



PAPI Saint-Malo

Axe 2 « Surveillance, prévision des crues et des inondations »

Action 2.1 « Amélioration de la connaissance des risques de submersion marine »

Livrable n°4 : Réanalyse et modélisation des surcotes et états de mer

Rédacteur	Vérificateur	Approbateur
Léo Seyfried	Héloïse Michaud	Christophe Vrignaud



Sommaire :

1. Introduction.....	5
1.1 Contexte de l'étude	5
1.1.1 PAPI d'intention de Saint-Malo	5
1.1.2 Le risque de submersion marine	6
1.1.3 La prévision des risques de submersion marine	7
1.2 Objectifs et plan de l'étude	8
1.2.1 Objectifs.....	8
1.2.2 Plan de l'étude	9
1.3 Description des processus physiques étudiés	9
1.3.1 Marée astronomique.....	10
1.3.2 Surcote atmosphérique.....	11
1.3.3 États de mer et surcote des vagues.....	11
1.3.4 Autres processus.....	12
1.3.5 Interactions entre les processus	13
1.4 Description de l'état des connaissances sur la zone d'étude.....	13
1.4.1 Marées astronomiques dans la baie de Saint-Malo	14
1.4.2 Surcote atmosphérique et hauteur d'eau dans la baie de Saint-Malo	15
1.4.3 États de mer dans la baie de Saint-Malo.....	17
1.4.4 Les inondations par submersions marines dans la baie de Saint-Malo.....	18
2. Modélisation des surcotes atmosphériques et des états de mer.....	21
2.1 Modèles de surcotes et d'états de mer	21
2.1.1 Modèle de marées astronomique et surcotes atmosphériques : HYCOM	21
2.1.2 Modèle d'état de mer : WW3	21
2.2 Configurations régionales à haute résolution (HR)	21
2.2.1 Grilles de calcul des modèles HR	21
2.2.2 Les paramétrisations physique des modèles HR	22
2.2.2.1 Paramétrisation physique de HYCOM HR.....	22

2.2.2.2 Paramétrisation physique de WW3 HR	23
2.2.3 Les conditions aux limites des modèles HR	23
2.3 Configuration couplée à très haute résolution (THR).....	24
2.3.1 Grilles de calculs des modèles THR	24
2.3.2 Les paramétrisations physique des modèles THR	25
2.3.3 Les conditions aux limites et couplages des modèles THR	25
3. Bases de données.....	27
3.1 Bases de données d'observations océanographiques.....	27
3.1.1 Base de donnée d'observations marégraphiques.....	27
3.1.2 Base de donnée d'observations des états de mer	28
3.1.3 Base de données de la campagne PAPI Saint-Malo	29
3.2 Base de données météorologiques	31
3.2.1 Base de données de tempêtes atmosphériques.....	31
3.2.2 Base de donnée de forçages atmosphériques	32
3.2.2.1 Réanalyse atmosphérique ERA5	32
3.2.2.2 Prévisions et analyses atmosphérique du modèle ARPEGE	32
3.3 Base de donnée de modélisation des surcotes et états de mer	33
3.3.1 Rejeu climatologique	33
3.3.2 Rejeu de la campagne océanographique	33
3.3.3 Rejeux d'événements de références	34
3.3.4 Rejeux d'événements fictifs	34
4. Méthodes.....	36
4.1 Variables physiques	36
4.1.1 Marées	36
4.1.2 Surcotes.....	36
4.1.3 Variables intégrés des vagues	37
4.2 Statistiques descriptives.....	37
4.3 Statistiques des valeurs extrêmes	38

4.3.1 Définition de la population statistique.....	0
4.3.2 Fonctions de répartitions	0
4.3.3 Méthodes d'ajustements paramétriques.....	0
4.3.3.1 Méthode directe	0
4.3.3.2 Méthode par convolution.....	0
4.3.3.3 Méthode bivariée	1
4.3.3.4 Méthode multivariée.....	1
4.3.4 Périodes de retours	2
5. Étude climatologique des événements météo-océaniques pouvant conduire à un risque de submersion marine à Saint-Malo entre 1979-2020.	3
5.1 Validation statistique du rejeu climatologique dans la région de Saint-Malo	3
5.1.1 Validation des marées astronomiques	3
5.1.2 Validation des surcotes	5
5.1.3 Validation des états de mer	8
5.2 Analyse des conditions météo-océaniques pouvant conduire à un risque de submersion marine à Saint-Malo.	13
5.2.1 Conditions météo-océaniques indépendantes de marée, surcote atmosphérique et états de mer dans la région de Saint-Malo	13
5.2.1.1 Marée astronomique dans la région de Saint-Malo	14
5.2.1.2 Surcotes atmosphériques dans la région de Saint-Malo	17
5.2.1.3 Hs des vagues dans la région de Saint-Malo	17
5.2.2 Conditions météo-océaniques conjointes de marée, surcote atmosphérique et états de mer dans la région de Saint-Malo	21
5.2.3.1 Conditions conjointes de marées astronomiques et surcotes atmosphériques	21
5.2.3.2 Conditions conjointes de surcotes atmosphériques et Hs des vagues	24
5.2.3.3 Conditions conjointes de marées, surcotes atmosphériques et Hs des vagues	26
5.3 Conclusions et limitations de l'étude climatologique.....	30
6. Mise en place d'un système de modélisation couplé à haute résolution des surcotes et états de mer dans la baie de Saint-Malo	31

6.1 Validation du système de modélisation couplé à très haute résolution pendant la campagne PAPI Saint-Malo.....	31
6.1.1 Conditions météo-océaniques dans la baie de Saint-Malo pendant la campagne océanographique.....	31
6.1.2 Validation de la marée dans la baie de Saint-Malo pendant la campagne océanographique.....	32
6.1.3 Validation de la transformation du champ de vagues dans la baie de Saint-Malo pendant la campagne océanographique	33
6.1.4 Validation des surcotes dans la baie de Saint-Malo pendant la campagne océanographique.....	36
6.2 Rejeu d'événements de référence avec les systèmes HR et THR	39
6.2.1 Conditions météo-océaniques des événements de référence	39
6.2.2 Validation des simulations de référence	41
6.2.3 Analyse des simulations de références.....	43
6.2.4 Rejeu d'un événement fictif	46
6.3 Conclusion et limitations du système de modélisation THR	48
7. Conclusions générales de l'étude	50
8. Références	51
9. Annexe : Figures complémentaires.....	56

1. INTRODUCTION

1.1 CONTEXTE DE L'ETUDE

1.1.1 PAPI d'intention de Saint-Malo

Le littoral malouin est particulièrement sensible aux aléas de submersion marine : 40 épisodes de submersion ont été identifiés entre 1703 et 2010 (données issues de l'étude de Lecornec et al 2016 pour le plan de prévention des risques de submersion marine de Saint-Malo) pouvant provoquer des dommages importants. Étant une zone très urbanisée et touristique, elle est particulièrement sensible à cet aléa. Suite à la tempête Xynthia, l'État a renforcé les politiques de prévention des risques de submersion marine et de prévention des défaillances des ouvrages de protection. Sur la commune de Saint-Malo, un Plan de Prévention des Risques de Submersion Marine (PPRSM) a été prescrit par le Préfet le 8 avril 2010 dont l'objectif était de limiter la vulnérabilité des biens et des personnes.

Depuis 2015, la compétence GEMAPI (Gestion des Milieux Aquatiques et Prévention des Inondations) ayant été transférée aux collectivités, Saint-Malo Agglomération (SMA) a la responsabilité de piloter et coordonner les efforts en matière de gestion du risque de submersion marine. Elle a donc initié un Programme d'Actions pour la Prévention des Inondations (PAPI) d'intention. L'un des axes (Axe 2) de ce programme s'intéresse à l'amélioration de la connaissance des phénomènes météo-marins au large de Saint-Malo et du risque de submersion pour les zones littorales et de définir à plus long terme un service de vigilance submersion à l'échelle locale. La collectivité a ainsi pris contact avec le Shom en tant qu'expert national en appui aux politiques publiques de la mer et du littoral pour qu'il participe à cet axe. L'approche proposée est d'utiliser les moyens complémentaires, que sont l'observation et le recueil de données in-situ, d'une part, et la mise en place et l'utilisation de la modélisation d'autre part, pour améliorer la connaissance de l'aléa submersion marine (marée, surcote et vagues) sur la zone.

Une campagne de mesure océanographique d'envergure a alors été menée par le Shom, en complément d'une campagne bathymétrique dont les résultats font l'objet des livrables 1 et 3 (Rapports Jalons 1 et 3, Seyfried et al. 2019, 2020b). Une étude en parallèle a été menée pour recenser les situations tempétueuses remarquables ayant impacté, ou ayant pu impacter, le littoral malouin, dont les résultats font l'objet du livrable 2 (Rapport Jalon 2, Seyfried et al. 2020a). Les travaux de modélisation des marées, surcotes et vagues sont présentés dans ce livrable. Ceux-ci visent à comprendre les processus physiques pouvant conduire à un risque de submersion marine dans la région de Saint-Malo, et doivent mener à mettre en place et valider un système de modélisation couplée à haute résolution de surcotes atmosphériques et d'états de mer dans la baie de Saint-Malo.

Le périmètre d'étude maritime de cette étude (figure 1) s'étend sur la cellule hydro-sédimentaire de la baie de Saint-Malo : de la pointe de la Varde au Nord-Est jusqu'à l'estuaire de la Rance au Sud-Ouest en passant par l'île de Cézembre au Nord-Ouest.

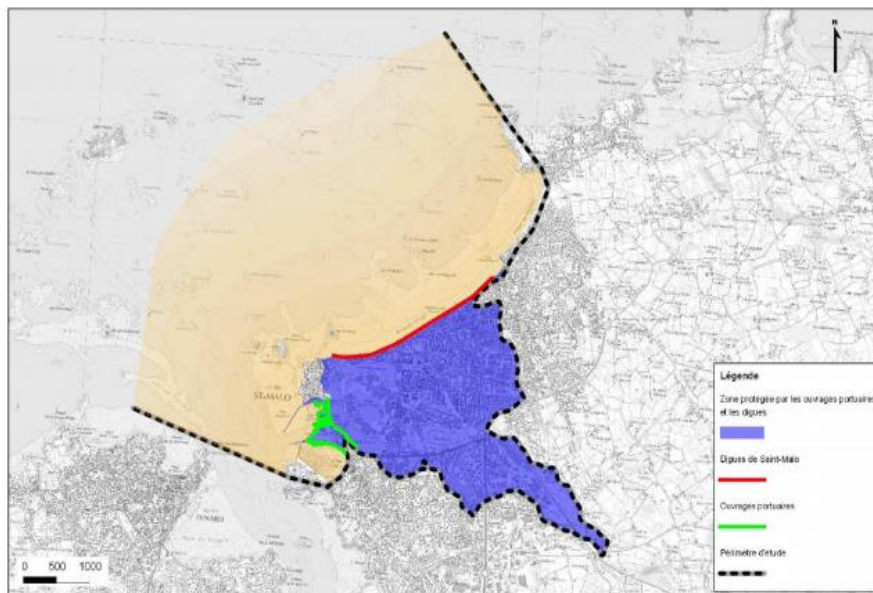


Figure 1 : Périmètre d'étude du PAPI d'intention de Saint-Malo (extrait de l'étude de dangers des digues DDTM 35, 2013)

1.1.2 Le risque de submersion marine

Le risque de submersion marine résulte de la conjonction de la marée haute et d'une dépression atmosphérique (Figure 2). La dépression atmosphérique produit :

- Une surcote atmosphérique, augmentation de la hauteur d'eau à la côte en raison des vents et de la diminution de la pression atmosphérique.
- Un champ de vagues qui se propage jusqu'à la côte et peut produire :
 - une surcote des vagues (ou set-up), accumulation d'eau à la côte causée par le déferlement des vagues.
 - un jet de rive (ou run-up), lame d'eau qui se propage sous l'impulsion des vagues lors de leurs déferlements.

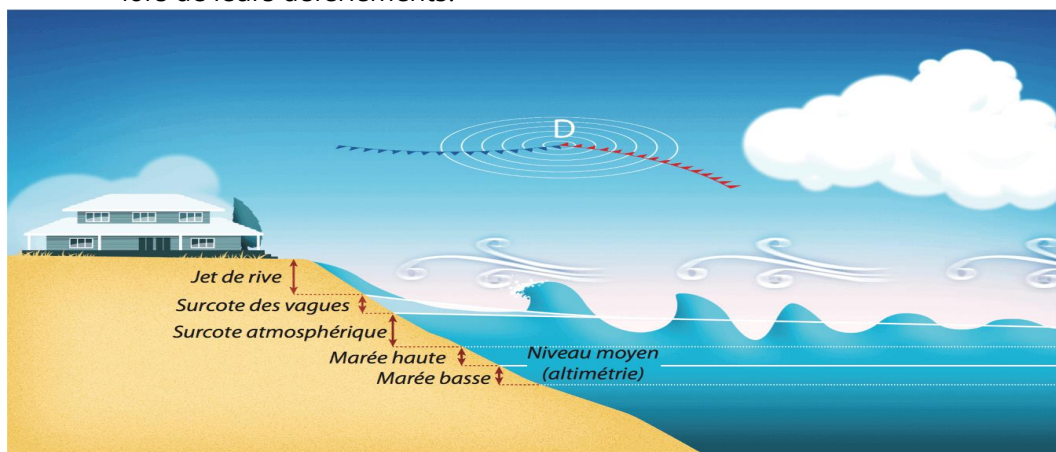


Figure 2 : Schéma des différents processus responsable des submersions marines (extrait de Melet et al., 2018)

Cette vision schématique du risque de submersion marine permet de décrire, de façon synthétique, les principaux processus qui conduisent à des submersions marines. Une description plus complète des processus physiques est fournie dans la partie 1.2.

On peut distinguer trois types d'inondations par submersion marine (Figure 3) :

- Les inondations par débordement, lorsque la combinaison des processus de marée, surcotes atmosphériques et surcotes des vagues est supérieure à la crête des ouvrages ou du terrain naturel.
- Les inondations par franchissement de paquet de mer, lorsque des vagues dépassent la crête des ouvrages ou du terrain naturel.
- Les inondations par brèche ou défaillance de l'ouvrage de protection, lorsqu'une rupture dans les ouvrages de protection (digue ou dune) entraîne une propagation de l'eau.

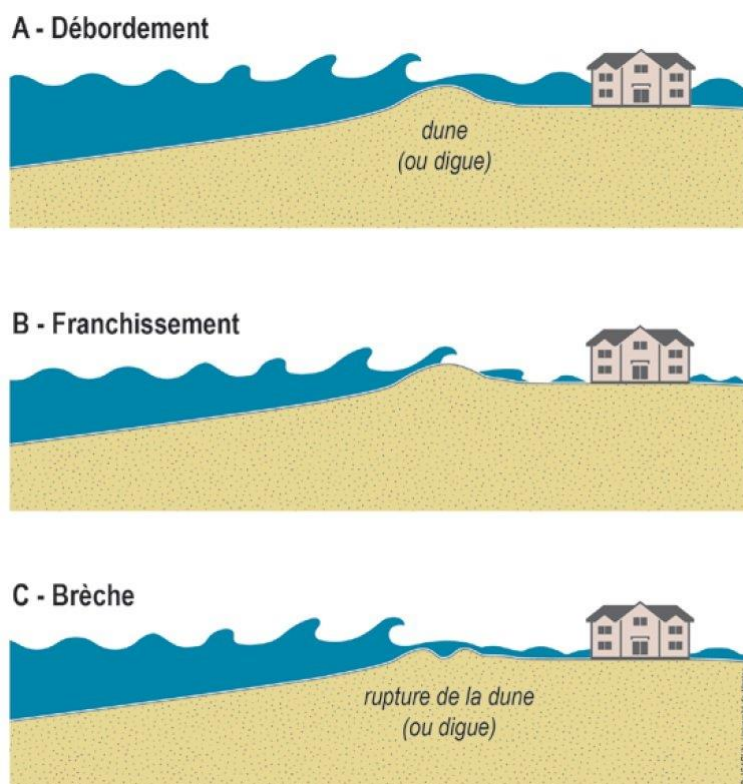


Figure 3 : Schéma des différents types d'inondations par submersions marines (extrait de Pouzet et al., 2019)

1.1.3 La prévision des risques de submersion marine

La prévision du risque de submersion marine repose dans la capacité à prévoir les différents phénomènes physiques et leurs interactions : marées, surcotes atmosphériques et vagues.

Depuis 2011, un système national de Vigilance Vagues Submersion (VVS) est opéré par Météo-France pour prévenir le risque de submersion marine sur les côtes françaises. Il fournit une

vigilance météorologique, sur 4 niveaux, 2 fois par jour, à l'échelle départementale (Figure 4). Ce système est développé en partenariat par le Shom et Météo-France à travers les différentes phases du projet HOMONIM (Jourdan et al. 2020). Cette vigilance est fournie à l'aide d'observations et de modélisations analysées par des prévisionnistes de Météo-France. Les modèles mis en œuvre plusieurs fois par jour pour la prévision sont :

- un modèle de surcote atmosphérique combiné avec un modèle de marée astronomique pour prendre en compte les interactions entre les marées et les surcotes atmosphériques.
- des modèles de vagues à l'échelle du globe et à l'échelle régionale pour prendre en compte la propagation des états de mer du large jusqu'aux zones côtières.

Ce système national de vigilance permet de prévoir le risque de submersion marine à l'échelle départementale, mais ne permet pas de prévoir directement l'ensemble des processus, notamment la surcote des vagues, ainsi que les inondations par submersion marine, et donc les zones inondées.

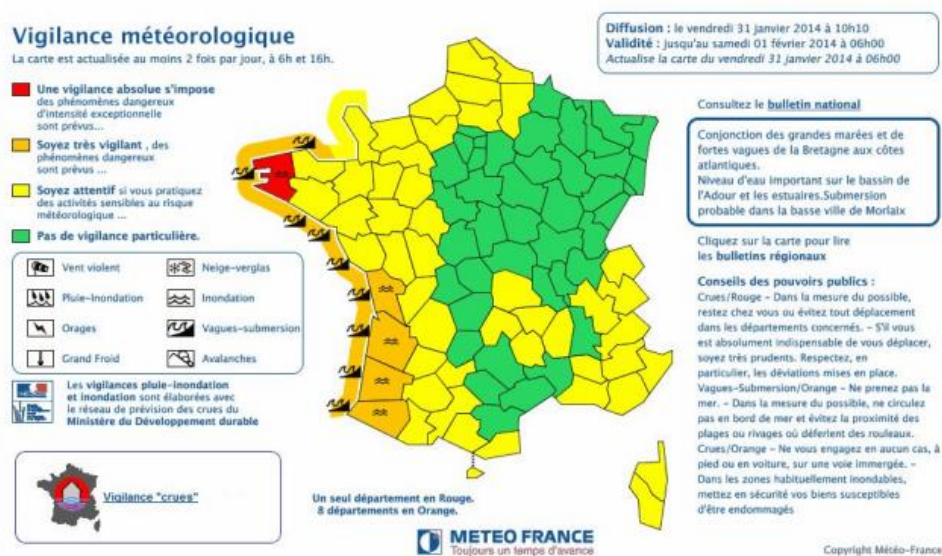


FIGURE 11 : VIGILANCE METEOROLOGIQUE DE METEO FRANCE LE 31 JANVIER 2014
(SOURCE : METEO FRANCE)

Figure 4 : Exemple de vigilance météorologique produite par Météo-France, incluant une vigilance vague submersion de niveau 3 (orange) sur les côtes atlantiques françaises pour la tempête du 31 janvier 2014.

1.2 OBJECTIFS ET PLAN DE L'ETUDE

1.2.1 Objectifs

Les objectifs scientifiques et techniques de cette étude sont :

(i) d'améliorer la connaissance des événements météo-océaniques et des processus physiques associés pouvant conduire à un risque de submersion marine dans la région de Saint-Malo à l'aide de la modélisation numérique.

(ii) mettre en place et valider un système de modélisation couplée à haute résolution de surcotes atmosphériques et d'états de mer dans la baie de Saint-Malo.

1.2.2 Plan de l'étude

Pour répondre à ces objectifs, nous allons après une introduction sur les processus physiques étudiés et l'état des connaissances sur la zone d'étude, décrire les modèles numériques utilisés dans cette étude ainsi que leurs configurations dans la partie 2. Puis, nous décrirons les différentes bases de données et les méthodes utilisées pour valider et analyser les résultats des modèles numériques en parties 3 et 4. Une étude climatologique du risque de submersion marine au cours des 40 dernières années sera présentée dans la partie 5. Pour finir, la mise en place d'un système de modélisation couplée à haute résolution, sa validation et l'analyse des résultats numériques seront faites dans la partie 6. Des conclusions, limitations et perspectives seront données dans la partie 7.

1.3 DESCRIPTION DES PROCESSUS PHYSIQUES ETUDIES

La figure 5 illustre, de façon non-exhaustive, les principaux processus physiques pouvant impacter les variations du niveau d'eau à la côte et donc le risque de submersion marine, de l'échelle locale à l'échelle globale et de quelques secondes à plusieurs siècles. L'ensemble de ces processus peuvent être regroupés en sous-groupe en fonction des forçages extérieurs qui les génèrent.

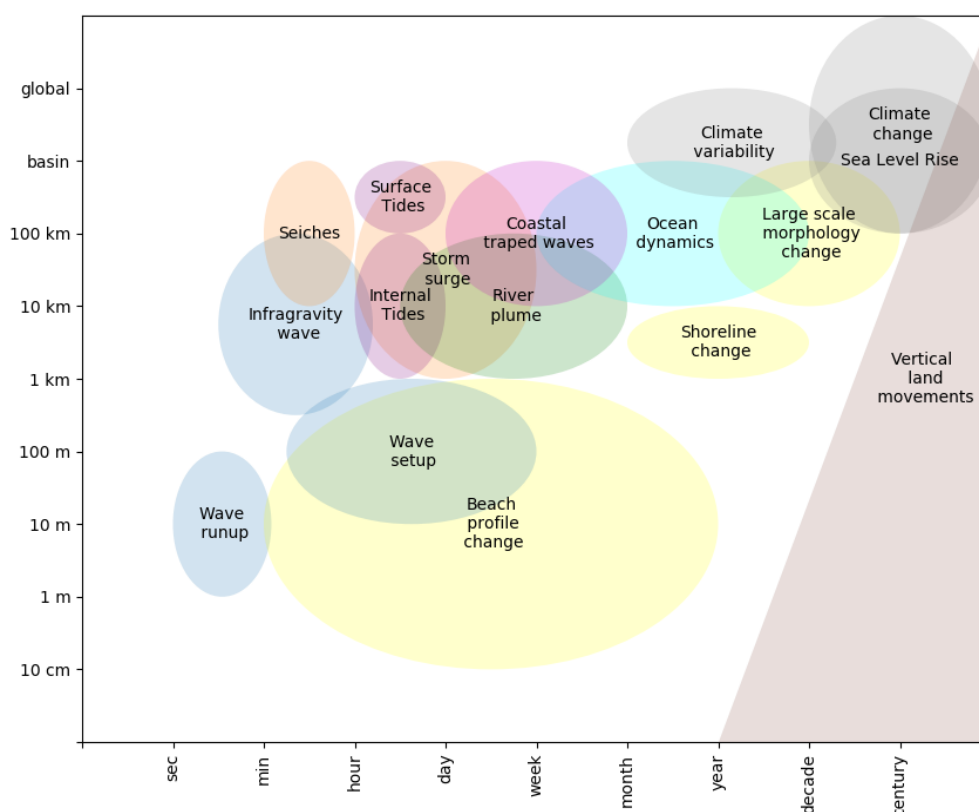


Figure 5 : Diagramme de Stommel des processus affectant les variations de niveau d'eau à la côte (non exhaustif). Les couleurs indiquent le forçage principal de chaque processus. Bleu : vagues côtières, Rouge : marées astronomiques, Orange : atmosphérique, Vert : fleuve, Bleu clair : océan, Jaune : Morphodynamique, Gris : Climat, Marron : Terre. Adapté de Larson et Kraus, 1995, Dodet et al. 2019a et Woodworth et al. 2019.

Notre étude se limite à la modélisation des processus générés par les astres, l'atmosphère et les vagues. Les modèles utilisés ne prenant pas en compte la morphodynamique, la dynamique océanique à grande échelle, les mouvements de terrain. De plus, les échelles de temps et d'espaces de notre étude, de l'ordre de 10 min à plusieurs dizaines d'années et de 100 m à 100 km, ne nous permettent pas de représenter l'ensemble des processus. Les principaux processus pris en compte dans cette étude de modélisation sont les marées astronomiques, les surcotes atmosphériques et les surcotes des vagues. Les autres processus ne sont pas décrits en détail mais sont abordés et discutés dans la suite du document.

1.3.1 Marée astronomique

La marée astronomique est la variation du niveau induit principalement par l'action gravitationnelle de la Lune et du Soleil. La marée est soumise à un ensemble de périodicités selon le déplacement des astres allant de quelques heures à plusieurs années. On peut notamment citer la période dite diurne de 12h25min14s liée à la rotation de la Terre, et le Saros de 18 ans 11 jours qui règle approximativement le retour des éclipses de Soleil et de Lune. L'amplitude et la périodicité de la marée varient suivant le site étudié. A partir d'observations

suffisamment longues de hauteur d'eau d'un site (observations marégraphiques), on extrait des constantes harmoniques du signal pour prédire la marée en un point d'observation.

1.3.2 Surcote atmosphérique

La surcote atmosphérique est une élévation du niveau d'eau produit par le passage d'une dépression atmosphérique. La surcote atmosphérique est principalement générée par la chute de pression atmosphérique et par les vents. La surcote atmosphérique est déduite de la mesure de la hauteur d'eau à laquelle on soustrait la prédiction de la marée astronomique. Il s'agit donc d'une mesure indirecte. Les variations de hauteur d'eau mesurée peuvent être impactées par d'autres processus à l'échelle de temps d'une dépression atmosphérique (seiches, ondes infragravitaires, surcotes des vagues, débit d'une rivière) et par les interactions entre les processus. Le terme surcote regroupe donc les processus de surcotes atmosphériques et les autres processus, souvent d'un ordre de grandeur plus faible, qui impactent les variations de hauteur d'eau.

Remarque : Lors d'une diminution du niveau d'eau, généralement induit par le passage d'un anticyclone on parle de décote. Dans la pratique, le terme surcote regroupe souvent les deux termes, en considérant que la surcote peut être négative (diminution du niveau d'eau) ou positive (augmentation du niveau d'eau).

1.3.3 États de mer et surcote des vagues

Les états de mer représentent les variations à la surface de la mer induite par les vents. Cela regroupe les vagues générées localement (mer du vent) et les houles générées au large et qui se propagent sur des grandes distances. A l'approche des côtes, les états de mer sont influencés par la bathymétrie, différents phénomènes peuvent alors modifier le champ de vagues (Figure 6) :

- La réfraction: le changement de la direction des vagues. Ce changement est causé par un gradient de bathymétrie ou de courants. Dans le cas d'une plage linéaire, les vagues s'alignent avec les isobathes (ligne de même profondeur).
- la réflexion : la houle est réfléchié 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 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 d'une 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.
- Le frottement sur le fond : dissipation de l'énergie de vagues causant une réduction de l'amplitude des vagues.
- Le levage (ou shoaling) : modification de l'amplitude des vagues. Cette modification se produit avec la diminution de la profondeur qui va influencer la vitesse de propagation

des vagues. Dans le cas d'une plage linéaire, la diminution de la profondeur entraîne une augmentation de l'amplitude et la cambrure des vagues.

- Le déferlement : chute de l'énergie des vagues. Cette chute se produit lorsque la cambrure d'une vague devient trop importante, la vague devient instable et déferle. Dans le cas d'une plage linéaire, le déferlement se produit après la phase de levage qui rend les vagues instables. Le déferlement entraîne un transfert de l'énergie des vagues vers l'océan.

Cette transformation du champ de vagues, en particulier le transfert d'énergie des vagues par déferlement ou par frottement sur le fond, induit une surcote, dite surcote des vagues (wave set-up).

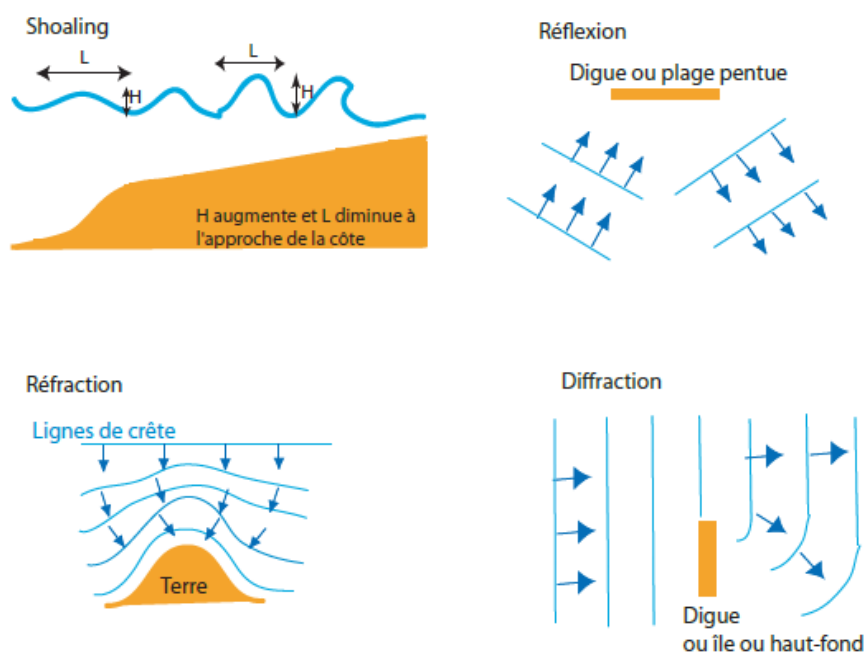


Figure 6 : Modifications subies par les vagues à l'approche de la côte (extrait de Michaud H., 2011)

1.3.4 Autres processus

D'autres processus peuvent impacter les variations de hauteur d'eau à la côte. La plupart de ces processus sont encore mal connus ou difficiles à prévoir et parfois d'un ordre de grandeur négligeable par rapport aux processus de marées, surcotes atmosphériques et surcotes des vagues. Dans cette étude, on discutera notamment des processus :

- ondes infragravitaires : ondes de basse fréquence (typiquement de l'ordre 25 s à 4 min) produites par les interactions non-linéaires entre les vagues. Ces ondes se superposent au champ de vagues et peuvent produire des submersions par débordement.
- hausse du niveau de la mer : le niveau moyen de la mer évolue à l'échelle climatique. Sous l'effet du changement climatique, on constate une augmentation rapide du niveau

de la mer. Cette augmentation peut impacter la propagation des marées, surcotes atmosphériques et des vagues.

- morphodynamique : les processus morphodynamiques sont complexes et font intervenir des processus hydrodynamiques et hydrosédimentaires à différentes échelles de temps et d'espace. Ces processus induisent des variations de la bathymétrie qui impactent directement la propagation des marées, surcotes atmosphériques et vagues.

1.3.5 Interactions entre les processus

Les processus de marées astronomiques, surcotes atmosphériques et états de mer peuvent être étudiés indépendamment mais il existe des interactions entre ces processus qui ne doivent pas être négligés (Figure 7). On peut notamment citer les interactions suivantes :

- Marées et surcotes atmosphériques : les interactions entre les marées et surcotes atmosphériques résultent de phénomènes non linéaires et difficiles à analyser. On peut distinguer trois processus : (i) l'effet d'advection, (ii) l'effet de la hauteur d'eau et (iii) l'effet de la friction de fond. Ces processus vont créer un déphasage entre la marée astronomique et la surcotes atmosphériques.
- Hauteur d'eau et états de mer : la hauteur a un effet significatif sur les processus liés aux états de mer notamment en eaux peu profondes. Sur ces zones, l'épaisseur de la colonne d'eau intervient dans l'ensemble des processus d'états de mer.

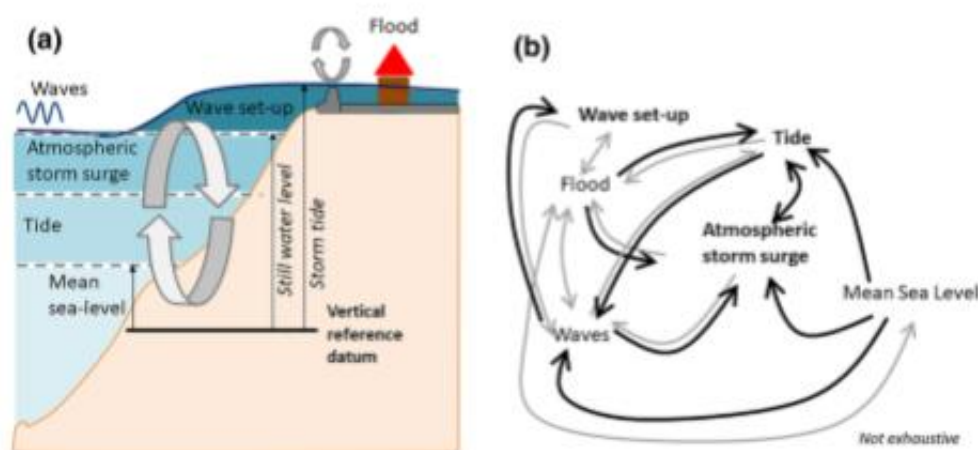


Figure 7 : Interactions entre les processus physiques de submersions marines (extrait d'Idier et al. 2019)

1.4 DESCRIPTION DE L'ETAT DES CONNAISSANCES SUR LA ZONE D'ETUDE

De nombreuses études scientifiques et techniques ont été menées sur la zone d'étude. Ces études permettent d'améliorer la connaissance du risque de submersion dans la région malouine. On peut notamment citer l'étude du PPRSM de Saint-Malo (Lecornec et al. 2016). Une revue de l'état des connaissances sur la zone d'étude est présentée dans cette section, basée sur les processus physiques étudiés et discutés dans cette étude. Elle est donc synthétique et non exhaustive des connaissances sur la zone.

1.4.1 Marées astronomiques dans la baie de Saint-Malo

La baie de Saint-Malo est soumise à un régime de marée mégatidal semi diurne de marnage maximal d'environ 13,50 m (Figure 8).

L'impact de la marée astronomique sur la hauteur d'eau est bien connu grâce à la présence d'un marégraphe opérationnel dans l'avant-port de Saint-Malo depuis 1986 (REFMAR : [10.17183/REFMAR#410](https://marea.shom.fr/harbor/SAINT-MALO/)). Ce marégraphe permet d'estimer les différentes caractéristiques de marée à Saint-Malo (Tableau 1) et d'effectuer des prédictions de marée astronomique (<https://marea.shom.fr/harbor/SAINT-MALO/>). La hauteur d'eau maximum atteinte par la marée est de 13,59 m par rapport au "zéro hydrographique" (PHMA). Le niveau moyen à Saint-Malo est de 6,78 m. Ce niveau moyen peut évoluer, notamment sous l'effet du changement climatique. Pour les 25 dernières années, l'évolution du niveau moyen est d'environ 2 mm par an (Dodet et al. 2019b).

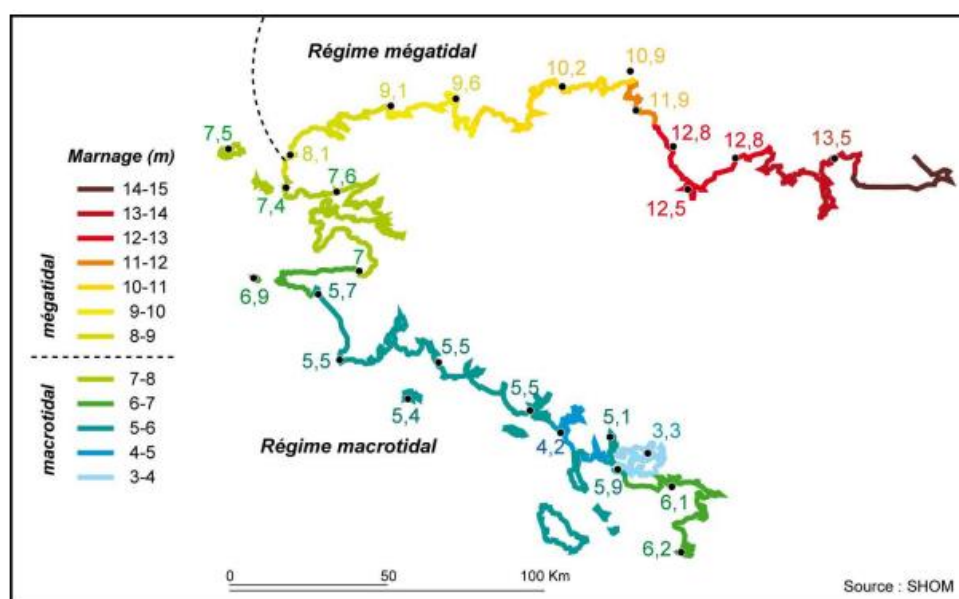


Figure 8 : Marnage lors d'un coefficient de marée de 120 en Bretagne (Réalisation : P. Stéphan, 2008)

Dans la baie de Saint-Malo, les courants de marée sont orientés E-SE au flot et W-NW au jusant, les vitesses allant de quelques mètres par seconde dans la baie à plusieurs mètres par seconde dans la partie estuarienne (Figure 9). Les courants présentent une dissymétrie entre le flot et le jusant, avec des courants plus intenses au flot par rapport au jusant. A l'embouchure de la Rance, les courants ont une orientation, sud-est au flot et nord-ouest au jusant, contrainte par la bathymétrie. La dynamique de des courants de marée dans l'estuaire de La Rance est modifiée par la présence d'une usine marémotrice depuis 1966 (Cochet et Lambert 2017). Dans la baie, les courants ont une orientation est-sud-est au flot et ouest-nord-ouest au jusant. Les courants de marée dans la baie et leurs interactions avec la bathymétrie sont encore peu connus et étudiés.

	Hauteur en convention zéro hydrographique (IGN69)
Plus Haute Mer Astronomique (PHMA)	13,59 m (7,30 m)
Plus basse mer astronomique (PHMA)	0,01 m (-6.28 m)
Niveau moyen	6,78 m (0,49 m)

Tableau 1 : Caractéristiques de hauteur d'eau de la marée à Saint-Malo pour le site de Saint-Malo
(Extrait de la Référence Altimétrique Maritimes, Shom 2017)

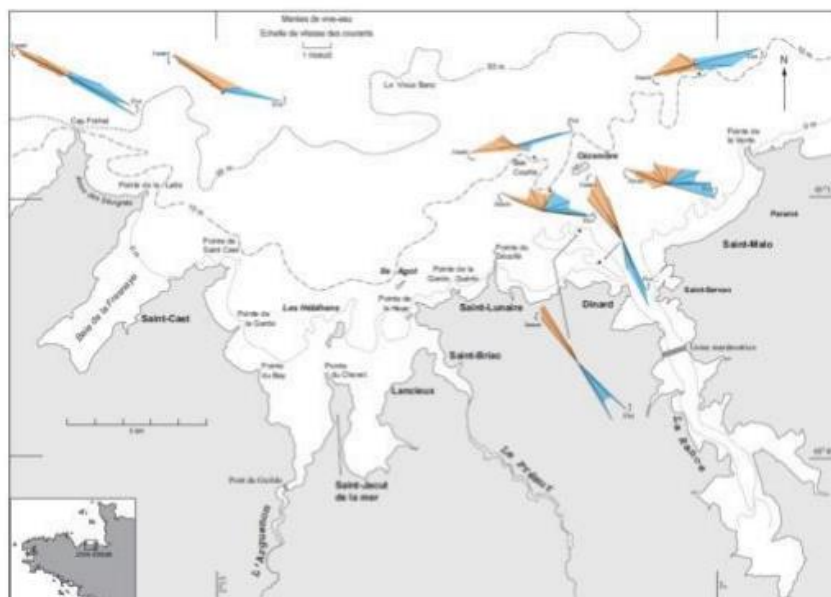


Figure 9 : Courants de marées mesurées dans la baie de Saint-Malo (extrait de Bonnot-Courtois et al. 2002, adaptée de *Dagorne, 1966, 1968*)

1.4.2 Surcote atmosphérique et hauteur d'eau dans la baie de Saint-Malo

La Figure 10 montre l'élévation anormale de la hauteur d'eau au passage de la tempête Ulla par rapport à la hauteur d'eau prédite par la marée astronomique uniquement, au marégraphe de Saint-Malo. La différence entre le signal de marée prédite et la hauteur d'eau observée nous permet de déduire cette élévation anormale, dite surcote. On observe deux pics de surcotes, un pic en phase montante de la marée et un pic maximum de 1,2 m en phase descendante de la marée. La surcote à pleine mer est plus faible, de l'ordre de 0,7 m. Une grande partie de cette surcote peut être attribuée au processus de surcote atmosphérique, le marégraphe étant à l'abri

des vagues ce qui limite l'effet de surcote des vagues. Cependant, l'effet des seiches et ondes infragravitaires peut être non négligeable. Les seiches peuvent avoir des amplitudes de plusieurs dizaines de centimètre, bien qu'aucune période propre au site d'étude n'a été identifiée (Rapport NIVEXT, Daubord et al. 2015).

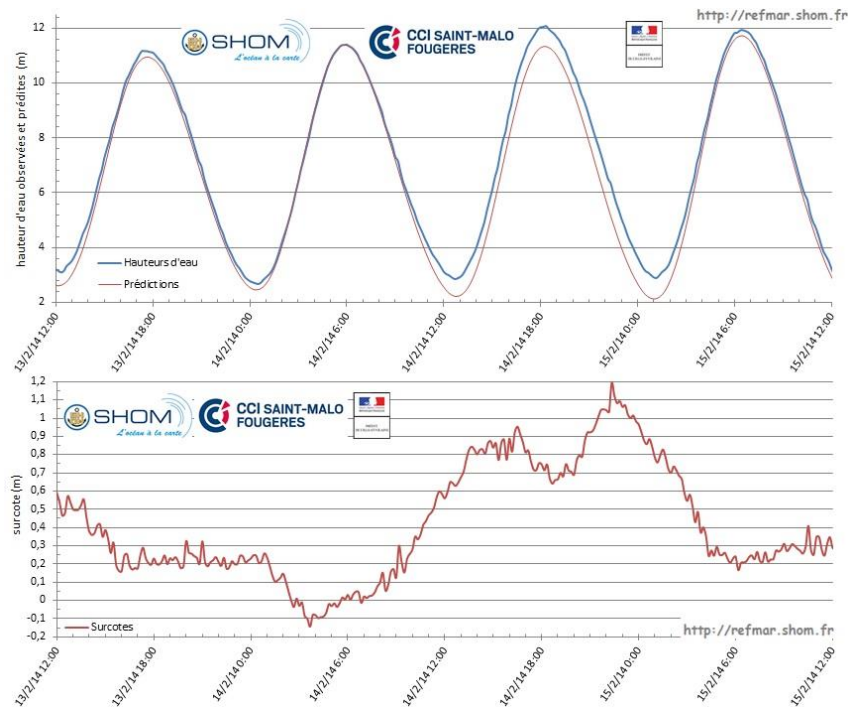


Figure 10 : Hauteur d'eau observée et prédite au marégraphe de Saint-Malo (en haut) et surcote déduite de ces signaux (en bas) pendant la tempête Ulla du 14 février 2014 (extrait du site REFMAR).

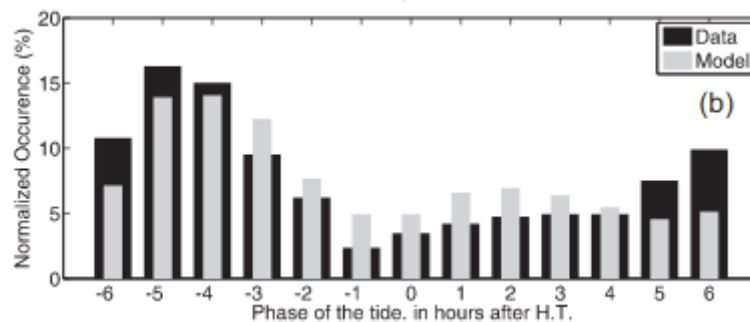


Figure 11 : Heure d'occurrence des surcotes extrêmes (1% des surcotes les plus importantes), modélisées et observées, par rapport à la phase de la marée (0h correspondant à la pleine mer) entre 2003 et 2009 (extrait de Idier et al. 2012).

L'heure d'occurrence des pics de surcotes extrêmes, entre 2003 et 2009, par rapport à la phase de marée (Figure 11), montre que les pics de surcotes extrêmes ont tendance à se produire 4 à 6 heures avant la pleine mer. Ce phénomène peut s'expliquer par les interactions entre les surcotes atmosphériques et la marée astronomique décrite dans la partie 1.2.5. Pour étudier les

surcotes atmosphériques pouvant conduire à des submersions marines, on s'intéresse donc aux surcotes qui se produisent autour de la pleine mer.

L'étude du Shom et du CEREMA (Shom/Cerema 2012) fournit la période de retour des surcotes de pleine mer au marégraphe de Saint-Malo (Tableau 2). La période de retour représente la probabilité statistique qu'un événement se produise, ainsi une période de retour de 100 ans signifie que l'événement à 1% de chance de se produire durant une année. La période de retour des surcotes de pleine mer est combinée avec la marée astronomique pour fournir la période de retour de hauteur d'eau (Tableau 2). Cette période de retour est utilisée dans de nombreuses études telles que le PPRSM de Saint-Malo.

Périodes de retours (Shom/Cerema 2012)	Surcotes de pleine mer	Hauteur d'eau en convention zéro hydrographique (IGN69)
10 ans	83 cm $\pm$ 9 cm	13,55 m (7,27 m)
100 ans	122 cm $\pm$ 24 cm	13,77 m (7,49 m)

Tableau 2 : Périodes de retour des surcotes de pleine mer et de la hauteur d'après l'étude sur les hauteurs d'eau extrêmes le long des côtes françaises réalisée par le Shom et le Cerema (Shom/Cerema 2012).

