



HAL
open science

Estimation de la bathymétrie par observation de la terre pour les énergies marines renouvelables

Marc Cloarec

► **To cite this version:**

Marc Cloarec. Estimation de la bathymétrie par observation de la terre pour les énergies marines renouvelables. Mécanique des fluides [physics.class-ph]. Université Paris sciences et lettres, 2018. Français. NNT : 2018PSLEM071 . tel-02623951

HAL Id: tel-02623951

<https://pastel.hal.science/tel-02623951>

Submitted on 26 May 2020

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

THÈSE DE DOCTORAT

de l'Université de recherche Paris Sciences et Lettres
PSL Research University

Préparée à MINES ParisTech

Estimation de la bathymétrie par Observation de la Terre pour les
énergies marines renouvelables

Ecole doctorale n°432

SCIENCES DES MÉTIERS DE L'INGÉNIEUR

Spécialité ÉNERGÉTIQUE ET PROCÉDÉS

Soutenue par **MARC CLOAREC**
le 12 décembre 2018

Dirigée par **Thierry RANCHIN**

COMPOSITION DU JURY :

M. Stéphane ABADIE
Université de Pau et des Pays de l'Adour,
Président du jury

Mme Nadia SÉNÉCHAL
Université de Bordeaux, Rapporteur

M. René GARELLO
IMT Atlantique, Rapporteur

Mme. Aurélie DEHOUCK
I-SEA, Membre du jury

M. Thierry RANCHIN
MINES ParisTech, Membre du jury

M. Jean DUBRANNA
MINES ParisTech, Invité

Sommaire

1.	Introduction.....	6
2.	Bathymétrie côtière pour les EMR	11
2.1.	Définition et enjeux.....	11
2.2.	Techniques d'estimation bathymétrique	11
2.2.1.	Le sondeur monofaisceau	12
2.2.2.	Le sondeur multifaisceau	13
2.2.3.	Technology Light Detection and Ranging (LIDAR)	13
2.2.4.	Imagerie hyperspectrale à haute résolution	14
2.2.5.	Imagerie SAR - méthode basée sur les forts courants de surface.....	15
a.	Découverte de la bathymétrie par SAR.....	15
b.	Bathymetric Assessment System (BAS).....	18
c.	Volterra Series Expansion (VSE)	19
2.2.6.	Imagerie SAR - Méthode basée sur la propagation de la houle.....	20
3.	Synthetic Aperture Radar	24
3.1.	Présentation de l'instrument SAR	24
3.1.1.	Définition	24
3.1.2.	Rappels théoriques.....	24
a.	Résolutions spatiales d'un capteur SAR	25
b.	Résolution azimutale	26
c.	Equation radar	28
3.2.	Imagerie de la houle.....	28
3.3.	Imagerie SAR de la surface des océans	30
3.3.1.	La modulation hydrodynamique	31
3.3.2.	Modulation d'inclinaison.....	31
3.3.3.	Velocity bunching	32
4.	Simuler la houle - Pourquoi et comment?	39
4.1.	Introduction et objectifs.....	39
4.2.	Mise en équation d'une houle d'Airy	40
4.2.1.	Définition du potentiel	40
4.3.	Spectre de houle.....	45
4.4.	Modèle de simulation à résolution de phases BOSZ.....	47
4.4.1.	Choix des paramètres d'entrée	48

4.4.2.	Analyse spectrale temporelle.....	50
4.4.3.	Analyse spectrale spatiale.....	51
4.5.	Résultats.....	52
4.6.	Conclusion.....	56
5.	Cas d'étude en 2D.....	58
5.1.	Introduction et objectifs.....	58
5.2.	Protocole et méthode.....	58
5.2.1.	Exploitation des simulations.....	58
5.2.2.	Méthode d'estimation de la bathymétrie à partir d'une surface libre.....	60
5.3.	Résultats : Application sur les simulations 2D.....	65
5.3.1.	Utilisation d'une seule surface libre.....	65
5.3.2.	Apport de plusieurs surfaces.....	68
5.4.	Conclusion.....	72
6.	Cas réel sur des images SAR.....	74
6.1.	Introduction et objectifs.....	74
6.2.	Images SAR choisies.....	74
6.2.1.	Choix de la zone géographique.....	74
6.2.2.	Présentation des images et leurs caractéristiques.....	78
6.3.	Application de la méthodologie.....	78
6.3.1.	Estimation de la période pic.....	79
6.3.2.	Estimation bathymétrique image par image.....	81
6.4.	Résultats.....	87
6.4.1.	Moyenne des différentes bathymétries.....	88
6.4.2.	Médiane de bathymétries.....	90
6.4.3.	Autres approches de fusion de données.....	92
6.4.4.	Analyse de la méthode appliquée aux images SAR.....	96
6.5.	Filtrer les résultats, une bonne idée ?.....	99
6.6.	Discussion.....	102
7.	Conclusion.....	105
7.1.	Conclusions sur le modèle BOSZ.....	105
7.2.	Application de la méthode sur les images SAR.....	106
7.3.	Perspectives.....	107
8.	Annexes.....	110
8.1.	Annexe - 1.....	110

8.1.1.	Théorie de Boussinesq.....	110
8.1.2.	Equation de Boussinesq – Approche de Nwogu (1993)	111
9.	Bibliographie.....	114

1. Introduction

« Réfléchissez au mouvement des vagues, au flux et reflux, au va-et-vient des marées. Qu'est-ce que l'océan ? Une énorme force perdue. Comme la terre est bête ! Ne pas employer l'océan ! »

Ainsi écrivait Victor Hugo en 1874 dans son roman inachevé *Quatrevingt-treize* lors de son exil à Guernesey. L'attrait de l'énergie renouvelable provenant de la mer a toujours été présent. Les prouesses techniques des dernières décennies dans l'extraction de ces ressources s'accompagnent d'études poussées sur l'océan depuis toujours. S'intéresser à la nature et la forme des profondeurs océaniques est une étape incontournable dans ce cadre d'étude. Cependant, sur une planète recouverte à 71 % d'eau, encore 85 à 90 % de ce monde océanique et maritime reste non cartographié par des standards de mesures modernes. Certaines cartes maritimes sont encore datées du 17^{ème} siècle [1].

Pourtant, lors d'installations de technologies extractrices d'énergies marines renouvelables (EMR), la connaissance des fonds est primordiale ainsi que leur nature. Tout projet EMR se construit en plusieurs étapes pour lesquelles cette connaissance doit avoir une précision adaptée à chacune d'entre elles.

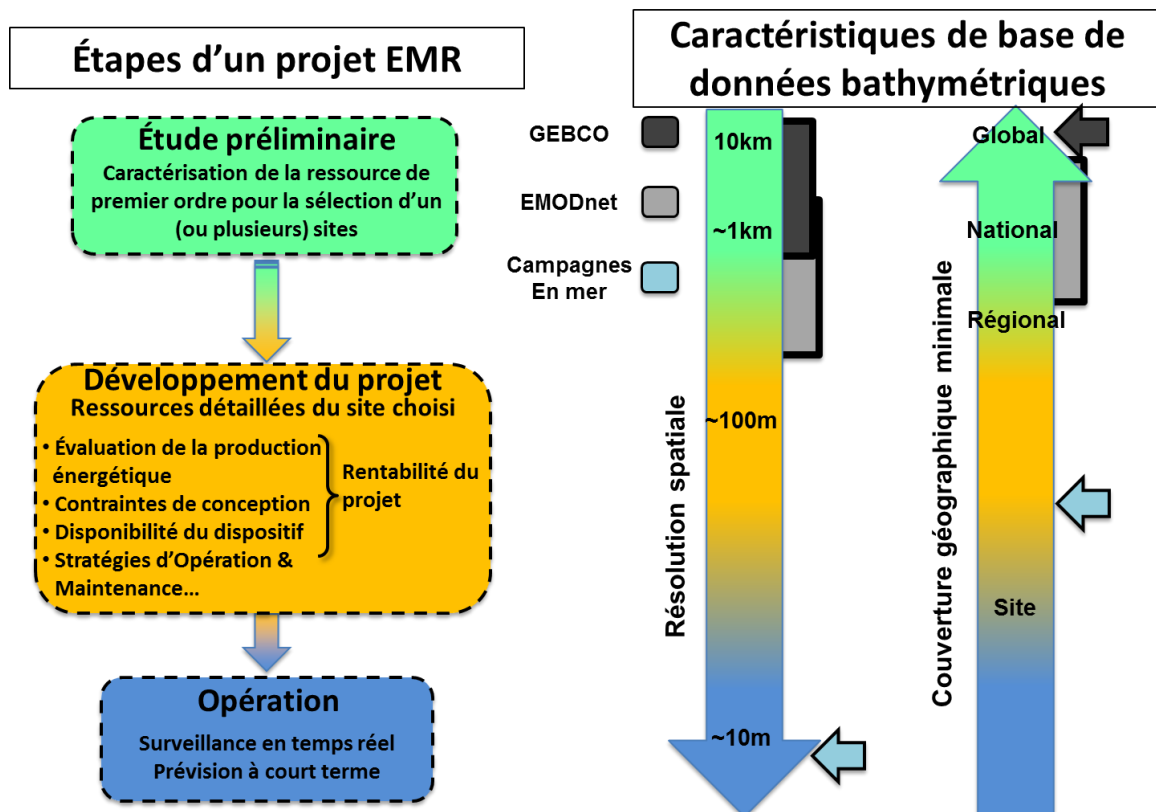


Figure 1. Schéma de développement d'un projet EMR et caractéristiques de données bathymétriques associées à chaque étape du projet [2]

Ce schéma de réalisation d'un projet EMR (Figure 1) présente sur la gauche les différentes étapes du projet et à droite les caractéristiques des bases de données bathymétriques nécessaires à chaque étape [2]. La première étape est l'étude préliminaire dans laquelle l'objectif est la caractérisation de la ressource pour la sélection de sites propices à l'installation de technologies extractrices de cette ressource. Pour cette étape, les données nécessaires sont des cartes bathymétriques disponibles globalement et dont la résolution spatiale est de l'ordre de 1 km à 10 km.

La seconde étape est le développement du projet. Les zones d'extraction les plus favorables sont indépendantes de la ressource à extraire (vagues, courants, etc...). Il faut chercher à déterminer la rentabilité du projet sur un site particulier, anticiper les coûts d'opération et maintenance. Cette étude de rentabilité passe par l'évaluation de la production énergétique, les contraintes de conception et la disponibilité du dispositif à installer. Selon les technologies à installer, les spécifications techniques [3], [4] indiquent les résolutions spatiales nécessaires en ce qui concerne les données bathymétriques. Elles sont plus fines, de l'ordre de 100 m, dans une zone géographique plus restreinte de façon à réellement déterminer un site en particulier. L'estimation d'une profondeur de 100 m doit avoir une erreur relative inférieure à 5 % soit une erreur maximale de 2 m pour une profondeur de 40 m [3].

Une fois le, ou les sites d'installation choisis, et le projet implanté, l'étape d'opération peut être entamée. Les données doivent alors être les plus précises possible dans le cadre de la surveillance en temps réel et de la prévision à court terme du productible. Les recommandations concernant la précision verticale dans cette phase d'avancement du projet font état d'une erreur relative maximale de 2 à 10 % de la profondeur. La zone d'étude pour les données océaniques nécessaires à l'implantation d'EMR se situe entre 200 m de profondeur et les très faibles profondeurs quasiment jusqu'à la côte [2]. La recommandation sur la précision requise pour la résolution spatiale est de 100 m avec une erreur relative de 5 % pour les profondeurs de 20 à 200 m [3]. Pour les profondeurs inférieures, la résolution spatiale et verticale doit être meilleure. Pour les profondeurs supérieures à 200 m, une résolution spatiale de 1 à 2 km est souhaitable en gardant la même erreur relative [3].

Pour la première étape, les résolutions des cartes bathymétriques accessibles au grand public peuvent suffire. Le réseau européen d'observation et de données marines (EMODnet) par exemple est un portail Web qui rassemble les données marines, les produits de données et les métadonnées provenant de diverses sources en Europe. Son objectif principal est de rassembler des ressources de données marines fragmentées et de les mettre à la disposition de chacun. En ce qui concerne la bathymétrie, la résolution spatiale de cette base de données est de 230 m en moyenne [5] avec une précision verticale qui dépend de la source qui fournit la donnée et de la localisation de la mesure. L'erreur relative verticale dépend de la source de la donnée et varie en fonction de la profondeur. Pour un projet (Figure 1), ces données peuvent être utilisées dans le cadre d'une étude préliminaire, mais les résolutions ne sont pas assez fines pour les étapes suivantes.

Des résolutions plus fines sont accessibles auprès des services hydrographiques nationaux comme le SHOM en France ou la NOAA aux États-Unis, qui combinent plusieurs jeux de mesures. Selon les pays, ces données sont plus ou moins disponibles et plus ou moins précises. Pour répondre aux demandes de mesures à hautes résolutions dans le cadre de la phase d'opération, elles sont généralement acquises par les sondeurs mono ou multifaisceaux embarqués sur des navires. Deux principaux problèmes accompagnent cette prise de mesure à haute résolution. D'une part, les zones à

cartographier peuvent être inaccessibles pour de multiples raisons (météo, politique, etc...). D'autre part, le problème principal de la prise de mesure acoustique reste le coût des opérations. Les missions de bathymétrie en mer sont relativement coûteuses. Un exemple marquant serait le « Pourquoi pas ? » de la flotte de l'Ifremer qui coûte 25 000 € pour un jour de mesures. La zone cartographiée par ces moyens est restreinte par rapport à la surface que représentent les océans.

Il existe une « zone grise » de la mesure bathymétrique entre une donnée accessible, mais trop grossière et une donnée extrêmement précise, mais coûteuse pour son exploitation pour les EMR.

Dans un souci d'économie et de répétitivité de la mesure et afin de constamment mettre à jour les cartes bathymétriques existantes, une large gamme de moyens a été utilisée pour extraire la donnée bathymétrique à haute résolution. Hormis les capteurs acoustiques embarqués sur des navires, il est possible d'extraire la bathymétrie de mesures faites par des capteurs comme les lidars, les capteurs d'imagerie optique, laser ou bien plus récemment les radars imageurs embarqués sur avion ou satellite.

Les objectifs fixés par la France en termes d'EMR sont conséquents pour les années futures. Aussi, la cartographie de la bathymétrie par données satellites pourrait devenir de plus en plus usitée grâce à son faible coût et son utilité pour le choix des zones d'installation. L'objectif de la thèse est l'évaluation du potentiel des nouveaux satellites embarquant des imageurs radar pour l'estimation de la bathymétrie et sa cartographie. Dans ce cadre, je me concentrerai sur la mission Sentinel-1, lancée par l'Agence Spatiale Européenne en 2014 dont les satellites sont porteurs d'imageurs Radar à Synthèse d'Ouverture (RSO) (ou Synthetic Aperture Radar (SAR) selon l'acronyme anglais plus couramment utilisé) [6]. Les images radar de ces satellites sont totalement gratuites et disponibles sur les serveurs de Copernicus et de l'ESA appelés Copernicus Open Access Hub. La répétitivité de la mission Sentinel-1 est de 6 jours grâce à ses deux satellites en orbite pour imager la même zone, ce qui permet d'obtenir de nombreuses images d'une même zone avec des états de mer variables. Dans le cadre de cette thèse, j'ai choisi de me concentrer sur les méthodes d'estimation de la bathymétrie basées sur la propagation de la houle.

[7] indique que la non-linéarité du mécanisme d'imagerie SAR est faible dans le cas des houles longues à faible cambrure. Dans ce cas, la houle imagée par un SAR peut être considérée comme linéaire ou faiblement non linéaire. Il existe une concordance entre les paramètres de houle estimés par le modèle physique et ceux extraits de l'image SAR. J'ai choisi dans un premier temps d'étudier la propagation de la houle dans un modèle de simulation. La modification de la propagation de ces houles va altérer l'état de la surface libre et permettre d'estimer la bathymétrie sous-jacente. Grâce à un modèle de simulation, on peut générer la surface libre de la propagation de la houle sur une bathymétrie idéalisée. Les méthodes existantes d'estimation de la bathymétrie [8]–[11] peuvent être utilisées, voire améliorées sur cette simulation de surface libre. Cette approche permet d'étudier les comportements de la surface libre de l'océan sur une bathymétrie connue en fonction de conditions de houle que l'on peut maîtriser et de déduire les conditions favorables à son observation par les SAR.

À partir du modèle physique 2D BOSZ (Boussinesq Ocean & Surf Zone model) [12], il est possible de générer diverses conditions de houle sur une bathymétrie connue. Ce modèle permet de faire varier en entrée les conditions de houle ainsi que la bathymétrie. Il est alors possible de vérifier que la relation de dispersion permet de retrouver la profondeur donnée en entrée, et aussi de quantifier les

observables selon une résolution bathymétrique donnée. En simulant la houle sur une profondeur qui diminue graduellement, on voit clairement un rétrécissement des longueurs d'onde au fur et à mesure de la propagation. Par ce procédé on obtiendra les conditions d'observabilité de la bathymétrie sur la surface.

Une méthode telle que celle décrite précédemment est relativement nouvelle. L'approche que j'ai décidé d'étudier tend à explorer plus en profondeur ces travaux [8]–[10], [13]–[16]. Bien que j'aie choisi de l'appliquer à la mission Sentinel-1, cette méthode est applicable à d'autres missions comportant un SAR. La résolution de l'image est un point essentiel qui influe sur le résultat final. Les conclusions que l'on apportera pourront être utilisées et adaptées pour différents types d'images SAR.

Le manuscrit présentera dans un premier temps un état de l'art sur l'estimation de la bathymétrie depuis les premières estimations historiques jusqu'aux dernières techniques de mesure en date. L'imagerie SAR est alors au cœur du chapitre suivant, qui présente les mécanismes qui régissent ce type d'imagerie sur l'océan et son exploitation pour estimer les profondeurs. Je consacrerai ensuite une partie à l'analyse spectrale des vagues et plus particulièrement de la houle pour introduire l'utilisation du modèle BOSZ et son apport dans mon travail de thèse. Je présenterai la théorie de la formation de la houle, de la théorie linéaire aux ordres suivants d'approximation.

Un algorithme est proposé et testé pour extraire une carte bathymétrique. Je décrirai cet algorithme dans la suite du manuscrit. Puis je présenterai les résultats d'un cas d'étude du modèle à une seule dimension, puis des simulations en 2D comparables aux surfaces libres observées sur les images SAR. Je présenterai alors l'algorithme me permettant d'estimer la bathymétrie. L'application de la méthode d'estimation de la bathymétrie aux images SAR sera exposée et discutée dans un dernier chapitre. On pourra y retrouver les résultats qu'on comparera à l'application de la même méthode sur les surfaces libres issues du modèle.

2. Bathymétrie côtière pour les EMR

2.1. Définition et enjeux

Notre planète est recouverte à 71% d'eau. Pourtant à ce jour, 85 à 90% des fonds océaniques ne sont pas cartographiés par des standards de mesures modernes tandis que nous nous tournons de plus en plus vers la mer en recherche d'énergie durable. Initialement, le terme bathymétrie désigne la profondeur sous-marine des plans d'eaux comprenant océans, mer, rivières, etc... Le terme signifie aussi la mesure et l'étude des profondeurs et des reliefs sous-marins aussi appelée « topographie sous-marine ».

On associe le début des mesures bathymétriques avec l'observation systématique des océans et de leurs mouvements constants. Historiquement, les cartes bathymétriques utilisent un procédé de code couleur et lignes de contour représentant les reliefs de même profondeur que l'on appelle les lignes isobathes. Les profondeurs étaient obtenues par des mesures faites par des cordes que l'on plongeait directement depuis les bateaux. Les problèmes de courants et de la dérive du bateau durant la mesure rendaient cependant la mesure imprécise. La méthode évolue avec une mesure utilisant une corde de piano qui est basée sur la même technique mais trois fois plus rapide et bien plus précise. Au début des années 1900 apparaissent les premières mesures acoustiques qui rendent très vite les mesures à la corde obsolètes. C'est sur le navire de la marine étasunienne, le *U.S.S. Corry*, que sera faite la première carte bathymétrique, de la côte californienne, uniquement issue de sondeurs acoustiques [17].

Les données bathymétriques en grande quantité avec une bonne précision sont d'une importance capitale pour diverses raisons. En effet, les zones à cartographier rassemblent un large panel d'activités humaines et pour lequel la connaissance des fonds est nécessaire. On pense directement aux navires de marchandises, de pêche, de navigation récréative ou de transport etc... Dans le cas des EMR, les informations précises et la surveillance des zones côtières assurent une gestion appropriée des technologies à installer ou bien celles qui sont installées. La connaissance fiable des données bathymétriques et la production de cartes actualisées peuvent garantir la sécurité de la navigation et la surveillance en temps réel du matériel installé. La connaissance parfaite des fonds marins aux côtes permet également de simuler la propagation d'évènements extrêmes de type tsunamis et de prévoir la sécurité à apporter dans de tels cas.

2.2. Techniques d'estimation bathymétrique

Depuis le début du XXème siècle, les données bathymétriques sont extraites et exploitées à partir d'instruments acoustiques dérivés des sonars militaires. Longtemps ces instruments ont été monofaisceau, puis au début des années 60, la marine étasunienne teste « The Sonar Array Sounding System (SASS) », un système multifaisceau. Ce système a une plus grande fauchée, il est de ce fait utilisé pour cartographier les plus grandes profondeurs tandis que le sondeur monofaisceau reste plus courant pour la bathymétrie côtière. Cette source multi ou monofaisceau est très fiable et représente une cartographie de référence. Les années 80 voient l'arrivée d'une nouvelle technique de bathymétrie côtière : la technologie LIDAR. Elle est basée sur l'émission d'impulsions d'ondes lumineuses à partir d'un laser aéroporté. Elle permet de mesurer des profondeurs d'eau à l'aide du

laser bathymétrique ou les formes du terrain à l'aide du laser topographique. Les distances sont calculées à partir du temps mis par le signal réfléchi pour parvenir au récepteur.

2.2.1. Le sondeur monofaisceau

Un sondeur monofaisceau classique (de type sondeur de navigation par exemple), émet un signal acoustique vers le fond, dirigé selon la verticale et analyse l'écho retour. L'instant de détection se traduit par un fort écho en provenance du fond. Le début de l'enveloppe de l'écho du fond est utilisé pour positionner le fond. Connaissant la vitesse de propagation du son dans l'eau et le temps entre l'émission du signal et la réception de l'écho du fond, on détermine la distance entre le sondeur et le fond par la relation : $R = \frac{Cdt}{2}$ [18] où R représente la distance mesurée, C étant la célérité du son dans l'eau et dt le laps de temps qui s'écoule entre l'émission et la réception du signal.

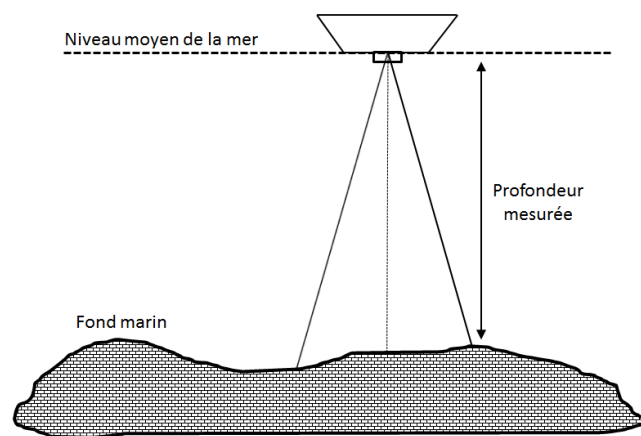


Figure 2. Schéma de fonctionnement du sondeur monofaisceau

Les sondeurs acoustiques d'écholocalisation monofaisceaux sont dérivés de la technologie sonar. Le principe se base sur plusieurs étapes. Transmission du signal avec une certaine fréquence dans la gamme des ultrasons (environ 10 – 400 kHz). Cette gamme de fréquences permet une bonne pénétration et propagation dans l'eau. Les plus faibles fréquences sont utilisées pour les grandes profondeurs et inversement. Ensuite on convertit la mesure de temps en mesure de distance. Le signal traverse l'eau à la vitesse du son d'environ 1500 m/s. On déduit ensuite la distance grâce à la relation précédente. L'énergie transmise par le sondeur est gouvernée par l'équation du sonar caractérisée par l'antenne et les propriétés du milieu. La fréquence détermine alors les longueurs maximales détectables par le sondeur, donc la résolution du sondeur. Le signal acoustique traverse la colonne d'eau jusqu'à arriver sur le fond marin. Une fois le fond marin atteint, l'énergie est réfléchie vers l'antenne de réception qui capte le signal malgré une rapide décroissance.

Le principal inconvénient lié aux sondeurs monofaisceau dans la couverture bathymétrique n'est pas lié la précision de la mesure qui est de l'ordre de quelques centimètres. Plus spécifiquement, il s'agit de la façon dont les relevés bathymétriques sont effectués : les mesures *in situ* sont acquises grâce à des campagnes sur des zones spécifiques. Ces campagnes sont en général coûteuses en temps et en argent. Il peut y avoir, dans certaines régions, des difficultés à effectuer les mesures *in situ* dues aux forts courants ou des vagues importantes par exemple. Ces difficultés pèsent sur l'actualisation et la surveillance de la bathymétrie côtière.

2.2.2. Le sondeur multifaisceau

Ce système acoustique permet d'obtenir la profondeur sous le navire sur une bande plus ou moins large de bâbord à tribord. L'émission du signal se fait sur une bande très étroite dans le sens de navigation du bateau et très large dans le sens normal. L'antenne de réception perpendiculaire à l'antenne d'émission reçoit le signal et échantillonne les échos renvoyés par le milieu marin. Tous les transducteurs de l'antenne de réception enregistrent les informations reçues de phase et amplitude dans une matrice au cours de la phase de réception.

