une étude plus régionale des conditions de vagues futures a donc été réalisée afin d'évaluer dans un premier temps les changements potentiels des conditions de vagues dans le Golfe de Gascogne et d'analyser dans un second temps l'évolution des flux de sédiments longshore liés aux vagues le long de la côte aquitaine. Cette étude se base sur des projections de vagues réalisées pour le Golfe de Gascogne, présentant une résolution spatio-temporelle adaptée à l'analyse des conditions de vagues du large à la côte (jusqu'à une profondeur d'environ 20 m). L'objectif de ce travail est d'établir un état de l'art sur la modélisation des vagues dans la zone allant des eaux profondes aux eaux peu-

Introduction générale

profondes. Pour ce faire, en va prendre comme exemple le modèle WaveWatchIII. En a partagé notre travail en 3 chapitres :

Chapitre I : Etat de l'art de la modélisation.

Chapitre II : Modèle WaveWatch III.

Chapitre III : Application du modèle wavewatch III.

Chapitre I : Etat de l'art de la modélisation

I.1. Génération et développement des vagues

La formation des vagues sous l'effet du vent est un phénomène encore assez mal connu, mais qui a fait l'objet de trois grandes théories. La génération des vagues est associée à un transfert de quantité de mouvement entre le vent et les vagues. En 1774, Benjamin Franklin explique que si deux couches de fluide ayant des vitesses différentes sont en contact, et s'il y a des tensions de friction entre ces deux couches, alors un transfert d'énergie est inévitable. Ainsi, le travail des contraintes de surface est non nul entre les deux fluides. Ce travail est la conséquence de variations de pression de l'air à la surface de l'eau et de variations de tensions de cisaillement du vent.

Jeffreys [1924, 1925] démontre que la génération des vagues est induite par les variations de pression de l'air à la surface de l'eau qui sont en phase avec la pente des vagues (Figure I.1). Ces variations sont issues de la turbulence de l'air au-dessus de la surface de la mer. S'il y a des vagues, l'écoulement et la pression de l'air ainsi que la vitesse du vent en surface, sont modifiés. Pour les vagues dont la vitesse de propagation dans la direction du vent est beaucoup plus faible que le vent en altitude, la pression est un peu plus forte sur la côte de la vague exposé au vent que sur la côte abritée. Or, la vitesse verticale de la surface est orientée vers le bas sur la côte exposé et vers le haut sur la côte abritée. Comme la puissance communiquée par une force est égale à la force multipliée par la vitesse, on observe ainsi un transfert de quantité de mouvement entre l'atmosphère et les vagues. Cette théorie explique bien la croissance des vagues par le vent pour une vitesse de vent très grande par rapport à la célérité des vagues. Pour des cas où le vent est légèrement plus fort que les vagues, les variations de pression de l'air ne suffisent pas à générer des vagues.

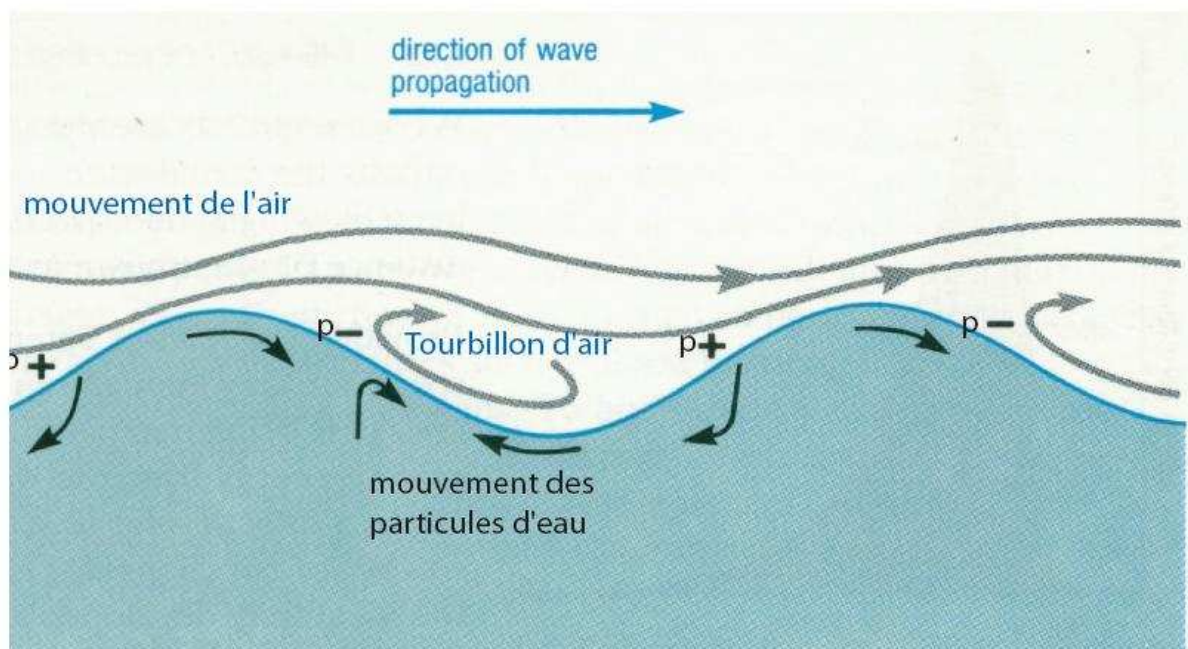


Figure. I.1 – Génération des vagues selon le modèle de Jeffreys [1924]. Inspiré de l'« Waves, Tides and Shallow-water processes », The Open University.

Les lignes grises indiquent le mouvement de l'air, les flèches noires sont les mouvements de l'eau. La face arrière de la vague subit une plus forte pression de l'air que la face avant. Des tourbillons d'air se forment devant chaque vague entraînant des excès ou des déficiences de pression ($p+$ ou $p-$ dans la figure I.1), et la différence de pression sont responsables du mouvement de la vague.

Les théories de Phillips [1957] et Miles [1957] (Figure I.2) expliquent que les vagues sont générées par un phénomène de résonance. La première théorie affirme que lorsque le vent commence à souffler et que la zone de fetch est petite, les vagues s'amplifient de manière linéaire avec le temps et l'action du vent. Le vent a une structure turbulente sous forme de petits tourbillons qui vont exercer une pression à la surface de la mer et provoquer sa déformation. Miles [1957] considère que les vagues interagissent avec le vent lorsqu'elles sont assez grandes. Le vent prend alors une forme d'œil de chat entre les creux des vagues induisant une augmentation de la pression. La croissance des vagues devient alors exponentielle. Ces deux modèles sont en fait complémentaires, le premier étant utilisé pour des vagues jeunes, et le second pour un stade déjà plus avancé dans la génération. Cependant, ils ont été qualifiés de non réalistes car ils négligeaient les effets de la turbulence sur le mouvement induit par les vagues. De nombreuses études se sont alors focalisées sur la description des effets de la turbulence sur les vagues (e.g. Mastenbroek et al. [1993]; Janssen [2004]).

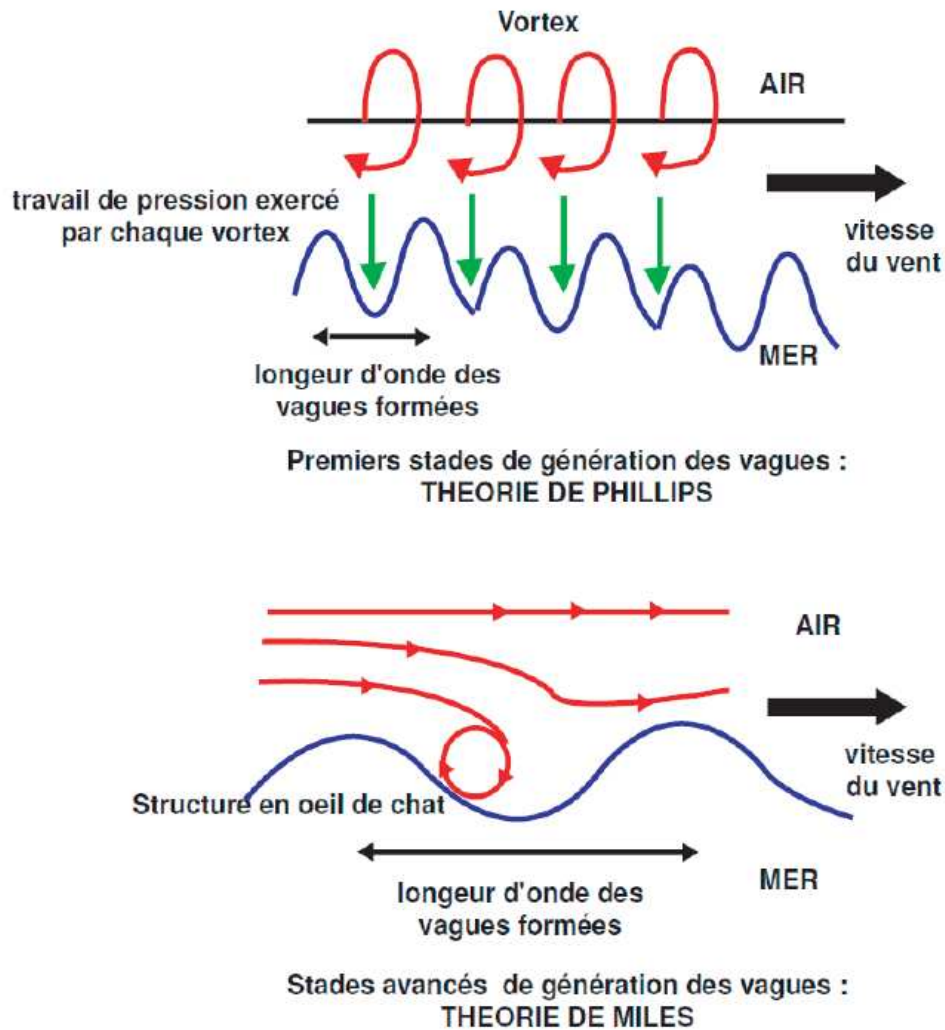


Figure. I.2 – Génération des vagues selon les théories de Phillips [1957] et Miles [1957]. Issu de la thèse de Denamiel [2006].

Plus le vent souffle fort et plus la hauteur et la longueur d'onde des vagues augmentent. Ces variables sont également dépendantes de la durée du coup de vent, et de la taille de la zone de fetch (longueur caractéristique de la zone sur laquelle le vent génère des vagues). Plus l'action du vent est forte et intense, et plus le fetch est grand. Comme les océans sont limités par les côtes et qu'il est très rare d'avoir un vent stationnaire et uniforme sur une grande zone, il ne semble pas exister de fetch infinis. Mais Pierson and Moskowitz [1964]; Alves and Banner [2003] ont montré à partir de nombreuses observations de navires météorologiques, que pour des grandes valeurs de fetch, l'énergie des vagues et leur fréquence tendent vers des valeurs asymptotiques. L'état de mer est alors qualifié de pleinement développé. Les vagues périodiques (Figure I.3) sont définies par leur :

- longueur d'onde L qui est la distance horizontale entre deux crêtes,
- hauteur H qui est égale à la distance verticale entre un creux et une crête,
- période T qui est l'intervalle de temps qui séparent le passage de deux crêtes,
- pulsation σ égale à $\frac{2\pi}{T}$

– nombre d'onde k qui est une grandeur proportionnelle au nombre d'oscillations qu'effectue

la vague par une unité de longueur $k = \frac{2\pi}{L}$

On définit également la vitesse de groupe c_g comme étant la vitesse du transport d'énergie et la vitesse de phase c qui est la vitesse à laquelle se déplace un point immatériel (par exemple la crête de la vague). La cambrure des vagues est définie par le rapport:

$$\gamma = \frac{H}{L}$$

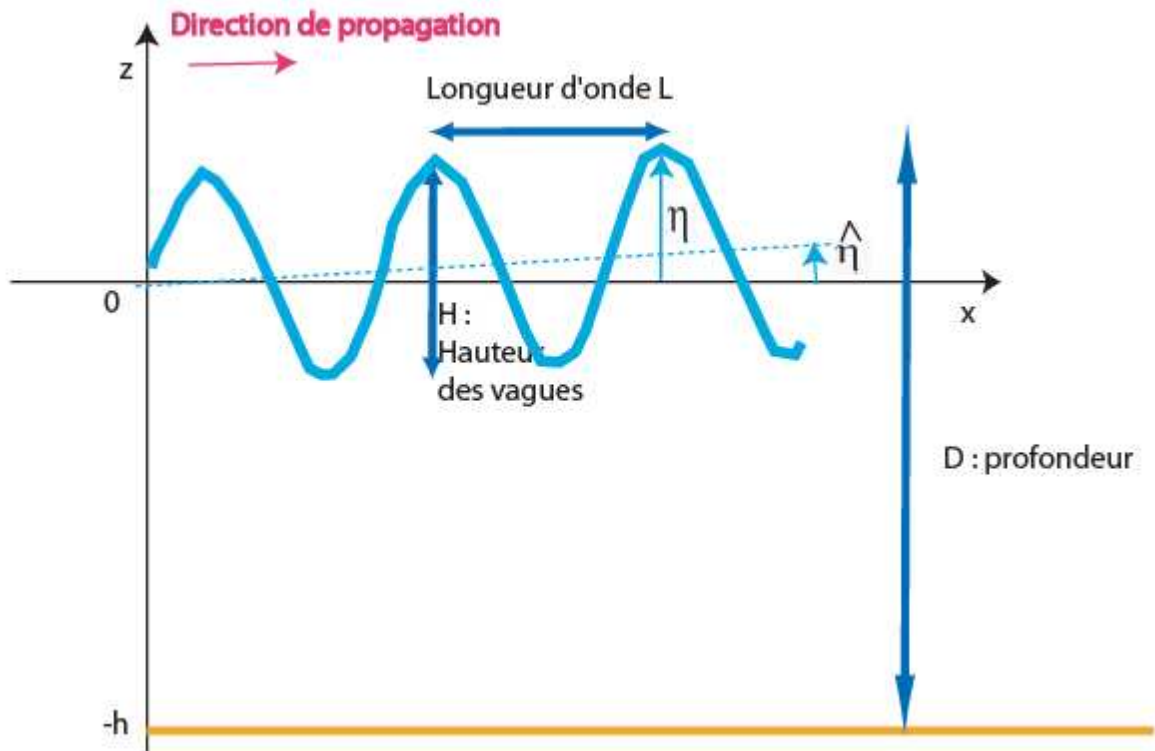


Figure. I.3 – Définition des grandeurs utilisées pour des vagues périodiques.