1.4.3 États de mer dans la baie de Saint-Malo

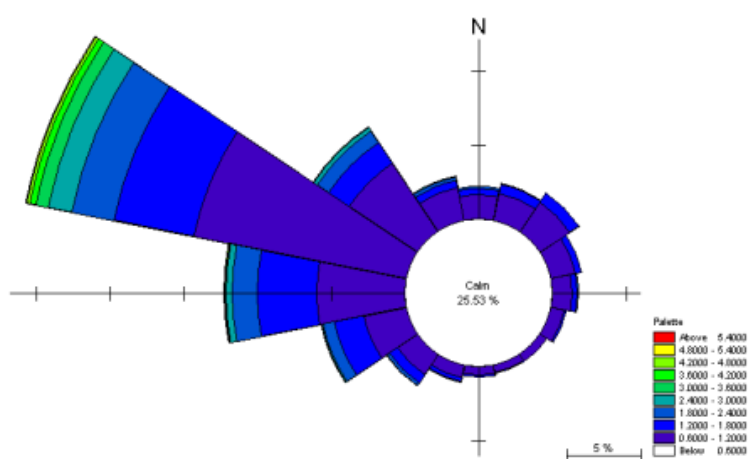


Figure 12 : Rose de la hauteur significative des vagues modélisées au large de Saint-Malo (extrait du PPRSM de Saint-Malo, Lecornec et al 2016)

La baie de Saint-Malo est exposée aux houles provenant du secteur ouest-nord-ouest (Figure 12). La géographie du golfe normand breton limitant la génération et la propagation des houles dans d'autres directions. La transformation des états de mer dans la baie de Saint-Malo est encore mal connue (Ducatez et al. 2018), notamment à cause des nombreux obstacles (îles, hauts fonds, épis) qui impactent la propagation du champ de vagues.

Les premières observations des états de mer dans la baie ont été obtenues durant la campagne océanographique du PAPI Saint-Malo réalisée par le Shom (Jalon 1 et 3). Ces observations permettent de quantifier les processus de vagues pouvant impacter les submersions marines au pied des ouvrages de protection (Seyfried et al. 2021a). La figure 13 montre l'évolution des paramètres d'états de mer au pied des ouvrages de protection mesurée pendant la campagne océanographique PAPI Saint-Malo. La hauteur significative (H_s) des vagues peut être supérieure à 1,5 m. Pendant les tempêtes, on peut observer des ondes infragravitaires de H_s de l'ordre de 50 cm et des surcotes des vagues de l'ordre de 30 cm.

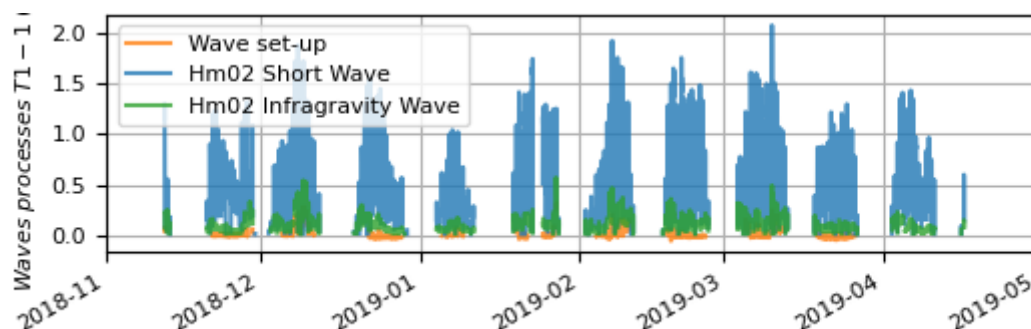


Figure 13 : Evolution temporelle de la H_s des vagues (bleu), de la H_s des ondes infragravitaires (vert) et de la surcote des vagues mesurées au pied des ouvrages de protection (orange) (adaptée de Seyfried et al. 2021a).

Les observations de surcote des vagues montrent une augmentation de la surcote des vagues avec la H_s des vagues au large (Figure 14), conformément à la théorie. La hauteur d'eau joue également un rôle majeur dans l'évolution de ce processus de vague. Les surcotes des vagues les plus importantes sont observées à marée montante et descendante. À pleine mer (hauteur d'eau > 12 m), les surcotes des vagues observées sont de 10 cm pour des vagues au large de 4 m, et la H_s des vagues et des ondes infragravitaires est maximum. Cela montre que le champ de vagues n'est pas totalement dissipé au pied des ouvrages de protection à pleine mer pour des hauteurs d'eau supérieur à 12 m. Les vagues peuvent alors causer des dommages aux ouvrages et des débordements par paquet de mer.

1.4.4 Les inondations par submersions marines dans la baie de Saint-Malo

Entre 1979 et 2019, on peut recenser huit inondations par submersion marine (Tableau 3), dans différentes sources d'informations. Ces inondations se produisent principalement par débordement de paquet de mer (Figure 15). Les zones inondées par submersion marine (Figure 16) se limitent aux zones se trouvant derrière les ouvrages de protection.

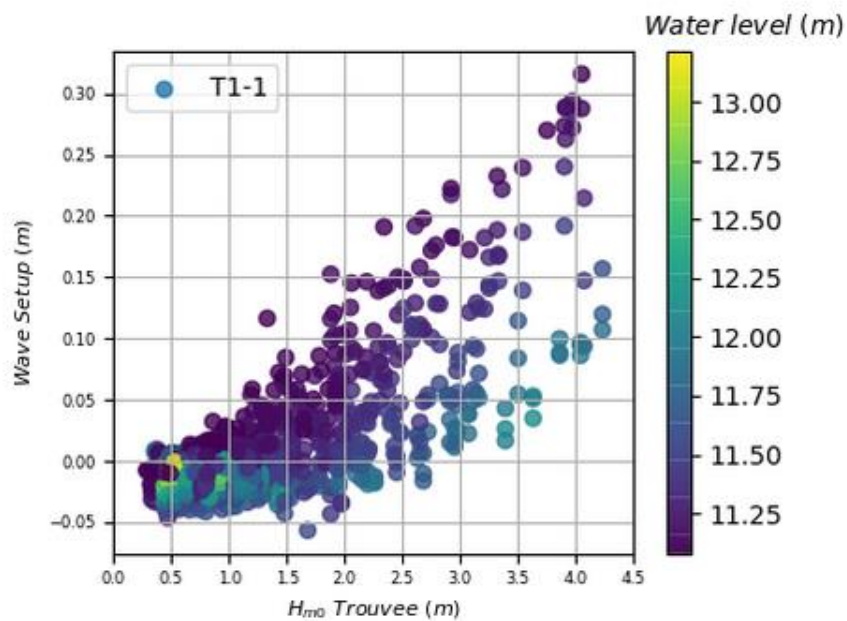


Figure 14 : Surcotes des vagues mesurées au pied des ouvrages de protection en fonction de la Hs des vagues au large et de la hauteur d'eau dans la baie (extrait de Seyfried et al., 2021a).

Date de l'événement	Nom	Sources
29/03/1979	La « <i>big one</i> »	PPRSM
27/02/1990	Vivian	PPRSM, CATNAT
20/02/1996	Grande marée 1996	PPRSM, CATNAT
10/03/2008	Johanna	PPRSM, CATNAT
31/03/2010	Grande marée 2010	Presse
02/02/2014	Grande marée 2014	CATNAT
09/03/2016	Doris	Presse
03/01/2018	Eleanor	CATNAT

Tableau 3 : Liste des événements d'inondations par submersion marine observées à Saint-Malo entre 1979 et 2019.



Figure 15 : Photo d'événement de submersion marine par débordement de paquet de mer dans la baie de Saint-Malo.



Figure 16 : Carte des zones inondées par submersions marines entre 1960 et 2008 (extrait de Cariolet 2011)

2. MODELISATION DES SURCOTES ATMOSPHERIQUES ET DES ETATS DE MER

2.1 MODELES DE SURCOTES ET D'ETATS DE MER

2.1.1 Modèle de marées astronomique et surcotes atmosphériques : HYCOM

La modélisation des marées et surcotes atmosphériques s'appuie sur le modèle hydrodynamique HYCOM, modèle aux différences finies avec une discrétisation sur une grille C d'Arakawa (Baraille Filatoff 1995), utilisé en mode barotrope. Le noyau du modèle HyCOM utilisé dans ce projet a fait l'objet de nombreux développements dans le cadre du projet HOMONIM (Jourdan et al. 2020). Ils ont permis une optimisation des performances calcul et un gain en rapidité du modèle numérique.

2.1.2 Modèle d'état de mer : WW3

La modélisation des états de mer s'appuie sur le modèle spectral WAVEWATCH III® (WW3 par la suite), (Tolman and the WAVEWATCH III® Development Group, 2016). Ce modèle est dit à phase moyenne. Il est développé et maintenu par un consortium regroupant la NOAA, le NCEP et le NWS. Ces dernières années, le modèle a profité de développements majeurs, notamment par les équipes françaises du Shom et du LOPS, qui en font un modèle de choix pour l'étude des états de mer à différentes échelles. La version utilisée pour cette étude est la version 5.16 (Tolman et al., 2016), avec correction de quelques bugs et adaptation au couplage avec le modèle hydrodynamique HYCOM.

2.2 CONFIGURATIONS REGIONALES A HAUTE RESOLUTION (HR)

2.2.1 Grilles de calcul des modèles HR

L'emprise spatiale et la bathymétrie de la configuration régionale à Haute Résolution (HR), des modèles HYCOM et WW3, sont présentées sur la figure 17.

Les bathymétries utilisées dans les configurations régionales sont issues des Modèles Numériques de Terrains (MNT), à 100 m de résolution, établies dans le cadre du projet HOMONIM (Biscara et al., 2014; Biscara, 2016).

Le modèle de marée et surcotes atmosphérique utilise un maillage curvilinéaire. Ce maillage à l'avantage de pouvoir obtenir une résolution plus importante dans certaines zones proches du pôle de la grille. La résolution varie de plusieurs kilomètres au large à quelques centaines de mètres à la côte. Dans la baie de Saint-Malo la résolution est d'environ 600 m.

Le modèle d'états de mer WW3 utilise un maillage non structuré créé dans le cadre du projet HOMONIM (Michaud et al., 2015). Les maillages non-structurés ont de nombreux avantages pour la modélisation côtière. Ils permettent un raffinement de la grille dans les zones d'intérêt. Ainsi, le maillage est plus raffiné pour mieux décrire les bathymétries complexes, alors que le maillage sera plus grossier dans les zones avec une bathymétrie plus lisse, pour économiser du temps de calcul. La résolution varie de 10 km au large à environ 200 à 400 m à la côte. Dans la baie de Saint-Malo la résolution est d'environ 250 m.

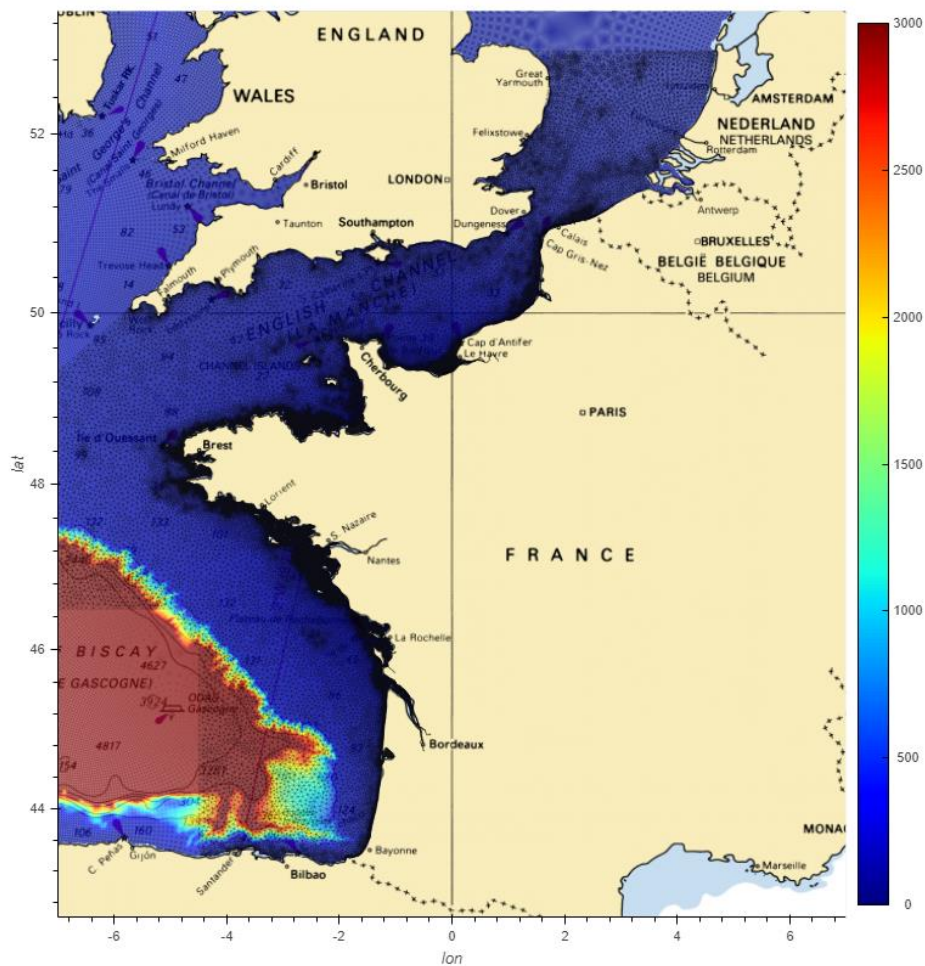


Figure 17 : Carte marine de la façade atlantique française (Shom) avec la superposition de la bathymétrie du modèle régional HYCOM (en couleur) et de la grille non structurée du modèle régional WW3 (triangles noirs).

2.2.2 Les paramétrisations physique des modèles HR

2.2.2.1 Paramétrisation physique de HYCOM HR

Les paramétrisations de la configuration régionale du modèle HYCOM sont similaires à la configuration utilisée pour la version opérationnelle de la Vigilance Vagues Submersion opérée depuis 2017.

Le coefficient de frottement sur le fond est obtenu par optimisation stochastique (Boutet 2015), afin d'obtenir une modélisation réaliste de la propagation de la marée.

Des études paramétriques sur la tension du vent ont permis d'adapter la paramétrisation utilisée aux caractéristiques d'événements dépressionnaires qui se produisent dans l'atlantique nord-est. Une formulation basée sur un coefficient de Charnock constant fixé à 0,025 (Charnock 1955) a été retenue.

2.2.2.2 Paramétrisation physique de WW3 HR

Les paramétrisations physiques du modèle d'états de mer sont celles du test 471 (Ardhuin et al, 2010, Leckler et al., 2013).

Le spectre des vagues est discrétisé sur 24 directions avec une résolution de 15° et sur 32 fréquences, entre $f_{\min} = 0.0373 \text{ Hz}$ ($T_{\max} \approx 26.8 \text{ s}$) et $f_{\max} = 0.7159 \text{ Hz}$ ($T_{\min} \approx 1.4 \text{ s}$).

La réflexion côtière est paramétrée en introduisant un coefficient de réflexion variable défini à partir de la pente de la côte et dépendant de la géomorphologie du trait de côte et des caractéristiques des vagues (Ardhuin et Rolland, 2012).

La paramétrisation du déferlement bathymétrique est celle proposée par Battjes et Janssen (1978). Cette paramétrisation applique une loi de Rayleigh pour obtenir en tout point du modèle la répartition des hauteurs de vagues individuelles. Les vagues dont la hauteur dépasse le seuil $H_{\max}$ définie par le critère de Miche (1944) déferlent (critère choisi $\gamma=0.73$). Un taux de dissipation est ensuite appliqué aux vagues déferlantes pour obtenir l'énergie dissipée par déferlement bathymétrique.

Une carte de la granulométrie médiane a été établie à partir de la base de données SHOM (Garlan 1995, 2009, 2012). Comme suggéré par Roland et Ardhuin (2014), la paramétrisation de la friction de fond créée à partir de l'expérience "SHOWEX" (Ardhuin et al., 2003) a été prescrite au lieu de la paramétrisation empirique linéaire classique Jonswap (Hasselmann et al. 1973), et une longueur de rugosité Nikuradse constante de 12 cm est appliquée pour les roches.

2.2.3 Les conditions aux limites des modèles HR

La figure 18 illustre de façon schématique le fonction du système de modélisation régionale à haute résolution :

- Les modèles sont forcés en surface par des variables atmosphérique (pression et vent de surface) issues de différents forçages atmosphériques décrits dans la partie 3.2.2.
- Le modèle régional de marée et surcotes atmosphériques est forcé en élévation par l'atlas de marée NEA 2011.
- Le modèle régional d'états de mer est forcé par les spectres de vagues issus d'un modèle WAVEWATCH III ® global avec une résolution de 0.5° .
- Le modèle régional d'états de mer est forcé par la variation de la hauteur d'eau (SSH) et les courants (U,V) fournis par le modèle de marée et surcotes atmosphériques (couplage offline).

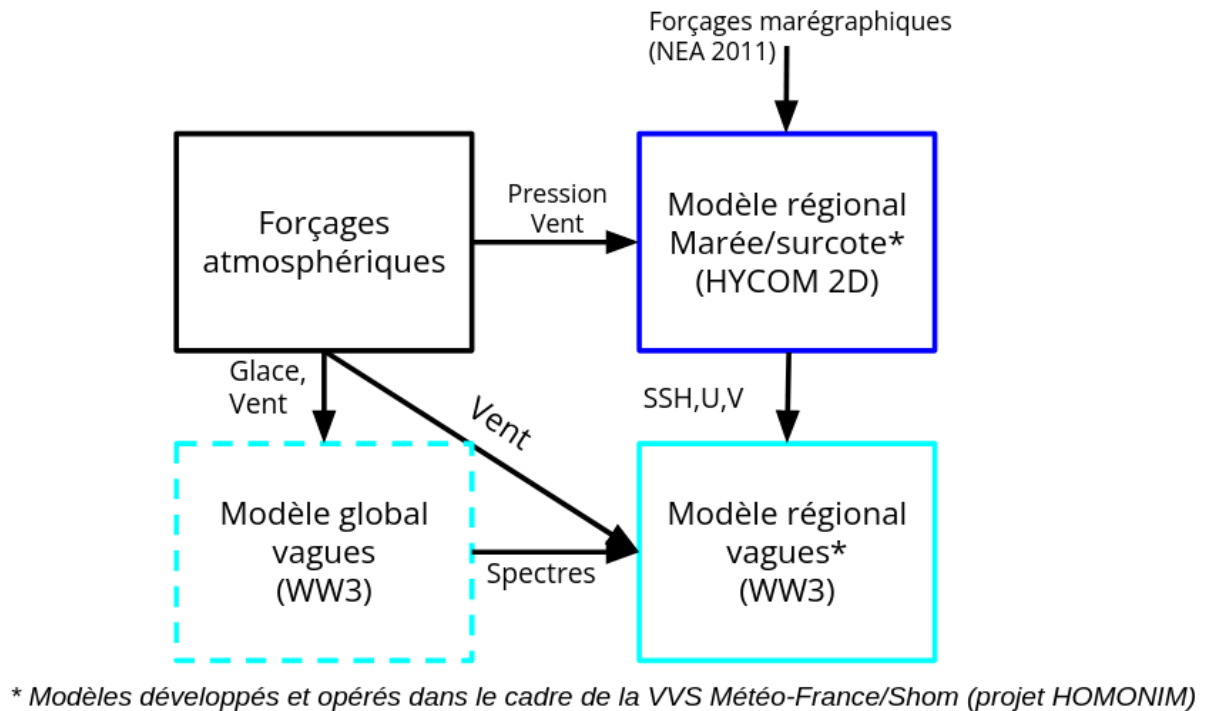


Figure 18 : Représentation schématique du fonctionnement du système de modélisation régionale à Haute Résolution (HR).

2.3 CONFIGURATION COUPLEE A TRES HAUTE RESOLUTION (THR)

2.3.1 Grilles de calculs des modèles THR

L'emprise spatiale et la bathymétrie de la configuration locale à Très Haute Résolution (THR), des modèles HYCOM et WW3, sont présentées sur la figure 19.

Les bathymétries utilisées dans les configurations THR sont issues des MNT, à 20 m et 5 m de résolution, établies dans le cadre du projet PAPI Saint-Malo décrit dans Biscara 2020a, Biscara et al., 2020b et Seyfried et al. 2021a, et disponibles en libre accès sur la base de donnée du Shom à travers les doi suivants :

- https://doi.org/10.17183/MNT_COTIER_GNB_PAPI_SM_20m_WGS84
- https://doi.org/10.17183/MNT_COTIER_PORT_SM_PAPI_SM_5m_WGS84

Le modèle de marée et surcote atmosphérique utilise un maillage curvilinéaire. La résolution à la côte est de 30 m.

Le modèle d'états de mer WW3 utilise un maillage non structuré dont la résolution à la côte est de 30 m.

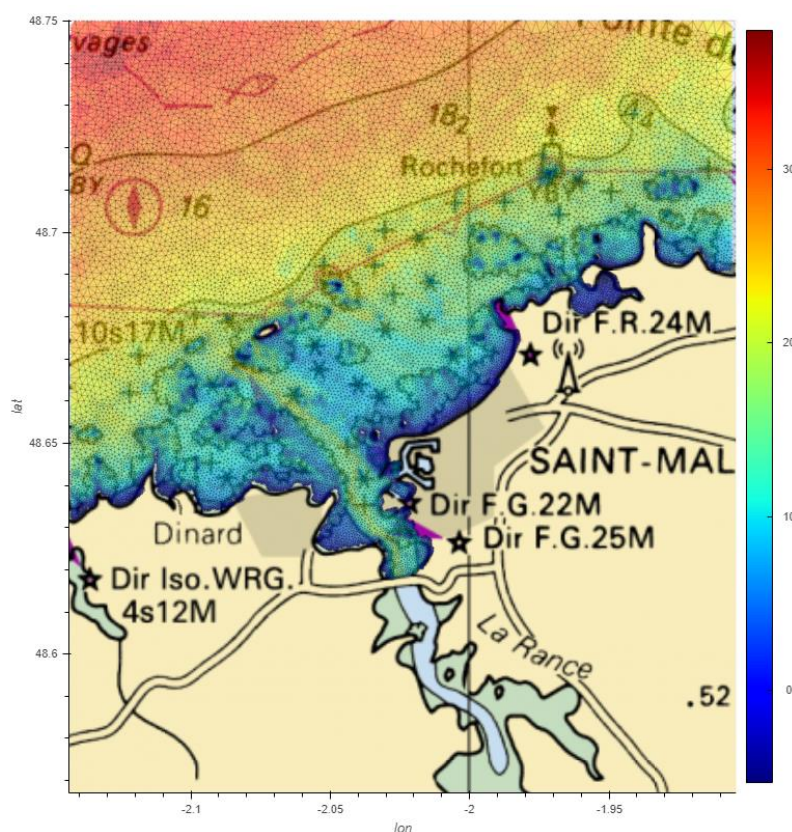


Figure 19 : Carte marine de la baie de Saint-Malo (Shom) avec la superposition de la bathymétrie par rapport au niveau moyen du modèle THR HYCOM (en couleur) et de la grille non structurée du modèle THR WW3 (triangles noirs).

2.3.2 Les paramétrisations physique des modèles THR

Les paramétrisations physiques des modèles THR HYCOM et WW3 sont similaires aux configurations régionales avec les exceptions suivantes :

- L'optimisation stochastique du coefficient de frottement sur le fond n'est pas effectuée sur la configuration HYCOM THR. Le coefficient est fixé, après une étude paramétrique, tel que $r = 2,6 \cdot 10^{-3}$.
- Le critère de déferlement bathymétrique des vagues est fixé, après une étude paramétrique, tel que $\gamma=0,5$.

2.3.3 Les conditions aux limites et couplages des modèles THR

La figure 20 illustre de façon schématique le fonctionnement du système de modélisation locale à très haute résolution :

- Les modèles sont forcés en surface par des variables atmosphérique (pression et vent de surface) issues de différents forçages atmosphériques décrits dans la partie 3.2.2.
- Le modèle THR de vagues est forcé par les spectres du modèle régional (forçage offline).

- Le modèle THR de marée et surcote atmosphérique est forcé par un modèle intermédiaire, lui-même forcé par le modèle régional. La descente d'échelle est effectuée à l'aide du coupleur de code OASIS3-MCT (forçage online) (Valcke et al., 2015).
- Les modèles de marées, surcotes atmosphériques et de vagues sont couplés par le coupleur de code OASIS3-MCT (couplage online). Le modèle intermédiaire de marée et surcote atmosphérique fournit les variations de hauteur d'eau et les courants au modèle de vagues. Le modèle THR de vague fournit les variables d'état de mer au modèle THR de marée et surcote atmosphérique. Le couplage permet d'obtenir l'effet des vagues dans le modèle THR de marée et surcotes atmosphériques, en particulier la surcote des vagues (wave set-up).

Le fonctionnement complet du système de modélisation THR et en particulier le couplage des modèles est similaire au système THR Charentes décrit dans le rapport de livraison du projet Homonim (Michaud et Pasquet, 2021).

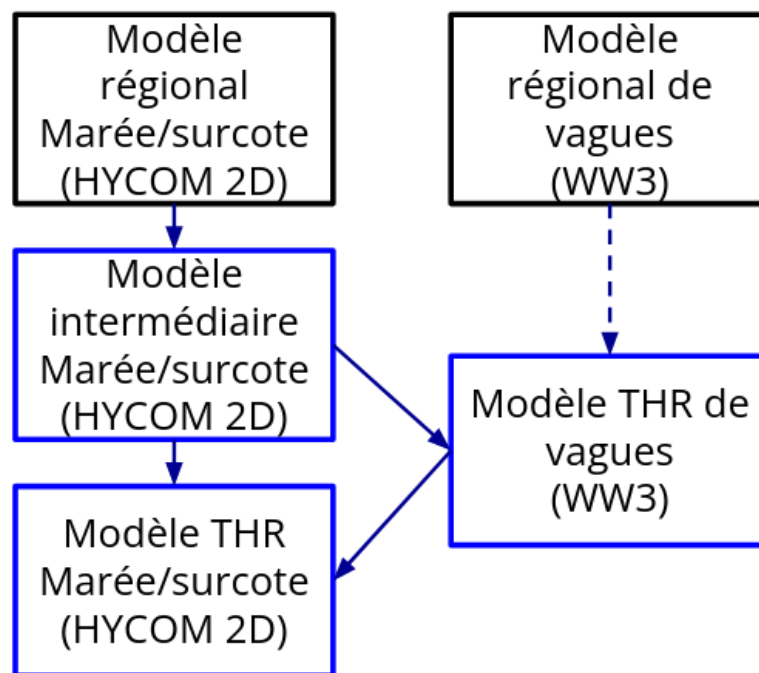


Figure 20 : Représentation schématique du fonctionnement du système de modélisation locale à Très Haute Résolution (THR).

3. BASES DE DONNEES

3.1 BASES DE DONNEES D'OBSERVATIONS OCEANOGRAPHIQUES

3.1.1 Base de donnée d'observations marégraphiques

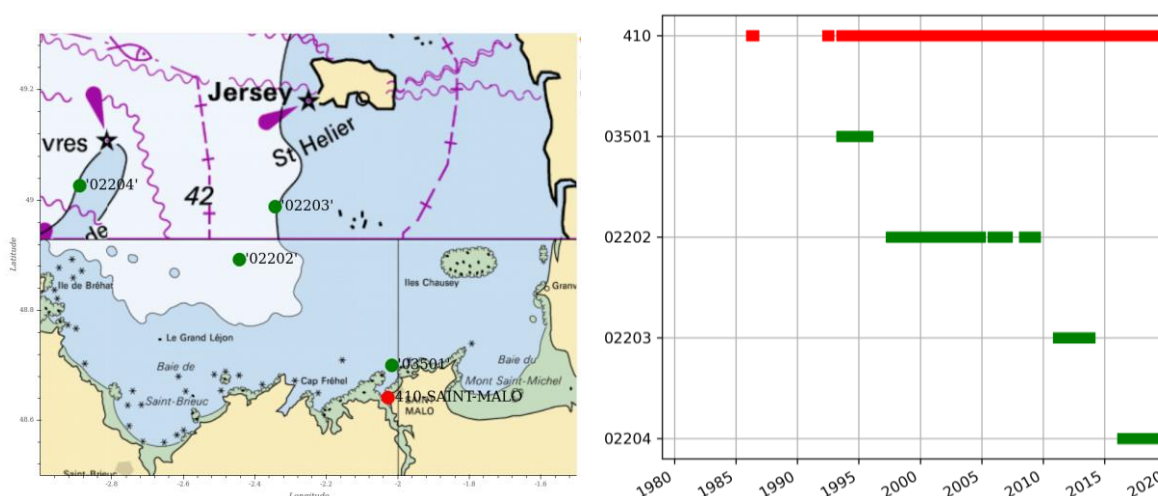


Figure 21 : Assemblage des cartes marine du golfe Normand-Breton avec la position du marégraphe de Saint-Malo (point rouge) et des bouées houlographiques du réseau CANDHIS (points verts) utilisées dans cette étude (à gauche). Couverture temporelle du marégraphe de Saint-Malo (en rouge) et les bouées houlographiques du réseau CANDHIS (en vert) entre 1979 et 2020 (à droite).

Le réseau d'observations REFMAR fournit une mesure de la hauteur d'eau au port de Saint-Malo (Figure 21). Ces mesures de hauteurs d'eau sont effectuées par un marégraphe numérique depuis 1995. Ces observations couvrent une période de plus de 25 ans (Figure 21). A partir de cette longue série d'observation, une analyse harmonique de la marée au port de Saint-Malo est effectuée par le logiciel MAS du Shom. Cette analyse harmonique permet d'effectuer une prédiction du signal de marée astronomique au marégraphe de Saint-Malo et de déduire les surcotes des observations. Le tableau 4 fournit les statistiques descriptives des différents paramètres mesurés ou calculés au marégraphe de Saint-Malo. La hauteur d'eau maximum mesurée est de 13,48 m pendant une grande marée de coefficient 115 avec une surcote de pleine mer de 46 cm due au passage de la tempête Christine. Les surcotes instantanées et de pleine mer les plus importantes, respectivement de 1,34 m et 1,05 m sont obtenues pour les tempêtes Johanna et Oratia.

REFMAR	Marégraphes de Saint-Malo					
	Count	Mean (m)	RMS (m)	Q99 (m)	Max (m)	Max date
Hauteur d'eau	216557	6,78 m	7,37 m	12,33 m	13,48 m	2014-03-02
Prédiction de marée	2155969	6,78 m	7,37 m	12,33 m	13,56 m	1997-09-18
Prédiction de marée de pleine mer	28928	10,78 m	10,84 m	13,12 m	13,56 m	1997-09-18
Surcotes instantanées	216557	0 m	16 cm	45 cm	1,34 m	2008-03-10
Surcotes de pleine mer	17441	0 m	15 cm	36 cm	1,05 m	2000-10-30

Tableau 4 : Statistiques descriptives au marégraphe de Saint-Malo

3.1.2 Base de donnée d'observations des états de mer

Le réseau d'observation des états de mer CANDHIS (CEREMA 2018) fournit les caractéristiques des vagues à différents points de mesures dans le golfe normand breton (Figure 21). Les caractéristiques de vagues sont mesurées à l'aide de bouées houlographiques. La couverture temporelle de ces observations (Figure 21) représente près de 25 ans. Cependant on peut noter des interruptions dans les mesures de vagues, d'autant que les mesures sont effectuées en différents points. Il est donc difficile d'avoir une vision continue des états de mer depuis 25 ans au large de Saint-Malo. Le tableau 5 fournit les statistiques descriptives de la Hs des vagues mesurées par les différents houlographes. La hauteur maximum, de 7,36 m, est observée à la bouée 02204 pendant la tempête Eleanor.

CANDHIS				Hs des vagues			
	Depth (m)	Count (h)	Mean (m)	RMS (m)	Q99 (m)	Max (m)	Max date
02204	50	18305	1,54	1,80	4,72	7,36	2018-01-03
02203	35	12164	1,01	1,14	2,65	4.03	2012-04-18
02202	38	10916	1,19	1,39	3,48	5,98	2002-10-27
03501	-	3185	0,95	1,11	3,23	3,84	1994-04-09

Tableau 5 : Statistiques descriptives aux bouées houlographiques proches de Saint-Malo

3.1.3 Base de données de la campagne PAPI Saint-Malo

Dans le cadre du PAPI Saint-Malo, une campagne océanographique d'envergure a été réalisée durant l'hiver 2018-2019 dans la baie de Saint-Malo. Cette campagne est décrite dans les rapports des jalons 1 et 3, ainsi que dans l'article scientifique Seyfried et al. (2021a). Les données sont librement accessibles à travers la base de données ODATIS à travers le doi: https://doi.org/10.17183/CAMPAGNE_OCEANO_STMAL. Dans cette partie, une description synthétique des données disponibles est fournie. La figure 22 montre les MNT, du golfe Normand-Breton et de la baie de Saint-Malo (Biscara et al. 2020a), produit à l'aide des données de campagne bathymétrique (Biscara et al. 2019), ainsi que la position des mouillages déployés pour acquérir des données de hauteur d'eau, courants et vagues dans la baie de Saint-Malo pendant l'hiver 2018-2019. La figure 23 décrit la couverture temporelle de ces données.

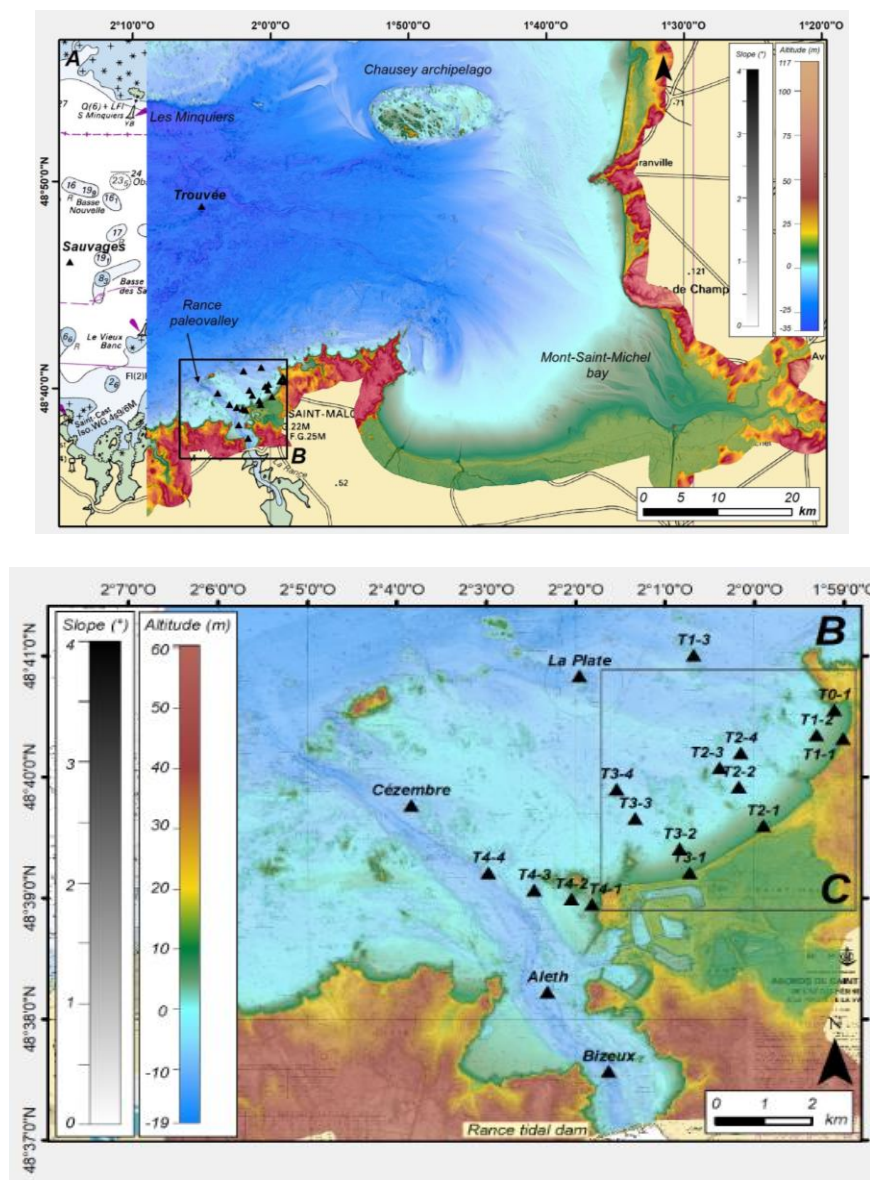


Figure 22 : Cartes marines de la baie de Saint-Malo avec la position des mouillages déployés pendant la campagne océanographique PAPI Saint-Malo (extrait de Seyfried et al. 2021a).

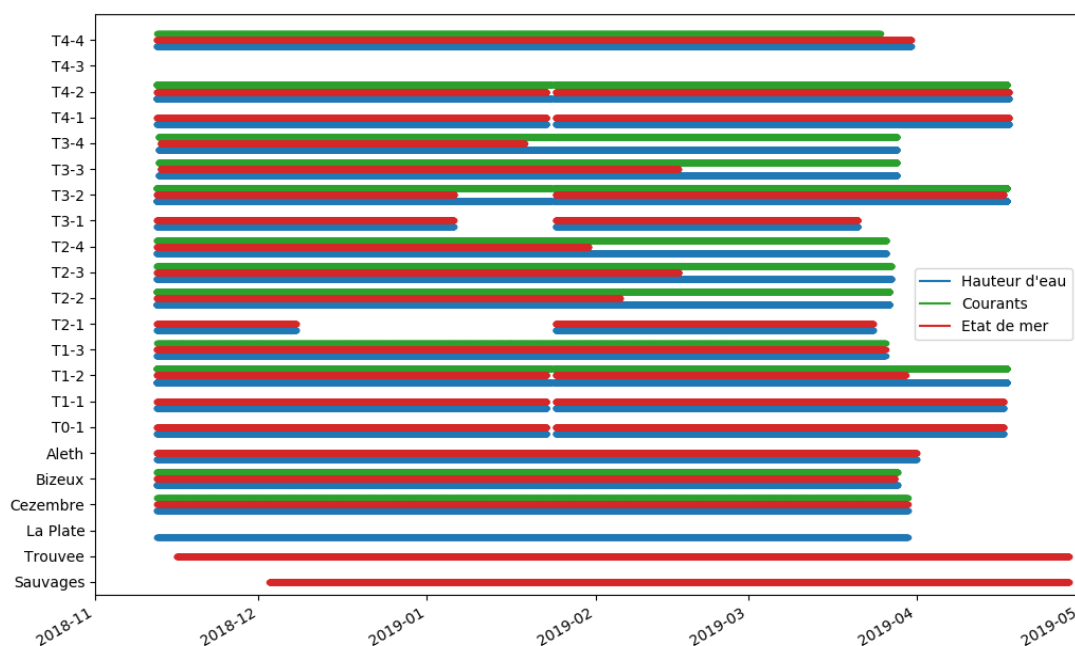


Figure 23 : Couverture temporelle des données océanographiques disponibles pour chaque mouillage de la campagne océanographique PAPI Saint-Malo.

3.2 BASE DE DONNEES METEOROLOGIQUES

3.2.1 Base de données de tempêtes atmosphériques

Entre 1979 et 2019, 187 événements de tempêtes atmosphériques pouvant impacter Saint-Malo ont été identifiés dans la réanalyse atmosphérique ERA5 (Figure 24). Ces tempêtes ont été classées en cinq classes de tempêtes qui reflètent les caractéristiques météorologiques des tempêtes (Tableau 6). Le base de données de tempêtes atmosphériques et les méthodes utilisées pour créer cette base de données est décrite dans le rapport du jalon 2.

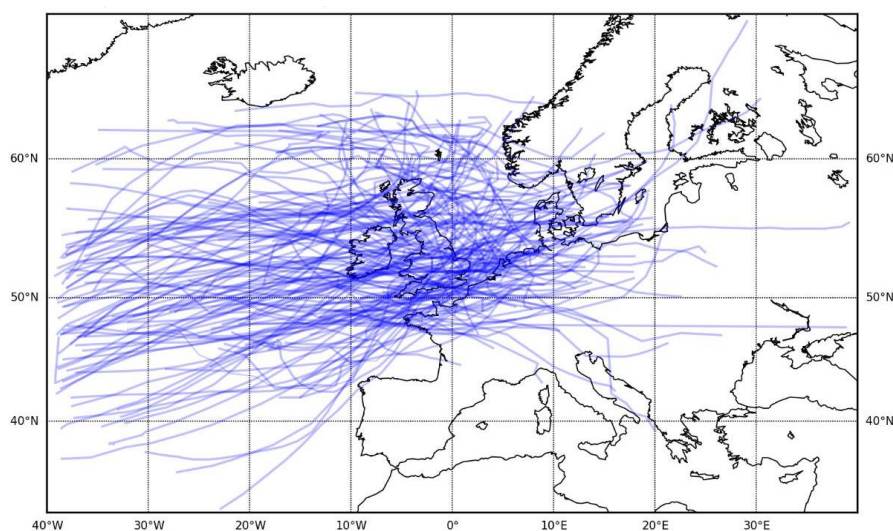


Figure 24 : Trajectoires de l'ensemble des tempêtes recensées ayant impactées Saint-Malo entre 1979 et 2019 (extrait du rapport du Jalon 2 du PAPI Saint-Malo)

Classes	Nombre d'événement	Durée	Minimum de pression	Orientation
1	47	Très longue	Très creuse	O vers N-E/E
2	41	Très courte	Creuse	O vers N-E
3	29	Assez courte	Pas creuse	N-O vers S-E
4	32	Courte	Pas creuse	O vers E
5	33	Très longue	Creuse	S-O vers N-E

Tableau 6 : Classification des tempêtes atmosphériques

1.1.2 Base de donnée de forçages atmosphériques

3.2.2.1 Réanalyse atmosphérique ERA5

La réanalyse atmosphérique ERA5 (Hersbach et al., 2020) produites par le Centre Européen pour les Prévisions Météorologiques à Moyen Terme (CEPMET ; en anglais ECMWF) permet d'avoir des forçages atmosphériques pour les modèles cohérents dans le temps entre 1979 et 2019.

3.2.2.2 Prévisions et analyses atmosphérique du modèle ARPEGE

Des forçages atmosphériques optimaux ont été construits pour dix tempêtes de référence et pour la période de campagne océanographique. Ces forçages sont obtenus par assemblage des analyses et des prévisions de différents réseaux du modèle ARPEGE (Figure 25). Une description de du modèle ARPEGE, de l'assemblage et la validation des forçages atmosphériques est fourni dans le rapport du Jalon 2.

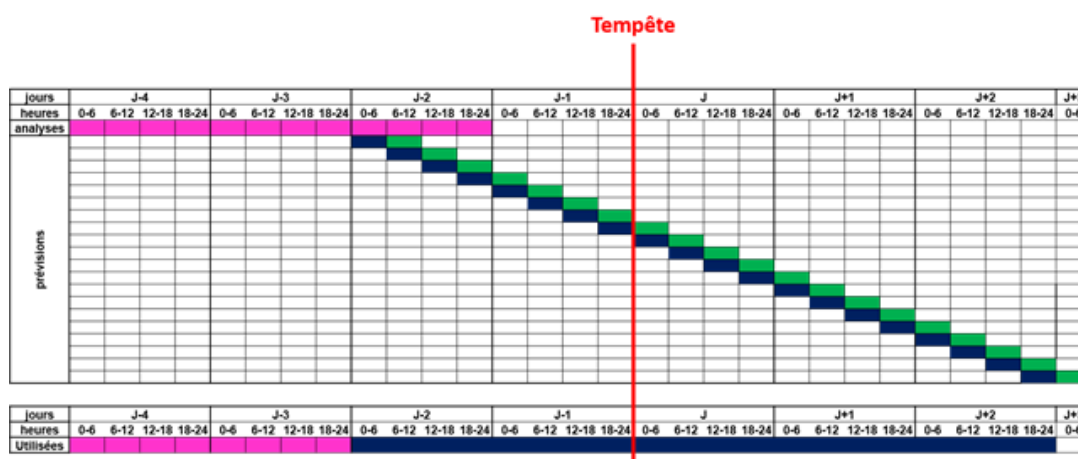


Figure 25 : Schéma de description de l'assemblage des forçages atmosphériques ARPEGE pour les tempêtes de références.

3.3 BASE DE DONNEE DE MODELISATION DES SURCOTES ET ETATS DE MER

Les configurations décrites dans la partie 2 nous ont permis de réaliser un ensemble de simulations sur des échelles de temps allant de plusieurs dizaines d'années à un événement de quelques jours. Pour chacune de ces simulations, le tableau 7 indique les forçages atmosphériques utilisés, les périodes simulées, les temps de calculs et les quantités de données produites. Les paragraphes suivants décrivent les simulations mises en œuvre.

	Configurations	Forçages atmosphériques	Périodes simulées	Temps de calcul réel (et cpu)	Stockage des sorties
Rejeu climatologique	HR	ERA5	1979-2019	1000 heures (500000h cpu)	15 To
Rejeu de la période de campagne	HR	Analyse ARPEGE	1er Octobre 2018 - 15 Avril 2019	8 heures (3500h cpu)	250 Go
	THR			60 heures (75000h cpu)	1 To
Rejeux d'événements	HR	Prévision ARPEGE	7 jours par événement	15 minutes par événement (100 h cpu)	10 Go par événement
	THR			3 heures par événement (3750h cpu)	40 Go par événement

Tableau 7 : Description synthétique des simulations mises en œuvre dans le cadre du PAPI Saint-Malo

3.3.1 Rejeu climatologique

La configuration régionale HR décrite dans la partie 2.2 est utilisée dans un premier temps pour effectuer un rejeu de marée, surcote atmosphérique et états de mer sur une longue période de temps (40 ans). Ce rejeu va nous permettre d'analyser de façon statistique le risque de submersion marine à Saint-Malo. Il représente en quantité de données très importante de l'ordre de 15 To et un coût de calcul non négligeable de plus de 500000 heures CPU.

3.3.2 Rejeu de la campagne océanographique

La période de la campagne océanographique du PAPI Saint-Malo est rejouée à l'aide des configurations HR et THR. Ces rejeux vont nous permettre de valider les capacités des modèles HR et THR à représenter les marées, surcotes atmosphériques et états de mer dans la baie de

Saint-Malo. Le jeu d'une période de plusieurs mois avec le système de modélisation THR représente un coût de calcul non négligeable de 75000 heures CPU.