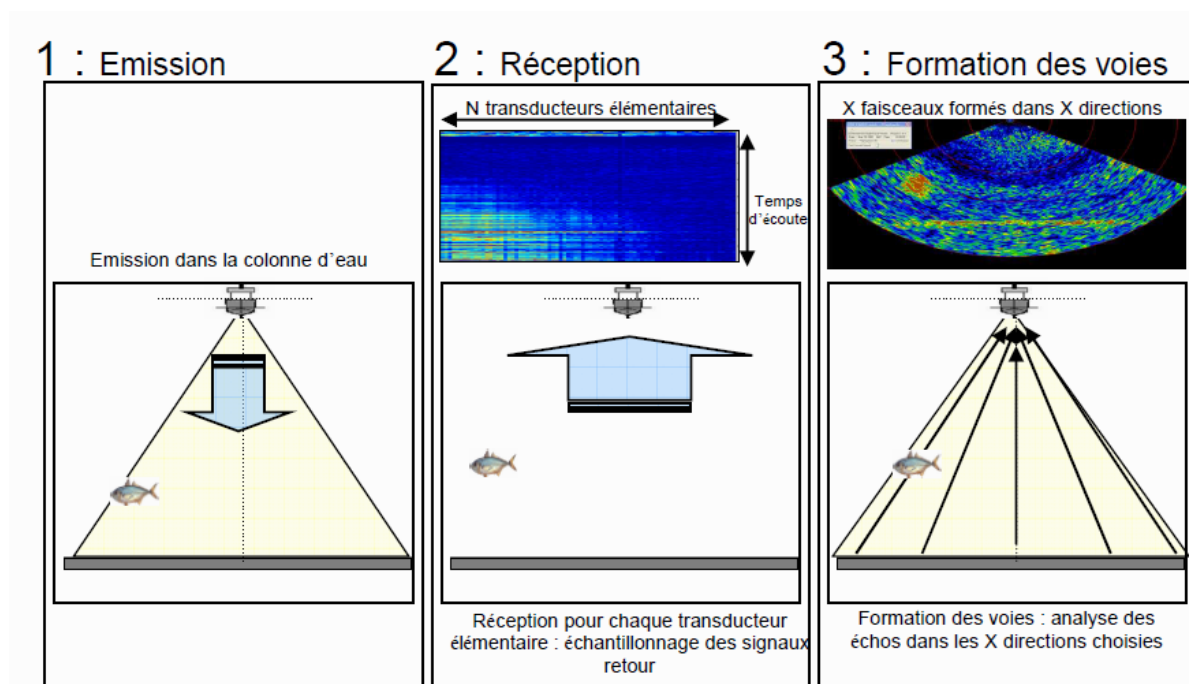


Figure 3. Schéma d'émission et réception d'un signal émis par un sondeur multifaisceau [18]

La détection du fond se fait alors soit par amplitude soit par phase. A l'image du sondeur monofaisceau, le fort écho revenant du fond est utilisé pour détecter l'instant de détection. Contrairement au monofaisceau, ce n'est pas le début de l'écho du fond qui est utilisé pour le positionner, mais le barycentre de l'enveloppe du signal. L'exactitude est ici meilleure lorsque le signal est fort et bref. Pour les faisceaux dépointés, éloigné du nadir, l'écho renvoyé par un fond plat n'est plus fort ni bref. L'enveloppe du signal s'étale et la méthode de détection par amplitude n'est plus efficace ici. On applique alors la méthode de détection par phase qui consiste à simuler deux demi-antennes écoutant dans la même direction. La mise en phase des 2 signaux écoutés par ces deux demi-antennes correspond alors à l'instant de détection. [18] Comme pour les monofaisceaux, la fréquence d'émission va grandement dépendre du fond que l'on souhaite extraire. Plus les fonds sont importants, plus basse sera la fréquence d'émission.

2.2.3. Technology Light Detection and Ranging (LIDAR)

Le LIDAR est un système de télédétection actif qui utilise la lumière sous forme d'impulsion radar pour mesurer une distance. La technologie LIDAR est très similaire au radar avec pour différence l'émission d'ondes laser au lieu des ondes radio. A l'origine la création du terme LIDAR provient de l'association de « light » et « radar », on considère à présent que c'est un acronyme de « Technologie

Light Detection and Ranging ». Historiquement, le LIDAR devient connu du grand public à partir de 1971 lors de la mission Apollo 15, qui cartographie la Lune à l'aide d'un altimètre laser. Cependant, les études théoriques sur ce système datent du début des années soixante. Ces investigations mènent à l'idée d'un système aéroporté capable de mener des campagnes bathymétriques. [19]

Faire appel à la technologie LIDAR embarquée sur avions provient de la capacité d'un tel capteur à couvrir une zone bien plus large qu'un navire. Les premières campagnes bathymétriques par LIDAR datent du début des années soixante-dix. En 1975 une nouvelle génération de LIDAR aéroportés apporte la confirmation de la précision de ce système pour une certaine gamme de profondeurs. Il existera par la suite plusieurs méthodes de bathymétrie basée sur le système LIDAR, que ça soit fixe sur la côte, par le biais d'hélicoptères ou bien d'avions. Hormis l'aspect de mesure topographique et bathymétrique, le système LIDAR permet d'évaluer avec précision la ligne de démarcation entre terre et mer. Cette précision est très utile dans les régions avec de fortes marées pour délimiter ce que l'on appelle la zone de surf. C'est une courte zone où les vagues de surfaces des océans se rapprochent de la terre et viennent se briser en formant l'écume.

Le LIDAR émet des impulsions dans le spectre visible ou proche infrarouge des ondes électromagnétiques. Les ondes visibles sont fortement atténuées par les milieux traversés et pour cela la portée est limitée. Un LIDAR topographique émet des pulsations de lumière verte pour étudier la morphologie des fonds marins. En effet, là où une fréquence infrarouge plus faible est reflétée par la surface, une fréquence laser verte plus élevée pénètre dans la colonne d'eau et atteint le fond. L'impulsion retourne ensuite dans la direction du système qui est en général à la fois émetteur et récepteur. En mesurant le temps entre l'émission et la réception du signal, on utilise la vitesse de la lumière dans l'air puis dans l'eau pour retrouver la profondeur. La latitude, la longitude et l'élévation de la cible peuvent être retrouvées grâce à toutes les informations combinées telles que l'angle de visée de l'émission, la distance relative, et la localisation du capteur par les coordonnées GPS. [20], [21]

Le LIDAR permet d'étudier les fonds marins jusqu'à une profondeur de 70 m avec une bonne clarté de l'eau et la réflectivité du fond avec une précision centimétrique.

2.2.4. Imagerie hyperspectrale à haute résolution

Les images optiques hyperspectrales provenant de satellites ou bien de capteurs aéroportés ont une très bonne résolution spatiale. Une image hyperspectrale est une mesure du rayonnement émis ou réfléchi par la scène étudiée dans un grand nombre de bandes spectrales contiguës. La grandeur considérée peut être simplement la radiance, ou la réflectance. Plusieurs approches peuvent être utilisées pour estimer la profondeur. La principale approche utilisée pour estimer la profondeur consiste à développer une relation empirique reliant les valeurs de radiance ou de réflectance, et la bathymétrie. D'autres approches utilisent un modèle de transfert radiatif comme Hydrolight pour créer une librairie de spectre en fonction de la profondeur afin de minimiser l'erreur. [22]

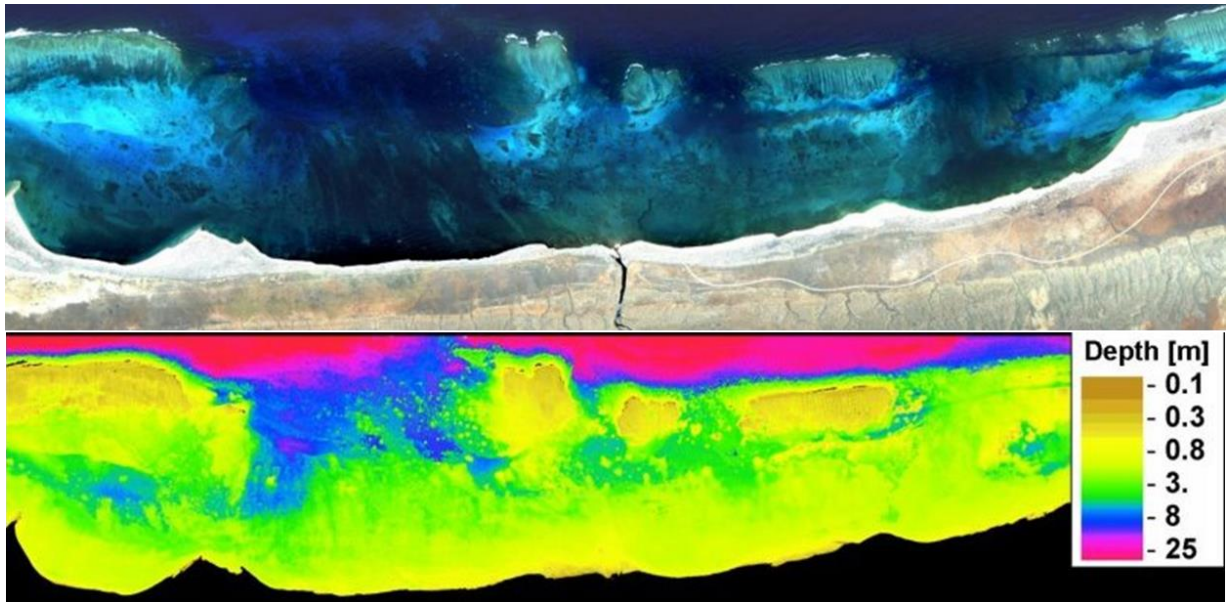


Figure 4. Données du récif de Ningaloo (Australie) provenant d'un capteur hyperspectral (haut) Bathymétrie extraite à partir des données (bas) [23]

Les zones à faibles profondeurs sont imagées par satellite avec des capteurs multispectraux [24](Sentinel 2, WorldView 2/3...). Grâce à l'imagerie hyperspectrale, il est possible de cartographier des zones allant de 0 à 30 m environ avec une résolution horizontale de 2 à 15 m, en fonction du capteur utilisé, et une précision verticale de $0,5 \text{ m} \pm 10\%$ de la profondeur [24]–[27]. Les techniques utilisées sont sensibles aux conditions atmosphériques (nébulosité) ainsi qu'à la turbidité de l'eau. La radiométrie est extraite d'une prise de vue instantanée de la surface terrestre par réception du rayonnement solaire rétrodiffusé (télédétection optique passive). L'inversion bathymétrique à partir des données satellitaires est réalisée en utilisant l'algorithme semi-empirique optique de [28] qui s'appuie sur les propriétés optiques inhérentes (coefficients d'atténuation de la lumière descendante et montante) et apparentes du milieu [27].

Une méthode plus récente nommée CWB (pour Celerity, Wavelet and Bathymetry) est développée pour faire une estimation de la bathymétrie à partir du couple (c, λ) respectivement la célérité et longueur d'onde de la houle. Cette méthode a obtenu des résultats relativement satisfaisants sur des profondeurs pouvant aller jusqu'à 80 m avec une erreur de 20 à 30 %. [29]

Cependant, les méthodes utilisant les images optiques multispectrales sont restreintes à des conditions météorologiques de ciel clair et des eaux non turbides pour pouvoir être implémentées. Pour ce qui est de la méthode la plus couramment utilisée en fonction de la couleur des océans, les profondeurs atteintes dans la majorité des cas n'excèdent pas les 30 m. Pour pallier cette limite, il est intéressant de s'intéresser à l'imagerie radar.

2.2.5. Imagerie SAR - méthode basée sur les forts courants de surface

a. Découverte de la bathymétrie par SAR

En 1978, l'envoi du premier SAR civil sur le satellite de la mission Seasat a donné des résultats très prometteurs dans ce domaine. Le satellite était envoyé principalement pour l'observation de la

surface des océans, cependant les images ont montré l'apparition d'éléments bathymétriques. [30] ont développé une méthode pour extraire ces éléments bathymétriques des images SAR (Figure 5). Cette méthode a été une découverte capitale bien qu'elle fasse intervenir un nombre important de simplifications. Elle est encore le point central de toute méthode de reconstruction bathymétrique basée sur le courant. Le processus d'imagerie de l'océan est très particulier. Les micro-ondes émises par le radar ne peuvent pas pénétrer la surface des océans. Elles ne font qu'interagir avec les vagues courtes dues à l'effet de Bragg. La topographie des fonds sous-marins peut être extraite sous certaines conditions:

- l'angle d'incidence du signal envoyé par le SAR doit être entre 20° et 70°,
- les conditions de vents doivent être modérées (3 – 10 m/s),
- les courants de surface doivent être forts (> 0.5 m/s).

Ces conditions sont à la base du mécanisme théorique en trois parties d'Alpers et Hennings. Ce mécanisme est basé sur les hypothèses suivantes :

1. l'interaction entre l'écoulement des marées et la topographie du fond produit des variations des vitesses du courant de surface
2. ces variations de vitesse de courant de surface entraînent des modulations du spectre de vaguelettes générées par le vent
3. les modulations de rugosité de surface causent des variations dans la rétrodiffusion de l'onde radar et entraînent des modulations d'amplitude sur l'image radar



Figure 5. Image SAR du port de Dunkerque, prise de vue du Sentinel-1, 05/07/2016

La première étape concerne l'interaction entre le fond et le courant de surface. Cette interaction est décrite par les équations hydrodynamiques en eaux peu profondes et par les lois de conservation de masse. Pour l'imagerie SAR, on considère que l'écoulement est incompressible, laminaire, indépendant du temps et que le courant vertical est négligeable. Alpers et Hennings ont utilisé l'équation suivante pour relier les composantes normale et parallèle du courant de surface, respectivement U_{\perp} et $U_{//}$ avec le profil de profondeur selon un axe parallèle à une crête $d(x_{\perp})$

$$\begin{aligned} U_{\perp}(x_{\perp})d(x_{\perp}) &= const \\ U_{//} &= const \end{aligned} \quad (1)$$

La seconde étape lie entre eux le courant de surface et les vaguelettes imagées par le SAR. En effet, selon la théorie d'interactions hydrodynamiques, une équation lie ces deux grandeurs. Cette équation est l'Action Balance Equation (ABE selon l'acronyme anglophone). L'équation 5 décrit la variation de densité d'énergie spectrale des vaguelettes dans un champ de courants.

$$\left(\frac{\partial}{\partial t} + \vec{x}' \frac{\partial}{\partial \vec{x}} + \vec{k}' \frac{\partial}{\partial \vec{k}} \right) n(\vec{x}, \vec{k}, t) = s(\vec{x}, \vec{k}, t) \quad (2)$$

où n est le spectre d'action, \vec{x} est une variable d'espace et \vec{k} est le nombre d'onde dont les dérivées temporelles s'expriment :

$$\vec{x}' = \frac{\partial \omega}{\partial \vec{k}} \quad \& \quad \vec{k}' = -\frac{\partial \omega}{\partial \vec{x}} \quad (3)$$

où ω est la pulsation de la vague. La source s peut être représentée par plusieurs méthodes. Dans la théorie linéaire s est donné par la formule

$$s(\vec{x}, \vec{k}, t) = -\mu(\vec{k})[n(\vec{x}, \vec{k}, t) - n_0(\vec{k})] \quad (4)$$

où μ est le taux de relaxation et représente une mesure du temps de réponse du spectre de vagues à une variation de courant. Finalement après avoir négligé les termes du second ordre en substituant dans (2), l'ABE donne :

$$\begin{aligned} \frac{\partial n(\vec{x}, \vec{k}, t)}{\partial t} + [\vec{c}_g(\vec{k}) + u(\vec{x}, t)] \frac{\partial n(\vec{x}, \vec{k}, t)}{\partial \vec{x}} - \vec{k} \frac{\partial u(\vec{x}, t)}{\partial \vec{x}} \cdot \frac{\partial n(\vec{x}, \vec{k}, t)}{\partial \vec{k}} \\ = \mu(\vec{k})[n(\vec{x}, \vec{k}, t) - n_0(\vec{k})] \end{aligned} \quad (5)$$

où $\vec{c}_g(\vec{k}) = \partial \omega_0 / \partial \vec{k}$ est la vitesse de groupe des vagues courtes.

La troisième et dernière étape concerne la réponse du SAR à la rugosité de surface. Cette réponse est déterminée par l'impact du courant de surface sur les vaguelettes de Bragg soulevées par le vent. Selon [31] négliger le taux d'advection, qui est le taux de déplacement de la masse dans le fluide, dans l'ABE comme dans l'approche linéaire d'Alpers et Hennings est une source d'erreur significative. [31] a considéré deux fonctions sources différentes pour résoudre l'ABE. Tout d'abord la source linéaire proposée par Alpers et Hennings et une seconde fonction dépendant de la variation de vitesse du vent et de la longueur d'onde. Les résultats obtenus ont été probants quant à l'importance du temps d'advection dans la résolution de l'ABE et au contraire le peu d'importance des termes du second ordre. Sa méthode dépend tout de même du type de micro-ondes envoyées par le SAR mais améliore considérablement la théorie linéaire considérant le modèle de rétrodiffusion de Bragg.

b. Bathymetric Assessment System (BAS)

A notre connaissance, pour le moment il n'existe qu'un seul système commercial qui offre la reconstruction numérique de bathymétrie par méthode numérique provenant d'images SAR (Calkoen *et al.*, 2001). Ce système a pour nom le Bathymetric Assessment System (Figure 6) et il est basé sur deux étapes :

- 1) Un modèle imageur simule une image SAR à partir de cartes de profondeur et de données de marées,
- 2) Une comparaison est faite entre l'image simulée et l'image SAR grâce à un processus d'assimilation de données issues d'un algorithme d'inversion

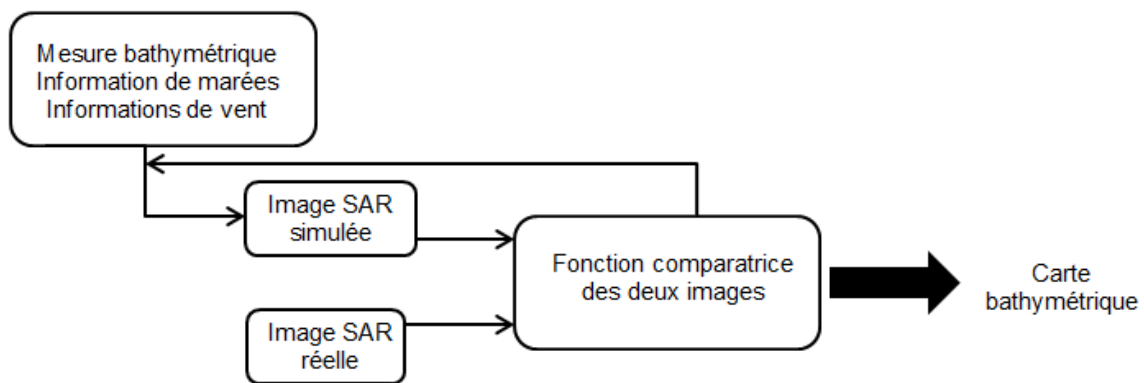


Figure 6. Diagramme du Bathymetric Assessment System

Pour produire une carte de profondeurs sous-marine, le BAS nécessite au minimum une image SAR et un nombre raisonnable de mesures de profondeur. Les variations de fond de l'océan sont imagées par le SAR, néanmoins, pour avoir une valeur du niveau moyen de la mer ou bien pour calculer les pentes douces, les mesures acoustiques sont nécessaires. Les points de référence sont utilisés pour calibrer le système imageur et générer une carte de première estimation pour initier le processus d'assimilation de données issues d'un algorithme d'inversion.

Une image SAR est simulée à partir de cette carte de profondeur en première estimation. Celle-ci est comparée à l'image SAR réelle et la carte de première estimation est corrigée selon les différences présentes entre l'image simulée et l'image réelle. Le processus est ainsi réitéré pour converger vers une solution finale. Il est intéressant de noter que cette méthode possède un degré de liberté. Elle peut en effet s'écarter et proposer une profondeur différente de celle indiquée sur les mesures acoustiques afin de lisser les résultats.

La limite majeure de cette première version du BAS est que le processus d'inversion est en une dimension, et qu'il ne fonctionne que pour des topographies de fond simples. BMT ARGOS a récemment développé une version en 2 dimensions du BAS [32] avec des modèles d'interaction entre les vagues de courants de marée en deux dimensions. Le BAS a été développé pour des images SAR utilisant la bande C des micro-ondes mais il est également applicable aux bandes L et P (respectivement comprises entre 1 et 2 GHz et 0.3 et 1 GHz).

c. Volterra Series Expansion (VSE)

[33], [34] ont présenté un modèle utilisant l'expansion des séries de Volterra (VSE selon l'acronyme anglais) comme un outil pour obtenir une relation liant le courant de surface au pixel d'une image SAR. La méthode considère les variations de courant et le pixel SAR dans le domaine de Fourier. Le modèle de Volterra peut être perçu comme un outil permettant d'étudier si le mécanisme d'imagerie peut être inversé ou non. C'est une généralisation du modèle d'expansion de Taylor avec une anticipation et une mémoire. La théorie de la VSE est appliquée pour résoudre l'ABE que l'on a vu précédemment sous les hypothèses précédentes. Elle décrit une relation non linéaire d'entrée-sortie entre les courants de surface et l'intensité du pixel de l'image SAR comme une série de Volterra de filtres non linéaires.

Certains modèles numériques [35]–[41] sont susceptibles de résoudre cette dernière équation. Ils calculent la rugosité de surface à partir du coefficient de rétrodiffusion, puis appliquent des modèles de rétrodiffusion et obtiennent la section efficace de rétrodiffusion. [33], [34] s'intéresse à l'obtention d'une fonction inverse, à savoir les valeurs des courants de surface comme une fonction de l'intensité de l'image SAR. Il existe des processus non linéaires dans le mécanisme d'imagerie SAR qui rendent la fonction entre le courant et le pixel de l'image SAR difficile à déterminer si elle existe, car son existence n'est pas assurée.

La variation des courants de surface est calculée à partir des images SAR. Puis ces variations sont utilisées pour résoudre les équations hydrodynamiques en eau peu profonde et les équations de continuité.

Pour que la méthode fonctionne, certains paramètres doivent être fixés pour tirer les informations des variations de courant de surface. Ces paramètres sont : les coefficients correspondants aux contributions des rétrodiffuseurs, les paramètres qui entrent dans la fonction source (taux de relaxation, conditions de vent, etc...), les conditions aux limites pour intégrer les équations d'eau peu profonde. Ces paramètres ne peuvent pas être extraits d'une image SAR c'est pourquoi cette méthode nécessite des sources extérieures. Ce modèle peut prendre en compte le taux de relaxation et le taux d'advection ainsi que le velocity bunching (voir paragraphe 3.3.3. pour une description de ce phénomène) et simuler l'intensité d'une image SAR correspondant à certaines bathymétries.

L'algorithme suivant a été utilisé par [33], [34]:

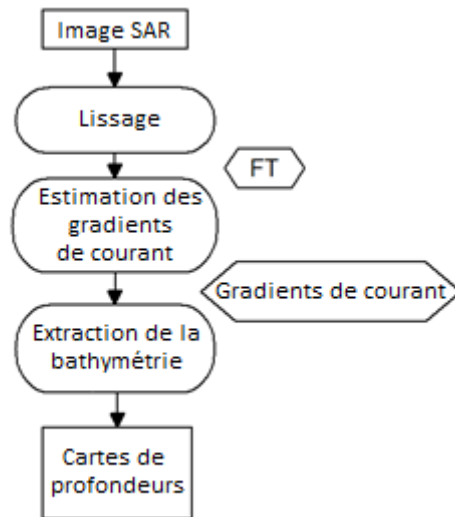


Figure 7. Algorithme de l'expansion des séries de Volterra

La première étape lisse l'image en utilisant la diffusion anisotropique pour accentuer les éléments bathymétriques présents et réduire le bruit. La seconde estime le gradient des courants de surface. Finalement la dernière calcule les profondeurs en résolvant l'équation de continuité. Cet algorithme doit être calibré avec les données environnementales.

Les équations proposées par Inglada et Garello [34] permettent d'étudier les non-linéarités dans le processus d'imagerie SAR. Elles nous donnent aussi une expression générale du mécanisme d'inversion. Cet algorithme permet l'utilisation des techniques d'assimilation de données itératives et est basé uniquement sur la connaissance physique du mécanisme d'imagerie.

La VSE permet éventuellement de trouver les contributions de chaque non-linéarité associée aux énergies trouvées dans les images SAR. Si les termes d'ordre supérieur ont une faible influence, une inversion linéaire simple sera possible.

Dans cette étude, [34] ont utilisé le modèle de rétrodiffusion de Bragg du premier ordre. Cependant, ce modèle n'est valide que pour les basses fréquences radar (Bande L et P allant de 0.25 GHz à 1.55 GHz). Ces expressions n'étant pas adaptées aux bandes C, il est nécessaire de développer un modèle qui puisse se concentrer sur les non-linéarités de l'interaction vagues-courants qui soit adapté à ces bandes de fréquences.

2.2.6. Imagerie SAR - Méthode basée sur la propagation de la houle

Deux processus principaux influencent la propagation de vagues de surface possédant de grandes longueurs d'onde. Premièrement, la réfraction oriente les crêtes de vagues en accord avec la variation de profondeur de façon à ce qu'elles deviennent perpendiculaires au gradient bathymétrique, jusqu'au cassage éventuel de la vague. Deuxièmement, le phénomène de shoaling qui est l'augmentation de la hauteur des vagues ainsi que la diminution de leur longueur d'onde durant leur trajet des hautes profondeurs à la côte jusqu'à leur déferlement. Notons ici qu'il est possible de voir apparaître une certaine réflexion des longues vagues par le fond. Cependant, dans les cas étudiés par la suite, la réflexion est considérée comme négligeable dans les profondeurs

étudiées. Des résultats d'études expérimentales ont montré que les longueurs d'ondes de vagues observables sur les images SAR représentent bien une estimation objective de leurs véritables longueurs d'onde. [15]

Les premiers travaux publiés datent de 2011. Dans cette approche, l'état de la mer est décrit par le spectre de vagues. Il représente la distribution de l'énergie des vagues dans leur direction et leur fréquence. L'élévation de la surface libre de l'océan, qui est la surface en contact avec l'air, est obtenue en appliquant la théorie linéaire d'ondes sur un spectre de vagues simulées dans un modèle spectral numérique de vagues. Dès l'apparition de la réfraction et du shoaling sur la houle causée par le fond marin, les méthodes proposées vont suivre la propagation des vagues le long de leur trajet depuis les hautes profondeurs jusqu'à la côte.