On peut également définir l'état de mer en fonction de son âge. L'âge des vagues permet de connaître l'état de développement des vagues. Ce terme est égal au rapport entre la vitesse de phase au pic et la vitesse du vent à 10 m.

Lorsque le vent commence à souffler, on observe des clapots à la surface ; il s'agit de toutes petites vagues capillaires de période comprise entre 1 à 4 secondes. Si le vent continue de souffler, la hauteur des vagues augmente ainsi que leur période et leur longueur d'onde. On observe ce que l'on appelle la « mer de vent ». Il s'agit d'une mer d'âge jeune, puisque la vitesse du vent est plus forte que celle des vagues. Au bout d'un moment, lorsque le vent a soufflé depuis suffisamment longtemps ou bien que le fetch est assez grand, la croissance des vagues s'arrête, ou devient très lente [Donelan et al., 1992]. Il s'agit dans ce cas de la mer pleinement développée que l'on peut également qualifier de mer âgée.

En plus de la mer de vent liée au vent local, la houle peut également faire partie de l'état de mer. Il s'agit d'une onde longue résultant de la propagation de vagues en dehors de leur zone de fetch, soit parce que le vent a arrêté de souffler, soit parce qu'il s'est déplacé. La propagation de la houle s'effectue en ligne droite (sur la sphère terrestre) en l'absence dissipent rapidement. On peut ainsi observer dans les grands océans des houles à des milliers de kilomètres de leur source. Mais ces trains d'ondes sont perturbés par d'autres trains d'ondes provenant d'autres tempêtes. Il en résulte un échange d'énergie entre les trains d'ondes dont l'effet est de transférer de l'énergie du pic en fréquence vers les périodes plus courtes et les plus longues. Ce transfert d'énergie est plus limité pour les vagues de petite cambrure (et donc sur la houle). On peut alors considérer que la houle se comporte linéairement, et ainsi prédire son évolution sur de très grandes distances. Sur ces distances, l'énergie de la houle est presque conservée hormis près des côtes. Il est possible de décomposer spectralement les vagues, et étudier la propagation de chacune de ses composantes indépendamment des autres (c'est que font la plupart des modèles numériques). L'évolution du spectre (il s'agit de toutes les composantes spectrales composant l'état de mer) est alors régie par trois paramètres principaux que sont la génération par le vent, les interactions non linéaires et la dissipation. En étudiant la propagation d'une tempête dans le Pacifique, Delpey et al. [2010] montrent que la hauteur de la houle décroît au cours de la propagation à cause de phénomènes de dissipation. Cette dissipation est le fruit de nombreux mécanismes. Parmi les sources de cette dissipation, on rencontre : de courant et en fonds profonds, et s'accompagne d'un filtrage des vagues courtes qui se dissipent rapidement.

: 1. Le déferlement est l'une des plus grosses sources de dissipation des vagues. Ainsi, de nombreuses recherches théoriques et expérimentales ont été conduites afin de comprendre et paramétrer cette source de dissipation. Dès que la vitesse des particules approche la vitesse de phase de l'onde, une instabilité se développe sur la crête des vagues qui se transforme en déferlement. Miche [1944] a pu ainsi déterminer la cambrure maximale d'une vague régulière

avant qu'elle ne déferle par la relation : $\frac{H}{L} = 0.14 \tanh \kappa D$

Il est ainsi possible de déterminer à quel endroit le déferlement a lieu. Battjes and Janssen [1978] établissent que $H_b = \gamma D$ ou H_b est la hauteur de la vague déferlante, D la profondeur de la colonne d'eau et γ le coefficient de déferlement. Celui-ci peut prendre des valeurs comprises entre 0.4 et 1.6 suivant la forme de la plage [Sénéchal, 2003]. D'autres critères portant notamment sur l'accélération verticale des particules, ont été cherchés.

On parle de moutonnement lorsque le déferlement se produit en eaux profondes (et est causé par le vent qui augmente la cambrure des vagues), et de déferlement bathymétrique s'il se produit à l'approche de la côte. De plus, le déferlement peut se présenter sous diverses formes suivant le type de vagues et la forme du fond (Figure I.4). On parle ainsi de déferlement glissant si la forme de la vague est conservée ainsi que son nuage de bulle (pour des fonds peu pentus) (un nuage d'écume se forme et se propage sur la face avant de la vague), de déferlement plongeant si un tube d'air sous la crête particulièrement apprécié par les surfeurs se forme (pour des fonds moyennement pentu), de déferlement gonflant ou frontal (pour des fonds très pentus ou à l'approche de la côte) ou bien de micro-déferlement, si aucune bulle d'air n'est créée (ce qui se produit pour des vagues de petites longueurs d'ondes).

2. La viscosité moléculaire de l'eau est seulement importante pour des vagues capillaires de très hautes fréquences. Cela génère de la dissipation d'énergie en chaleur par friction entre les molécules d'eau. Pour les ondes de gravité et pour des vagues de période supérieure à 1.3 s, l'effet de la viscosité de l'air est plus important.

3. Les interactions non linéaires vague-vague qui se produisent pour des fréquences comprises entre 0.2 et 0.3 Hz. En fait, il n'y a pas de perte directe d'énergie par ces interactions, simplement un transfert vers d'autres fréquences. Cependant, lorsque le transfert

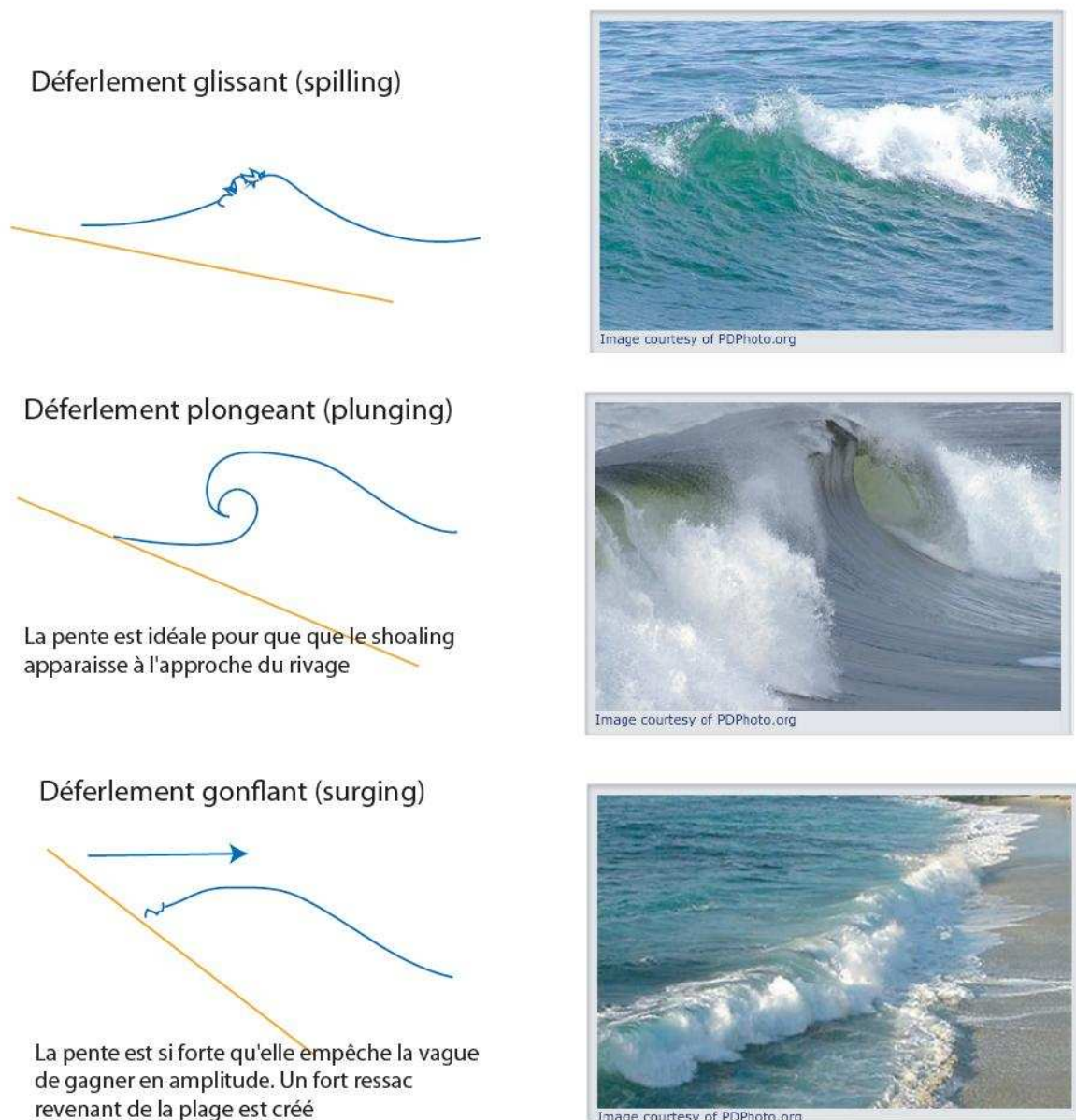


Figure. I.4 – Les différents types de déferlement. Source: [Http://beachsafe.org.au/](http://beachsafe.org.au/)

se fait vers de très hautes fréquences, l'énergie va se dissiper via les mécanismes précédents.

4. La présence de courant modifie grandement les vagues : si ses variations sont faibles, les vagues sont amenées à se réfléchir, et au contraire si elles sont fortes, elles réfractent.

5. La résistance à l'air pour des vagues larges et raides aussitôt qu'elles sortent de la zone de fetch et qu'elles entrent dans une zone calme, ou dans laquelle souffle un vent de sens inverse.

6. La dissipation par frottement sur le fond : des campagnes récentes de mesure (SHOWEX [Herbers et al., 2008]) associées à des études plus théoriques [Ardhuin, 2005; Weber et al., 2009] ont montré qu'une partie de l'énergie des vagues était dissipée par frottement sur le fond dès la zone pré-littorale. C'est pourquoi on observe une légère diminution de la hauteur des vagues en zone pré-littorale. Cette forte dissipation s'accompagne de la formation de rides de sable par le mouvement oscillant induit par la houle près du fond.

I.2. Evolution des vagues en allant vers la côte

En zone pré-littorale, et donc dans la zone d'action des vagues, la longueur d'onde des vagues diminue et leur hauteur augmente. La cambrure des vagues augmente alors. C'est ce que l'on appelle le shoaling. Les vitesses orbitales augmentent également avec un maximum au sommet de la crête. A partir d'une certaine cambrure et lorsque la vitesse au sommet de la crête approche de la vitesse de phase, les vagues déferlent.

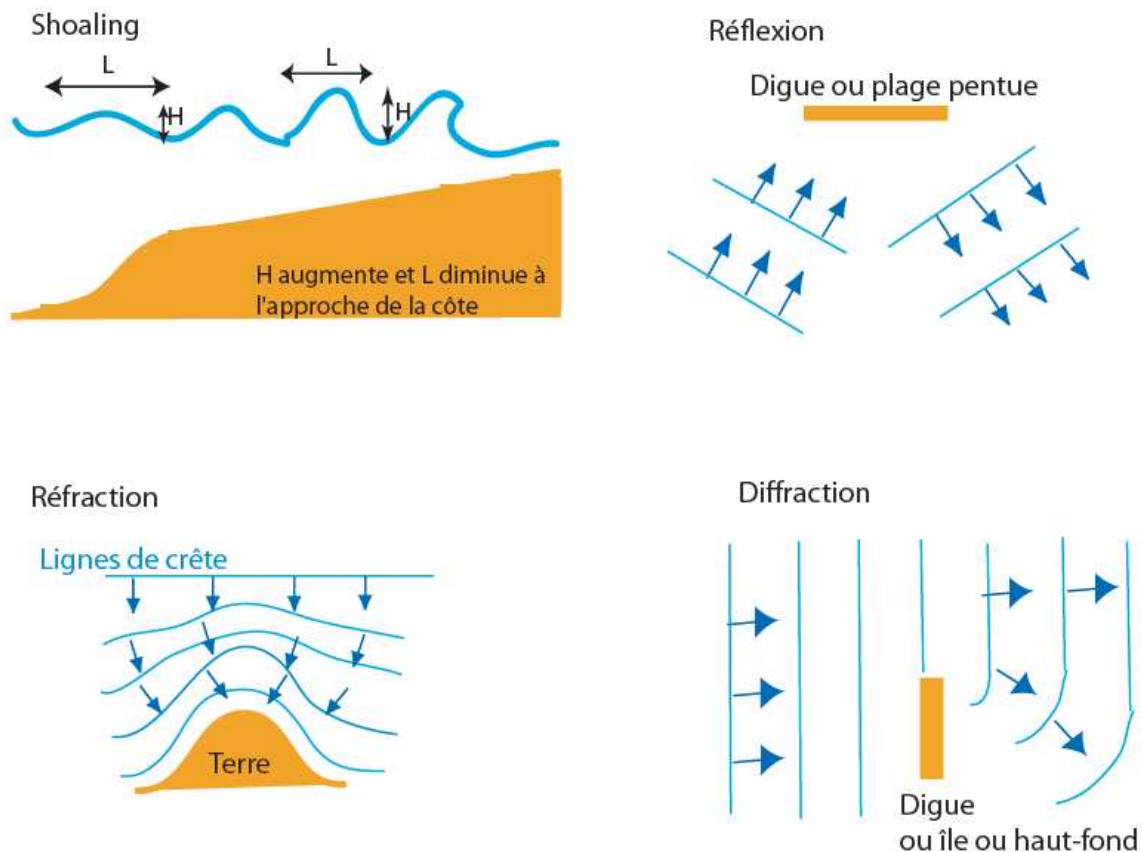


Figure. I.5 – Modifications subies par les vagues à l'approche de la côte.