3.3.3 Rejeux d'événements de références

Dix tempêtes de référence, sélectionnées selon différents critères et représentant les différentes classes de tempêtes atmosphériques (Tableau 8), sont rejouées avec les configurations HR et THR. Ces rejeux vont permettre d'étudier les capacités des modèles à représenter des tempêtes et l'apport du modèle THR par rapport au modèle HR. Le temps de calcul effectif de ces rejeux est de l'ordre de 15 minutes pour le système HR et 2 heures pour le système THR par événement (7 jours simulés).

Dates	Noms	Critères	Classes
24/12/2013	Dirk	Météorologique	1
05/02/2014	Petra	Impacts à terre le 02/02/2014	2
14/02/2014	Ulla	Océanographique	5
09/03/2016	Doris	Impacts à terre	3
20/11/2016	Nanette	Océanographique	2
14/12/2017	Egon	Météorologique	4
27/12/2017	Bruno	Océanographique	1
31/12/2017	Carmen	Océanographique	4
03/01/2018	Eleanor	Impacts à terre	1
27/01/2019	2019_1	Campagne	1

Tableau 8 : Liste des dix tempêtes de références

3.3.4 Rejeux d'événements fictifs

La figure 26 montre les projections de la hausse du niveau des océans à l'échelle globale pour trois scénarios d'émissions de gaz à effets de serre :

- faibles (RCP2.6) entre 0.29-0.59 m
- moyennes (RCP4.5) entre 0.39-0.72 m
- fortes (RCP8.5) entre 0.61-1.10 m

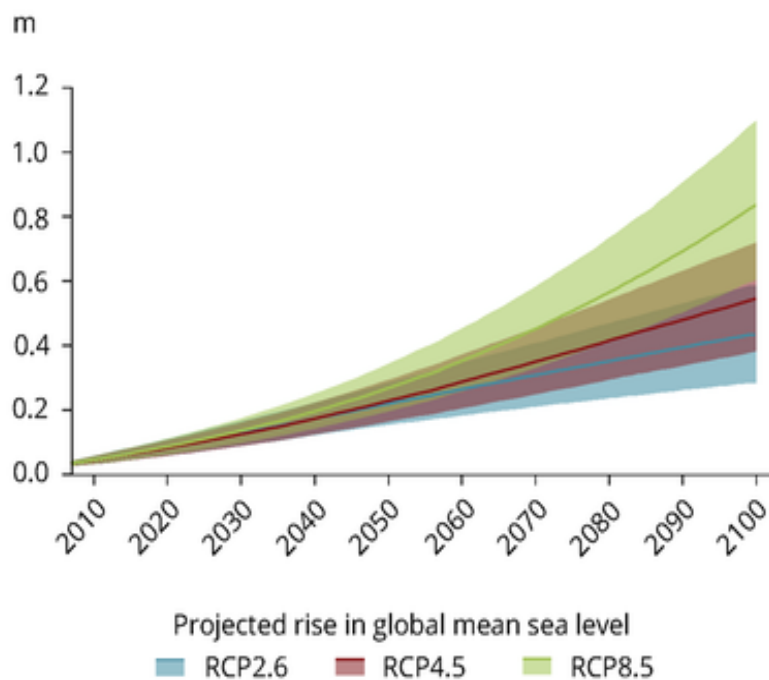


Figure 26 : Projection climatique de la hausse du niveau des océans à l'échelle globale suivant différents scénarios de changements climatiques (extrait du rapport : IPCC SROCC, 2019)

D'après le dernier rapport du GIEC, les scénarios les plus probables sont les scénarios d'émissions moyennes et fortes. Pour étudier l'impact de la hausse du niveau de la mer sur la modélisation des surcotes et états de mer dans la baie de Saint-Malo, une simulation de l'événement de référence Eleanor est réalisée en changeant le niveau moyen de l'océan. Une augmentation du niveau moyen de 1,10 m a été utilisée, correspondant au pire scénario RCP8.5 à l'horizon 2100.

4. METHODES

4.1 VARIABLES PHYSIQUES

4.1.1 Marées

Le signal de marée représente les variations de hauteur d'eau induites par les astres seulement. Dans cette étude, nous allons utiliser deux types de signaux de marées :

- Les prédictions de marées, obtenues à partir d'une analyse harmonique de l'observation de la hauteur d'eau (observations marégraphiques).
- Les simulations de marées, obtenues à l'aide du modèle de marée et surcotes atmosphériques HYCOM auxquelles on n'applique aucun forçage atmosphérique.

Dans la suite de l'étude, on utilisera souvent la marée astronomique dite à pleine mer. La marée de pleine mer correspond à la marée maximale atteinte au cours d'un cycle de marée.

4.1.2 Surcotes

Le signal de surcote peut être déduit de la différence entre le signal de marée et le signal de hauteur d'eau. Il existe deux méthodes pour caractériser la surcote (Figure 27) :

- La surcote instantanée : la différence entre la hauteur d'eau mesurée/simulée et la hauteur de marée prédite/simulée.
- La surcote de pleine mer : la différence entre la hauteur d'eau mesurée/simulée maximum et la hauteur de marée prédite/simulée maximum dans une fenêtre temporelle autour de la pleine mer (typiquement une fenêtre de 3h avant et après la pleine mer).

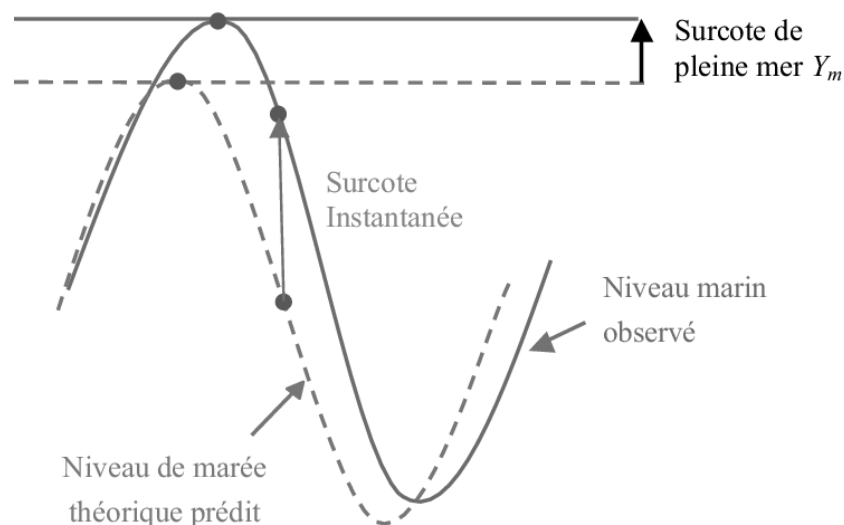


Figure 27 : Schéma de définition des surcotes instantanées et de pleine mer (extrait de Duluc et al. 2014)

Pour les observations, le signal de surcote représente la surcote atmosphérique et l'effet des interactions marées/surcotes, ainsi que dans une moindre mesure l'effet des seiches et autres

processus décrits dans la partie 1.2. Parfois le terme surcote atmosphérique peut être utilisé de manière abusive. Pour les simulations, le signal de surcote représente la surcote atmosphérique et l'effet des interactions marées/surcotes. Il est obtenu en faisant la différence entre la hauteur d'eau d'une simulation sans forçage atmosphérique (marée astronomique seule) et la hauteur d'eau d'une simulation avec forçages atmosphériques (marée et surcotes atmosphériques). Dans le cas de la configuration THR, le signal de surcote inclut l'effet des vagues et donc la surcote des vagues.

4.1.3 Variables intégrés des vagues

Dans cette étude, divers paramètres intégrés de vagues sont utilisés pour qualifier les états de mers. 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_{m02} calculée selon la formule suivante :

$$H_{m02} = 4\sqrt{E}$$

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

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

la période pic des vagues T_p calculée selon la formule suivante :

$$T_p = 1/f_p$$

avec f_p la fréquence du maximum du spectre de vagues

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

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

avec

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

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

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

4.2 STATISTIQUES DESCRIPTIVES

La validation statistique des modèles de marées, surcotes atmosphériques et états de mer par rapport aux observations in situ est réalisée à l'aide de différentes métriques statistiques.

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

$$MEAN(X) = \frac{1}{N} \sum_{1}^N X$$

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

$$RMS(X) = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{1}^N X^2}$$

Les biais, BIAS, entre les résultats du modèle Xmod et les observations Xobs, sont calculés selon la formule suivante :

$$BIAS = \frac{1}{N} \sum_{1}^N (X_{mod} - X_{obs})$$

Les erreurs absolues moyennes, MAE (Mean Absolute Error), sont calculées selon la formule suivante :

$$MAE = \frac{1}{N} \sum_{1}^N (|X_{mod} - X_{obs}|)$$

Les erreurs quadratiques moyennes, RMSE (Root Mean Square Error), sont calculées selon la formule suivante :

$$RMSE = \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{1}^N (X_{mod} - X_{obs})^2}$$

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

$$SI = \frac{1}{RMS(X_{obs})} \sqrt{\frac{1}{N} \sum_{1}^N (X_{mod} - X_{obs} - BIAS)^2}$$

Les coefficients de corrélations, R2, sont calculés selon la formule suivante :

$$R^2 = \left(\frac{\sigma_{XobsXmod}}{\sigma_{Xobs}\sigma_{Xmod}} \right)^2$$

avec $\sigma_{XobsXmod}$ et $\sigma_{Xobs}\sigma_{Xmod}$ qui sont respectivement des estimateurs de la covariance et des écarts-types.

4.3 STATISTIQUES DES VALEURS EXTREMES

Dans ce paragraphe, nous allons décrire les méthodes statistiques, utilisées dans cette étude, pour déterminer les périodes de retour des différentes variables physiques étudiées. Ces statistiques sont utilisées dans de nombreuses études de prévention des risques ou

d'aménagement du littoral. On peut notamment citer le rapport "Statistiques des niveaux marins extrêmes des côtes de France - Manche et Atlantique" Shom/CEREMA 2012, l'article de Mazas et Hamm (2017) et l'ouvrage "Evénements naturels extrêmes : théorie statistique et mitigation du risque" EDF R&D 2018, pour une description plus complète de ces techniques. La figure 28 illustre les différentes méthodes utilisées dans cette étude.

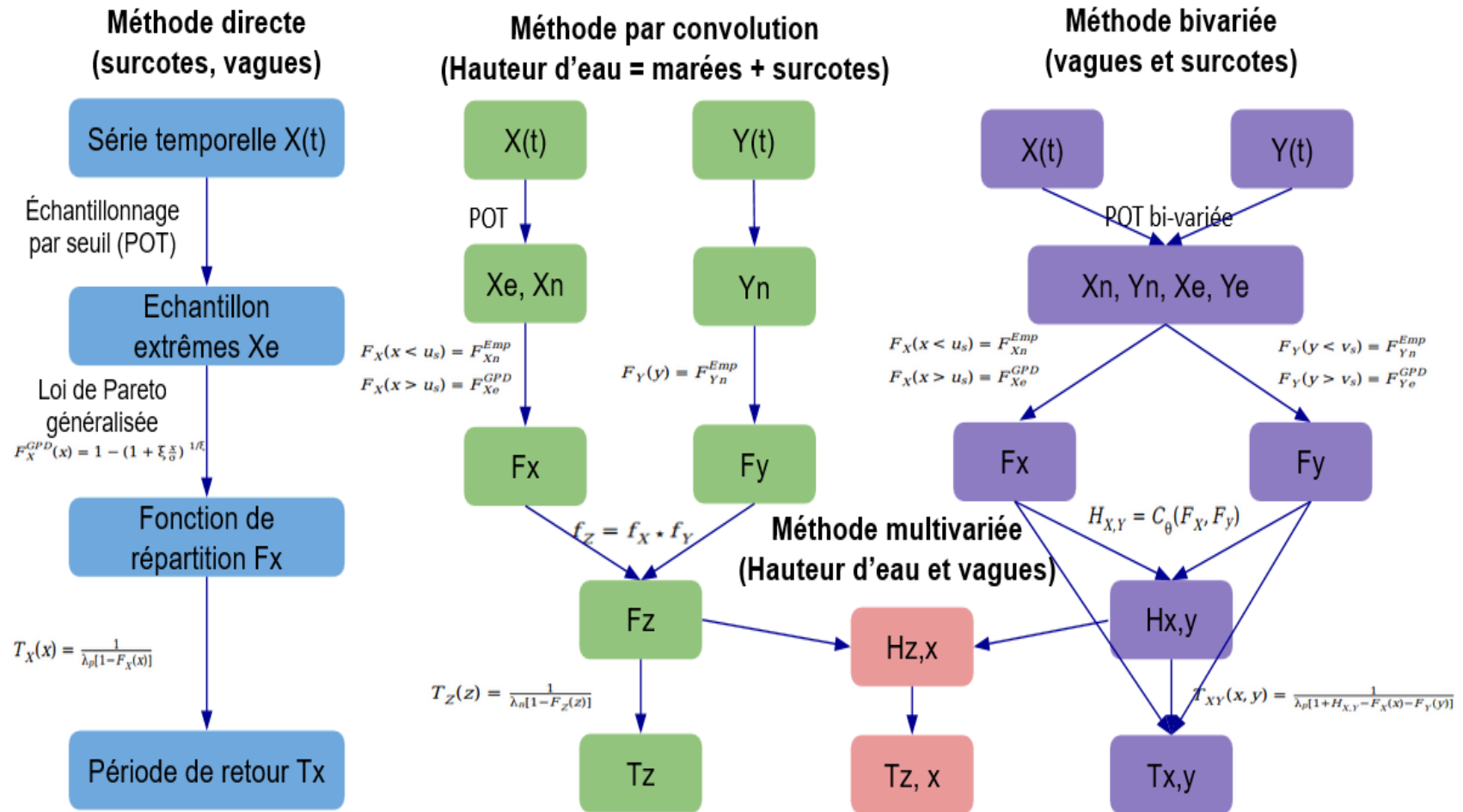


Figure 28 : Méthodes statistiques des valeurs extrêmes utilisées dans cette étude

4.3.1 Définition de la population statistique

Les statistiques des valeurs extrêmes s'appliquent à des séries temporelles suffisamment longues pour pouvoir contenir plusieurs événements extrêmes. La méthode de sélection des événements extrêmes consiste à extraire de cette série temporelle des pics indépendants en utilisant une méthode par seuil (méthode dite POT : Peaks Over Thresholds). Dans cette étude, les événements extrêmes sont définis comme les événements appartenant au dernier centile d'une série temporelle. Pour avoir uniquement des événements indépendants, la distance temporelle entre deux événements extrêmes doit être supérieure à 12 heures.

4.3.2 Fonctions de répartition

La fonction de répartition d'une variable aléatoire X est la fonction F_X qui, à tout réel x , associe la probabilité d'obtenir une valeur inférieure ou égale. Pour les valeurs de x inférieures au seuil de valeur extrême u_{pot} , cette fonction de répartition peut être obtenue de manière empirique telle que :

$$F_X(x < u_{pot}) = F_{Xn}^{Emp}$$

Pour les valeurs de x supérieures au seuil u_{pot} cette fonction est obtenue à partir d'une loi paramétrique telle que :

$$F_X(x > u_{pot}) = F_{Xe}^{Param}$$

4.3.3 Méthodes d'ajustements paramétriques

4.3.3.1 Méthode directe

La méthode directe est utilisée dans cette étude pour évaluer les périodes de retour des surcotes et de la Hs des vagues. La fonction de répartition des extrêmes est définie par une loi paramétrique de Pareto généralisée (GPD), telle que :

$$F_X^{GPD}(x > u_{pot}) = 1 - (1 + \xi \frac{x}{\sigma})^{1/\xi}$$

avec ξ le paramètre de forme et σ le paramètre d'échelle.

Les paramètres de la loi sont estimés par la méthode du maximum de vraisemblance (mle).

4.3.3.2 Méthode par convolution

La méthode par convolution est utilisée dans cette étude pour évaluer les périodes de retour de la hauteur d'eau statique (marée astronomique et surcote). Le signal de marée peut être considéré comme entièrement connu si la durée d'observation est égale ou supérieure à 18 ans (Saros). La fonction de répartition de la marée est donc obtenue de manière empirique. Pour les surcotes, la partie sous le seuil de valeur extrême est estimée de manière empirique et la partie au-dessus du seuil par méthode directe. La fonction de répartition de la hauteur d'eau est ensuite déduite de la convolution des fonctions de distribution des marées et des surcotes atmosphériques, telle que :

$$f_Z = f_X \star f_Y$$

La méthode par convolution considère les signaux de marée et surcote comme indépendants. Dans la plupart des cas, cette indépendance est réelle, les surcotes atmosphériques résultant de tempêtes atmosphériques qui sont indépendantes des marées astronomiques. Cependant comme vu précédemment des interactions physiques existent entre les marées et les surcotes atmosphériques. Ces interactions sont réduites quand on considère les surcotes de pleine mer. Une dépendance saisonnière peut également exister entre les deux signaux. Des corrections peuvent être appliquées pour prendre en compte ces dépendances.

4.3.3.3 Méthode bivariée

La méthode bivariée est utilisée dans cette étude pour évaluer les périodes de retour conjointes des surcotes atmosphériques de la Hs des vagues. Les valeurs extrêmes de surcotes atmosphérique et de la Hs des vagues sont extraites par méthode POT bi-variée. Les fonctions de répartition sont ensuite calculées indépendamment pour chaque variable. Elles sont estimées de manière empirique pour la partie sous le seuil et par méthode directe pour la partie au-dessus du seuil. Pour prendre en compte la dépendance entre les deux signaux, on utilise une fonction de répartition conjointe. Cette fonction peut être obtenue à l'aide d'un copule tel que :

$$H_{X,Y}(x,y) = C(F_X(x), F_Y(y))$$

avec $H_{X,Y}$ la fonction de répartition conjointe, et C un copule. Dans cette étude, on utilise un copule de Gumbel-Hougaard tel que :

$$C_\theta(u,v) = \exp\{-((- \log u)^\theta + (- \log v)^\theta)^{1/\theta}\}$$

avec u et v les fonctions de répartition et θ un paramètre de dépendance tel que :

$$\theta = \frac{\log 2}{\log(2 - \lambda_u)}$$

avec λ_u le coefficient de dépendance estimé par une méthode CFG (Capéraà-Fougères-Genest) proposée Frahm et al. (2005).

4.3.3.4 Méthode multivariée

La méthode multivariée est utilisée dans cette étude pour évaluer les périodes de retour conjointes de la hauteur d'eau (marée astronomique et surcote) et de la Hs des vagues. Cette méthode combine la méthode bivariée et la méthode par convolution. Les fonctions de répartition indépendante et conjointe des surcotes et de la Hs des vagues sont obtenues par méthode bivariée. Ensuite, La fonction de répartition de la hauteur d'eau est obtenue par convolution. Pour finir, la fonction de répartition conjointe de la Hs des vagues et de la hauteur d'eau est obtenue par convolution bidimensionnelle de la fonction de répartition conjointe des surcotes et de la Hs des vagues, et de la fonction de répartition de la marée astronomique, obtenue empiriquement.

4.3.4 Périodes de retours

Les périodes de retour sont estimées à partir des fonctions de répartition obtenues à partir des différentes méthodes d'ajustements paramétriques, tel que

$$T_X(x) = \frac{1}{\lambda_n[1-F_X(x)]}, \text{ pour les méthodes directe et par convolution}$$

$$T_{X,Y}(x,y) = \frac{1}{\lambda_n[1+H_{X,Y}-F_X(x)-F_Y(y)]}, \text{ pour la méthode bivariée et multivariée}$$

Les périodes de retour doivent être interprétées comme une probabilité statistique. C'est-à-dire, qu'un événement avec une période de retour de 100 ans à une probabilité de 1 sur 100 de se produire chaque année. Cela ne veut pas dire que l'événement se produira tous les 100 ans. Ainsi, plusieurs événements avec des périodes de retour de 100 ans ou supérieures peuvent se produire la même année.

5. ÉTUDE CLIMATOLOGIQUE DES EVENEMENTS METEO-OCEANIQUES POUVANT CONDUIRE A UN RISQUE DE SUBMERSION MARINE A SAINT-MALO ENTRE 1979-2020.

L'objectif de l'étude climatologique est de caractériser les événements météo-océaniques pouvant conduire à un risque de submersion marine à Saint-Malo. Pour réaliser cette étude climatologique, nous allons nous appuyer sur le jeu climatologique de marée, surcote atmosphérique et d'état de mer, ainsi que sur les bases des données d'observations et des événements météorologiques menaçant le littoral malouin. Dans une première partie une validation statistique du jeu climatologique est présentée, la seconde partie présente une analyse des conditions météorologiques pouvant conduire à un risque de submersion marine, pour finir quelques conclusions et limitations de cette étude sont fournies.

5.1 VALIDATION STATISTIQUE DU REJEU CLIMATOLOGIQUE DANS LA REGION DE SAINT-MALO

Le jeu climatologique de marée, surcotes atmosphériques et états de mer a été validé sur l'ensemble de la façade atlantique dans l'article Seyfried et al. 2021b. Dans cette partie, nous allons uniquement détailler la validation du jeu climatologique dans la région de Saint-Malo.

5.1.1 Validation des marées astronomiques

Pour valider la représentation de la marée astronomique par le jeu climatologique, on compare les signaux de marée simulée et prédite à la fréquence de 10 minutes au marégraphe de Saint-Malo.

La figure 29 montre les signaux de marée simulée et prédite entre 1979 et 2020 au marégraphe de Saint-Malo. Sur cette figure on peut voir que l'amplitude des marées simulées est plus faible que l'amplitude des marées prédites. On voit également ce résultat sur le diagramme de dispersion (Figure 30), avec une sous-estimation par le jeu climatologique des marées les plus intenses et une surestimation des marées les plus faibles. D'un point de vue statistique (Tableau 9), les marées instantanées et pleine mer ont des MAE de 13 cm, des RMSE de 16 cm, des faibles dispersions et une très bonne corrélation de 99%. Le biais des marées instantanées est de -2 cm, alors que le biais des marées de pleine mer est de -12 cm, ce qui reste faible relativement au marnage. On a donc une sous-estimation moyenne de la marée de pleine mer de l'ordre d'une dizaine de centimètre par le jeu climatologique à Saint-Malo.

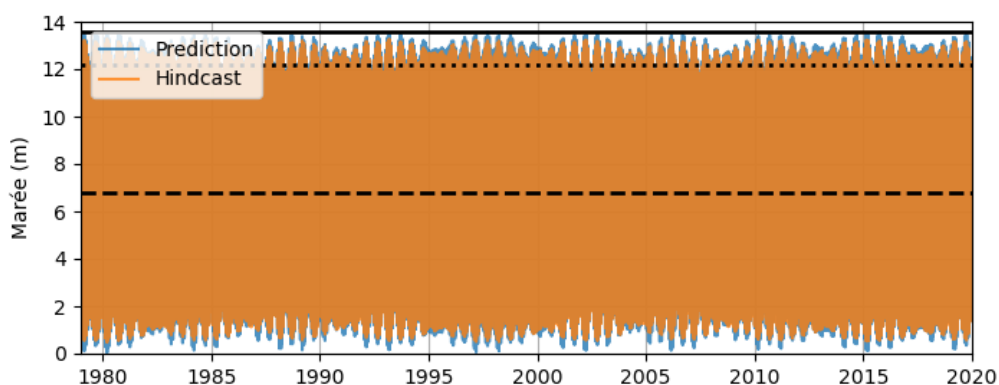


Figure 29 : Marée prédite et marée simulée par le rejeu climatologique au marégraphe de Saint-Malo.

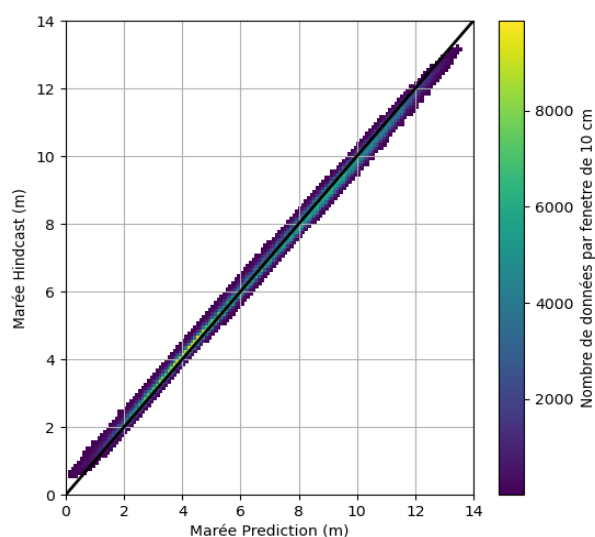


Figure 30 : Diagramme de dispersion de la marée simulé par le rejeu climatologique en fonction de la marée prédite au marégraphe de Saint-Malo.

	BIAS	MAE	RMSE	SI	R2
Marée instantanée	-2 cm	13 cm	16 cm	2 %	99
Marée de pleine mer	-12 cm	13 cm	16 cm	1 %	99

Tableau 9 : Validation statistique de la marée simulé par le rejeu climatologique au marégraphe de Saint-Malo.

5.1.2 Validation des surcotes

Pour valider la représentation de la surcotes par le rejeu climatologique, dans cette partie, on compare les signaux, à la fréquence horaire, de surcotes simulées et de surcotes déduites de la mesure de hauteur d'eau au marégraphe de Saint-Malo.

La figure 31 montre les surcotes instantanées et de pleine mer observées et simulées au marégraphe de Saint-Malo. On peut voir de nombreux pics de surcotes instantanées supérieurs à 1 m et des pics de surcotes de pleine mer plus faibles. Les pics sont bien représentés par la simulation climatologique, même si on peut voir une sous-estimation de certains pics. Les diagrammes de dispersion (Figure 32) montrent la bonne représentation des surcotes par le rejeu climatologique. D'un point de vue statistique (Tableau 10), les biais sont faibles et montrent une légère sous-estimation des surcotes, les RMSE montrent des erreurs sur les surcotes de l'ordre de 10 cm. La forte dispersion et les faibles corrélations montrent la difficulté de reproduire certaines oscillations. Ces oscillations peuvent s'expliquer par la méthode de calcul des surcotes (des déphasages de la marée pouvant entraîner des oscillations sur les surcotes) et par l'absence de représentation de l'ensemble des processus par le rejeu climatologique tel que décrit dans la partie 1.2, notamment les seiches.

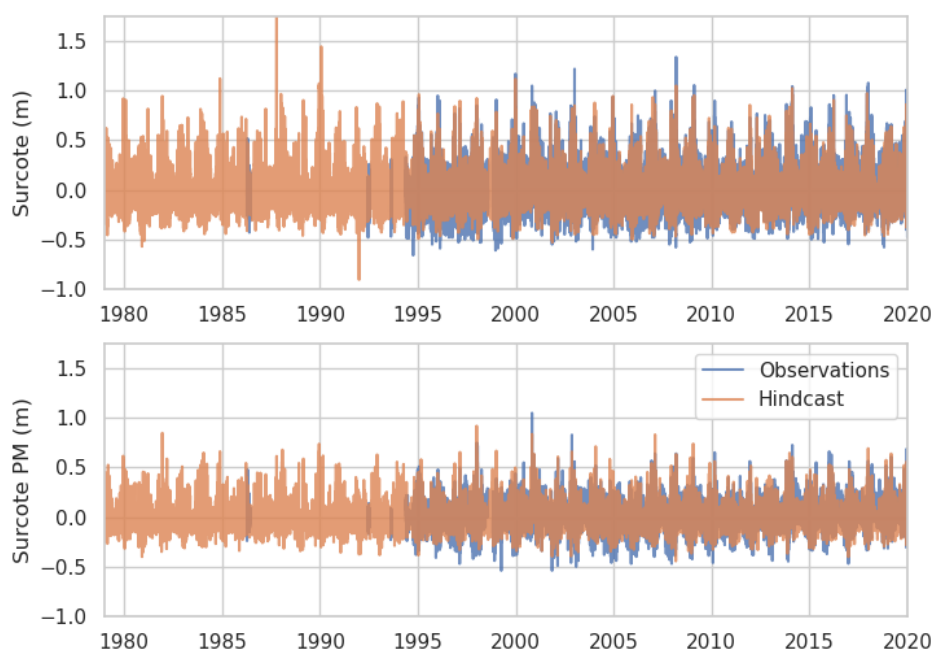


Figure 31 : Surcotes instantanées et de pleine mer observées et simulées par le rejeu climatologique au marégraphe de Saint-Malo.

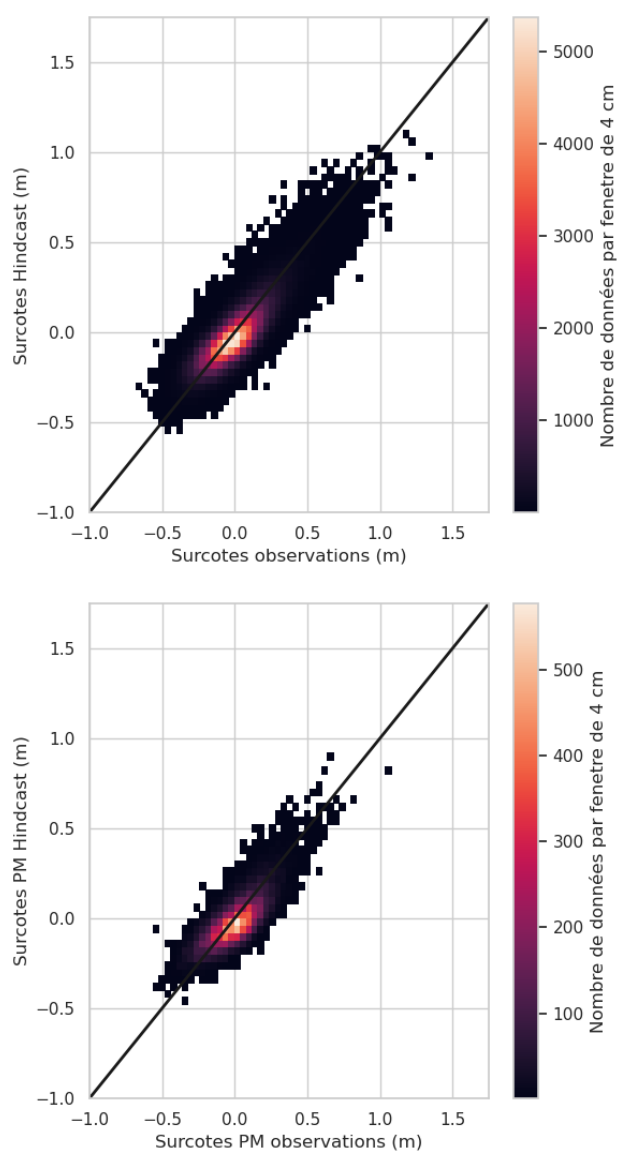


Figure 32 : Diagramme de dispersion de la surcote instantanée et de pleine mer simulé par le jeu climatologique en fonction des surcotes observées au marégraphe de Saint-Malo.

	<i>BIAS</i>	<i>MAE</i>	<i>RMSE</i>	<i>SI</i>	<i>R²</i>
Surcote instantanée	-2 cm	8 cm	10 cm	60 %	64 %
Surcote de pleine mer	-2 cm	8 cm	11 cm	71 %	50 %

Tableau 10 : Validation statistique des surcotes simulées par le jeu climatologique au marégraphe de Saint-Malo.

La figure 33 montre l'occurrence des surcotes extrêmes par rapport au cycle de marée. La majorité des surcotes les plus intenses se produisent 4 à 5 h avant la pleine mer. Ce qui explique que les surcotes de pleine mer sont plus faibles que les surcotes instantanées (Figure 31). Ce déphasage s'explique par l'effet des interactions entre marées/surcotes. Il est bien reproduit par le rejeu climatologique, même si on peut voir que le rejeu climatologique produit un nombre de surcotes extrême important 2 h après la pleine mer qui n'est pas visible dans les observations. Pour estimer les surcotes extrêmes pouvant conduire à un risque de submersion marine, on privilégie les surcotes extrêmes de pleine mer qui sont moins impactées par l'effet des interactions marées/surcotes.

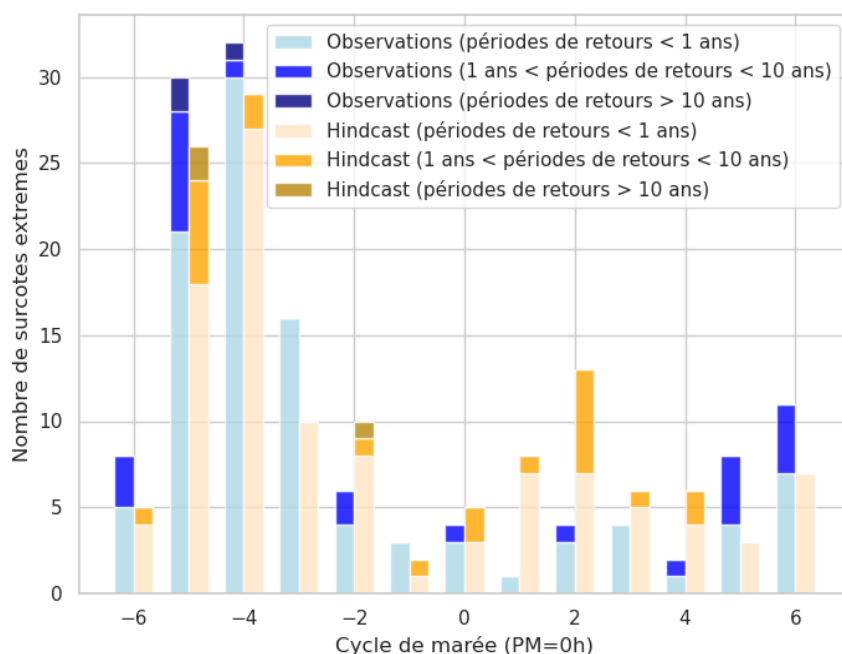


Figure 33 : Distribution du nombre de surcotes extrêmes observées et simulées par le rejeu climatologique en fonction de la phase du cycle de marée au marégraphe de Saint-Malo

La figure 34 montre la bonne capacité du rejeu climatologique à reproduire les périodes de retour des événements extrêmes de surcotes de pleine mer. La période de retour à 100 ans est sous-estimé de 6 cm par la simulation par rapport aux observations (Tableau 11). Pour l'ensemble des 40 ans du rejeu climatologique, la période de retour à 100 ans est légèrement plus faible que celle obtenue uniquement pendant la période d'observation. L'ajout de 15 ans de données entre 1979 et 1995, à l'aide du rejeu climatologique, n'apporte pas d'événements extrêmes capables de modifier significativement les périodes de retours et montre la robustesse de l'estimation des valeurs extrêmes.

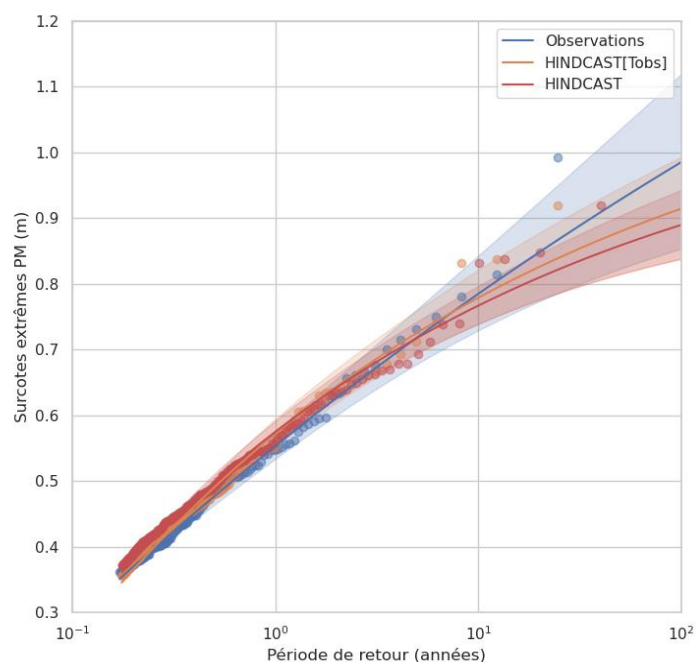


Figure 34 : Période de retour des surcotes de pleine mer au marégraphe de Saint-Malo pour les observations (en bleu), le rejeu climatologique pendant la période d'observation (en orange) et le rejeu climatologique sur l'ensemble de la période 1979-2019 (en rouge).

Période de retour de la surcote de pleine mer	Obs	Hindcast[Tobs]	Hindcast
10 ans	$78 \pm 6 \text{ cm}$	$78 \pm 5 \text{ cm}$	$77 \pm 3 \text{ cm}$
100 ans	$98 \pm 13 \text{ cm}$	$92 \pm 9 \text{ cm}$	$89 \pm 4 \text{ cm}$

Tableau 11 : Période de retour des surcotes de pleine mer au marégraphe de Saint-Malo.

5.1.3 Validation des états de mer

Pour valider la représentation des états de mer par le rejeu climatologique, on compare les signaux des paramètres intégrés des vagues simulées, à la fréquence horaire, à ceux déduits de la mesure des différents houlographes présents dans la région de Saint-Malo.

La figure 35 présente les roses de la Hs des vagues observées et simulées par le rejeu climatologique aux houlographes 02204 et 02202. L'ensemble des vagues se propage d'Ouest en Est, contraint par la géographie du Golfe Normand-Breton, ainsi qu'une rotation du champ de vagues entre la bouée 02204 et la bouée 02202. La direction de propagation et la rotation du champ de vague sont bien reproduites par le rejeu climatologique.

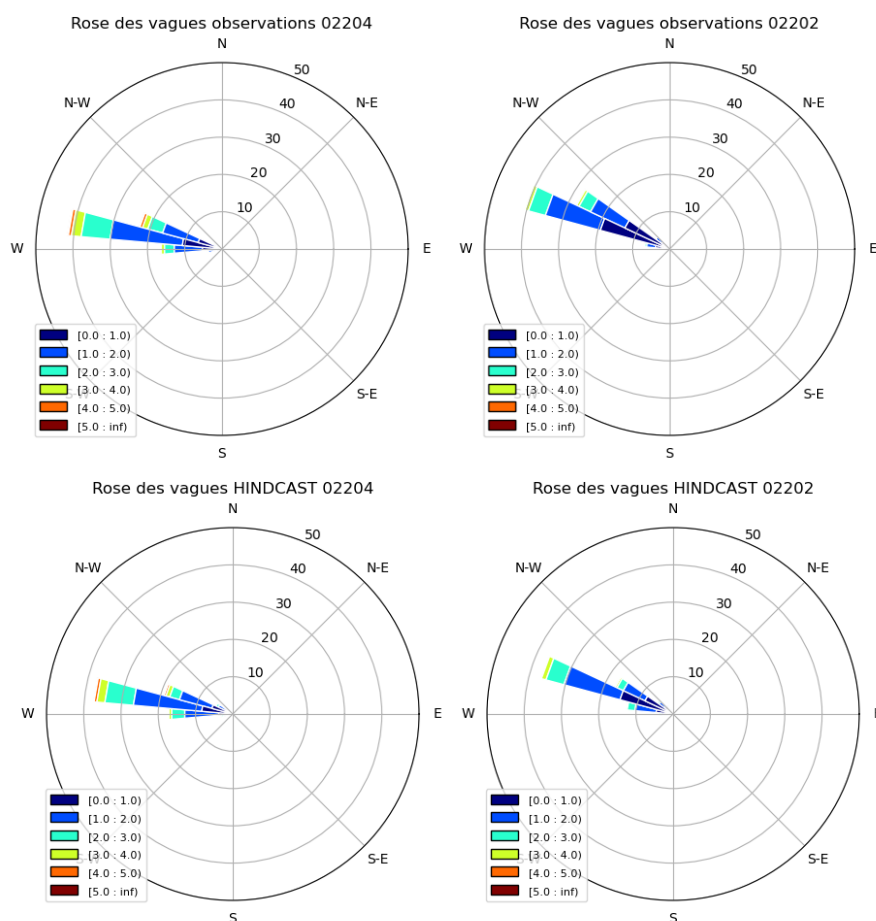


Figure 35 : Roses de la Hs des vagues observées et simulées aux houlographes 02204 et 02202.

La figure 36 montre l'évolution de la Hs des vagues et de la période pic observées et simulées, pour le houlographe 02202 (houlographe qui dispose de la couverture temporelle la plus importante ~ 13 ans). La Hs des vagues varie de 10 cm à 7 m et la période pic de 4 à 20 secondes. La Hs des vagues est surestimée par le rejeu climatologique pour les vagues les plus faibles et sous-estimée pour les vagues les plus importantes (Figure 37). La période pic des vagues montre des variations importantes avec une difficulté pour la simulation à reproduire des périodes de plus de 20 secondes. Le diagramme de dispersion de la période pic (Figure 34) montre une bonne représentation de la majorité des périodes entre 7 et 14 secondes. Cependant, quelques périodes qui correspondent à des états de mer peu développés montrent des erreurs importantes. Les scores statistiques (Tableau 12) montrent de très bons résultats sur la Hs des vagues sur l'ensemble des houlographes, avec des RMSE de 21 à 33 cm et des corrélations supérieures à 87 %. Les scores statistiques (Tableau 13) pour la période pic montrent des corrélations plus faibles mais les biais, MAE et RMSE sont de l'ordre de quelques secondes.

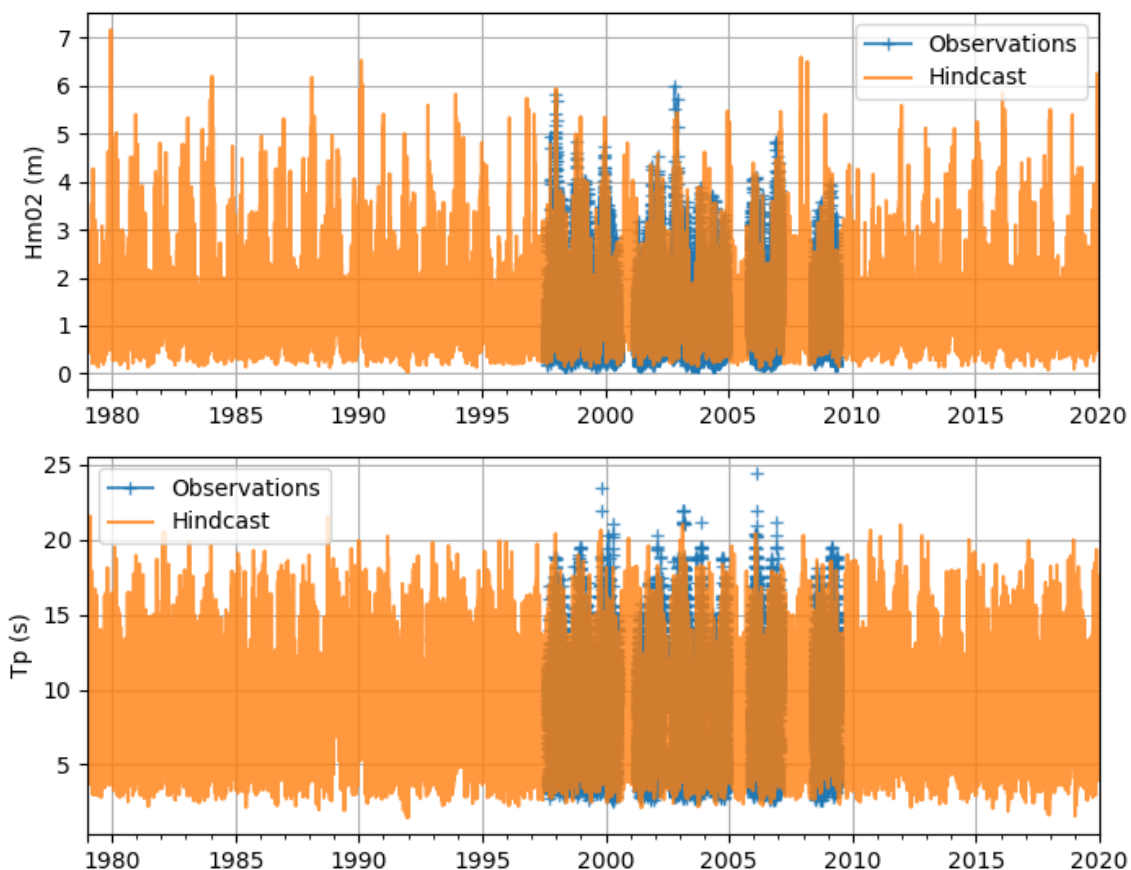


Figure 36 : Hs et période pic des vagues observées et simulées par le rejou climatique à la bouée houlographique 02202.

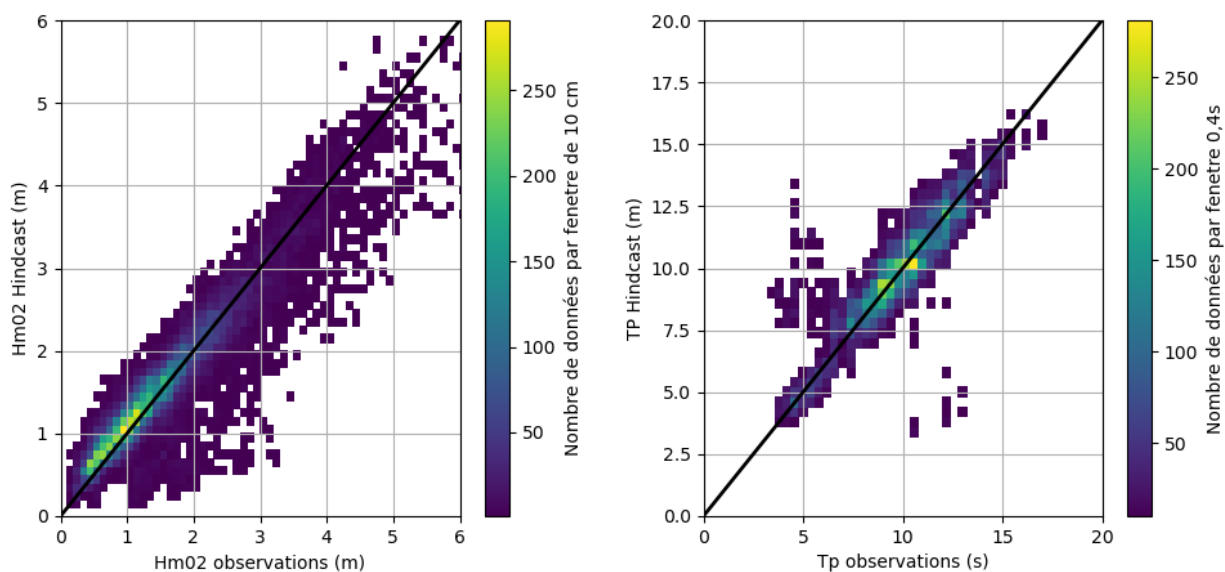


Figure 37 : Diagramme de dispersion de la Hs des vagues et de la période pic des vagues à la bouée houlographique 02202.