Les méthodes de [8], [15], [16], [42], [43] utilisent la Transformée de Fourier Rapide (notée FFT) pour extraire la valeur de la longueur d'onde des vagues le long de leur parcours et en déterminer leur direction. A partir d'une unique image SAR sur laquelle on peut observer la propagation de la houle jusqu'aux côtes, ces méthodes appliquent des algorithmes relativement similaires.

A partir d'une sous image loin des côtes dont la taille est fixée au préalable, la longueur d'onde et la direction de la houle sont déterminées. Pour fixer la taille de la sous-image, on s'assure que plusieurs longueurs d'onde sont visibles dans la sous-image. Les longueurs d'onde sont filtrées pour n'extraire de la sous-image que les phénomènes dont la longueur d'onde est comprise entre des bornes préalablement fixées. En règle générale, les longueurs d'onde caractéristiques de la houle sont comprises aux alentours d'une à plusieurs centaines de mètres. D'une sous-image à la suivante, [9] propose de faire une étape de vérification de l'angle de propagation de la houle. Cela permet de s'assurer que la déviation de la direction de houle d'une sous-image à la suivante n'est pas trop importante et que l'onde de houle suivie reste bien la même.

Enfin, pour retrouver la profondeur, on utilise la relation de dispersion linéaire de la houle dont la solution donne la profondeur h comme:

$$h = \frac{\lambda}{2\pi} \tanh^{-1} \left(\frac{2\pi\lambda}{gT_p^2} \right) \quad (6)$$

où T_p est la période de la houle et λ sa longueur d'onde.

Selon l'algorithme utilisé, la succession d'analyses spectrales de l'image SAR peut se faire avec un écart fixé entre deux analyses différentes, sinon en déplaçant la fenêtre d'analyse de la taille de la longueur d'onde. Un exemple d'algorithme utilisé est celui de la Figure 8 :

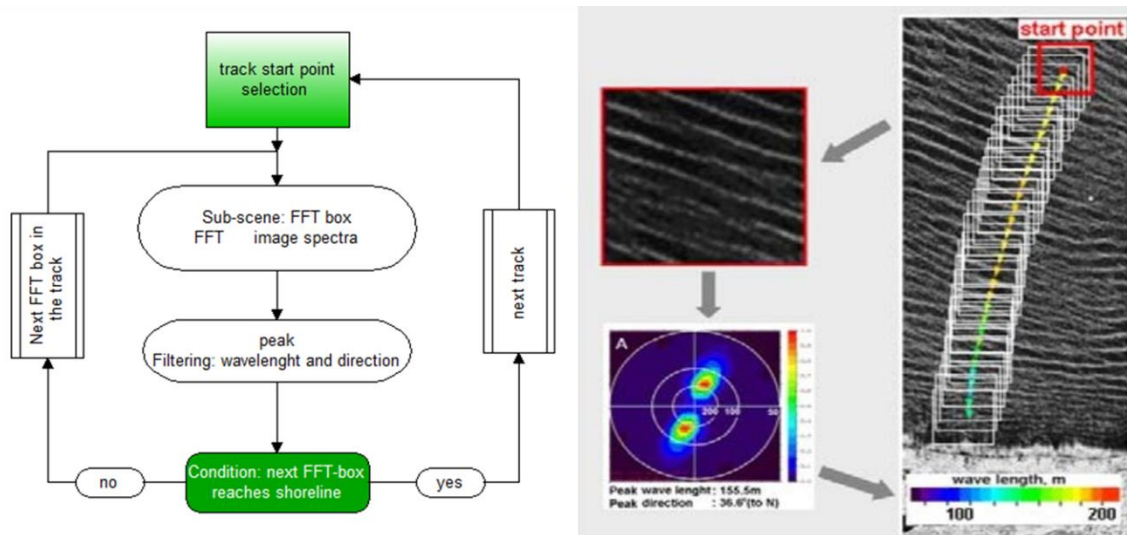


Figure 8. (gauche) Algorithme de la méthode [15] de suivi d'une vague le long de la propagation de houle. (droite) Exemple appliqué à une image SAR

Dans cet algorithme [16], il y a une incertitude de 180° en ce qui concerne la direction de la houle. On se sert du trait de côte comme indice pour passer d'une fenêtre d'analyse à la suivante, la houle se propageant dans cette direction.

La bathymétrie peut être estimée par diverses techniques. La précision, tant spatiale que verticale dépend de la technique utilisée. Les meilleures résolutions sont atteintes avec les sondeurs acoustiques. La précision verticale est de l'ordre centimétrique tandis que la résolution spatiale atteinte peut être métrique. L'utilisation de méthodes sur des données provenant de capteurs comme les imageurs hyperspectraux ou bien les capteurs LIDAR est une solution pour obtenir des données bathymétriques. Ces méthodes permettent d'estimer la bathymétrie jusqu'à 80 m de profondeur pour un capteur LIDAR et 25 m pour l'imagerie hyperspectrale. Le principal inconvénient de ces méthodes, hors le coût de l'utilisation de ces capteurs, reste la nécessité de bonnes conditions météorologiques ainsi qu'une faible turbidité de l'eau. Pour s'affranchir de ces inconvénients, le capteur SAR peut être utilisé. L'utilisation des images SAR pour extraire la bathymétrie est très intéressante pour de nombreuses raisons. Les images SAR peuvent couvrir de très larges zones d'étude. L'application de méthodes d'extraction sur la totalité des images permet d'obtenir des cartes bathymétriques de grande dimension. La seconde raison est que la résolution des images SAR est suffisante pour extraire des cartes bathymétriques dans la gamme de profondeur théorique de 10 à 80 m avec une résolution spatiale qui permet de combler le vide de mesure qui subsiste entre les mesures GEBCO ou EMODNET accessibles globalement mais à faible résolution et les capteurs acoustiques qui donnent une mesure extrêmement précise mais très coûteuse sur une zone très restreinte. Enfin le caractère actif du capteur SAR permet une mesure, quelles que soient les conditions météorologiques. Le lancement des satellites Sentinel-1A et Sentinel-1B permet d'imager la même zone avec une répétitivité de 6 jours. L'intérêt d'une telle répétition de la mesure est la possibilité de capturer des états de mers très différents et de maximiser les opportunités de capturer des conditions de houle favorables à l'estimation de la bathymétrie.

3. Synthetic Aperture Radar

L'ESA développe une série de missions d'observation de la Terre dans le cadre du programme Copernicus lancé par la Commission Européenne en juillet 2013. Plusieurs satellites ont été envoyés avec pour but de remplacer les anciennes missions et assurer la continuité des mesures de l'observation de la Terre. Chaque mission se concentre sur un aspect particulier avec des capteurs différents. Par exemple le satellite Sentinel-2 embarque un imageur multispectral.

Sentinel-1 est le premier programme des six missions que l'ESA développe pour l'initiative Copernicus. Le premier satellite Sentinel-1A a été mis en orbite en avril 2014.

La mission Sentinel-1 est constituée de deux satellites qui partagent le même plan orbital avec un cycle de répétition de 6 jours. Les Sentinel-1A et Sentinel-1B fonctionnent de jour comme de nuit même si les prises de vue nocturnes sont assez rares, car les besoins en énergie de l'instrument demandent trop aux batteries du satellite. Ils peuvent imager la Terre grâce au Radar à Synthèse d'Ouverture (RSO) ou Synthetic Aperture Radar (SAR). Les images SAR issues de cette mission sont disponibles gratuitement dans les bases de données de l'ESA sur une grande partie du globe. Une même zone pourra être imagée tous les 6 jours.

3.1. Présentation de l'instrument SAR

3.1.1. Définition

On distingue deux formes de SAR. Le SAR monostatique qui possède une seule antenne capable d'émettre et de recevoir. Le SAR bi-statique ou multistatique pour lequel l'émission et la réception se font par plusieurs antennes différentes. Nous nous concentrerons ici sur le SAR monostatique embarqué sur les satellites Sentinel-1.

Dans le cadre de la télédétection, l'antenne d'un tel radar est fixée à une plateforme (avion, satellite) et elle émet des ondes latéralement vers le sol avec un certain angle θ_0 (Figure 9). Le SAR est un capteur actif ce qui signifie qu'il fournit sa propre source de rayonnement électromagnétique. Les ondes émises sont donc indépendantes de l'ensoleillement. Les satellites de la mission Sentinel-1 sont munis d'un capteur SAR qui émet des ondes à une fréquence de 5.45GHz, qui se trouve dans la bande C des micro-ondes (correspondant à une longueur d'onde $\lambda_C = 5.6 \text{ cm}$). Ces hautes fréquences émises n'interagissent pas avec les nuages, comme le reste de l'atmosphère. On considère l'atmosphère comme un milieu transparent (hors présence d'éléments de taille voisine à λ_C). L'atténuation de l'atmosphère lors du trajet aller-retour de l'onde émise est négligeable.

3.1.2. Rappels théoriques

La formation d'une image radar fait appel à plusieurs caractéristiques propres à cette technologie. La synthèse d'ouverture apporte une caractéristique supplémentaire qui donne une meilleure résolution azimutale. La première partie de l'analyse de l'image radar se fait par une évaluation temps / distance. En effet, connaissant la géométrie de l'émission et la réception ainsi que le délai temporel, on peut déterminer l'éloignement d'une cible relativement aisément. Cette étude permet de placer un point dans la direction radiale de visée. Pour le placer sur la direction azimutale, il faut analyser la signature Doppler de l'écho reçu. Enfin, nous verrons en quoi l'équation radar lie la

puissance du signal émis et celle du signal reçu. Le rapport entre puissance émise et reçue nous donne une estimation des propriétés de la cible.

Il est nécessaire de rappeler les équations qui nous donnent les différentes résolutions dans les directions radiale et azimutale, puis de reprendre l'équation radar.

a. Résolutions spatiales d'un capteur SAR

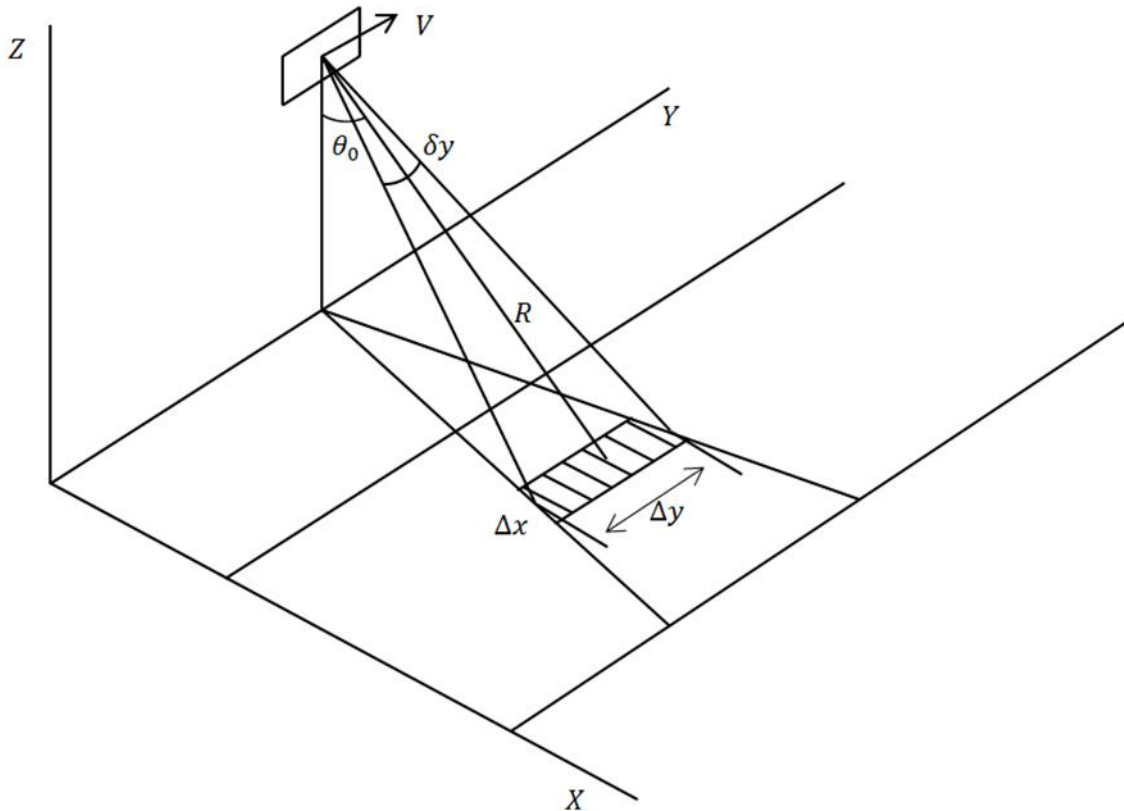


Figure 9. Géométrie du capteur Radar à Ouverture Synthétique

Une onde électromagnétique est émise par le radar sous forme d'une impulsion [44]. Cette impulsion d'une durée notée τ_p illumine une parcelle de la surface (zone hachée dans la Figure 9) depuis la face la plus proche du radar à la plus éloignée de la fauchée. La parcelle en azimut $\Delta y = R\delta y$, où R est la distance oblique du point central de la parcelle et δy est la largeur angulaire du radar dans le plan azimutal, est appelée la cellule de résolution du radar. Deux points présents dans cette surface sont indiscernables. La taille de la portée au sol Δx de la cellule de résolution est décrite dans la Géométrie du capteur Radar à Ouverture Synthétique Géométrie du capteur Radar à Ouverture Synthétique Figure 9. Deux rayons arrivent dans le plan vertical limitant la cellule de résolution, l'antenne supposée infiniment éloignée de la cible. Le rayon correspondant au début de l'impulsion arrive en $x_0 + \Delta x$. Pour que l'impulsion entière soit réceptionnée par l'antenne de manière simultanée, il faut que ce rayon, représentant le début de l'impulsion, ait parcouru la distance $c\tau_p/2$ deux fois (aller-retour) pour arriver au même niveau que le rayon de fin de l'impulsion en x_0 sur le

plan vertical. Le début de l'impulsion réfléchi par la surface au niveau de $x_0 + \Delta x$ doit couvrir une distance additionnelle $c\tau_p/2$ deux fois pour atteindre l'antenne simultanément avec la fin de cette même impulsion réfléchi au niveau de x_0 .

L'onde est émise par le radar sous forme d'une impulsion (ou chirp en anglais). Cette impulsion a une durée que l'on notera τ_p directement liée à la résolution radiale. Le radar se déplace à une vitesse v , celle de la plateforme et la vitesse de propagation dans le vide de l'impulsion est : $c = 3.10^8 \text{ m.s}^{-1}$.

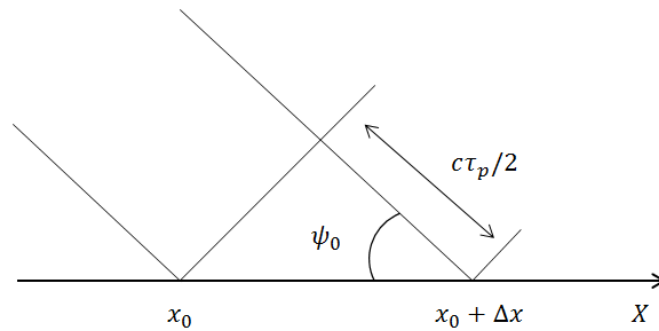


Figure 10. Formation de la cellule de résolution

Deux cibles au sol seront détectées si elles sont séparées d'une distance liée au trajet de cette impulsion. Ainsi la résolution radiale au sol r_r peut être donnée par la relation suivante :

$$\Delta x = \frac{c\tau_p}{2 \cos \psi_0} \quad (7)$$

Où τ_p est le temps de trajet du signal aller-retour et où $\psi_0 = \frac{\pi}{2} - \theta_0$ est l'angle rasant. Ainsi, plus l'impulsion est courte, plus la résolution radiale est importante.

b. Résolution azimutale

La synthèse d'ouverture permet l'obtention d'une résolution plus fine qu'un Radar à Ouverture Réelle (ROR) ou Real Aperture Radar (RAR). En effet, si l'on reprend la figure précédente un RAR possède une résolution azimutale r_a donnée par :

$$\Delta y = \delta_y R \quad (8)$$

Où R est la distance qui sépare le capteur de la cible. La largeur du faisceau est définie à la moitié de la puissance maximale délivrée. L'ouverture angulaire δ_y dépend de la longueur de l'antenne L et de la longueur d'onde émise λ_{SAR} , elle est donnée par :

$$\delta_y \approx \frac{L}{\lambda_{\text{SAR}}} \quad (9)$$

Ainsi la résolution azimutale pour un RAR est :

$$\Delta y \approx \frac{\lambda_{\text{SAR}} R}{L} \quad (10)$$

Cette résolution se dégrade au fur et à mesure que la cible s'éloigne. On voit qu'une très grande antenne pourrait améliorer la résolution azimutale. En effet pour obtenir une résolution de 5 m, avec un satellite orbitant à 700 km et émettant des ondes en bande C de 5.405 GHz (environ $\lambda_{\text{SAR}} = 5 \text{ cm}$) l'antenne devrait mesurer jusqu'à 8000 m dépendant de la cible. Pour s'affranchir de ce problème, une solution technique de traitement du signal radar, que l'on appelle la synthèse d'ouverture, a été développée.

La synthèse d'ouverture permet de simuler une antenne de plusieurs kilomètres : l'antenne synthétique. Cette amélioration de résolution se base sur un simple principe bien représenté sur la Figure 11. Elle se base sur l'intégration des échos renvoyés par une cible unique M depuis son entrée dans l'empreinte au sol du faisceau jusqu'à sa sortie. Le radar possède donc une résolution azimutale comme si l'antenne était d'une longueur L' .

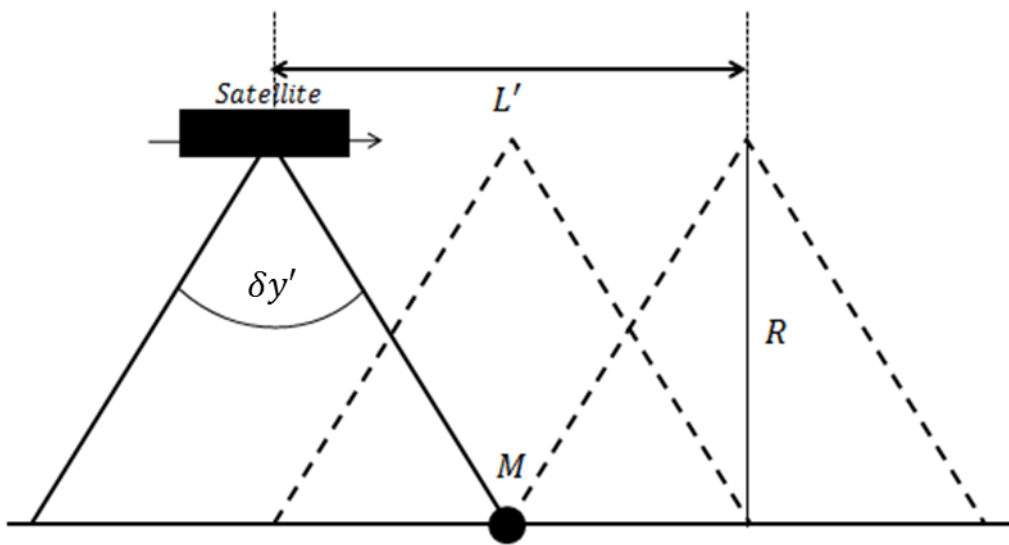


Figure 11. Schéma de résolution azimutale d'un SAR

La taille L' de l'antenne synthétique est :

$$L' = \delta y R \quad (11)$$

Cette nouvelle antenne fonctionne désormais comme un réseau d'antennes dont l'ouverture angulaire azimutale $\delta y'$ est donnée par :

$$\delta y' \cong \frac{\lambda}{2L} \quad (12)$$

En reprenant la résolution azimutale d'un RAR, on remplace par cette nouvelle ouverture angulaire $\delta y'$:

$$\Delta y = \delta y' R \quad (13)$$

En reprenant les expressions précédentes, on obtient :

$$\Delta y = \frac{L}{2} \quad (14)$$

La résolution azimutale d'un radar à ouverture synthétique est donc caractérisée par son unique dépendance à la taille de l'antenne. La distance à la cible ainsi que l'altitude n'apparaissent pas. Ainsi le Sentinel-1 possédant une antenne de 10 m possède une résolution azimutale au sol de 5 m.

c. Equation radar

L'équation radar se traduit par le rapport entre la puissance reçue (P_r) et la puissance émise (P_e) :

$$\frac{P_r}{P_e} = \frac{G_e}{4\pi R^2} \times \sigma \times \frac{1}{4\pi R^2} \times \frac{G_r \lambda_{\text{SAR}}^2}{4\pi} \quad (15)$$

Ce rapport de puissance est dépendant des différents gains d'antenne, (émission G_e et réception G_r) de la longueur d'onde λ_{SAR} , de l'orbite et l'incidence avec R qui est la distance entre le radar et la cible. Et enfin par σ qui est la contribution de chaque section normalisée efficace de rétrodiffusion ou Normalized Radar Cross Section (NRCS) d'une cible. Dans un pixel, chaque cible va contribuer à un coefficient de rétrodiffusion global σ :

$$\sigma = \int \sigma_0 dS \quad (16)$$

Le phénomène de Bragg énonce que la rétrodiffusion d'une cible est effective lorsque les dimensions caractéristiques de cette cible sont proches de la longueur d'onde émise avec laquelle elle interagit. L'intégration des rétrodiffusions de plusieurs cibles va créer une rétrodiffusion globale sur le pixel. Cependant, le NRCS est caractérisé par son intensité complexe, c'est-à-dire par son amplitude et sa phase notées A et ϕ :

$$I = A e^{i\phi} \quad (17)$$

Ainsi, l'intégration de plusieurs cibles rétrodiffusées fait intervenir toutes les amplitudes ainsi que toutes les phases :

$$\langle I \rangle = \langle A^2 \rangle = \sum_{k=1}^N \sum_{j=1}^N \langle A_k A_j e^{i(\phi_k - \phi_j)} \rangle \quad (18)$$

La combinaison de toutes les phases peut créer un phénomène d'interférences constructives ou destructives. Il est souvent considéré comme un bruit multiplicatif et se nomme speckle.

3.2. Imagerie de la houle

Pour aborder le sujet de la houle, par imagerie de l'océan par SAR, il faut regarder la dimension spectrale de la houle. Dans l'imagerie de l'océan par SAR, la non-linéarité du mécanisme d'imagerie peut rendre impossible la considération d'une image SAR en tant qu'image photographique. Sur l'océan en mouvement constant, les non-linéarités peuvent avoir tendance à être accentuées. Ceci dit en analysant les spectres de l'océan et de l'image SAR, certaines informations précieuses peuvent être extraites [45]. Chaque état de mer possède un spectre particulier en fonction des conditions de vent. La possibilité de considérer l'imagerie SAR comme linéaire ou quasi linéaire va dépendre de cet état de mer et des conditions de vent [15], [46].

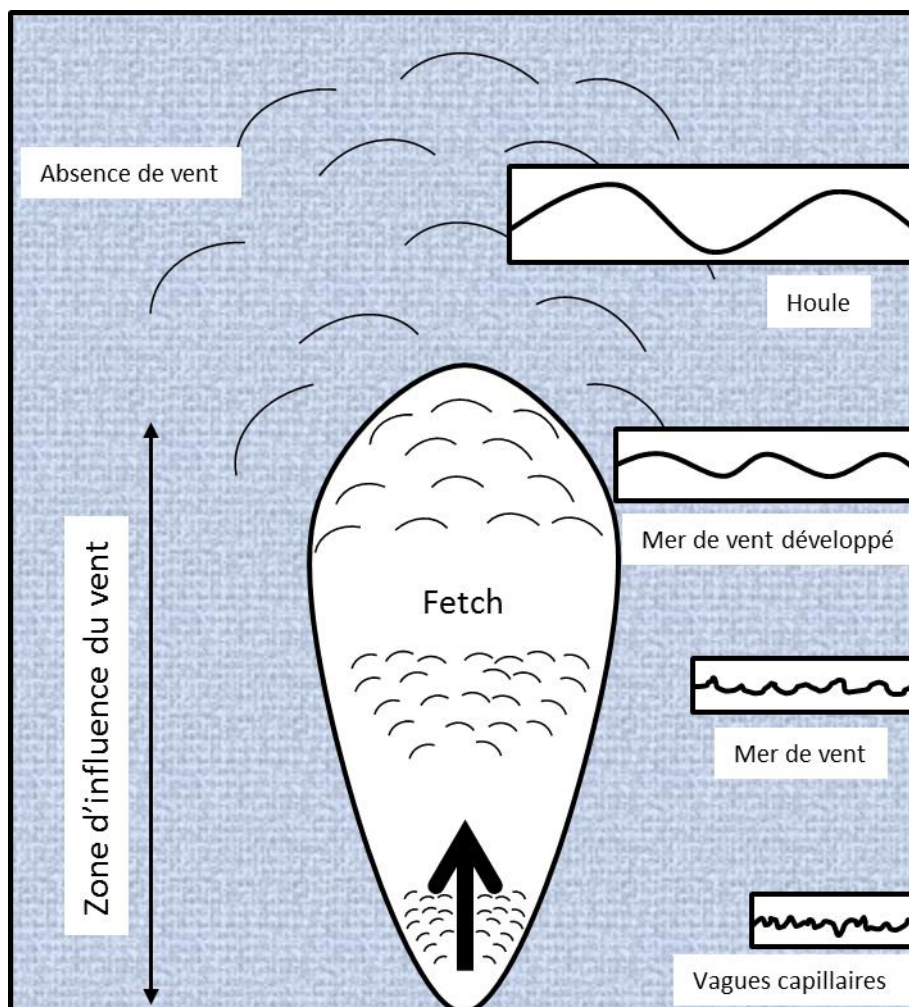


Figure 12. Schéma (issu de J. Ott - 1996) de formation de la mer de vent et de la houle, le fetch est la distance en mer ou sur un plan d'eau au-dessus de laquelle souffle un vent donné sans rencontrer d'obstacle.