En plus du shoaling et du déferlement, les variations de la profondeur en domaine côtier induisent d'autres phénomènes (Figure I.5) :

- la réflexion : La houle est réfléchiée partiellement ou totalement, lorsqu'elle bute contre un obstacle vertical tel une digue ou une plage pentue. Si les plages sont très pentues, les vagues peuvent simplement être réfléchies sans déferler. Si le fond n'est pas plat, les vagues sont partiellement réfléchies. Une onde de même caractéristique mais de direction différente est alors générée face à l'obstacle.
- la réfraction : La réfraction de la houle est la modification de la forme et de la direction de propagation de la houle en fonction des variations topographiques. Ainsi à l'approche d'une côte, les lignes de crêtes vont s'ajuster pour tendre à être parallèles aux isobathes. De même, à l'approche d'une île ou d'un obstacle émergé, la houle va contourner l'obstacle, et donc il va

y avoir une convergence des lignes de crêtes au niveau de l'obstacle. Au contraire, si la houle croise une fosse, les lignes de crêtes vont diverger.

– la diffraction : La diffraction est le phénomène qui permet de n'avoir aucune zone d'ombre par rapport à une propagation directe de la houle. En effet, lorsque l'amplitude des vagues varie rapidement, les vagues ont tendance à se propager un peu plus vers les zones de faible amplitude de vague. Pour le cas de l'île, la forme de la surface est modifiée et les vagues se propagent un peu dans la zone d'ombre. La hauteur des vagues est alors réduite en aval de l'île, mais elle n'est pas nulle.

I.3. Modélisations numériques des vagues : comment prévoir.

I.3.1. Introduction à la modélisation

L'étude du mouvement d'un fluide a toujours été un sujet de recherche très actif. Il y a quelques années, seule la description mathématique du mouvement était possible. Aujourd'hui, avec la puissance croissante des ordinateurs, il est possible d'approcher numériquement la solution de ces équations mathématiques et donc de simuler le mouvement d'un fluide qui demande beaucoup de calculs.

La modélisation consiste à construire et à utiliser un modèle qui est une représentation simplifiée de la réalité pour montrer les aspects importants du système étudié (OQLF (*Office québécois de la langue française*), 2005).

La modélisation est une représentation virtuelle de phénomènes réels à partir d'algorithmes et de modèles mathématiques.

Les progrès de l'informatique permettent aujourd'hui de simuler par le calcul le comportement des fluides, que ce soit pour des ouvrages simples ou complexes.

I.3.2. Le principe de la modélisation

Très sommairement, le modèle numérique consiste en une description simplifiée de la réalité qui permet, par une mise en équations, d'en approcher le fonctionnement par le calcul.

Cette simplification s'effectue à différents niveaux :

- sur les mécanismes (ceux qui ne sont pas jugés essentiels, ou trop compliqués à reproduire, ne sont pas simulés) ;
- par la représentation discrète de phénomènes continus dans le temps et dans l'espace ;
- sur la variabilité des paramètres (exemple : caractéristiques des sédiments) et des facteurs en jeu (exemple : climat de houle) ;
- sur la chronologie des événements subis.

D'autre part, le modèle ne reproduit généralement qu'une portion isolée du milieu naturel ; l'action de l'extérieur du domaine est appliquée par l'intermédiaire de conditions que l'on impose aux limites de la zone simulée.

À quoi sert la modélisation ?

Schématiquement, la modélisation peut avoir trois objectifs :

- décrire (résumer) les données
- prédire (simuler), c'est à dire faire des inférences
- expliquer (comprendre) c'est à dire avoir des objectifs mécanistiques.

Selon que l'on souhaite parvenir à l'un ou l'autre de ces objectifs, la modélisation sera réalisée selon des modalités différentes.

Particulièrement utilisée dans les différents métiers de l'environnement, la modélisation permet de :

- prédire les performances des ouvrages avant construction ou réhabilitation,
- réduire le nombre, la durée et les coûts des essais expérimentaux,
- réduire les coûts de construction et d'exploitation des procédés.

L'avantage principal de la modélisation est qu'elle permet de tester différents scénarios sans contrainte d'échelles (pilote, prototype, ouvrage industriel) et de faisabilité.

I.4. La modélisation des vagues

Les principales forces qui entrent en jeu lors du dimensionnement d'un ouvrage maritime sont celles causées par les vagues, les glaces, les pressions des sols et les forces d'impact. La première étape devrait permettre d'obtenir le maximum d'informations sur les conditions de houle au large. Les conditions de vagues aux larges sont soit issues d'observations ou déduites des mesures de vent disponibles. Lorsque ces ondes se propagent vers la côte elles sont sujettes à une atténuation suite à des effets de profondeur et de frottement ainsi qu'aux phénomènes de réfraction, de diffraction et de réflexion. De plus, lors du dimensionnement d'une structure, il faut considérer la condition limite donnée par le déferlement des vagues. Établir une évaluation scientifique de l'énergie (force), de l'intensité et de la fréquence d'occurrence des vagues à un site donné est un aspect critique dans la majorité des projets.

Sans négliger pour autant la pertinence des enregistrements de houle et des méthodes d'analyse et de prédiction, la modélisation mathématique représente un excellent moyen de limiter le nombre d'observations et de réduire le coût des études d'impact environnementales. Les modèles mathématiques permettent de reproduire le vent et les processus de génération des vagues en un site donné. La dynamique des vagues est complexe et fortement variable de telle sorte qu'il faut avoir recours à une série de modèles sophistiqués pour aborder les nombreux problèmes que cela implique. Ces modèles ont été validés avec des données de laboratoire et de terrain, ils nécessitent peu de données de terrain pour leur mise en route.

I.4.1. Application possibles

- analyse de houles
- prédiction du régime de vent-vagues
- analyses statistiques

- Analyse statistique des vents
- Analyse statistique des vagues
- génération, propagation et transformation des ondes
- réfraction, diffraction et réflexion des ondes dans un port
- remontée, franchissement et transmission des vagues
- oscillations portuaires
- interaction des vagues avec les structures
- stabilité des brise-lames
- forces exercées par les vagues sur les murs et les piles
- évaluation des risques environnementaux
- gonflement et déferlement

I.4.2. Les modèles spectraux d'état de mer

Les modèles spectraux d'état de mer, qui résolvent l'équation d'évolution du spectre d'énergie des vagues (I.1), sont couramment utilisés pour la prédiction des états de mer car ils permettent de s'affranchir des détails du mouvement des vagues.

$$\frac{\partial N(\mathbf{k})}{\partial t} + \nabla_{x,y} \cdot ((\mathbf{C}_g + \mathbf{U}_c)N(\mathbf{k})) + \frac{\partial C_\theta N(\mathbf{k})}{\partial \theta} + \frac{\partial C_\omega N(\mathbf{k})}{\partial \omega} = \sum_i \frac{S_i(\mathbf{k})}{\omega} \quad (\text{I.1})$$

Trois générations de modèles de vagues se sont succédé, s'appuyant sur des connaissances physiques de plus en plus importantes et sur l'accroissement des capacités informatiques.

I.4.2.1. Modèles de 1^{ère} et 2^{ème} génération

Les premiers modèles spectraux d'état de mer ont été élaborés dans les années 1950 – 1960 (Gelci et al., 1957). Ils s'appuient sur les théories de Miles (1957) et Phillips (1957) pour la génération des vagues par le vent et sur le concept de saturation universelle de Pierson & Moskowitz (1964). Les interactions non-linéaires sont traitées comme un phénomène secondaire et négligées ou paramétrisées très sommairement. Ces modèles sont appelés « modèles de 1^{ère} génération » (1G) (cf. SWAMP Group, 1985).

Dans les années 1970, des mesures plus précises, avec notamment le projet JONSWAP (Hasselmann et al., 1973), ont permis une meilleure connaissance de la physique des vagues et ont montré l'importance des transferts non-linéaires dans la modélisation des états de mer.

Les modèles de 2^{ème} génération (2G) apparaissent alors, prenant en compte les premières paramétrisations des interactions non-linéaires vague-vague (e.g. Barnett, 1968; Ewing, 1971; Hasselmann et al., 1976) et comprenant un couplage entre les différentes composantes spectrales. Ces paramétrisations souffrent de certaines limitations ; en particulier elles sont conçues pour des cas idéalisés et ne permettent pas de reproduire les observations dans des situations complexes.

I.4.2.2. Modèles de 3^{ème} génération

Le développement de la méthode de calcul des interactions non-linéaires DIA (Hasselmann et al., 1985) a marqué le début des modèles de 3^{ème} génération. Dans ces modèles, chaque composante spectro-angulaire du spectre de variance évolue « librement » sous l'action combinée des différents processus physiques pris en compte. Le terme de transfert non-linéaire S_{nl} n'est plus paramétrisé, mais calculé à partir de l'expression (I.1) de manière plus ou moins approchée.

$$S_{nl}[N_{\mathbf{k}}] = \int_{\mathbf{k}_1} \int_{\mathbf{k}_2} \int_{\mathbf{k}_3} G(\mathbf{k}, \mathbf{k}_1, \mathbf{k}_2, \mathbf{k}_3) \{N_2 N_3 (N + N_1) - N N_1 (N_2 + N_3)\} \times \delta(\mathbf{k} + \mathbf{k}_1 - \mathbf{k}_2 - \mathbf{k}_3) \delta(\omega + \omega_1 - \omega_2 - \omega_3) d\mathbf{k}_1 d\mathbf{k}_2 d\mathbf{k}_3 \quad (I.2)$$

Le premier modèle de 3^{ème} génération (3G) est le modèle WAM (WAMDI Group, 1988; Komen et al., 1994), qui a été implémenté pour des applications dans le domaine océanique ou les mers continentales. A la suite de WAM, d'autres modèles comme WAVEWATCH III (Tolman, 1991, 2002), SWAN (Booij et al., 1999) ou TOMAWAC (Benoit et al., 1996a), puis plus récemment le modèle CREST (Ardhuin et al., 2001) ont été développés.

Le modèle SWAN (Ris, 1997; Booij et al., 1999) est le premier modèle de 3^{ème} génération conçu spécialement pour les applications côtières, incluant les effets de déferlement bathymétrique et les interactions non-linéaires entre triplets de fréquences.

Certains modèles de recherche incluent aujourd'hui des méthodes de calcul quasi-exactes du terme S_{nl} , comme la méthode WRT (Webb-Resio-Tracy) (Webb, 1978; Resio & Perrie, 1991), ou la méthode GQM (Gaussian Quadrature Method) (Lavrenov, 2001).

Les temps de calcul de ces méthodes sont encore trop importants pour des applications pratiques à grande échelle. Néanmoins, grâce aux améliorations de ces méthodes et aux outils informatiques de plus en plus puissants, on peut espérer un calcul quasi-exact des interactions non-linéaires dans un avenir proche.

Chapitre II : Modèle WaveWatch III

II.1. Représentations mathématiques des vagues

De nombreux types de modèles numériques existent qui permettent de décrire le mouvement des vagues à diverses échelles. Pour la prévision on utilise plutôt des modèles qui représentent l'évolution du spectre car ils permettent de s'affranchir des détails du mouvement des vagues. La prévision consiste donc à intégrer dans le temps l'équation d'évolution des densités spectro-angulaires $E(f,q)$, avec $f=1/T$. La fréquence et q la direction d'où viennent les vagues:

$$dE / dt + [\text{div}_x (C_g E) + \text{div} (C_q E)] = S \quad (\text{II.1}) \quad [2]$$

En clair cette équation s'écrit :

Évolution dans le temps + [transport d'énergie dans l'espace + changement de direction] = sources - puits

C'est donc une "équation de transport" qui décrit le transport de chaque composante. La vitesse C_g est la vitesse de groupe des vagues, vitesse à laquelle l'énergie des vagues est transportée, il s'agit d'un vecteur, orienté dans la direction de propagation des vagues. La vitesse C_q représente la vitesse du changement de direction des vagues, causé par les variations de profondeur, ou bien la courbure de la Terre (si le fond est plat et sur une "Terre plate", $C_q = 0$). La quantité $(C_g E)$ est le flux d'énergie des vagues. Il peut atteindre facilement 100 kW / m. Si on pouvait utiliser facilement cette énergie, en la transformant en électricité par exemple, on pourrait produire assez d'électricité pour 1 million d'habitants avec 10 km de côtes assez bien exposées. Ci-dessous l'énergie E représentera souvent la variance de l'élévation de surface en mètres carrés (on a alors $E = 4 H_s^2$) l'énergie étant alors rgE , avec r la masse volumique de l'eau.

En regroupant le transport et l'évolution on obtient l'équation (II.2) sous forme Lagrangienne :

$$dE / dt = S \quad (\text{II.2}) \quad [2]$$

Le terme S est la somme de plusieurs termes de "sources et puits" d'énergie : sources quand ils sont positifs et puits quand ils sont négatifs. En pratique certains phénomènes peuvent donner de l'énergie aux vagues ou leur en prendre, si bien qu'on les appelle tous "termes sources" pour simplifier, la source pouvant être négative.

Pour la prévision des vagues au large, telle qu'elle est réalisée par Météo-France et le Centre Européen de Prévision, on utilise 3 termes sources :

$$S = S_{in} + S_{nl} + S_{ds} \quad (\text{II.3}) \quad [2]$$

S_{in} représente l'énergie donnée aux vagues par le vent

S_{nl} représente l'énergie échangée par les différentes composantes des vagues, entre elles.