Hs	BIAS	MAE	RMSE	SI	R²
02202	10 cm	16 cm	21 cm	14 %	93 %
02203	21 cm	22 cm	27 cm	15 %	92 %
02204	2 cm	22 cm	33 cm	18 %	87 %
03501	3 cm	15 cm	22 cm	19 %	87 %

Tableau 12 : Score statistique de la Hs simulée par le rejeu climatologique.

Tp	BIAS	MAE	RMSE	SI	R²
02202	0,56 s	1,19 s	2,21 s	22 %	58 %
02203	0,82 s	1,32 s	2,29 s	24 %	48 %
02204	0,08 s	1,34 s	2,30 s	22 %	42 %
03501	0,50 s	1,58 s	2,61 s	24 %	55 %

Tableau 13 : Score statistique de la période des vagues simulée par le rejeu climatologique.

La figure 38 montre le diagramme de dispersion de la Hs des vagues en fonction de la période pic des vagues, pour les observations et la simulation, à la bouée 02202. Pour les vagues entre 0 et 3 m on peut voir deux régions de forte occurrence de vagues. Une région avec des vagues avec des périodes pic inférieure à 5 secondes correspondant à des vagues générées localement par le vent et une région avec des vagues avec des périodes supérieur à 10 secondes correspondant à des houles générées au large. Pour les vagues les plus importantes, supérieur à 4 m, on peut voir que le champ de vagues est dominé par des houles avec des périodes pics autour de 12 à 15 secondes. La distribution de la Hs des vagues en fonction de la période pic des vagues est bien représentée par le rejeu climatologique.

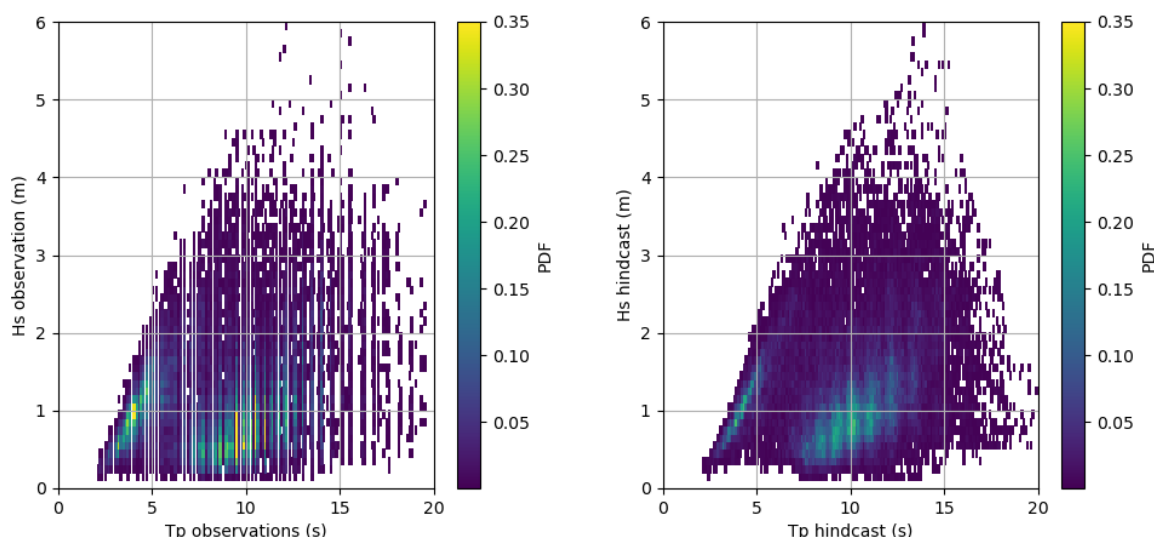


Figure 38 : Diagramme de dispersion de la Hs des vagues en fonction de la période pic des vagues pour les observations (à gauche) et le rejeu climatologique (à droite) à la bouée houlographique 02202

La figure 39 montre la bonne capacité du rejeu climatologique à reproduire les périodes de retour des événements extrêmes de Hs des vagues à pleine mer au houlographe 02202. On peut cependant voir une sous-estimation par le rejeu climatologique pour les périodes de retour (donc une plus grande probabilité d'occurrence dans le rejeu climatologique par rapport aux observations) pour les vagues comprises entre 3 et 5 m et au contraire une surestimation pour les vagues plus importantes. La Hs des vagues avec une période de retour à 100 ans est donc sous-estimée de 20 cm par la simulation par rapport aux observations (Tableau 14). La comparaison entre les périodes de retour observée et simulée reste difficile au vu de la faible couverture temporelle des observations. Si on prend l'ensemble du rejeu climatologique, la Hs des vagues avec une période de retour à 100 ans est de 6,6 m, soit 1 m de plus que pour le rejeu pris uniquement pendant la période d'observation. Le rejeu climatologique ajoute de nombreux événements extrêmes avec des Hs supérieures à 6 m (Figure 39) et permet d'apporter de l'information supplémentaire sur les vagues extrêmes, même si en absence d'observations, il est difficile de valider la capacité du modèle à reproduire ces vagues.

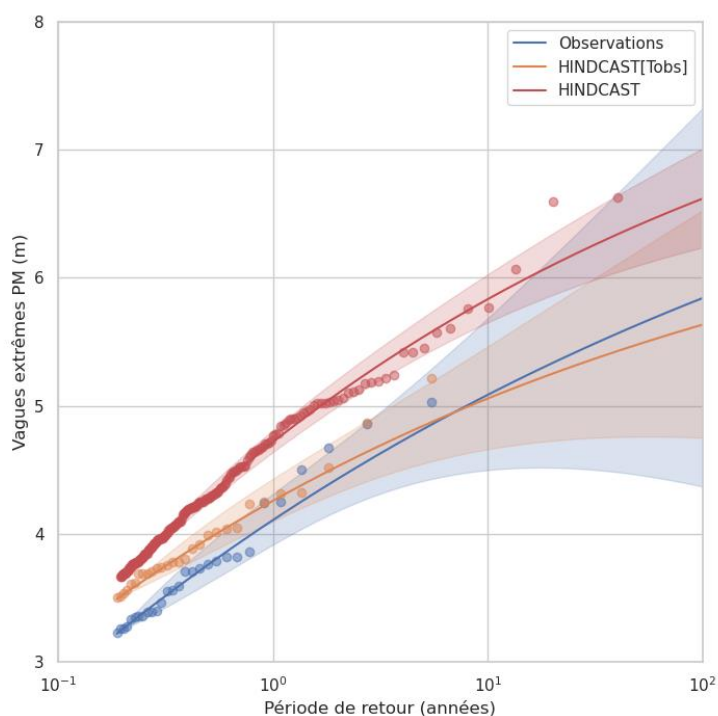


Figure 39 : Période de retour des Hs des vagues autour de la pleine mer à la bouée houlographique 02202.

Période de retour des Hs des vagues de pleine mer	Obs	Hindcast[Tobs]	Hindcast
10 ans	$5,1 \pm 0,6 \text{ m}$	$5,1 \pm 0,4 \text{ m}$	$5,8 \pm 0,2 \text{ m}$
100 ans	$5,8 \pm 1,4 \text{ m}$	$5,6 \pm 0,9 \text{ m}$	$6,6 \pm 0,4 \text{ m}$

Tableau 14 : Période de retour des Hs des vagues de pleine mer à la bouée houlographique 02202.

5.2 ANALYSE DES CONDITIONS METEO-OCEANQUES POUVANT CONDUIRE A UN RISQUE DE SUBMERSION MARINE A SAINT-MALO.

Une analyse des conditions de marées astronomiques, surcotes atmosphériques et Hs des vagues, et de leurs concomitances est réalisée dans cette partie à partir du rejeu climatologique.

5.2.1 Conditions météo-océaniques indépendantes de marée, surcote atmosphérique et états de mer dans la région de Saint-Malo

Dans cette partie nous allons analyser de façon indépendante les conditions extrêmes de marée astronomique, surcotes atmosphériques et Hs des vagues.

5.2.1.1 Marée astronomique dans la région de Saint-Malo

Les prédictions de marées, obtenues à partir du marégraphe de Saint-Malo, fournissent une source d'information importante sur la marée astronomique à Saint-Malo. Le jeu climatique fournit des informations complémentaires notamment sur la variabilité spatiale du signal de marée astronomique.

La distribution des marées en fonction du cycle de marée présente une asymétrie de la marée (Figure 40). La marée monte plus rapidement qu'elle ne descend. Cette asymétrie du signal de marée est plus importante pour les fortes marées. De plus, le signal de marée montre également un aplatissement à pleine mer, qui est plus marqué pour les faibles marées. L'asymétrie et l'aplatissement de la marée sont bien reproduits par le modèle.

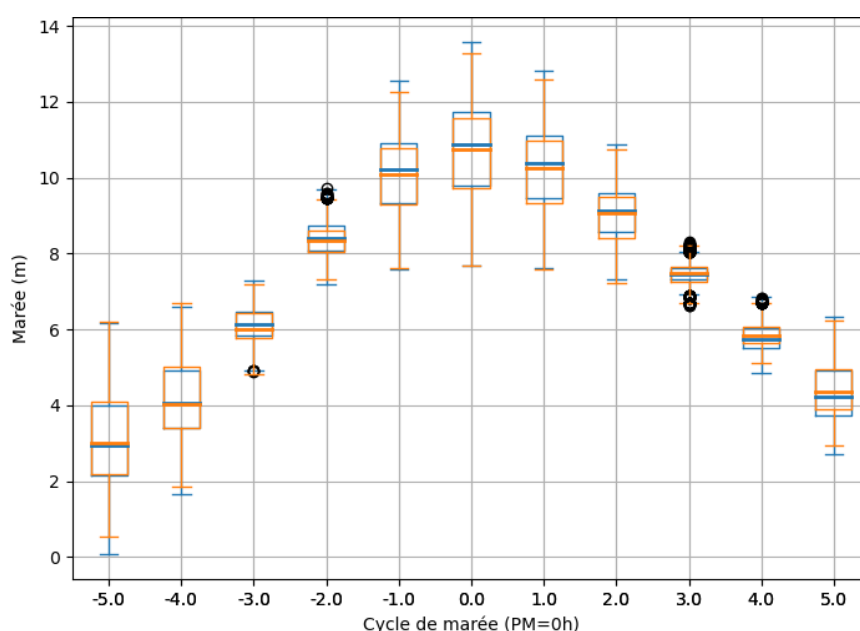


Figure 40 : Distribution des marées astronomiques en fonction du cycle de marée pour les prédictions (en bleu) et le jeu climatique (en orange).

Les événements de marée astronomique extrême sont définis dans cette étude comme les valeurs supérieures au 99ème centile de la distribution des marées astronomiques prédites et simulées. C'est-à-dire des hauteurs de marées astronomiques prédites et simulées supérieures à 12,33 m et 12,15 m, respectivement. Ces hauteurs de marées extrêmes sont atteintes uniquement plus ou moins une heure de la pleine mer (Figure 40). L'ensemble des marées astronomiques extrêmes se produisent entre 6h et 8h ou entre 18h et 20h (Figure 41).

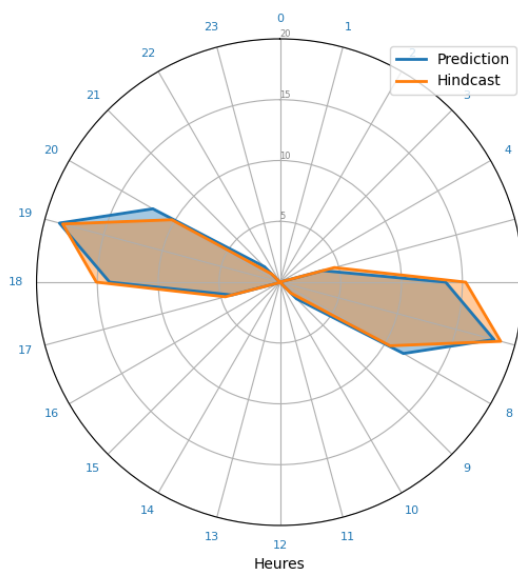


Figure 41 : Heure d'occurrence des marées extrêmes prédites (bleu) et simulées (orange) par le jeu climatologique au marégraphe de Saint-Malo.

La figure 42 illustre la variabilité saisonnière des marées extrêmes. L'occurrence des marées extrêmes est plus importante au mois de mars et septembre, au moment des équinoxes de printemps et d'automne.

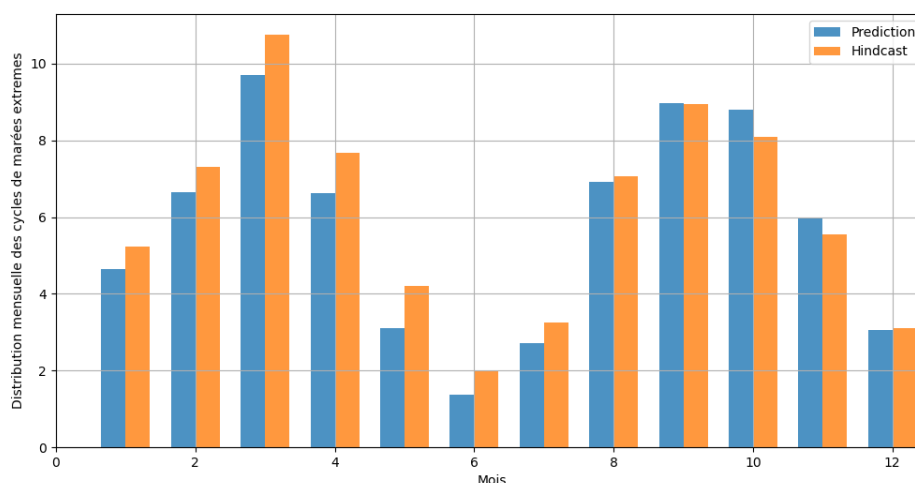


Figure 42 : Distribution du nombre moyen de cycles de marées extrêmes (99eme quantile) prédites et simulées par an en fonction des mois de l'année.

En plus de la variabilité saisonnière, la marée possède également une variabilité pluriannuelle. La figure 43 montre la distribution statistique annuelle des marées extrêmes sur les 40 années de notre étude. On peut voir des années avec une occurrence plus importante de marées extrêmes de l'ordre de 90 cycles de marées extrêmes par an et des années avec une occurrence plus faible de l'ordre de 50 cycles de marées extrêmes par an. Cette variabilité peut être reliée aux cycles astronomiques et notamment au cycle long tel que le Saros qui a une période d'environ 18 ans.

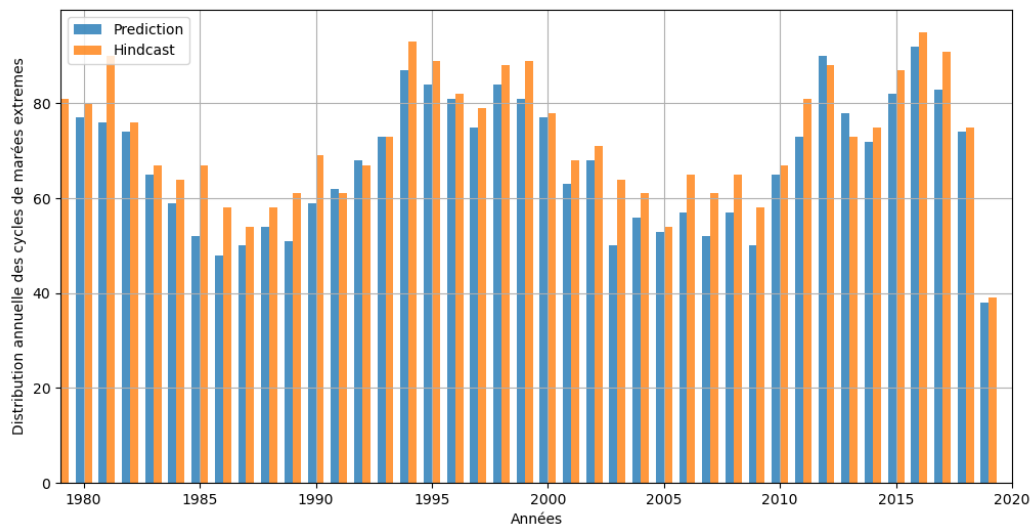


Figure 43 : Distribution du nombre de cycles de marées extrêmes (99eme quantile) prédites et simulées par année entre 1979 et 2020.

La figure 44 montre une faible variabilité de la hauteur de marée maximum simulée dans la baie de Saint-Malo. On peut voir un très faible gradient orienté Sud-Ouest/Nord-est de l'ordre de 3 cm. La variabilité spatiale de la marée dans la baie de Saint-Malo est donc négligeable.

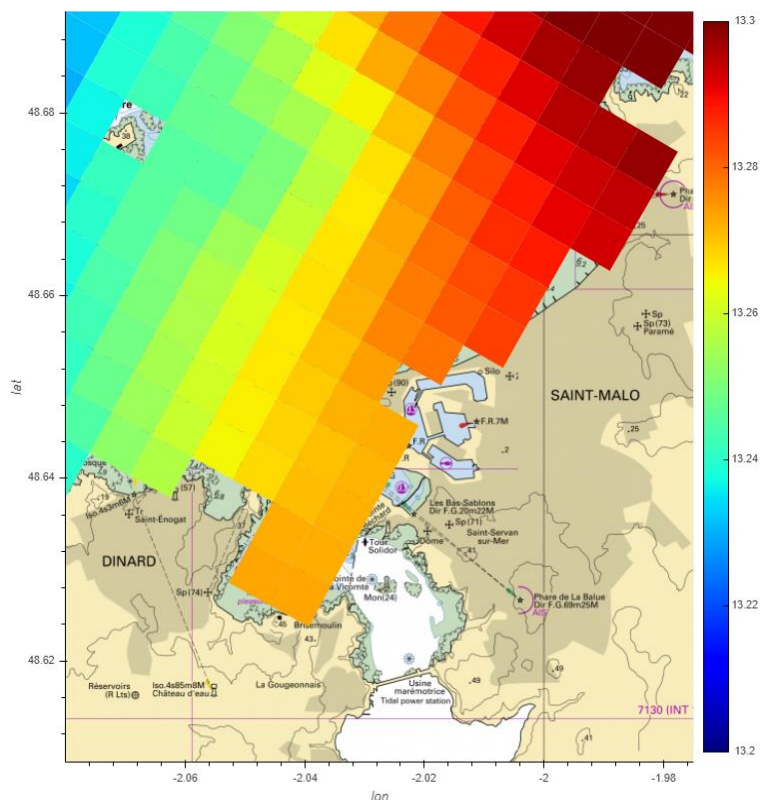


Figure 44 : Marée astronomique maximum simulée entre 1979 et 2019 dans la baie de Saint-Malo.

5.2.1.2 Surcotes atmosphériques dans la région de Saint-Malo

La validation statistique du rejeu climatologique nous a montré la bonne capacité du rejeu climatologique à reproduire les surcotes atmosphériques. Dans cette partie nous allons utiliser le rejeu climatologique pour analyser les conditions de surcotes atmosphériques dans la baie de Saint-Malo, en particulier les conditions extrêmes associées aux tempêtes atmosphériques, et leur variabilité temporelle et spatiale.

5.2.1.3 Hs des vagues dans la région de Saint-Malo

La validation statistique du rejeu climatologique nous a montré la bonne capacité du rejeu à reproduire les états de mer et en particulier la Hs des vagues au large de Saint-Malo. Dans cette partie nous allons utiliser rejeu climatologique pour analyser les conditions de Hs des vagues au large de Saint-Malo, en particulier les conditions extrêmes associées aux tempêtes atmosphériques, et leur variabilité temporelle et spatiale.

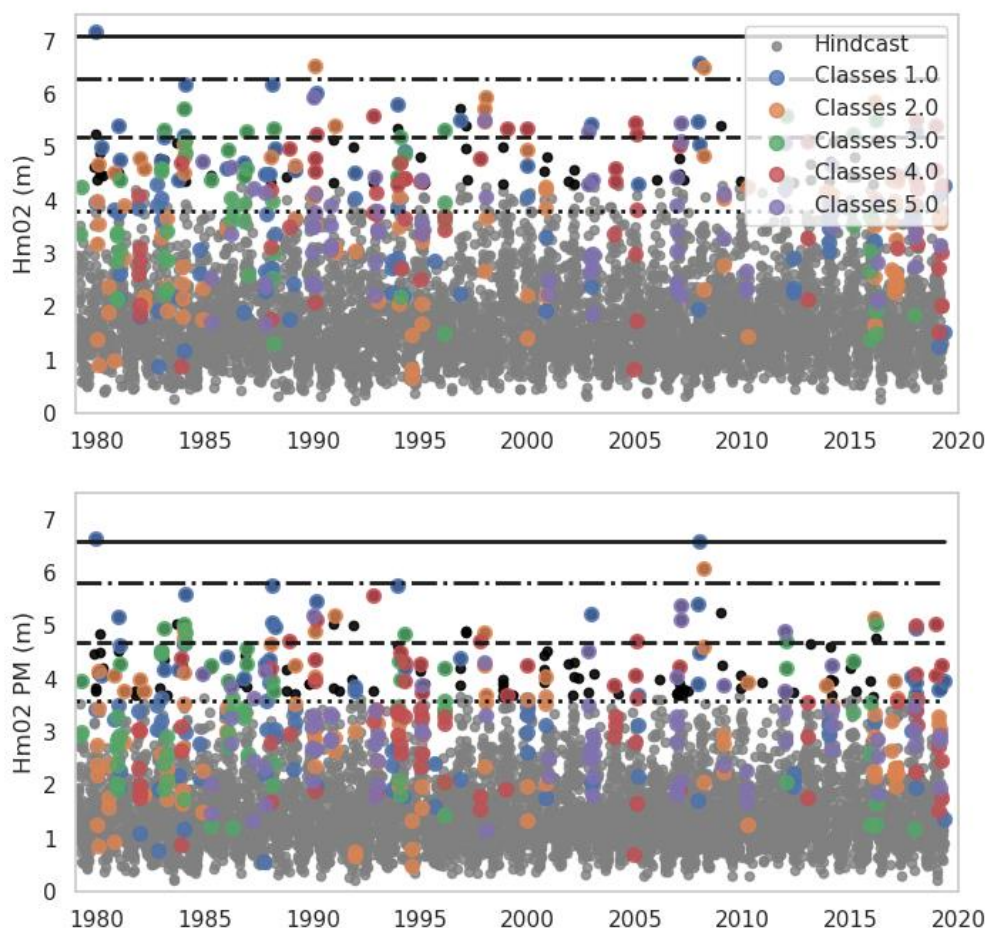


Figure 49 : Distribution temporelle des événements de la Hs des vagues instantanées (en haut) et à pleine mer (en bas) maximum par cycles de marées simulées par le rejeu climatologique. Les couleurs représentent les différentes classes de tempêtes atmosphériques. Les traits noirs représentent les valeurs extrêmes avec le trait en pointillé le quantile 99, le trait en tiret la période

de retour à 1 an, le trait mixte la période de retour à 10 ans, le trait continu la période de retour à 100 ans.

La distribution temporelle des événements de Hs des vagues instantées et à pleine mer simulées par le jeu climatologique associées aux différentes classes de tempêtes (Figure 49) permet d'identifier les tempêtes atmosphériques ayant produit des Hs avec des périodes de retour supérieures à 10 ans (Tableau 16). Les Hs des vagues instantées sont plus importantes que les hauteurs à pleine mer, de l'ordre de 50 cm en moyenne, mais jusqu'à plus de 1,5 m pour l'événement du 11 février 1990. Ces différences peuvent s'expliquer par les effets des courants de marées sur les vagues qui peuvent dissiper légèrement le champ de vagues dans le golfe normand breton (Ardhuin et al. 2012), mais également par le phasage entre les tempêtes et les pics marées. Les marées sont indépendantes des tempêtes atmosphériques, cependant le phasage peut jouer un rôle important pour les tempêtes courtes (classe 2). Il joue un rôle plus faible pour les tempêtes plus longues avec des états de mer qui s'établissent sur plusieurs jours (classe 1).

Événements (Classes)	Hm02 instantanée	Hm02 à pleine mer (période de retour)
1979-12-15 (classe 1)	7,16 m	6,63 m
1990-02-11 (classe 2)	6,53 m	4,90 m
2007-12-10 (classe 1)	6,60 m	6,60 m
2008-03-10 (classe 2)	6,50 m	6,07 m

Tableau 16 : Événements ayant conduit à des Hs de vagues de période de retour supérieur à 10 ans.

La figure 50 présente la distribution des événements de Hs des vagues instantées et à pleine mer simulées par le jeu climatologique en fonction de chaque classe de tempête. La classe qui produit les hauteurs les plus importantes en moyenne et extrêmes est la classe 1, qui représente des tempêtes longues, orientées O-E, qui sont capables de générer des états de mer importants à l'entrée de la Manche. Les hauteurs les plus faibles en moyenne sont modélisées pour les classes 2 et 5. La classe 2 représente des tempêtes courtes qui ne permettent pas de développer des états de mer importants et la classe 5 des tempêtes orientées SO-NO qui génère des états de mer qui pénètrent difficilement dans la Manche.

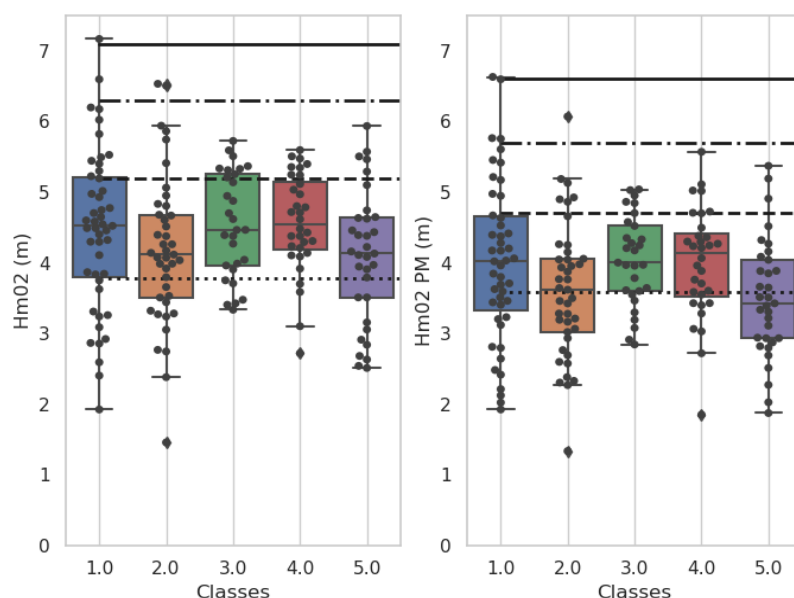


Figure 50 : Boîtes à moustache des Hs des vagues instantanée et à pleine mer maximum par cycles de marées simulées par le rejeu climatologique pour chacune des classes de tempête. Les traits noir représentent les valeurs extrêmes avec le trait en pointillé le quantile 99, le trait en tiret la période de retour à 1 an, le trait mixte la période de retour à 10 ans, le trait continu la période de retour à 100 ans.

La figure 51 montre la variabilité saisonnière de la Hs des vagues extrêmes à pleine mer. Comme pour les surcotes extrêmes, les vagues extrêmes se produisent principalement durant l'hiver entre octobre et février. Cependant, on compte quand même un nombre important de vagues extrêmes durant les mois de septembre et mars au moment des marées les plus intenses. Très peu d'événement de vagues extrêmes se produisent en été.

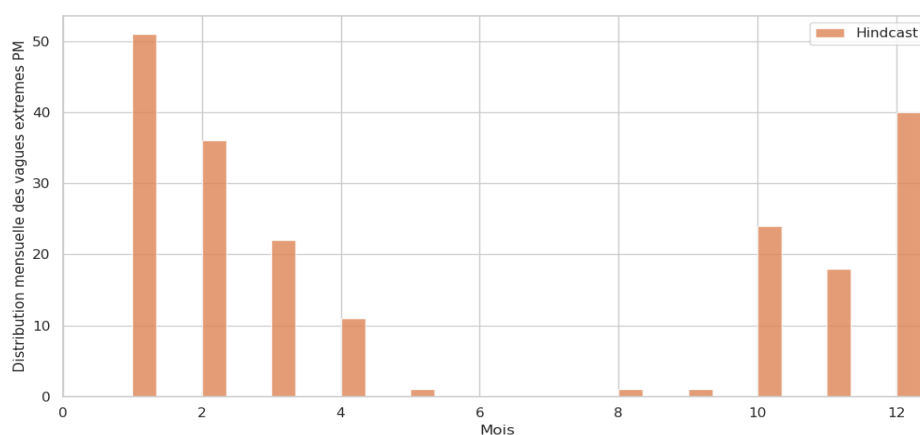


Figure 51 : Distribution du nombre de Hs des vagues extrêmes à pleine mer simulé par le rejeu climatologique en fonction des mois de l'année.

La figure 52 montre la variabilité pluriannuelle de la Hs des vagues extrêmes à pleine mer. S'il existe des années avec moins de deux événements de vagues extrêmes, il y a également des

années avec un nombre beaucoup plus important de vagues extrêmes (année 2006-2007 avec 12 événements de vagues extrêmes). Comme pour les surcotes extrêmes, cette variabilité pluriannuelle peut être reliée à la variabilité météorologique climatique, et notamment l'oscillation nord atlantique (en anglais, North Atlantic Oscillation - NAO) et l'anomalie de pression d'Europe de l'ouest (en anglais West Europe Pressure Anomaly - WEPA) qui conditionne les conditions de circulation atmosphériques et d'états de mer en Europe (Castelle et al. 2018).

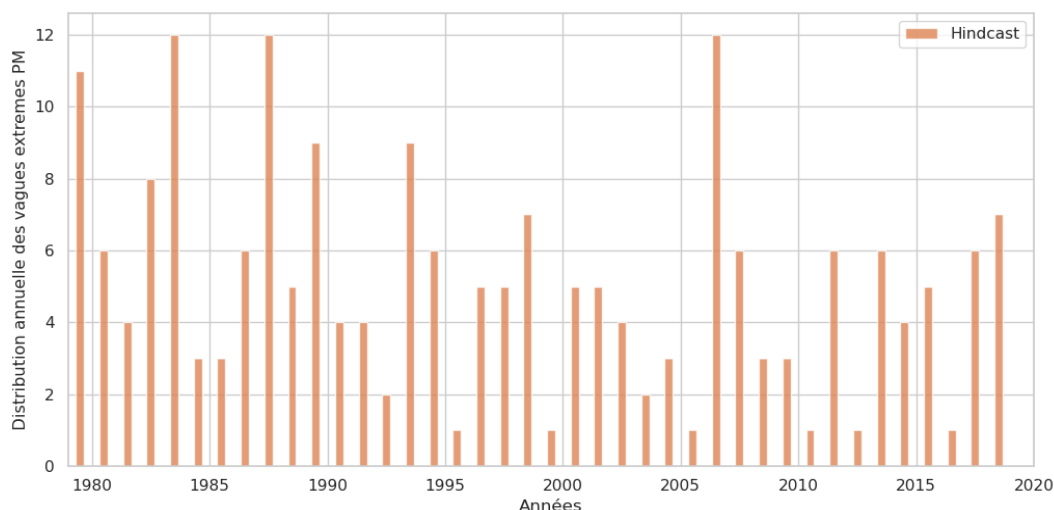


Figure 52 : Distribution du nombre de Hs des vagues extrêmes à pleine mer simulé par le rejeu climatologique par année climatologique (août à septembre) entre 1979 et 2020.

La figure 53 montre la Hs des vagues simulées par le rejeu climatologique pour une période de retour de 100 ans, à différents points d'intérêt au large de Saint-Malo. Cette hauteur est de 6,6 m à la bouée houlographique 02202, et décroît jusqu'à 5,17 m après la basse des Sauvages. Cette dissipation s'explique par la géographie et la bathymétrie du golfe Normand-Breton, qui induit différents processus de vagues, notamment des processus de réfraction et de déferlement. La période de retour des vagues ne peut pas être calculée directement dans la baie de Saint-Malo, car la profondeur devient trop faible et la dissipation bathymétrique devient un processus dominant, les méthodes des valeurs extrêmes utilisées dans cette étude ne sont plus applicables. De plus, le modèle régional ne reproduit pas de façon satisfaisante le champ de vagues dans la baie de Saint-Malo. Dans la suite de l'étude, on privilégiera le point de la bouée houlographique 02202 pour estimer les périodes de retour des vagues extrêmes au large de Saint-Malo.

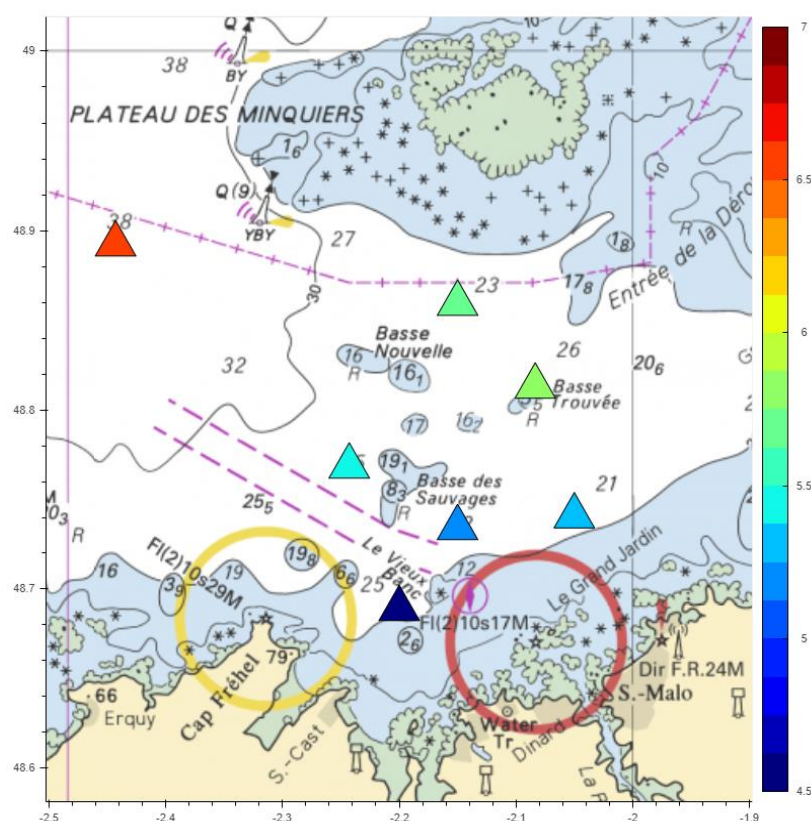


Figure 53 : Carte de la période de retour à 100 ans de la Hs des vagues à pleine mer pour différents points au large de Saint-Malo.

5.2.2 Conditions météo-océaniques conjointes de marée, surcote atmosphérique et états de mer dans la région de Saint-Malo

Les submersions marines résultent de la combinaison des processus de marée, surcotes atmosphériques et états de mer. Dans cette partie, nous allons analyser les conditions conjointes de ces processus.

5.2.3.1 Conditions conjointes de marées astronomiques et surcotes atmosphériques

Pour étudier les conditions conjointes de marées astronomiques et de surcotes atmosphériques, on utilise dans cette partie les observations et le rejeu climatologique au marégraphe de Saint-Malo.

La hauteur d'eau mesurée au marégraphe de Saint-Malo résulte de la combinaison de la marée astronomique, de la surcote atmosphérique et des interactions entre ces processus, ainsi que dans une moindre mesure d'autres processus tels que les surcotes des vagues et les seiches qui ne sont pas pris en compte dans le rejeu climatologique. La hauteur d'eau simulée correspond uniquement à l'effet de la marée astronomique, de la surcote atmosphérique et des interactions marées/surcotes.

La figure 54 et le tableau 17 fournissent les périodes de retour de la hauteur d'eau calculées pour les observations et le rejeu climatologique avec différentes méthodes. La période de retour de la hauteur d'eau ne peut pas être estimée directement à partir des observations et des simulations de hauteur d'eau. La variation de la hauteur d'eau à Saint-Malo est dominée par le processus de marée astronomique, ce processus est un processus non-stationnaire, la méthode d'estimation directe ne s'appliquant pas (trait en pointillés sur la Figure 54).

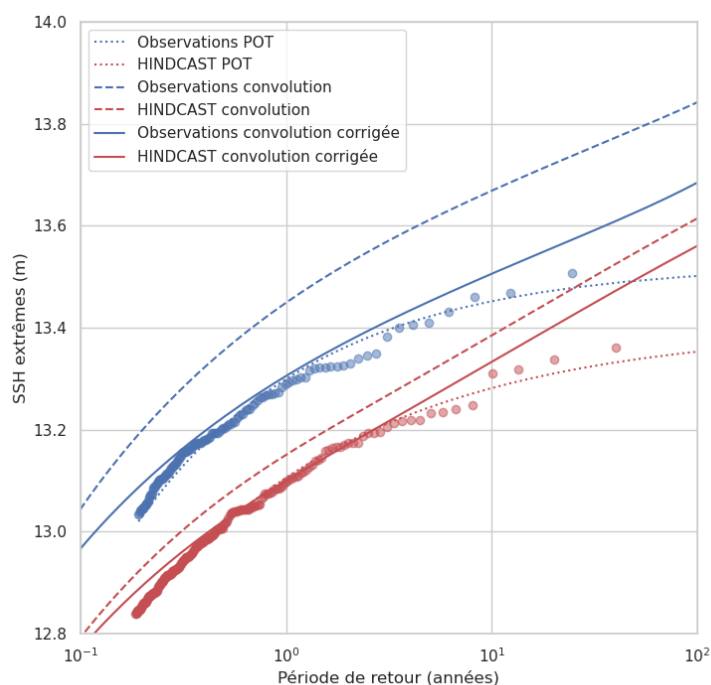


Figure 54 : Période de retour de la hauteur d'eau calculée au marégraphe de Saint-Malo avec différentes méthodes pour les observations et le rejeu climatologique.

Pour estimer la période de retour de la hauteur d'eau, on évalue séparément la marée et la surcote de pleine mer, elles sont ensuite combinées par méthode de convolution (trait en tiret sur la Figure 54). Cette méthode est similaire à celle utilisée dans l'estimation des périodes de retour de la hauteur d'eau le long des côtes françaises par le Shom et Le CEREMA (voir tableau 2). Les résultats pour les observations sont comparables entre les deux études. Les différences, de l'ordre de 10 cm, peuvent s'expliquer par la période d'observation et les traitements qui diffèrent entre les deux études. Pour le rejeu climatologique on voit une sous-estimation de la période de retour de la hauteur d'eau estimée par méthode de convolution, de l'ordre de 20 cm pour la période de retour à 100 ans par rapport aux observations. Cette sous-estimation s'explique principalement par les erreurs de marées du rejeu climatologique (voir partie 5.1.1), ces erreurs étant amplifiées pour les marées les plus importantes.

Période de retour méthodes	10 ans		100 ans	
	Obs	Hindcast	Obs	Hindcast
Direct	13,45 m	13,28 m	13,5 m	13,35 m
Convolution	13,67 m	13,39 m	13,85 m	13,62 m
Convolution corrigée	13,51 m	13,33 m	13,68 m	13,56 m

Tableau 17 : Périodes de retour à 10 ans et 100 ans de la hauteur d'eau calculées au marégraphe de Saint-Malo avec différentes méthodes pour les observations et le rejeu climatologique.

La méthode de convolution fait l'hypothèse que les signaux de marées et de surcotes atmosphériques de pleine mer sont indépendants. Ainsi, comme le montre la Figure 55, les courbes obtenues par la méthode par convolution (en tirets) ne se superposent pas aux valeurs de hauteurs d'eau observées ou simulées (en points). Ce problème vient probablement de l'hypothèse d'indépendance des signaux, cette hypothèse n'étant pas toujours vérifiée à Saint-Malo. La figure 56 illustre la dépendance entre le signal de surcotes de pleine mer et le signal de marées astronomiques. Pour estimer la dépendance entre ces signaux, la corrélation de rang (Kendall Tau) a été calculée. Pour l'ensemble des cycles de marée de pleine mer (en gris sur la Figure 55) et des surcotes extrêmes (zone bleue sur la Figure 55), la corrélation entre les signaux est faible, donc l'hypothèse d'indépendance est vérifiée, mais si on prend uniquement les hauteurs d'eau extrêmes (zone rouge sur la Figure 55), la dépendance entre les signaux est forte, l'hypothèse n'est donc plus vérifiée. Cette forte dépendance peut s'expliquer par une dépendance en amplitude causée par les interactions marée/surcote, et une dépendance dans le temps causée par la variabilité saisonnière des signaux. Les périodes de retour des hauteurs d'eau sont corrigées à partir du calcul de la dépendance par une méthode proposée par Arns et al. (2020). Cette correction permet une meilleure superposition des hauteurs d'eau observées ou simulées avec les courbes de périodes de retour (trait en plein sur la Figure 54). Cependant, pour le dimensionnement d'ouvrage, la méthode par convolution sans correction est à privilégier, car elle fournit des résultats plus conservatifs. La correction des dépendances et des interactions entre marées et surcotes atmosphériques sont encore un sujet d'étude et de recherche. Il n'y a pour le moment aucune méthode de correction qui représente un réel consensus scientifique.

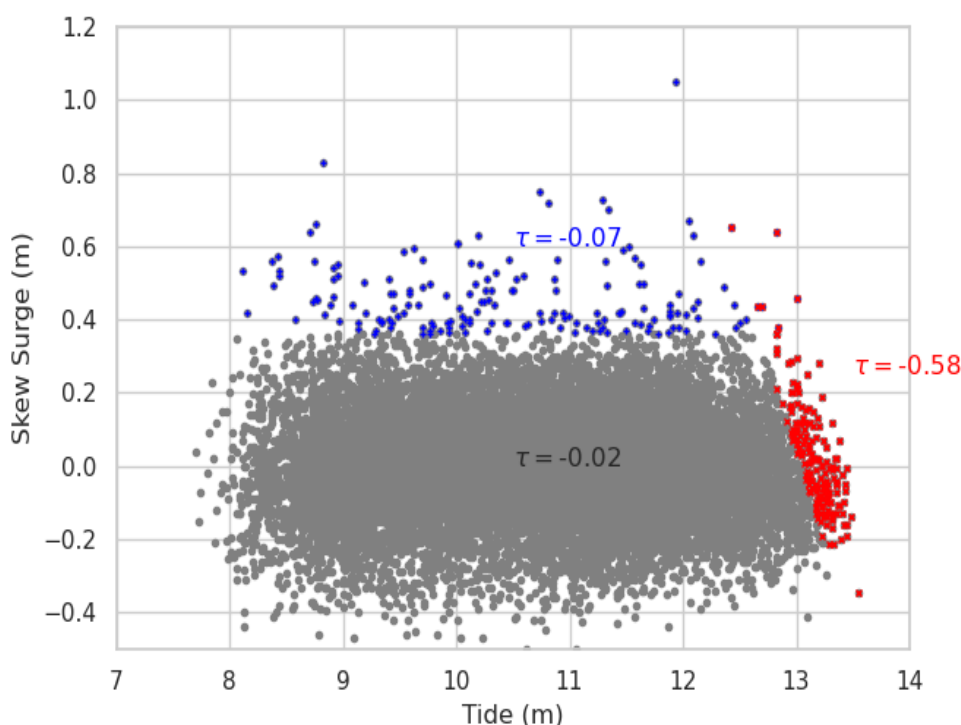


Figure 55 : Surcotes atmosphériques à pleine mer en fonction de la marée astronomique simulée au marégraphe de Saint-Malo pour chaque cycle de marée entre 1979 et 2019. Coefficient de corrélation par rang (Kendall Tau) pour l'ensemble des cycles marée (en gris), pour les surcotes atmosphériques extrêmes (en bleu) et pour les hauteurs d'eau extrêmes (en rouge).

5.2.3.2 Conditions conjointes de surcotes atmosphériques et Hs des vagues

Pour étudier les conditions conjointes surcotes atmosphériques et Hs des vagues, le jeu climatologique est un bon outil, car il permet d'avoir 40 ans de données conjointes.

La figure 56 montre la surcote atmosphérique au marégraphe de Saint-Malo en fonction de la Hs des vagues à la bouée houlographique 02202 pour chaque pleine mer. Les périodes de retour de la surcote atmosphérique et de la Hs des vagues estimées par méthode directe sont reportées sur ce graphe (trait noir en pointillé). Les périodes de retour conjointes de la surcote atmosphérique et de la Hs des vagues sont estimées par méthode bivariable en prenant en compte la dépendance entre la surcote atmosphérique et de la Hs des vagues. Les événements avec des périodes de retour conjointes supérieures à 10 ans sont répertoriés dans le tableau 18. Ces événements n'ont pas causé de submersion marine, à l'exception de l'événement Johanna du 8 mars 2008. Ces événements sont principalement issus des classes de tempêtes 1 et 2 qui sont caractérisées par une trajectoire O-NE. Les événements ayant causé des submersions marines (représenté par des carrés sur la Figure 56) peuvent avoir des périodes de retour conjointes inférieures à 1 an. Les conditions météo-océaniques de surcotes atmosphériques et vagues pouvant causer des submersions marines ont donc de fortes chances de se produire à Saint-Malo. Mais ces conditions n'interviennent pas forcément, conjointement avec des conditions de marées importantes, ce qui limite fortement la hauteur d'eau et donc le risque de

submersion marine. Pour étudier le risque de submersion marine, il faut donc étudier les conditions conjointes de marées astronomiques, surcotes atmosphériques et Hs des vagues.