Sur une surface statique plane, l'imagerie SAR est un outil d'imagerie linéaire c'est-à-dire sans distorsion du signal réfléchi. Cependant, lorsqu'un SAR image les vagues de surface de l'océan, il peut être considéré comme un système d'imagerie non linéaire. Le SAR obtient sa résolution azimutale en utilisant l'historique de phase du signal rétrodiffusé. Les mouvements de l'océan faussent l'historique de phase attendu de la cible et ainsi affectent le processus d'imagerie dans la direction azimutale. Le point essentiel est de savoir comment les vitesses et accélérations des rétrodiffuseurs affectent le spectre de l'image SAR.

La houle possède un spectre très reconnaissable. Les longues ondes de gravité de la houle sont formées par des conditions de vents fortes et constantes (Figure 12). Pour les mers de vent, développées ou non, il y a encore une forte influence du fetch ; les vagues courtes apportent du signal dans les hautes fréquences du spectre. Les coefficients de rétrodiffusion renvoyés ne sont pas modulés par les grandes ondes de houle, ainsi le spectre est plus étalé et en général les caractéristiques physiques fréquentielles des vagues sont plus difficiles à extraire à partir des images SAR.

Le mécanisme de construction de l'image SAR est par essence non linéaire. Cependant, il est admis que sous un vent modéré (i.e. inférieur à 12 m/s), la distribution des vaguelettes est considérée comme gaussienne sur les vagues de houle. Aussi, l'étalement du spectre de la houle extrait de l'image SAR est peu affecté par le mécanisme d'imagerie et ne dépend que de la hauteur significative de la houle [7]. La non-linéarité de l'imagerie SAR est plus faible lorsqu'on considère l'imagerie de houles à faible cambrure [44]. Selon la direction de la houle par rapport au sens de déplacement du capteur SAR, on pourra considérer que les différents mécanismes d'imagerie rendent à l'image un caractère faiblement non linéaire.

3.3. Imagerie SAR de la surface des océans

Les plans d'eau sont des surfaces particulières pour l'imagerie SAR. En absence de mouvement sur la surface, le signal émis est réfléchi par la surface sans apporter de rétrodiffusion en retour vers le capteur. Pour cette raison, en l'absence de vent, le coefficient de rétrodiffusion des lacs est souvent très faible sur les images SAR. Dans le cas des mers et océans, le mouvement constant apporte une plus grande rétrodiffusion au signal. Les éléments responsables de la rétrodiffusion sur l'océan sont les vaguelettes soulevées par le vent. Une des définitions de l'état de mer en fonction du vent vient de l'échelle de Beaufort. Cette échelle est partagée depuis les vents faibles inférieurs à 3,3 m/s aux ouragans qui sont levés par des vents supérieurs à 30 m/s. Lorsque le vent est inférieur à 12 m/s, les vaguelettes sont levées sans produire d'écume (que l'on appelle communément moutonnement). Ces courtes vagues produisent ainsi une rugosité de surface favorable à la rétrodiffusion. Selon la théorie de Bragg, le NRCS généralement noté σ est proportionnel à la densité d'énergie spectrale de ces vaguelettes qui se propagent vers ou bien dans la direction opposée à la direction de visée du SAR. Elles ont une longueur d'onde λ_B qui est reliée à la longueur d'onde émise par le radar (λ_{SAR}) et l'angle d'incidence θ de l'onde émise par les conditions de résonance de Bragg :

$$\lambda_B = \frac{\lambda_{SAR}}{2 \sin \theta} \quad (19)$$

Ces courtes vagues capillaires qui satisfont les conditions de Bragg sont appelées vagues de Bragg. Selon la théorie de Bragg, seules ces vagues contribuent à la réponse du signal SAR puisqu'elles génèrent des interférences constructives dans la direction du capteur. On peut considérer que la surface des océans est une superposition d'une multitude d'ondes sinusoïdales avec différentes longueurs d'onde, phases et directions. La distribution de la rugosité de surface est supposée gaussienne. Ainsi pour un vent relativement faible, ces vaguelettes porteuses de la rétrodiffusion sont modulées par les ondes plus longues appelées ondes de gravité.

On peut séparer l'imagerie SAR des vagues en deux. D'un côté, il y a la rétrodiffusion des vagues qui se propagent perpendiculairement au sens de vol du capteur. De l'autre, il y a le cas des vagues qui se propagent dans le sens de vol du capteur. Spécifiquement pour l'imagerie SAR de la surface des océans, il existe trois mécanismes possibles pour imager les vagues. La modulation hydrodynamique et la modulation d'inclinaison qui imagent les vagues qui se propagent dans la direction normale au vol de la plateforme. Il y a enfin le velocity bunching pour les vagues qui se propagent dans la direction azimutale. Ces différents mécanismes peuvent interférer entre eux, se détruire ou se renforcer selon la direction de l'onde de houle et sa vitesse relative par rapport à la direction de visée du radar.

3.3.1. La modulation hydrodynamique

Lors du passage d'une vague, une particule d'eau proche de la surface va avoir une trajectoire circulaire. Lors du passage de la vague devant l'observateur, la particule en question qui flotte à la surface va être vue comme avançant dans la même direction mais plus lentement que la vague. Au passage de la vague, la particule va alors se déplacer vers la direction opposée. Ainsi cette trajectoire de particules d'eau va amener convergence et divergence dans le plan horizontal. Ce phénomène accentue ou minimise l'amplitude des vagues de Bragg et provoque une modulation de la rugosité de surface. Cela se reflète sur la rétrodiffusion de l'onde radar et amène une alternance de coefficients de rétrodiffusion sur une image SAR tantôt faible, tantôt forte. En effet, les échos radar les plus forts (forte rugosité de surface) se trouvent sur la face montante de la vague où il y a convergence des particules d'eau tandis que les faibles échos (faible rugosité de surface) sont situés sur la face descendante de la vague où il y a divergence.

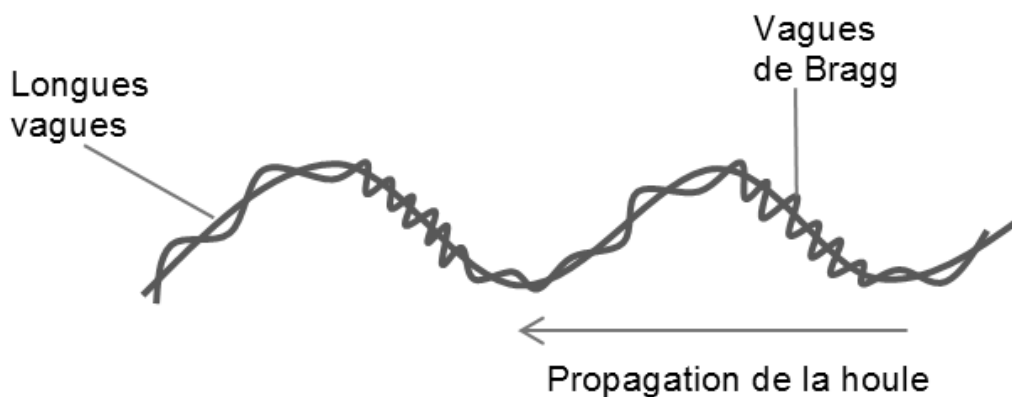


Figure 13. Schéma de la modulation hydrodynamique

Le mécanisme de modulation hydrodynamique fonctionne dans l'imagerie uniquement pour des vagues de houle qui se propagent, ou bien ont une majeure partie de leur mouvement, dans la direction transversale au sens de vol du capteur SAR. Les vagues de Bragg qui agissent sur la rétrodiffusion de l'écho radar sont celles qui se propagent dans cette direction. Cependant, selon que les vagues se propagent vers ou dans la direction contraire à la direction d'acquisition du radar, il y a une incertitude de 180° sur la direction de propagation de ces vagues. Lorsque la côte est présente sur l'image, cette ambiguïté est levée car la vague se dirige vers elle. En effet elle se propage depuis les hauts fonds jusqu'à la côte.

3.3.2. Modulation d'inclinaison

Le mécanisme d'imagerie est basé sur la dépendance forte entre la puissance de l'écho radar et l'angle d'incidence local due à la présence de la houle. Spécifiquement, la rétrodiffusion diminue lorsque l'angle d'incidence augmente. Cela signifie qu'un écho SAR est plus fort lorsque le front de houle fait face au front de l'onde radar et plus faible lorsqu'il est à l'opposé (Figure 14). L'inclinaison du front de houle par rapport à la normale peut aller jusqu'à l'ordre de grandeur de $\pm 20^\circ$. Il est intéressant de noter que la modulation d'inclinaison peut détecter des ondes de houle même s'il y a une rugosité de surface complètement uniforme et non modulée. Ce mécanisme est uniquement applicable aux ondes de houle et ne peut fonctionner que si les houles se propagent

perpendiculairement à la direction de vol du radar. En effet, pour les ondes de houles se propageant dans le même sens, il n'y a qu'un faible changement sur l'angle d'incidence de l'onde SAR émise.

Les modulations hydrodynamiques et d'inclinaison se renforcent l'une l'autre dans l'imagerie des vagues se propageant dans la direction du capteur. Au contraire, lorsque la houle se propage dans le sens contraire, alors les deux mécanismes s'opposent et affaiblissent la modulation totale de la rétrodiffusion SAR par la houle. En effet, si la modulation d'inclinaison dépend uniquement de l'état instantané de la surface, les effets de la modulation hydrodynamique sur la rétrodiffusion SAR ne dépendent que de la direction de propagation de la houle (vers le capteur ou dans le sens opposé).

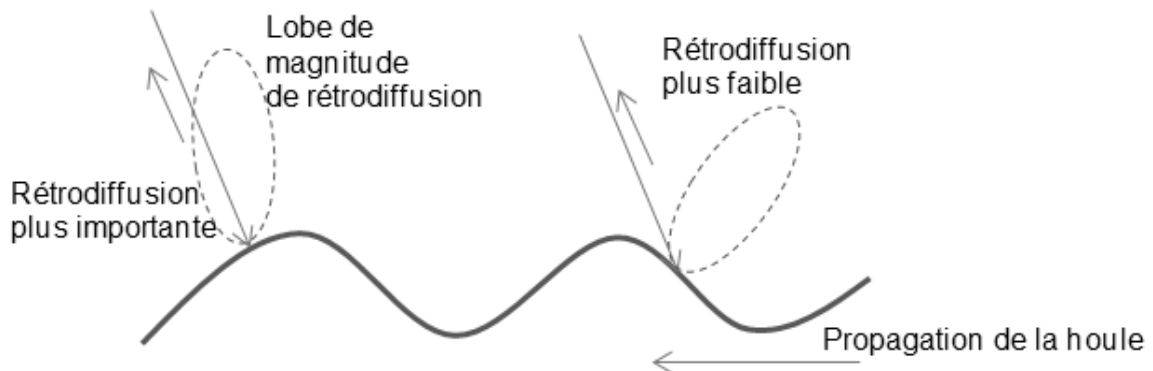


Figure 14. Schéma de la modulation d'inclinaison

Ces mécanismes sont inhérent à l'imagerie d'un radar à ouverture réelle (RAR) et synthétique (SAR). Ce sont des mécanismes linéaires communs à ces deux capteurs.

3.3.3. Velocity bunching

La formation d'une image SAR de la houle lorsque cette dernière a une composante dans la direction azimutale peut présenter des incohérences dues aux non-linéarités du mécanisme. Ce mécanisme est basé sur le mouvement relatif qu'il peut exister entre le capteur et la rugosité (vagues de Bragg) à la surface de l'océan. Cette vitesse relative affecte le décalage Doppler ce qui altère le processus de compression en azimut de l'écho SAR lors de la reconstruction de l'image de la surface de l'océan lors du traitement de données. Plus précisément, les particules en surface de l'océan décrivent des trajectoires circulaires lors de la propagation des ondes de houle. Par rapport à un point fixe, la particule possède une vitesse tantôt positive dans le sens de déplacement de la vague tantôt négative dans le sens inverse. Pour les vagues se propageant en azimut, la partie verticale du déplacement de la particule d'eau possède une composante dans la direction normale au vol de la plateforme. Le résultat est que l'énergie rétrodiffusée par cette partie du profil de l'onde peut être assignée à un autre endroit sur le plan image. Elle peut être déportée vers l'avant ou vers l'arrière relativement au mouvement de la particule vers le haut ou le bas. L'effet général qu'apporte ce mécanisme est de concentrer l'énergie sur une partie du plan image où le signal n'est pas situé et de la réduire dans les endroits où il aurait dû se trouver.

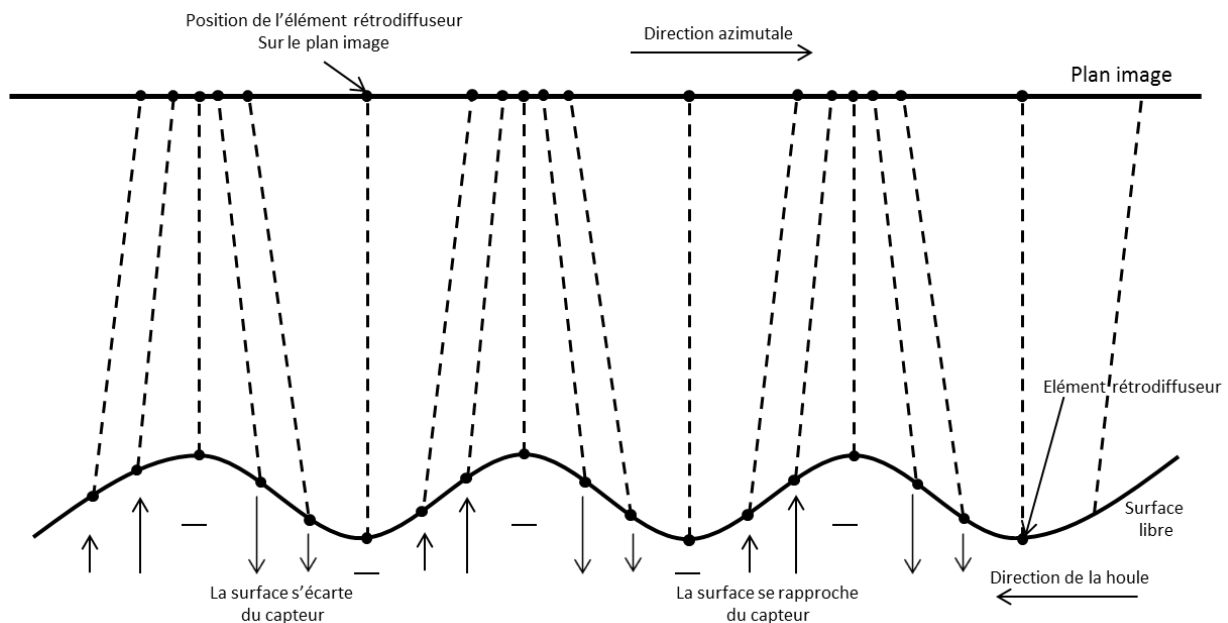


Figure 15. Schéma du mécanisme de velocity bunching

Plus précisément sur la Figure 15 lorsqu'une onde de houle se propage dans le sens inverse de la direction azimutale, les éléments de rétrodiffusion sur la partie montante de la houle seront transposés plus en avant en azimut. Cela a pour effet de localiser ces éléments vers la position de la crête de la vague sur l'image SAR. De façon similaire, les éléments de la partie descendante de la houle vont être transposés vers l'arrière dans le plan azimutal en les localisant vers la position de la même crête. Ainsi, l'effet général est la délocalisation des éléments rétrodiffuseurs sur l'image de façon à faire un « agglomérat » d'intensité au niveau des crêtes loin des creux. Ce que l'on observe sur l'image est ainsi une distribution de l'intensité comparable à la houle avec un maximum d'intensité au niveau des crêtes et un minimum au niveau des creux ce qui permet aux vagues se propageant dans la direction azimutale d'être imagées. Inversement, pour les vagues se propageant dans la direction azimutale, la puissance reçue va augmenter au niveau des creux et diminuer au niveau des crêtes.

Ce mécanisme d'imagerie ne fonctionne pas pour des vagues qui se propagent dans la direction normale par rapport au capteur car le décalage azimutal provoqué par la surface verticale en mouvement apparaît dans des directions parallèles aux crêtes et aux creux. La densité générale des éléments rétrodiffuseurs dans le plan image ne change pas ou n'a aucun effet apparent sur l'image SAR. Le velocity bunching est un processus non linéaire. Si le décalage maximum est de l'ordre d'un quart de la longueur d'onde de la houle, les éléments rétrodiffuseurs vont être décalés d'une face de la houle à une suivante ou une précédente. Si ce décalage augmente encore et qu'il atteint la moitié de la longueur d'onde de la vague, la contribution intégrée de tous les éléments décalés devient de plus en plus incohérente. [47]

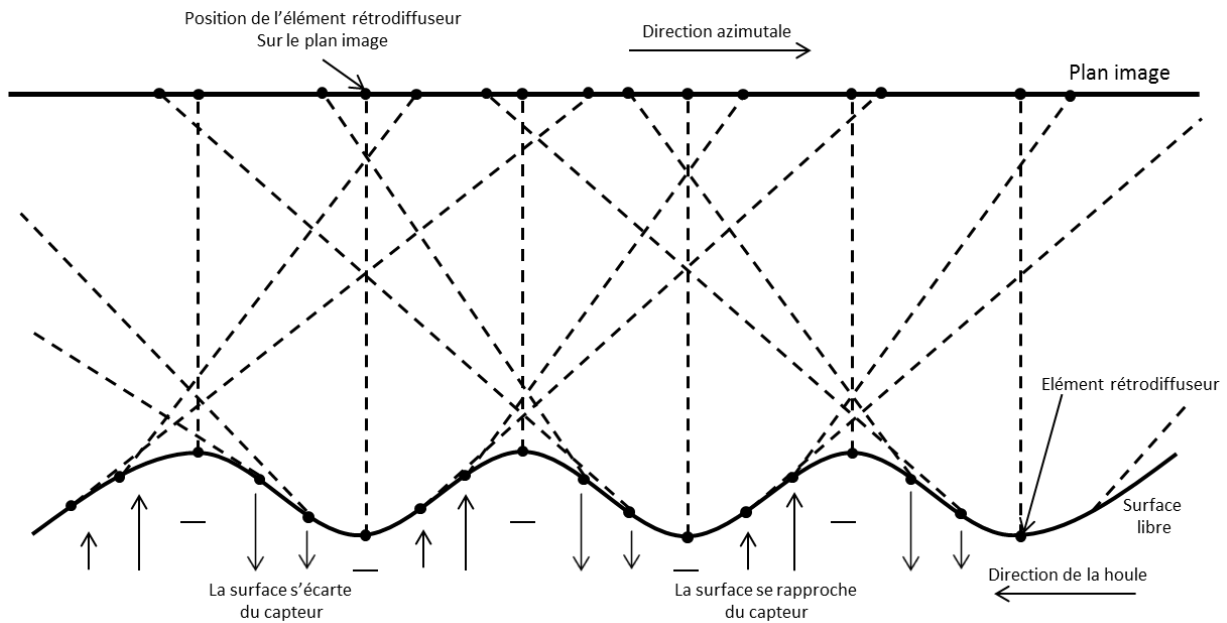


Figure 16. Schéma du mécanisme de velocity bunching pour des vagues de grande amplitude

Le modèle le plus communément utilisé pour représenter la rétrodiffusion de l'océan est celui qui représente la surface avec des facettes mouvantes qui ont des coefficients de rétrodiffusion complexes. Ces facettes ont une dimension qui est à la fois grande par rapport à la longueur d'onde du radar et petite par rapport à la longueur d'onde de la vague imagée par le radar. Les déplacements orbitaux mènent à un déplacement azimutal des facettes dans le plan image et à un étalement azimutal. Le déplacement azimutal δx est causé par la vitesse de ces facettes dans la direction de visée du radar. Pour une cible qui a une vitesse u_r dans la direction radiale, en prenant V comme vitesse de la plateforme et R la distance entre la plateforme et la cible, on obtient un déplacement azimutal δx :

$$\delta x = \frac{R}{V} u_r \quad (20)$$

Le signe conventionnel de u_r est une vitesse positive lorsque la facette imagée se rapproche du capteur. Le mouvement périodique des vagues mène à l'alternance d'étirements et de compressions de l'intensité sur le plan image (Figure 16). L'effet de velocity bunching est au maximum pour les vagues se propageant uniquement en azimut et disparaît pour les vagues qui se propagent dans le sens normal. En l'absence de vitesse azimutale des vagues, le déplacement δx est quasi nul. L'effet de déplacement s'accompagne d'une dégradation de la résolution azimutale qui dépend de l'angle de la houle relativement à la direction de vol du capteur, son amplitude et sa longueur d'onde.

Il est impossible d'imager les vagues azimutales en-dessous d'une certaine longueur d'onde dite de coupure [45], [47]. L'approche classique donne cette longueur d'onde de coupure selon une formule :

$$\lambda_{min,az} = C_0 \frac{R_0}{V_{SAR}} H_s^{1/2} \quad (21)$$

Où H_s correspond à la hauteur significative de la vague et C_0 est une constante (en $m^{1/2} \cdot s^{-1}$), V_{SAR} correspond à la vitesse de la plateforme et R_0 la distance à la cible. C'est une limite très importante

dans l'imagerie de la houle car il sera impossible pour ce capteur d'imager la houle se propageant dans la direction azimutale en-dessous d'une certaine longueur d'onde. Pour une houle se dirigeant dans une direction aléatoire avec un angle qu'on notera ϕ_0 , la longueur d'onde minimale observable dépend de la résolution radiale Δx , la longueur d'onde minimale azimutale et cet angle de propagation selon la relation : [48]

$$\lambda_{min} = \frac{\Delta x}{2}(1 - \cos(2\phi_0)) + \frac{\lambda_{min,az}}{2}(1 - \cos(2\phi_0 + \pi)) \quad (22)$$

Dans les cas où le velocity bunching affecte peu le mécanisme de construction de l'image SAR, l'étude des paramètres caractéristiques de la houle sur l'image se rapproche d'une étude sur une surface libre. Dans un premier temps, étudier la houle dans le but d'estimer la profondeur peut se faire à travers d'un modèle de simulation. Un tel modèle permet d'avoir une maîtrise des paramètres de la houle afin de déterminer la capacité d'une méthode d'estimation de la bathymétrie.

On peut résumer l'apport de chaque mécanisme d'imagerie dans la formation de l'image SAR par un schéma (Figure 17) issu de [49] en fonction de l'angle ϕ_0 . La contribution à la fonction de modulation de transfert dépend fortement de l'angle de la houle par rapport au sens de vol du capteur. Plus la houle se déplace dans le sens du capteur, plus le mécanisme de velocity bunching prédomine par rapport aux deux autres et ainsi plus le mécanisme d'imagerie SAR est non linéaire.

- Particularités de l'imagerie SAR

Les images SAR, en particulier sur l'océan, ont certaines singularités, provenant de la formation même de l'imagerie SAR, qui vont influencer l'application des méthodes d'estimation bathymétrique. La rétrodiffusion du signal émis dépend de la nature de la cible. Ainsi la réponse de la terre caractérisée par des pixels très clairs, dans une représentation classique en teinte de gris, est très différente de celle de l'océan dont les pixels sont plus foncés pour un coefficient de rétrodiffusion plus faible. Les mécanismes de formations de l'image SAR sur l'océan que l'on a vu précédemment (modulation d'inclinaison, modulation hydrodynamique et velocity bunching) jouent également sur le coefficient de rétrodiffusion.

Un des phénomènes qui peut influencer sur l'application de la méthode est l'absence de vent sur la surface libre de l'océan. Sans un minimum de vent, les conditions de Bragg ne sont pas satisfaites et la surface de l'océan ne renvoie pas le signal vers le capteur. Ce phénomène est souvent observé dans l'imagerie de plans d'eau plus statiques, comme les lacs par exemple. La conséquence est un coefficient de rétrodiffusion quasi nul qui empêche le traitement de l'image SAR dans un cas d'étude comme le mien. Le vent a une grande influence sur la rétrodiffusion. On observe aisément les vents non uniformes qui se traduisent par des variations de coefficients de rétrodiffusion sur l'image. Le traitement de l'image peut être perturbé et mener à l'extraction de mauvaises informations. La dernière conséquence du vent est lorsque celui-ci est trop fort, il y a production d'écume à la surface de l'océan. On appelle ce phénomène le moutonnement et il se traduit sur une échelle de Beaufort par un vent de force 6 environ, c'est-à-dire supérieur à 12 m/s. L'écume générée va créer une forte rétrodiffusion et entraîner de fortes non-linéarités dans la construction de l'image. Ce phénomène de création d'écume est davantage visible dans la zone où se cassent les vagues. Cette zone est très reconnaissable sur les images SAR.

Un second phénomène présent sur les images SAR peut entraîner des difficultés d'application de la méthode développée dans le chapitre 5. Il s'agit de la présence de bateaux sur l'océan. Ils sont très reconnaissables car leurs coefficients de rétrodiffusion sont beaucoup plus importants que celui de l'océan. La présence d'un bateau dans une fenêtre d'analyse perturbe le signal et l'extraction de l'information est biaisée. Bien que ces différents phénomènes puissent perturber le traitement de l'image, l'utilisation de plusieurs images va permettre de s'affranchir de ces problèmes.

La difficulté la plus importante lorsqu'on étudie la formation d'images de la houle par SAR reste le caractère non linéaire apporté par le mécanisme de velocity bunching. Les vagues de houles qui ont une partie de leur direction de propagation dans le sens de vol subissent une transformation de plus en plus non linéaire, avec un maximum pour les vagues qui se propagent dans la même direction que le capteur. Cette transformation se traduit par un étirement et même une rotation du spectre. Cela entraîne une plus grande source d'erreur dans la quantification des longueurs d'onde. Malgré tout, lorsque la direction est majoritairement radiale, on peut s'appuyer sur l'hypothèse que l'état de mer se comporte de manière quasi-linéaire.