En effet, ces effets sont très faibles pour la houle qui se propage comme si les composantes étaient indépendantes les unes des autres (les vagues sont alors "linéaires" parce que le mouvement associé à l'ensemble des composantes est la somme du mouvement de chaque composante, d'où l'intérêt de la décomposition spectrale). Par contre lorsque le vent souffle assez fort ces échanges dits "non-linéaires" sont très importants.

S_{ds} représente la dissipation de l'énergie des vagues par formation de moutons en surface.

Ce phénomène est d'autant plus important que le vent souffle fort. Ces trois termes sont des vitesses d'évolution de l'énergie de chaque composante du spectre. Leur combinaison permet de représenter l'évolution du champ de vague par des conditions de vent variables.

Près des côtes le fond influence les vagues par les variations de profondeur à des échelles supérieures à la longueur d'onde, représentées dans les équations (II.1) et (II.2). Les plus petites échelles sont importantes par faible profondeur ("faible" dépend de la longueur d'onde et de la hauteur des vagues, et cela peut être à partir de 30 m pour des vagues moyennes de 2 m de hauteur et période 15 secondes, mais beaucoup plus, disons 100 m pour de grosses vagues de 6 m). Ainsi la rugosité du fond à l'échelle de 10 cm à 10 m modifie le frottement sur le fond et la dissipation de l'énergie des vagues (on ajoute un terme source S_{bf} de dissipation de l'énergie des vagues par friction sur le fond). La nature du fond peut aussi provoquer la dissipation d'énergie à l'intérieur des sédiments (vases ou sables grossiers et graviers), et certains distinguent cet effet de la friction avec un terme additionnel de dissipation S_{bds} . Enfin la topographie à l'échelle de la longueur d'onde influence elle aussi l'évolution des vagues et n'est pas représentée dans l'équation (II.3), on peut la représenter sous la forme d'un terme de réflexion et diffusion S_{bscat} qui est actuellement l'objet de recherches au SHOM. Au total on ajoute alors trois termes sources :

$$S = S_{in} + S_{nl} + S_{ds} + S_{bf} + S_{bds} + S_{bscat} \quad (\text{II.4}) \quad [2]$$

II.2. Paramétrisation des termes sources

L'approche décrite ici est celle des modèles de prévision des vagues de "3ème génération", qui diffère de la "deuxième génération" par la manière de calculer le terme d'échanges non-linéaires S_{nl} . Au large, où $S = S_{in} + S_{nl} + S_{ds}$ la représentation numérique du terme S_{nl} est actuellement un facteur limitant. En effet la théorie des interactions non linéaires (développée par Klaus Hasselmann et Vladimir Zakharov dans les années 1960) dit que S_{nl} est une fonction assez compliquée du spectre $E(f,q)$ qui est très longue à calculer. Une approximation, dite des "interactions discrètes" (DIA) a donc été développée par Klaus et Suzanne Hasselmann dans les années 1980, et elle est toujours au cœur de l'ensemble des modèles de vagues opérationnel, avec peut-être une exception. Le SHOM, à la suite de l'ONR (Etats-Unis) et du Rijkswaterstaat (Pays-Bas), co-finance le développement de méthode de calcul rapide et aussi exactes que possibles de ce terme S_{nl} , afin de remplacer le DIA.

En utilisant le DIA, les autres termes sont ajustés aux observations de croissance des vagues, en particulier les cas où le vent souffle de la côte et la hauteur des vagues augmente vers le large. Comme il y a 3 termes, il existe de nombreuses manières de faire cet ajustement. En pratique on a d'assez bonnes théories sur le terme S_{in} de génération par le vent et donc on n'a plus qu'à ajuster la dissipation S_{ds} pour laquelle les théories ne sont pas très bonnes. Il existe essentiellement deux écoles pour le S_{in} . La première utilise des mesures, très difficiles à réaliser, de flux de quantité de mouvements turbulents au-dessus des vagues (en particulier les mesures de la campagne du "Bight of Abaco" aux Bahamas, réalisées par Snyder, Dobson, Elliot et Long). L'autre approche consiste à utiliser des résultats de simulation numériques à très haute résolution de l'écoulement du vent au-dessus des vagues, c'est l'approche suivie par Makin et Chalikov. A l'arrivée les valeurs de S_{in} diffèrent d'un facteur 3 et sa forme spectrale est aussi assez différente. On peut espérer que les mesures de pression turbulente au-dessus des vagues et sa corrélation avec la pente des vagues, réalisées par l'équipe de Mark Donelan, permettront de réduire cet écart. Un des problèmes vient du fait que dans les deux cas on extrapole des observations ou des résultats obtenus pour des vents faibles à des conditions très différentes. On se rend compte en particulier que la présence de houle peut largement modifier la croissance de la mer du vent, et la houle elle-même peut être atténuée par le vent. Ces effets sont l'objet de recherches actives [2]

II.3. Modèles de génération et propagation des vagues

II.3.1. Présentation des modèles

Les tempêtes se manifestent par des vents puissants, variables rapidement, qui soufflent sur de grands domaines, générant alors des vagues complexes se propageant sur de longues distances. Il devient alors nécessaire pour avoir une bonne prédiction des états de mer, d'utiliser des modèles numériques travaillant aussi bien à l'échelle côtière qu'à l'échelle globale et régionale. La prédiction des états de mers est une pratique bien établie avec des modèles performants, et on trouve une littérature riche sur le sujet [e.g., WISE group, 2007], et sur toutes les régions du globe [e.g., Bertotti and Cavaleri, 2009; Rusu and Soares, 2009; Padilla-Hernandez et al., 2007].

Trois modèles de houle sont largement utilisés actuellement par la communauté océanographe: WAM (WAveModel), [WAMDIGroup, 1988], WW3 (WAVEWATCH III) [Tolman, 2002; Tolman et al., 2002] et SWAN (SimulatingWAVesNearshore) [Booij et al., 1999]. Le modèle SWAN est dédié à la modélisation des domaines côtiers et littoraux à hautes résolutions, (bien que ces récents développements lui permettent aussi de travailler à des échelles plus régionales), tandis que WAM et WW3 (version 2.22) sont plutôt dédiés à des échelles globales et régionales. Traditionnellement, ces modèles étaient donc couplés pour représenter les vagues à toutes les échelles.[1]

II.3.2. Equations régissant les modèles de vagues

En utilisant la théorie linéaire lorsque les variations de profondeur et de courant sont lentes, la conservation du nombre de crêtes et l'hypothèse d'irrotationnalité des vagues, on obtient les vitesses de propagation suivant l'espace spectral, dans un référentiel cartésien [Whitham,1974; Mei, 1983] :

$$\frac{d\vec{x}}{dt} = (c_x, c_y) = \vec{c}_g + \vec{\mu} = \frac{1}{2} \left(1 + \frac{2|\vec{\kappa}|d}{\sinh(2|\vec{\kappa}|d)} \right) \frac{\sigma \vec{\kappa}}{|\vec{\kappa}|^2} + \vec{\mu} \quad (\text{II.5a})$$

$$\frac{d\sigma}{dt} = c_\sigma = \frac{\partial \sigma}{\partial d} \left(\frac{\partial d}{\partial t} + \vec{\mu} \cdot \nabla_{\vec{r}} \right) - c_g \vec{\kappa} \cdot \frac{\partial \vec{\mu}}{\partial s} \quad (\text{II.5b})$$

$$\frac{d\theta}{dt} = c_\theta = -\frac{1}{\kappa} \left(\frac{\partial \sigma}{\partial d} \frac{\partial d}{\partial m} + \vec{\kappa} \cdot \frac{\partial \vec{\mu}}{\partial m} \right) \quad (\text{II.5c}) \quad [1]$$

Où C_x et C_y sont les vitesses de propagation de l'énergie des vagues dans les directions x et y , c_σ et c_θ les vitesses de propagation dans l'espace spectral dans le référentiel σ et θ , d la hauteur d'eau moyennée sur le champs de vagues, s une coordonnée dirigée dans la direction de propagation θ , m une coordonnée normale à s , $\vec{\mu}$ le courant susceptible de varier lentement dans le temps et l'espace, $\vec{\kappa}$ est le vecteur nombre d'onde d'intensité le nombre d'onde k , μ la direction normale à la crête, σ la pulsation relative (observée dans le référentiel qui se déplace à la vitesse du courant moyen), et g l'accélération de la gravité.

$$\text{De plus, } \vec{\kappa} = (\kappa_x, \kappa_y) = (|\vec{\kappa}| \cos \theta, |\vec{\kappa}| \sin \theta), \quad \vec{\mu} = (\mu_x, \mu_y) \quad (\text{II.6})$$

$$\text{Et l'opérateur } \frac{d}{dt} \text{ est défini par : } \quad \frac{d}{dt} = \frac{\partial}{\partial t} + (\vec{c}_g + \vec{\mu}) \cdot \nabla_{\vec{x}} \quad (\text{II.7}) \quad [1]$$

Les vagues sont généralement décrites à l'aide de la densité d'énergie $E(\sigma, \theta)$ en fonction des paramètres des vagues tels que la pulsation relative σ , la pulsation absolue (observée dans un référentiel fixe), et la direction normale à la crête θ (déterminée à partir du Nord géographique). Habituellement, les modèles de vagues déterminent l'évolution de la densité d'action $N(\vec{x}, t, \sigma, \theta)$ dans l'espace \vec{x} et le temps t . La densité d'action est définies par

$N(\sigma, \theta) = E(\sigma, \theta) / \sigma$ (le taux de densité d'énergie E par pulsation relative (σ)). Dans le cas où la propagation des vagues se fait dans un milieu animé d'un courant, l'énergie n'est pas conservée puisque les vagues échangent de l'énergie avec le courant moyen. Seule la densité d'action N est conservée [Whitham, 1974].

Le terme source Stot se décompose en plusieurs contributions :

$$\text{Stot} = \text{Sin} + \text{Snl3} + \text{Snl4} + \text{Sds,w} + \text{Sds,b} + \text{Sds,br.} \quad (\text{II.8}) \quad [2]$$

II.4. Présentation du modèle WaveWatch III

WAVEWATCH III (WW3 version 4.04) est un modèle de troisième génération développé entre autres, par NOAA/NCEP/NWS [Tolman, 2002a] dans l'esprit du modèle WAM [WAMDI Group, 1988], [Komen et al., 1994]. Il est issu du modèle WAVEWATCH I, développé à Delft University of Technology [Tolman, 1992a], et du modèle WAVEWATCH II, développé à la NASA [Tolman, 1992b]. Il diffère de ses prédécesseurs dans les équations du mouvement, la structure du modèle, les méthodes numériques et les paramétrisations physiques. Ces paramétrisations ne prennent pas en compte les conditions où les vagues sont

fortement limitées par la profondeur, telles que les réflexions sur des obstacles. Il a déjà été validé en divers endroits du monde [Tolman, 2002b; Abadie et al., 2005; Ardhuin et al., 2008a, 2010; Delpy et al., 2010] et notamment en Méditerranée [Ardhuin et al., 2007; Ulses, 2005; Dufois, 2008]. Ainsi la validité du modèle est étendue jusqu'aux zones littorales grâce à des paramétrisations du déferlement, la dissipation et le frottement par le fond. Enfin, tout comme SWAN, une version non structurée (maillage à base triangulaire) est à présent disponible. WW3 résout l'équation de conservation de la densité de l'action dans l'espace :

$\alpha = (\kappa, \theta)$. Plusieurs formulations du forçage par le vent et la dissipation par moutonnement sont proposées notamment celles basés sur Tolman and Chalikov [1996]. La friction par le fond, et les interactions entre quadruplets de fréquence sont paramétrées de la même façon que dans SWAN basé sur Hasselmann et al. [1973] et Hasselmann et al. [1985] respectivement. La propagation spatiale est basée sur un simple schéma upwind. Enfin, comme dans SWAN, le spectre de houle est discrétisé avec une résolution directionnelle constante et une résolution fréquentielle logarithmique en fréquence. Les fréquences discrétisées sont définies entre une fréquence maximum et minimum. Pour plus de précisions sur les paramétrisations de tous les processus physiques, on pourra se reporter au manuel de WW3 (version 4.04, 2011).

WaveWatch III résout l'équation de la densité spectrale d'action pour l'équilibre nombre d'onde direction spectres. L'hypothèse implicite de cette équation est que les propriétés du milieu (profondeur de l'eau et de courant) ainsi que le champ d'onde elle-même varient sur des échelles de temps et d'espace qui sont beaucoup plus grandes que les échelles de variation d'une seule vague. Une autre contrainte est que les paramétrisations des processus physiques incluses dans le modèle ne traitent pas des conditions où les vagues sont fortement profondeur limitée. Ces deux hypothèses de base indiquent que le modèle peut généralement par appliqué sur des échelles spatiales (incrément de la grille) de plus de 1 à 10 km, et en dehors de la zone de surf.[1]

II.4.1. Caractéristiques du modèle

II.4.1.1. Caractéristiques physiques:

- Les équations qui régissent de WaveWatch III comprennent la réfraction et la tension du champ de vagues en raison des variations temporelles et spatiales de la profondeur moyenne de l'eau et du courant moyen (marées, les ondes etc), le cas échéant.
- Paramétrisation des processus physiques (termes sources) comprennent croissance des vagues et de la décomposition due à l'action du vent, non linéaires des interactions résonantes, la dissipation ('white capping') et le frottement bas.
- Propagation de l'onde est considérée comme linéaire. Échéant, les effets non linéaires tels que les interactions de résonance sont donc inclus dans les termes sources (physique).
- Le modèle inclut des méthodes de réduction de l'effet de plusieurs gicleurs Jardin (Booij et Holthuijsen, 1987, Tolman, 2002c).