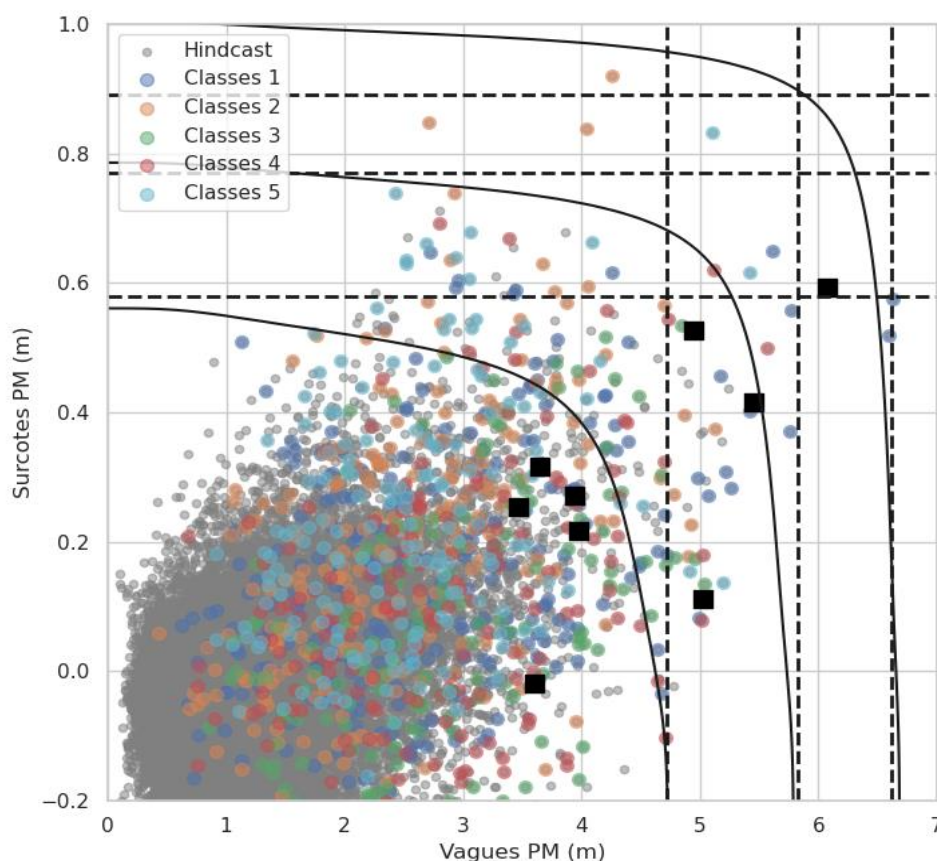


Figure 56 : Surcotes atmosphériques à pleine mer au marégraphe de Saint-Malo en fonction de la Hs des vagues à pleine mer simulée pour chaque cycle de marée entre 1979 et 2019. Période de retour à 1 an, 10 et 100 ans des surcotes atmosphériques à pleine mer et de la Hs des vagues à pleine mer par méthode directe (trait en tiret) et par méthode bi-variée (trait continu). Pour chaque classe de tempêtes atmosphériques, une couleur a été associée au cycle de marée. Les carrés représentent les événements ayant conduit à des submersions marines.

Événements (Classes)	Surcotes de pleine mer	Hs des vagues
1979-12-15 (classe 1)	0,57 m	6,63 m
1981-12-13 (Classe 2)	0,84 m	2,70 m
1984-01-23 (classe 1)	0,65 m	5,61 m
1988-02-09 (Classe 1)	0,37 m	5,76 m
1992-10-25 (Classe 4)	0,50 m	5,57 m
1993-12-09 (Classe 1)	0,56 m	5,77 m
1998-01-02 (Classe 2)	0,92 m	4,28 m
2000-10-30 (Classe 2)	0,84 m	4,04 m
2007-02-11/12 (Classe 5)	0,83 m/0,62 m	5,11 m/5,42 m
2007-12-10 (Classe 1)	0,52 m	6,60 m
2008-03-10 (Classe 2)	0,59 m	6,07 m

Tableau 18 : Tempêtes ayant conduit à des conditions conjointes de surcotes atmosphériques et de Hs de vagues de période de retour supérieure à 10 ans.

5.2.3.3 Conditions conjointes de marées, surcotes atmosphériques et Hs des vagues

Pour étudier les conditions conjointes de marées astronomiques, surcotes atmosphériques et Hs des vagues, on utilise la encore le rejeu climatologique.

La figure 57 montre la hauteur d'eau simulée (combinaison de la marée astronomique et de la surcote atmosphérique) au marégraphe de Saint-Malo en fonction de la Hs des vagues simulées à la bouée houlographique 02202 pour chaque pleine mer. Les périodes de retour conjointes de la hauteur d'eau et de la Hs des vagues sont estimées par méthode multivariée (trait noir en continu). Les événements ayant causé des submersions (représentées par des carrés sur la Figure 58) ont tous des périodes de retour conjointes supérieures à 4 ans. La probabilité qu'un événement météo-océanique qui conduit à des submersions marines se produise dans la région de Saint-Malo est donc de 1 sur 4 pour chaque année. On peut définir, sur la figure 57, une zone à fort risque de submersion marine qui regroupe l'ensemble des événements ayant causé des submersions marines (zone en rouge sur le Figure 57). Cette zone est définie par des périodes de retour conjointes supérieures à 4 ans et par des seuils de hauteur d'eau et de Hs de vagues de 12,5 m et 2,5 m, respectivement.

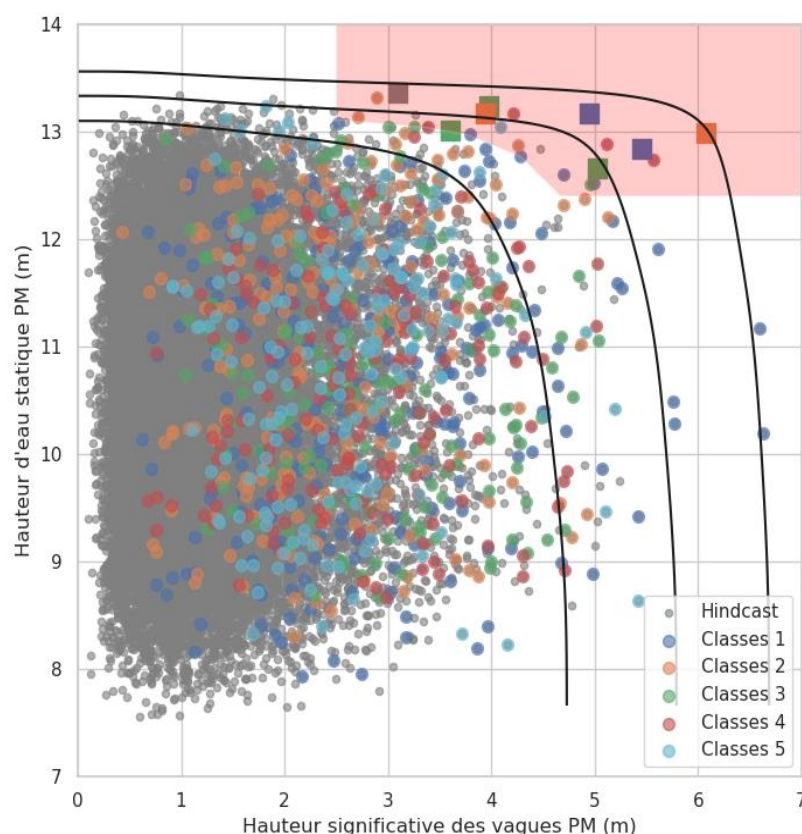


Figure 57 : Hauteur d'eau à pleine mer au marégraphe de Saint-Malo en fonction de la Hs des vagues à pleine mer simulées pour chaque cycle de marée entre 1979 et 2019 (en gris). Période de retour à 1 an, 10 et 100 ans des hauteurs d'eau à pleine mer et de la Hs des vagues à pleine mer par méthode multivariée (trait continu). La zone rouge représente une zone à fort risque de submersion marine. Pour chaque classe de tempêtes atmosphériques, une couleur a été associée au cycle de marée. Les carrés représentent les événements ayant conduit à des submersions marines.

La figure 58 présente un zoom de la figure 57 dans cette zone à fort risque de submersions marines. L'ensemble des événements se trouvant dans cette zone sont répertoriés dans le tableau 19. L'ensemble des classes de tempêtes atmosphériques peuvent produire des événements à risque de submersion marine à Saint-Malo. Ceux-ci peuvent se produire pendant des événements atmosphériques modérés, qui n'ont pas été recensés dans notre étude, et qui ont conduit à des faibles surcotes atmosphériques et vagues, comme l'événement de 2014 qui se produit pendant un événement de grande marée avec des marées simulées supérieures à 13,05 m. Par ailleurs, certains événements se trouvant dans cette zone à fort risque de submersion marine n'ont pas produit de submersions marines. Cela montre les limites de ce diagnostic qui ne représente pas tous les processus, notamment la transformation des vagues du large à la côte. De plus, la définition, l'observation et la perception des événements ayant causé des submersions marines peuvent induire des erreurs dans le recensement des événements d'inondations par submersion marine. Depuis 2008, l'ensemble des événements se trouvant dans la zone définie précédemment, ont produit des submersions marines. Ce diagnostic permet

donc de caractériser les conditions météo-océaniques pouvant conduire à un risque de submersion marine à Saint-Malo et leur période de retour. Ainsi, l'événement avec la période de retour la plus importante simulée par le rejeu climatologique est la tempête atmosphérique, de classe 2, Johanna du 10 mars 2008 avec la période de retour d'environ 100 ans.

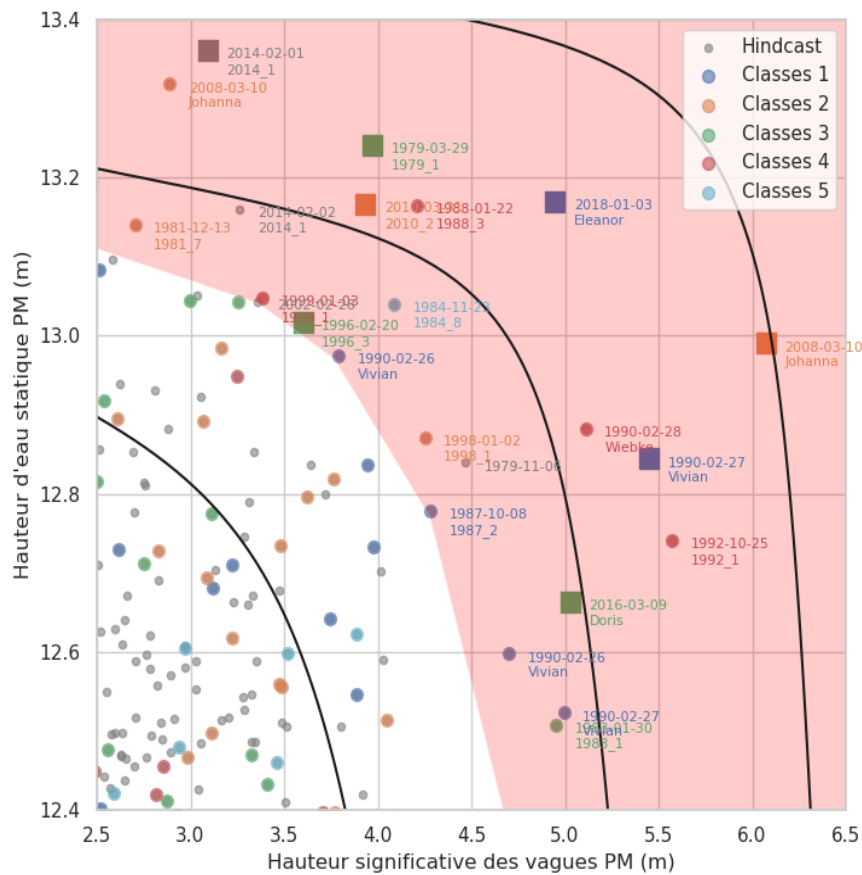


Figure 58 : Zoom de la figure 55 dans la zone à fort risque de submersion marine.

Événements (Classes)	Nom	Marée à pleine mer	Surcotes de pleine mer	Hs des vagues
1979-03-29 (classe 1)	La « big one »	13,02 m	0,22 m	3,97 m
1979-11-06	-	12,52 m	0,32 m	4,47 m
1981-12-13 (Classe 2)	-	12,29 m	0,85 m	2,71 m
1984-11-23 (Classe 5)	-	12,38 m	0,66 m	4,09 m
1987-10-08 (Classe 1)	-	12,40 m	0,38 m	4,28 m
1988-01-22 (Classe 4)	-	12,61 m	0,56 m	4,21 m
1988-01-30 (Classe 3)	-			4,95 m
1990-02-26/27 (Classe 1)	Vivian	12,46 m/12,36 m 12,43 m/12,44 m	0,51 m/0,24 m 0,41 m/0,08 m	3,79 m/4,70 m 5,45 m/5,00m
1990-02-28 (Classe 4)	Wiebke	12,26 m	0,62 m	5,11 m
1992-10-25 (Classe 4)	-	12,24 m	0,50 m	5,57 m
1996-02-20 (Classe 3)	Grande marée	13,03 m	0 m	3,60 m
1998-01-02 (Classe 2)	-	11,95 m	0,92 m	4,25 m
1999-01-03 (Classe 4)	-	12,38 m	0,67 m	3,39 m
2002-02-28	-	12,89 m	0,15 m	3,36 m
2008-03-10 (Classe 2)	Johanna	12,68 m/12,40 m	0,63 m/0,59 m	2,89 m/6,07 m
2010-03-31 (Classe 2)	Grande marée	12,89 m	0,27 m	3,94 m
2014-02-01/02	Grande marée	13,05 m/13,05 m	0,31 m/0,11 m	3,09 m/3,26 m
2016-03-09 (Classe 3)	Doris	12,55 m	0,11 m	5,03 m
2018-01-03 (Classe 1)	Eleanor	12,64 m	0,53 m	4,95 m

Tableau 19 : Liste des événements extrêmes ayant causé ou qui aurait pu causer des submersions marines. Les événements en bleu correspondent aux événements ayant conduit à des submersions marines documentées à Saint-Malo.

5.3 CONCLUSIONS ET LIMITATIONS DE L'ETUDE CLIMATOLOGIQUE

Le jeu climatologique de marées, surcotes atmosphériques et vagues fournit un jeu cohérent dans le temps de plus de 40 ans des conditions météo-océaniques sur la façade atlantique française.

La validation de ce jeu climatologique dans la région de Saint-Malo montre la bonne capacité du modèle à représenter les surcotes atmosphériques dans la baie de Saint-Malo et les états de mer au large de Saint-Malo. L'amplitude de la marée astronomique est sous-estimée, ce qui entraîne une sous-estimation des hauteurs d'eau statique (marée et surcotes atmosphériques). Les surcotes et Hs des vagues extrêmes sont bien représentées par le jeu climatologique.

L'analyse des conditions météo-océaniques dans la baie de Saint-Malo montre que les conditions extrêmes de surcotes et Hs des vagues se produisent principalement pour des tempêtes orientées O-E. Cependant, du fait de la forte dépendance à la marée astronomique, l'ensemble de ces tempêtes atmosphériques n'entraîne pas un fort risque de submersion marine à Saint-Malo. Une analyse multivariée de la marée astronomique, de la surcote atmosphérique et de la Hs des vagues nous a permis de définir des conditions météo-océaniques à fort risque de submersion marine à Saint-Malo. Ces seuils pourraient être utilisés pour définir un service local de vigilances vagues submersions. Cependant, un travail devra être effectué pour adapter ces seuils au système de modélisation mis en place pour la prévision des conditions météo-océaniques.

Le jeu climatologique ne nous permet pas de représenter l'ensemble des processus, et en particulier la transformation du champ de vagues dans la baie de Saint-Malo et la surcote des vagues associée. Pour représenter ces processus, un système couplé à une haute résolution des surcotes et états de mer dans la baie de Saint-Malo doit être mis en place. Ce système est coûteux en termes de temps de calculs, il ne nous permet donc pas d'effectuer un jeu climatologique, mais uniquement des jeux d'événements.

Pour finir, les marées astronomiques, les surcotes atmosphériques et les Hs des vagues montrent une forte variabilité saisonnière et interannuelle. Ces variabilités peuvent favoriser ou réduire les risques de submersions marines dans la baie de Saint-Malo. Dans un contexte de changement climatique, l'étude de ces variabilités est importante pour prévoir au mieux l'évolution à moyen et long terme du risque de submersion marine à Saint-Malo.

6. MISE EN PLACE D'UN SYSTEME DE MODELISATION COUPLE A HAUTE RESOLUTION DES SURCOTES ET ETATS DE MER DANS LA BAIE DE SAINT-MALO

Un système couplé à Très Haute Résolution (THR) des surcotes et états de mer a été mis en place pour représenter les marées, surcotes atmosphériques et la transformation du champ de vague ainsi que la surcote des vagues induite par cette transformation dans la baie de Saint-Malo. Ce système est validé à l'aide des observations recueillies dans la baie de Saint-Malo pendant la campagne océanographique du PAPI Saint-Malo. Il est ensuite utilisé pour rejouer des événements de référence et étudier l'apport de ce système par rapport au système régional à Haute Résolution (HR).

6.1 VALIDATION DU SYSTEME DE MODELISATION COUPLE A TRES HAUTE RESOLUTION PENDANT LA CAMPAGNE PAPI SAINT-MALO

Dans cette partie, une validation du système de modélisation THR et une comparaison avec les performances du système HR sont présentées. Pour cela, la période de campagne océanographique est simulée avec les systèmes HR et THR. Les simulations sont comparées aux observations de la campagne océanographique du PAPI Saint-Malo.

6.1.1 Conditions météo-océaniques dans la baie de Saint-Malo pendant la campagne océanographique

Pendant la campagne océanographique (hiver 2018-2019), trois tempêtes atmosphériques ont été recensées dans la base de données des tempêtes atmosphériques. Ces tempêtes n'ont pas produit d'inondations par submersion marine. Les dates, noms et conditions météo-océaniques de ces trois événements sont fournis dans le tableau 20.

Nom (Classes)	Date de la pleine mer	Marée à pleine mer	Surcotes de pleine mer	Hs des vagues
2018_2 (classe 4)	09/12/2018 à 7h	11,59 m	0,18 m	5,02 m
Martin (Classe 1)	27/01/2019 à 11h	10,88 m	0,08 m	3,80 m
Eberhard (Classe 4)	10/03/2019 à	11,62 m	0,31 m	4,27 m

Tableau 20 : Conditions météo-océaniques extraites du jeu climatologique pour les trois événements météorologiques de la campagne océanographique.

La figure 59 montre la hauteur d'eau au marégraphe de Saint-Malo en fonction de la Hs des vagues à la bouée houlographique 02202 pour chaque cycle de marée extrait du jeu climatologique. Les cycles de marées correspondant à la période de la campagne océanographique sont identifiés par des points rouges. Aucun événement à fort risque de submersion ne s'est produit pendant la campagne océanographique. Le coup de vent du 9 décembre 2018 et la tempête Eberhard sont les deux événements avec les périodes de retour les

plus importantes pendant la campagne océanographique, environ 5 et 2 ans, respectivement. La tempête Martin a une période de retour plus faible (< 1 an).

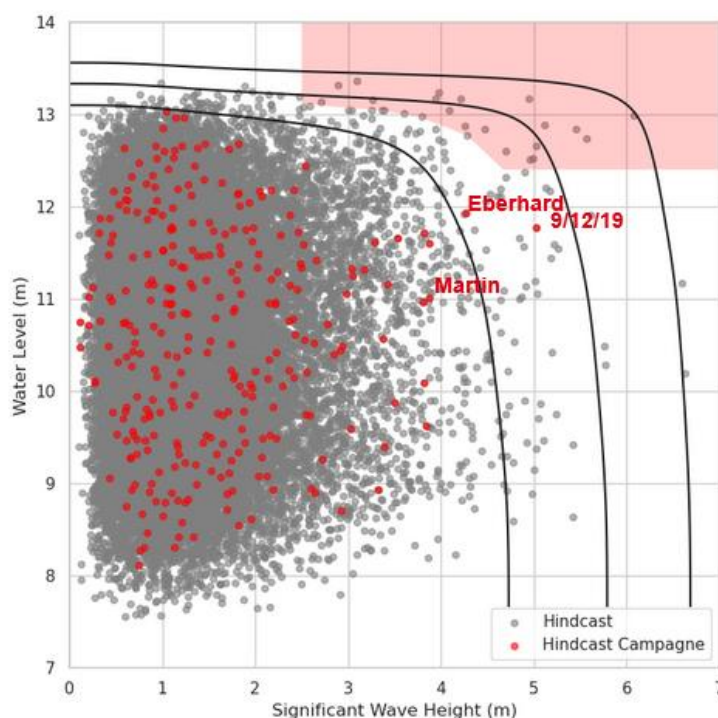


Figure 59 : Hauteur d'eau à pleine mer au marégraphe de Saint-Malo en fonction de la Hs des vagues à pleine mer simulées pour chaque cycle de marée entre 1979 et 2019 (en gris). Période de retour à 1 an, 10 et 100 ans des hauteurs d'eau à pleine mer et de la Hs des vagues à pleine mer par méthode multivariée (trait continu). La zone rouge représente une zone à fort risque de submersion marine. Les points rouges représentent les cycles de marée pendant la campagne océanographique (hiver 2018/2019).

6.1.2 Validation de la marée dans la baie de Saint-Malo pendant la campagne océanographique

Pour valider la représentation de la marée dans la baie de Saint-Malo, on compare les simulations aux prédictions de marées astronomiques.

La figure 60 présente la marée prédite et simulée par les configurations HR et THR au marégraphe de Saint-Malo pendant la campagne océanographique. L'amplitude de marée simulée est plus faible que celle prédite en particulier pour la configuration THR. Les statistiques (Tableau 21) montrent des erreurs de marées de pleine mer de l'ordre de 30 cm pour la configuration THR, soit deux fois plus importantes que pour la configuration HR. Cette dégradation de la représentation de la marée par le système THR s'explique par l'absence d'optimisation stochastique du coefficient de frottement dans cette configuration. Cette optimisation est coûteuse et difficile à mettre en place, la configuration HR ayant bénéficié d'une optimisation importante dans le cadre du projet HOMONIM.

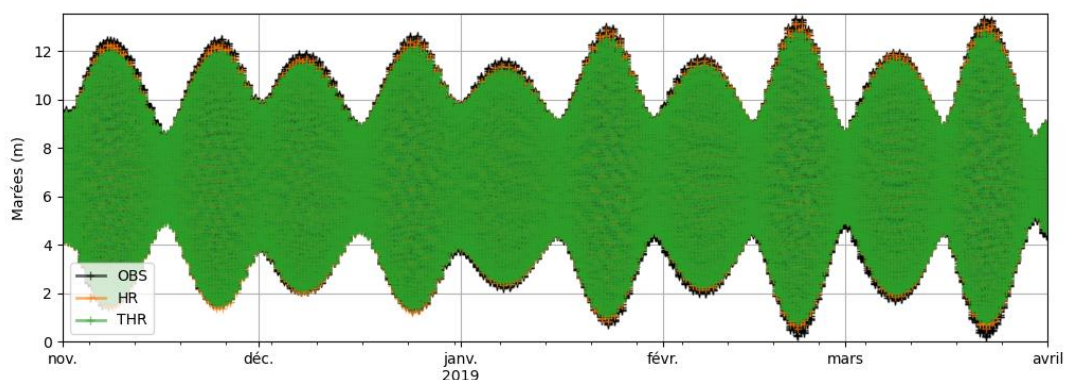


Figure 60 : Marée prédite et marée simulée par les configurations HR et THR au marégraphe de Saint-Malo pendant la campagne océanographique.

	BIAS	MAE	RMSE	SI	R²
Marée de pleine mer HR	-10 cm	12 cm	14 cm	1 %	99
Marée de pleine mer THR	-28 cm	28 cm	33 cm	2 %	99

Tableau 21 : Score statistique de la marée de pleine mer simulée par les configurations HR et THR au marégraphe de Saint-Malo pendant la campagne océanographique

6.1.3 Validation de la transformation du champ de vagues dans la baie de Saint-Malo pendant la campagne océanographique

Pour valider la représentation des états de mer dans la baie de Saint-Malo, on compare les simulations aux observations de la campagne océanographique.

La figure 61 montre la transformation du champ de vagues de l'entrée de la baie de Saint-Malo, le long du transect T1 (voir la carte de la Figure 22). On peut identifier sur cette figure les trois tempêtes atmosphériques décrites précédemment. Pour ces trois événements, la Hs des vagues décroît de l'entrée de la baie (mouillage T1-3) jusqu'aux pieds des ouvrages de protection (mouillage T1-1). Cette transformation du champ de vagues s'explique principalement par le déferlement bathymétrique dans la baie de Saint-Malo et les interactions avec les nombreux obstacles (îles, hauts fonds, épis). La Hs des vagues est bien représentée par les systèmes HR et THR aux mouillages T1-3 et T1-2. D'un point de vue statistique (Tableau 22), on voit une légère amélioration de la représentation de la Hs des vagues par le système THR par rapport au système HR. Au mouillage T1-1, seul le système THR est capable de représenter la Hs des vagues. Cette représentation est réaliste (Figure 61), bien que les scores statistiques montrent des erreurs importantes de l'ordre 50 cm. Ces erreurs se produisent principalement fin novembre 2018 et fin février 2019. Ces périodes montrent des erreurs importantes dans la représentation des forçages atmosphériques (voir annexes du jalon 2) et donc du champ de vagues.

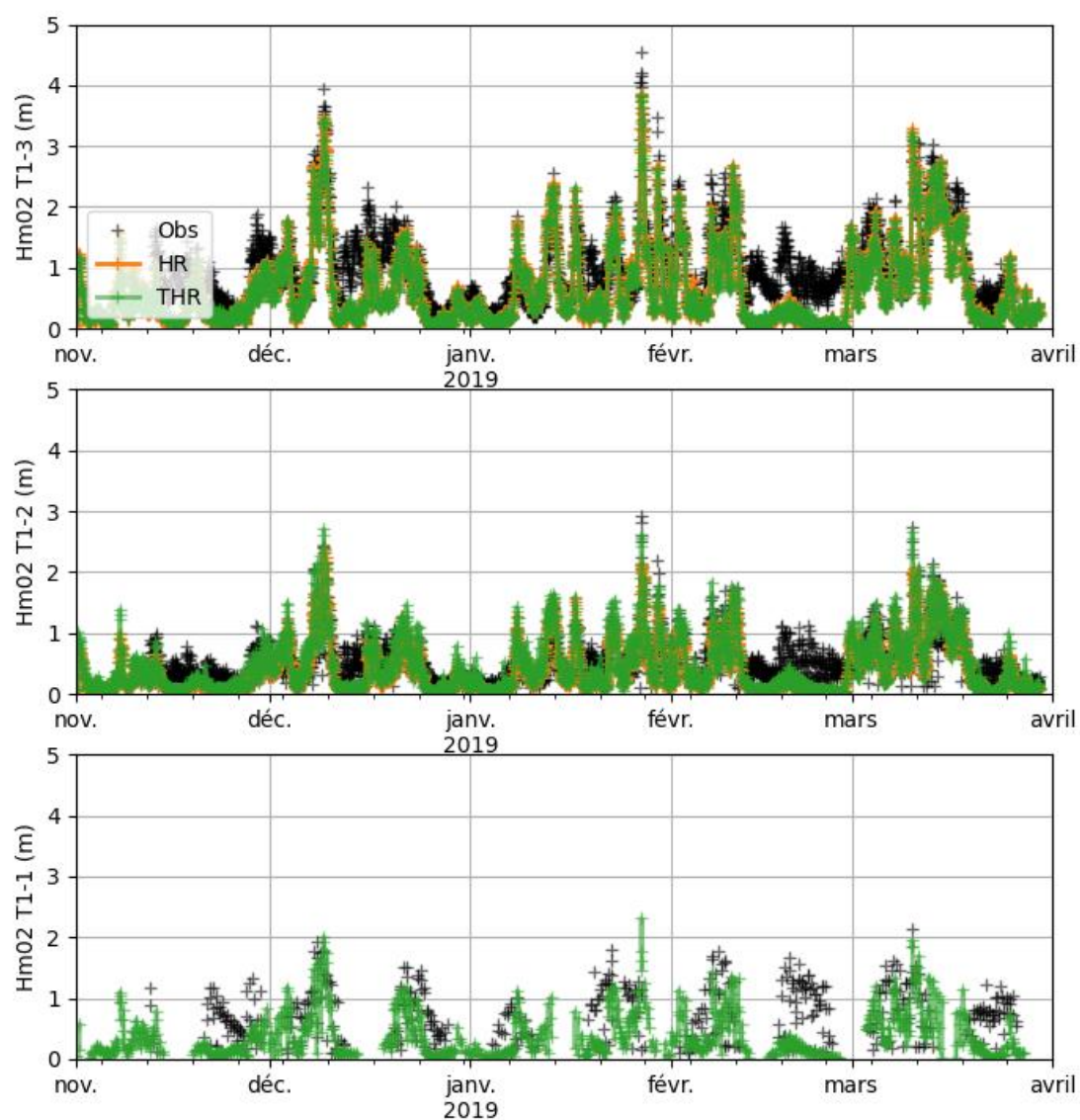


Figure 61 : Hs des vagues observées et simulées par les systèmes HR et THR aux mouillages T1-3, T1-2 et T1-1 de la Campagne Océanographique.

Hm02	<i>BIAS</i>	<i>MAE</i>	<i>RMSE</i>	<i>SI</i>	<i>R</i>²
HR (T1-3)	-32 cm	40 cm	49 cm	31 %	-
THR (T1-3)	-34 cm	40 cm	49 cm	30 %	-
HR (T1-2)	-14 cm	24 cm	30 cm	38 %	-
THR (T1-2)	- 6 cm	22 cm	27 cm	40 %	-
HR (T1-1)	-	-	-	-	-
THR (T1-1)	-31 cm	49 cm	59 cm	57 %	-

Tableau 22 : Scores statistiques de la Hs des vagues simulée par les configurations HR et THR aux mouillages T1-3, T1-2 et T1-1 de la campagne océanographique

La figure 62 présente une carte de la Hs des vagues simulée par la configuration THR pendant le coup de vent du 9 décembre 2018 au moment de la pleine mer. On peut voir que la partie Est de la baie est fortement exposée, et la partie Ouest moins exposée car protégée par l'île de Cézembre. À l'approche des ouvrages de défense, on voit une zone de déferlement des vagues avec une décroissance importante de la Hs des vagues. Dans la partie estuarienne, les vagues sont presque totalement dissipées. La variabilité spatiale de la Hs des vagues dans la baie de Saint-Malo est bien représentée pour cet événement comme le montre la comparaison avec les points d'observations.

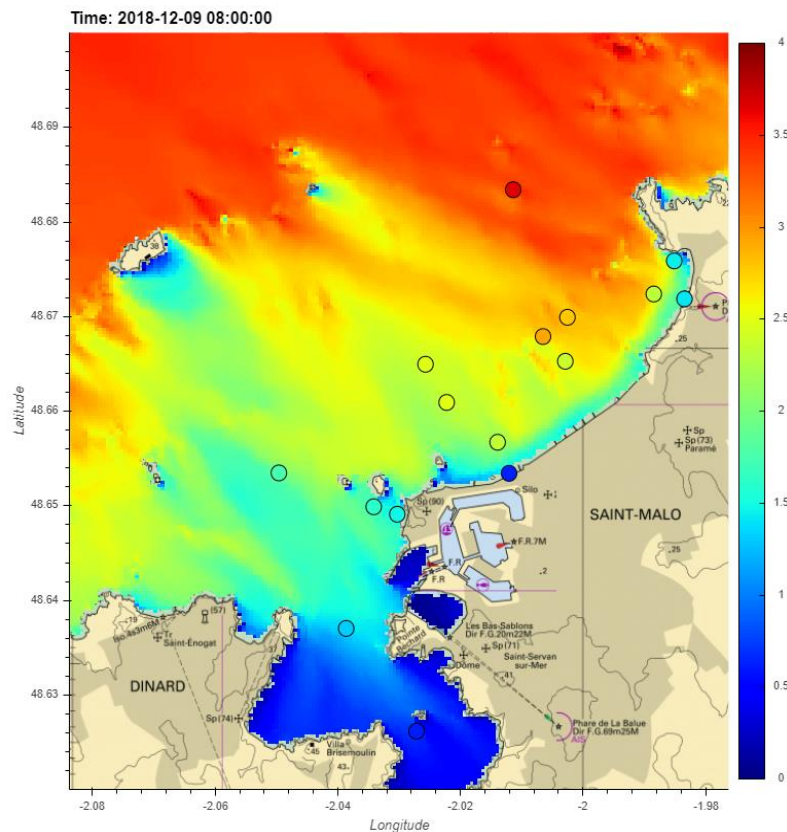


Figure 62 : Carte de la Hs des vagues à pleine mer simulée par le système THR pendant le coup de vent du 9 décembre 2018. Les points représentent la Hs des vagues observées par les différents mouillages de la campagne océanographique pendant cet événement.

6.1.4 Validation des surcotes dans la baie de Saint-Malo pendant la campagne océanographique

Pour valider la représentation des surcotes dans la baie de Saint-Malo, on compare les simulations aux observations pendant la campagne océanographique PAPI Saint-Malo.

La surcote instantanée au marégraphe de Saint-Malo est bien représentée par les deux simulations (Figure 63). Certains pics de surcote sont légèrement moins importants pour le système THR par rapport au système HR, ce qui semble en accord avec les observations. On peut voir par exemple une surestimation du pic de surcote, du 29 novembre 2018, de 16 cm pour le système HR, par rapport aux observations, alors que la surestimation est seulement de 4 cm pour le système THR. D'un point de vue statistique (Tableau 23), les résultats des systèmes HR et THR sont comparables.

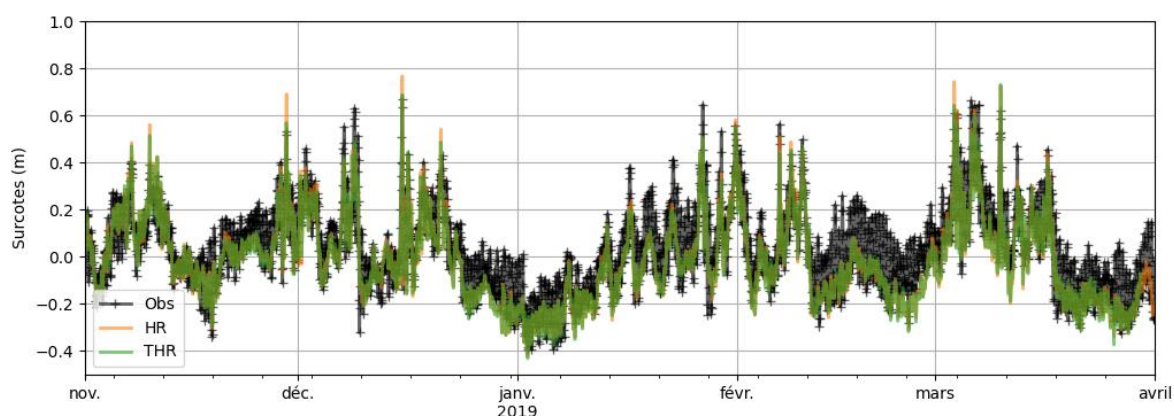


Figure 63 : Surcotes au marégraphe de Saint-Malo pendant la campagne océanographique.

Marégraphe de Saint-Malo	<i>BIAS</i>	<i>MAE</i>	<i>RMSE</i>	<i>SI</i>	<i>R²</i>
Surcotes HR	-5 cm	8 cm	10 cm	51 %	74 %
Surcotes THR	-5 cm	8 cm	10 cm	50 %	75 %

Tableau 23 : Scores statistiques de la surcote instantanée simulée par les configurations HR et THR au marégraphe de Saint-Malo pendant la campagne océanographique

La figure 64 présente une carte de la surcote simulée par la configuration THR pendant le coup de vent du 9 décembre 2018 au moment de la pleine mer. On peut voir un gradient du large vers la côte. Ce gradient est particulièrement marqué à l'approche des ouvrages de défense, après la zone de déferlement des vagues (Figure 64), on peut voir une augmentation de la surcote correspondant à la surcote des vagues. Dans la partie estuarienne et l'avant-port, l'effet de la surcote des vagues est négligeable. La comparaison avec les points d'observations montre une sous-estimation de la surcote au large (mouillage T1-3 et T4-4), mais une bonne représentation de l'augmentation de la surcote aux pieds des ouvrages (mouillage T1-1 et T4-1). Les mouillages T3-3 et T3-4 montrent des surcotes plus faibles que les autres mouillages. Le modèle représente également des surcotes plus faibles en certains points dans la baie, particulièrement dans les zones de haut fonds qui induisent un déferlement des vagues (Figure 64). Les mouillages étant positionnés sur ce type de structure, l'effet du déferlement des vagues peut localement induire des décotes. Les incertitudes sur les données de surcote, de l'ordre de 5 à 10 centimètres (Seyfried et al, 2021a), rendent cependant l'interprétation et la validation modèle point à point difficile.

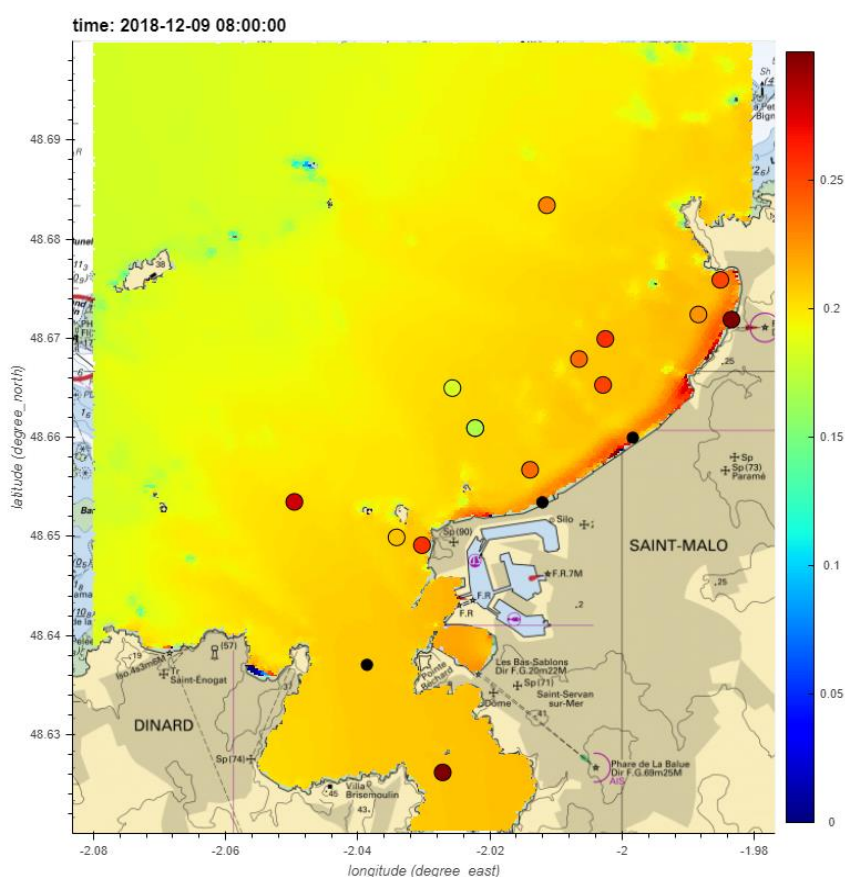


Figure 64 : Carte de la surcote à pleine mer (surcote atmosphérique et surcote des vagues) en mètre simulée par le système THR pendant le coup de vent du 9 décembre 2018.

La figure 65 représente la surcote des vagues observées (c'est à dire la différence entre la hauteur d'eau mesurée au mouillage T2-1 et la hauteur d'eau mesurée au mouillage T2-2) et la surcote des vagues simulée par le système THR. Les trois tempêtes décrites précédemment présentent des surcotes des vagues supérieures à 20 cm au mouillage T1-1. Le système THR reproduit bien ces surcotes des vagues avec une sous-estimation de l'ordre de 5 à 10 cm, correspondant aux incertitudes de la mesure.

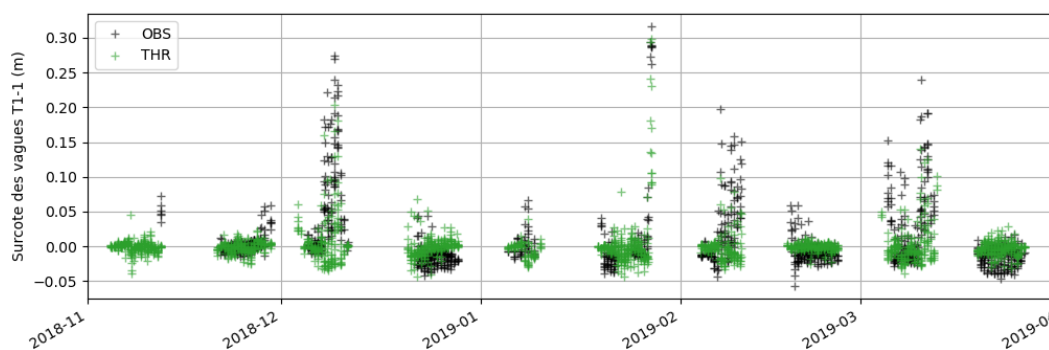


Figure 65 : Surcotes des vagues observées et simulées par le système THR au mouillage T1-1 pendant de la campagne océanographique.

La figure 66 présente la hauteur d'eau, la Hs des vagues et la surcote des vagues, observée et simulée par le système THR au niveau du mouillage T1-1 pour le coup de vent du 9 décembre 2018. Le mouillage est immergé uniquement autour de la pleine mer pour des hauteurs d'eau supérieure à 10,5 m. Le système THR simule des hauteurs d'eau moins importantes que les hauteurs observées principalement en raison des erreurs dans la représentation de la marée astronomique. La Hs des vagues est bien représentée avec une légère surestimation. Le maximum de la hauteur significative des vagues observées et simulées se produit à pleine mer. La surcote des vagues montre une forte dépendance à la hauteur d'eau. Les surcotes les plus importantes se produisent pour les hauteurs d'eau les plus faibles, et les surcotes minimum à pleine mer. Le système THR reproduit bien cette dépendance, mais on peut voir une sous-estimation de l'ordre de 10 cm de la surcote des vagues tout au long du cycle de marée.

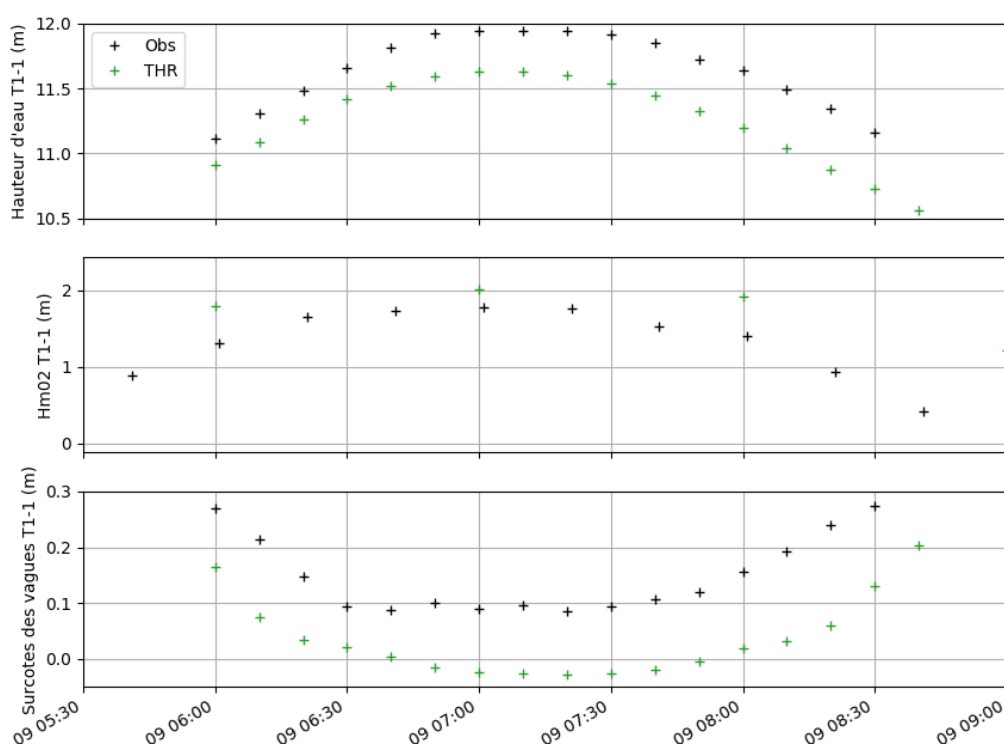


Figure 66 : Hauteur d'eau, Hs des vagues et surcotes des vagues observées et simulées par le système THR au mouillage T1-1 pendant le coup de vent du 9 décembre 2018.

6.2 REJEU D'ÉVÉNEMENTS DE RÉFÉRENCE AVEC LES SYSTÈMES HR ET THR

6.2.1 Conditions météo-océaniques des événements de référence

Dix événements de référence ont été sélectionnés selon des critères météo-océaniques et d'impact à terre (voir rapport du Jalon 2). Pour obtenir des forçages atmosphériques optimaux, ces événements ont été sélectionnés entre 2012 et 2019. Les conditions météo-océaniques des événements de référence sont fournies dans le tableau 24.

Noms (Classes)	Dates de la pleine mer	Marée à pleine mer (m)	Surcotes à pleine mer (cm)	Hs des vagues à pleine mer (m)
Dirk (Classe 1)	23/12/2013 à 22h	9,88 m	43 cm	3,5 m
Petra (Classe 2)	05/02/2014 à 22 h	10,85 m	30 cm	3,5 m
Ulla (Classe 5)	14/02/2014 à 18h	11,12 m	61 cm	3,1 m
Doris (Classe 3)	09/03/2016 à 19h	12,55 m	11 cm	5,0 m
Nanette (Classe 2)	20/11/2016 à 10h	10,73 m	16 cm	2,1 m
Egon (Classe 4)	15/12/2017 à 3h	9,81 m	8 cm	3,0 m
Bruno (Classe 1)	27/12/2017 à 12h	9,36 m	11 cm	3,7 m
Carmen (Classe 4)	31/12/2017 à 17 h	11,26 m	38 cm	2,2 m
Eleanor (Classe 1)	03/01/2018 à 7 h	12,64 m	53 cm	4,9 m
Martin (Classe 1)	27/01/2019 à 11h	10,88 m	8 cm	3,8 m

Tableau 24 : Conditions météo-océaniques extraites du rejeu climatologique pour les dix événements de référence.