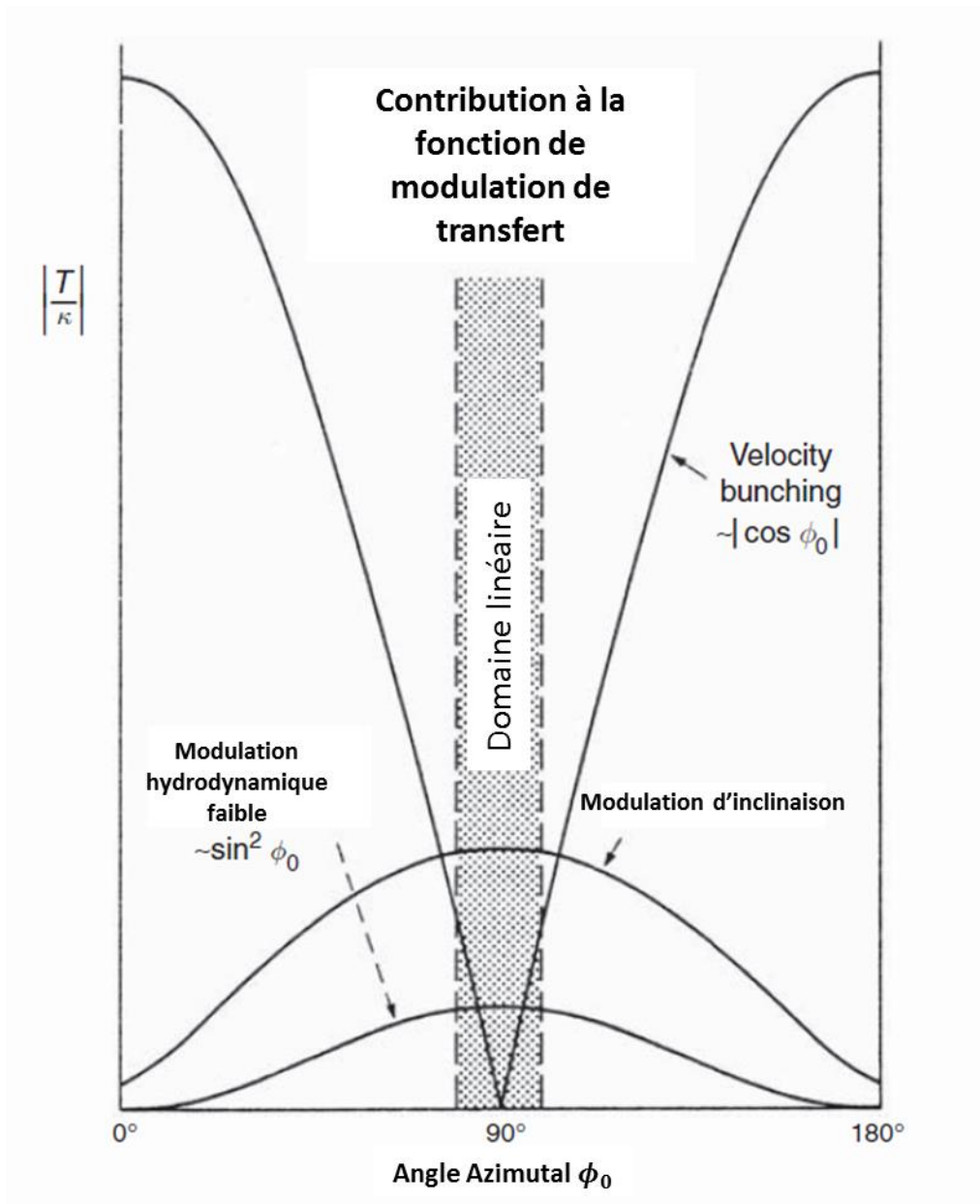


Figure 17. Contribution de chaque mécanisme d'imagerie SAR sur l'océan en fonction de l'angle ϕ_0 que fait la houle avec le sens de vol du capteur.

4. Simuler la houle - Pourquoi et comment?

4.1. Introduction et objectifs

Etudier la houle à l'aide d'un modèle de simulation permet de maîtriser ses paramètres, d'identifier les cas où la théorie linéaire s'applique, de mettre au point une méthode permettant d'estimer la bathymétrie et d'estimer les résultats par comparaison à la bathymétrie de référence. Cette méthode pourra par la suite être réutilisée sur les images SAR de la houle acquise dans des conditions favorables. Afin de reproduire une grande quantité d'états de mer, j'ai choisi de simuler diverses conditions de houle à l'aide d'un modèle de propagation de vagues à résolution de phase. Un tel modèle permet de simuler la position de la surface libre et donc de la propagation des vagues en contrôlant les conditions d'entrées. De nombreux modèles d'état de mer existent comme le modèle WAM développé par le WAMDI Group [35], [50] Il est précurseur des modèles dits de troisième génération. Par la suite, les modèles SWAN [36] WAVEWATCH III [37], CREST [38] ou SWASH [39] ont été créés dans les 30 dernières années. Parmi ces modèles, il faut utiliser un modèle à résolution de phase qui permet de reproduire des surfaces libres qui pourront être exploitées pour l'estimation de la bathymétrie. Le modèle que j'ai utilisé pour ce travail de thèse est le modèle BOSZ (Boussinesq Ocean & Surf Zone) [51]. Ce modèle a été créé en grande partie pour sa capacité à représenter avec précision le déferlement des vagues dans la zone de surf pour étudier les phénomènes de type tsunami. C'est pour cette raison que le modèle est régi par les équations de Boussinesq (Annexe - 1) qui sont valables en faibles profondeurs. Cependant il représente de manière réaliste la propagation des vagues dans les eaux peu profondes.[12], [52], [53]. J'ai réalisé une première étude en 1D, me permettant d'assurer la bonne compréhension du modèle et son adéquation avec nos objectifs.

On a défini la houle dans le chapitre précédent comme un mouvement régulier de l'océan généré par de forts vents réguliers au large des côtes. Sur une image SAR, on ne voit que la surface η de l'océan. Lorsque la houle est imagée avec un mécanisme considéré comme linéaire, on peut quantifier certaines grandeurs caractéristiques sur l'image (Figure 18). La houle est caractérisée par son amplitude H et sa longueur d'onde λ . Cette distance, qui sépare deux crêtes entre elles, est quantifiable sur une image SAR dans les conditions de houle qui respectent le critère de linéarité de l'imagerie SAR (faible cambrure et grande longueur pour les vagues se propageant dans la direction azimutale).

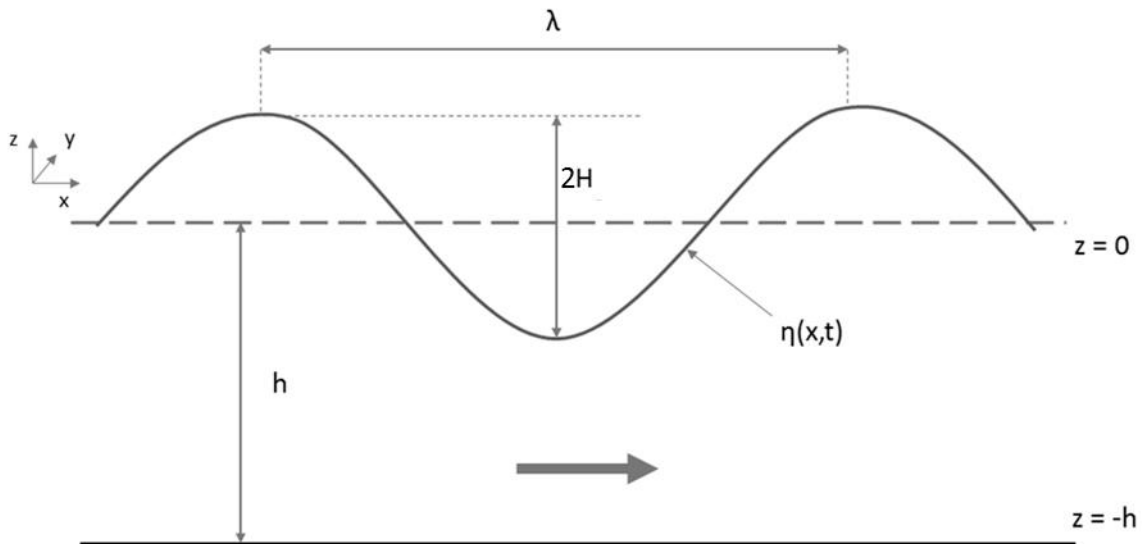


Figure 18. Profil d'une vague de houle théorique sinusoïdale sur une profondeur h

Les propriétés de la houle sont modifiées, à partir d'une certaine profondeur, lors de la propagation jusqu'à la côte avec la variation de la bathymétrie. Le phénomène qui entraîne ces modifications est appelé le shoaling. Ce phénomène apparaît une fois que la profondeur devient plus faible qu'une demi-longueur d'onde :

$$h < \frac{\lambda}{2} \quad (23)$$

A partir de cette profondeur, l'amplitude H des vagues augmente, la longueur d'onde λ diminue tandis que la fréquence temporelle, ou la période pic T_p de la houle, ne change pas. La période pic est le temps qui sépare le passage de deux crêtes successives au même point.

L'utilisation des propriétés de la houle pour extraire la bathymétrie repose sur la théorie linéaire de la houle. Malgré son caractère simplifié, le modèle linéaire, aussi appelé modèle d'Airy, reste à ce jour grandement utilisé pour de multiples applications. Il se base sur la description linéarisée de la propagation de la houle en surface d'un fluide (l'eau de mer) considéré homogène, parfait et incompressible. Cette théorie suppose l'amplitude de vague H largement inférieure à la longueur d'onde λ . On cherche à linéariser les équations caractérisant une houle de période T_p se propageant sur une profondeur constante h selon l'axe des x (Figure 18).

La mise en équation de cette théorie linéaire permet de mettre en relation les différents paramètres physiques de la houle par la relation de dispersion.

4.2. Mise en équation d'une houle d'Airy

4.2.1. Définition du potentiel

Dans la suite nous faisons l'hypothèse d'une onde cylindrique, progressive dont le mouvement est plan en deux dimensions.

Tableau 1 : Paramètres physiques de la houle

Amplitude	Longueur d'onde	Période	Profondeur	Fréquence angulaire	Nombre d'onde	Masse volumique
H	λ	T_p	h	$\omega = \frac{2\pi}{T_p}$	$k = \frac{2\pi}{\lambda}$	ρ

- Conservation de masse

Le bilan sur un volume élémentaire de fluide donne la variation de masse dans ce volume en soustrayant la masse entrante et la masse sortante. L'équation obtenue est :

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \text{div}(\rho \vec{u}) = 0 \text{ avec } \vec{u} = \begin{cases} u \\ v \\ w \end{cases} \quad (24)$$

On considère le fluide comme incompressible (ρ indépendant de t) et homogène (ρ indépendant de x , y , et z). Dans le cas 2D, l'équation de continuité de la masse se réduit à :

$$\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial w}{\partial z} = 0 \quad (25)$$

La seule force volumique agissante est due au champ gravitationnel selon l'axe z .

- Hypothèse d'irrotationnalité

Comme le mouvement est supposé irrotationnel, il existe une fonction scalaire ϕ telle que :

$$\overrightarrow{\text{rot}}(\vec{u}) = \vec{0} \rightarrow \vec{u} = \overrightarrow{\text{grad}}(\phi) \quad (26)$$

Soit

$$\frac{\partial^2 \phi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \phi}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 \phi}{\partial z^2} = 0 \quad (27)$$

4.2.2. Conditions limites

- Condition cinématique

La vitesse du fluide en $z = \eta$ est égale à la vitesse de la surface libre, soit :

$$\frac{d\eta}{dt} = \frac{\partial \eta}{\partial t} + u \frac{\partial \eta}{\partial x} \sim w = \frac{\partial \phi}{\partial z} \quad (28)$$

D'où :

$$\left(\frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial \phi}{\partial x} \frac{\partial \eta}{\partial x} - \frac{\partial \phi}{\partial z} \right)_{z=\eta} = 0 \quad (29)$$

- Condition dynamique

La pression p à la surface libre est égale à la pression atmosphérique p_{atm} . En substituant dans l'équation du mouvement :

$$\left(\frac{\partial \phi}{\partial t} + \frac{1}{2} \left(\left(\frac{\partial \phi}{\partial t} \right)^2 + \left(\frac{\partial \phi}{\partial z} \right)^2 \right) + g\eta \right)_{z=\eta} = 0 \quad (30)$$

- Relation à la surface libre

Cette relation n'est pas une condition à la limite indépendante puisqu'elle dérive des deux relations précédentes. Elle sera utile dans la détermination de la fonction ϕ dans la mesure où elle permet de découpler le calcul de ϕ de celui de η . Elle est obtenue en dérivant la relation de condition dynamique par rapport au temps. On obtient alors l'expression de la dérivée de η par rapport au temps que l'on insère dans la relation de condition cinématique.

$$\left(\frac{\partial^2 \phi}{\partial t^2} + g \frac{\partial \phi}{\partial z} \right)_{z=\eta} = \left[-\frac{1}{2} \frac{\partial}{\partial t} \left(\left(\frac{\partial \phi}{\partial t} \right)^2 + \left(\frac{\partial \phi}{\partial z} \right)^2 \right) + g \frac{\partial \phi}{\partial x} \frac{\partial \eta}{\partial x} \right]_{z=\eta} \quad (31)$$

- Condition de fond

L'imperméabilité du fond impose la nullité de la composante de vitesse verticale sur le fond :

$$\left(\frac{\partial \phi}{\partial z} \right)_{z=-h} = 0 \quad (32)$$

4.2.3. Houle d'Airy

Airy propose en 1845 une solution approchée au système d'équations précédent, en linéarisant l'équation de quantité de mouvement. La solution d'Airy est valide dans l'hypothèse de linéarité, à savoir lorsque le terme $(u^2 + w^2)$ est négligeable devant les autres, soit sous les conditions :

$$\begin{cases} H \ll \lambda \\ H \ll h \end{cases} \quad (33)$$

La solution d'Airy est valable pour les ondes longues de faible amplitude.

Le domaine de définition de la fonction ϕ est :

$$\begin{cases} -h \leq z \leq 0 \\ -\infty < x < +\infty \end{cases} \quad (34)$$

Le problème à résoudre devient ainsi :

Tableau 2 : Système d'équations à résoudre pour une houle d'Airy

Equation de continuité	$\nabla^2 \phi = 0$	(35)
Condition de non-pénétration au fond	$\left(\frac{\partial \phi}{\partial z} \right)_{z=-h} = 0$	(36)
Condition dynamique en $z = 0$: surface libre ($p = p_{atm}$)	$\left(g\eta + \frac{\partial \phi}{\partial t} \right)_{z=0} = 0$	(37)
Relation de Poisson	$\left(\frac{\partial^2 \phi}{\partial t^2} + g \frac{\partial \phi}{\partial z} \right)_{z=0} = 0$	(38)

- Expression du potentiel

Grâce à la méthode de séparation des variables, on obtient une solution prenant en compte les attentes des oscillations en x et en t :

$$\phi(x, z, t) = \phi(z)\cos(kx - \omega t) \quad (39)$$

Où k est le nombre d'onde et ω la pulsation de l'onde.

Pour des commodités de calcul, on recherche ϕ sous la forme complexe de laquelle on ne gardera que la partie réelle :

$$\phi(x, z, t) = \phi(z)e^{ikx}e^{-i\omega t} \quad (40)$$

On insère cette expression de ϕ dans les équations du système :

Equation de continuité	$-k^2\phi(z) + \phi''(z) = 0$	(41)
Non-pénétration du fond	$\phi'(z)_{z=-h} = 0$	(42)
Relation de Poisson	$-\omega^2\phi(z=0) = -g\frac{\partial\phi}{\partial z}(z=0)$	(43)

Les solutions possibles de l'équation de continuité sont de la forme :

$$\phi(z) = \alpha \cosh(kz) + \beta \sinh(kz) \quad (44)$$

On obtient ainsi le système à résoudre :

$$\begin{cases} \alpha \cdot k \cdot \sinh(kh) + \beta \cdot k \cdot \cosh(kh) = 0 \\ \omega^2\alpha + g \cdot k \cdot \beta = 0 \end{cases} \quad (45)$$

Pour que ce système admette une solution, il faut que son déterminant soit nul :

$$\begin{vmatrix} -k \cdot \sinh(kh) & k \cdot \cosh(kh) \\ -\omega^2 & gk \end{vmatrix} = 0 \quad (46)$$

La relation qui en découle est appelée relation de dispersion linéaire: elle relie la longueur d'onde de la houle à la période et à la profondeur.

$$\omega^2 = g \cdot k \cdot \tanh(kh) \quad (47)$$

b. Profil et célérité de l'onde

Pour obtenir l'expression de η , on se sert de la condition dynamique à la surface libre :

$$\eta = -\frac{1}{g} \left(\frac{\partial y}{\partial x} \right)_{z=0} \quad (48)$$

$$\eta = -a \cdot \omega \cdot \sin(kx - \omega t) \quad (49)$$

La célérité de l'onde, ou vitesse de phase C_φ , est calculée en considérant le déplacement d'une crête ou d'un creux. Pendant le temps dt la crête va se déplacer d'une distance dx . La valeur de η reste néanmoins inchangée (maximale en considérant la crête). Le calcul peut être fait en n'importe quel point.

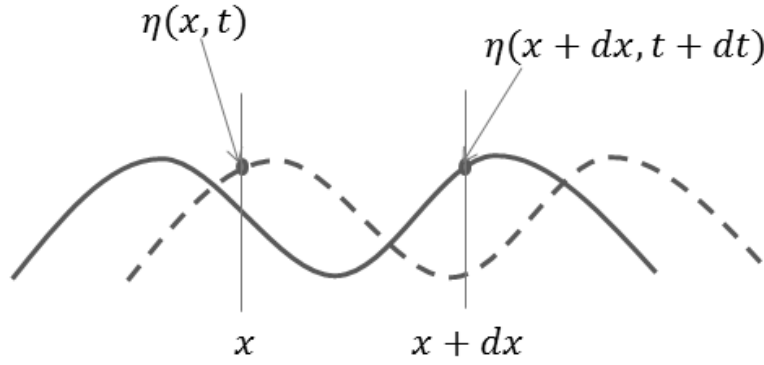


Figure 19. Déplacement dx de la surface libre pendant un temps dt

La valeur de η reste néanmoins inchangée (maximale en considérant la crête). Le calcul peut être fait en n'importe quel point.

$$kx - \omega t = k(x + dx) - \omega(t + dt) \quad (50)$$

$$C_\varphi = \frac{dx}{dt} = \frac{\omega}{k} = \frac{\lambda}{T_p} \quad (51)$$

La relation de dispersion donne :

$$C_\varphi = \frac{\lambda}{T_p} = \frac{gT_p}{2\pi} \tanh(kh) \quad (52)$$

La vitesse de phase dépend de la profondeur que l'on peut classer en trois catégories : Profondeur infinie, eaux intermédiaires et eaux peu profondes. On considère que l'on se trouve en profondeur infinie lorsque la relation $h > \frac{\lambda}{2}$ est vérifiée.

Ce qui donne :

$$C_\varphi = C_0 = \frac{\lambda}{T_p} = \frac{gT_p}{2\pi} \quad (53)$$

La vitesse de phase ne dépend pas de la profondeur h et, *a fortiori*, la valeur de la période de la houle impose celle des longueurs d'onde présentes sur l'océan.

En profondeur intermédiaire ($\frac{\lambda}{20} < h < \frac{\lambda}{2}$) la relation générale est la suivante :

$$C_\varphi = \frac{\lambda}{T_p} = \frac{gT_p}{2\pi} \tanh(kh) \quad (39)$$

En eau peu profonde ($h < \frac{\lambda}{20}$), cela mène à la simplification $\tanh(kh) \approx kh$:

$$C_\varphi = \sqrt{gh} \quad (54)$$

La théorie linéaire de la houle est applicable pour des houles de faible amplitude [51]. Pour des houles plus grande amplitude le changement de profondeur et de longueur d'onde de la houle rend l'application de la théorie linéaire impossible, ces conditions relèvent d'autres domaines d'applications de différentes théories de la houle (Figure 20).

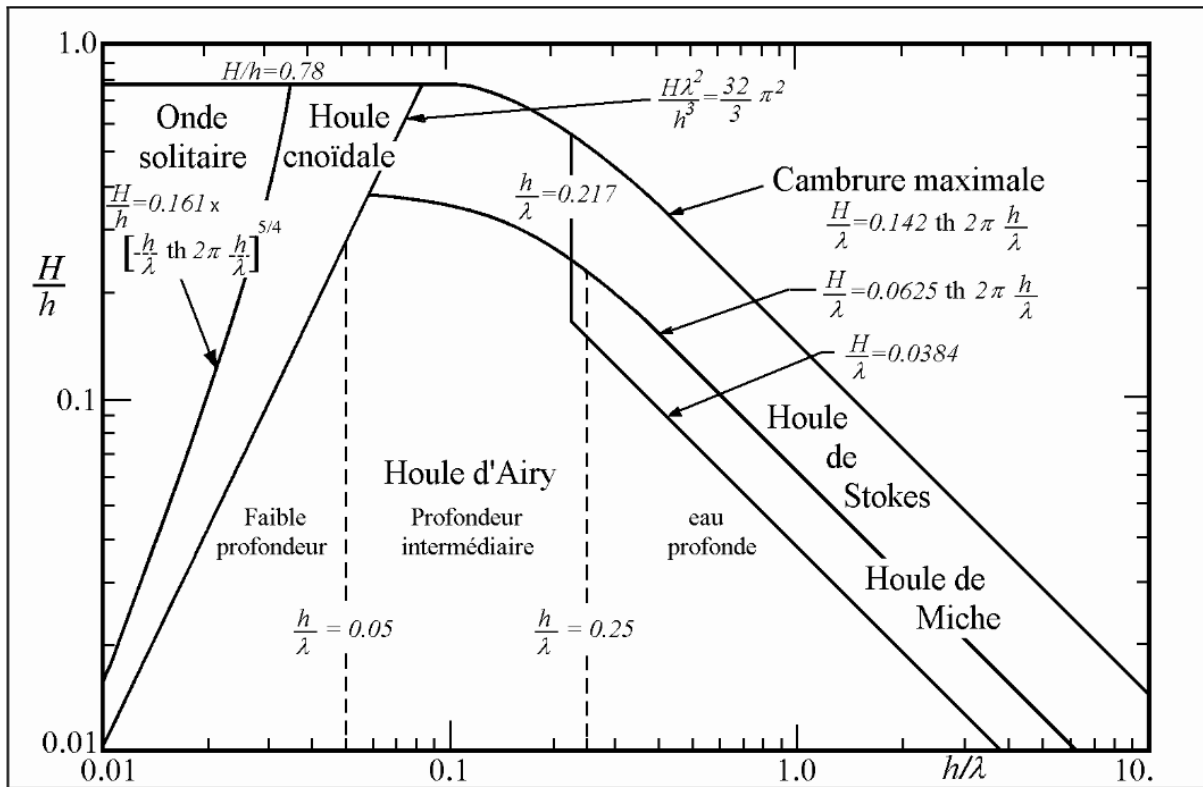


Figure 20. Domaines d'application des théories de la houle en fonction de la profondeur, de la hauteur significative et de la longueur d'onde. (extrait de [50])

L'utilisation de la relation de dispersion linéaire pour extraire la profondeur impose la connaissance précise de deux paramètres essentiels : la longueur d'onde λ et la période pic de la houle T_p .

$$h = \frac{\lambda}{2\pi} \operatorname{atanh} \left(\frac{2\pi\lambda}{gT_p^2} \right) \quad (55)$$

En profondeur infinie, la période est indépendante de la profondeur. La longueur d'onde n'est pas modifiée par le fond et reste constante. Dans ce cas-là, la théorie linéaire prévoit une relation à partir de laquelle on peut déterminer la valeur de la période avec la longueur d'onde :

$$T_p^2 = \frac{2\pi\lambda_\infty}{g} \quad (56)$$

Ce résultat permet théoriquement de s'affranchir des bouées de mesures pour obtenir la valeur de T_p . A partir des images SAR, avoir une première approximation de la profondeur à certains endroits (Base de données EMODNet) permettrait de déterminer une zone considérée comme de profondeur infinie sur laquelle une simple analyse spectrale permettrait de quantifier la longueur d'onde et ainsi d'estimer la valeur de T_p .

La valeur de la période pic T_p est très importante, aussi il est nécessaire de comprendre comment elle est calculée.

4.3. Spectre de houle

L'étude des vagues ne consiste pas à chercher les paramètres des vagues en tout point, mais relève d'une étude statistique. La méthode la plus commune est l'analyse spectrale de l'état de mer avec des enregistrements de l'état de la surface libre par des bouées de mesures [54]. Avec une décomposition de Fourier, on considère un champ de vagues comme superposition de sinusoïdes qui possèdent chacune leur période, longueur d'onde et direction de propagation. En termes de Fourier une série temporelle d'élévation de la houle s'exprime :

$$\zeta_m(t) = \sum_{i=1}^N a_{m,i} \cos(2\pi f_i t + \theta_{0,m,i}) \quad (57)$$

Où $a_{m,i}$, f_i et $\theta_{0,m,i}$ sont respectivement l'amplitude de Fourier, la fréquence et la phase du mode i de Fourier trouvées pour l'état de surface m . N correspond au nombre de sinusoïdes qui se superposent. Le spectre d'amplitude exprimé en fonction des fréquences est $A(f_i) = \langle a_{m,i} \rangle$.

Pour M signaux aléatoires, le spectre d'énergie est défini par

$$\langle \frac{1}{2} a_{m,i}^2 \rangle = \frac{1}{M} \sum_{m=1}^M \frac{1}{2} a_{m,i}^2 \quad (58)$$

Habituellement, on travaille avec la densité spectrale de puissance qui dépend de la résolution spectrale Δf qui est l'inverse du laps de temps durant lequel l'analyse spectrale est effectuée.

$$E(f_i) = \frac{1}{\Delta f} \langle \frac{1}{2} a_{m,i}^2 \rangle \quad (59)$$

Selon l'application, on peut s'intéresser à l'analyse spectrale du nombre d'onde ou bien dans le domaine fréquentiel.

$$E(f, \theta) d\theta df = E(k, \theta) d\theta dk \quad (60)$$

Ce qui donne

$$E(f, \theta) = \frac{\partial k}{\partial f} E(k, \theta) = \frac{2\pi}{C_g} E(k, \theta) \quad (61)$$

Où C_g correspond à la vitesse de groupe de la houle.