- Le modèle comprend des sous-grilles de la représentation des îles non résolus (Tolman 2002e).
- Le modèle inclut des options pour deux paquets choisissant terme source: le premier est basé sur des cycles 1 à 3 du modèle WAM (WAMDIG 1988), le second est basé sur Tolman et Chalikov (1996). Les paquets terme source sont sélectionnés au niveau de la compilation. Pour des fins de recherche uniquement, le modèle comprend un full option non linéaire terme d'interaction source.
- Le modèle comprend la couverture de glace mis à jour dynamiquement.
- Le modèle est prêt pour l'assimilation de données, mais aucun paquet d'assimilation de données est fourni. [1]

II.4.1.2. Caractéristiques numériques:

- Le modèle est écrit dans la norme ANSI FORTRAN 90, entièrement modulaire et entièrement attribuables.
- Le modèle utilise un espacement régulier longitude-latitude grille (longitude et latitude incrément n'ont pas besoin d'être égaux) et, éventuellement, une grille cartésienne.
- Spectres d'énergie des vagues sont discrétisées en utilisant un incrément constant directionnel (couvrant toutes les directions), et une grille de nombre d'onde variant dans l'espace. La grille ci correspond à un réseau invariant de fréquence logarithmique intrinsèque (Tolman et Booij 1998).
- À la fois un premier ordre précis et troisième ordre schéma numérique précise est disponible pour décrire la propagation des ondes (Tolman, 1995). Le schéma de propagation est sélectionné au niveau de la compilation.
- Les termes sources sont intégrées dans le temps en utilisant un algorithme ajusté dynamiquement stepping, qui concentre les efforts de calcul dans des conditions de rapidité des changements spectraux (Tolman 1992, 1997, 1999a).
- Le modèle peut éventuellement être compilé avec parallélismes de mémoire partagée à l'aide des directives de compilation OpenMP.
- Le modèle peut éventuellement être compilée pour un environnement à mémoire distribuée en utilisant le Message Passing Interface (MPI, voir Tolman, 2002a).

II.4.2. Options de sortie:

- Champs rectangulaires de 18 entrées et de paramètres moyens d'onde tels que la hauteur significative des vagues, les directions, les fréquences, etc
- Sortie de spectres d'ondes à des emplacements sélectionnés.
- Sortie du spectre des vagues le long des voies arbitraires.
- Jusqu'à 9 redémarrer fichiers par exécution du modèle.
- Fichiers contenant des données aux limites pour un maximum de 9 passages distincts imbriqués.

- Le modèle fournit une sortie binaire ou ASCII, ainsi qu'une sortie pour le paquet GrADS graphiques au moyen d'un post-traitement. [1]

II.4.3.L'élaboration du modèle

Le modèle est soumis à un développement continu. Les nouvelles fonctionnalités suivantes sont actuellement incorporées dans WaveWatch III au NCEP, ou sont pris en considération pour l'incorporation dans le futur.

- Une description autre vecteur de contraintes a été inclus dans la version de développement actuelle de WaveWatch III.
- Termes sources alternatives seront envisagés. Nous sommes particulièrement concentrer les efforts sur la zone de surf physique et de nouveaux termes sources non linéaires d'interaction.
- Une grille multi ou version du modèle de mosaïque onde est en voie d'achèvement. Dans la version du modèle, un nombre arbitraire de grilles seront considérées simultanément, ainsi que toutes les interactions pertinentes entre les grilles.
- En prélude à cela, une option de réseau mobile a été développée spécialement pour la recherche vague des ouragans [1]

Chapitre III : Application du modèle wavewatch III

III.1. Le Golfe de Gascogne

Le golfe de Gascogne est une partie de l'océan Atlantique nord qui borde deux pays européens :

- la France par l'ouest, où il s'étend de l'île de Sein (Bretagne) aux Pyrénées-Atlantiques
- l'Espagne par le nord, où il longe les côtes du Pays basque jusqu'au cap Ortegal (Galice).

Le golfe couvre une surface d'environ 225 000 km² et sa profondeur maximale atteint 4 735 m, il est située entre : 45° 36' Nord, 4° 30' Ouest.



Figure III.1–Carte bathymétrique du golfe de Gascogne et de ses abords. [2]

III.2. Le modèle de vagues pour le Golfe de Gascogne

III.2.1 Description du modèle

Le modèle utilisé dans notre étude est basé sur la version 3.14 du code WaveWatch III (WW3) (TOLMAN, 2009) et utilise la paramétrisation des termes source décrite par ARDHUIN *et al.* (2009a) et validée par ARDHUIN *et al.* (2009b) à l'aide de données satellites. Une première grille couvre l'Atlantique Nord, de 80° W à 0° W et de 0° N à 70° N avec une résolution de 1°. Une seconde grille est emboîtée dans le Golfe de Gascogne avec une résolution de 0.2° (figure III.2). Le modèle est forcé par les vents réanalysés du National Center for Environmental Predictions américain (NCEP) disponibles toutes les 6 h pour la période 1953-2009 (KALNAY *et al.*, 1996). Une correction de + 3% a été appliquée au

module de la vitesse des vents afin de corriger le léger biais en Hs des résultats de DODET *et al.* (2010). Une simulation de 57 ans a été réalisée, afin d'obtenir des séries temporelles de Hs, Dir et Tp espacées de 6 h et pour tous les noeuds de la seconde grille. Les simulations ont été réalisées pour un niveau moyen de la mer et les interactions avec les courants n'ont pas été prises en compte. Le problème du temps de calcul très élevé associé à cette simulation (2 mois de calcul sur un processeur performant) a été résolu en utilisant la version parallèle (MPI) de WW3 sur un Cluster Fujitsu-Siemens de 268 processeurs.

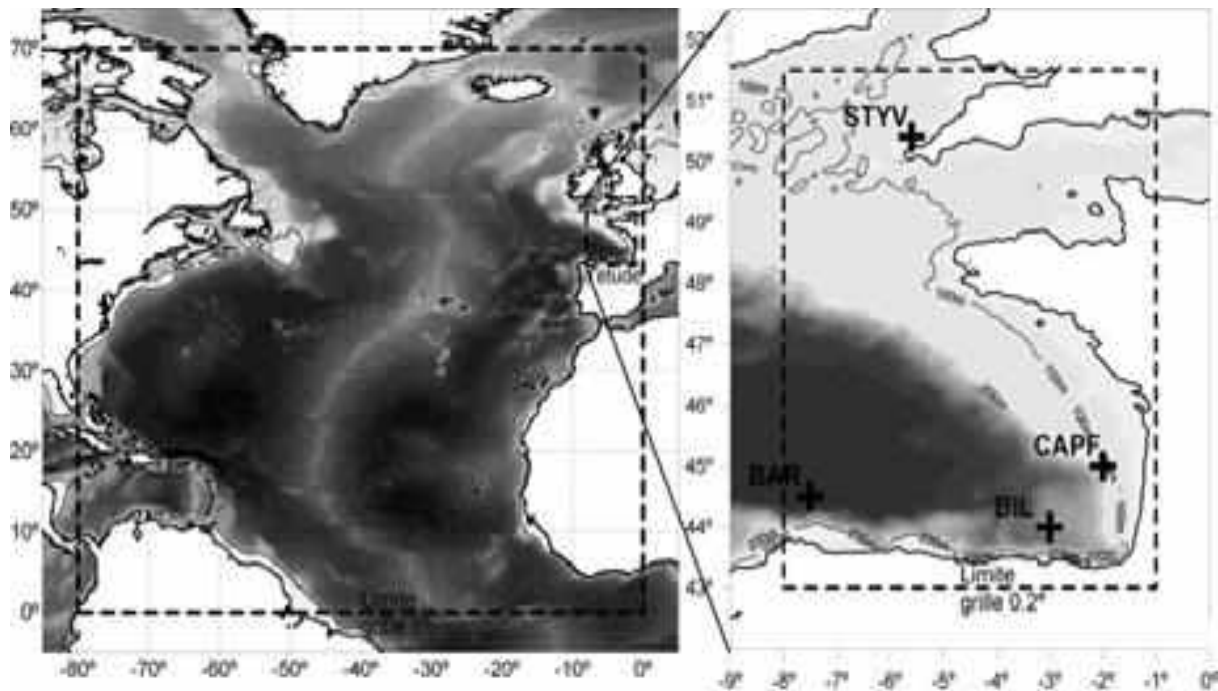


Figure III.2—Carte bathymétrique de l'Atlantique Nord (grille 1) et du Golfe de Gascogne (grille 2), extension des grilles de calcul et positions des bouées utilisées pour la validation du modèle. (CHARLES *et al.*, 2012b).

III.2.2. Validation du modèle

Les résultats du modèle ont été comparés aux mesures issues des bouées de Saint-Yves (STYV, Cornouaille anglaise), Cap Ferret (CAPF), Bilbao (BIL) et Bares (BAR), disponibles entre 1989 et 2009 (figure III.2). Pour chacune des bouées, les biais, erreurs quadratiques moyennes (EQM) et erreurs quadratiques moyennes normalisées (EQMN) ont été calculés dans un premier temps par intervalles de 6 h (tableau III.1). Le modèle reproduit les hauteurs significatives avec un biais inférieur à 0.1 m mais sans tendance claire et des EQM de l'ordre de 0.4 m, ce qui correspond à environ 20% en EQMN. Les directions moyennes du modèle ne présentent pas de biais significatifs et les EQM varient de 12 à 30° selon les sites. Enfin les périodes de pic sont reproduites avec un léger biais positif (environ 0.8 s) et une EQM d'environ 2 s, soit environ 20% en EQMN. Le niveau de précision du modèle est légèrement supérieur à celui obtenu par DODET *et al.* (2010), du fait de la correction du biais en Hs, mais aussi de l'emploi d'une grille à plus haute résolution dans le Golfe de Gascogne. Cependant, les erreurs observées sont du même ordre de grandeur que les tendances à long terme mises en évidence par plusieurs auteurs (BACON & CARTER, 1993 ; BAUER, 2001). Sachant que cette étude s'intéresse aux moyennes hivernales des paramètres de la houle, ces erreurs ont

aussi été calculées sur 1 mois. Cette procédure permet de diviser les EQM et EQMN par 2 à 3, avec des valeurs qui tendent vers le biais (tableau III.1).

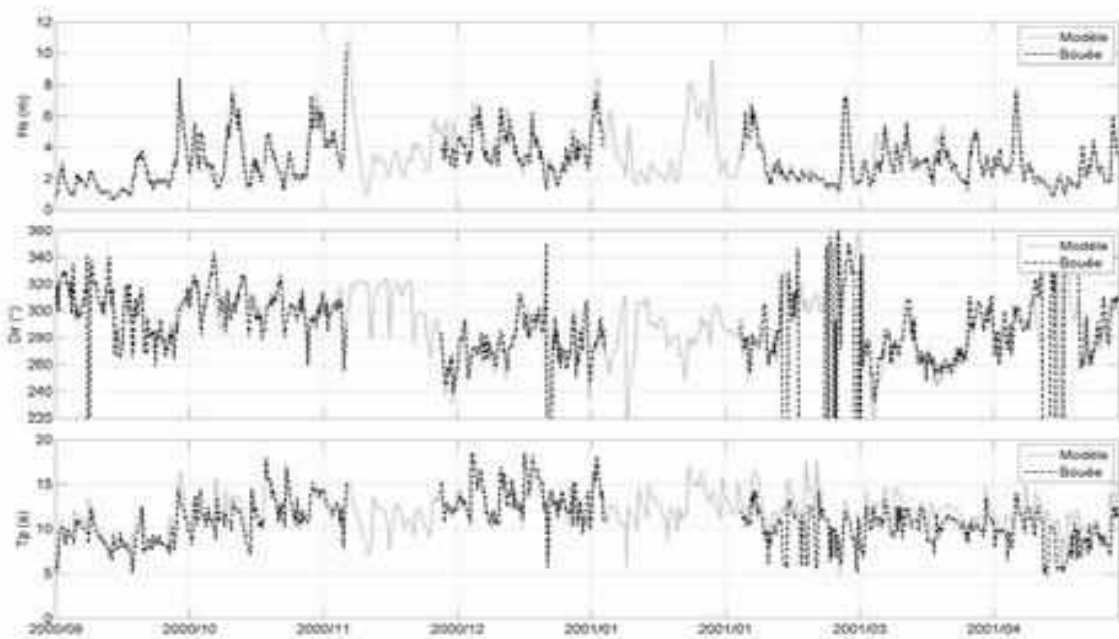


Figure III.3—Comparaison entre les prédictions du modèle et la bouée de Bares (Espagne) en 2000 et 2001. (CHARLES et al, 2012b).

Tableau III.1—Erreurs statistiques entre les données de vague issues du modèle et celles mesurées aux bouées de Saint-Yves (STYV, Cornouaille anglaise), Cap Ferret (CAPF), Bilbao (BIL) et Bares (BAR) pour les paramètres Hs, Dir et Tp. L'indication nc désigne les valeurs non calculées. (CHARLES et al, 2012b).

