



Dossier de l'état de connaissance initiale des zones d'implantation du parc et de raccordement de la zone éolien en mer de Bretagne Sud

Volet « Houle »

Lot 2 – référence T2.H

Auteurs : Guiomar LOPEZ, Laurent LEBALLEUR, Leo SEYFRIED, Héroïse MICHAUD

Référence : convention Shom/MTES [DGEC], SHOM n°79/2019, relative à la réalisation des études de reconnaissance environnementale de site en vue d'appels d'offres pour l'implantation d'éoliennes en mer au large des côtes françaises

1 Introduction

1.1 Description de la zone

La présente étude s'intéresse aux états de mer sur la zone d'étude EMR en Bretagne Sud. La zone d'implantation du parc se situe au large de Belle-Ile (Figure 1). Elle présente des profondeurs allant de 70 m à 80 m (par rapport au Zéro Hydrographique, ZH) approximativement. La bathymétrie présente un gradient de profondeur sud-ouest/nord-est, avec des profondeurs plus faibles au nord-est.

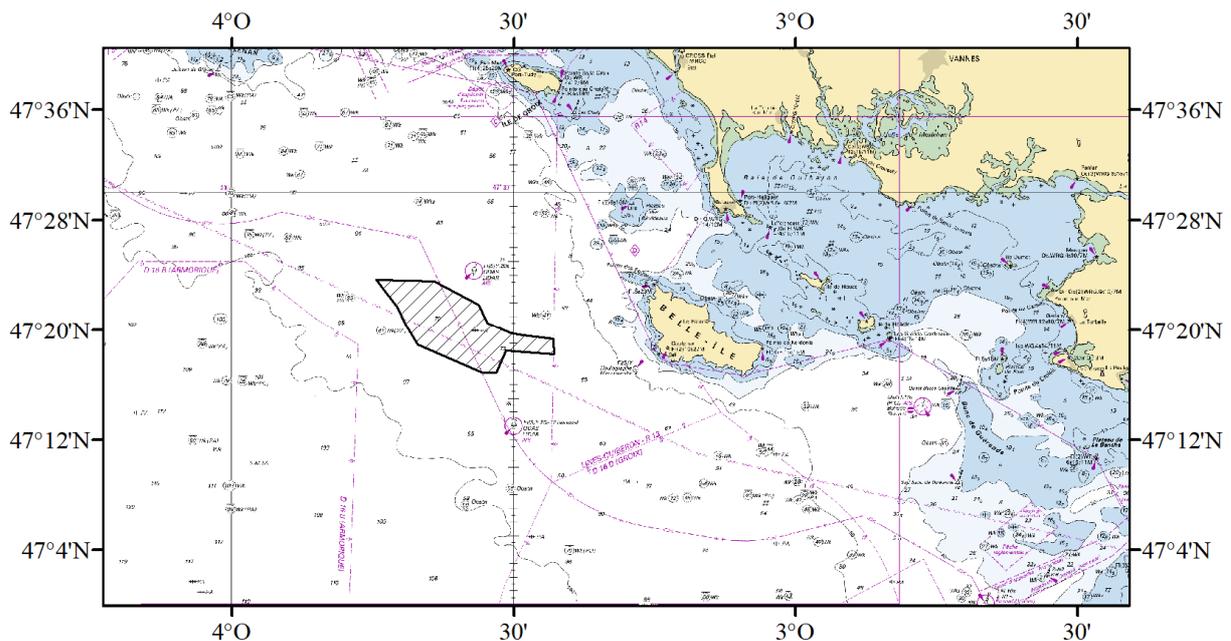


Figure 1 : Représentation de la zone d'étude EMR (noir hachuré) sur l'emprise de la carte marine 6990 – de la Pointe de Penmarc'h à la Gironde. Source Shom, 2021

En raison de sa localisation, la zone est soumise à d'importantes houles provenant de l'Atlantique. Les fetch¹ sont très longs dans les directions d'Ouest à Sud-Ouest et importants dans les directions Nord-Ouest et Sud, permettant le développement de mers de vents énergétiques dans ces directions. A l'inverse, la côte française empêche le développement de vagues importantes provenant du Nord et de l'Est, même en cas de fort coup de vent provenant de ces directions.

1.2 Principaux processus affectant les vagues

En zone côtière, les principales caractéristiques des vagues (amplitude, longueur d'onde et direction) sont affectées par la profondeur d'eau limitée. Ces effets sont modulés par la variation tidale du niveau de la mer qui modifie la hauteur d'eau vue par les vagues. Par ailleurs, les courants dus à la marée ont également une influence sur la propagation des vagues. Les principaux processus physiques qui entrent en jeu sur la zone sont donc :

¹ Fetch : distance sur laquelle le vent est susceptible de faire croître les vagues

- le levage : modification de l'amplitude des vagues associée à la variation de leur vitesse de groupe ;
- la réfraction : modification de la direction (et de l'amplitude) des vagues due à des variations de vitesse de phase le long des crêtes de vagues ;
- la dissipation par déferlement bathymétrique ;
- la dissipation par frottement sur le fond ;
- l'effet des courants de marée.

1.2.1 Le levage (shoaling)

Les vagues monochromatiques (dites vagues d'Airy) se propageant au-dessus d'un fond avec des pentes faibles, en l'absence de courant, conservent leur fréquence f (ou leur pulsation ω). Leur longueur d'onde va quant à elle s'adapter à la profondeur en respectant la relation de dispersion donnée par la théorie linéaire (Airy, 1841) :

$$\omega^2 = gk \tanh(kd) \quad (1)$$

avec g , l'accélération de la pesanteur ; k , le nombre d'onde des vagues et d , la profondeur. La longueur d'onde des vagues décroît donc avec la profondeur, et leur vitesse de phase C_p (c.-à-d. vitesse des crêtes) va diminuer donc elle aussi, suivant :

$$C_p = \sqrt{\frac{g}{k} \tanh(kd)} \quad (2)$$

De même, avec la diminution de la profondeur, la vitesse de groupe C_g augmente légèrement avant de chuter, suivant :

$$C_g = \frac{1}{2} \left(1 + \frac{2kd}{\sinh(2kd)} \right) C_p \quad (3)$$

Ces variations de la vitesse de groupe, qui correspond à la vitesse de propagation de l'énergie des vagues, ont des conséquences importantes sur l'énergie locale E et donc sur l'amplitude a , qui, dans le cas d'une onde monochromatique, sont reliées par la relation :

$$a = \sqrt{\frac{2E}{\rho g}} \quad (4)$$

avec ρ , la masse volumique de l'eau et g , l'accélération de la pesanteur. En négligeant les termes de dissipation et d'interactions non-linéaires, on a conservation du flux d'énergie des vagues. Dans le cas d'une vague d'Airy se propageant perpendiculairement aux isobathes sur une plage linéaire, la conservation du flux d'énergie donne :

$$C_{g,1} E_1 = C_{g,2} E_2 \quad (5)$$

avec $C_{g,1}$, $C_{g,2}$ les vitesses de groupes et E_1 , E_2 l'énergie de la vague d'Airy, respectivement en deux points P1 et P2 le long du rayon de propagation de la vague. Ainsi, en combinant les équations 4 et 5, on obtient le levage d'une onde d'Airy se propageant perpendiculairement aux isobathes sur une plage linéaire telle que :

$$a_2 = a_1 \sqrt{\frac{C_{g,2}}{C_{g,1}}} \quad (6)$$

avec a_1 et a_2 les amplitudes, respectivement aux points P1 et P2. Ainsi, la conservation du flux d'énergie des vagues implique une diminution de l'énergie locale des vagues et donc de leur

amplitude (Eq. 4) lorsque la vitesse de groupe augmente. Inversement, une augmentation de l'énergie locale des vagues et donc de leur amplitude se produit lorsque la vitesse de groupe diminue.

Cette modification porte le nom de levage ou shoaling, du mot shoal qui signifie haut-fond. Dans le cas d'une plage linéaire, le levage entraînera donc d'abord une légère diminution de l'amplitude avant de l'augmenter fortement. Évidemment, en réalité, de nombreux phénomènes limitent l'effet du levage comme le déferlement, la friction sur le fond, ou encore la réfraction (voir paragraphe 1.2.2) si l'on considère une topographie complexe.

1.2.2 La réfraction

La réfraction désigne un changement de direction de propagation des vagues dû à des variations de la vitesse de crête le long de la crête elle-même. Cette variation peut être due à des gradients de profondeur ou de courants le long de la crête. En effet, la vitesse de phase est dépendante de la profondeur (Eq. 2). Lorsque la profondeur sous une crête de vague varie, la vitesse de la crête va donc elle aussi varier. Les crêtes se propageant plus vite en eau profonde qu'en eau peu profonde, la crête tend donc à s'enrouler autour des régions les moins profondes.

Si l'on se place dans le cas d'une plage linéaire, toute vague se propageant avec un angle non nul par rapport à l'axe de la plage change lentement de direction, et les crêtes des vagues s'alignent avec les isobathes de la plage.

L'effet de la réfraction ne se limite pas à la direction des vagues, la réfraction affecte aussi leur amplitude. L'énergie contenue entre deux rayons est conservée en l'absence de processus dissipatifs. Par conséquent, la convergence des rayons des vagues entraîne une augmentation de l'énergie locale des vagues, et à l'inverse, la divergence des rayons entraîne une diminution de l'énergie locale des vagues. Ainsi, un dôme sous-marin se comporte comme une lentille convergente, avec une forte augmentation de l'amplitude de l'onde derrière le dôme.

1.2.3 Les effets des courants

Ils peuvent avoir plusieurs effets :

- levage,
- réfraction,
- changement de fréquence (effet Doppler),
- transfert d'énergie entre vagues et courants.

L'effet du courant introduit un décalage Doppler des vitesses de phase et de groupe :

$$\mathbf{C}'_p = \mathbf{C}_p + \mathbf{U} \quad (7)$$

$$\mathbf{C}'_g = \mathbf{C}_g + \mathbf{U} \quad (8)$$

Dans un repère fixe, la fréquence observée est la fréquence absolue :

$$\omega' = \omega + \mathbf{k} \cdot \mathbf{U} \quad (9)$$

La relation définissant la vitesse de groupe est toujours valable :

$$\mathbf{C}'_g = \frac{\partial \omega'}{\partial \mathbf{k}} \quad (10)$$

Dans le cas où le courant est dans la direction opposée à la propagation et s'accélère, la vitesse de groupe de l'onde $C'_g = C_g + U$ diminue au fur et à mesure que l'onde se propage. Par conservation du flux d'énergie, un ajustement local de l'énergie des vagues entraîne une augmentation de l'amplitude des vagues, donc un levage.

Comme les variations de profondeurs, les variations locales de courant induisent de la réfraction. Si la vitesse du courant varie le long de la crête, la vitesse de celle-ci $C'_p = C_p + U$ varie le long de la crête entraînant une modification de la direction de propagation.

1.2.4 Le déferlement

Le principal puits d'énergie des vagues est le déferlement. L'énergie des vagues est alors transférée vers l'océan principalement sous forme de turbulence. On séparera le déferlement bathymétrique dû à la diminution de la profondeur et le déferlement par moutonnement, ayant lieu en eau profonde sous l'action du vent. Dans ces deux cas, le déferlement apparaît lorsque les vitesses orbitales des particules d'eau à la crête des vagues atteignent ou dépassent la vitesse de phase $u_c / C_p \geq 1$. Miche (1944) a montré que la cambrure maximale de vagues régulières (cambrure atteinte lorsque $u_c / C_p = 1$) était donnée par :

$$\frac{H}{\lambda} = 0.14 \tanh(kd) \quad (11)$$

avec H la hauteur crête à creux de l'onde et λ la longueur d'onde. Les observations de Rapp and Melville (1990) et Stansell and MacFarlane (2002) suggèrent que ce critère $u_c / C_p \geq 1$ est également applicable aux vagues irrégulières. Ce critère signifie simplement que lorsque la cambrure d'une vague devient trop importante, la vague devient instable et déferle.

En eau profonde, les vagues croissent sous l'effet du vent. Une partie de l'énergie est redistribuée dans le spectre par interactions résonantes non-linéaires vers les vagues de plus grande longueur d'onde. La majeure partie va cependant faire croître la taille H des vagues et ainsi augmenter leur cambrure jusqu'au déferlement.

Lorsque les vagues entrent en zone peu profonde, leur amplitude augmente (levage) tandis que leur longueur d'onde diminue. Cela entraîne une forte augmentation de la cambrure de l'onde et mène à son déferlement. Ainsi en faible profondeur, la hauteur des vagues est contrôlée par la profondeur d :

$$H = \gamma d \quad (12)$$

avec γ une constante qui varie de 0.2 à 1, suivant la pente de la bathymétrie et la profondeur adimensionnelle kd .