Le spectre est la première variable des modèles de prédiction de vagues, il est important de se familiariser avec sa signification physique et ce qu'on peut en extraire. Un spectre est en règle générale discrétisé sur 30 fréquences et 24 directions ce qui revient à 720 composantes spectrales. Le spectre est une décomposition de la variance de la surface libre. La moyenne quadratique de la hauteur de vagues H_{rms} est représentée par le double de l'amplitude des vagues aléatoires, soit : $H_{rms} = 2\sqrt{2E}$.

Pour les applications pratiques, on utilise essentiellement la hauteur significative notée H_s ou $H_{1/3}$. C'est une quantité statistique qui représente la moyenne des hauteurs (mesurées entre crête et creux) du tiers des plus fortes vagues. Pour la calculer à partir d'un enregistrement d'élévation de la surface, on classe les vagues par ordre de hauteur, et la moyenne des hauteurs du tiers supérieur donne H_s . Cette définition historique vient de l'estimation de la hauteur des vagues par l'observation

visuelle, la hauteur significative étant proche de celle estimée par un observateur. Grâce au spectre de houle on peut déterminer H_{m0} définie comme quatre fois l'écart type de l'élévation de la surface :

$$H_{m0} \equiv 4E^{1/2} = 4 \left[\int_0^\infty \int_0^{2\pi} E(f, \theta) d\theta df \right]^{1/2} \quad (62)$$

En pratique $H_{m0} \cong H_s$.

La distribution d'énergie en fonction des fréquences manifeste généralement un pic maximum autour d'une fréquence notée f_p (Figure 21), $E(f_p) = E_{max}$. f_p est le pic fréquentiel correspondant à la période pic $T_p = 1/f_p$.

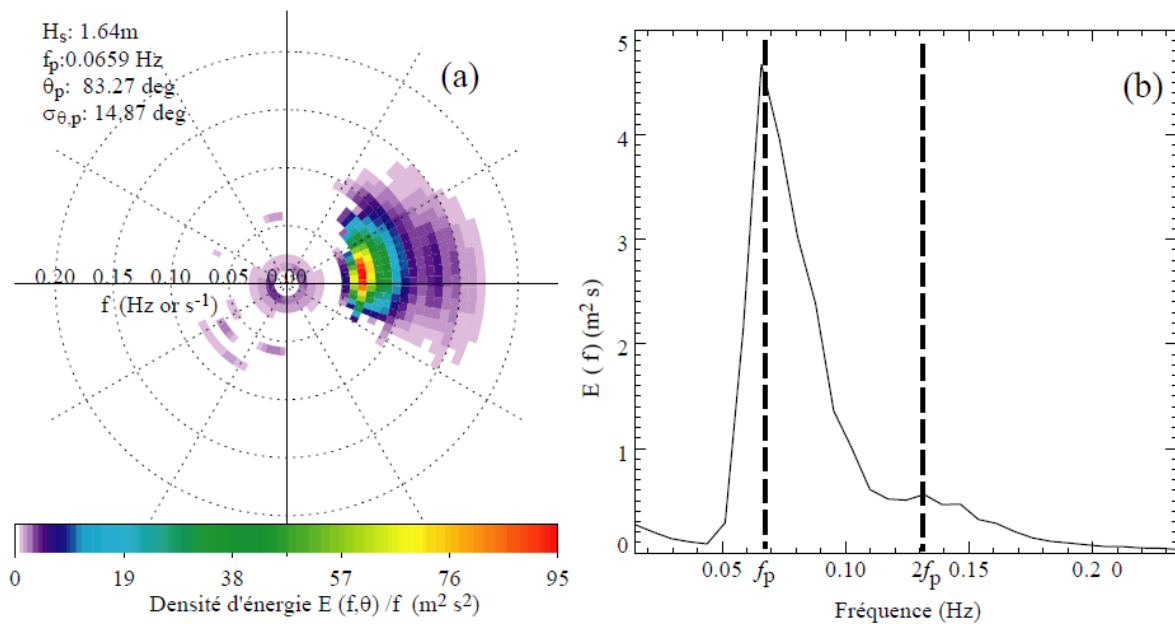


Figure 21. (a) Exemple d'un spectre de houle en fréquence-direction divisé par fréquences. (b) Spectre de fréquence correspondante avec le pic principal situé à $f = f_p$. [55]

4.4. Modèle de simulation à résolution de phases BOSZ

Dans un premier temps, il est nécessaire de s'assurer que le modèle utilisé reflète la réalité physique de la propagation de la houle. Dans cette optique, il faut faire une étude du domaine de validité du modèle. Cette étude passe par une étude en 1D pour s'assurer de la juste génération des différentes houles.

Le modèle Boussinesq Ocean Surf Zone est un modèle de simulation à résolution de phase. Un tel modèle calcule la position de la surface libre en fonction des paramètres d'entrées et des équations qui régissent le modèle. L'origine du travail effectué sur ce modèle est un besoin d'outils robustes pour calculer la propagation de vagues sur des bathymétries irrégulières en incluant le déferlement de phénomènes tels que les tsunamis. Bien que les équations régissant le modèle sont du type équations de Boussinesq (Annexe - 1), ce modèle est décrit comme modèle d'équations en eaux peu profondes qui prend en compte la dispersion des longues ondes et peut gérer les ondes plus courtes.

La compréhension du modèle est primordiale pour pouvoir simuler correctement la houle. Dans le cadre de mon étude, je veux pouvoir quantifier l'évolution du paramètre de longueur d'onde de la houle au cours de sa propagation. J'ai dû m'assurer que ce modèle simule correctement les longueurs d'onde par rapport à la théorie. Pour comprendre le modèle, j'ai d'abord choisi de restreindre mes simulations sur des fonds plats à différentes profondeurs avec une houle de 2 m d'amplitude. Ces simulations ont été faites à 1 dimension pour générer un grand nombre de résultats et pouvoir extraire des résultats préliminaires.

Plusieurs solutions existent pour générer une houle. Le modèle permet d'importer les données issues d'une bouée de mesure, disponibles par exemple sur l'espace MARC (Modélisation et Analyse pour la Recherche Côtière) et de générer les vagues en fonction des fréquences et directions du spectre de houle. Une seconde possibilité est de créer un spectre de houle à partir de la valeur de hauteur significative, de la période et l'angle de propagation de cette houle. (Figure 21)

La sortie du modèle BOSZ permet de faire des enregistrements de la surface libre à intervalles réguliers. Ces enregistrements peuvent être mis sous forme d'une matrice à plusieurs dimensions afin d'étudier la surface dans le domaine spectral.

Pour étudier la gamme de validité des profondeurs et des périodes dans le modèle, j'ai choisi de générer en 1D des houles que l'on analyse de deux façons différentes. Les outils d'analyse sont l'analyse temporelle et l'analyse spatiale de la surface libre. Pour cela, il faut générer une houle suffisamment longtemps pour que le modèle converge et que les processus physiques aient le temps de se mettre en place. Ainsi on fait propager la houle sur un fond plat de 5 km de distance de façon à avoir un nombre conséquent de longueurs d'onde à étudier.

4.4.1. Choix des paramètres d'entrée

Le choix d'une zone géographique particulière permet de récolter des paramètres de houle réels relatifs à cette zone. Dans mon cas d'étude, le choix s'est porté sur la zone du Pertuis Charentais. J'ai pu utiliser les archives sur 20 ans des données (Figure 22) relatives à la houle dans cette zone issus du projet IREMARE [56]. J'ai ainsi collecté les données de hauteurs significatives, de périodes de houles etc... sur la zone d'étude. Ces informations m'ont permis de choisir les paramètres nécessaires à la simulation de la houle dans le modèle BOSZ.

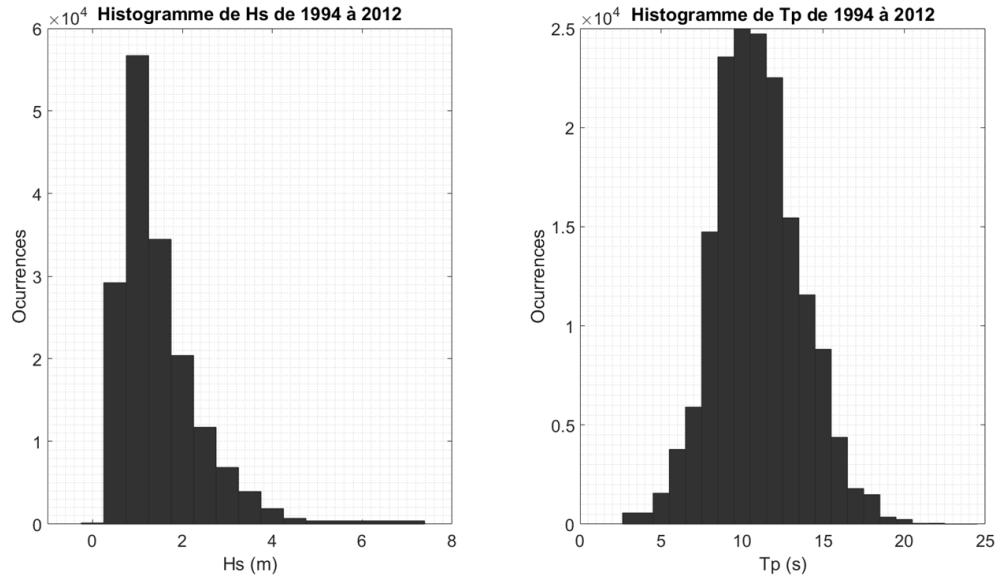


Figure 22. Histogramme des hauteurs significatives et des périodes de houle de 1994 à 2012 sur la côte Atlantique française

Le choix de ces paramètres s'est porté sur des houles de moins de 3 m qui représente plus de 94% des occurrences et d'une période comprise entre 8 et 14 s qui en représente plus de 75% sur la zone Atlantique française. L'image SAR peut être considérée comme linéaire pour les houles d'assez faible amplitude comme celles-ci, en particulier lorsqu'elles arrivent avec un angle quasi perpendiculaire par rapport au sens de déplacement du capteur. Une fois ces paramètres choisis, il faut s'intéresser aux profondeurs sur lesquelles générer ces houles. L'erreur due à la dispersion augmente avec le produit « kh ». Pour $kh = 2\pi$ la longueur d'onde est égale à la profondeur (Figure 23). A partir de cette valeur, on a une erreur de dispersion des fréquences sur le spectre généré d'environ 10% [51]. On souhaite donc se concentrer sur les simulations qui restent dans le cadre de la relation $kh < 2\pi$. Pour la totalité des houles simulées, on peut estimer la bathymétrie au moins jusqu'à une profondeur de 40 m, ce qui est d'une utilité certaine dans le domaine des EMR. Hors du domaine d'applicabilité donné par cette relation, le spectre de houle est tronqué au niveau des hautes fréquences. L'énergie retirée par cette troncature se retrouve redistribuée vers les basses fréquences ce qui engendre des houles de plus fortes périodes.

Suivant les recommandations du développeur du modèle, les longueurs d'onde des houles générées en fonction de la profondeur doivent être telles que $kh < 2\pi$ [57]. En fonction de la valeur de la période T_p simulée, la profondeur joue un rôle dans le domaine de validité du modèle.

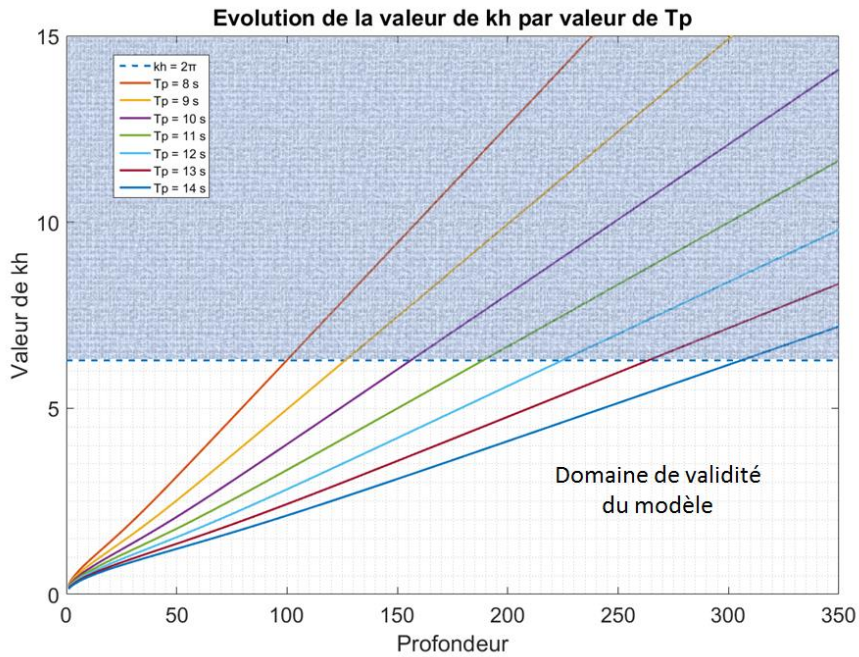


Figure 23. Evolution théorique de la valeur de kh en fonction de la profondeur h pour différentes valeurs de T_p

Une importance toute particulière doit être apportée au maillage des simulations. [57] recommande que la discrétisation du domaine permette une densité minimale d'une dizaine de points de maillage pour représenter une longueur d'onde. Par exemple, avec un maillage de 10 m, il n'est pas possible d'obtenir une bonne approximation des vagues de moins de 100 m qui correspond environ à la longueur d'onde d'une houle de 8 s en profondeur infinie. Le procédé de simulation est tel qu'un maillage ne respectant pas ces recommandations ajoute du bruit à haute fréquence dans le spectre simulé et peut conduire à l'instabilité dans la suite de la modélisation.

4.4.2. Analyse spectrale temporelle

Pour chaque simulation, le modèle simule la houle sur une durée de 5000 s. Selon la théorie, la valeur de la période pic de la houle ne change pas lors de la propagation. Ainsi, l'enregistrement des surfaces libres toutes les secondes durant environ 25 minutes permet d'effectuer une analyse spectrale semblable à celle d'une bouée de mesure (Figure 24). J'ai choisi pour faire cette analyse de prendre un nœud de maillage à intervalles réguliers, environ tous les 200 m, tout au long de la propagation de la houle sur les 5 km de fond plat. Chaque point de mesure donne un spectre de houle unidirectionnel duquel on peut en tirer la valeur de la période pic.

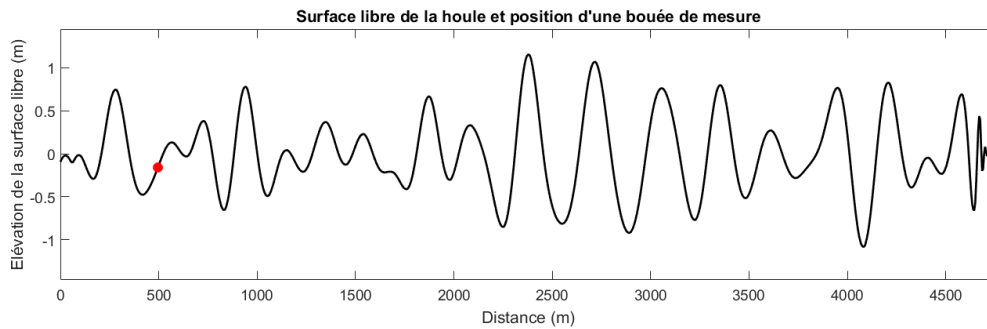


Figure 24. Simulation de la surface libre d'une houle ($T_p = 10 s$, $H_s = 2 m$) avec la position de la bouée de mesure située à 500 m de la génération de la houle

4.4.3. Analyse spectrale spatiale

L'analyse spectrale spatiale est basée sur le principe de la transformée de Fourier à court terme (TFCT) (STFT (Short Time Fourier Analysis) en anglais) avec la technique de complétion de zéros (en anglais zero-padding). Le nombre de points d'analyse est augmenté, mais le nombre de points de signal utile reste le même (ce qui ne change donc pas la résolution). C'est une analyse de Fourier à fenêtre glissante. L'analyse se fait sur 64 cellules (une cellule correspond à 5 m) soit 320 m (Figure 25), et représente entre 2 et 3 longueurs d'onde.

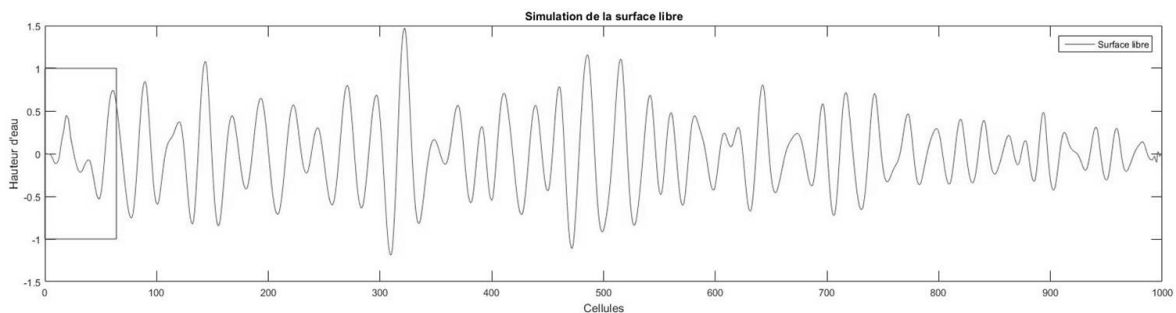


Figure 25. Simulation de la surface libre avec un rectangle représentant les 64 premières cellules prises pour l'analyse de Fourier afin d'en extraire la longueur d'onde

Dans cette sous-partie du signal, on effectue une analyse de Fourier en prenant en compte la taille des cellules. Dans le domaine fréquentiel, cette analyse extrait une fréquence maximum f_{max} qui correspond à l'inverse de la longueur d'onde présente dans cette fenêtre. Une fois cette longueur d'onde extraite, la fenêtre est déplacée d'une cellule pour effectuer la même analyse. Cette fenêtre avance le long de la surface libre cellule par cellule en extrayant chaque fois une longueur d'onde.

La houle en 1D ne représente pas une sinusoïde parfaite (Figure 25). En réalité, la houle en 2D est le résultat de l'interaction de plusieurs sinusoïdes avec des directions, amplitudes et phases différentes. En ne prenant qu'une seule ligne représentant la surface libre, il y a nécessairement plusieurs sinusoïdes qui se croisent et créent des interférences constructives ou destructives que l'on retrouve lors de l'extraction de la longueur d'onde. On reproduit ainsi la même analyse sur 128 surfaces espacées dans le temps par une dizaine de secondes pour avoir un maximum de signaux différents.

Afin de retrouver une estimation de la longueur d'onde réellement générée par le modèle, j'ai choisi de moyenner les longueurs d'onde extraites dans ces 128 analyses.

Une fois les paramètres de la houle choisis (H_s, T_p) il faut vérifier le domaine de validité du modèle en choisissant la profondeur sur laquelle générer ces houles. Pour cela la simulation sur des fonds plats à différentes profondeurs est nécessaire. Les simulations ont été faites sur des profondeurs allant de 100 à 200 m dans un premier temps. Ces simulations permettent de confirmer le domaine de validité du modèle ou bien le restreindre si les résultats ne sont pas ceux attendus.

4.5. Résultats

Afin de contrôler le domaine de validité de la génération de la houle par le modèle, il a été choisi de propager les houles dans un intervalle de période $T_p = [8 - 14 \text{ s}]$ en prenant une valeur toutes les secondes. Chacune des houles se propage sur des profondeurs dans l'intervalle $h = [200 - 100 \text{ m}]$ (Figure 26). Selon la condition de limite de la profondeur dite infinie $h > \frac{\lambda}{2}$, les houles de 8 à 11 s de période sont en dehors du domaine $kh < 2\pi$. Ceci permet d'observer la dispersion des résultats lorsque le modèle se trouve hors du domaine de validité.

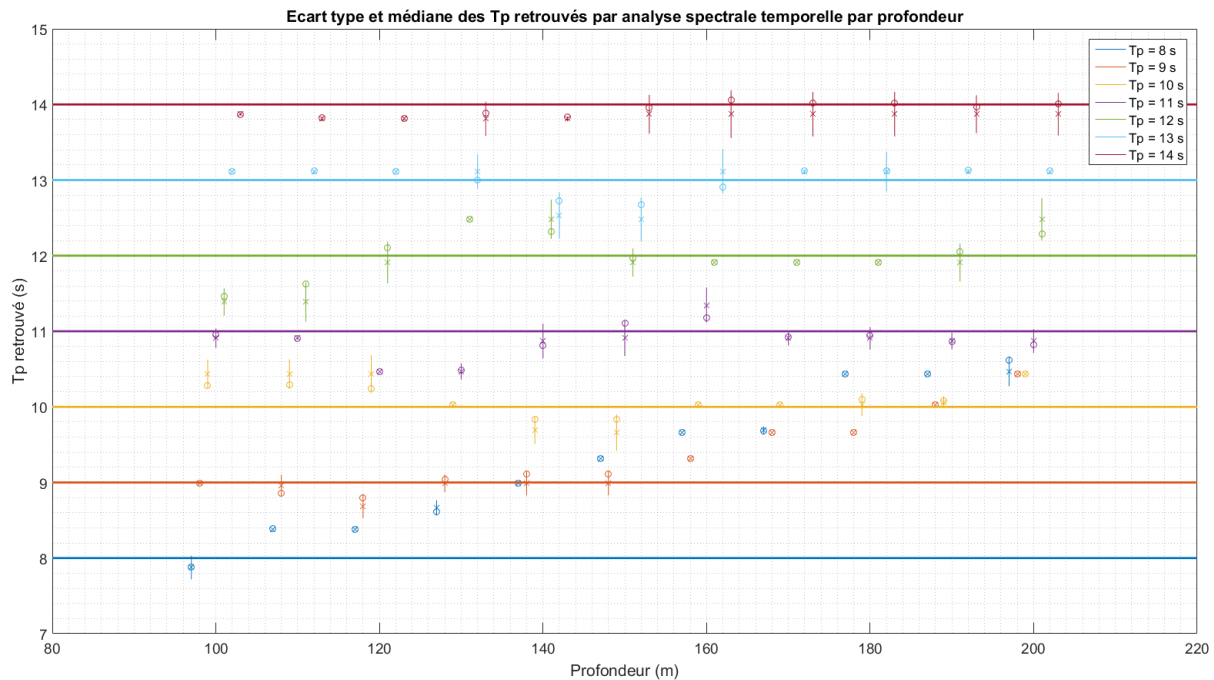


Figure 26. Résultats de l'analyse spectrale temporelle en fonction des profondeurs

Le premier résultat de l'analyse spectrale temporelle est la faiblesse voire l'inexistence d'écart type de la valeur de T_p générée pour toutes les périodes. Cette valeur va très faiblement varier lors de la propagation. Dans la Figure 26, la moyenne de la valeur trouvée est représentée par un x, la médiane par un o et l'écart type par une barre verticale. Les « bouées de mesures » donnent des valeurs constantes de la période.

Cependant, là où la période théorique en entrée est de 8 s sur une profondeur de 200 m par exemple, la valeur trouvée par l'analyse spectrale temporelle de chaque nœud de maillage est une période de 10,5 s. Au-delà de 100 m de profondeur pour 8 s de période en entrée, les houles générées par le modèle ont une plus grande énergie dans les basses fréquences ce qui implique une plus forte valeur de la période réellement générée. On peut appeler cela la dispersion due au modèle de simulation.

Lorsque les conditions de profondeur et de période sont respectées pour rester dans le domaine de validité du modèle, les houles sont relativement bien générées par rapport à la valeur d'entrée du modèle et présentent un faible écart type dans l'analyse spectrale temporelle.

La seconde partie de l'analyse vise à vérifier que les longueurs d'onde générées correspondent bien à la théorie linéaire de la houle.

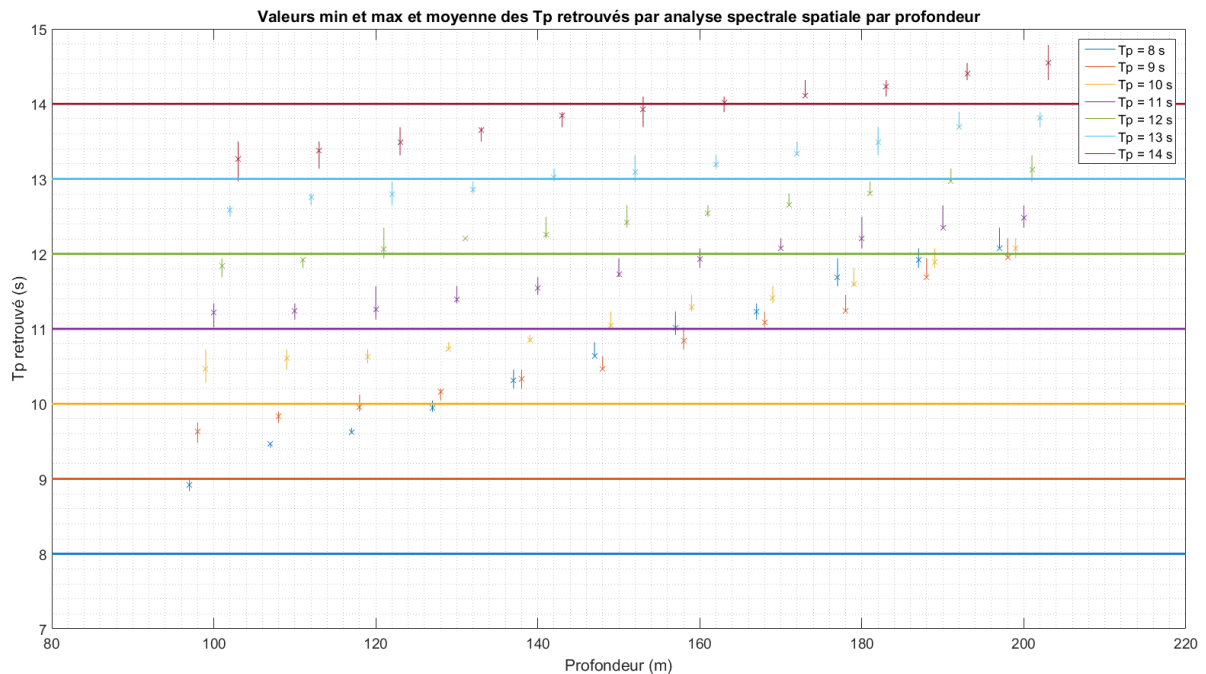


Figure 27. Résultats de l'analyse spectrale spatiale en fonction des profondeurs

Les longueurs d'onde estimées par l'analyse spatiale sur les différentes simulations ne respectent pas la théorie dans la majorité des cas (Figure 27). Une profondeur trop importante donne lieu à une surestimation des longueurs d'onde. Pour la houle de 8 s de période sur une profondeur de 100 m, l'analyse temporelle montre une période correcte, cependant, les longueurs d'onde simulées dans le modèle sont celles d'une houle de 9 s. Ce résultat confirme l'importance de la relation $kh < 2\pi$.