La figure 67 montre la hauteur d'eau au marégraphe de Saint-Malo en fonction de la Hs des vagues à la bouée houlographique 02202 pour chaque cycle de marée. Les cycles de marées correspondant aux événements de référence sont identifiés par des points noirs avec le nom des événements associés. Deux événements de références se trouvent dans la zone à fort risque de submersion, définie dans l'étude climatologique, avec des périodes de retour de 30 ans et 9 ans, respectivement pour les tempêtes Eleanor et Doris. Ces deux événements ont effectivement conduit à des submersions marines à Saint-Malo. Les autres événements de références ont des périodes de retour inférieures à 1 an en termes de hauteur d'eau et de Hs des vagues. La sélection des événements de référence, effectuée au jalon 2, est basée sur des critères météorologiques, de surcotes et de Hs de vagues, extraits de différentes bases de données parfois incomplètes. Cette sélection a été effectuée avant le rejeu climatologique et l'analyse statistique associée. Elle n'a donc pas permis de sélectionner uniquement les événements avec les périodes de retour les plus importantes en termes de hauteur d'eau et Hs des vagues. Mais cette sélection représente un panel d'événements tempétueux avec des conditions météo-

océaniques variées qui va nous permettre d'étudier la validité du système THR et son apport par rapport au système HR pour différentes situations.

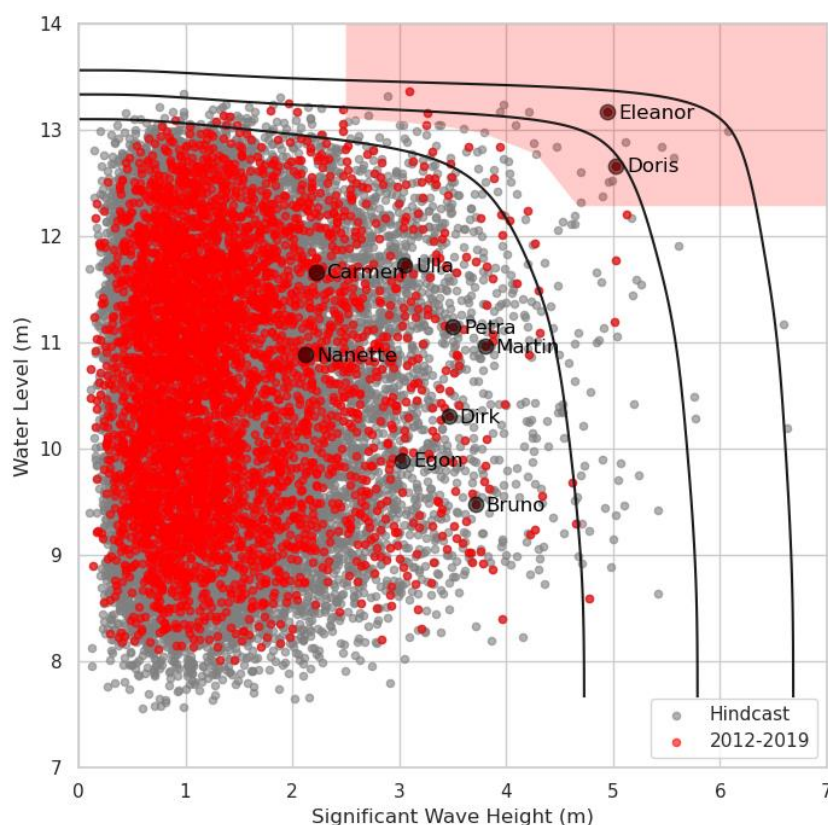


Figure 67 : Hauteur d'eau à pleine mer au marégraphe de Saint-Malo en fonction de la Hs des vagues à pleine mer simulées pour chaque cycle de marée entre 1979 et 2019 (en gris). Période de retour à 1 ans, 10 et 100 ans des hauteur d'eau à pleine mer et de la Hs des vagues à pleine mer par méthode multivariée (trait continu). La zone rouge représente une zone à fort risque de submersion marine. Les points rouges représentent les cycles de marées entre 2012 et 2019. Les points représentent sont les événements références.

6.2.2 Validation des simulations de référence

Dans cette partie, une validation du système de modélisation THR et une comparaison avec les performances du système HR sont présentées pour chaque événement de référence. L'absence d'observation dans la baie de Saint-Malo, à l'exception du marégraphe, limite la validation des événements de référence. De plus, les seules observations d'états de mer disponibles pendant certains de ces événements, sont les observations de la bouée houlographique 02204 au large de Bréhat. Ces observations nous permettent donc de valider uniquement le système HR, le système THR ne couvrant pas la zone d'observation de la bouée 02204. Cependant le système THR étant forcé par le système HR, les erreurs du système HR au large se reproduisent dans le système THR.

La figure 63 montre l'évolution des conditions météo-océaniques, de marée, surcotes et Hs des vagues observées et simulées pour la tempête de référence Eleanor (voir annexe pour les autres

événements de référence). Les cycles de marée sont bien reproduits avec les systèmes HR et THR. Le pic maximum de pleine mer de 12,84 m, le 3 janvier 2018 à 7h, est sous-estimé par les systèmes HR et THR, de 14 et 48 cm, respectivement. Le pic maximum de surcote instantanée de 78 cm, le 3 janvier 2018 à 2h, est bien reproduit par les systèmes HR et THR. Mais, une surestimation de la surcote au moment de la pleine mer est observée le 3 janvier 2018 à 7h. Cette surestimation est moins importante avec le système THR. On peut voir également la difficulté des systèmes HR et THR à reproduire un second pic de surcote de 0,5 m, à marée basse, le 3 janvier 2018 à 14 h. La Hs des vagues au large est bien représentée par le système HR avec une légère surestimation par rapport aux observations. Le maximum de Hs de vague intervient quelques heures après la pleine mer à Saint-Malo.

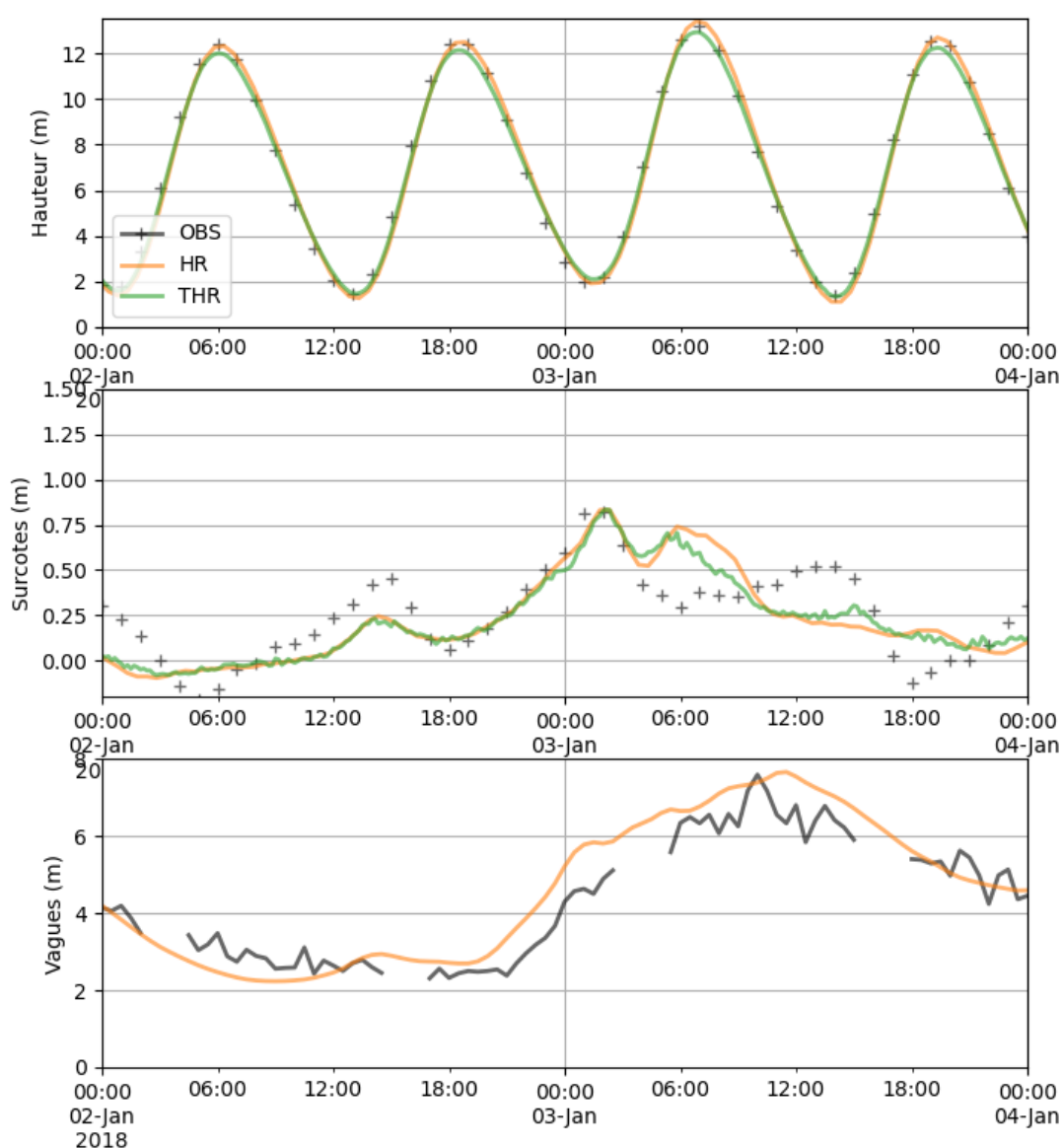


Figure 68 : Evolution temporelle des marées prédites et simulées, des surcotes déduites des observations et simulées, et des Hs des vagues observée et simulée pour l'événement de référence Eleanor.

Le tableau 25 fournit les conditions de marée, surcotes et Hs des vagues observées et simulées avec les systèmes HR et THR au moment du pic de pleine mer pour chaque événement de référence. On retrouve une sous-estimation de la marée de pleine mer pour l'ensemble des simulations, en particulier pour les simulations du système THR. Les surcotes de pleine mer sont surestimées pour la plupart des événements. Le système THR réduit un peu ces erreurs. La surcote de pleine mer la plus importante est observée et simulée pour la tempête atmosphérique Ulla. La Hs des vagues au large est sous-estimée pour les tempêtes de référence pour lesquelles on dispose de données, avec une erreur maximum de 1,35 m pour la tempête Martin du 27 janvier 2019.

Noms (Classes)	Dates de la pleine mer	Marée à pleine mer (m)			Surcotes à pleine mer (cm)			Hm02 à pleine mer (cm)		
		Obs	HR	THR	Obs	HR	THR	Obs	HR	THR
Dirk (Classe 1)	23/12/2013 à 22h	10,08 m	9,94 m	9,82 m	37 cm	44 cm	45 cm	-	5,21 m	-
Petra (Classe 2)	05/02/2014 à 22 h	10,91 m	10,77 m	10,68 m	19 cm	24 cm	30 cm	-	3,53 m	-
Ulla (Classe 5)	14/02/2014 à 18h	11,29 m	11,02 m	10,90 m	73 cm	84cm	79 cm	-	4,86 m	-
Doris (Classe 3)	09/03/2016 à 19h	12,75 m	12,64 m	12,23 m	2 cm	15 cm	6 cm	-	5,72 m	-
Nanette (Classe 2)	20/11/2016 à 10h	10,79 m	10,70 m	10,62 m	9 cm	4 cm	2 cm	-	2,78 m	-
Egon (Classe 4)	15/12/2017 à 3h	10,09 m	9,91 m	9,87 m	0 cm	2 cm	7 cm	4,59 m	4,34 m	
Bruno (Classe 1)	27/12/2017 à 12h	9,38 m	9,35 m	9,35 m	10 cm	11 cm	7 cm	5,17 m	4,31 m	-
Carmen (Classe 4)	31/12/2017 à 17 h	11,46 m	11,39 m	11,13 m	36 cm	48 cm	45 cm	4,35 m	3,25 m	-
Eleanor (Classe 1)	03/01/2018 à 7 h	12,84 m	12,70 m	12,36 m	38 cm	70 cm	61 cm	6,76 m	6,33 m	-
Martin (Classe 1)	27/01/2019 à 11h	10,91 m	10,97 m	10,81 m	2 cm	4 cm	10 cm	6,17 m	4,82 m	-

Tableau 25 : Marées, surcotes et Hs des vagues à pleine mer observées et simulées par les systèmes HR et THR pour les dix événements de référence.

6.2.3 Analyse des simulations de références

Dans cette partie, les résultats des systèmes HR et THR sont présentés pour les dix événements de références.

La figure 69 montre la Hs des vagues simulées par les systèmes HR et THR pour l'événement de référence Eleanor au moment de la pleine mer (voir annexe pour les autres événements de référence). Le système HR simule des Hs de vagues de plus de 4 m à l'entrée de la baie de Saint-Malo. La dissipation du champ de vague et la Hs au pied des ouvrages de protection ne sont pas bien représentés. Le système THR fournit une meilleure représentation de la dissipation du champ de vagues sur les nombreux obstacles (îles et haut fonds). Le déferlement du champ de vagues intervient à quelques dizaines de mètres des ouvrages de protection, avec des vagues qui passent d'une hauteur de plus de 3,5 m à des hauteurs inférieures à 2 m au pied des ouvrages.

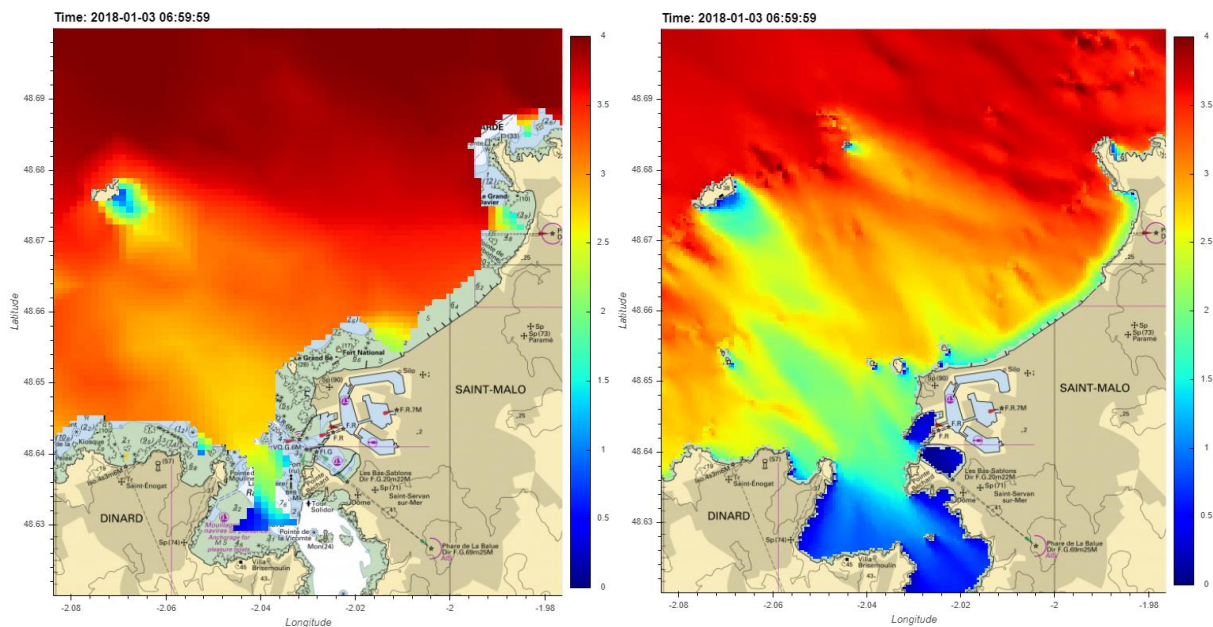


Figure 69 : Carte de Hs des vagues simulée à pleine mer pour l'événement de référence Eleanor avec le modèle HR (à gauche) et THR (à droite).

La figure 70 montre les surcotes de pleine mer simulées par les systèmes HR et THR pour l'événement de référence Eleanor (voir annexe pour les autres événements de référence). Le système HR simule uniquement la surcote atmosphérique avec une surcote de pleine mer comprise entre 65 et 75 cm. Le système THR simule une surcote de pleine mer plus faible dans la baie de Saint-Malo, comprise entre 55 et 65 cm. Ces différences, de l'ordre de 10 cm, entre les deux simulations, sont produites par les différences de résolution et les différences dans la représentation de la marée astronomique. La surcote montre une faible variabilité spatiale dans la baie de Saint-Malo de l'ordre de quelques centimètres. L'effet de la surcote des vagues dans le système THR est visible uniquement après la zone de déferlement des vagues. La surcote des vagues pour la tempête Eleanor, inférieur à 10 cm.

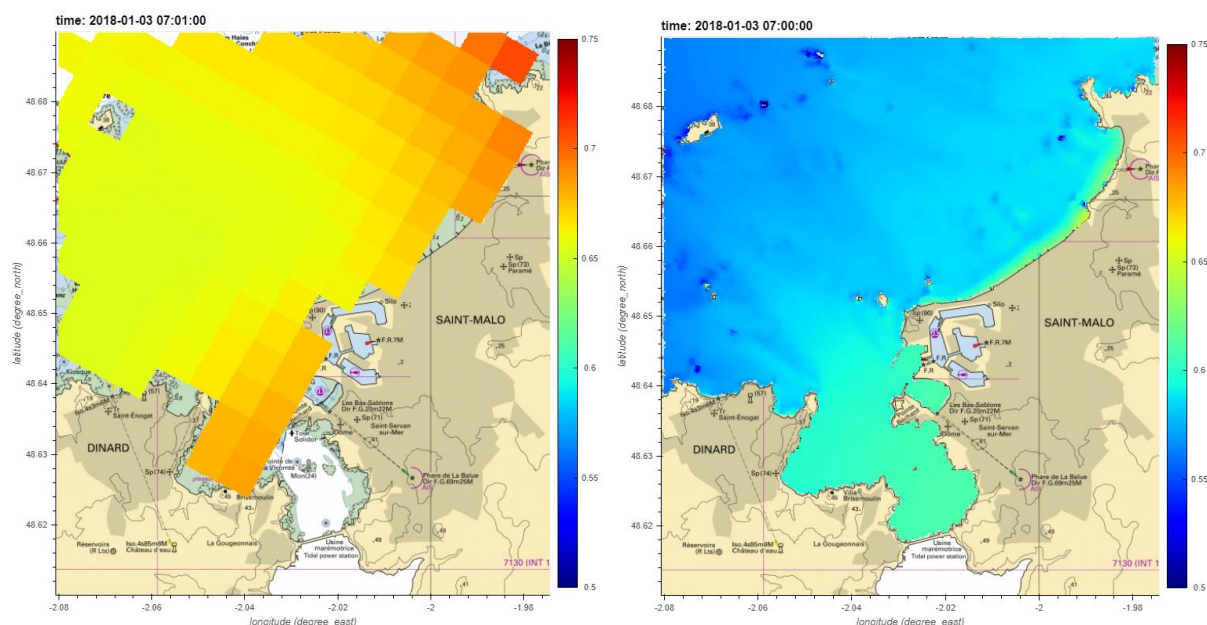


Figure 70 : Carte de surcotes de pleine mer pour l'événement de référence Eleanor avec les modèles HR (à gauche) et THR (à droite).

Le Tableau 26 fourni pour les 10 tempêtes de référence, la marée et la surcotes de pleine mer au marégraphe de Saint-Malo, la Hs des vagues à l'entrée de la baie, et la Hs des vagues et les surcotes des vagues maximum aux pieds des ouvrages de protection, simulée par le système THR. Les surcotes simulées au marégraphe de Saint-Malo résultent uniquement de la surcote atmosphérique et des interactions avec les marées, l'effet des vagues étant limité dans cette zone. La transformation des vagues de l'entrée de la baie, avec des Hs allant de 1 m à plus de 4 m suivant les événements, jusqu'au ouvrages de défense entraîne une surcote des vagues. La Hs des vagues aux pieds des ouvrages de protection peut être importante, entre 2 m et 2,5, pour les événements les plus intenses. Les surcotes des vagues les plus importantes sont obtenues pour la tempête Egon du 15 décembre 2017, avec une surcote des vagues maximum de 30 cm. Les surcotes les plus importantes se produisent le long des ouvrages de protection dans les dernières mailles du système THR (voir figure A.18 en annexe). Les deux événements de référence les plus extrêmes, en termes de hauteur d'eau et de Hs des vagues au large, Doris et Eleanor, produisent des surcotes des vagues à pleine mer faibles, inférieures à 10 cm. Ce résultat montre l'importance de la hauteur d'eau dans la génération des surcotes des vagues. Cependant, d'autres processus, qui ne sont pas pris en compte par le système THR, peuvent intervenir en interaction avec les ouvrages de protection, notamment des débordements par paquet de mer.

Événements		Marée au marégraph e de Saint-Malo	Surcote au marégraph e de Saint-Malo	Hs des vagues à l'entrée de la baie	Hs des vagues aux pieds des ouvrages de protections	Surcote des vagues aux pieds des ouvrages de protections
Noms (Classes)	Dates de la pleine mer					
Dirk (Classe 1)	23/12/2013 à 22h	9,82 m	45 cm	1,9 m	1 m	13 cm
Petra (Classe 2)	05/02/2014 à 10 h	10,68 m	30 cm	1,8 m	1,4 m	19 cm
Ulla (Classe 5)	14/02/2014 à 18h	10,90 m	79 cm	2 m	1 m	1 cm
Doris (Classe 3)	09/03/2016 à 19h	12,23 m	6 cm	4,3 m	2,5 m	10 cm
Nanette (Classe 2)	20/11/2016 à 10h	10,62 m	2 cm	1,8 m	1,3 m	14 cm
Egon (Classe 4)	15/12/2017 à 3h	9,87 m	7 cm	2,4 m	1,5 m	30 cm
Bruno (Classe 1)	27/12/2017 à 12h	9,35 m	7 cm	3,6 m	2,2 m	25 cm
Carmen (Classe 4)	31/12/2017 à 17 h	11,13 m	45 cm	1,4 m	1 m	1 cm
Eleanor (Classe 1)	03/01/2018 à 7 h	12,36 m	61 cm	3,8 m	2,4 m	6 cm
Martin (Classe 1)	27/01/2019 à 11h	10,81 m	10 cm	4 m	2,4 m	27 cm

Tableau 26 : Caractéristiques de marée, surcote et d'états de mer (Hs des vagues et surcotes des vagues) simulées par le système THR pour les dix événements de référence.

6.2.4 Rejeu d'un événement fictif

Dans cette partie, nous allons étudier l'impact d'une augmentation du niveau moyen de 1,1 m sur les caractéristiques de surcote et d'états de la mer de la tempête Eleanor. Pour cela, nous allons comparer la tempête de référence Eleanor, simulée par le système THR, avec une simulation fictive d'Eleanor, réalisée en modifiant le niveau moyen dans le système de THR.

La hausse du niveau moyen entraîne des hauteurs de marée plus importantes par rapport au zéro hydrographique actuel (Figure 71). Cependant, cette modification du niveau moyen ne montre pas d'impact sur l'amplitude des marées au marégraphe de Saint-Malo. La surcote au

marégraphe de Saint-Malo (Figure 71) est également faiblement impactée par la hausse du niveau moyen.

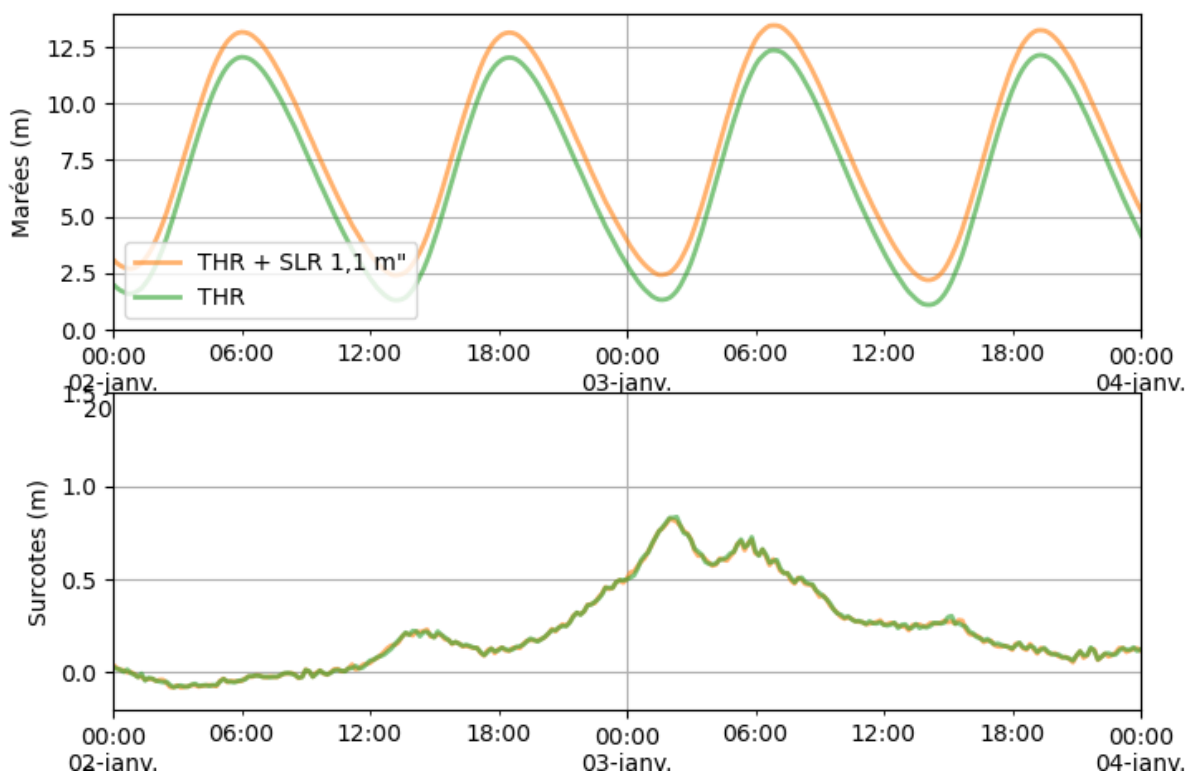


Figure 71 : Evolution temporelle des marées et des surcotes simulées au marégraphe de Saint-Malo par le système THR pour l'événement de référence Eleanor avec ou sans prise en compte d'une augmentation du niveau moyen de 1,1 m.

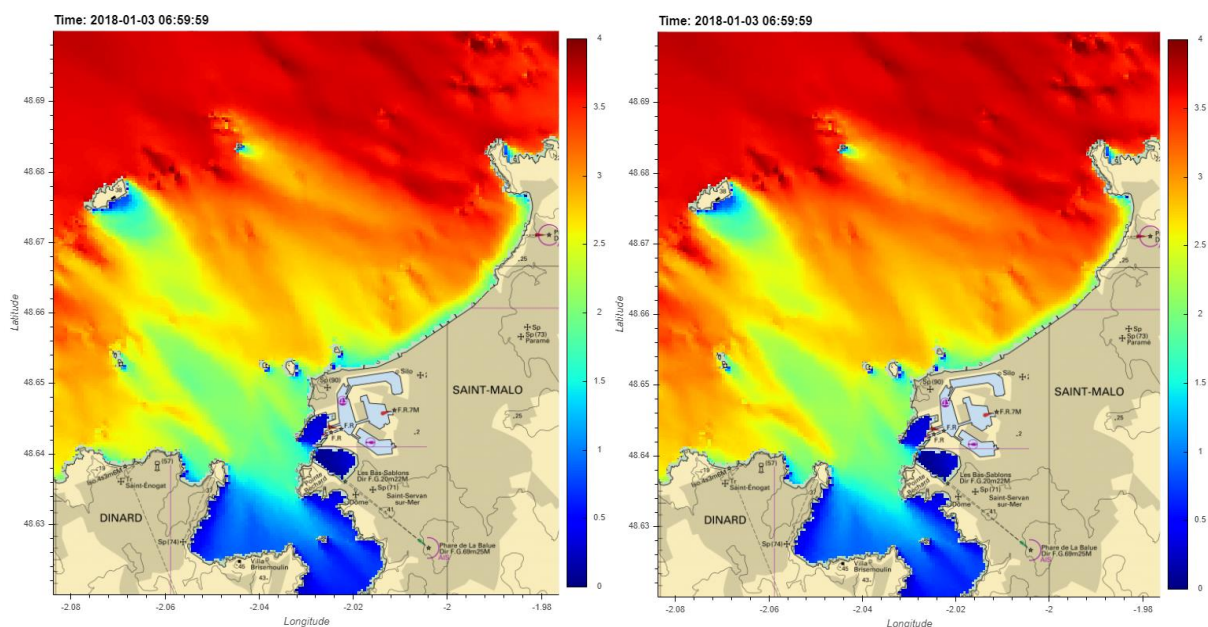


Figure 72 : Carte de Hs des vagues simulée à pleine mer pour l'événement de référence Eleanor avec le modèle THR (à gauche) et THR avec une augmentation de 1,1 m du niveau moyen (à droite).

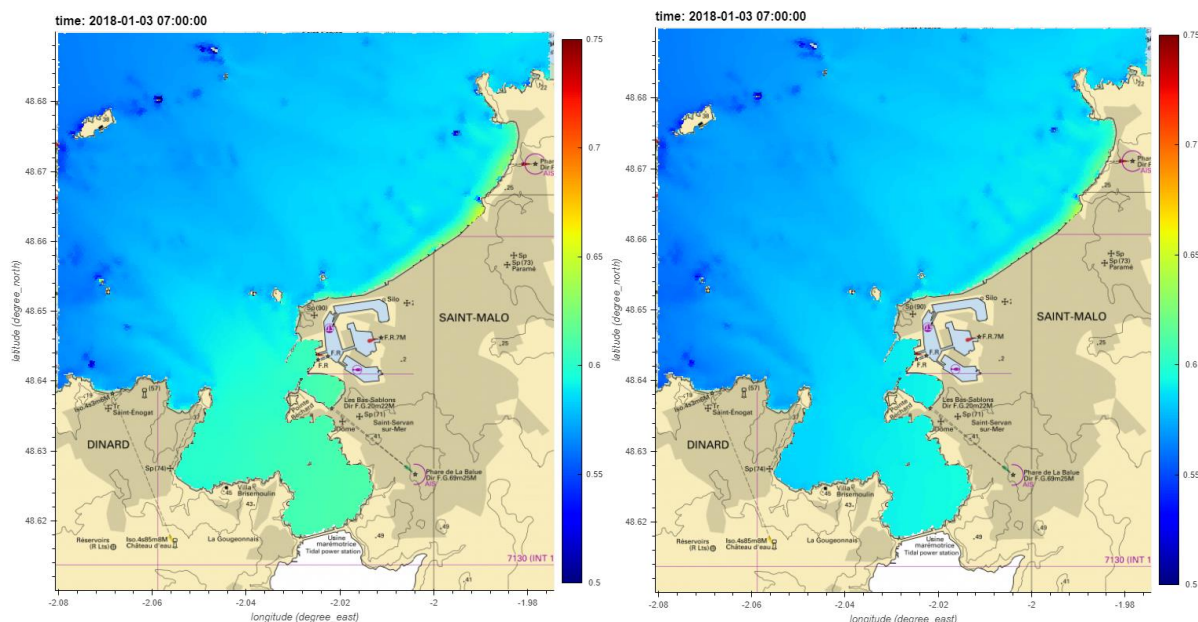


Figure 73 : Carte des surcotes de pleine mer pour l'événement de référence Eleanor avec les modèles THR (à gauche) et THR avec une augmentation de 1,1 m du niveau moyen (à droite).

La hausse du niveau moyen montre également un faible impact sur le champ de vagues à pleine mer dans la baie de Saint-Malo (Figure 72). La zone de déferlement est légèrement plus proche des ouvrages de protection dans la simulation avec une hausse du niveau moyen. La surcote dans la baie de Saint-Malo est également faiblement impactée par la hausse du niveau moyen (Figure 73). La surcote des vagues au pied des ouvrages est légèrement plus faible dans la simulation avec une hausse du niveau moyen, environ 4 cm contre 6 cm pour la tempête de référence.

Cette étude montre un faible impact de la hausse du niveau moyen sur les caractéristiques d'états de la mer et surcotes pour la tempête Eleanor. Cependant, l'augmentation du niveau moyen entraîne une forte augmentation du risque dû à l'augmentation de la hauteur d'eau. La limite terre-mer n'ayant pas été modifiée dans ce rejeu (celle-ci aurait dû être décalée pour se situer à +1,1 m par rapport au PHMA), et le modèle ne permettant pas de représentation du débordement, cette augmentation du risque n'est pas représentée. De plus, les caractéristiques des forçages météo-océaniques risquent fortement d'être modifiées par la variabilité climatique et les changements climatiques en 2100. Cette simulation ne représente donc pas une projection climatique du risque de submersion marine en 2100 et ses résultats doivent être interprétés avec précaution.

6.3 CONCLUSION ET LIMITATIONS DU SYSTEME DE MODELISATION THR

Un système de modélisation THR a été mis en place dans la baie de Saint-Malo. Le système THR est validé à l'aide des données océanographiques recueillies pendant la campagne. La validation montre la bonne capacité du modèle à représenter les surcotes atmosphériques, la transformation du champ de vagues et la surcote des vagues dans la baie de Saint-Malo. La marée astronomique montre des résultats moins bons que ceux obtenus par le système HR.

Le système THR, apporte par rapport au système HR, la capacité de représenter les caractéristiques des vagues aux pieds des ouvrages de protection, ainsi que les surcotes des vagues. Cette dernière peut être de l'ordre de 0 à 30 cm aux pieds des ouvrages de protection. La surcote des vagues est plus faible pour les événements avec les hauteurs d'eau les plus importantes.

Le déferlement aux pieds des ouvrages de protection n'est pas bien reproduit dans le système THR. De plus, le système n'est pas capable de représenter les interactions avec les ouvrages, les débordements et notamment les débordements par paquet de mer et jet de rive, ainsi que les processus d'ondes infragravitaires, dont les amplitudes peuvent atteindre 50 cm.

7. CONCLUSIONS GENERALES DE L'ETUDE

Les systèmes de modélisation régionale (HR) et locale (THR), ont permis de réaliser un ensemble de simulations. L'ensemble de ces données ont été analysées pour améliorer la connaissance du risque de submersion marine à Saint-Malo. Le jeu climatologique, avec le système HR, permet d'identifier les conditions météo-océaniques pouvant conduire à un risque de submersion marine et de définir des seuils de risque de submersion marine pour Saint-Malo. Les jeux de la campagne océanographique et de dix événements de référence, avec les systèmes THR et HR, permettent d'analyser l'apport d'un système de modélisation THR pour la prévision du risque de submersion marine à l'échelle locale et d'identifier les faiblesses de ce type de modèles.

L'ordre de grandeur des différents processus, pouvant causer des submersions marines à Saint-Malo, peut être identifié à partir des observations et des simulations. Le risque de submersion marine à Saint-Malo est très dépendant de la marée astronomique et se produit uniquement à pleine mer pour des marées d'amplitude importantes (marée supérieure à 12,5 m). La surcote atmosphérique montre une forte dépendance à la marée astronomique. Les surcotes maximum se produisent à marée basse. Cependant, les surcotes atmosphériques à pleine mer peuvent atteindre plus de 1 m. Les surcotes des vagues peuvent atteindre plus de 30 cm. Les surcotes des vagues montrent également une forte dépendance à la marée. Les marées les plus importantes limitent les surcotes des vagues, le déferlement des vagues ne se produisant pas totalement avant les ouvrages de protection. La hauteur significative des vagues varie de 4 m à l'entrée de la baie à plus de 2 m aux pieds des ouvrages de protection, pouvant générer des dommages et des débordements par paquet de mer.

Les simulations mises en œuvre dans cette étude ne permettent pas de représenter l'ensemble des processus. En particulier, les ondes infragravitaires qui peuvent avoir des amplitudes observées de plus de 50 cm, ainsi que les processus de débordement par paquet de mer et de jet de rive qui n'ont jamais été quantifiés par des observations à Saint-Malo. Les processus morphodynamiques peuvent également jouer un rôle important dans le risque de submersion marine en modifiant le profil de la plage et donc la transformation du champ de vagues et les interactions entre les processus. Enfin, le changement climatique induit de nombreux changements, notamment une hausse du niveau moyen de la mer. Pour réaliser des projections climatiques, cette hausse du niveau de la mer doit être prise en compte ainsi que la variabilité des conditions météo-océaniques climatique naturelle et anthropique.

Une synthèse de l'ensemble des résultats des études, ainsi que leurs apports pour la définition d'un système local de prévision du risque de submersion marine seront fournis dans le rapport du Jalon 5.

8. REFERENCES

- Ardhuin, F., O'reilly, W. C., Herbers, T. H. C., & Jessen, P. F. (2003). Swell transformation across the continental shelf. Part I: Attenuation and directional broadening. *Journal of Physical Oceanography*, 33(9), 1921-1939.
- Ardhuin, F., Rogers, E., Babanin, A. V., Filipot, J. F., Magne, R., Roland, A., ... & Collard, F. (2010). Semiempirical dissipation source functions for ocean waves. Part I: Definition, calibration, and validation. *Journal of Physical Oceanography*, 40(9), 1917-1941.
- Ardhuin, F., & Roland, A. (2012a). Coastal wave reflection, directional spread, and seismo acoustic noise sources. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 117(C11).
- Ardhuin, F., Roland, A., Dumas, F., Bennis, A. C., Sentchev, A., Forget, P., ... & Benoit, M. (2012b). Numerical wave modeling in conditions with strong currents: Dissipation, refraction, and relative wind. *Journal of Physical Oceanography*, 42(12), 2101-2120.
- Arns, A., Wahl, T., Wolff, C., Vafeidis, A. T., Haigh, I. D., Woodworth, P., ... & Jensen, J. (2020). Non-linear interaction modulates global extreme sea levels, coastal flood exposure, and impacts. *Nature communications*, 11(1), 1-9.
- Baraille R., Filatoff N. (1995). Modèle shallow-water multicouches isopycnal de Miami. Rapport Technique 003/95, SHOM/CMO
- Battjes, J. A., & Janssen, J. P. F. M. (1978). Energy loss and set-up due to breaking of random waves. In *Coastal engineering 1978* (pp. 569-587).
- Biscara L., Schmitt T., Correard S., Creach R. (2014). Modèles numériques de bathymétrie pour la prévision hydrodynamique du dispositif vigilance vagues-submersions. JNGCGC 2014, Dunkerque. <http://dx.doi.org/10.5150/jngcgc.2014.060>
- Biscara L., Maspataud A. and Schmitt T., (2016). Coastal risk assessment: generation of bathymetric digital elevation models along French coasts. *Hydro International*, September 2016, 26-29. <https://www.hydro-international.com/content/article/coastal-risk-assessment>
- Biscara L. (2019). Rapport de campagnes de mesures bathymétriques et préparation du modèle numérique de terrain. Projet PAPI Saint-Malo - Axe 2, Action 2.I, Jalon 1.
- Biscara L. (2020a). Rapport de production des modèles numériques de terrain. Projet PAPI Saint-Malo - Axe 2, Action 2.I, Jalon 5.
- Biscara L., Salvaterra C., Rosetto J., Le Jeune S., Michaud H., Seyfried L., Pasquet A., Vrignaud C. (2020b). Production de MNT topo-bathymétriques pour l'amélioration de la gestion du risque de submersion marine : cas du PAPI Saint-Malo, XVIème Journées Nationales Génie Côtier-Génie Civil, 9-11 juin 2020, Le Havre, 8 p.
- Bonnot-Courtois, C., Fournier, J., & Dréau, A. (2004). Recent morphodynamics of shell banks in the western part of the Bay of Mont-Saint-Michel (France)/Morphodynamique actuelle des bancs

coquilliers dans la partie occidentale de la baie du Mont-Saint-Michel (France). *Géomorphologie: relief, processus, environnement*, 10(1), 65-79.

Boutet M. (2015) Estimation de la friction de fond pour la modélisation de la marée barotrope. Thèse de l'Université de Bretagne Occidentale.

Cariolet, J. M. (2011). Inondation des côtes basses et risque associés en Bretagne: vers une redéfinition des processus hydrodynamiques liés aux conditions météo-océaniques et des paramètres morpho-sédimentaires (Doctoral dissertation, Brest).

Castelle, B., Dodet, G., Masselink, G., & Scott, T. (2018). Increased winter-mean wave height, variability, and periodicity in the Northeast Atlantic over 1949–2017. *Geophysical Research Letters*, 45(8), 3586-3596.

CEREMA (2018). Fiches synthétiques de mesure des états de mer du réseau CANDHIS.

Charnock, H. (1955). Wind stress on a water surface. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 81(350), 639-640.

Cochet, C., & Lambert, M. (2017). The Rance tidal power plant model. In *Proceedings of the XXIVth TELEMAR-MASCARET User Conference*, 17 to 20 October 2017, Graz University of Technology, Austria (pp. 191-196).

Dagorne, A. (1966). Contribution à l'étude géomorphologique et sédimentologique du littoral de la région de Dinard-Saint-Briac (Ille-et-Vilaine) (Doctoral dissertation, Thèse de 3e cycle (Géographie), Rennes, 973 p., 34 fig. ht, 37 pl. fotogr).

Dagorne, A. (1968). Le sud du golfe normand-breton: carte sédimentologique des fonds détritiques du pré littoral et répartition du calcaire organogène total. *Doc. Lab. Géomorphologie Dinard*, 2.

Daubord C. André G., Goirand V. , Kerneis M. (2015). Rapport technique final du projet NIVEXT. Rapport d'étude Shom, 448 p.

Dodet, G., Melet, A., Ardhuin, F., Bertin, X., Idier, D., & Almar, R. (2019a). The contribution of wind-generated waves to coastal sea-level changes. *Surveys in Geophysics*, 40(6), 1563-1601.

Dodet, G., Bertin, X., Bouchette, F., Gravelle, M., Testut, L., & Wöppelmann, G. (2019b). Characterization of sea-level variations along the Metropolitan Coasts of France: waves, tides, storm surges and long-term changes. *Journal of Coastal Research*, 88(SI), 10-24.

Ducatez, J. P., Lecornec, E., Kerambrun, G., & Vidal, S. (2018). Coastal Risk Management Plan in Saint-Malo. In *Advances in Hydroinformatics* (pp. 621-627). Springer, Singapore.

Duluc, C. M., Deville, Y., & Bardet, L. (2014). L'évaluation des périodes de retour des niveaux marins extrêmes: application de la méthode des probabilités jointes aux ports de Brest et La Rochelle et analyse des incertitudes d'échantillonnage associées. *La Houille Blanche*, (1), 11-17.

Frahm G., Junker M., Schmidt R., (2005). Estimating the tail dependence coefficient: properties and pitfalls, *Insur. Math. Econ.* 371 80–100.

Lecornec E, Jaouen E, Kerambrun G (2016). Rapport phase 1 : compréhension du fonctionnement du littoral - Projet Plan de Prévention des Risques de submersion marine (PPRSM) de Saint-Malo.

Garlan T., (1995). La cartographie des sédiments du littoral français: résultats et objectifs. *J. Rech Océanogr* 20:50-54.

Garlan T. (2009). De la classification des sédiments à la cartographie de la nature des fonds marins. *Ann. Hydrogr* 10:50-54.

Garlan T. (2012). Deux siècles de cartographie des sédiments marins. *Cartes & Géomatique* 01/2012; *Cartes et Géomatiques*(211):115.125.

Hasselmann, K. F., Barnett, T. P., Bouws, E., Carlson, H., Cartwright, D. E., Eake, K., ... & Walden, H. (1973). Measurements of wind-wave growth and swell decay during the Joint North Sea Wave Project (JONSWAP). *Ergaenzungsheft zur Deutschen Hydrographischen Zeitschrift, Reihe A*.

Hersbach, H., Bell, B., Berrisford, P., Hirahara, S., Horányi, A., Muñoz-Sabater, J., ... & Thépaut, J. N. (2020). The ERA5 global reanalysis. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, 146(730), 1999-2049.

Idier, D., Dumas, F., & Muller, H. (2012). Tide-surge interaction in the English Channel. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 12(12), 3709-3718.

Idier, D., Bertin, X., Thompson, P., & Pickering, M. D. (2019). Interactions between mean sea level, tide, surge, waves and flooding: mechanisms and contributions to sea level variations at the coast. *Surveys in Geophysics*, 40(6), 1603-1630.

IPCC, 2019: IPCC Special Report on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate [H.-O. Pörtner, D.C. Roberts, V. Masson-Delmotte, P. Zhai, M. Tignor, E. Poloczanska, K. Mintenbeck, A. Alegría, M. Nicolai, A. Okem, J. Petzold, B. Rama, N.M. Weyer (eds.)]. In press.

Jourdan, D., Paradis, D., Pasquet, A., Michaud, H., Baraille, R., Biscara, L., Dalphinnet, A., and Ohl, P. (2020) La phase-3 du projet HOMONIM : définition et contenu, in: *XVIèmes Journées*, Le Havre, Editions Paralia, <https://doi.org/10.5150/jngcgc.2020.087>.

Larson, M., & Kraus, N. C. (1995). Prediction of cross-shore sediment transport at different spatial and temporal scales. *Marine geology*, 126(1-4), 111-127.

Leckler, F. (2013). Observation et modélisation du déferlement des vagues (Doctoral dissertation, Brest).

Mazas, F., & Hamm, L. (2017). An event-based approach for extreme joint probabilities of waves and sea levels. *Coastal Engineering*, 122, 44-59.

Melet, A., Meyssignac, B., Almar, R., & Le Cozannet, G. (2018). Under-estimated wave contribution to coastal sea-level rise. *Nature Climate Change*, 8(3), 234-239.

Michaud, H. (2011). Impacts des vagues sur les courants marins: modélisation multi-échelle de la plage au plateau continental (Doctoral dissertation, Montpellier 2).