1.3 Les modèles spectraux d'état de mer

Les modèles spectraux sont très appropriés pour la modélisation des vagues à grande échelle et sur de longues périodes. Ils ont initialement été développés pour des échelles de variation du champ de vagues très grandes devant la longueur d'onde (Gelci et al., 1957). Cependant, cette modélisation s'avère également pertinente à plus petite échelle (Magne et al., 2007 ; Michaud et al., 2012), tant que les phases des différentes composantes du champ de vagues peuvent être considérées comme indépendantes. Le spectre des vagues contient l'ensemble des statistiques d'élévations de surface. Cependant, les modèles spectraux dits à phases moyennées ne considèrent pas la phase des vagues et sont donc incapables de reproduire

l'évolution de l'élévation de surface de manière absolue. Néanmoins, l'application de phases aléatoires permet de retrouver une élévation de surface statistiquement identique.

Les modèles spectraux d'état de mer calculent donc en chaque point (x, y) de la grille de calcul et à chaque temps t , le spectre des vagues. Ce spectre correspond à la répartition de la variance de l'élévation de surface (i.e. l'énergie des vagues) sur les nombres d'ondes k (ou sur les fréquences f) et les directions θ . L'évolution de la densité spectrale d'énergie F est résolue selon la formulation proposée par Gelci et al. (1957) :

$$\frac{dF}{dt} = S_{atm} + S_{nl} + S_{oc} + S_{bt} + \dots \quad (13)$$

où la dérivé lagrangienne de la densité spectrale dF/dt (terme de gauche) est égale à la somme des termes sources (termes de droite). La dérivé lagrangienne représente la somme de l'évolution temporelle locale $\partial F/\partial t$ et de l'advection dans les espaces physique $\nabla_{x,y}$ et spectral $\nabla_{k,\theta}$. L'advection de l'énergie des vagues dans les domaines physique et spectral s'appuie sur la théorie linéaire des vagues proposée par Airy (1841). Cette théorie considère la propagation d'ondes planes progressives (dites vagues d'Airy) telles que:

$$\eta(\mathbf{x}, t) = a \sin(\omega t - \mathbf{k} \cdot \mathbf{x}) \quad (14)$$

respectant la relation de dispersion (équation 1) et avec :

- $\mathbf{x} = (x, y)$, le vecteur position,
- t , l'instant,
- a , l'amplitude de l'onde plane progressive,
- ω , la fréquence angulaire (pulsation),
- $\mathbf{k} = (k_x, k_y)$, le vecteur d'onde,
- et d , la profondeur.

L'advection spatiale correspond à la propagation de l'énergie des vagues dans l'espace physique (x, y) à la vitesse de groupe des vagues C_g , telle que :

$$\mathbf{C}_g = \frac{\partial \omega}{\partial \mathbf{k}} = \frac{1}{2} \left(1 + \frac{2kd}{\sinh(2kd)} \right) \mathbf{C}_p \quad (15)$$

où C_p est la vitesse de phase de l'onde telle que :

$$C_p = \|\mathbf{C}_p\| = \frac{\omega}{k} = \sqrt{\frac{g}{k} \tanh(kd)} \quad (16)$$

En présence de courants, la vitesse du courant s'additionne à la vitesse de groupe et on obtient alors la vitesse de propagation de l'énergie des vagues dans l'espace physique (C_x, C_y) telle que :

$$C_x, C_y = \mathbf{C}_g + \mathbf{u} \quad (17)$$

L'advection spectrale représente la propagation de l'énergie des vagues dans l'espace spectral (k, θ) . En utilisant la théorie linéaire avec des variations de profondeur et de courant lentes, la conservation du nombre de crêtes et l'hypothèse d'irrotationnalité des vagues, on obtient les vitesses de propagation C_ω et C_θ dans l'espace spectral telles que (Whitham, 1974; Mei, 1984) :

$$C_\omega = \frac{\partial \omega}{\partial d} \left(\frac{\partial d}{\partial t} + \mathbf{u} \cdot \nabla_x d \right) - C_g \mathbf{k} \cdot \frac{\partial \mathbf{u}}{\partial s} \quad (18)$$

et

$$C_{\theta} = -\frac{1}{k} \left(\frac{\partial \omega}{\partial d} \frac{\partial d}{\partial m} + k \cdot \frac{\partial \mathbf{u}}{\partial \mathbf{m}} \right) \quad (19)$$

avec \mathbf{m} , le vecteur unité le long de la crête et \mathbf{n} , le vecteur unité dirigé dans la direction de propagation formant un repère orthonormé.

Le terme de gauche de l'équation 13 résout donc, à l'aide de la théorie linéaire, la propagation des vagues, les phénomènes de levage et de réfraction ainsi que l'effet des courants. Les autres phénomènes ne sont pas directement résolus par le modèle mais sont paramétrés à l'aide des termes sources qui forment le terme de droite de l'équation 13.

Ainsi, le modèle permet d'implémenter des termes sources/puits qui modélisent l'apport, le retrait et/ou la redistribution de l'énergie dans le spectre des vagues dus à divers processus. Les termes sources peuvent être classés en deux grandes familles. Tout d'abord, les termes S_{atm} , S_{nl4} et S_{oc} qui correspondent aux termes de développement de l'état de mer :

- S_{atm} est le terme de transfert d'énergie du vent vers les vagues. Ce terme source est responsable de la croissance des vagues ;
- S_{nl4} est le terme de transfert d'énergie à l'intérieur du spectre par interaction entre quadruplet de vagues. Ce terme est responsable du transfert d'énergie vers les vagues de plus grandes longueurs d'ondes (i.e. vers les basses fréquences) ;
- S_{oc} est le terme de transfert d'énergie des vagues vers l'océan. Ce terme représente principalement le déferlement en eau profonde (moutonnement) qui dissipe l'énergie des vagues, transférée à l'océan sous forme de turbulence.

Le modèle propose également divers autres termes sources correspondant aux différents processus en eau peu profonde. De nombreux termes sources sont disponibles dans le modèle et peuvent être activés ou désactivés selon les besoins et la pertinence pour l'étude réalisée.

2 Description du rejeu d'états de mer utilisé

Le rejeu d'états de mer utilisé dans cette étude s'étend sur une période de 40 ans (1979-2019). Il a été créé à l'occasion du Programme d'Actions de Prévention des Inondations (PAPI) d'intention de l'Agglomération Saint-Malo (Seyfried et al., en préparation). Il s'appuie sur le modèle spectral d'état de mer WAVEWATCH III® v-5.16 (Tolman and the WAVEWATCHIII® Development Group, 2017). Il s'agit d'un modèle d'état de mer à phase moyennée de troisième génération, développé et maintenu par la NOAA/NCEP/NWS. Ces dernières années, le modèle a profité de développements majeurs, notamment par les équipes françaises du Shom et de l'IFREMER, qui en font un modèle de choix pour l'étude des états de mer à différentes échelles. En effet, le modèle intègre à la fois les dernières paramétrisations en termes de processus hauturiers de croissance des vagues mais prend également en compte les processus côtiers d'interactions avec les courants et avec la bathymétrie. Dans la suite du rapport, ce rejeu sera nommé HYWAT.

2.1 Discrétisation spectrale du modèle

Comme précisé dans le paragraphe 1.3, les modèles spectraux d'état de mer résolvent l'évolution du spectre des vagues, F . (Eq. 13). Dans le modèle WAVEWATCH III®, le spectre des vagues est discrétisé en fréquences f et directions θ , tel que $F = F(f, \theta)$. Le spectre est ainsi discrétisé en 24 directions, θ_i , linéairement réparties sur le cercle (soit une résolution de 15°)

et en 32 fréquences, f_i , exponentiellement réparties de $f_{\min} = 0.0373$ Hz ($T_{\max} \approx 26.8$ s) à $f_{\max} = 0.7159$ Hz ($T_{\min} \approx 1.4$ s), telles que :

$$\forall i \in [1,32], f_i = 1.1^{i-1} f_{\min} \quad (20)$$

2.2 Paramétrisations physiques du modèle

La paramétrisation physique correspondant au TEST 471 (Ardhuin et al, 2010, Leckler et al., 2013) a été utilisée. Elle a ensuite été adaptée au forçage atmosphérique par une calibration à des mesures altimétriques, via un tunage du coefficient de croissance des vagues de vent β_{\max} . Cette adaptation permet de diminuer le biais existant pour la vitesse du vent dans le modèle atmosphérique, avec les mesures (e.g. Stopa et al, 2019). Il a ainsi été choisi égal à 1.52 afin de représenter au mieux les paramètres des vagues sur la côte française Atlantique.

2.3 La grille de calcul

La grille utilisée est un maillage non structuré créé par Michaud et al. (2015) dans le cadre du projet HOMONIM², visant à l'amélioration du dispositif de Vigilance Vague Submersion (VVS). Cette grille a été mise en production opérationnelle pour la VVS à Météo France en 2014. Il s'agit d'une grille non structurée (éléments finis, triangulaires) possédant 92 757 nœuds de calcul (soit 175 634 éléments triangulaires), avec une résolution allant de 10 km aux frontières ouvertes du domaine et se raffinant jusqu'à environ 200 m de résolution à la côte. La bathymétrie de ce maillage s'appuie sur le modèle numérique de terrain (MNT) à 100 m de résolution réalisé par le Shom dans le cadre du projet HOMONIM (Biscara, 2015).

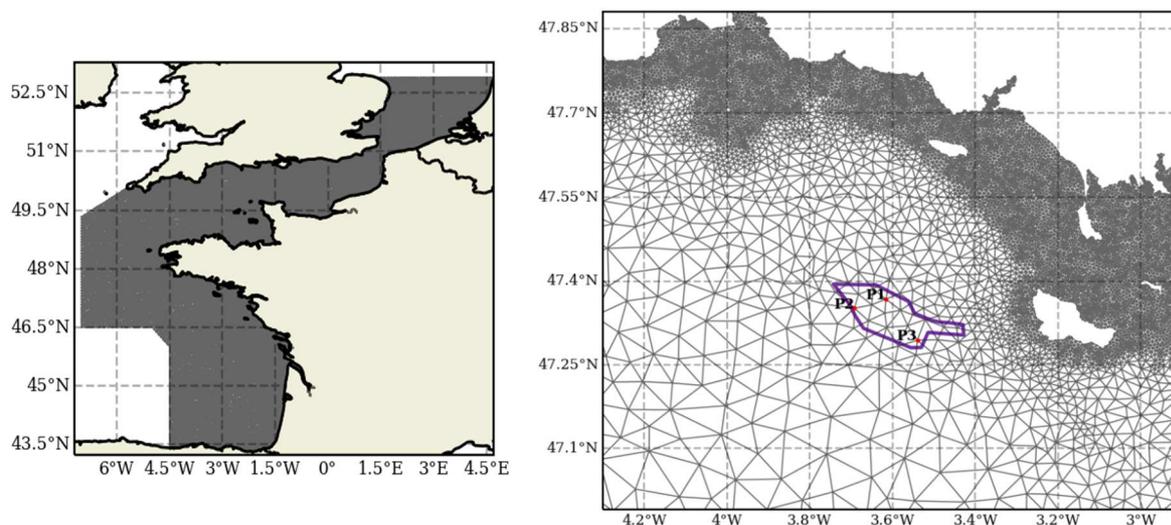


Figure 2 : Maillage du rejeu HYWAT. A gauche : couverture complète du maillage, à droite : zoom sur la zone d'étude EMR (tracé violet) située en mer de Bretagne Sud. Les points rouges étiquetés de P1 à P3 correspondent aux points sélectionnés pour l'analyse statistique qui est présentée dans la section 3.2.

² HOMONIM : Historique, Observation, MODélisation des Niveaux Marins - est un projet commun du SHOM et de Météo-France, initié en 2012, sous maîtrise d'ouvrage de la Direction Générale pour la Prévention des Risques (DGPR) et de la Direction Générale de la Sécurité Civile et de la Gestion de Crise (DGSCGC) et qui s'inscrit dans le cadre du Plan interministériel Submersions Rapides (PSR). Son objectif principal est d'améliorer la pertinence du dispositif de Vigilance face au risque de Vagues et Submersions marines (VVS).

2.4 Les forçages

2.4.1 Forçage atmosphérique

Les champs de vent utilisés pour le forçage du modèle sont issus des réanalyses ERA5³ (Hersbach and Dee, 2016) produites par le CEPMMT⁴. ERA5 est une réanalyse de la dernière génération. L'ensemble des données disponibles ont été utilisées pour produire le rejeu de quarante ans (1979-2019) utilisé dans cette étude. Cette réanalyse a été développée en utilisant l'assimilation 4D-Var du modèle IFS (Integrated Forecast System) cycle 41r2. Le nombre d'observations assimilées varie de 0.75 million par jour en 1979 jusqu'à 24 million en 2018. Les résolutions spatiales horizontales et temporelles sont égales à 31 km et 1h.

2.4.2 Les conditions aux limites

La grille présentée à la section 2.3 est forcée au large par un rejeu global du même modèle de vagues, à une résolution spatiale de 0.5°.

2.4.3 Forçage hydrodynamique

La façade atlantique française étant fortement soumise à la marée, les effets des variations de courant et de la hauteur d'eau induits par la marée doivent être pris en compte pour le calcul des vagues (Michaud and Pasquet, 2016).