Bouée	Para- mètre	Nombre de valeurs		Biais		EQM		EQMN	
		6 h	1 mois	6 h	1 mois	6 h	1 mois	6 h	1 mois
STYV	Hs	686	11	0.1 m	0.09 m	0.38 m	0.19 m	17.03%	11%
	Dir	686	11	-2.4	3.5°	20.2 °	4.92°	nc	nc
	Tp	686	11	0.72 s	0.8s	1.94 s	0.89 s	17.20%	8.00%
CAPF	Hs	1166	6	0.1 m	0.06 m	0.4 m	0.22 m	22.00%	11%
	Dir	1166	6	1.54 °	2.6 °	12.7 °	7.2 °	nc	nc
	Tp	nc	nc	nc	nc	nc	nc	nc	nc
BIL	Hs	17320	97	-0.1	-0.11	0.46 m	0.27 m	24.00%	13.00%
	Dir	17320	97	-3.18	-3.67	22.35 °	8.76 °	nc	nc
	Tp	17320	97	0.95 s	0.97 s	2.1 s	0.78 s	19.20%	7.10%
BAR	Hs	12863	75	-0.002	-0.05	0.48 m	0.25 m	0.19%	10%
	Dir	12863	75	-4.7	-2.6	34 °	12 °	nc	nc
	Tp	12863	75	0.80 s	0.6	2.15 s	1.1 s	19%	6.50%

III.3. Variabilité de la houle dans le Golfe de Gascogne

III.3.1. Moyennes hivernales et variabilité

Les séries temporelles des différents paramètres des vagues ont été archivées pour tous les noeuds de la grille 2 (figure III.2) entre 1953 et 2009 et avec un pas de temps de 6 h. Les moyennes hivernales (entre le 1er décembre et le 31 mars), leur écart-type ainsi que leur tendance linéaire sur la période d'étude ont été calculés et sont montrés sur la figure III.4. Les H_s moyennes diminuent vers l'est, de 3.5 m à l'entrée du Golfe de Gascogne à moins de 2 m dans la Manche. Les écarts-types associés diminuent de 0.5 m à l'ouest à 0.2 m à l'est, si bien que leur valeur normalisée par la moyenne est assez homogène sur l'ensemble de la zone (environ 15%). Les directions moyennes varient de 260° au nord de la zone à 300° au sud, avec un écart-type variant de 9° à l'entrée du Golfe de Gascogne à 4° au sud-ouest de la zone. Une variabilité beaucoup plus forte est observée le long des côtes de la Manche, avec des écarts-types qui atteignent localement 20° .

Enfin les périodes de pic varient de 11 s au nord de la zone à 12 s au sud, avec des valeurs plus faibles le long des côtes de la Manche (7-8 s). Les écarts-type associés sont homogènes et de l'ordre de 0.7 s sur l'ensemble du Golfe de Gascogne, avec des valeurs plus fortes dans le Golfe Normo-Breton et les côtes sud de Bretagne.

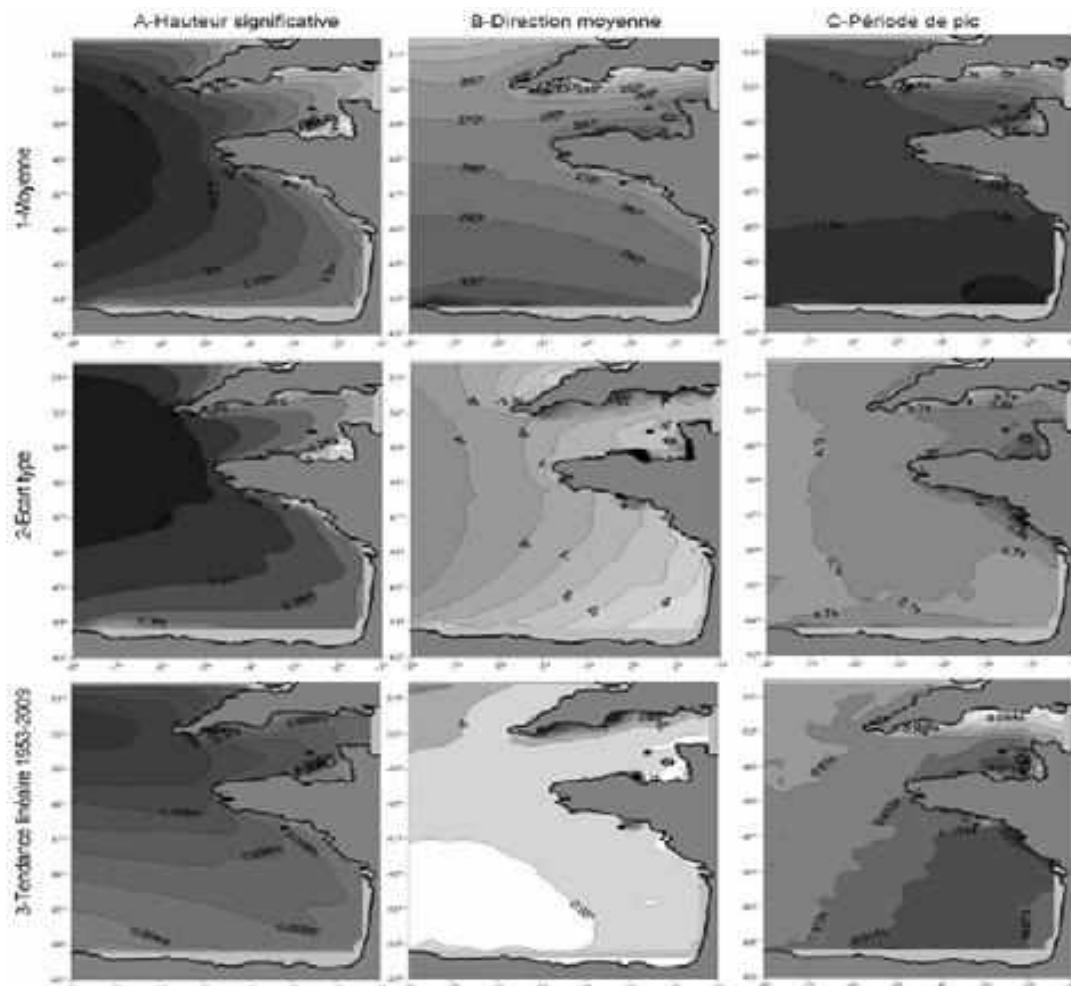


Figure III.4—Moyennes hivernales (ligne 1), écarts types (ligne 2) et tendance linéaire sur la période 1953-2009 (ligne 3) pour les hauteurs significatives (colonne 1), directions moyennes (colonne 2) et périodes de pic (colonne 3). (CHARLES et al, 2012b).

III.3.2. Tendances à long-terme

Pour chaque nœud du maillage, une régression linéaire a été effectuée sur les moyennes hivernales de la période 1953-2009 afin d'étudier les tendances à long terme (figure III.4). Compte tenu des erreurs associées au modèle présentées dans le tableau III.1, seules les tendances significatives sont décrites dans ce paragraphe. Ainsi, sur la période 1953- 2009, les H_s augmentent significativement sur l'ensemble de la zone, avec des valeurs atteignant + 0.6 m au large de la Cornouaille Anglaise (soit + 0.01 m an⁻¹). Sur la même période, les directions moyennes ne présentent pas de tendances significatives, excepté le long des côtes anglaises de la Manche, où elles subissent une rotation horaire atteignant localement 10°. Enfin les T_p augmentent sur l'ensemble de la zone, avec un maximum au sud-ouest du Golfe de Gascogne où cette augmentation atteint 1 s sur la période 1953-2009.

III.4. Discussion

III.4.1. Corrélation avec l'oscillation Nord-Atlantique

L'Oscillation Nord Atlantique (NAO) a été décrite en détail par HURREL (1995) et l'indice qui la caractérise est basé sur la différence entre les moyennes mensuelles de la pression atmosphérique normalisée à Reykjavik (Islande) et à Ponta Delgada (Açores, Portugal). Un indice positif (NAO+) correspond à une situation où un anticyclone puissant est centré sur les Açores et où des dépressions creuses circulent d'ouest en est au niveau de l'Islande. A l'inverse, un indice négatif (NAO-) correspond à un anticyclone faible et des dépressions moins creuses et dont la trajectoire est plus variable. Plusieurs auteurs ont déjà montré que la variabilité en H_s dans l'Atlantique Nord était contrôlée par l'oscillation Nord Atlantique (NAO) (BACON & CARTER, 1993 ; BAUER, 2001 ; DODET *et al.*, 2010). Afin de vérifier cette hypothèse dans le Golfe de Gascogne et de l'étendre à d'autres paramètres, les coefficients de corrélation entre les moyennes hivernales des paramètres des vagues et celles de l'indice NAO (HURREL, 1995) ont été calculés (figure III.5). Les H_s sont moyennement corrélées avec l'indice NAO dans le Golfe de Gascogne, avec des valeurs de l'ordre de 0.3 à 0.4. Des valeurs plus élevées (0.6) sont observées le long des côtes nord de Bretagne et de Cornouaille.

Les directions sont faiblement corrélées avec l'indice NAO dans le Golfe de Gascogne mais présentent une corrélation positive le long des côtes sud de Cornouaille et une corrélation négative le long des côtes nord-Bretonnes et Normandes et le long de la côte nord de Cornouaille. Enfin les périodes de pic présentent une corrélation significative avec l'indice NAO sur l'ensemble de la zone. Les situations de type NAO + sont associées à de forts gradients de pression atmosphérique qui génèrent de forts vents d'ouest à sud-ouest aux latitudes élevées de l'Atlantique Nord. Ces forts vents d'ouest génèrent des houles plus fortes et plus longues, ce qui explique les corrélations positives observées pour H_s et T_p . Conformément aux résultats de DODET *et al.* (2010), les directions moyennes de la houle sont peu corrélées avec l'indice NAO dans le Golfe de Gascogne. Cette étude à plus haute résolution permet par contre de mettre en évidence deux zones de corrélation négatives le long des côtes sud de la Manche et le long de la côte nord de Cornouaille et une zone de corrélation positive au niveau de la côte sud de Cornouaille. La carte des directions moyennes (figure III.4) montre que les houles effectuent une réfraction aux abords de la Manche, qui induit une rotation horaire (de 270°N vers 300°N) au niveau des littoraux orientés au nord et antihoraire (de 270°N vers 230°N) au niveau de ceux orientés au sud. Nous proposons que la corrélation négative entre l'indice NAO et la direction moyenne des vagues observée au niveau des littoraux orientés au nord traduise une dominance des mers de vent d'ouest à sud-

ouest pendant les hivers de situation NAO+. A l'inverse, nous proposons que cette dominance des mers de vent d'ouest à sud-ouest explique la corrélation positive observée le long des côtes sud de Cornouaille.

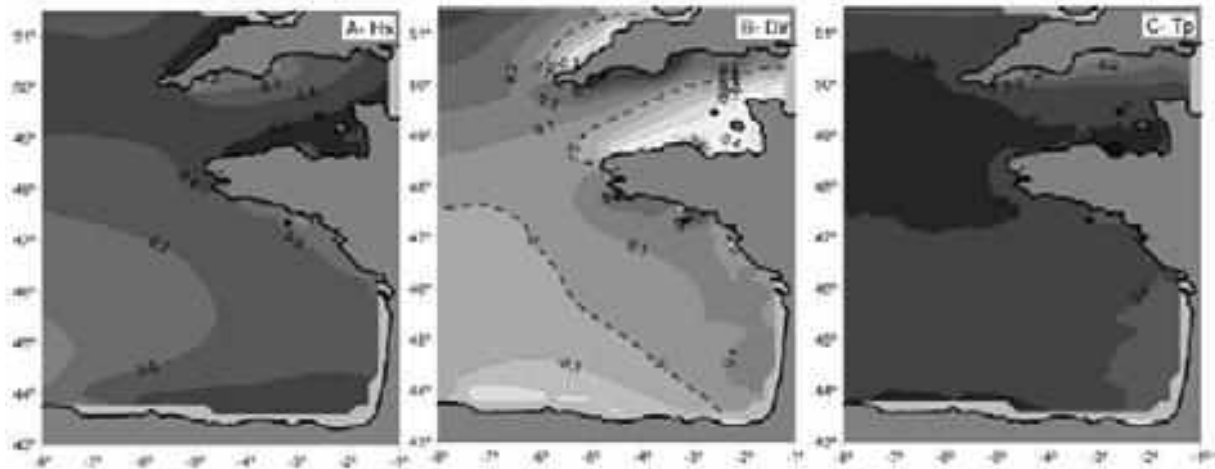


Figure III. 5 –Cartes de coefficients de corrélation Pearson entre les moyennes hivernales de l'indice NAO et les Hs (A), les Dir (B) et les Tp (C). (CHARLES et al, 2012b).

III.4.2. Origine des tendances à long terme

Les cartes des tendances à long-terme (figure III.4) et des coefficients de corrélation (figure III.5) présentent un certain nombre de similitudes du point de vue des répartitions spatiales. Ainsi les zones caractérisées par une augmentation de Hs et Tp sont associées à une corrélation positive avec l'indice NAO. Le long de la côte sud de Cornouaille, la rotation horaire des directions moyennes est associée à une corrélation positive entre Dir et l'indice NAO. HURREL (1995) a montré que l'indice NAO avait fortement augmenté au cours de la seconde moitié du XX^{ème} siècle et que les valeurs observées en 1989 étaient les plus fortes depuis 1864. Cette augmentation de l'indice NAO sur la période d'étude permet d'expliquer facilement les augmentations de Hs et Tp sur l'ensemble de la zone. Une autre conséquence de cette augmentation est la présence de vents d'ouest à sud-ouest plus forts aux latitudes élevées, qui peuvent localement induire des mers de vent dominant le régime d'agitation dans les zones qui ne sont pas directement exposées aux houles. Nous proposons que ce phénomène explique la rotation horaire de 10° des directions moyennes observée le long de la côte sud de Cornouaille.

III.4.3. Analyse du climat de vagues futur

III.4.3.1. Méthode et données

Les conditions de vague dans le Golfe de Gascogne et le long de la côte aquitaine sont issues de la base de données BoBWA-10kF (Bay of BiscayWave Atlas – Forecast, avec une résolution spatiale de 10 km, CHARLES et al, 2012b). Les hauteurs, périodes et directions des vagues sont disponibles pour un scénario de référence (REF) présentant les mêmes concentrations de gaz à effet de serre et d'aérosols que celles observées sur la période 1961-2000 et pour trois scénarios futurs (A2, A1B et B1) sur la période 2061-2100. Les vagues issues de cette base de données ont été simulées avec le modèle spectral de vagues WAVEWATCH III (WW3, TOLMAN 2009), avec le paramétrage d'ARDHUIN et al.