Michaud H. 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 Systems. 2015, Key West, USA

Michaud H., Pasquet A., (2021). Modélisation couplée états de mer - surcote dans le prototype très haute résolution Charentes. Version V1. Projet Homonim phase 2.

Miche, M. (1944). Mouvements ondulatoires de la mer en profondeur constante ou décroissante. *Annales de Ponts et Chaussées*, 1944, pp (1) 26-78,(2) 270-292,(3) 369-406.

Pouzet, P., Maanan, M., Sabine, S., Emmanuelle, A., & Robin, M. (2019). Correlating three centuries of historical and geological data for the marine deposit reconstruction of two depositional environments of the French Atlantic coast. *Marine Geology*, 407, 181-191.

Roland, A., & Ardhuin, F. (2014). On the developments of spectral wave models : numerics and parameterizations for the coastal ocean. *Ocean Dynamics*, 64(6), 833-846.

Seyfried L. (2019). Rapport de campagnes de mesures océanographiques. Projet PAPI Saint-Malo - Axe 2, Action 2.I, Jalon 1.

Seyfried L. (2020a). Analyse et prise de connaissance de la zone - inventaire des données météorologiques et océanographiques. Projet PAPI Saint-Malo - Axe 2, Action 2.I, Jalon 2.

Seyfried L., (2020b). Présentation des jeux de données océanographiques traitées. Projet PAPI Saint-Malo - Axe 2, Action 2.I, Jalon 3.

Seyfried, L., et al. (2021a). Topo-bathymetric and oceanographic datasets for coastal flooding risk assessment: French Flooding Prevention Action Program of Saint-Malo, *Earth Syst. Sci. Data Discuss.* [preprint], <https://doi.org/10.5194/essd-2021-316>, in review.

Seyfried et al. (2021b). 40-years of regional Storm Surge and Wave Hindcasts : Application to coastal flood risks along the Atlantic French coast. .to be submitted in *Earth Syst. Sci. Data*.

Shom/CEREMA, 2012 «Statistiques des niveaux marins extrêmes des côtes de France(Manche et Atlantique)», Édition Shom.

Shom 2017, Références Altimétriques Maritimes (RAM), Édition Shom.

Stéphan, P. (2008). Les flèches de galets de Bretagne: morphodynamiques passée, présente et prévisible (Doctoral dissertation, Université de Bretagne occidentale-Brest).

Tolman et al. (2016). User manual and system documentation of Wavewatch III ® version 5.16. Tech. Note 329, NOAA/NWS/NCEP/MMAB, College Park, MD, USA, 326 pp.

Valcke S., Craig T., Coquart L. (2015). OASIS3-MCT User Guide, OASIS3-MCT 3.0, Technical Report, TR/CMGC/15/38, May 2015, CERFACS/CNRS SUC URA No1875, Toulouse, France

Woodworth, P. L., Melet, A., Marcos, M., Ray, R. D., Wöppelmann, G., Sasaki, Y. N., ... & Merrifield, M. A. (2019). Forcing factors affecting sea level changes at the coast. *Surveys in Geophysics*, 40(6), 1351-1397.

9. ANNEXE : FIGURES COMPLEMENTAIRES

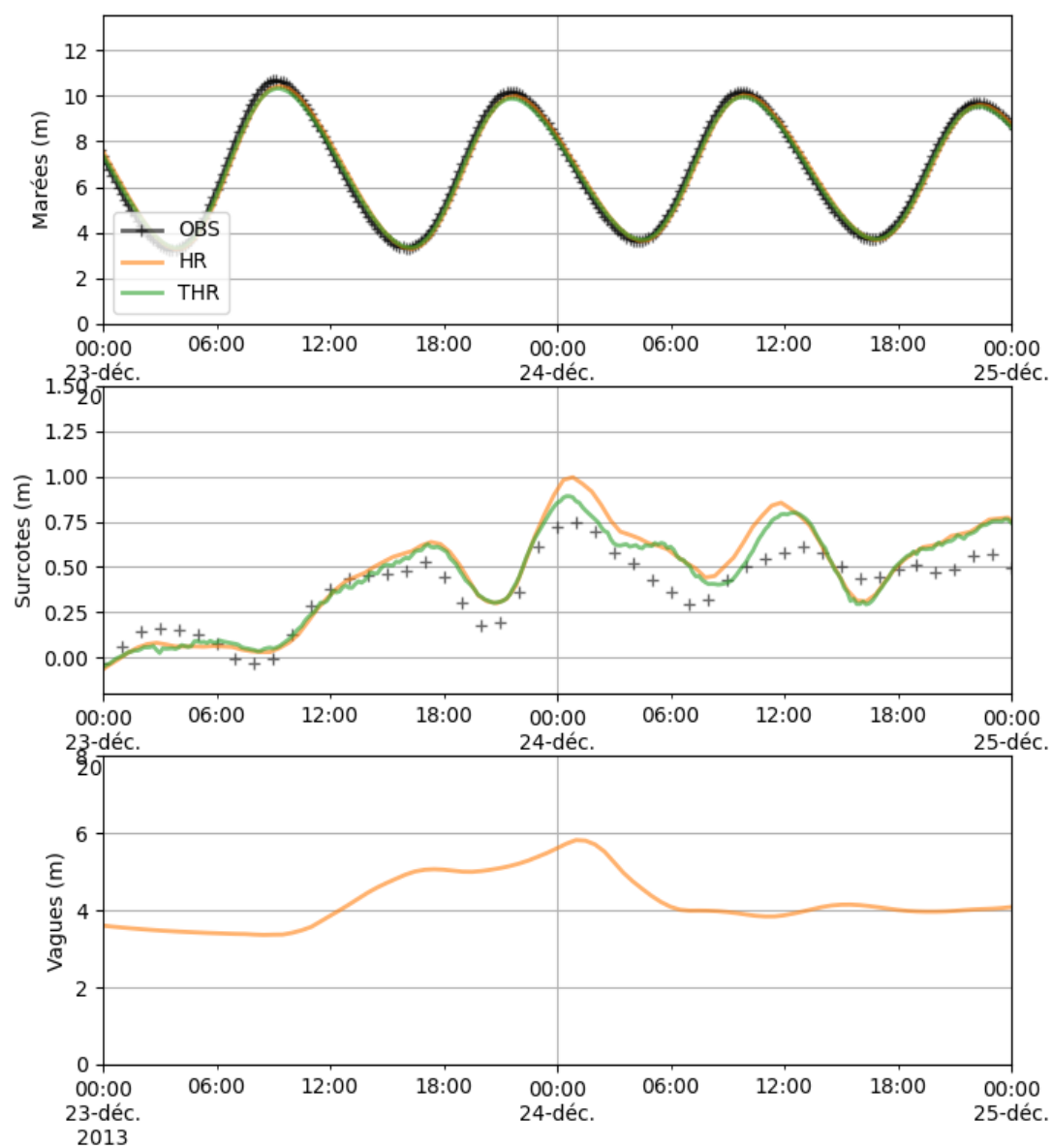


Figure A1 : Evolution temporelle des marées prédites et simulées, des surcotes déduites des observations et simulées, et des Hs des vagues observées et simulées pour l'événement de référence Dirk.

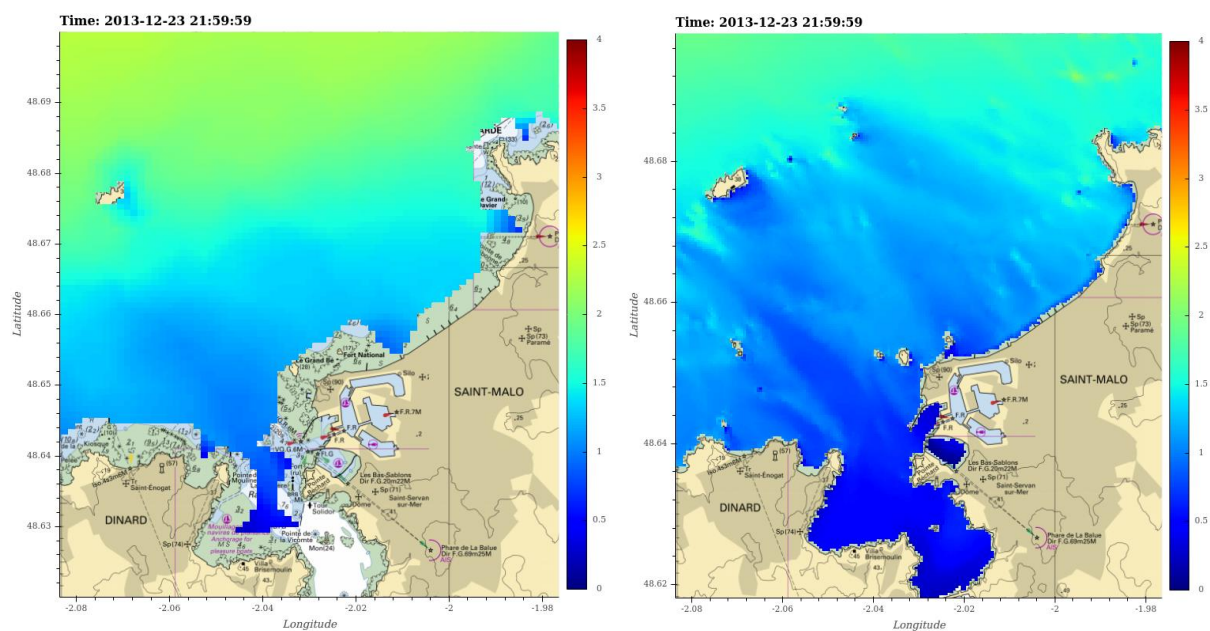


Figure A2 : Carte de la Hs à pleine mer pour l'événement de référence Dirk avec le modèle HR (à gauche) et THR (à droite).

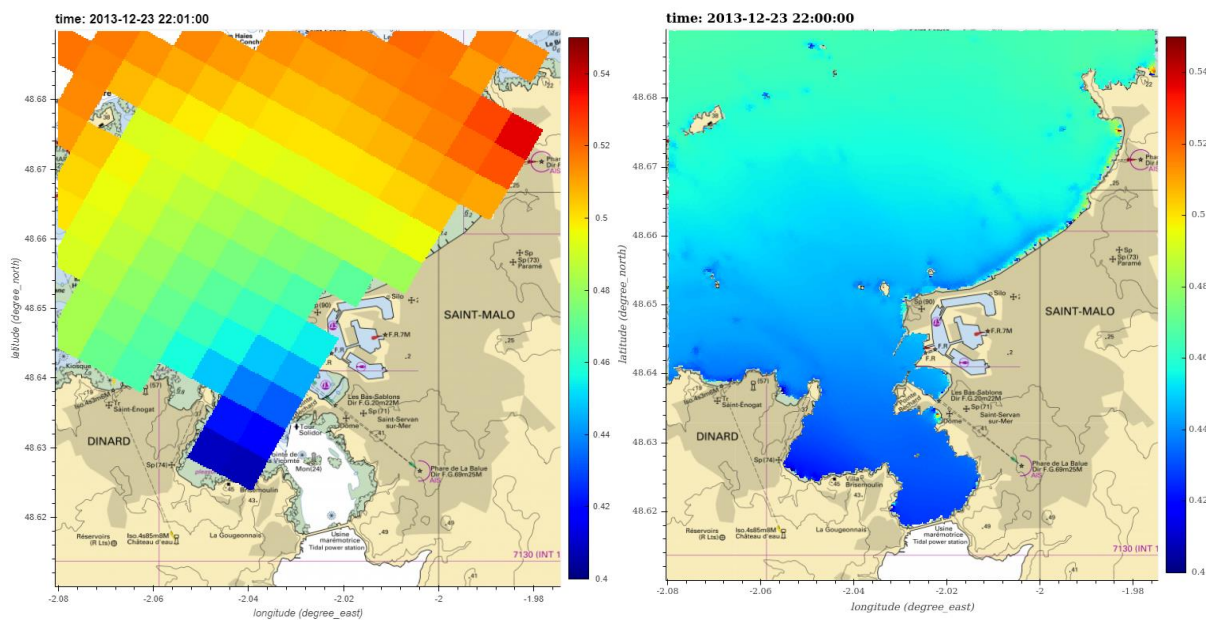


Figure A3 : Carte de surcotes de pleine mer pour l'événement de référence Dirk avec le modèle HR (à gauche) et THR (à droite).

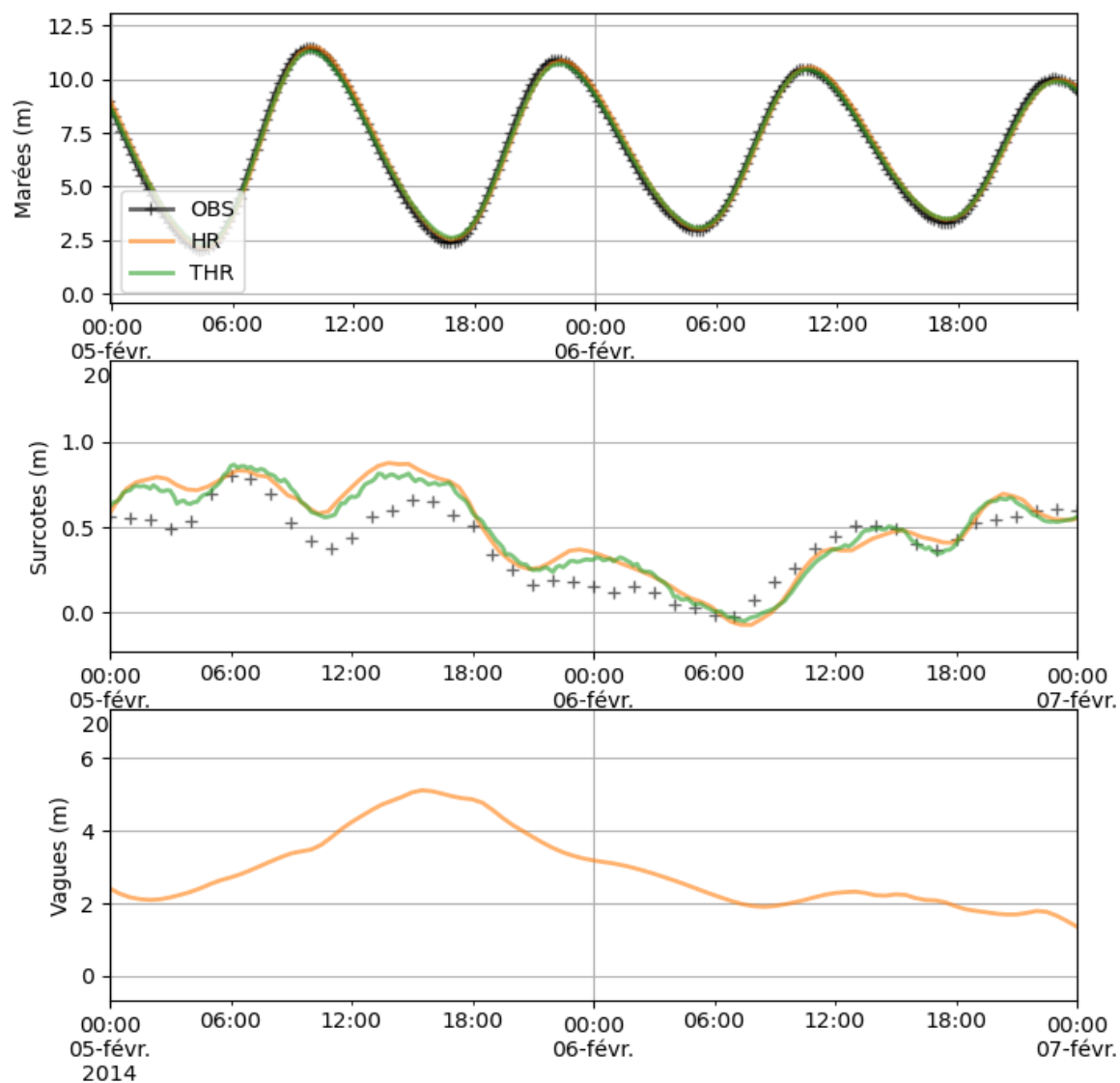


Figure A4 : Evolution temporelle des marées prédites et simulées, des surcotes déduites des observations et simulées, et des Hs des vagues observées et simulées pour l'événement de référence Petra.

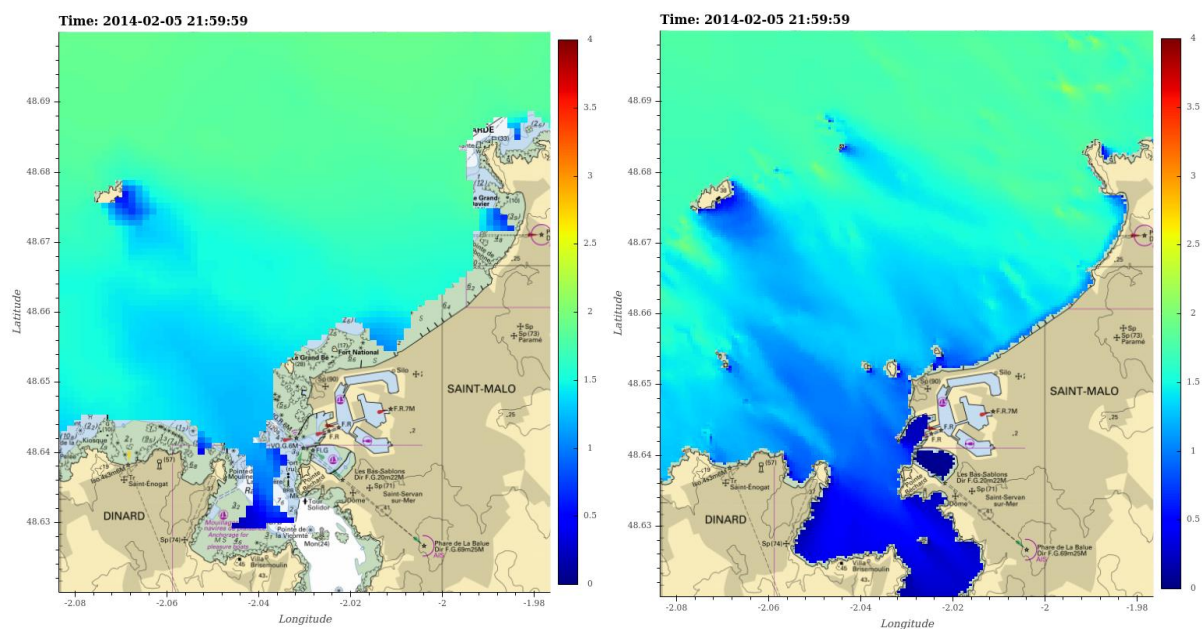


Figure A5 : Carte de la Hs à pleine mer pour l'événement de référence Petra avec le modèle HR (à gauche) et THR (à droite).

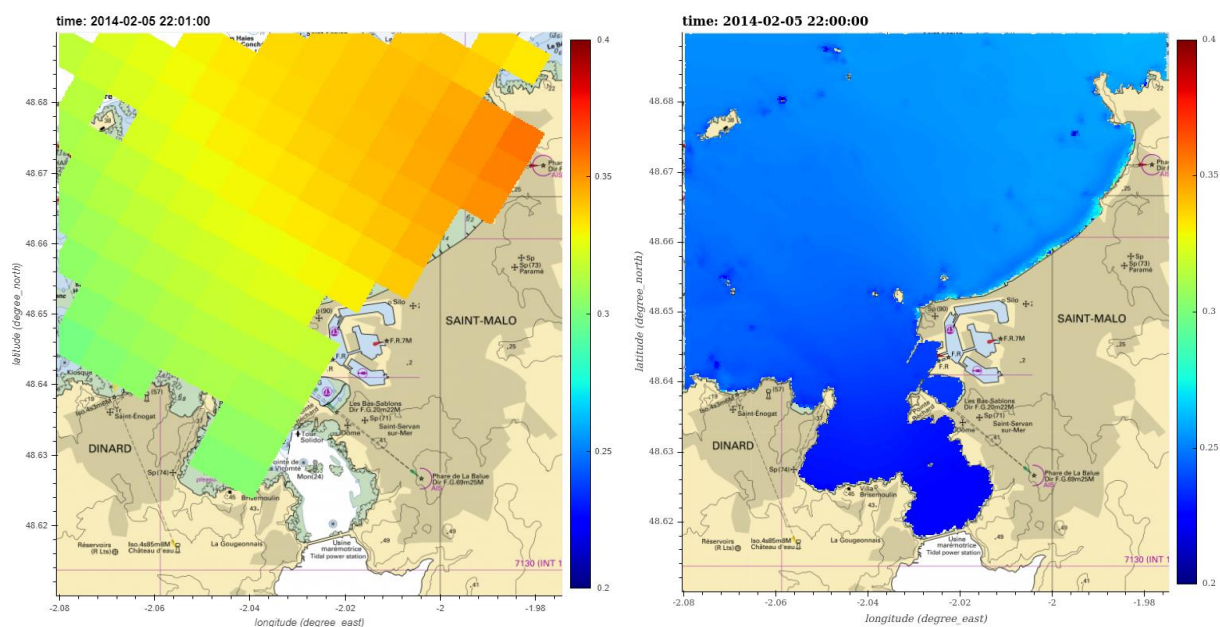


Figure A6 : Carte de surcotes de pleine mer pour l'événement de référence Petra avec le modèle HR (à gauche) et THR (à droite).

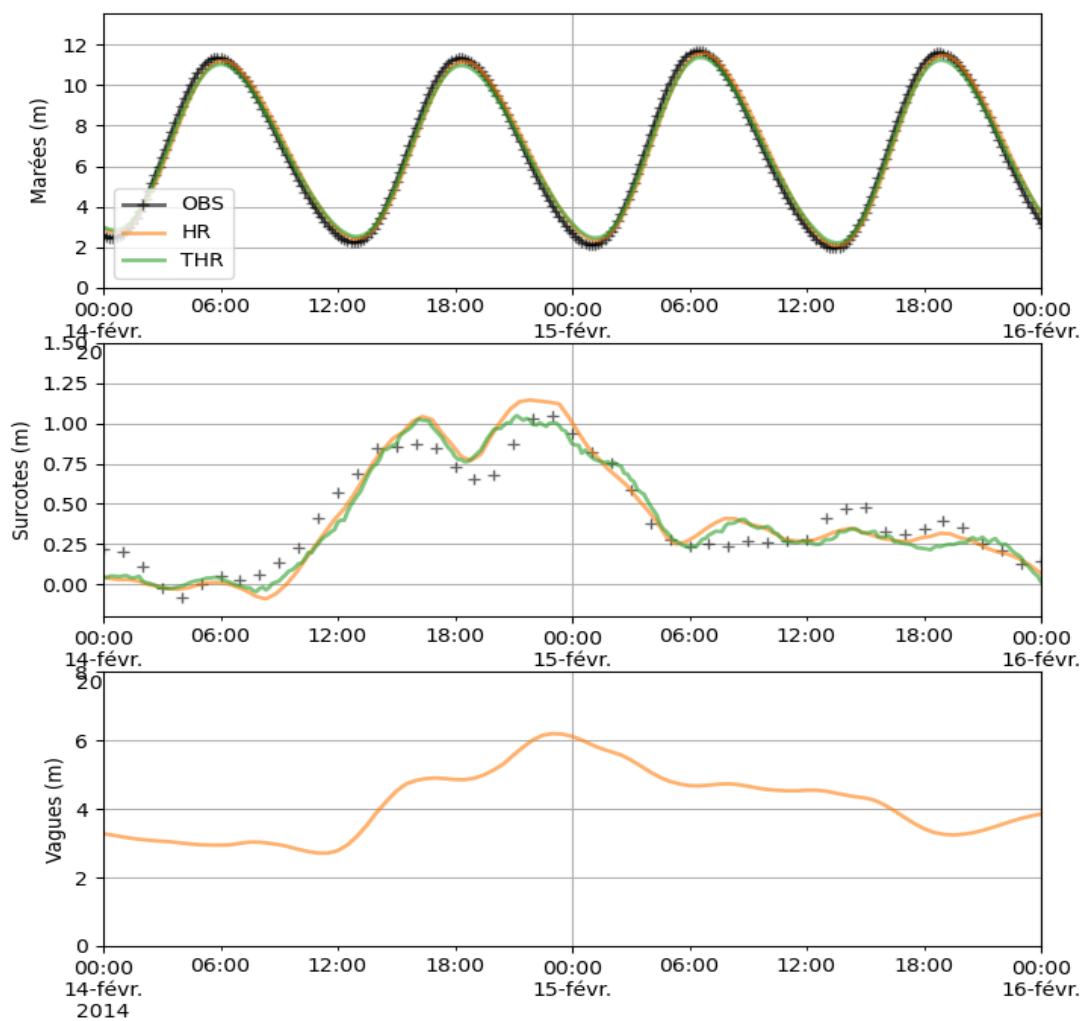


Figure A7 : Evolution temporelle des marées prédites et simulées, des surcotes déduites des observations et simulées, et des Hs des vagues observées et simulées pour l'événement de référence Ulla.

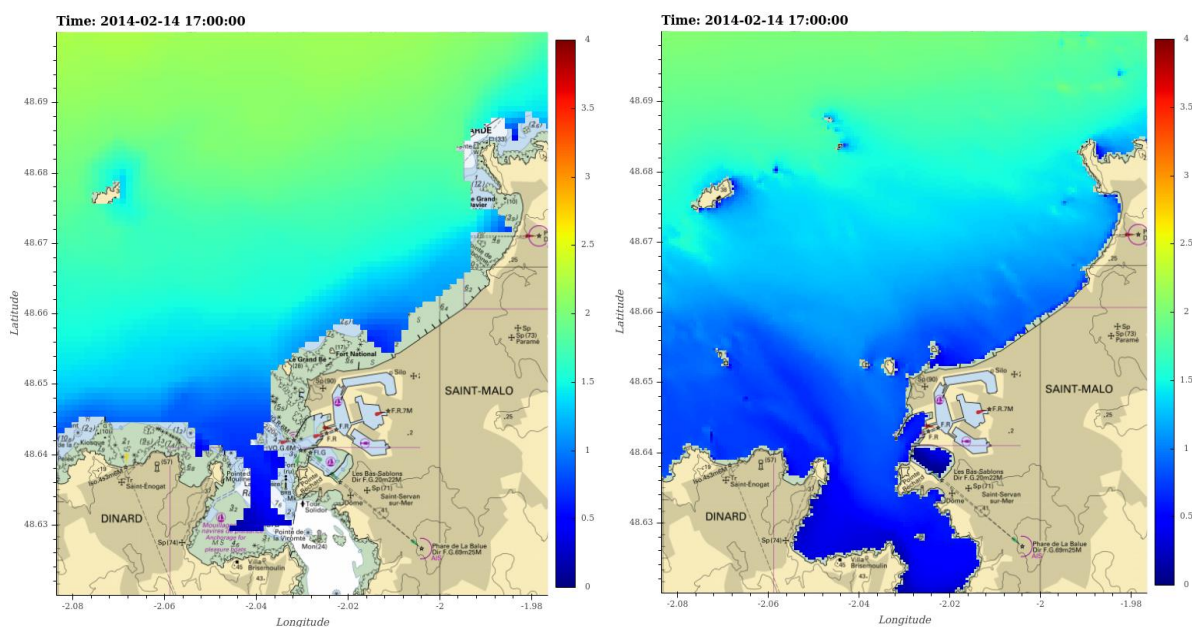


Figure A8 : Carte de la Hs à pleine mer pour l'événement de référence Ulla avec le modèle HR (à gauche) et THR (à droite).

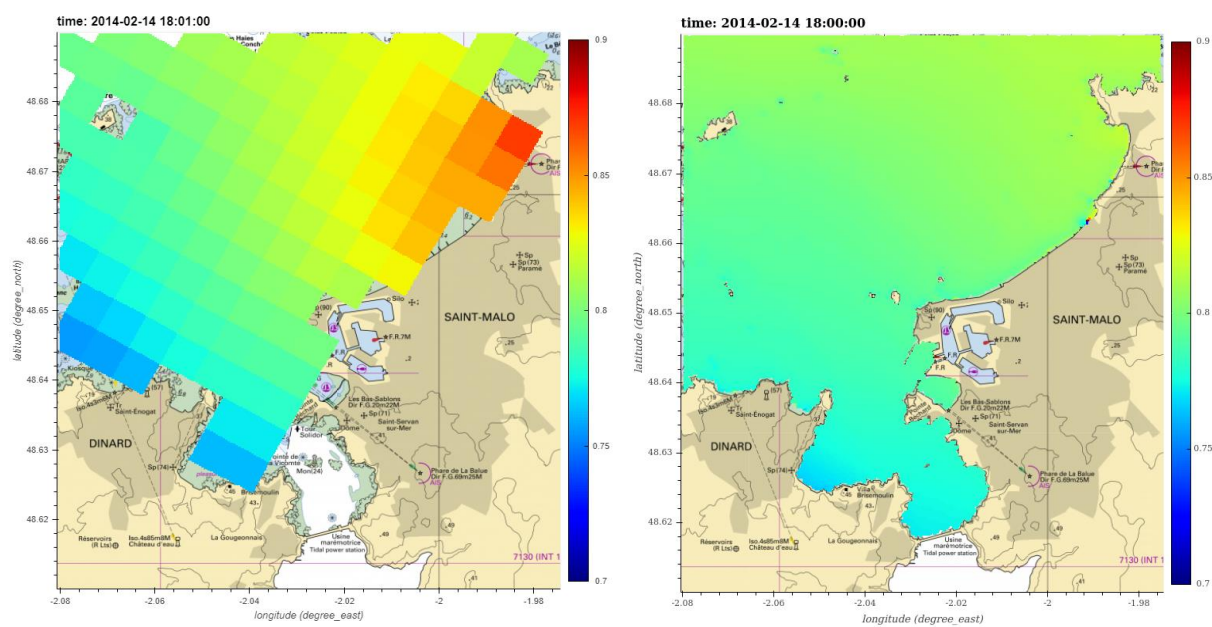


Figure A9 : Carte de surcotes de pleine mer pour l'événement de référence Ulla avec le modèle HR (à gauche) et THR (à droite).

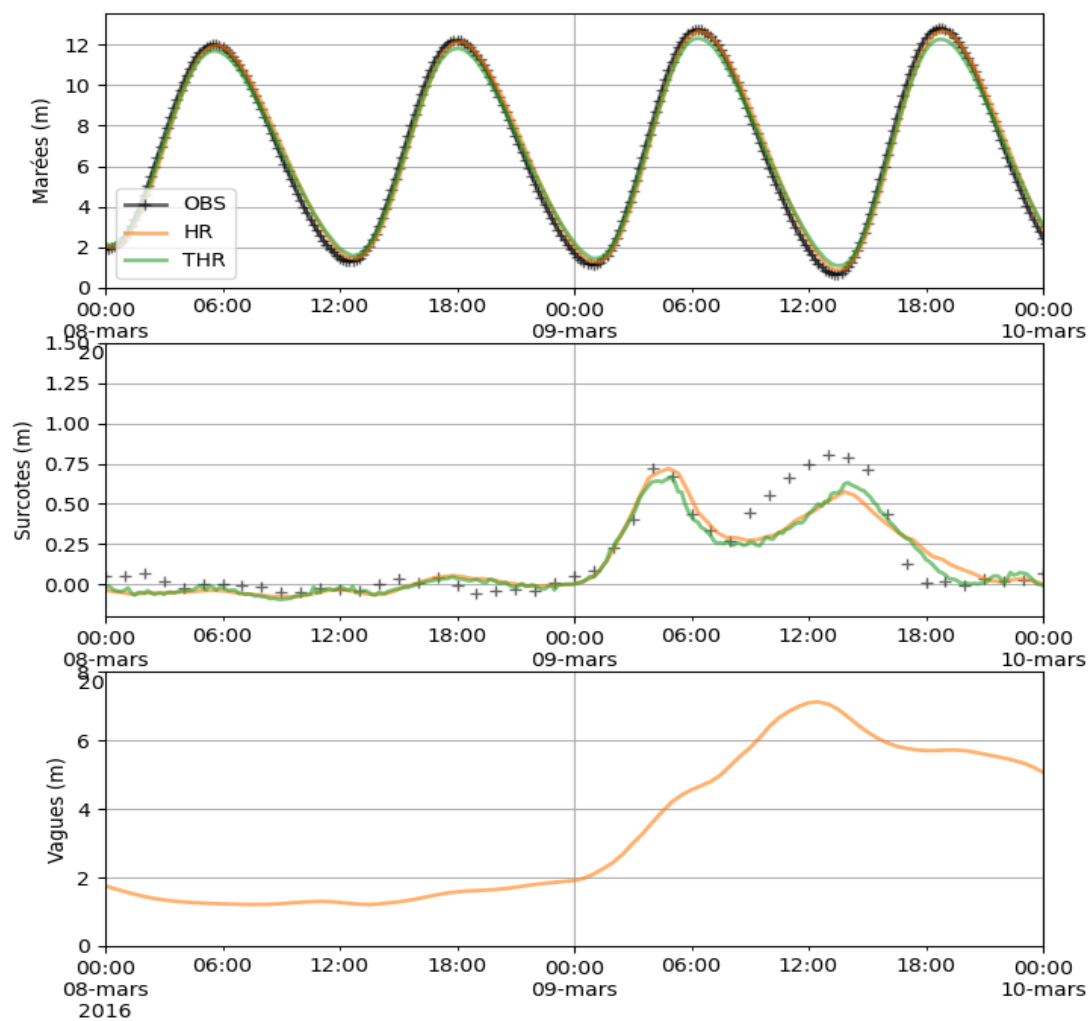


Figure A10 : Evolution temporelle des marées prédites et simulées, des surcotes déduites des observations et simulées, et des Hs des vagues observées et simulées pour l'événement de référence Doris.

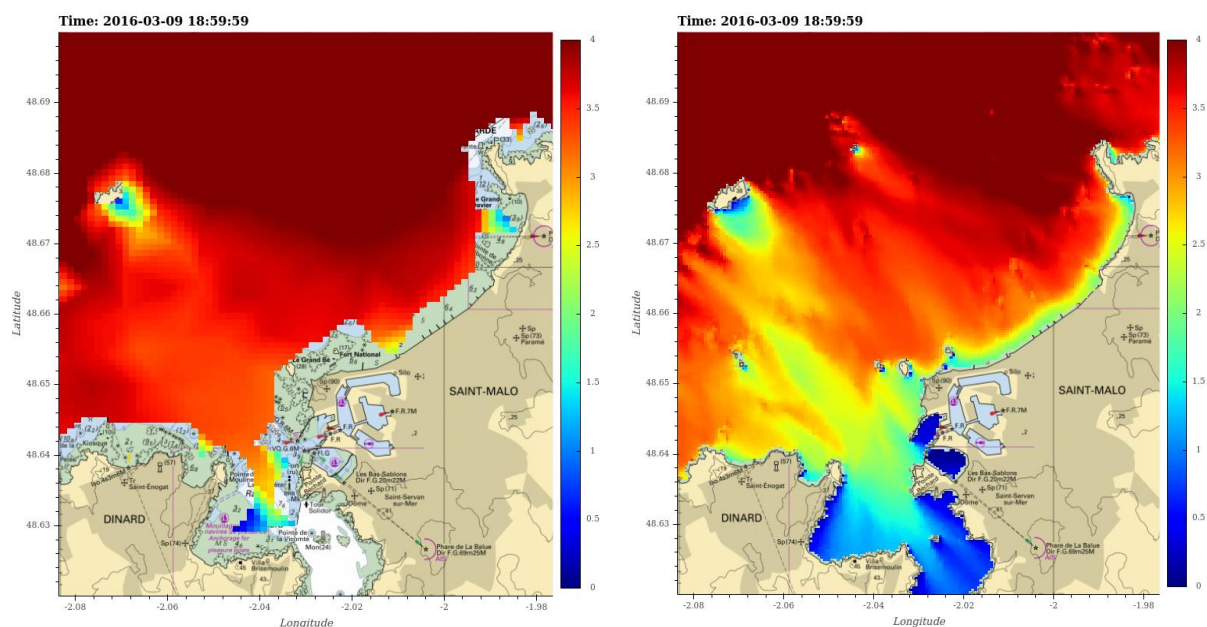


Figure A11 : Carte de la Hs à pleine mer pour l'événement de référence Doris avec le modèle HR (à gauche) et THR (à droite).

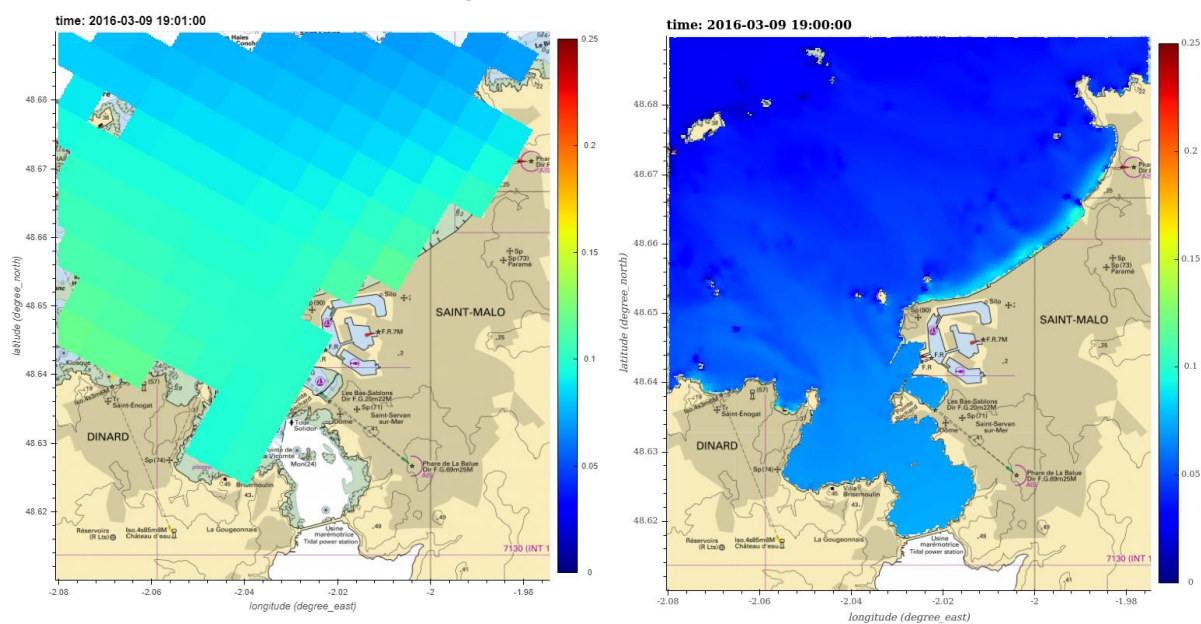


Figure A12 : Carte de surcotes de pleine mer pour l'événement de référence Doris avec le modèle HR (à gauche) et THR (à droite).

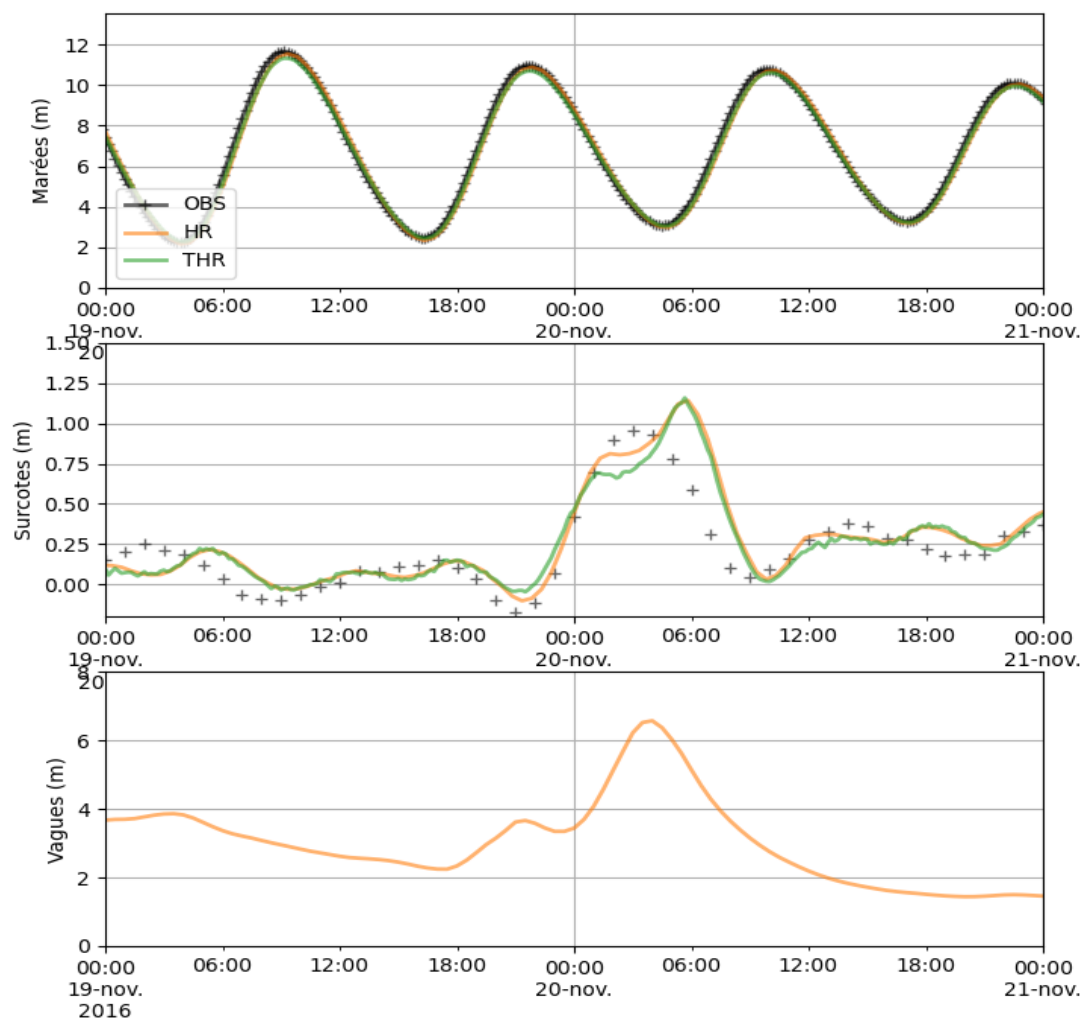


Figure A13 : Evolution temporelle des marées prédites et simulées, des surcotes déduites des observations et simulées, et des Hs des vagues observées et simulées pour l'événement de référence Nanette.

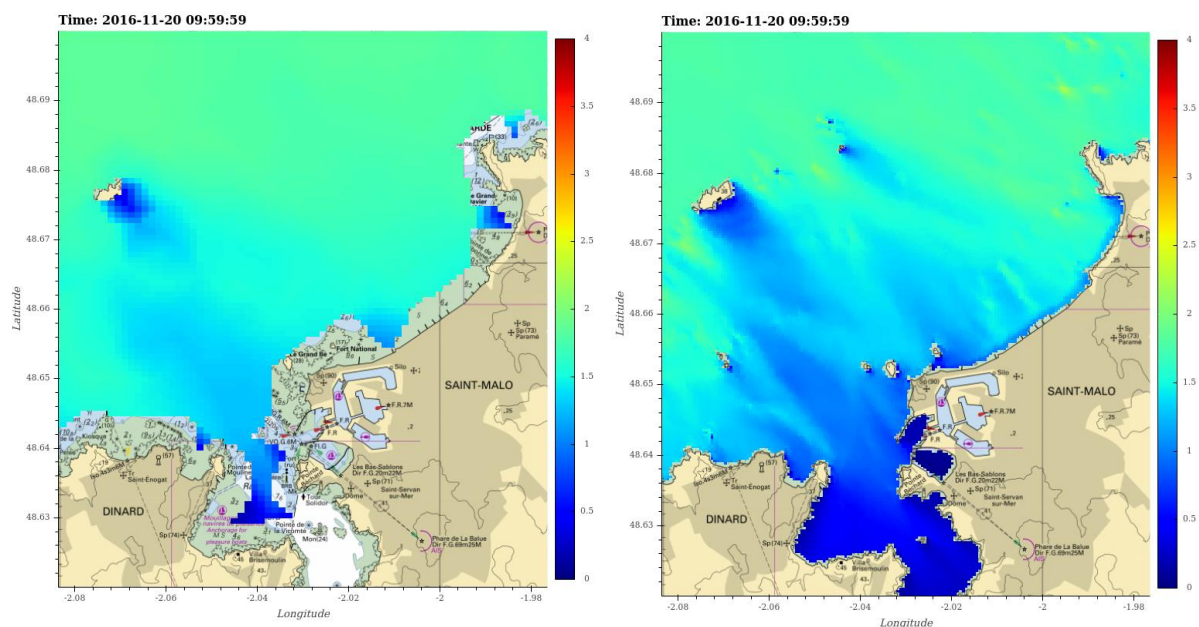


Figure A14 : Carte de la Hs à pleine mer pour l'événement de référence Nanette avec le modèle HR (à gauche) et THR (à droite).