Cette configuration bénéficie de forçages en niveaux d'eau et courants (couplage offline) issus du modèle hydrodynamique HYCOM⁵ (Bleck, 2002), toutes les 12 minutes. Les courants et niveaux d'eau sont issus d'une simulation de marée tenant compte des effets atmosphériques (vent / pression) permettant de représenter les processus de surcote / décote météorologiques. Ces simulations ont été réalisées à partir du modèle HYCOM, modèle aux différences finies avec une discrétisation sur une grille C d'Arakawa, dans la version du Shom (Baraille and Filatoff, 1995), en formalisme barotrope (2D, quantité moyennée sur la verticale). Le noyau HYCOM spécifique à cette simulation a fait l'objet de nombreux développements numériques, algorithmiques comme informatiques, dans le cadre du projet HOMONIM (Pasquet, 2016), puisque le modèle est actuellement utilisé en opérationnel dans le système VVS de Météo-France. La dynamique est modélisée sur un domaine couvrant de 43°N à 62°N en latitude et de 9°W à 10°E en longitude. La grille utilisée est curvilinéaire et permet une résolution inférieure au kilomètre sur les côtes françaises (Figure 3). Le modèle utilise les MNT à 500 m et à 100 m de résolution du Shom réalisés dans le cadre du projet HOMONIM (Biscara et al., 2014 ; Biscara, 2015) et gère les bancs découvrants sur l'estran. Le modèle est forcé aux frontières en élévation de surface par l'atlas de marée NEA 2011⁶ du LEGOS⁷ comportant 15 composantes harmoniques. Le frottement sur le fond est spatialement adapté à la configuration par un processus d'optimisation stochastique (Boutet, 2015). Comme le modèle de vagues, la configuration hydrodynamique HYCOM est forcée en surface par la réanalyse atmosphérique ERA5. Les hauteurs d'eau du rejeu climatologique ont été validées en comparant les simulations aux mesures des marégraphes (Seyfried et al., en prep).

³ The ERA5 Global Reanalysis: Hersbach, H. et al. May 2020. Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society

⁴ CEPMMT : Centre Européen pour les Prévisions Météorologiques à Moyen Terme

⁵ HYCOM : Hybrid Coordinate Ocean Model

⁶ North East Atlantic tidal atlas: Projet COMAPI CNES / Noveltis / LEGOS, Pairaud et al; Letellier, 2004

⁷ LEGOS : Laboratoire d'Etudes en Géophysique et Océanographie Spatiales

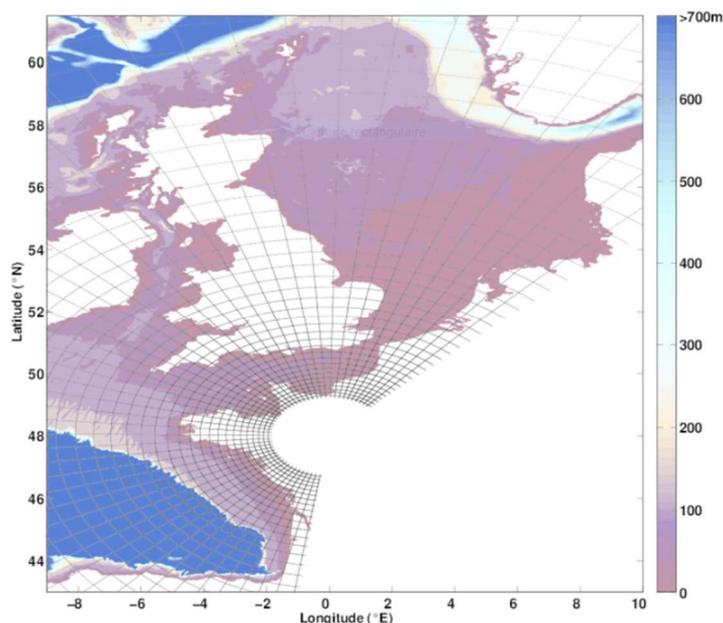


Figure 3 : Grille du modèle HYCOM développée dans le cadre du projet HOMONIM. Pour plus de clarté, seulement un point sur 30 est tracé.

2.5 Les dates rejouées

Un rejeu a été créé sur la période allant de 1979 à 2019, soit l'ensemble de la période pour laquelle les forçages ERA5 sont disponibles. Les sorties du modèle sont faites à une fréquence horaire pour chacun des nœuds de la grille de calcul. Le super calculateur DATARMOR⁸ a été utilisé pour les simulations numériques. Celui-ci permet le lancement du modèle en mode parallélisé sur plusieurs cœurs de calcul simultanément, la parallélisation du modèle étant assurée par la norme MPI (Message Passing Interface). Environ 1 mois de calcul parallélisé sur 16 nœuds (448 cœurs) a été nécessaire pour rejouer le modèle sur la période 1979 – 2019.

2.6 Les paramètres intégrés

Dans cette étude, divers paramètres intégrés de vagues sont utilisés pour qualifier les états de mer. Leurs calculs à partir du spectre de vagues $E(f, \theta)$ (en $m^2/Hz/rad$) sont rappelés ici. La hauteur significative des vagues H_{sig} est calculée selon la formule suivante :

$$H_{sig} = 4 \sqrt{E} \quad (21)$$

avec E la variance de l'élévation de surface (en m^2) telle que :

$$E = \int_{f_{min}}^{f_{max}} \int_1^{2\pi} E(f, \theta) df d\theta \quad (22)$$

La période moyenne des vagues $T_{m(0,2)}$ est calculée selon la formule suivante :

⁸ <https://wwz.ifremer.fr/Recherche/Infrastructures-de-recherche/Infrastructures-numeriques/Pole-de-Calcul-et-de-Donnees-pour-la-Mer>

$$T_{m(0,2)} = \left(\frac{\int_{f_{min}}^{f_{max}} f^2 E(f, \theta) df d\theta}{\int_{f_{min}}^{f_{max}} E(f) df} \right)^{-0.5} \quad (23)$$

avec

$$E(f) = \int_0^{2\pi} E(f, \theta) d\theta \quad (24)$$

La direction moyenne des vagues θ_m est calculée selon la formule suivante :

$$\theta_m = \arctan\left(\frac{b}{a}\right) \quad (25)$$

avec

$$a = \int_{f_{min}}^{f_{max}} \int_0^{2\pi} \cos(\theta) E(f, \theta) df d\theta \quad (26)$$

$$b = \int_{f_{min}}^{f_{max}} \int_0^{2\pi} \sin(\theta) E(f, \theta) df d\theta \quad (27)$$

La convention utilisée pour les directions est la convention nautique : par rapport au Nord. La direction θ indique la direction de provenance des vagues.

2.7 Validation du modèle

Ce paragraphe présente la validation du modèle par rapport aux observations satellites issues des altimètres et par rapport aux observations in situ des bouées houlographes du réseau CANDHIS⁹ du CEREMA¹⁰. Comme indiqué dans la section 2.2, les données altimétriques ont été également utilisées pour optimiser la paramétrisation du modèle. En revanche, les observations des bouées constituent des données de validation indépendantes.

La validation proposée ici s'appuie sur divers indicateurs statistiques dont les formules mathématiques sont décrites par la suite. Pour un paramètre X , les résultats du modèle sont notés X_{mod} et les observations sont notées X_{obs} , N représente le nombre de valeurs colocalisées disponibles (i.e. le nombre de correspondance en un même lieu (x, y) pour un même instant t de valeurs modélisées $X_{mod}(x, y, t)$ et de valeurs observées $X_{obs}(x, y, t)$). Les valeurs statistiques ne sont calculées que lorsque le nombre de valeurs à comparer est suffisant pour être représentatif.

Les valeurs moyennes, MEAN, sont calculées selon la formule suivante :

$$MEAN(X) = \frac{1}{N} \sum_1^N X \quad (28)$$

⁹ <http://candhis.cetmef.developpement-durable.gouv.fr>

¹⁰ CEREMA : Centre d'Etudes et d'Expertise sur les Risques, l'Environnement et la Mobilité et l'Aménagement

et les valeurs moyennes quadratiques, RMS (*Root Mean Square*), sont calculées selon la formule suivante :

$$RMS(X) = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_1^N X^2} \quad (29)$$

Les biais, BIAS, entre les résultats du modèle X_{mod} et les observations X_{obs} sont calculés selon la formule suivante :

$$BIAS(X) = \frac{1}{N} \sum_1^N (X_{mod} - X_{obs}) \quad (30)$$

et les biais normalisés, NBIAS (*Normalized Bias*), selon la formule suivante :

$$NBIAS(X) = \frac{BIAS(X)}{MEAN(X_{obs})} \quad (31)$$

Les erreurs quadratiques moyennes, RMSE (*Root Mean Square Error*), entre les résultats du modèle X_{mod} et les observations X_{obs} sont calculées selon la formule suivante :

$$RMSE(X) = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_1^N (X_{mod} - X_{obs})^2} \quad (32)$$

et les erreurs quadratiques moyennes normalisées, NRMSE (*Normalized Root Mean Square Error*), selon la formule suivante :

$$NRMSE(X) = \frac{RMSE(X)}{RMS(X_{obs})} \quad (33)$$

Les indices de dispersion, SI (*Scatter Index*), sont calculés selon la formule suivante :

$$SI(X) = 100 \left(\frac{RMSE}{MEAN(X_{obs})} \right) \quad (34)$$

Les régressions linéaires ($X_{mod} = a * X_{obs} + b$) sont calculées par la méthode des moindres carrés :

$$a = \frac{\hat{\sigma} X_{obs} X_{mod}}{(\hat{\sigma} X_{obs})^2} \quad (35)$$

$$b = \widehat{X_{mod}} - a \widehat{X_{obs}} \quad (36)$$

et les coefficients de corrélations R sont calculés selon la formule suivante :

$$R = \left(\frac{\hat{\sigma} X_{mod} X_{obs}}{\hat{\sigma} X_{mod} \hat{\sigma} X_{obs}} \right) \quad (37)$$

avec

$$\hat{\sigma} X_{obs} X_{mod} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (X_{obs}(i) - \overline{X_{obs}}) \times (X_{mod}(i) - \overline{X_{mod}}) \quad (38)$$

$$\hat{\sigma}X_{obs} = \sqrt{\left(\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (X_{obs}(i) - \overline{X_{obs}})^2\right)} \quad (39)$$

$$\hat{\sigma}X_{mod} = \sqrt{\left(\frac{1}{N} \sum_{i=1}^N (X_{mod}(i) - \overline{X_{mod}})^2\right)} \quad (40)$$

qui sont respectivement les estimateurs de la covariance (Eq. 38) et les écarts-types des observations (Eq. 39) et des résultats du modèle (Eq. 40).

2.7.1 Validation avec les satellites

Les mesures altimétriques par satellite fournissent une information sur les hauteurs significatives de vagues. En effet, elles proposent des observations denses sur l'ensemble des océans, offrant ainsi un outil de validation des modèles de vagues à grande échelle. Notons cependant que le calcul des hauteurs significatives à partir de l'observation altimétrique s'appuie sur la forme d'onde rétrodiffusée par la surface de la mer sur une empreinte de l'ordre du kilomètre. Ainsi, les mesures altimétriques sont particulièrement adaptées aux zones hauturières, lorsque le champ de vagues peut être considéré comme homogène sous l'empreinte du satellite. En zone côtière, la valeur de hauteur significative calculée à partir du signal rétrodiffusé est susceptible de combiner des hauteurs significatives localement très différentes. Les comparaisons des hauteurs significatives calculées à partir des altimètres avec les valeurs issues du modèle doivent donc être interprétées avec précaution à proximité des côtes. Les limitations des altimètres en zone côtière étant encore plus importantes dans des baies semi-fermées ou en présence d'îles (Gomez-Enri et al., 2010 ; Quartly et Kurekin, 2020), ces zones n'ont pas été utilisées pour la comparaison avec les résultats du modèle.

Pour la validation présentée, la base de données altimétrique du CERSAT^{11,12} a été utilisée. Cette base de données contient les observations de hauteurs significatives issues des altimètres ENVISAT, ERS1, ERS2, TOPEX, POSEIDON, CRYOSAT, JASON1, JASON2, Saral et GFO. Pour la comparaison au modèle, nous avons utilisé les données ayant fait l'objet d'une inter-calibration et d'une correction¹³ sur la période couvrant janvier 1991 à avril 2017. Pour chaque valeur de $H_{sig,obs}$ donnée par chacun des altimètres, la valeur de $H_{sig,mod}$ colocalisée sous la trace du satellite au même instant est extraite des résultats du modèle. Afin de minimiser le bruit présent dans les valeurs observées une moyenne est ensuite faite en latitude et longitude, tous les 0.5 degrés. Ces valeurs moyennes sont ensuite utilisées pour le calcul des scores.