Dans le domaine spatial, les longueurs d'onde de la houle sont correctement générées lorsque la condition $kh = \pi$ est respectée. C'est un résultat, qui a été vérifié en faisant les simulations respectant cette nouvelle condition (Figure 28).

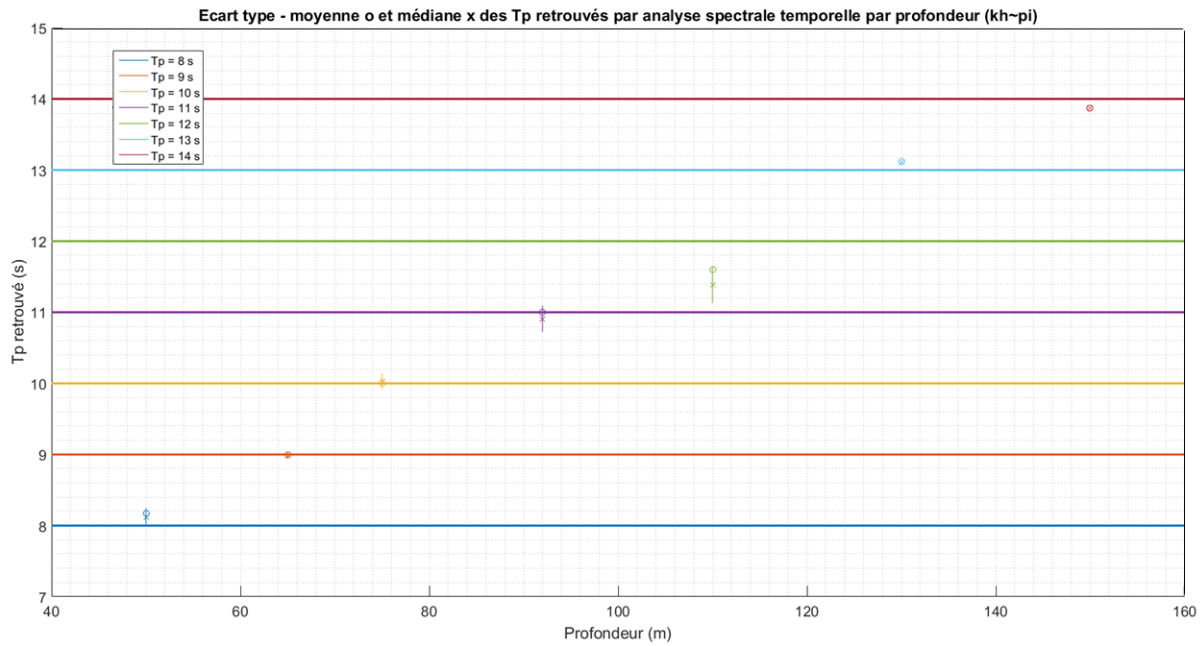


Figure 28. Résultats de l'analyse spectrale temporelle pour les profondeurs respectant la condition $kh = \pi$

Lorsque les houles sont générées sur des profondeurs équivalentes à la moitié de la longueur d'onde théorique, les périodes sont simulées en accord avec la valeur d'entrée.

Dans la génération des longueurs d'onde, il y a des résultats étonnants qu'il faut prendre en compte dans la suite de l'étude. Les houles de courtes périodes (8 et 9 s) semblent être correctement simulées à l'endroit du générateur, cependant, la longueur d'onde augmente au fur et à mesure de la propagation sur fond plat (Figure 29). C'est un résultat important que l'on ne retrouve pas dans les houles plus longues. Le modèle génère avec plus de difficultés les vagues aux plus hautes fréquences, cela peut être une source d'erreur dans la propagation des houles courtes qui peut se retrouver dans les résultats finaux.

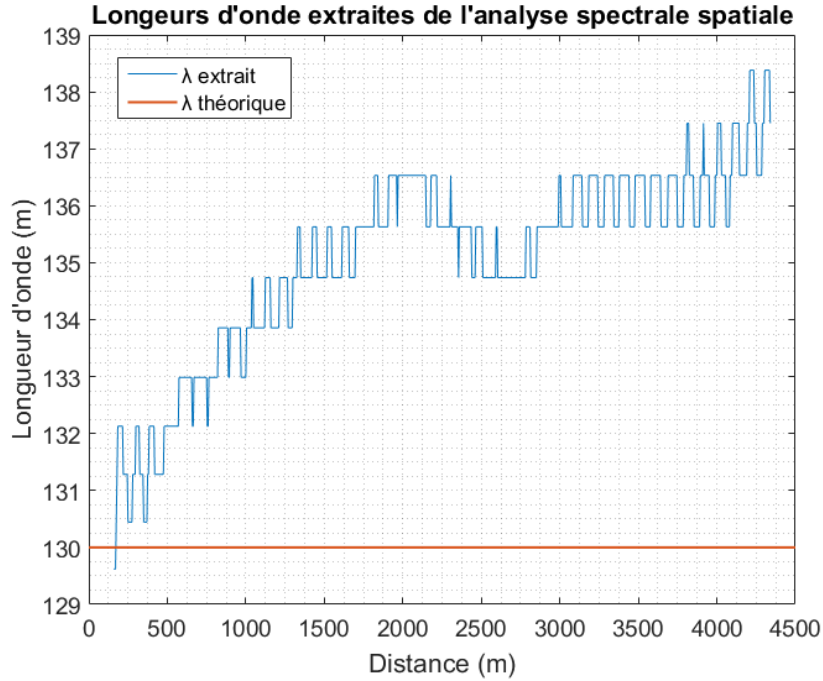


Figure 29. Longueurs d'ondes d'une houle simulée avec un T_p théorique de 9 s en fonction d'une profondeur constante de 65 m

Les résultats de l'analyse spectrale spatiale donnent de meilleurs résultats lorsque la période d'entrée est supérieure à 9 s (Figure 30). Plus la période est grande et moins la simulation s'écarte de la théorie.

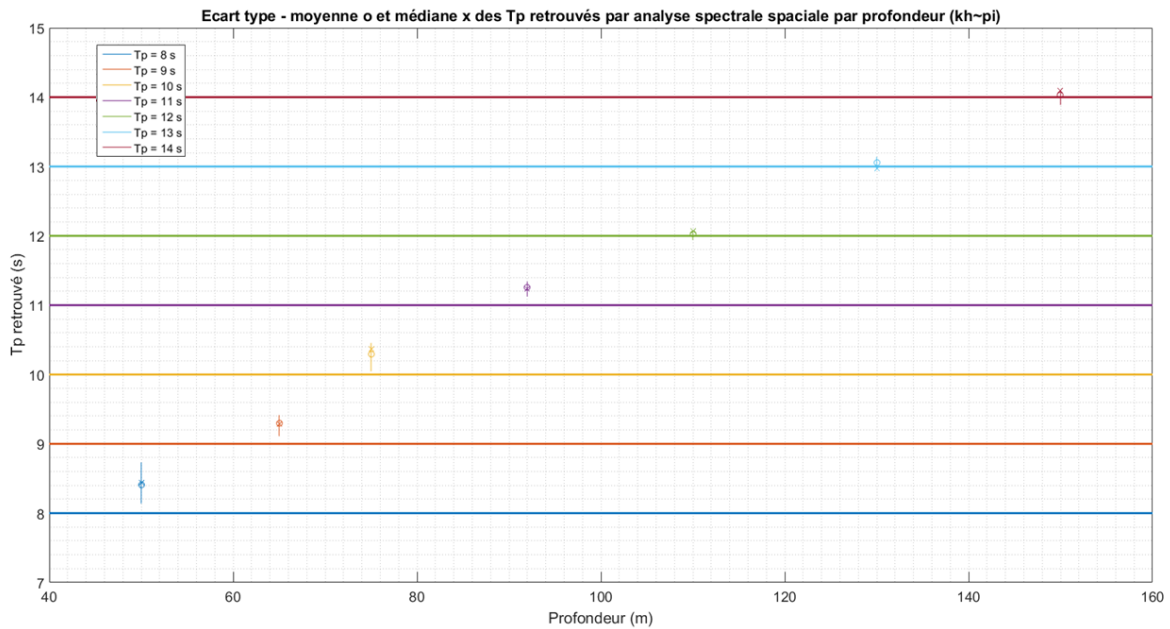


Figure 30. Résultats de l'analyse spectrale spatiale pour les profondeurs respectant la condition $kh = \pi$

Lorsque l'on reproduit cette analyse spectrale spatiale pour extraire la profondeur, il est nécessaire de générer la houle sur des profondeurs qui entrent dans les conditions $kh \cong \pi$. Pour retrouver une valeur de la période à partir de l'analyse spatiale, on se place dans le cas limite de profondeur infinie

avec la condition $kh \cong \pi$. En utilisant la relation (44) on choisit la valeur de λ_∞ pour estimer la valeur de T_p .

4.6. Conclusion

Cette étude préliminaire est basée sur le modèle BOSZ qui est un modèle à résolution de phase permettant de simuler la surface libre de l'océan avec des conditions de houles prédéfinies. Le choix de la zone géographique du Pertuis Charentais a conditionné les choix des paramètres de houles dans les entrées du modèle.

Certaines conditions inhérentes au modèle doivent être respectées pour que les équations qui régissent le modèle permettent de simuler correctement la physique de la propagation de la houle. Les conditions d'utilisation du modèle doivent respecter une certaine valeur du paramètre kh . La dispersion du modèle augmente avec ce paramètre. Lorsque $kh = 2\pi$, la longueur d'onde de la houle est égale à la profondeur. A partir de cette valeur, il y a une erreur de dispersion des fréquences sur le spectre généré d'environ 10 %. Il vaudra mieux respecter la condition $kh < 2\pi$ dans la majorité des applications.

Dans l'étude des longueurs d'onde qui m'intéresse, lorsque le modèle simule la houle, il faut que les longueurs d'onde soient générées avec le bon ordre de grandeur. Plusieurs résultats découlent de cette étude :

- Les spectres temporels montrent bien la correcte génération des périodes de houle entrées dans le modèle dans les conditions de validité du modèle
- Les simulations ont montré que les longueurs d'onde étaient correctement générées lorsque la condition sur le paramètre est $kh \cong \pi$.

Cette étude nous a permis de restreindre le domaine de validité du modèle pour générer une simulation de houle en 2D. Ces simulations vont permettre de créer, tester et valider une méthode d'estimation de la bathymétrie à partir d'une ou plusieurs surfaces libres issues du modèle. Dans l'hypothèse d'une image SAR peu affectée par les mécanismes non linéaires, on pourra reproduire cette méthode d'estimation sur les images SAR issues de Sentinel-1.

5. Cas d'étude en 2D

5.1. Introduction et objectifs

Le modèle BOSZ a été créé pour étudier le déferlement des vagues de type tsunami sur les côtes. L'étude du modèle en 1D a permis de dégager les conditions nécessaires pour simuler une houle en accord avec la théorie. Au niveau de la génération de la houle, la profondeur doit respecter la condition $kh \cong \pi$ de façon à simuler les bonnes longueurs d'onde.

Sous certaines conditions, la représentation SAR de la houle peut être considérée comme quasi linéaire ou faiblement non linéaire. Dans ce cas, étudier la houle sur des surfaces libres sortant d'un modèle ou d'une image SAR est comparable. La simulation de la houle en 2D sur une bathymétrie idéalisée va permettre de générer les paramètres souhaités sur une bathymétrie connue. La simulation de plusieurs conditions de houle m'a permis d'établir une méthode d'estimation de la bathymétrie à l'aide d'une surface libre issue du modèle.

La mission Sentinel-1 permet la prise d'images SAR sur la même zone avec une répétitivité de 6 jours. Ainsi j'ai étudié l'apport qu'il peut y avoir à répéter cette méthode sur plusieurs surfaces libres avec des conditions de houle différentes. Dans cette partie, l'étude portera sur l'utilisation d'une puis de plusieurs surfaces libres avec des conditions de houle différentes pour l'extraction bathymétrique.

5.2. Protocole et méthode

5.2.1. Exploitation des simulations

La bathymétrie sur laquelle on a choisi de simuler la houle se décompose en trois parties (Figure 31) :

- Une première zone d'une centaine de cellules permettant la génération de la houle dans de bonnes conditions. Cette partie de la bathymétrie doit être à une profondeur constante au début du domaine (où la houle est générée) avec la condition $kh \cong \pi$ respectée en fonction de la période de la houle désirée. Il est conseillé de garder cette profondeur sur une centaine de cellules [58].
- Une seconde zone dite de transition vers la bathymétrie d'étude. Afin d'éviter tout phénomène de réflexion de l'onde, il faut respecter une pente inférieure à 5 % [59].
- La bathymétrie d'étude sur laquelle on va étudier la propagation de la houle. Cette dernière partie est commune à chaque simulation. La profondeur est comprise entre 75 m et 10 m.

Le domaine bathymétrique final est construit avec un maillage de 5 m sur 1400 cellules. Les 400 premières cellules ne font pas partie de la bathymétrie d'étude. Pour les simulations en 2D, il faut faire des ajustements par rapport aux simulations précédentes. La première étape concerne la génération de la houle. Celle-ci est le fait de l'excitation de la surface libre qui monte et s'abaisse en prenant en compte la valeur de hauteur significative entrée dans le modèle. Cette excitation se fait au milieu de la première zone bathymétrique. L'angle de propagation par rapport à la fin du domaine est laissé au choix de l'utilisateur. J'ai choisi de générer des angles de propagations allant de -45° à 45° avec un écart de 5° entre chacune. La sortie des vagues du domaine est particulière dans mon cas d'étude. Ce modèle permet de simuler le déferlement des vagues sur une partie terrestre. Cependant, la zone de surf sur laquelle il y a énormément d'écume due au cassage des vagues n'est

pas exploitable dans le cas de l'imagerie SAR. Elle renvoie un signal très bruité avec l'impossibilité d'estimer la profondeur. Dans ce cas j'ai choisi de finir le domaine bathymétrique à 10 m de profondeur. Ici, deux problèmes se sont posés :

- Les équations qui régissent le modèle ne permettent pas de simuler une vague en l'absence de terre à la fin du domaine. On peut contourner ce problème en rajoutant une cellule qui dépasse le niveau zéro de la mer dans un endroit particulier du domaine. Cet endroit est l'avant-dernière cellule du domaine entier et permet aux simulations de fonctionner.
- L'énergie transportée par les vagues doit être absorbée aux extrémités du domaine pour éviter la réflexion de l'onde par les bords. Le modèle permet de créer une couche d'absorption d'un certain nombre de cellules sur chaque bord du domaine de façon à éviter cette réflexion.

J'ai généré les houles de 10 à 14 s avec un écart d'une seconde. Chaque houle a été simulée pendant une durée de 5000 s pour laisser le temps à toutes les conditions physiques de se stabiliser sur les 7000 m de bathymétrie à parcourir et d'obtenir une houle développée physiquement réaliste sur les 5000 derniers mètres. Pour me rapprocher des conditions d'acquisition des images SAR, je n'ai extrait qu'une surface libre pour chaque cas de figure soit un total de 19 surfaces libres différentes par période simulée. J'ai eu la possibilité d'étudier un peu moins d'une centaine de surfaces libres différentes.

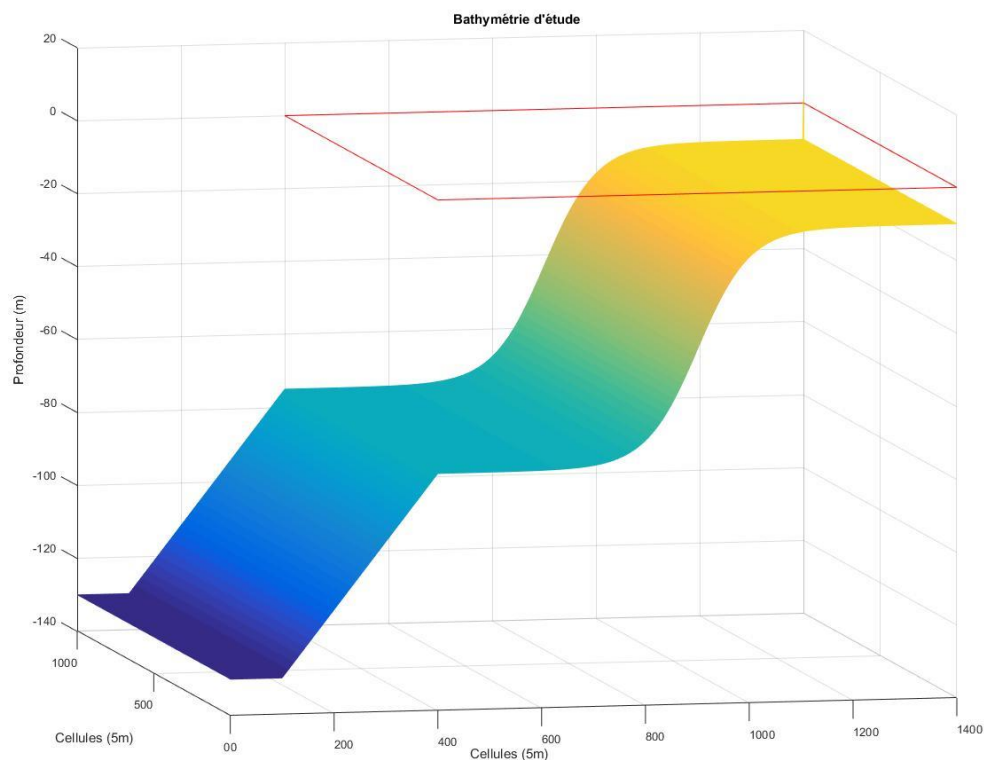


Figure 31. Bathymétrie pour la simulation des houles. Le cadre rouge représente la zone de bathymétrie commune sur laquelle on va appliquer notre méthode d'extraction.

5.2.2. Méthode d'estimation de la bathymétrie à partir d'une surface libre

L'idée d'utiliser plusieurs surfaces pour l'estimation de la bathymétrie prend racine dans le grand nombre d'images SAR disponible sur une même zone. Plus il y a d'images disponibles, plus les chances d'acquérir une image SAR pour lesquelles les non-linéarités sont au plus faible augmentent. J'ai cherché à construire une méthode pour effectuer cette estimation sur chaque surface en étudiant la propagation des vagues de houle.

Une méthode proposée pour estimer la bathymétrie à partir de surfaces libres consiste à utiliser la relation de dispersion linéaire de la houle. Cette relation lie entre eux les paramètres de profondeur, de période et de longueur d'onde de la houle. Avec une réalisation de la surface libre d'une houle développée, on observe le changement de longueur d'onde le long de la propagation. Il est possible de quantifier ce changement de fréquence spatiale dans le domaine spectral en prenant des sous-images grâce à une analyse de Fourier. Les travaux de [47], [48] ont quantifié l'imprécision sur la profondeur extraite à partir de la relation de dispersion linéaire amenée par les incertitudes sur la longueur d'onde et la période. La méthode qu'ils présentent tend à les rendre les plus faibles possible. Les conclusions de cette étude donnent : pour une houle d'une longueur d'onde de 150 m et de 13 s de période, une incertitude de 10 m pour l'estimation de la longueur d'onde et une incertitude de 1,29 s pour la période mène à une erreur théorique de 4,6 m. Si ces incertitudes sont de 2 m et 0,129 s pour la même houle, alors l'erreur théorique d'estimation n'est que de 0,6 m.

Dans le modèle, chaque simulation est lancée avec une valeur de la période connue au préalable. Cette valeur sera utilisée dans la relation de dispersion. Il faut donc estimer la valeur de la longueur d'onde. Pour ce faire, j'ai choisi d'utiliser la méthode de la transformée en Chirp Z ou Chirp Z-Transform en anglais. Cette transformée est une généralisation de la transformée de Fourier discrète avec laquelle on estime une longueur d'onde à un endroit en particulier. Une spécificité de cette transformée réside dans son caractère unidirectionnel. Lorsque la houle se propage, celle-ci a un angle particulier par rapport à la fenêtre d'analyse. Ainsi, la première étape de la méthode d'analyse, avant la CZT, est une étape dans laquelle on va déterminer cet angle pour faire une rotation à la zone d'étude et appliquer la CZT (Figure 32).

J'ai choisi d'extraire avec la CZT, une valeur de la longueur d'onde sur les surfaces libres issues du modèle tous les 50 m. Cette résolution spatiale est arbitraire mais suffit à satisfaire à la fois un besoin dans le cadre des EMR et à assurer une décorrélation suffisante entre deux analyses successives.

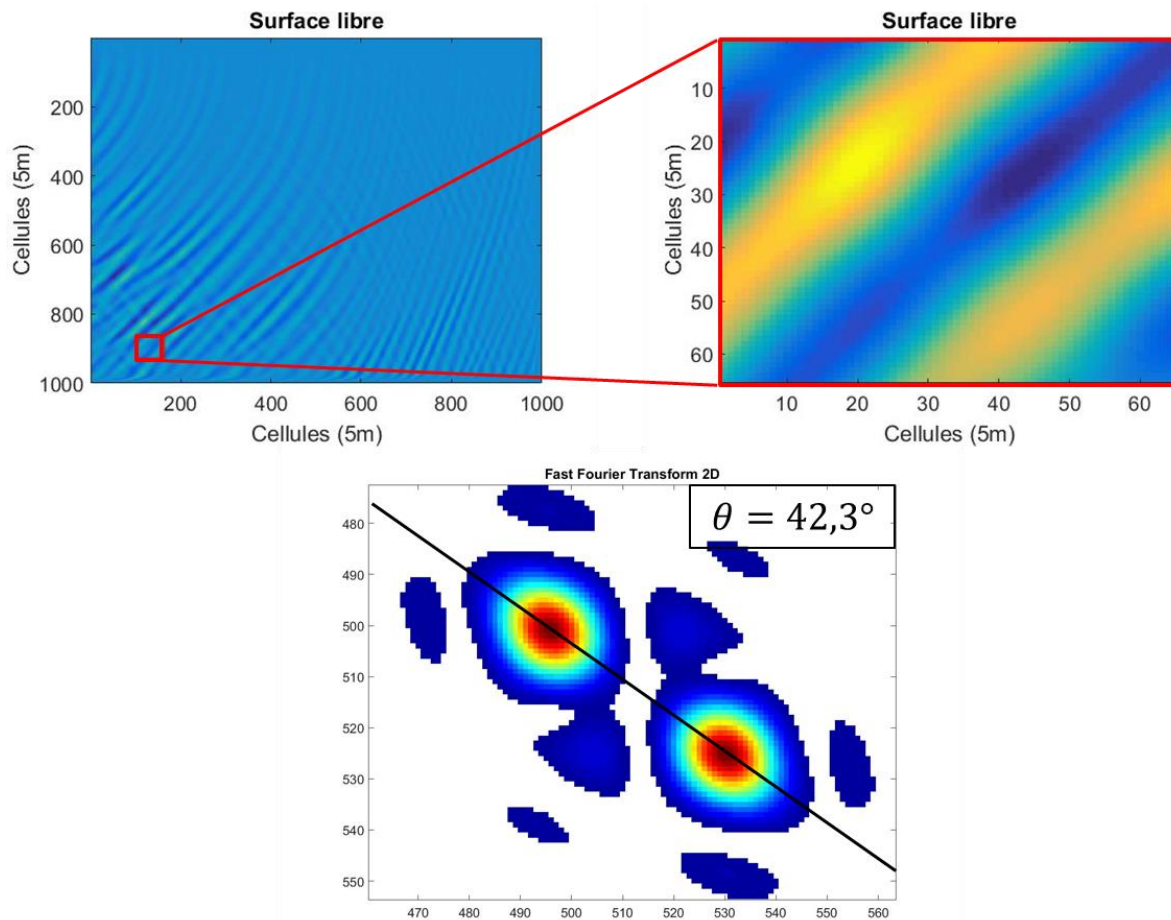


Figure 32. Première étape de la méthode : FFT2D sur une zone de la surface libre centrée sur le pixel auquel on attribuera une valeur de la longueur d'onde. Extraction de l'angle θ que fait la houle par rapport à la fin du domaine. (le code couleur correspond à l'élévation de la surface libre)

Chaque étape de la méthodologie commence donc par une transformée de Fourier rapide à deux dimensions centrée sur la zone sur laquelle on veut extraire la valeur de la profondeur. La fenêtre sur laquelle est effectuée cette FFT contient assez de signal pour estimer correctement la valeur de l'angle θ . La seconde étape est la rotation de cette sous-fenêtre (Figure 33- première image) de cet angle. La fenêtre d'analyse de la CZT est choisie de façon à contenir une voire deux longueurs d'onde. Sur cette dernière fenêtre, on va appliquer la Chirp Z-Transform.

La transformée en z d'une séquence de nombres x_n est définie par :

$$X(z) = \sum_{n=0}^{\infty} x_n z^{-n} \quad (63)$$

où la somme de l'équation (1) converge pour tous les z sauf $z = 0$.

Cette équation est similaire à une expression définissant une transformée de Laplace d'un train d'impulsions espacées équitablement d'une magnitude x_n . Si l'espacement de ces impulsions est noté T avec un train d'impulsions noté :

$$\sum_n x_n \delta(t - nT) \quad (64)$$

Alors la transformée de Laplace est :

$$\sum_n x_n e^{-snT} \quad (65)$$

qui est la même transformée que si on donne :

$$z = e^{sT} \quad (66)$$

où $s = \sigma + j\omega$ représentant le plan s dans les régions $-\infty < \sigma < +\infty$ et $-\frac{\pi}{T} < \omega < \frac{\pi}{T}$. Les lignes droites du plan s correspondent à des cercles ou spirales dans le plan z .