(2010). Les vagues ont été modélisées sur deux domaines emboîtés (figure III.2), l'Atlantique Nord ($dx=0.5^\circ$) et le Golfe de Gascogne ($dx=0.1^\circ$), à partir de champs de vent projetés par le modèle ARPEGE-Climat (GIBELIN & DEQUE, 2003). Une correction de type quantile-quantile a été réalisée sur les hauteurs, périodes et directions de vague, afin de corriger les biais systématiques du modèle climatique. Cette correction a été construite en comparant les distributions statistiques des vagues issues de BoBWA-10kF-REF à celles des vagues issues de BoBWA-10kH (Bay of BiscayWave Atlas – Hindcast, avec une résolution spatiale de 10 km, CHARLES et al., 2012a). Dans la suite de cette étude, nous utilisons les paramètres corrigés de hauteur significative (H_s), de période moyenne (T_m-10) et de direction moyenne (D_m) issues de BoBWA-10kF, sur le domaine couvrant le Golfe de Gascogne ($0.1^\circ \times 0.1^\circ$, toutes les 6 heures) et au niveau des bouées Gascogne ($5^\circ W-45.201^\circ N$, profondeur : 4500 m, issue du rang 1) et Biscarrosse ($1.32^\circ W-44.46^\circ N$, profondeur : 26 m) (toutes les heures).

Les changements des conditions de vagues dans le Golfe de Gascogne et le long de la côte aquitaine sont analysés pour l'hiver (déc., jan., fév.) et l'été (juin, juil., août). On s'intéresse en particulier au scénario A2, qui présente un taux d'émissions de gaz à effet de serre plus élevé que les scénarios A1B et B1, et donc des changements plus marqués par rapport au climat actuel. Les conditions de vague du scénario REF sur la période 1961-2000 sont comparées aux conditions de vague du scénario A2 sur la période 2061- 2100. Dans un premier temps, les changements sont analysés à l'échelle régionale, sur le domaine du Golfe de Gascogne, puis dans un second temps à l'échelle locale, au niveau d'une bouée hauturière et d'une bouée côtière. A l'échelle régionale (figure III.6), on peut noter les changements suivants dans le Golfe de Gascogne : une diminution généralisée des hauteurs de vague (jusqu'à -20 cm en été), une rotation horaire des directions de vague en été (de 3° à 10°) et une légère diminution des périodes en été (environ -0.5 s). Ces changements moyens sont la somme des changements de plusieurs types de vagues (houle, mer de vent, vagues intermédiaires). Afin de mieux caractériser leur évolution, une étude approfondie est réalisée en deux points : au niveau de la bouée Gascogne, située au centre du Golfe de Gascogne, à 4500 m de profondeur, et au niveau de la bouée Biscarrosse, située le long de la côte aquitaine, à 26 m de profondeur. Les diagrammes bi-variés (figure III.6) des conditions de vagues pour le climat présent (scénario REF, 1961-2000) permettent de visualiser les variations du climat de vagues suivant la saison et suivant la distance à la côte. En hiver, les vagues sont plus énergétiques qu'en été (fortes hauteurs et périodes de vague). Au niveau de la bouée côtière Biscarrosse, les effets bathymétriques induisent une réduction des hauteurs de vagues et un resserrement des directions autour de la normale à la côte.

Tableau III.2–Méthode choisie de répartition des vagues en fonction de leur cambrure :

($c=2\pi H_s / gT^2$ m). (CHARLES et al, 2012b).

Cambrure	Type de vagues
$c < c_{50}$	Houle
$c_{PM} < c < c_{50}$	Vagues intermédiaires
$c \approx c_{PM}$	Mer de vent

Concernant les changements entre les conditions de vagues du climat futur (scénario A2, 2061-2100) et du climat présent (scénario REF, 1961-2000), on note une évolution différente en été et en hiver (figure III.6). Les valeurs médianes de la cambrure c , du flux d'énergie Q et de la direction D_m sont calculées à partir des données annuelles de REF au niveau de chaque bouée et sont reportées sur les diagrammes bi-variés afin d'en faciliter l'analyse. Le tableau III.2 résume la méthode et la terminologie choisies pour désigner les vagues en fonction de leur cambrure ou de leur flux d'énergie. En hiver, au niveau des deux bouées, l'occurrence de la houle augmente, tandis que l'occurrence des vagues intermédiaires diminue. En hiver, au niveau de la bouée Gascogne, les vagues dont la hauteur est supérieure à 3 m présentent une rotation dans le sens horaire (figure III.6). Cette rotation n'est pas visible au niveau de la bouée Biscarrosse. En été, au niveau des deux bouées, l'occurrence des vagues énergétiques diminue, et l'occurrence des vagues peu énergétiques augmente. Les vagues dont la hauteur est inférieure à 3 m présentent une forte rotation horaire. Cette rotation est moins prononcée au niveau de la bouée côtière.

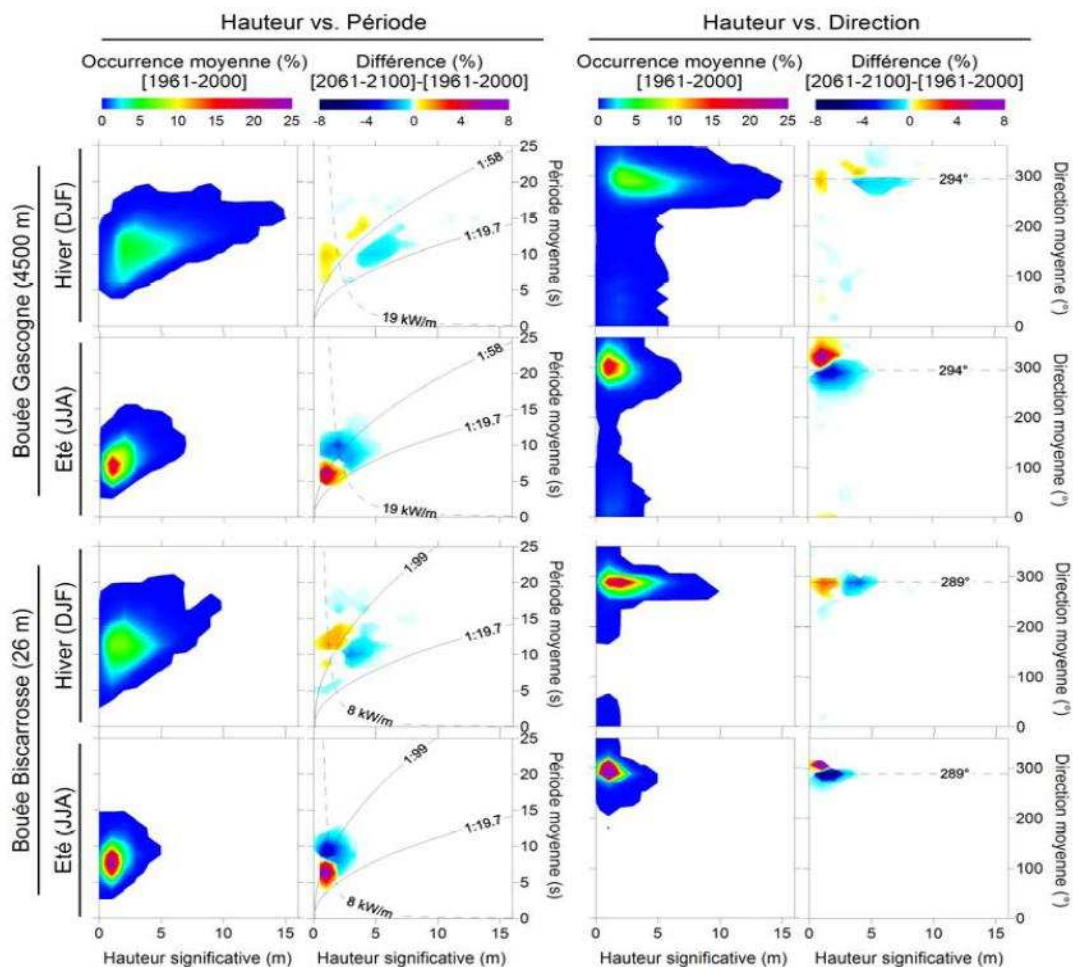


Figure III.6–Diagrammes bi-variés des conditions de vagues au niveau des bouées Gascogne (haut ; adapté de CHARLES et al, 2012b).

Ces changements de conditions de vagues locales sont produits par des changements de conditions de vent à différentes échelles spatiales. L'analyse détaillée des relations entre changements de vents et de vagues a été réalisée par ailleurs (CHARLES et al, 2012b).

Considérons ici par exemple la rotation horaire des directions de vagues observée l'été.

A l'échelle locale, une rotation horaire des directions de vent génère un changement de direction de la mer de vent. A l'échelle régionale, il existe aussi une rotation horaire des directions de vent au Nord et à l'Ouest du Golfe de Gascogne (les vents étant davantage orientés vers le Sud pour le climat futur), impliquant que plus de vagues se propagent du Nord vers le Sud, et donc entrent dans le Golfe de Gascogne par la frontière Nord et moins par la frontière Ouest. Enfin, à l'échelle océanique, on note une diminution des vitesses de vent dans certaines zones de l'Atlantique Nord, engendrant une réduction de l'occurrence des houles d'Ouest et d'Ouest-Nord-Ouest.

III.4.4. Impact des changements de conditions de vagues sur les flux sédimentaires longshore

Il est possible d'estimer les ordres de grandeur des flux longshore de sédiments à partir des conditions des vagues. En particulier plus les hauteurs de vagues sont fortes et/ou plus l'angle d'incidence des vagues est fort (en restant inférieur à 45° , CERC, 1984), plus les flux sont forts. Or, l'analyse précédente montre que les hauteurs et directions des vagues au large sont affectées par le changement climatique. En outre, les résultats des simulations montrent que la diminution des hauteurs de vague identifiée au large entre climat présent et climat futur se propage jusqu'à la côte, tout comme les changements de direction affectant les petites vagues, bien qu'ils soient atténués par la réfraction bathymétrique. Ainsi, dans cette partie, nous analysons dans quelle mesure ces changements pourraient affecter de manière significative les flux longshore à l'horizon 2100. Une analyse de l'évolution temporelle des flux de sédiments longshore a été réalisée pour la plage de Biscarrosse, en utilisant les conditions de vagues simulées au niveau de la bouée Biscarrosse. Plusieurs formulations permettent d'estimer les ordres de grandeur de ces flux à partir des conditions de vague. Globalement, elles dépendent toutes explicitement de la hauteur de vagues et de leur incidence. Certaines, comme celle de KAMPHUIS (1991) intègrent aussi explicitement la pente de la plage, la taille de grain, ou la période des vagues. Cependant, comme rappelé par PILKEY and COOPER (2002) il existe une forte incertitude dans les résultats obtenus à partir de formules de transport longshore, et, au mieux, seuls les ordres de grandeur sont à considérer. Dans un premier temps, une estimation préliminaire de l'ordre de grandeur des flux absolus est effectuée en utilisant les formules du LCHF (1979) et de KAMPHUIS (1991). En effet, ce sont des formules qui apparaissent adaptées entre autres aux côtes Atlantique aquitaine et portugaises (CAYOCCA, 1996 ; ABADIE et al., 2006 ; BALOUIN et al., 2005). Ces formules utilisent les conditions de vague au point de déferlement. Celles-ci sont obtenues en utilisant le jeu de données de vagues modélisé au large de Biscarrosse (1961-2000) et en y appliquant les lois de Snell et de conservation d'énergie, et ce, en faisant donc l'hypothèse que pour le cas étudié les contours bathymétriques sont rectilignes et parallèles ainsi qu'en négligeant la dissipation de l'énergie avant le déferlement. Ainsi, les formules du LCHF (1979) et de KAMPHUIS (1991)

appliquées à ces données de vague au déferlement donnent des flux de sédiments de l'ordre resp. De 160 000 et 200 000 m³/an. On peut noter que ces estimations sont du même ordre de grandeur que celles d'ABADIE et al. (2006) – 100 000 m³/an, valeur estimée à environ 40 km au sud de Biscarrosse - et de LCHF (1987) - 520 000 m³/an, valeur estimée à Mimizan. Parmi les pistes à explorer pouvant expliquer les différences obtenues, outre la localisation spatiale exacte, on peut noter que les données de vagues en entrée diffèrent en nature et période couverte, avec un jeu de 40 ans de données modélisées pour la présente étude, 8 ans (1997-2005) de données modélisées (NOAA-WW3) corrigées pour ABADIE et al. (2006), et des données observées sur une période antérieure à 1985 pour les estimations du LCHF (1987). Toutefois, les flux estimés restent du même ordre de grandeur (100 000 m³/an).

Afin d'étudier la différence entre les flux actuels et les flux futurs, nous analysons les flux principalement en termes de valeur relative, soit par rapport au flux annuel (figure II.7.a), soit par rapport au flux du climat actuel correspondant (figure III.7.b). Les flux relatifs donnés résultent de la moyenne des valeurs obtenues avec les deux formules, une barre d'erreur indiquant les valeurs minimale et maximale obtenues avec ces formules. (La figure III.7.a) donne un aperçu de la variabilité saisonnière des flux de sédiments longshore. La quantité de sédiment déplacée est plus importante de 60% en hiver par rapport à la moyenne annuelle, et deux fois plus petite en été. Les écarts entre les formules sont plus importants pendant ces deux saisons. Au printemps et en automne, les flux ont une amplitude similaire à la moyenne annuelle.