¹¹ CERSAT : Centre ERS d'Archivage et de Traitement

¹² <ftp://ftp.ifremer.fr/ifremer/cersat/products/swath/altimeters/waves/data>

¹³ ftp://ftp.ifremer.fr/ifremer/cersat/products/swath/altimeters/waves/documentation/altimeter_wave_merge__11.4.pdf

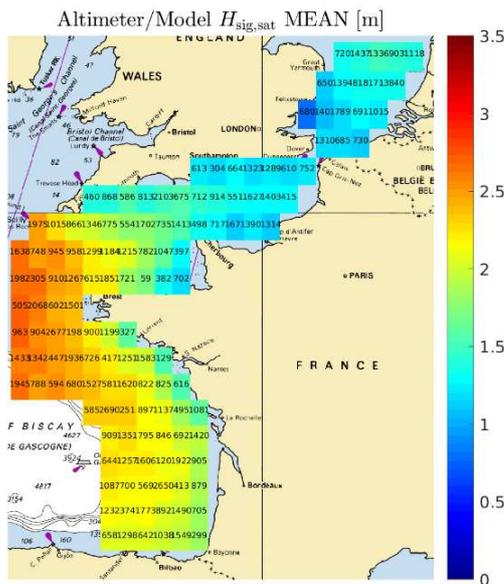


Figure 4 : Carte des hauteurs significatives moyennes observées par altimètre pour l'ensemble de la période 1991-2017 avec une résolution de 0.5 degré. Les chiffres indiqués représentent le nombre de valeurs utilisées pour le calcul.

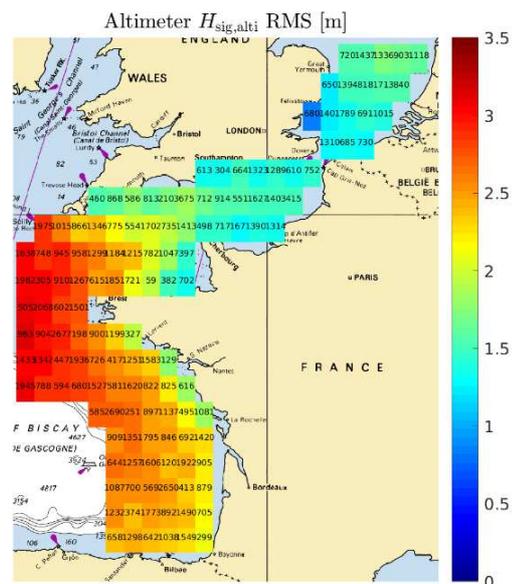


Figure 5 : Carte des hauteurs significatives quadratiques moyennes observées par altimètre pour l'ensemble de la période 1991-2017 avec une résolution de 0.5 degré. Les chiffres indiqués représentent le nombre de valeurs utilisées pour le calcul.

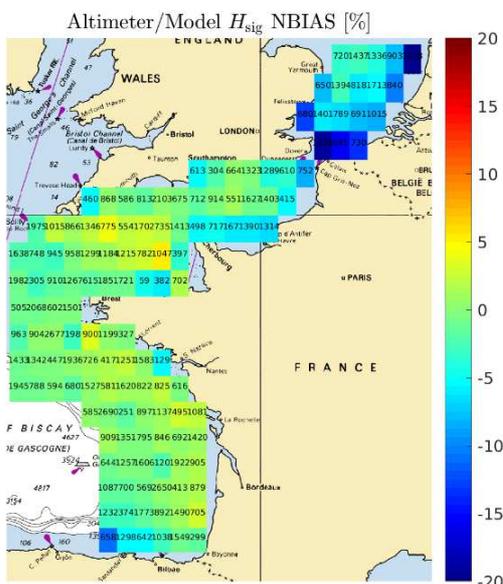


Figure 6 : Carte des biais normalisés NBIAS (H_{sig}) pour l'ensemble de la période 1991-2017 avec une résolution de 0.5 degré. Les numéros indiqués représentent le nombre de valeurs utilisées pour le calcul.

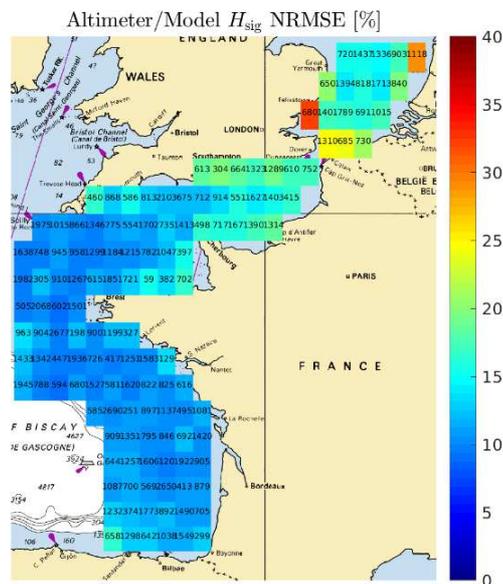


Figure 7 : Carte des erreurs quadratiques moyennes normalisées NRMSE (H_{sig}) pour l'ensemble de la période 1991-2017 avec une résolution de 0.5 degré. Les numéros indiqués représentent le nombre de valeurs utilisées pour le calcul.

Le présent paragraphe concerne la validation du modèle sur la période 1991-2017. Les Figures 4 et 5 montrent respectivement les hauteurs significatives moyennes $MEAN_{(H_{sig,obs})}$ et quadratiques moyennes $RMS_{(H_{sig,obs})}$ observées par altimètre sur l'ensemble de la grille avec une résolution de 0.5 degré. Les Figures 6 et 7 montrent respectivement la couverture spatiale des biais normalisés $NBIAS_{(H_{sig})}$ et des erreurs quadratiques moyennes normalisées $NRMSE_{(H_{sig})}$, calculés sur l'ensemble de la période 1991-2017. La Figure 8 représente les erreurs observées en fonction des valeurs de hauteurs significatives. On observe que les erreurs normalisées présentent des valeurs relativement élevées pour les états de mer peu énergétiques (c.-à-d. avec de faibles valeurs de H_{sig}), mais les erreurs absolues sont faibles. Enfin, la Figure 9 montre le diagramme de dispersion entre les valeurs observées et modélisées. Le coefficient de corrélation $R^2 = 0.95$, ainsi que les valeurs de la régression linéaire avec une pente très proche de 1 (1.010) et une ordonnée à l'origine très proche de 0 (0.008 m), confirment la très bonne capacité du modèle à reproduire les hauteurs significatives observées par les altimètres.

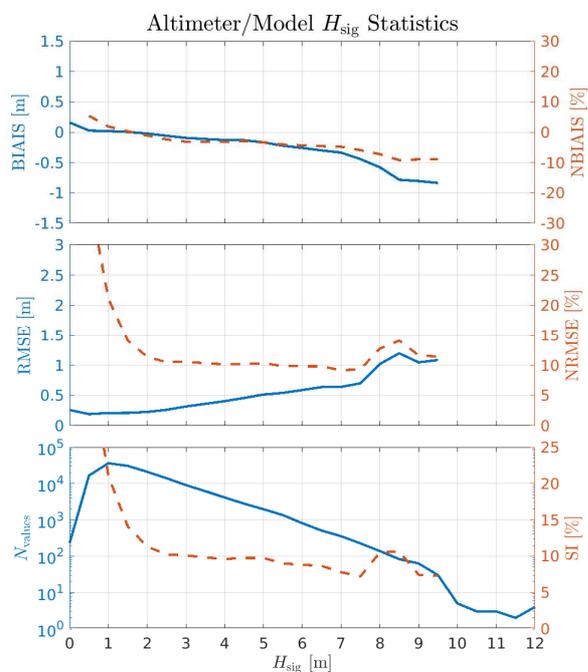


Figure 8 : Qualification des erreurs (BIAS, RMSE, SI) de H_{sig} en fonction des échelles de H_{sig} pour l'ensemble de la période 1991-2017.

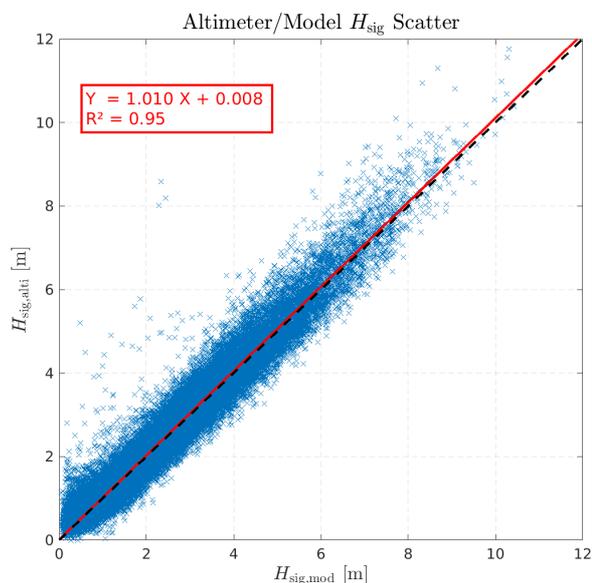


Figure 9 : Corrélation des valeurs de H_{sig} observées et modélisées pour l'ensemble de la période 1991-2017.

La zone d'étude étant située à proximité de la côte, le nombre et la qualité des mesures altimétriques est insuffisante pour réaliser des calculs statistiques. Ainsi, la cellule altimétrique centrée sur le point géographique 47.25° N - 4.75° W, plus au large mais à proximité de la zone d'implantation envisagée du parc éolien, a été utilisée pour comparaison avec les résultats du modèle (Figure 10, Figure 11). La moyenne des hauteurs significatives observées par les altimètres est de 2.2 m sur l'ensemble de la période 1991-2017. Le biais entre les mesures altimétriques et les résultats du modèle pour cette même période est de 4 cm (soit un biais normalisé inférieur à 2 %) et l'erreur quadratique moyenne est de 31 cm (soit une erreur quadratique normalisée d'environ 12 %).

Ces excellents scores du modèle donnent une grande confiance dans les statistiques d'états de mer qui sont calculées dans cette étude. Les scores annuels du modèle en comparaison aux observations altimétriques sur la zone d'étude EMR Bretagne Sud sont donnés dans le Tableau 1 et les erreurs spatialisées pour chaque année sont présentées sur les figures en annexe A.

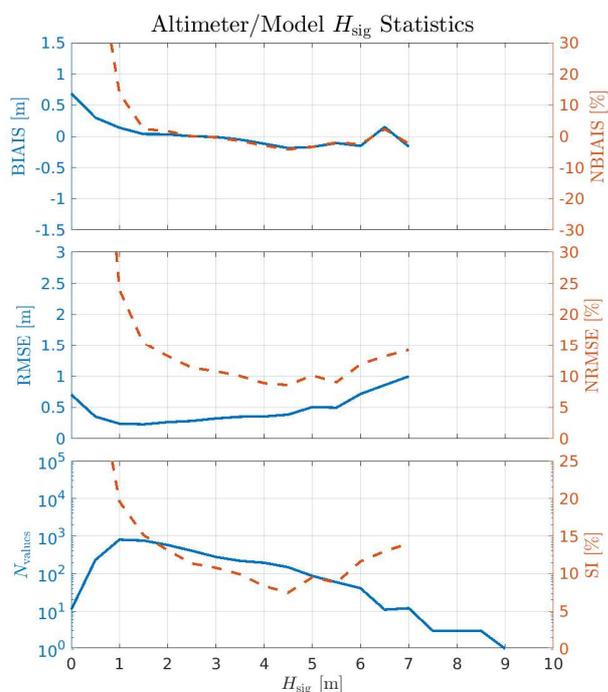


Figure 10 : Qualification des erreurs (BIAS, RMSE, SI) de H_{sig} en fonction des échelles de H_{sig} observées sur une cellule au large de la zone d'étude pour l'ensemble de la période 1991-2017.

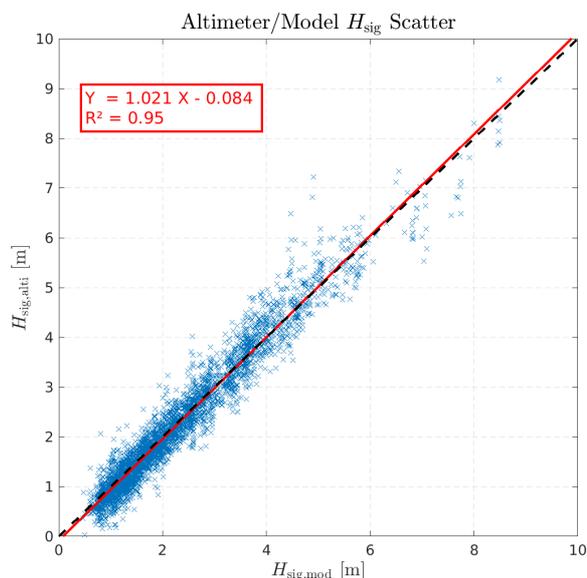


Figure 11 : Corrélation des valeurs de H_{sig} modélisées sur la zone d'étude et observées sur une cellule au large de celle-ci pour l'ensemble de la période 1991-2017.