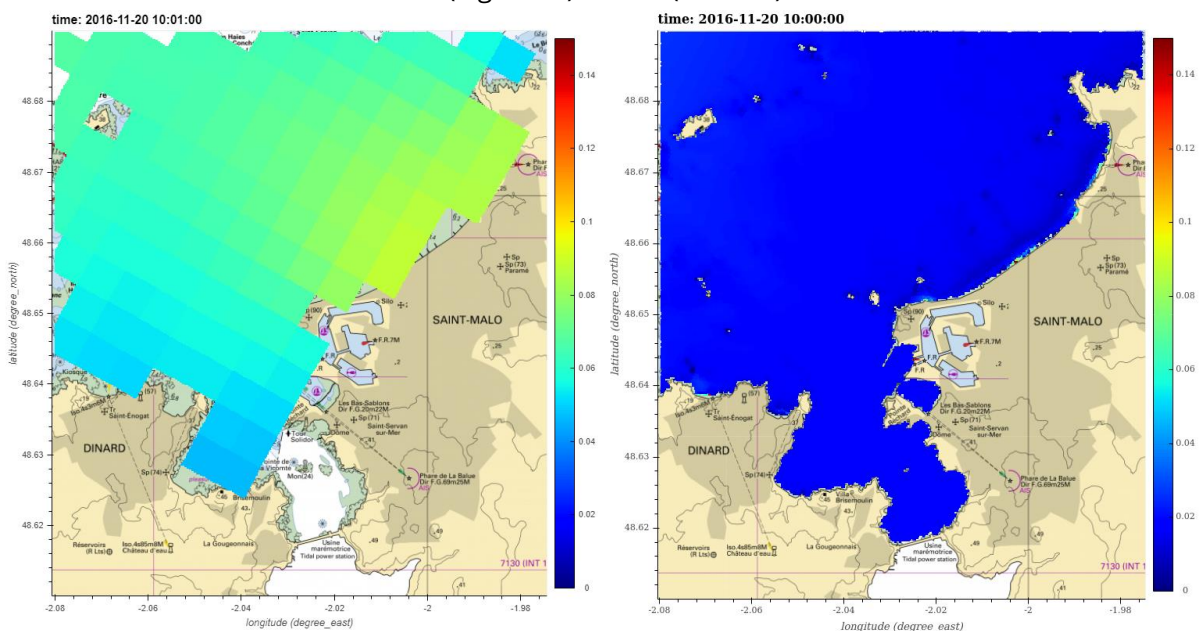


Figure A15 : Carte de surcotes de pleine mer pour l'événement de référence Nanette avec le modèle HR (à gauche) et THR (à droite).

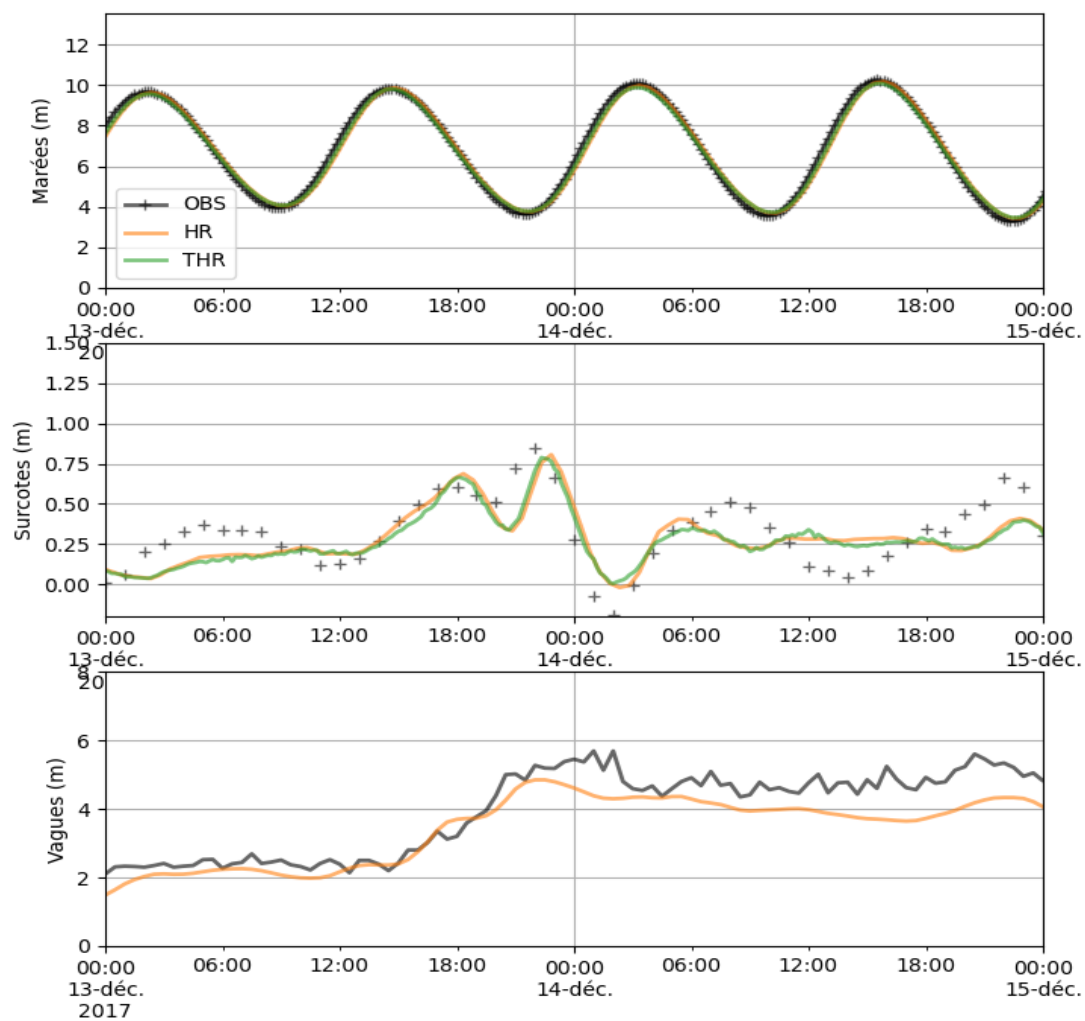


Figure A16 : Evolution temporelle des marées prédites et simulées, des surcotes déduites des observations et simulées, et des Hs des vagues observées et simulées pour l'événement de référence Egon.

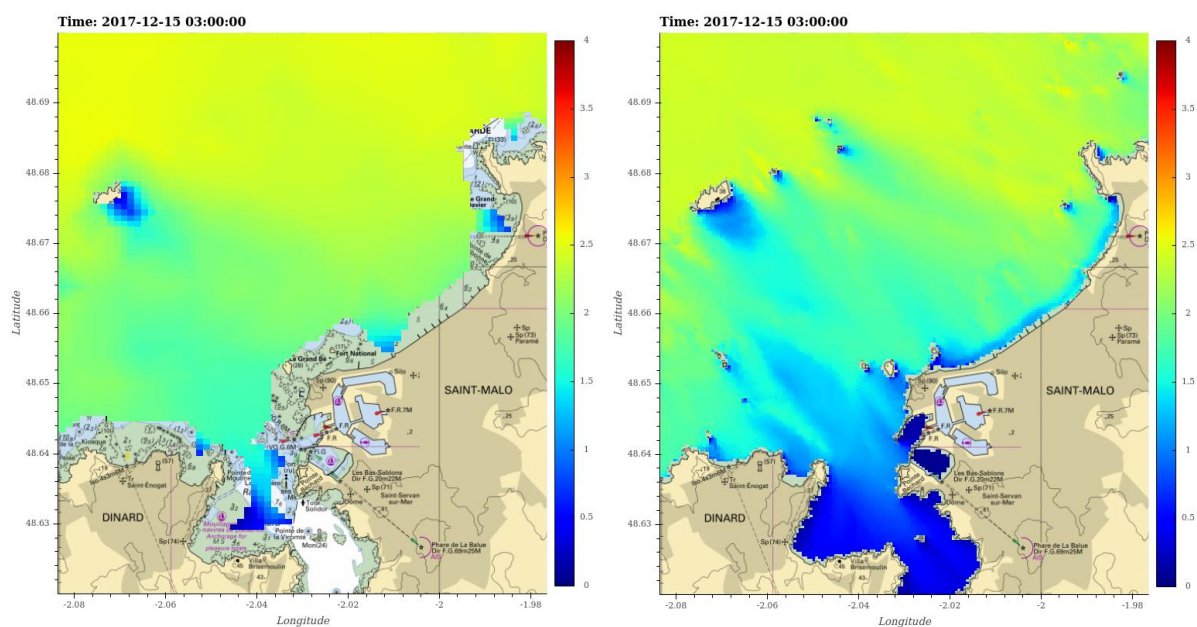


Figure A17 : Carte de la Hs à pleine mer pour l'événement de référence Egon avec le modèle HR (à gauche) et THR (à droite).

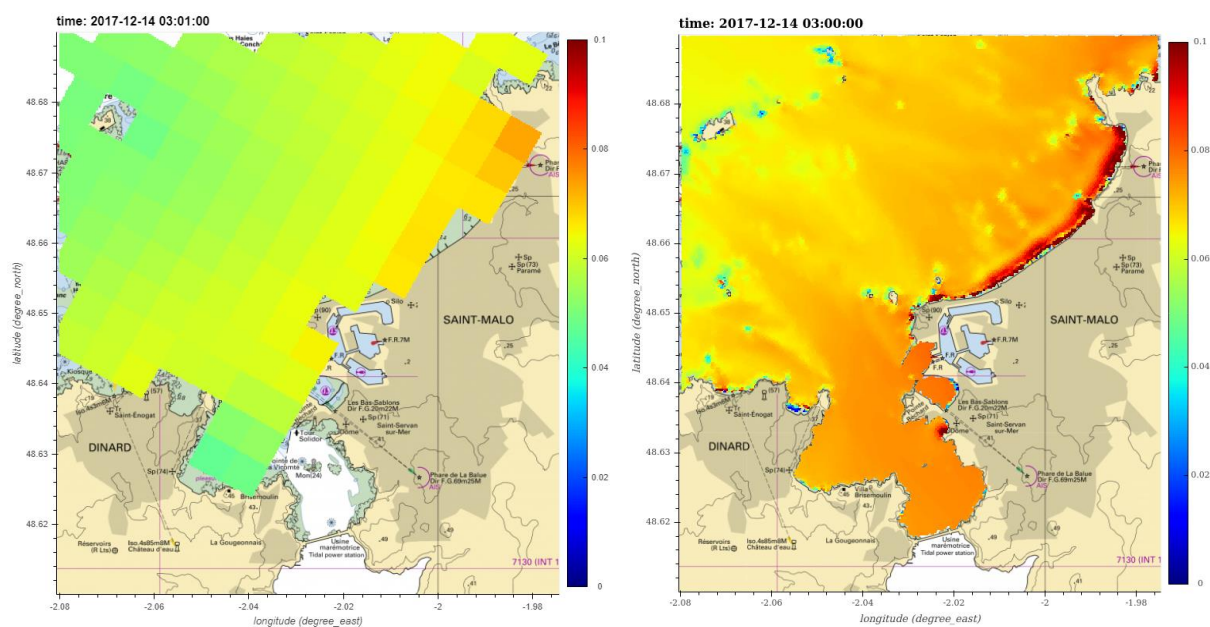


Figure A18 : Carte de surcotés de pleine mer pour l'événement de référence Egon avec le modèle HR (à gauche) et THR (à droite).

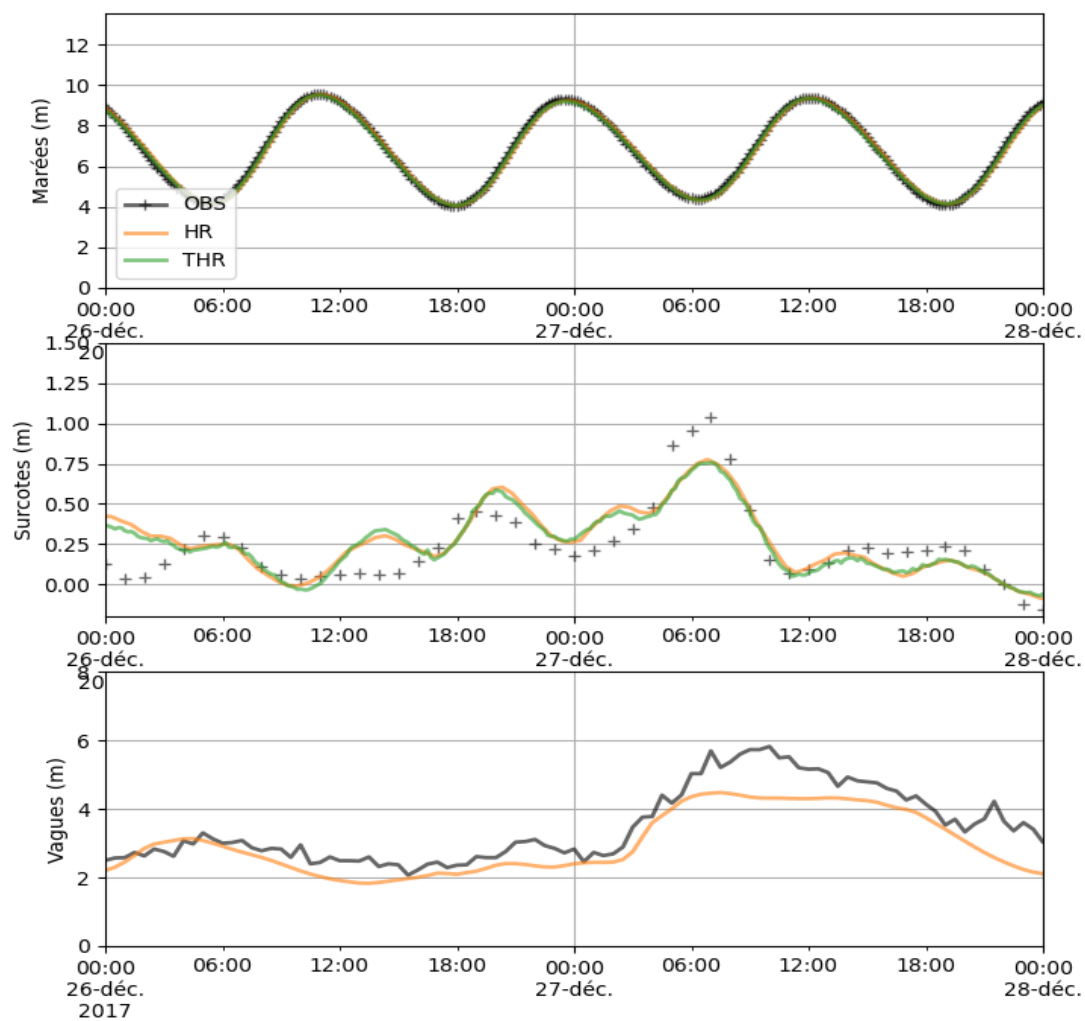


Figure A19 : Evolution temporelle des marées prédites et simulées, des surcotes déduites des observations et simulées, et des Hs des vagues observées et simulées pour l'événement de référence Bruno.

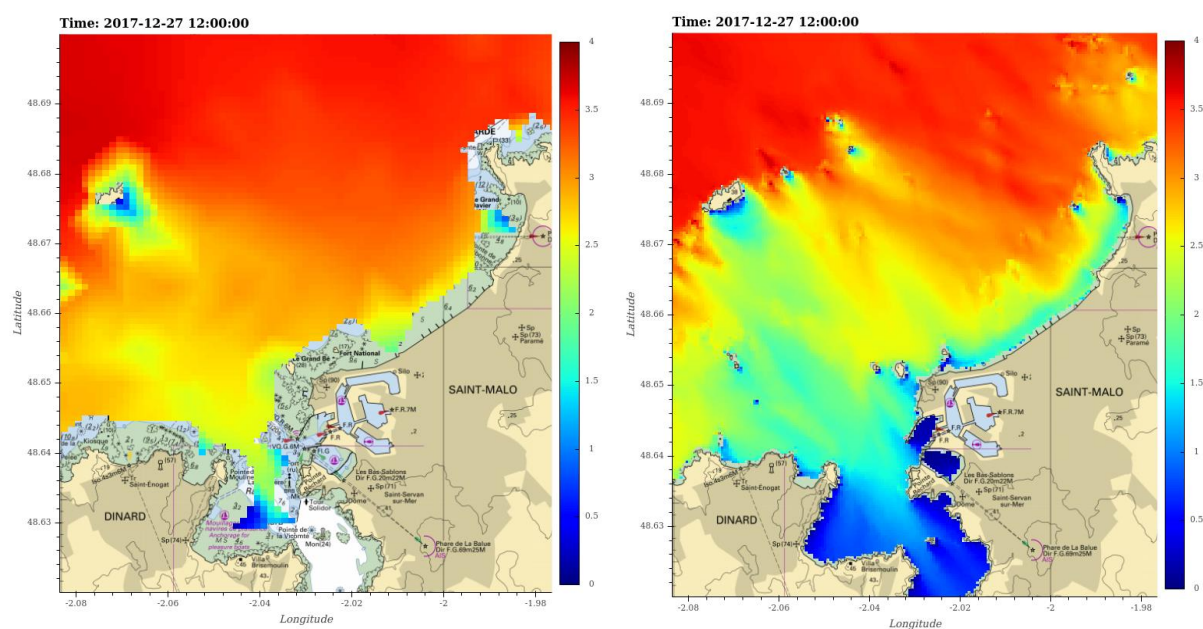


Figure A20 : Carte de la Hs à pleine mer pour l'événement de référence Bruno avec le modèle HR (à gauche) et THR (à droite).

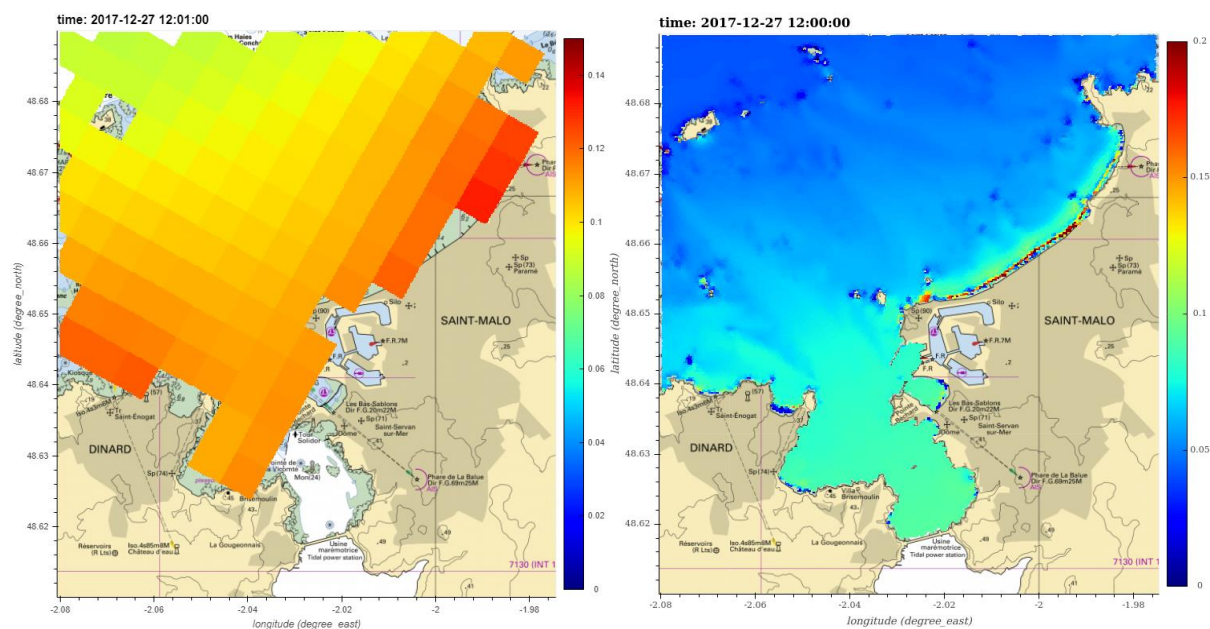


Figure A21 : Carte de surcotes de pleine mer pour l'événement de référence Bruno avec le modèle HR (à gauche) et THR (à droite).

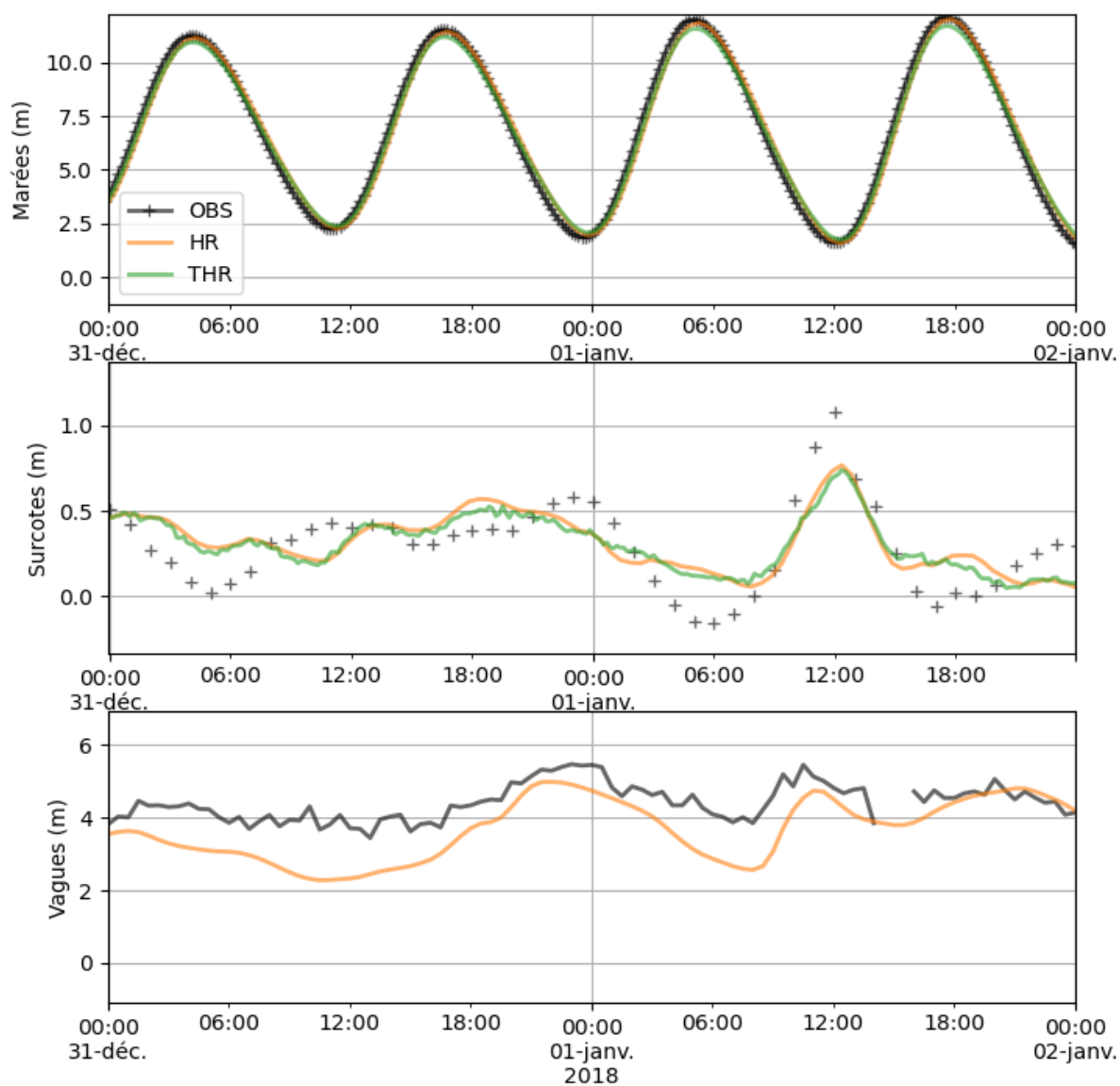


Figure A22 : Evolution temporelle des marées prédites et simulées, des surcotes déduites des observations et simulées, et des Hs des vagues observées et simulées pour l'événement de référence Carmen.

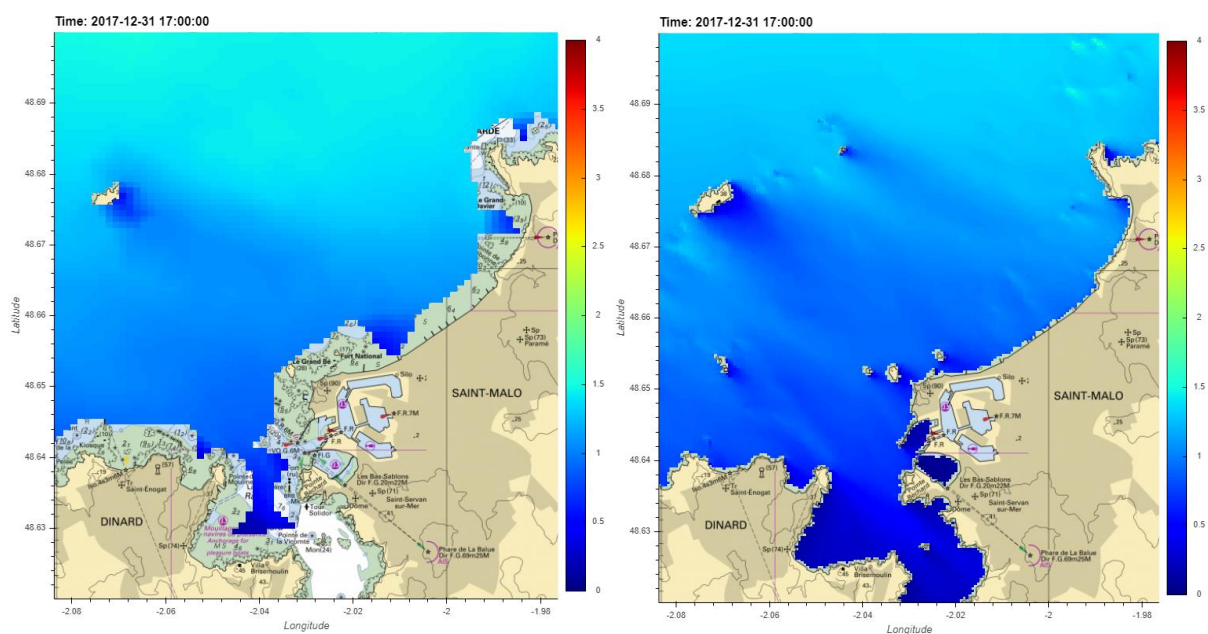


Figure A23 : Carte de la Hs à pleine mer pour l'événement de référence Carmen avec le modèle HR (à gauche) et THR (à droite).

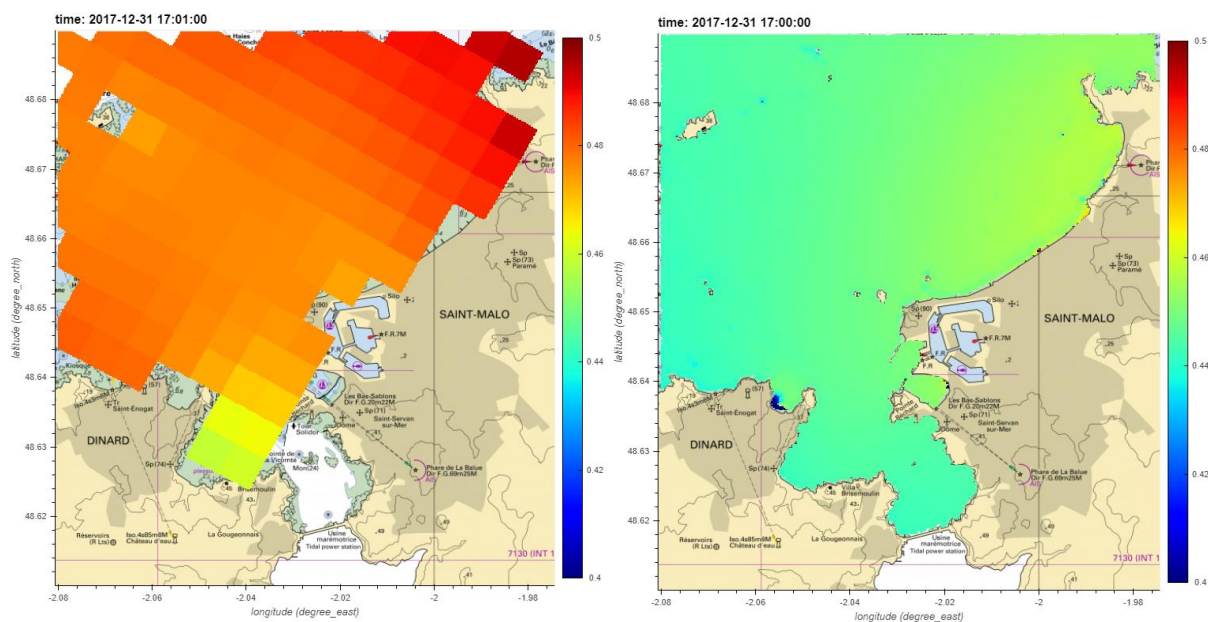


Figure A24 : Carte de surcotes de pleine mer pour l'événement de référence Carmen avec le modèle HR (à gauche) et THR (à droite).

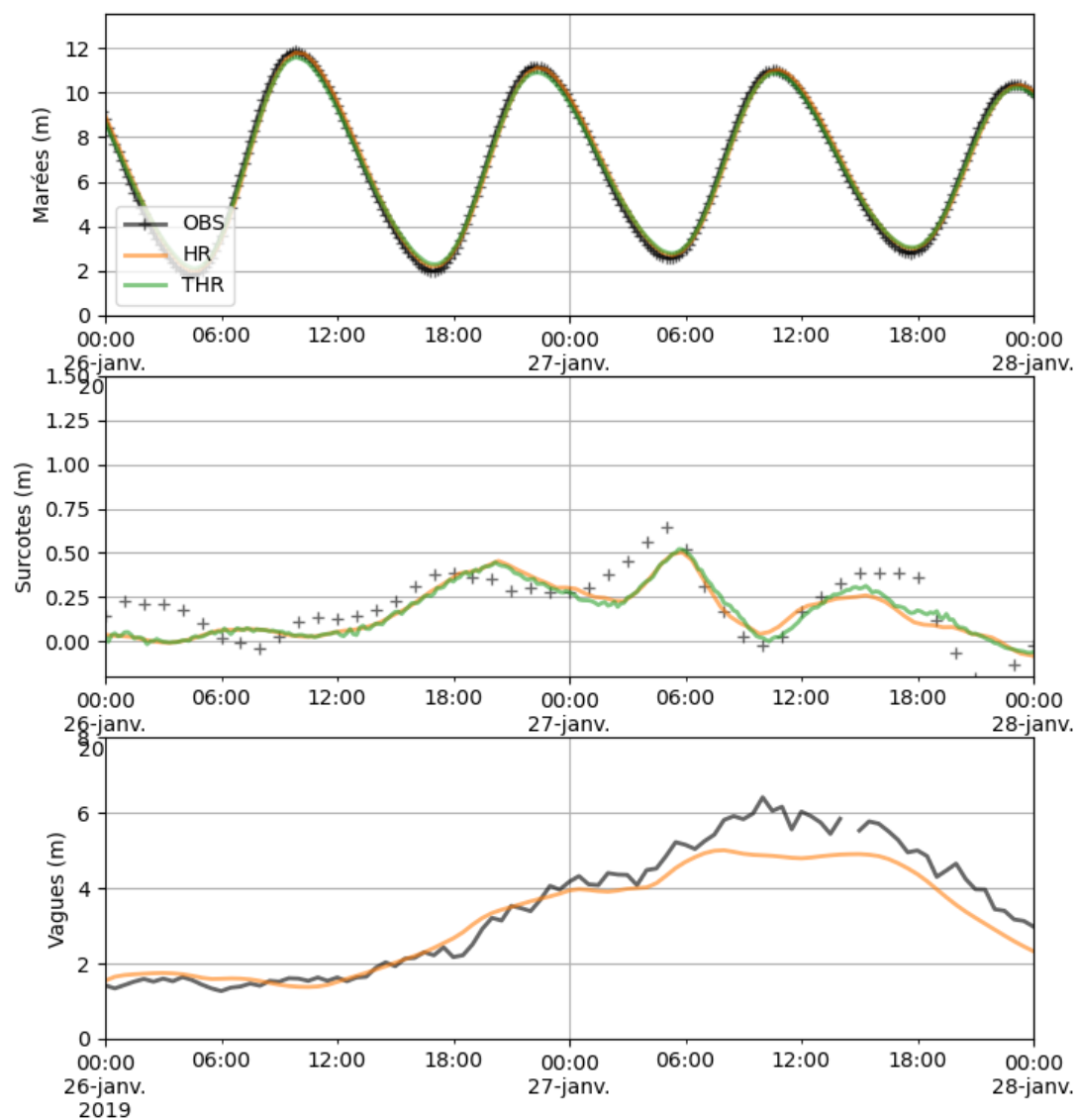


Figure A25 : Evolution temporelle des marées prédites et simulées, des surcotes déduites des observations et simulées, et des Hs des vagues observées et simulées pour l'événement de référence Martin.

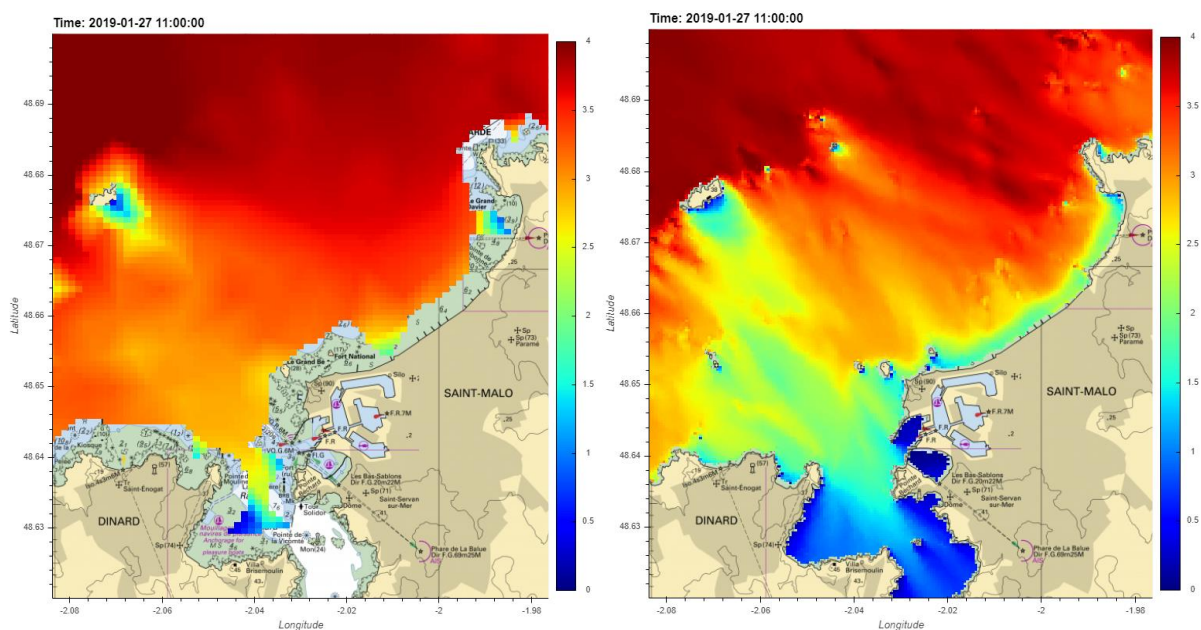


Figure A26 : Carte de la Hs à pleine mer pour l'événement de référence Martin avec le modèle HR (à gauche) et THR (à droite).

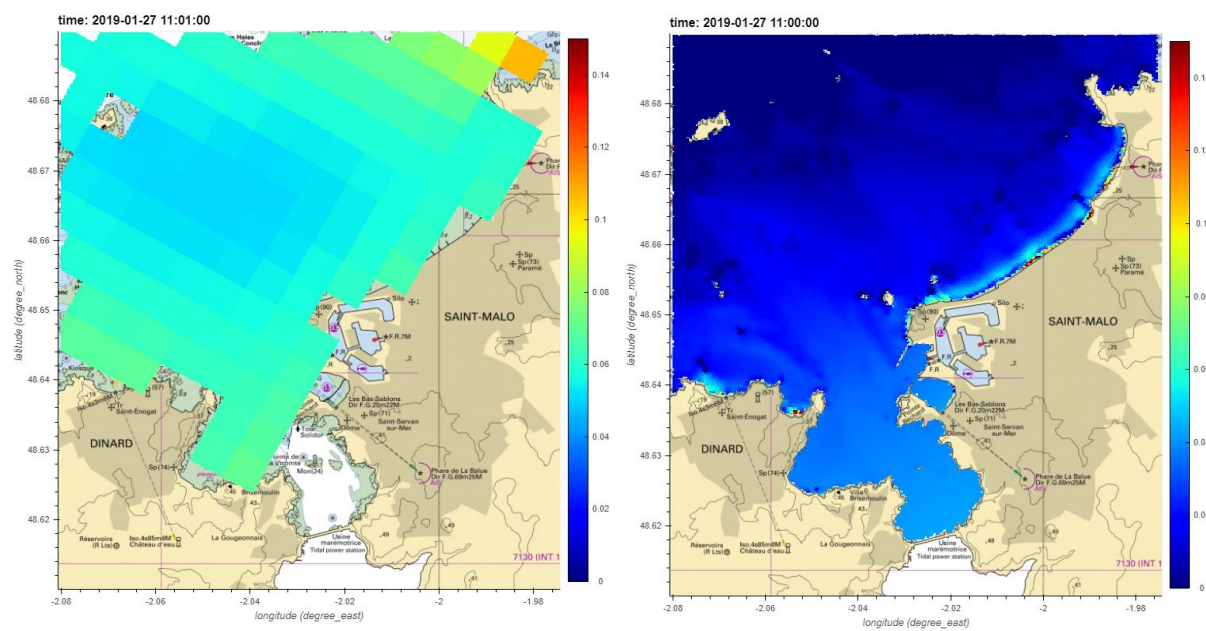


Figure A27 : Carte de surcotes de pleine mer pour l'événement de référence Martin avec le modèle HR (à gauche) et THR (à droite).

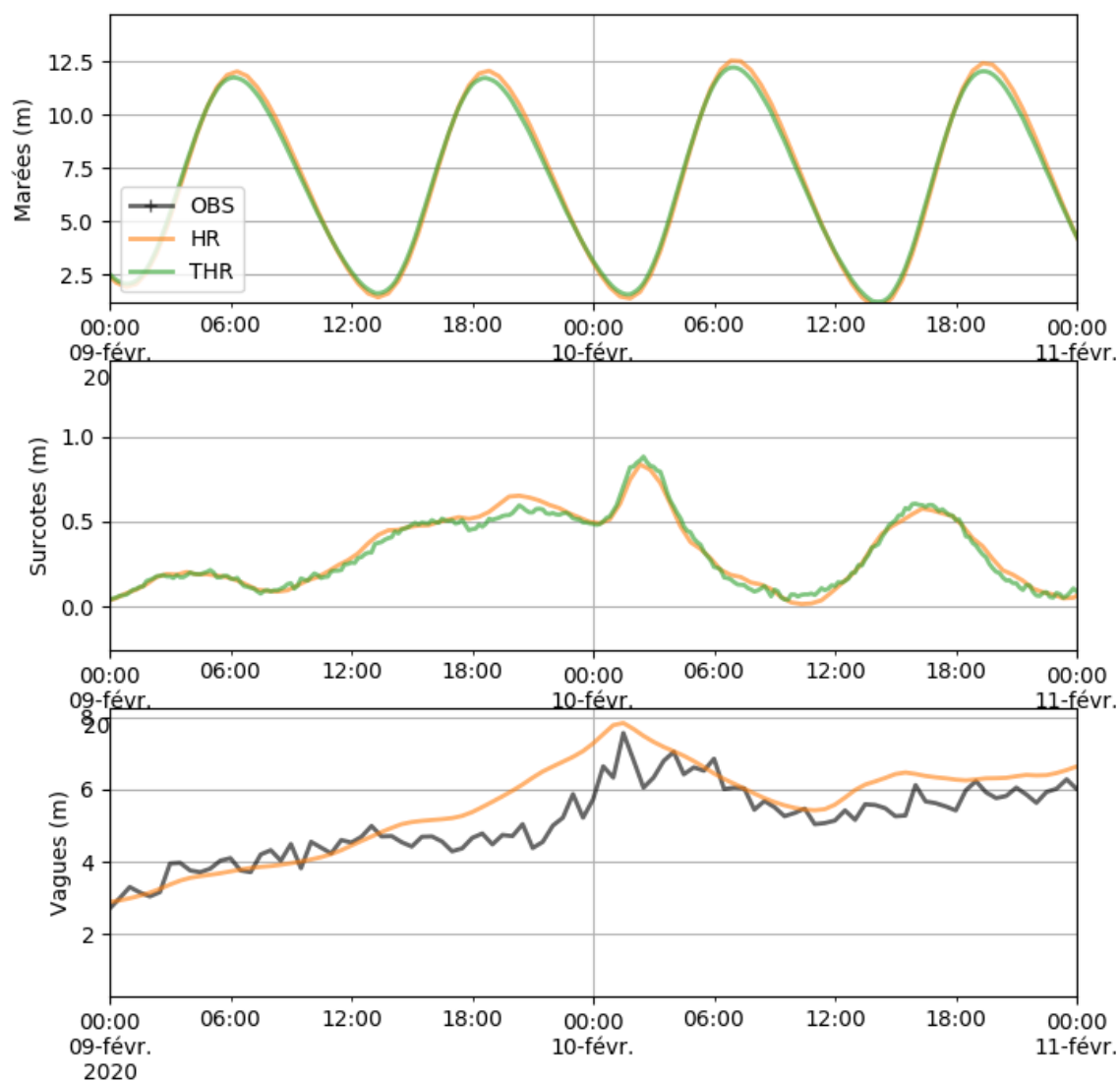


Figure A28 : Evolution temporelle des marées prédites et simulées, des surcotes déduites des observations et simulées, et des Hs des vagues observées et simulées pour l'événement Ciara avec le forçage atmosphérique ERA5.

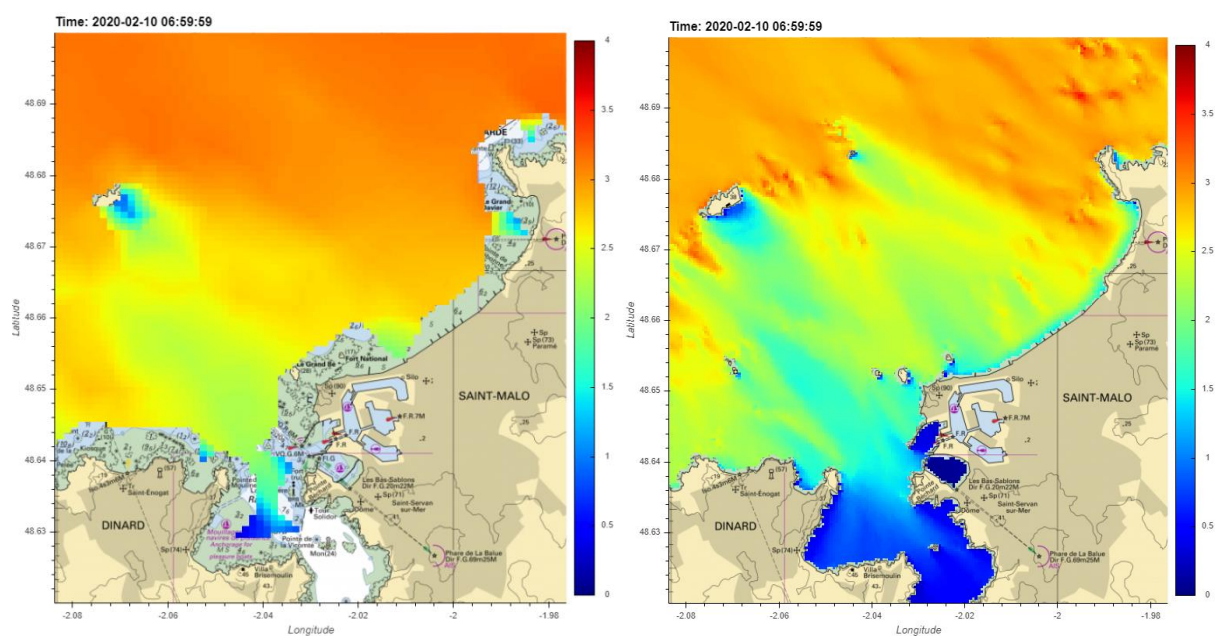


Figure A29 : Carte de la Hs à pleine mer pour l'événement Ciara avec le modèle HR (à gauche) et THR (à droite) avec le forçage atmosphérique ERA5.

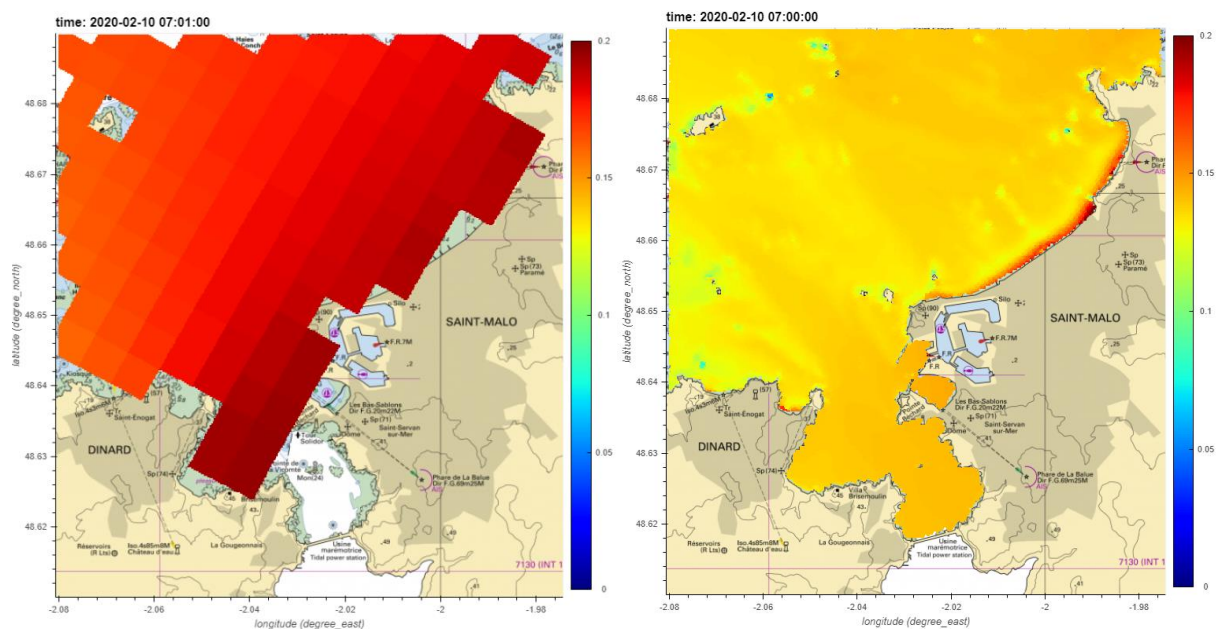


Figure A30 : Carte de surcote de pleine mer pour l'événement Ciara avec le modèle HR (à gauche) et THR (à droite) avec le forçage atmosphérique ERA5.