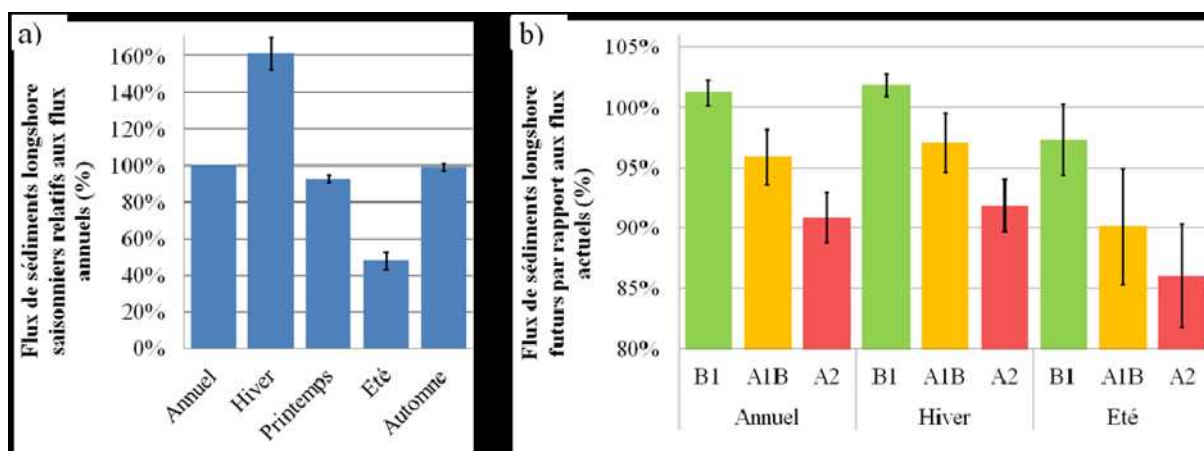


Figure III.7– a) Variations saisonnières des flux de sédiments longshore actuels (scénario REF), relativement au flux annuel, **b)** Flux de sédiments longshore pour trois scénarios futurs (B1, A1B, A2), relativement au flux actuel pour la même saison. (CHARLES et al, 2012b).

Pour le climat futur (figure III.7.b), nous nous intéressons en particulier à l'évolution des flux sur l'année, en hiver et en été. Quelle que soit la période de l'année, on constate que les changements sont d'autant plus importants que le scénario est émissif en gaz à effet de serre. Ainsi, les changements de vagues projetés pour le scénario A2 donnent une réduction du flux de l'ordre de 10% par rapport au climat actuel. Seuls les résultats pour le scénario B1 montrent une légère augmentation des flux de sédiments longshore. Ces résultats indiquent

que, dans cette région, la baisse projetée des hauteurs de vagues pour le climat futur serait le facteur prédominant dans l'évolution des flux de sédiments. La rotation horaire des vagues projetée, ayant pour effet d'intensifier les flux sédimentaires vers le Sud dans cette région, serait donc largement compensée par la diminution des hauteurs de vague. Afin de pouvoir analyser l'impact du changement climatique sur la contribution des flux longshore dans l'évolution du trait de côte, il conviendrait d'estimer les flux longshore futurs et actuel tout le long de la côte aquitaine et d'en analyser les variations spatiales.

Conclusion Générale

Conclusion Générale

Cette étude a montré que dans le Golfe de Gascogne et en Manche, les climats de vague hivernaux étaient soumis à une forte variabilité interannuelle. Sur la période 1953-2009, une augmentation importante des H_s et T_p a pu être mise en évidence et a été expliquée par une augmentation de l'indice NAO sur la période d'étude. L'érosion côtière qui frappe les littoraux atlantiques depuis plusieurs décennies est classiquement imputée à l'augmentation du niveau marin et à une diminution des apports sédimentaires continentaux. Pourtant, de nombreuses plages sont déconnectées des systèmes de drainage continentaux et subissent une érosion qui ne peut pas être expliquée par la seule augmentation du niveau marin. L'augmentation de H_s mise en évidence dans cette étude (jusqu'à +0.6 m) pourrait expliquer cette érosion. Au large, les conditions de vague projetées pour le scénario A2 indiquent une diminution généralisée des hauteurs de vague (de 10 à 20 cm) et une rotation horaire de l'ensemble des vagues en été (de 3 à 10°) et des houles en hiver. A proximité de la côte, la diminution des hauteurs de vague est toujours significative. Cependant, la réfraction bathymétrique induit une atténuation de la rotation horaire des directions des vagues, en particulier pour les vagues les plus hautes, telles que les houles hivernales. L'analyse des flux de sédiments longshore au niveau de la plage de Biscarrosse suggérerait une diminution de l'amplitude des flux le long de ce segment de la côte aquitaine. Ce résultat, obtenu en un point, ne permet pas de conclure à une tendance à l'érosion ou à l'accrétion sur ce segment, l'érosion ou l'accrétion étant liée aux variations spatiales de flux de sédiments. Cependant, ces résultats permettent de conclure que les changements de conditions de vague projetés sont suffisamment significatifs pour modifier les flux longshore du littoral aquitain. Une perspective à ce travail serait d'analyser l'évolution des flux de sédiments longshore sur la côte aquitaine dans son ensemble afin d'analyser l'impact potentiel de ces modifications de flux longshore sur l'évolution du trait de côte à la fin du 21^e siècle.

Références bibliographiques

Références bibliographiques

- ABADIE S., BUTEL R., MAURIET S., MORICHON D., DUPUIS H. (2006) Wave climate and longshore drift on the South Aquitaine coast. *Continental Shelf Research*, Vol. 26, 1924-1939.
- Alves, J., and M. Banner, Performance of a saturation-based dissipation-rate source term in modelling the fetch-limited evolution of wind waves, *Journal of Physical Oceanography*, 33 , 1274–1298, 2003.
- ARDHUIN F., CHAPRON B., COLLARD F. (2009a). Strong decay of steep swells observed across oceans. *Geophysical Research Letters* 36 (6), art. no. L06607. doi:10.1029/2008GL037030
- ARDHUIN F., MARIE L., RASCLE N., FORGET P., ROLAND A., (2009b). Observation and estimation of Lagrangian, Stokes and Eulerian currents induced by wind and waves at the sea surface. *Journal of Physical Oceanography* 39 (11), pp 2820-2838. doi:10.1175/2009JPO4169.1
- ARDHUIN F., ROGERS E., BABANIN A., FILIPOT J. F., MAGNE R., ROLAND A., WESTHUYSEN A. V. D., QUEFFEULOU P., LEFEVRE J. M., AOUF L., COLLARD F. (2010). Semi-empirical dissipation source functions for ocean waves: Part I, definition, calibration and validation. *J. Phys. Oceanogr.*, Vol. 40, pp 1917-1941. doi:10.1175/2010JPO4324.1
- Ardhuin, F., Etat de la mer et dynamique de l'océan superficiel, Université de Bretagne Occidentale, 2005, HDR thesis, 294 pp.
- BACON S., CARTER D.J.T. (1993). A connection between mean wave height and atmospheric pressure gradient in the North Atlantic. *International Journal of Climatology* 13, pp 423–436. doi:10.1002/joc.3370130406
- BALOUIN Y., HOWA H., PEDREROS R. and MICHEL D. (2005) Longshore Sediment Movements from Tracers and Models, Praia de Faro, South Portugal. *Journal of Coastal Research*, Vol. 21(1), pp. 146-156.
- Battjes, J., and J. Janssen, Energy loss and set-up due to breaking of random waves, in *Proceedings of the 16th international conference on coastal engineering*, edited by ASCE, pp. 569–587, 1978.
- BAUER E. (2001). Interannual changes of the ocean wave variability in the North Atlantic and in the North Sea. *Climate Research* 18, pp 63–69. doi:10.3354/cr018063
- Booij, N., R. C. Ris, and L. H. Holthuijsen, A third generation wave model for coastal regions, part i, model description and validation, *Journal of Geophysical Research*, 104, 7649–7666, 1999.
- CASTELLE B., BONNETON P., DUPUIS H., SENECHAL N. (2007). Double bar beach dynamics on the high-energy meso-macrotidal French Aquitanian coast: A review. *Mar. Geol.*, Vol. 245, pp 141–159. doi:10.1016/j.margeo.2007.06.001
- CAYOCCA F. (1996). Modélisation morphodynamique d'une embouchure tidale : application aux passes d'entrée du bassin d'Arcachon. Thèse de doctorat, Univ. Bdx 1.
- CERC (1984). *Shore Protection Manual*. 4th ed., 2 vols. Technical report, U.S. Army Engineer Waterways Experiment Station. Washington D.C. :U.S. Gov. Printing Office.

Références bibliographiques

- CHARLES E., IDIER D., DELECLUSE P., DEQUE M., LE COZANNET G. (2012b). Climate change impact on waves in the Bay of Biscay, France. *Ocean Dynamics*, 18 p. doi:10.1007/s10236-012-0534-8
- CHARLES E., IDIER D., THIÉBOT J., LE COZANNET G., PEDREROS R., ARDHUIN F., PLANTON S. (2012a). Present wave climate in the Bay of Biscay: spatiotemporal variability and trends from 1958 to 2001. *J. Climate*, Vol. 25, pp 2020-2035. doi:10.1175/JCLI-D-11-00086.1
- DEBERNARD J. B., ROED L.P. (2008). Future wind, wave and storm surge climate in the Northern Seas: a revisit. *Tellus A*, 60(3), pp 427-438. doi:10.1111/j.1600-0870.2008.00312.x
- Delpy, M. T., F. Ardhuin, F. Collard, and B. Chapron, Space-time structure of long ocean swell fields, *Journal of Geophysical Research-Oceans*, 115, 2010.
- DODET G., BERTIN X., TABORDA R. (2010). Wave climate variability in the North- East Atlantic Ocean over the last six decades. *Ocean Modelling* 31, pp 120-131. doi:10.1016/j.ocemod.2009.10.010
- Donelan, M. A., M. Skafel, H. Graber, P. Liu, D. Schwab, and S. Venkatesh, On the growth rate of wind-generated waves, *Atmospher Ocean*, 30, 457–478, 1992.
- GIBELIN A.-L., DEQUE M. (2003). Anthropogenic climate change over the Mediterranean region simulated by a global variable resolution model. *Clim. Dynam.*, Vol. 20, pp 327-339.
- Herbers, T., N. Russnogle, and S. Elgar, Spectral Energy Balance of Breaking Waves within the Surf Zone, *Journal of Physical Oceanography*, 30, 2723–2737, 2008.
- HURREL J.W. (1995). Decadal trends in the North Atlantic Oscillation: regional temperatures and precipitations. *Science* 269, pp 676–679. doi:10.1126/science.269.5224.676
- Janssen, P., *The interaction of ocean waves and wind*, Cambridge University Press, 2004.
- Jeffreys, H., On the formation of waves by wind, in *Proceedings of the Royal Society*, vol. A107, pp. 189–206, 1924.
- Jeffreys, H., On the formation of waves by wind. ii., in *Proceedings of the Royal Society*, vol.A 110, pp. 341–347, 1925.
- KAMPHUIS J. W. (1991). Alongshore sediment transport rate. *Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering*, Vol. 117(6), pp 624-640. doi:10.1061/(ASCE)0733- 950X(1991)117:6(624)
- LCHF (1979). Etude en nature de la côte aquitaine (entre la Pointe de la Grave et l'embouchure de l'Adour). Rapport établi pour la mission interministérielle pour l'aménagement de la côte aquitaine, Laboratoire Central Hydraulique de France.
- LCHF (1987). Catalogue sédimentologique des côtes françaises, De la Baie du Mont-Saint-Michel à la frontière espagnole, partie B. Collection de la DER d'EdF n°65, Paris: Eyrolles.
- Mastenbroek, C., G. Burgers, and P. Janssen, The dynamical coupling of a wave model and a storm surge model through the atmospheric boundary layer, *Journal of Physical Oceanography*, pp. 1856–1866, 1993.

Références bibliographiques

- Miche, A., Mouvements ondulatoires de la mer en profondeur croissante ou décroissante. première partie. mouvements ondulatoires périodiques et cylindriques en profondeur constante, *Annales des Ponts et Chaussées*, Tome 114, 42–78, 1944.
- Miles, J., On the generation of surface waves by shear flows, *Journal of Fluid Mechanics*, 3 , 185–204, 1957.
- Phillips, O. M., On the generation of waves by turbulent wind, *Journal of Fluid Mechanics*, 2 , 417–445, 1957.
- Pierson, W., and L. Moskowitz, A proposed spectral form for fully developed wind seas based on the similarity theory of s. a. kitaigorodskii, *Journal of Geophysical Research*, pp. 5181–5190, 1964.
- PILKEY O.H., COOPER J.A.G. (2002). Longshore Transport Volumes: A Critical View. *J. of Coast. Res.*, SI 36, pp 572-580 (ICS 2002 Proceedings).
- Référence 1
- TOLMAN H.L. (2009). User manual and system documentation of WAVEWATCH III version 3.14. NOAA/NWS/NCEP/MMAB Technical Note 276, 194 p.
- TOLMAN H.L. (2009). User manual and system documentation of WAVEWATCH III version 3.14. Technical Note 276, NOAA / NWS / NCEP / MMAB.
- Tolman, H., B. Balasubramaniyan, L. Burroughs, D. Chalikov, Y. Chao, H. Chen, and V. Gerald, Development and implementation of wind-generated ocean surface wave models at NCEP, *Weather and Forecasting*, 17, 311–333, 2002.
- Tolman, H., Distributed-memory concepts in the wave model WAVEWATCH III, *Parallel Comput.*, 28 , 35–52, 2002.
- Weber, J., K. Christensen, and C. Denamiel, Wave induced setup of the mean surface over a sloping beach, *Continental Shelf Research*, pp. 1448–1453, 2009.
- Whitham, G., *Linear and nonlinear waves*, 636 p., New York, 1974.
- ZACHARIOUDAKI A., PAN S., SIMMONDS D., MAGAR V., REEVE D. E. (2011). Future wave climate over the west-European shelf seas. *Ocean Dynamics*, Vol. 6, pp 807-827. doi: 10.1007/s10236-011-0395-6.

Sites internet

- [1] www.noaa.gov consulté le 30/08/2012
- [2] www.shom.fr consulté le 15/09/2012