Année	MEAN _{sat} (m)	BIAS (m)	NBIAS (%)	RMSE (m)	NRMSE (%)
1991	2.15	-0.04	-2.08	0.56	21.56
1992	2.06	0.28	13.45	0.46	19.50
1993	2.20	0.14	6.23	0.42	16.66
1994	1.46	0.25	16.83	0.46	28.18
1995	1.79	0.14	7.98	0.37	18.12
1996	1.73	0.12	7.08	0.37	19.12
1997	2.20	0.08	3.50	0.36	15.02
1998	2.12	0.12	5.68	0.37	15.40
1999	2.19	0.09	4.16	0.35	14.03
2000	2.61	0.05	2.02	0.32	10.37
2001	2.18	0.06	2.62	0.35	14.51
2002	2.12	0.19	8.82	0.37	15.42
2003	2.05	0.09	4.47	0.33	14.26
2004	2.15	0.11	5.02	0.40	16.15
2005	2.13	0.11	5.18	0.34	12.52
2006	1.93	0.10	5.24	0.30	13.82
2007	2.16	0.13	5.90	0.31	12.81
2008	2.07	0.16	7.60	0.32	13.99
2009	2.90	0.17	5.90	0.46	13.90
2010	2.04	0.07	3.25	0.32	14.43
2011	2.35	0.03	1.12	0.33	12.48
2012	1.90	0.07	3.73	0.30	14.57
2013	2.47	0.01	0.26	0.33	11.67
2014	2.49	0.10	4.18	0.33	10.97
2015	2.35	0.09	3.69	0.33	12.12
2016	2.45	-0.02	-0.63	0.28	9.96

Tableau 1 : Scores annuels du modèle en comparaison aux observations altimétriques des hauteurs significatives des vagues acquises à proximité de la zone d'étude pour l'implantation d'un parc éolien en Bretagne Sud. Seules les années avec suffisamment de valeurs pour proposer des calculs statistiques représentatifs sont incluses.

2.7.2 Validation avec les bouées houlographes du réseau CANDHIS

L'observation in situ par les bouées houlographes permet une validation du modèle plus précise que les altimètres, notamment près de la côte. Il s'agit cependant de validations ponctuelles susceptibles d'être soumises à des erreurs de représentativité. Pour cette validation, les observations des bouées houlographes du réseau CANDHIS disponibles durant la période 1979-2019 ont été utilisées (Figure 12). Le point de sortie du modèle le plus proche de chaque bouée a été utilisé afin de comparer les valeurs observées et modélisées.

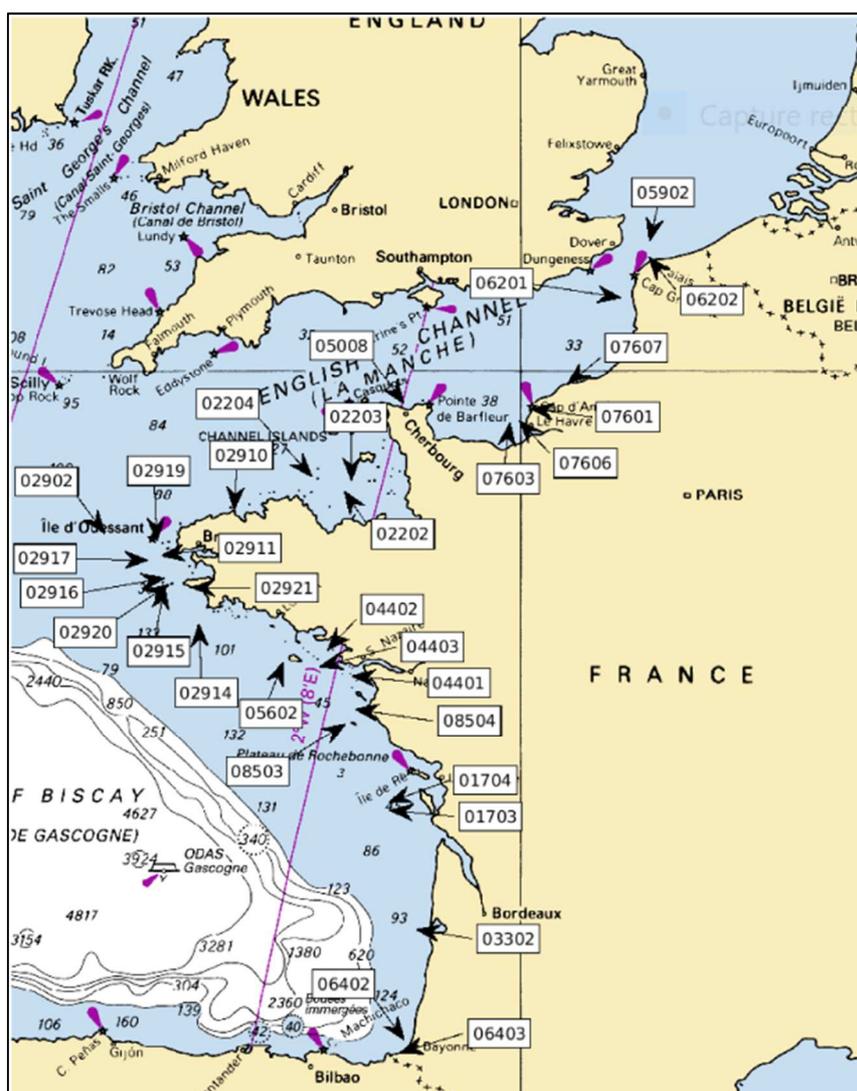


Figure 12 : Carte avec les positions des campagnes CANDHIS utilisées pour la validation du rejeu.

Les résultats des comparaisons aux observations des bouées du réseau CANDHIS montrent une très bonne capacité du modèle à reproduire les caractéristiques des états de mer. Seules les bouées qui sont mouillées très près de la côte montrent des erreurs plus importantes. Cela est le cas des bouées de Roscoff (02919) et Antifer (07601), mouillées dans des endroits partiellement abrités par les digues des ports de Roscoff et du Havre, respectivement. Or, avec une résolution spatiale de 200 m à la côte, le maillage ne résout pas ces éléments, ce qui

provoque des erreurs importantes, notamment sur les paramètres de phase ($T_{m(0,2)}$ et θ_m). Néanmoins, les scores pour la hauteur significative des vagues restent très satisfaisants.

Pour la bouée de Belle-Ile (05602), la plus proche de la zone d'étude, les résultats du modèle montrent de très bons scores pour la hauteur significative, qui présente un biais négligeable par rapport à la bouée (2 cm), une corrélation de 0.97 et un indice de dispersion de 15 %. On note cependant une tendance du modèle à la sous-estimation des hauteurs significatives les plus fortes (voir annexe B). Les comparaisons de la période moyenne sont aussi satisfaisantes et seules les périodes moyennes comprises entre 6 et 10 secondes sont sous-estimées, induisant un biais négatif de 0.35 s. La comparaison entre les paramètres de vagues modélisés et mesurés par la bouée du Plateau du Four (04403) montre aussi une bonne concordance entre les deux sources de données pour la hauteur significative et la période moyenne. Néanmoins, on constate également une sous-estimation des hauteurs significatives les plus fortes (voir annexe B) par rapport aux mesures de la bouée. Les comparaisons de la direction moyenne des vagues sont quant à elles aussi satisfaisantes, mais montrent des erreurs plus importantes pour des vagues du secteur nord à nord-est (voir annexe B).

Ces scores sont conformes à l'état de l'art actuel en modélisation spectrale des états de mer et démontrent une très bonne capacité du modèle à reproduire les hauteurs significatives observées, des résultats satisfaisants en termes de périodes moyennes des vagues et une dispersion plus importante en termes de directions moyennes des vagues. Les régressions linéaires et les coefficients de corrélation sont eux aussi tout à fait satisfaisants. Les erreurs importantes de la pente et de l'ordonnée à l'origine pour certaines bouées sont principalement dues au très faible étalement des valeurs de certains paramètres de vagues, notamment la direction moyenne.

Code campagne	Nom campagne	Lon. (deg)	Lat. (deg)	Prof. (m)	Obs.	Date de début (jj/mm/aaaa)	Date de fin (jj/mm/aaaa)
05902	Ruytingen	1.76700	51.16083	25	1436	16/12/2009	15/02/2010
06202	Calais	1.75833	51.02167	30	3074	23/05/2012	11/10/2012
06201	Vergoyer	1.37000	50.65917	30	14529	21/01/2010	27/05/2013
07607	Paluel	0.63112	49.87167	12	19024	22/06/2016	03/12/2019
05008	Cherbourg (extérieur)	-1.62000	49.69500	25	101960	30/09/2003	31/12/2019
07601	Antifer	0.12645	49.64873	17	23918	02/07/1996	07/09/2010
07606	Le Havre - Metzinger	-0.03400	49.54400	17	13937	24/02/2011	17/06/2013
07603	Le Havre LHA	-0.15900	49.52033	17	34927	01/01/1997	20/09/2008
02204	Bréhat	-2.88947	49.02642	50	20010	21/06/2016	31/12/2019
02203	Les Minquiers Nord	-2.34300	48.98842	35	16983	30/03/2011	24/10/2013
02202	Les Minquiers2	-2.44300	48.89250	38	43530	20/08/1997	16/05/2009
02910	Roscoff (Port de Blosson)	-3.96067	48.71667	5	43120	21/10/2005	01/03/2015
02902	Ouessant large	-5.75000	48.50000	110	49912	30/08/1985	27/11/2008
02919	Kereon	-5.02767	48.42833	25	9964	02/10/2012	17/04/2014
02911	Les Pierres Noires	-4.96833	48.29033	60	99260	15/10/2005	29/11/2019
02917	Ouessant sud	-5.15233	48.24700	94	2123	30/01/2014	29/04/2014
02916	Ile de Sein Nord	-4.92050	48.08133	70	4857	02/10/2012	22/04/2013
02920	Ile de Sein	-4.86367	48.02133	25	4265	14/10/2013	10/04/2014
02915	Ile de Sein Sud	-4.92050	48.00600	45	4856	02/10/2012	22/04/2013
02921	Esquibien	-4.54617	47.99137	16	4980	03/12/2013	30/09/2014
02914	Penmarc'h	-4.45000	47.65000	105	1935	09/11/2009	27/02/2010
04402	Le Croisic	-2.67667	47.39667	17	534	03/04/2003	02/07/2003
05602	Belle-Ile	-3.28500	47.28500	45	76175	18/10/2010	31/12/2019
04403	Plateau du Four	-2.78700	47.23900	30	81498	01/04/2008	31/12/2019
04401	Saint Nazaire	-2.33833	47.15333	17	7422	02/06/1999	30/12/2006
08504	Ile d'Yeu Nord	-2.29500	46.83322	14	105348	21/06/2005	30/12/2019
08503	Ile d'Yeu	-2.42750	46.69083	32	5771	31/07/2000	21/01/2005
01704	Oléron Large	-1.83362	45.91633	52	39732	03/07/2014	31/12/2019
01703	Oléron (SHOM)	-1.81367	45.84033	57	11054	02/01/2010	08/04/2011
03302	Cap Ferret	-1.44667	44.65250	54	84422	28/08/2001	31/12/2019
06402	Anglet	-1.61500	43.53217	50	73778	24/11/2009	31/12/2019
06403	Saint-Jean-de-Luz	-1.67433	43.40300	20	52495	24/04/2013	31/12/2019

Tableau 2 : Informations relatives aux différentes campagnes CANDHIS utilisées pour cette étude.

Code campagne	X_{obs} (m)	X_{mod} (m)	Bias (m)	RMSE (m)	NRMSE	SI (%)	a	b (m)	R
05902	1.16	1.08	-0.08	0.28	0.21	24.42	0.73	0.23	0.93
06202	0.82	0.78	-0.04	0.17	0.18	21.08	0.81	0.11	0.95
06201	1.00	0.99	-0.01	0.20	0.17	20.25	0.84	0.14	0.96
07607	0.81	0.82	0.01	0.20	0.20	24.67	0.83	0.15	0.95
05008	0.67	0.70	0.04	0.16	0.19	23.74	0.91	0.10	0.95
07601	0.65	0.65	0.00	0.19	0.22	29.08	0.90	0.06	0.94
07606	0.75	0.74	-0.01	0.17	0.18	22.44	0.90	0.06	0.95
07603	0.74	0.78	0.05	0.17	0.19	23.74	0.89	0.13	0.95
02204	1.61	1.64	0.03	0.33	0.17	20.35	0.87	0.24	0.94
02203	0.98	1.19	0.21	0.27	0.24	27.18	1.04	0.17	0.96
02202	1.11	1.21	0.10	0.21	0.16	18.48	0.96	0.14	0.96
02910	0.42	0.47	0.05	0.14	0.26	32.61	0.94	0.07	0.92
02902	1.99	2.28	0.29	0.46	0.20	22.85	1.07	0.15	0.96
02919	1.74	2.15	0.42	0.77	0.38	44.29	0.93	0.54	0.83
02911	2.02	2.16	0.14	0.33	0.14	16.36	0.95	0.24	0.97
02917	3.52	3.51	-0.01	0.45	0.11	12.78	0.89	0.40	0.98
02916	2.45	2.64	0.19	0.40	0.15	16.49	0.90	0.44	0.96
02920	2.25	2.66	0.40	0.51	0.20	22.54	1.04	0.31	0.97
02915	2.51	2.77	0.26	0.41	0.15	16.31	1.00	0.27	0.97
02921	0.98	1.06	0.08	0.18	0.14	17.93	0.94	0.14	0.98
02914	2.93	3.06	0.13	0.35	0.10	11.96	0.96	0.26	0.98
04402	0.61	0.59	-0.02	0.12	0.17	19.60	0.91	0.03	0.95
05602	1.88	1.89	0.02	0.28	0.13	15.18	0.91	0.18	0.97
04403	1.27	1.30	0.03	0.20	0.13	15.48	1.03	0.00	0.97
04401	0.91	0.98	0.07	0.18	0.16	19.47	1.03	0.04	0.97
08504	1.19	1.28	0.09	0.19	0.14	15.67	0.98	0.11	0.97
08503	2.06	2.17	0.11	0.29	0.12	14.09	1.00	0.12	0.98
01704	1.76	1.80	0.03	0.29	0.14	16.33	0.90	0.20	0.96
01703	1.67	1.74	0.08	0.23	0.12	13.81	0.93	0.19	0.98
03302	1.78	1.83	0.05	0.30	0.14	16.70	0.87	0.28	0.97
06402	1.71	1.66	-0.05	0.35	0.17	20.34	0.80	0.29	0.96
06403	1.58	1.57	-0.01	0.35	0.18	22.01	0.84	0.25	0.94

Tableau 3 : Scores du rejeu HYWAT pour la hauteur significative H_{sig} sur la période 1979-2019 : comparaison avec les bouées du réseau CANDHIS. Les colonnes sont respectivement le numéro de la campagne, la valeur moyenne des observations (X_{obs}), la valeur moyenne des simulations (X_{mod}), le biais (BIAS), le biais normalisé (NBIAS), l'erreur quadratique moyenne (RMSE), l'erreur quadratique moyenne normalisée (NRMSE), le Scatter Index (SI), la pente (a) et l'ordonnée à l'origine (b) de la régression linéaire, et enfin le coefficient de corrélation R.

Code campagne	X _{obs} (s)	X _{mod} (s)	Bias (s)	RMSE (s)	NRMSE	SI (%)	a	b (s)	R
05902	4.47	3.85	-0.62	0.81	0.18	18.06	0.72	0.64	0.80
06202	4.10	3.67	-0.43	0.83	0.20	20.15	0.56	1.39	0.47
06201	4.38	4.08	-0.31	0.92	0.21	21.02	0.72	0.93	0.61
07607	4.39	4.27	-0.12	0.94	0.21	21.36	0.83	0.63	0.64
05008	4.08	3.67	-0.42	1.10	0.26	26.82	0.88	0.08	0.51
07601	4.10	4.05	-0.05	1.46	0.35	35.53	0.83	0.66	0.42
07606	4.05	3.48	-0.58	1.24	0.30	30.70	0.40	1.85	0.38
07603	5.05	3.38	-1.67	1.83	0.36	36.26	0.67	0.02	0.54
02204	6.19	5.53	-0.65	1.18	0.19	19.14	0.84	0.35	0.82
02203	5.05	4.80	-0.25	0.82	0.16	16.25	0.92	0.14	0.84
02202	5.31	4.81	-0.50	0.98	0.18	18.39	0.87	0.20	0.85
02910	4.60	4.24	-0.36	1.90	0.40	41.31	1.11	-0.87	0.57
02902	7.08	5.91	-1.17	1.37	0.19	19.37	0.97	-0.99	0.86
02919	6.49	5.59	-0.89	1.39	0.21	21.41	0.73	0.87	0.68
02911	6.76	6.24	-0.52	0.95	0.14	14.13	0.94	-0.12	0.87
02917	7.85	7.30	-0.55	0.89	0.11	11.30	0.87	0.51	0.91
02916	6.83	6.47	-0.36	0.76	0.11	11.05	0.87	0.55	0.91
02920	6.42	6.69	0.27	0.81	0.12	12.63	1.05	-0.03	0.83
02915	6.75	6.55	-0.20	0.66	0.10	9.84	0.95	0.11	0.90
02921	5.97	5.86	-0.12	1.12	0.18	18.72	1.00	-0.11	0.82
02914	6.97	6.68	-0.28	0.78	0.11	11.18	0.86	0.66	0.89
04402	4.41	3.83	-0.58	1.34	0.29	30.33	0.86	0.05	0.75
05602	6.29	5.94	-0.35	0.87	0.13	13.85	0.96	-0.08	0.88
04403	5.32	4.97	-0.35	0.89	0.16	16.77	1.00	-0.33	0.86
04401	4.81	4.84	0.03	1.12	0.22	23.23	1.07	-0.28	0.77
08504	5.56	5.43	-0.12	0.88	0.15	15.80	0.95	0.16	0.86
08503	6.61	6.24	-0.36	0.77	0.11	11.66	0.94	0.06	0.91
01704	6.25	5.89	-0.36	0.91	0.14	14.53	0.91	0.18	0.87
01703	6.04	5.77	-0.27	0.72	0.12	11.98	0.92	0.22	0.92
03302	6.59	6.45	-0.14	0.89	0.13	13.54	0.88	0.68	0.88
06402	6.95	7.05	0.10	1.05	0.15	15.13	0.91	0.70	0.87
06403	7.13	7.65	0.51	1.30	0.18	18.27	1.03	0.28	0.87

Tableau 4 : Scores du rejeu HYWAT pour la période moyenne $T_{m(0,2)}$ sur la période 1979-2019: comparaison avec les bouées du réseau CANDHIS. Les colonnes sont respectivement le numéro de la campagne, la valeur moyenne des observations (X_{obs}), la valeur moyenne des simulations (X_{mod}), le biais (BIAS), le biais normalisé (NBIAS), l'erreur quadratique moyenne (RMSE), l'erreur quadratique moyenne normalisée (NRMSE), le Scatter Index (SI), la pente (a) et l'ordonnée à l'origine (b) de la régression linéaire, et enfin le coefficient de corrélation R.

Code campagne	X _{obs} (deg)	X _{mod} (deg)	Bias (deg)	RMSE (deg)	NRMSE	SI	a	b (deg)	R
05902	349.12	353.69	4.57	26.89	0.08	7.70	0.67	34.78	0.92
06202	287.00	285.28	-1.72	30.16	0.11	10.51	0.64	58.37	0.86
06201	274.88	274.93	0.05	23.13	0.08	8.41	0.64	81.69	0.91
07607	318.66	302.37	-16.29	23.60	0.07	7.41	0.60	102.12	0.87
05008	338.07	327.12	-10.95	27.77	0.08	8.21	0.67	68.76	0.85
07606	309.86	311.36	1.49	29.64	0.10	9.57	0.74	56.61	0.86
02204	284.63	284.32	-0.31	19.92	0.07	7.00	0.70	82.39	0.83
02203	288.40	289.02	0.62	23.08	0.08	8.00	0.59	112.70	0.86
02202	300.90	297.77	-3.13	22.64	0.08	7.52	0.70	80.84	0.87
02910	31.03	41.83	10.79	34.17	1.10	110.11	0.98	17.28	0.58
02919	253.89	256.59	2.70	25.64	0.10	10.10	0.26	177.79	0.80
02911	269.04	273.43	4.40	15.20	0.06	5.65	0.74	72.99	0.89
02917	273.07	272.09	-0.97	13.99	0.05	5.12	0.58	114.86	0.94
02916	284.06	273.63	-10.43	21.05	0.07	7.41	0.42	155.35	0.86
02920	236.92	247.41	10.49	16.01	0.07	6.76	0.78	62.10	0.79
02915	260.10	266.72	6.62	15.95	0.06	6.13	0.64	101.12	0.92
02921	232.47	234.50	2.03	8.55	0.04	3.68	0.92	20.69	0.84
02914	261.01	263.89	2.89	26.33	0.10	10.09	0.47	140.36	0.83
05602	269.46	269.23	-0.24	15.32	0.06	5.69	0.67	87.71	0.89
04403	262.10	260.89	-1.21	29.46	0.11	11.24	0.31	178.04	0.80
01704	284.32	285.22	0.90	16.74	0.06	5.89	0.58	118.98	0.88
01703	289.43	286.76	-2.67	22.21	0.08	7.67	0.47	147.93	0.89
03302	300.16	293.79	-6.37	23.07	0.08	7.69	0.42	169.28	0.86
06402	305.97	304.43	-1.54	9.59	0.03	3.13	0.35	196.16	0.80
06403	313.30	309.68	-3.62	9.97	0.03	3.18	0.43	173.21	0.68

Tableau 5 : Scores du rejeu HYWAT pour la direction moyenne D_m sur la période 1979-2019 : comparaison avec les bouées du réseau CANDHIS. Les colonnes sont respectivement le numéro de la campagne, la valeur moyenne des observations (X_{obs}), la valeur moyenne des simulations (X_{mod}), le biais (BIAS), l'erreur quadratique moyenne (RMSE), l'erreur quadratique moyenne normalisée (NRMSE), le Scatter Index (SI), la pente (a) et l'ordonnée à l'origine (b) de la régression linéaire, et enfin le coefficient de corrélation R.

3 Analyse des états de mer sur la zone EMR Bretagne Sud

3.1 Répartition spatiale des hauteurs significatives

Cette partie s'intéresse dans un premier temps à l'évaluation de la répartition spatiale des hauteurs significatives des vagues sur la zone d'étude. Les Figure 13 et Figure 14 montrent respectivement les hauteurs significatives moyennes et maximales des vagues sur l'ensemble de la période rejouée (1979-2019). La hauteur significative moyenne des vagues dans la zone d'étude pour l'implantation du parc est comprise entre 2 m et 2.2 m. Les hauteurs significatives maximales atteignent quant à elles 10.2 m dans l'extrémité ouest de la zone. De manière générale, on observe une répartition spatiale quasi homogène sur la zone avec un faible gradient dans le même sens que celui de la bathymétrie.

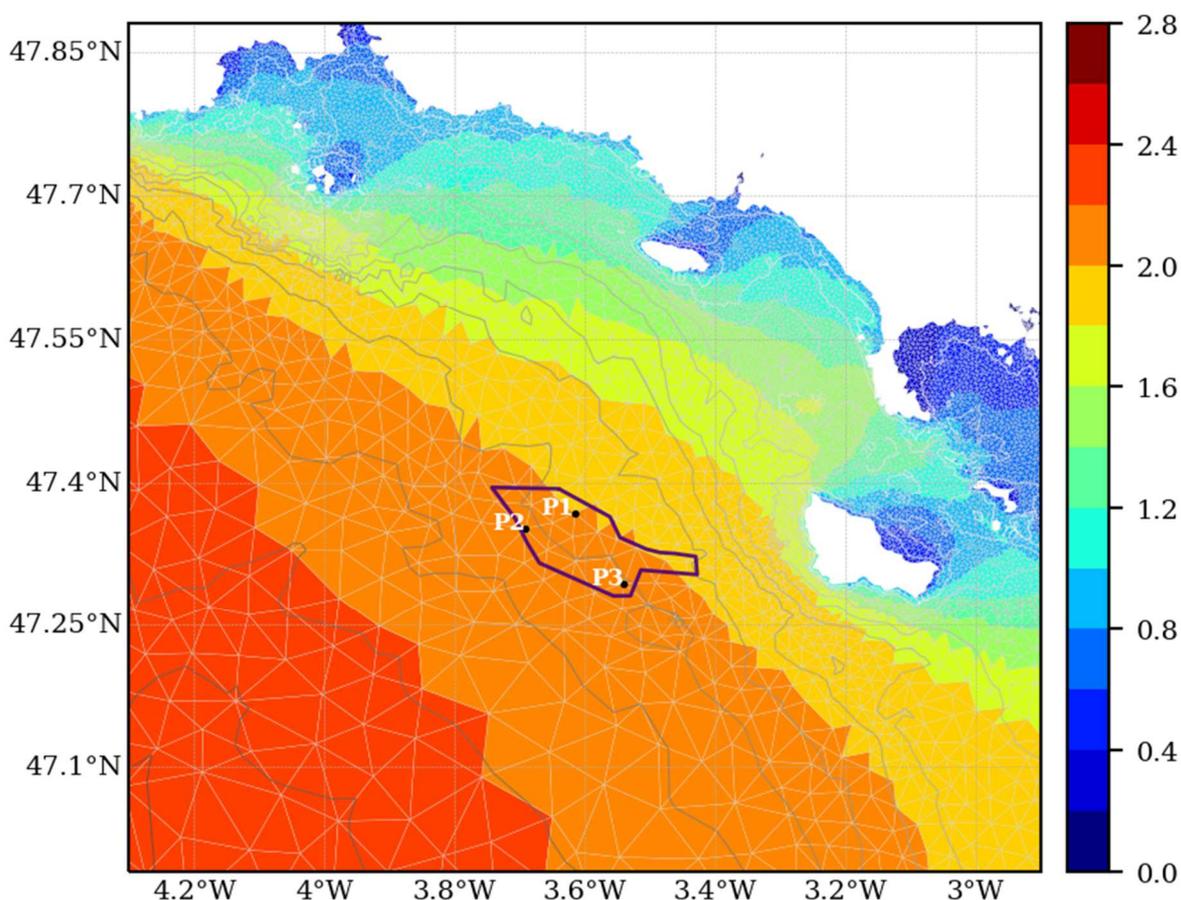


Figure 13 : Carte des hauteurs significatives (en mètres) modélisées en moyenne sur la période 1979 – 2019 avec le rejeu HYWAT. Le polygone violet représente la zone d'étude pour l'implantation du parc éolien. Les points utilisés pour l'analyse statistique sont également représentés. Les contours bathymétriques sont illustrés par des lignes grises tous les 10 mètres. La grille du modèle est représentée par les triangles en gris clair.

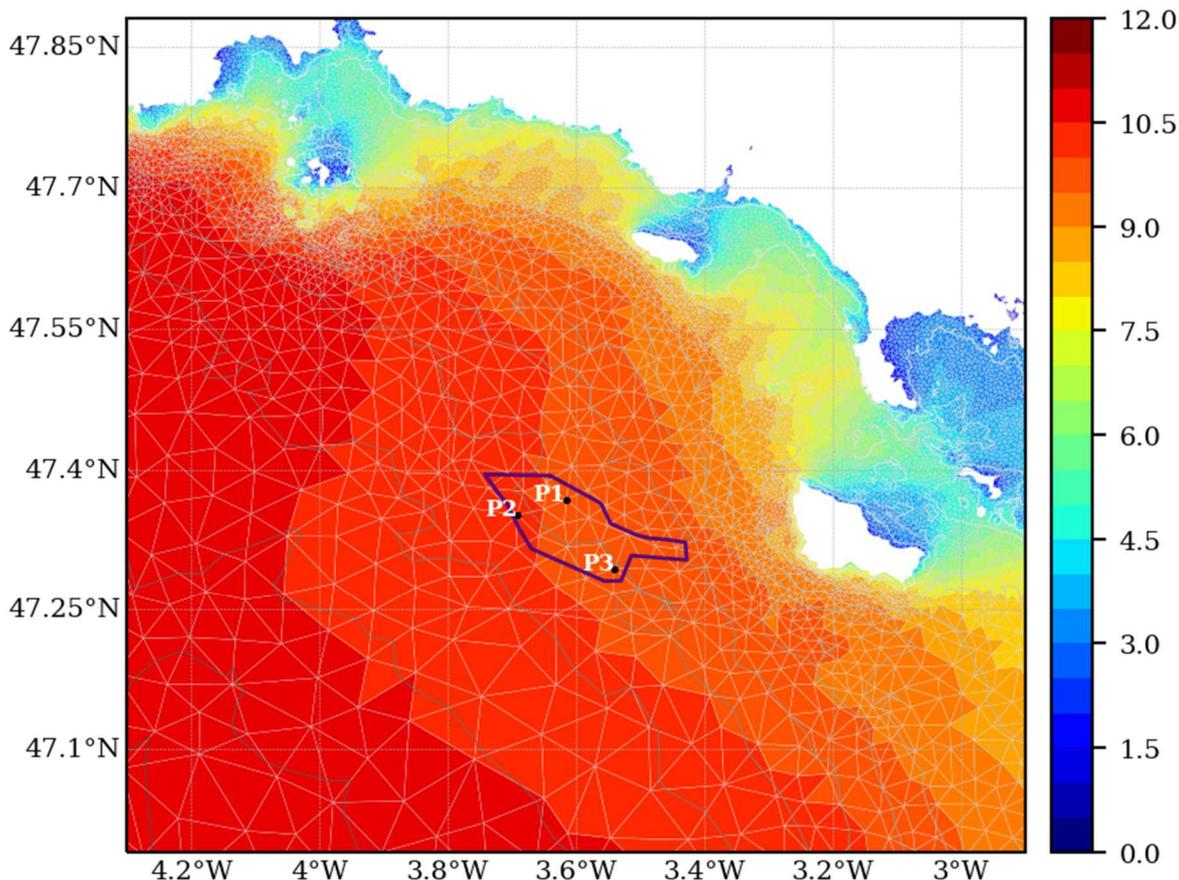


Figure 14 : Carte des hauteurs significatives maximales (en mètres) modélisées sur la période 1979 – 2019 avec le rejeu HYWAT. Le polygone violet représente la zone d’étude pour l’implantation du parc éolien. Les points utilisés pour l’analyse statistique sont également représentés. Les contours bathymétriques sont illustrés par des lignes grises tous les 10 mètres. La grille du modèle est représentée par les triangles en gris clair.

3.2 Analyse statistique

En complément de la description spatiale des hauteurs de vagues présentée au paragraphe précédent, une étude statistique plus détaillée est présentée ici pour trois points localisés dans la zone d’implantation du parc éolien. Ces points sont notamment représentés sur les cartes des Figure 2, Figure 13 et Figure 14.

Pour ces 3 points, les Figure 15, Figure 16 et Figure 17 montrent respectivement la répartition de la hauteur significative (H_s), de la période moyenne ($T_{m(0,2)}$) et de la direction moyenne des vagues (θ_m). Le Tableau 6 donne les statistiques de valeur moyenne, maximale, médiane et les percentiles 90 % et 99 % de hauteur significative et de période moyenne pour ces 3 mêmes points.

Sur la Figure 15, on observe une forte similitude entre les trois points analysés, ce qui confirme l’homogénéité spatiale des hauteurs significatives des vagues évoquée au

paragraphe précédent. La plupart des vagues ont des hauteurs significatives d’entre 0.75 m et 2.5 m. Cet intervalle accumule le 62% de la probabilité.

La période moyenne des vagues (Figure 16) est également homogène dans la zone d’étude et généralement comprise entre 5 et 7 secondes.

La Figure 17 montre que les vagues proviennent majoritairement de l’Ouest-Nord-Ouest, fréquemment du secteur Ouest, et dans une moindre mesure de l’Ouest-Sud-Ouest.

Point	H_s (m)					$T_{m(0,2)}$ (s)				
	mean	max	median	90% prc	99% prc	mean	max	median	90% prc	99% prc
P1	2.01	9.90	1.67	3.67	6.14	5.94	13.94	5.80	8.17	10.19
P2	2.06	10.09	1.72	3.76	6.28	5.99	13.85	5.85	8.23	10.24
P3	2.04	9.83	1.70	3.71	6.21	5.96	13.91	5.82	8.20	10.23

Tableau 6 : Statistiques de hauteur significative et de période moyenne des vagues aux points P1 à P3.

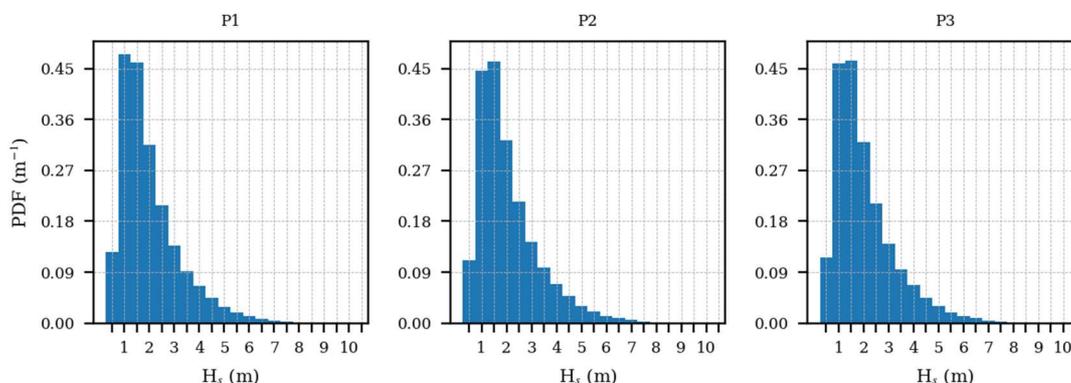


Figure 15 : Fonction de densité de probabilité des hauteurs significatives H_s aux points P1 à P3, situés dans la zone d’étude pour l’implantation du parc éolien. Les intervalles utilisés pour le calcul de la fonction de densité de probabilité sont de 0.5 m, dont chacun inclut la borne inférieure et exclut la borne supérieure (ex : [0.25, 0.75]). Les marques sur l’axe horizontal correspondent au centre des intervalles.

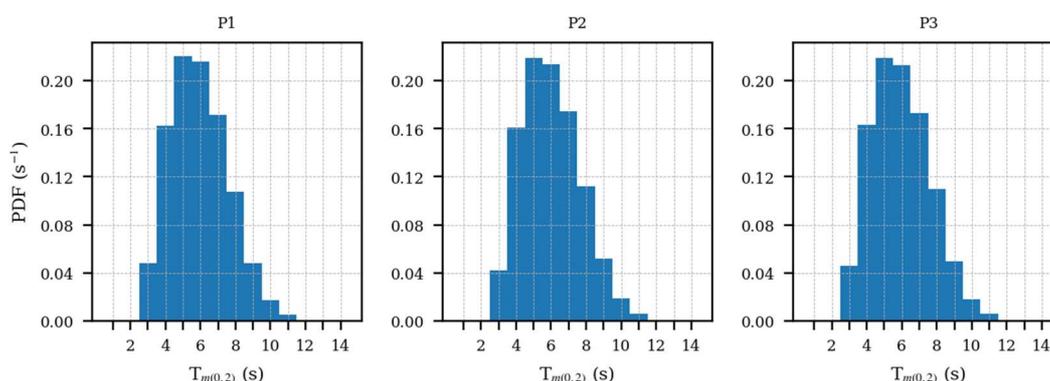


Figure 16 : Fonction de densité de probabilité de la période moyenne ($T_{m(0,2)}$) aux points P1 à P3, situés dans la zone d’étude pour l’implantation du parc éolien. Les intervalles utilisés pour le calcul de la fonction de densité de probabilité sont d’une seconde, dont chacun inclut la borne inférieure et exclut la borne supérieure (ex : [1.5, 2.5]). Les marques sur l’axe horizontal correspondent au centre des intervalles.

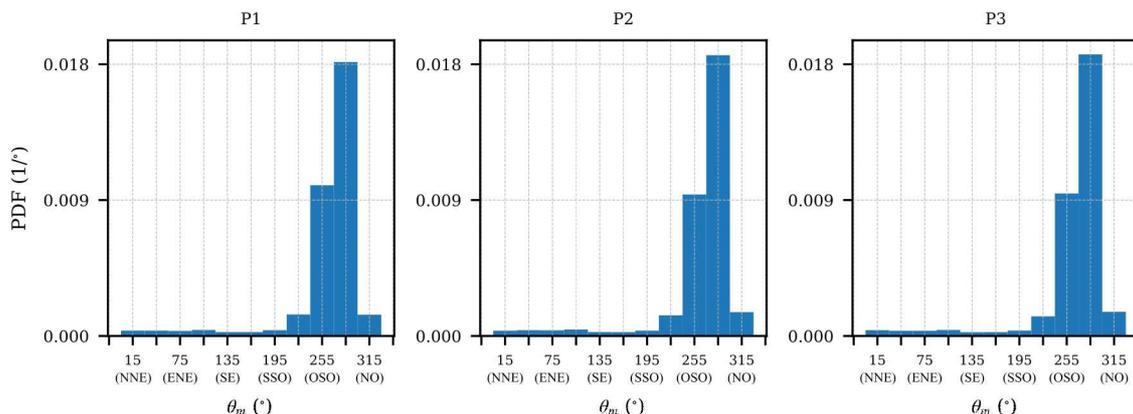


Figure 17 : Fonction de densité de probabilité des directions moyennes (θ_m) aux points P1 à P3, situés dans la zone d'étude pour l'implantation du parc éolien. Les intervalles utilisés pour le calcul de la fonction de densité de probabilité sont de 30 degrés, dont chacun inclut la borne inférieure et exclut la borne supérieure (ex : [0, 30]). Les marques sur l'axe horizontal correspondent au centre des intervalles.

La Figure 18 montre les corrélogrammes entre la hauteur significative des vagues et leur période moyenne, pour chacun des 3 points. Globalement, le climat d'état de mer est homogène sur l'ensemble de la zone : il est principalement constitué de vagues avec des périodes moyennes généralement comprises entre 3.5 et 6 secondes et des hauteurs significatives inférieures à 3 mètres. Cependant, les états de mer avec des périodes moyennes plus importantes (jusqu'à 7 s) et des hauteurs significatives allant jusqu'à 3 mètres restent assez significatives. Les états de mer plus énergétiques sont représentés par des vagues pouvant dépasser les 9 m de hauteur significative associée à des périodes moyennes de 9 à 10 secondes. Ces événements restent cependant statistiquement assez rares.

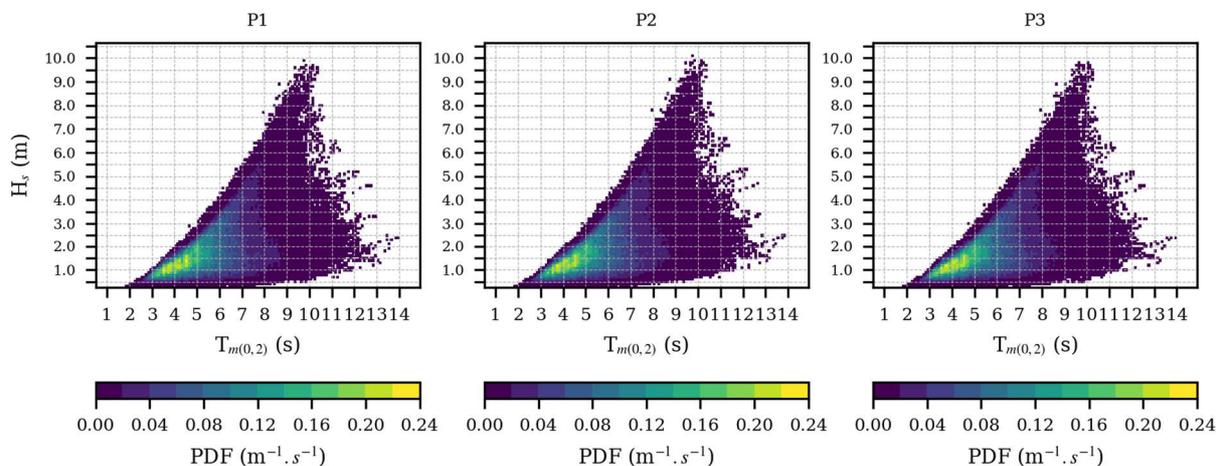


Figure 18 : Corrélogrammes hauteurs significatives (H_s) / période moyenne ($T_{m(0,2)}$) pour les 3 points du modèle analysés, dont les positions sont données sur la carte en figure Figure 2.

4 CONCLUSION

Un jeu d'états de mer à haute résolution (≈ 200 m à la côte), réalisé à l'aide du modèle numérique spectral WAVEWATCH III® sur la période 1979-2019, a été utilisé pour caractériser les conditions d'états de mer sur la zone d'implantation envisagée pour le parc éolien en Bretagne Sud. Une validation approfondie des résultats a été réalisée en utilisant différentes sources d'observation des vagues : satellites altimétriques et bouées houlographes. Les résultats de la validation démontrent une bonne capacité du modèle à reproduire les propriétés statistiques des états de mer sur la zone d'étude, avec d'excellents résultats en termes de hauteurs significatives, et des résultats satisfaisants en termes de périodes et de directions. Cependant, on constate une tendance du jeu à la sous-estimation des hauteurs significatives les plus fortes face aux observations. Ce résultat est normalement associé à la sous-estimation des champs de vent utilisés pour le forçage du modèle en cas de vent fort (Alday et al., 2021 ; Pineau-Guillou et al., 2018 ; Sterl et al., 1998).

Une étude statistique a donc pu être réalisée à partir de ce jeu afin de caractériser les états de mer sur la zone d'étude EMR Bretagne Sud. Ceux-ci sont principalement représentés par des hauteurs significatives moyennes comprises entre 2 m et 2.2 m. La hauteur significative maximale modélisée dans la zone EMR durant la période 1979-2019 est inférieure à 10.2 m. La direction de provenance prédominante sur la zone EMR est de secteur ouest-sud-ouest à ouest-nord-ouest. Du fait d'une bathymétrie évoluant linéairement et relativement profonde (entre 70 et 80 mètres), les effets des processus de transformation des vagues caractéristiques des eaux peu profondes ne sont pas très significatifs. En conséquence, les caractéristiques des vagues montrent un faible gradient sur la zone, résultant des variations bathymétriques, mais restent cependant relativement homogènes dans la zone d'étude pour l'implantation du parc éolien.

Les résultats du modèle présentés dans ce rapport ont permis une première description statistique des états de mer sur la zone Bretagne Sud. De plus, des observations altimétriques et *in situ* (bouées houlographes) ont permis de démontrer le réalisme des simulations. Cependant, cette étude pourrait être enrichie par la disponibilité de mesures dans la zone d'étude EMR. Cela est l'objectif des campagnes océanographiques en cours dont les mesures contribueront lors de prochains travaux à mieux caractériser la zone et à confirmer les résultats développés dans ce rapport. De plus, cette étude préliminaire sera complétée par une analyse statistique plus approfondie qui comportera, entre autres, un examen des valeurs extrêmes, une analyse du champ de vagues par système (mer de vent, houles primaire/secondaire), ainsi que du champ des vagues en fonction de leur direction de provenance.

Remerciements

Les auteurs tiennent à remercier l'agglomération de Saint-Malo, le Conseil Départemental d'Ille-et-Vilaine et l'Etat pour son engagement dans le Programme d'Actions de Prévention des Inondations (PAPI) d'intention de l'agglomération de Saint-Malo. Cette étude a utilisé de nombreuses données d'observation ; les auteurs tiennent à remercier les différents organismes qui les ont collectées et mises à disposition : le CEREMA pour les données du réseau d'observation de la houle CANDHIS, le CERSAT pour les données altimétriques, le CEPMMT pour les données atmosphériques.

5 BIBLIOGRAPHIE

Airy, G. B., 1841: Tides and waves. *Encyclopedia metropolitana (1817–1845)*, H. J. R. et al., ed., London.

Alday M., Accensi M., Ardhuin F., Dodet G., 2021. A global wave parameter database for geophysical applications. Part 3: Improved forcing and spectral resolution, *Ocean Modelling*, Volume 166

Ardhuin, F., W. C. O'Reilly, T. H. C. Herbers, and P. F. Jessen, 2003: Swell transformation across the continental shelf. Part I : Attenuation and directional broadening. *Journal of Physical Oceanography*, 33, 1921–1939.

Ardhuin, F., E. Rogers, A. Babanin, J.-F. Filipot, R. Magne, A. Roland, A. van der Westhuysen, P. Queffeuou, J.-M. Lefevre, L. Aouf, and F. Collard, 2010: Semi-empirical dissipation source functions for wind-wave models: part I, definition, calibration and validation. *Journal of Physical Oceanography*, 40, 1917–1941.

Baraille, R. and N. Filatoff, 1995 : Modele shallow-water multicouches isopycnal de miami.

Barnston, A. G. and R. E. Livezey, 1987: Classification, seasonality and persistence of low-frequency atmospheric circulation patterns. *Monthly Weather Review*, 115, 1083–1126.

Biscara, L., T. Schmitt, S. Corréard, and R. Creach, 2014 : Modèles numériques de bathymétrie pour la prévision hydrodynamique du dispositif vigilance vagues-submersions. *Actes des XIIIèmes Journées Nationales Génie Côtier-Génie*, 155, 2–4.

Biscara, L., 2015 : MNT bathymétrique de façade atlantique (projet HOMONIM). SHOM.

Bleck, R., 2002 : An oceanic general circulation model framed in hybrid isopycnic-cartesian coordinates. *Ocean modelling*, 4, 55–88.

Boutet, M., 2015 : *Estimation du frottement sur le fond pour la modélisation de la marée barotrope*. Ph.D. thesis, Université de Bretagne Occidentale

Gelci, R., H. Cazalé, and J. Vassal, 1957 : Prévion de la houle. La méthode des densités spectroangulaires. *Bulletin d'information du Comité d'Océanographie et d'Etude des Côtes*, 9, 416–435.

Gomez-Enri, J., Vignudelli, S., Quartly, G.D., Gommenginger, C.P., Cipollini, P., Challenor, P.G., Benveniste, J., 2010 : Modeling Envisat RA-2 Waveforms in the Coastal Zone: Case Study of Calm Water Contamination. *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters*, vol. 7, no. 3, pp. 474-478. doi: 10.1109/LGRS.2009.2039193.

Leckler, F., F. Ardhuin, J.-F. Filipot, and A. Mironov, 2013 : Dissipation source terms and whitecap statistics. *Ocean Modelling*, 70, 62–74.

Leckler, F., Lathuilière, C., Michaud, H., Pasquet, A., Le Bec, N., Duporte, E., 2017 : Modélisation et étude des états de mer sur la zone EMR de Dunkerque. Convention SHOM/MEEM [DGEC], SHOM n°51/2016. Rapport interne Shom.

Leckler, F., Osinski, R., Michaud, H., Lathuilière, C., Pasquet, A., Le Bec, N., Tychensky, A., 2018 : Modélisation et étude des états de mer sur la zone EMR d'Oléron. Convention SHOM/DGEC n°2201103478, SHOM n°52/2017. Rapport interne Shom.

Letortu P., Costa S., Cantat O., 2012 : Les submersions marines en Manche Orientale: approche inductive et naturaliste pour la caractérisation des facteurs responsables des inondations par la mer. *Climatologie*, vol 9, 30-57.

Le Cam H., Baraer F., 2012 : Climatologie marine. Sous-région marine Manche – Mer du Nord. Évaluation initiale DCSMM. MEDDE, AAMP, Ifremer, Réf. DCSMM/EI/EE/MMN/01/2012, 11p.

Maisondieu C., 2017 : Caractérisation statistique des conditions d'états de mer multimodales dans le golfe de Gascogne pour le dimensionnement des structures en mer. *La Houille Blanche*, 2017:6, 40-48.

Magne, R., K. Belibassakis, T. H. C. Herbers, F. Ardhuin, W. C. O'Reilly, and V. Rey, 2007: Evolution of surface gravity waves over a submarine canyon. *Journal of Geophysical Research*, 112, C01002.

Mei, C. C., 1984 : The applied dynamics of ocean surface waves. *Ocean Engineering*, 11, 321.

Michaud, H., P. Marsaleix, Y. Leredde, C. Estournel, F. Bourrin, F. Lyard, C. Mayet, and F. Ardhuin, 2012 : Three-dimensional modelling of wave-induced current from the surf zone to the inner shelf. *Ocean Science*, 8, 657.

Michaud, H., A. Pasquet, R. Baraille, F. Leckler, L. Aouf, A. Dalphiné, M. Huchet, A. Roland, M. DutourSikiric, F. Ardhuin, et al., 2015 : Implementation of the new french operational coastal wave forecasting system and application to a wave-current interaction study. *14th International Workshop on Wave Hindcasting and Forecasting, and 5 Coastal Hazard Symposium*.

Michaud, H. and A. Pasquet, 2016 : Impact du courant de marée et des variations de niveau sur la configuration atlantique ww3 pendant les tempêtes de l'hiver 2013-2014 – version v3. Projet HOMONIM. Rapport interne Shom.

Miche, A., 1944 : Mouvements ondulatoires de la mer en profondeur croissante ou décroissante. Forme limite de la houle lors de son déferlement. Application aux digues maritimes. Exposé préliminaire. *Annales des Ponts et Chaussées*, Tome 114, 25–42.

Pasquet, A., 2016 : HOMONIM – Phase II. Version v4 du système de prévision des surcotes. Configuration ATL. Rapport interne Shom.

Pineau-Guillou, L., Ardhuin, F., Bouin, M.-N., Redelsperger, J.-L., Chapron, B., Bidlot, J., Quilfen, Y., 2018 : Strong winds in a coupled wave-atmosphere model during a north

Atlantic storm event: evaluation against 916 observations. *Quart. Journ. Roy. Meteorol. Soc.* 144, 317–332.

Quartly, G. D.; Kurekin, A. A., 2020 : "Sensitivity of Altimeter Wave Height Assessment to Data Selection" *Remote Sens.* 12, no. 16: 2608. <https://doi.org/10.3390/rs12162608>

Rapp, R. J. and W. Melville, 1990 : Laboratory measurements of deep-water breaking waves. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 331, 735–800.

Seyfried, L., Michaud, H., Pasquet, A., Leckler, F., Leballeur, L., Lopez, G. (en préparation): 40-years of regional Storm Surge and Wave Hindcast using ERA5 reanalysis: Application to coastal flood risks along Atlantic French coast.

Sterl, A., Kommen, G. J., et Cotton, P. D., 1998 : Fifteen years of global wave hindcasts using winds from the European Centre for Medium-Range Weather Forecasts reanalysis: Validating the reanalyzed winds and assessing the wave climate. *Journal of Geophysical Research*, 103:5477–5492.

Stopa, J. E., Ardhuin, F., Stutzmann, E., & Lecocq, T., 2019 : Sea state trends and variability: Consistency between models, altimeters, buoys, and seismic data (1979–2016). *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 124, 3923–3940. <https://doi.org/10.1029/2018JC014607>

Tolman, H. L., 1994 : Wind waves and moveable-bed bottom friction. *Journal of Physical Oceanography*, 24, 994–1,009.

Tolman, H. L. and the WAVEWATCH III® Development Group, 2017 : User manual and system documentation of wavewatch iii® version 5.16. Technical report.

Whitham, G. B., 1974 : Linear and nonlinear waves. Wiley, New York, 636 p.