L'algorithme qui évalue la transformée en z d'une séquence de N échantillons est appelé Chirp Z-Transform (CZT). Cet algorithme permet d'évaluer efficacement la transformée en z avec M points dans le plan z qui se situe sur un contour circulaire ou en spirale débutant à n'importe quel point arbitraire dans le plan z . L'algorithme est basé sur le fait que les valeurs de la transformée en z sur un contour circulaire ou en spirale peut être exprimé sous la forme d'une convolution discrète. On peut alors utiliser des techniques de convolution pour évaluer efficacement cette transformée.

Comme on calcule la transformée en z pour un nombre fini d'échantillons, on peut la calculer pour un nombre fini de points notés z_k .

$$X_k = X(z_k) = \sum_{n=0}^{N-1} x_n z_k^{-n} \quad (67)$$

D'où on va tirer ce qu'on appelle la transformée de Fourier Discrète (TFD) :

$$X_k = \sum_{n=0}^{N-1} x_n \exp(-j2\pi k n/N), \quad k = 0, 1, \dots, N-1 \quad (68)$$

Pour un contour général de la transformée de z de la forme :

$$z_k = AW^{-k}, \quad k = 0, 1, \dots, M-1 \quad (69)$$

où M est un entier arbitraire et A ainsi que W sont des complexes sous la forme :

$$\begin{aligned} A &= A_0 e^{j2\pi\theta_0} \\ W &= W_0 e^{j2\pi\phi_0} \end{aligned} \quad (70)$$

Le cas $A = 1$, $M = N$, et $W = \exp(-j2\pi/N)$ correspond à la TFD.

La CZT permet de calculer la transformée en z sur un contour plus général que ce que permet la FFT. Même si elle est plus lente que la FFT, la CZT offre les degrés de liberté suivants :

- Le nombre d'échantillons de temps n n'est pas obligatoirement égal au nombre d'échantillons de la transformée en z .
- Ni M ni N ne doivent être des entiers composés.
- L'espacement angulaire z_k est arbitraire.

- Le contour n'est pas nécessairement un cercle.

L'algorithme de la CZT consiste en 8 étapes. Soit un signal x_n de N échantillons et cherchons M échantillons de X_k où A et W ont été choisis.

- 1- Choisir L , le plus petit entier plus grand ou égal à $N + M - 1$. On choisit la valeur de L de façon à ce qu'il soit hautement composé, une puissance de 2 par exemple bien que la FFT fonctionne pour n'importe quelle valeur de L . Les valeurs de L induisent l'efficacité de l'algorithme.
- 2- Former une séquence y_n de L points à partir de x_n :

$$y_n = \begin{cases} A^{-n}W^{n^2/2}x_n, & n = 0,1,2, \dots, N-1 \\ 0, & n = N, N+1, \dots, L-1 \end{cases} \quad (71)$$

- 3- Calculer la TFD à L points de y_n par la FFT. On l'appellera Y_r , $r = 0,1, \dots, L-1$
- 4- Définir une séquence v_n par la relation

$$v_n = \begin{cases} W^{-n^2/2}, & 0 \leq n \leq M-1 \\ W^{-(L-n)^2/2}, & L-N+1 \leq n \leq L \\ \text{arbitraire}, & \text{autres } n \text{ s'ils existent} \end{cases} \quad (72)$$

- 5- Calculer la TFD de v_n , l'appeler V_r , $r = 0,1, \dots, L-1$.
- 6- Multiplier V_r et Y_r point par point ce qui donne G_r :

$$G_r = V_r Y_r, \quad r = 0,1, \dots, L-1 \quad (73)$$

- 7- Calculer la TFD inverse à L point g_k de G_r
- 8- Multiplier g_k par $W^{k^2/2}$ afin d'obtenir X_k voulu.

$$X_k = W^{k^2/2} g_k, \quad k = 0,1,2, \dots, M-1 \quad (74)$$

Plus pratiquement, un algorithme tel que celui-ci permet, dans le domaine du traitement de signal, de pouvoir faire un zoom sur un signal entre des bornes connues. Il est aussi possible de choisir de suréchantillonner le signal pour en extraire les informations recherchées. La dernière figure présente la longueur d'onde extraite de chaque ligne de signal comprise entre 60 et 600 m, bornes à l'intérieur desquelles est fait un suréchantillonnage afin de zoomer dans le signal.

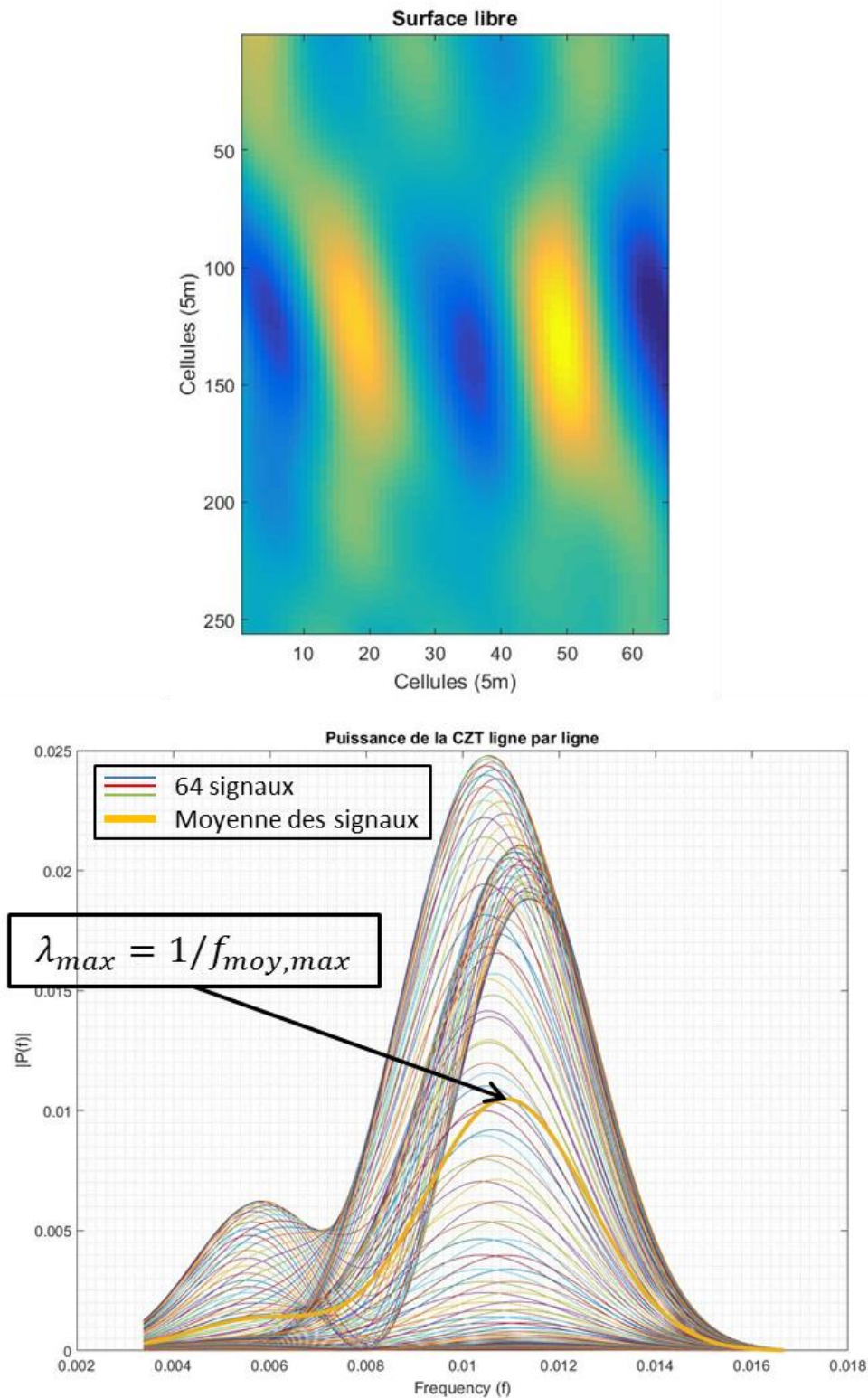


Figure 33. Sous-image tournée selon l'angle θ . Fréquences spatiales trouvées dans chaque ligne et moyenne de ces fréquences pour extraire λ_{max} qui sera utilisé dans la relation de dispersion.

Dans le cas de l'étude d'une surface libre de l'océan, la CZT permet de considérer le signal en 2D comme de multiples signaux en 1D. La méthode de la CZT consiste alors à extraire de ces signaux un

pic fréquentiel. Estimer que chaque ligne de signal différente soit considérée comme un signal différent est une hypothèse relativement forte. Le signal est peu décorrélé d'une ligne à la suivante. Une moyenne de tous les signaux correspond à l'extraction d'une valeur représentative de la longueur d'onde à l'intérieur de la fenêtre d'analyse.

L'étude de la surface libre en 2D avec la méthode de la CZT se rapproche beaucoup du cas d'étude précédent en 1D. Dans ce cas-là il était possible de moyenniser les signaux de différentes surfaces libres espacées dans le temps. La possibilité offerte par la 2D est justement de moyenniser ces différents spectres. En effet au lieu d'être séparées dans le temps, les surfaces libres en 1D sont séparées dans l'espace.

Une fois la longueur d'onde extraite, on va ré-effectuer la même analyse avec un saut de 10 cellules de 5 m entre deux analyses successives. Ce saut permet de réduire le temps de calcul tout en gardant une résolution de l'extraction finale égale à cinq fois la taille de la cellule. Dans le cadre de cette étude, les entrées bathymétriques dans le modèle ont été choisies avec une résolution de 5 m. Cette résolution de bathymétrie confère le maillage à la surface libre simulée. A la fin de l'analyse de la surface libre, on obtient une longueur d'onde extraite tous les 50 m qui sera la résolution spatiale de la carte bathymétrique finale.

Une fois la fenêtre d'analyse appliquée sur toute la surface libre, on obtient une carte de longueurs d'onde sur tout le domaine. Selon la théorie linéaire de la houle, la valeur de la période de la houle T_p est censée rester inchangée le long de la propagation de la houle. Selon cette hypothèse, on affecte à chaque cellule la relation de dispersion linéaire avec la valeur de la période simulée et la valeur de la longueur d'onde extraite pour obtenir la profondeur estimée dans la cellule.

L'application de la relation de dispersion linéaire de la houle se présente sous la forme :

$$h = \frac{\lambda}{2\pi} \tanh^{-1} \left(\frac{2\pi\lambda}{gT_p^2} \right) \quad (75)$$

L'estimation de la profondeur dépend de cette relation dans laquelle il est important de souligner la valeur présente dans la fonction arctangente. Cette fonction est bornée sur l'intervalle $]-1;1[$. Lorsqu'un couple de valeurs de (λ, T_p) entraîne l'arctangente hors de ses bornes, on ne peut pas faire une estimation de la profondeur. Plus on se rapproche des bornes de la fonction, plus elle devient non linéaire. Ainsi les erreurs commises dans l'estimation de la profondeur deviennent de plus en plus importantes lorsque la profondeur est grande. En regardant plus précisément on se rend aussi compte que la valeur de la période pic est un des éléments très importants sur l'estimation de la profondeur. Comme il est au carré, une erreur sur sa valeur entraîne des erreurs d'estimations de la profondeur plus rapidement. Il faut ajouter à cela qu'il est au dénominateur dans la fonction arctangente, plus il est grand, plus il éloigne l'arctangente de ses bornes. Pour pouvoir estimer des profondeurs plus grandes, il faudra donc considérer des houles plus longues.

5.3. Résultats : Application sur les simulations 2D

5.3.1. Utilisation d'une seule surface libre

L'application de cette méthode montre des limites d'extraction assez claires lors de l'estimation des profondeurs par la CZT sur une seule surface libre issue du modèle de simulation (Figure 35). Le

modèle représente bien la houle et on peut voir des zones d'interférences constructives et destructives caractérisées par des vagues avec des amplitudes plus ou moins prononcées. Ces interférences mènent à une estimation de longueurs d'onde plus courtes ou bien plus longues dans certaines régions de la surface libre. Lorsque c'est le cas, la profondeur estimée est fautive.

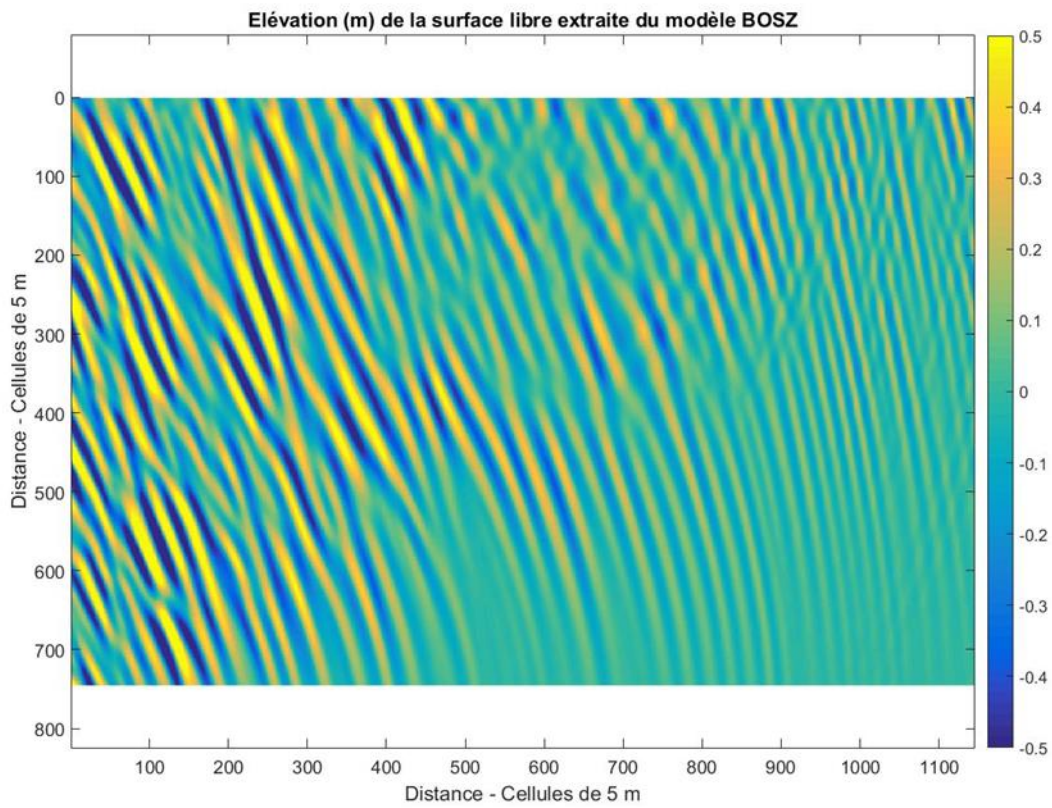


Figure 34. Elévation de la surface libre pour une houle générée avec un angle de 15° et $T_p = 14$ s.

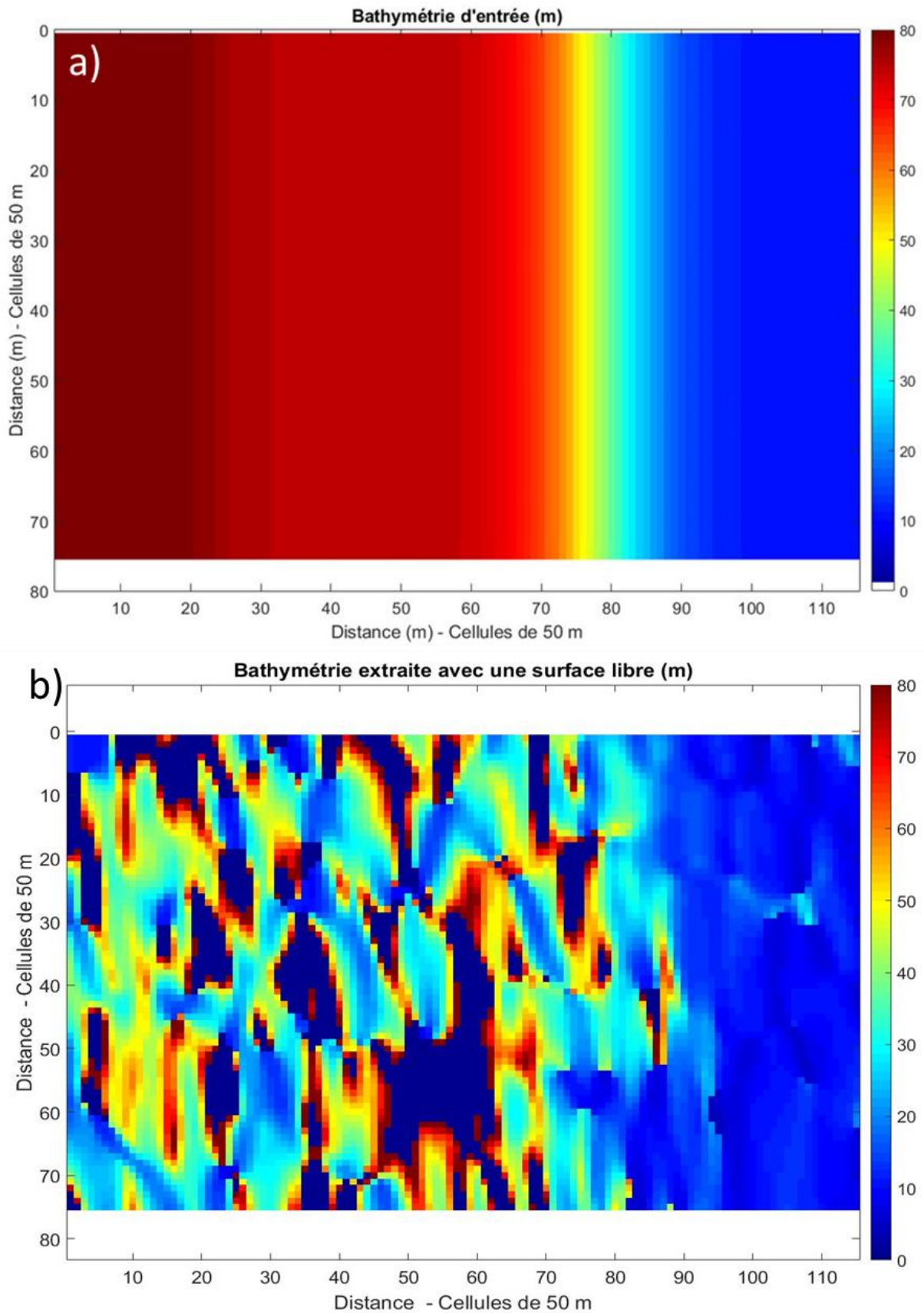


Figure 35. a) Carte bathymétrique en entrée du modèle. b) Carte bathymétrique extraite à partir de l'analyse d'une unique surface libre générée avec $T_p = 13$ s.

A partir de la méthode appliquée à une seule surface libre (Figure 35), on remarque que l'estimation de la bathymétrie est très bruitée en particulier dans la zone des profondeurs les plus importantes. Dans l'ensemble l'écart relatif présent entre les valeurs extraites et la bathymétrie d'origine est compris entre 6 et 15 m selon la surface utilisée pour l'estimation. Cette valeur ne prend pas en compte les cellules écartées de l'analyse en raison de la sortie des bornes de l'arctangente.

5.3.2. Apport de plusieurs surfaces

Dans le but d'utiliser dans la suite de mon travail, l'avantage apporté par la répétitivité d'acquisitions de la mission Sentinel-1, j'ai cherché à étudier l'apport de la répétition de la mesure au travers des simulations. On s'intéresse donc à l'apport de plusieurs surfaces libres pour recréer une carte bathymétrique. Les études connues sur l'extraction bathymétrique par utilisation de la relation de dispersion linéaire de la houle sur une image SAR montrent une certaine précision de la mesure avec l'utilisation d'une seule image. En reproduisant une méthode similaire sur plusieurs images représentant la houle sur une même bathymétrie, on va chercher à estimer la précision qu'il est possible d'atteindre à l'aide de la combinaison des résultats provenant de ces images.

J'ai exploré plusieurs solutions pour combiner les résultats. J'ai choisi de présenter l'utilisation de la moyenne des profondeurs estimées pour obtenir une carte bathymétrique finale plus précise. J'ai évalué les résultats avec le Root Mean Square Error (RMSE) global de la zone entière en fonction du nombre de bathymétries extraites participant à la carte finale (Figure 36). Cette étude a pour but d'estimer un nombre potentiel optimal de surfaces libres à analyser pour extraire le meilleur résultat avec la moindre erreur.

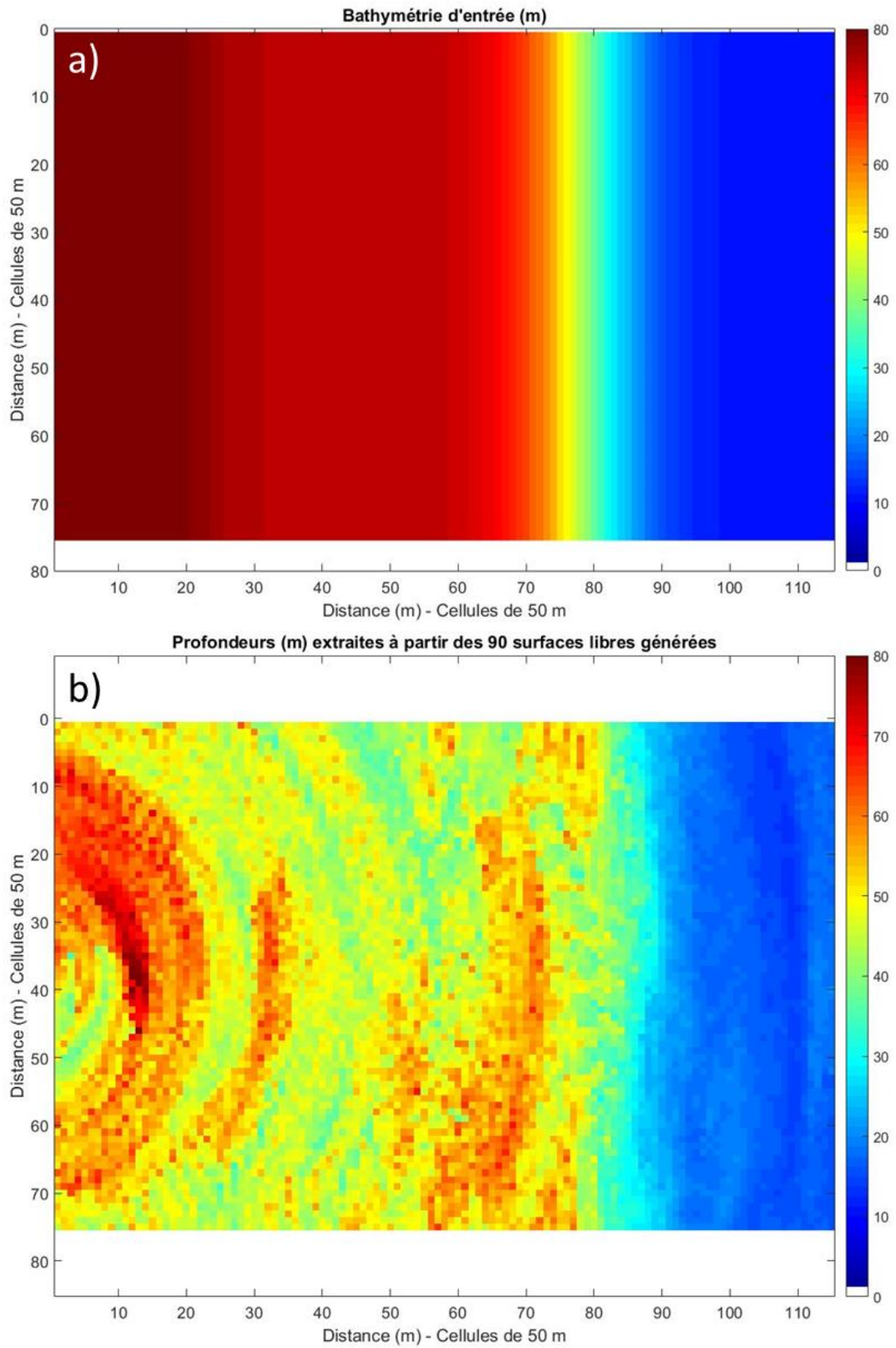


Figure 36. a) Bathymétrie d'entrée échantillonnée à 50 m b) Bathymétrie moyenne extraite sur toutes les surfaces libres simulées

Deux résultats sont visibles sur la Figure 36. D'une part, les angles des différentes houles générées dans le modèle sont symétriques par rapport à la bathymétrie. En moyennant les estimations des cartes bathymétriques, il y a un apport de chaque angle, de chaque surface à parts égales. Sur la bathymétrie moyennée, on retrouve cet apport sous la forme d'un arc de cercle dû uniquement au modèle et à la façon dont il simule la houle avec un générateur situé tout à fait à gauche du domaine. En réalité, il ne peut pas y avoir de cas de propagation de houle aussi bien répartie sous ces différents angles. Pour se rapprocher au plus près de cas réels, j'ai choisi de faire un tirage aléatoire de Monte-Carlo sur les surfaces libres disponibles pour les analyser. Dans la réalité l'angle de la houle par rapport à la côte provient des conditions en haute mer et il est aléatoire en fonction de la prise de vue du capteur SAR.

Le second résultat que l'on retrouve sur cette estimation bathymétrique est la sous-estimation des profondeurs une fois passée la ligne isobathe de 50 m dans le sens des profondeurs croissantes. On a vu que la relation de dispersion joue un rôle dans cette erreur relative. La plupart des profondeurs estimées sur la gauche du domaine sont sous-estimées et la moyenne met ce résultat encore plus en lumière. C'est pourquoi dans l'analyse des résultats je me suis concentré sur l'estimation des profondeurs jusqu'à 50 m. Une profondeur qui fait sens puisque le domaine d'application de la méthode dans le cadre de l'utilisation des images SAR est celui-ci également.

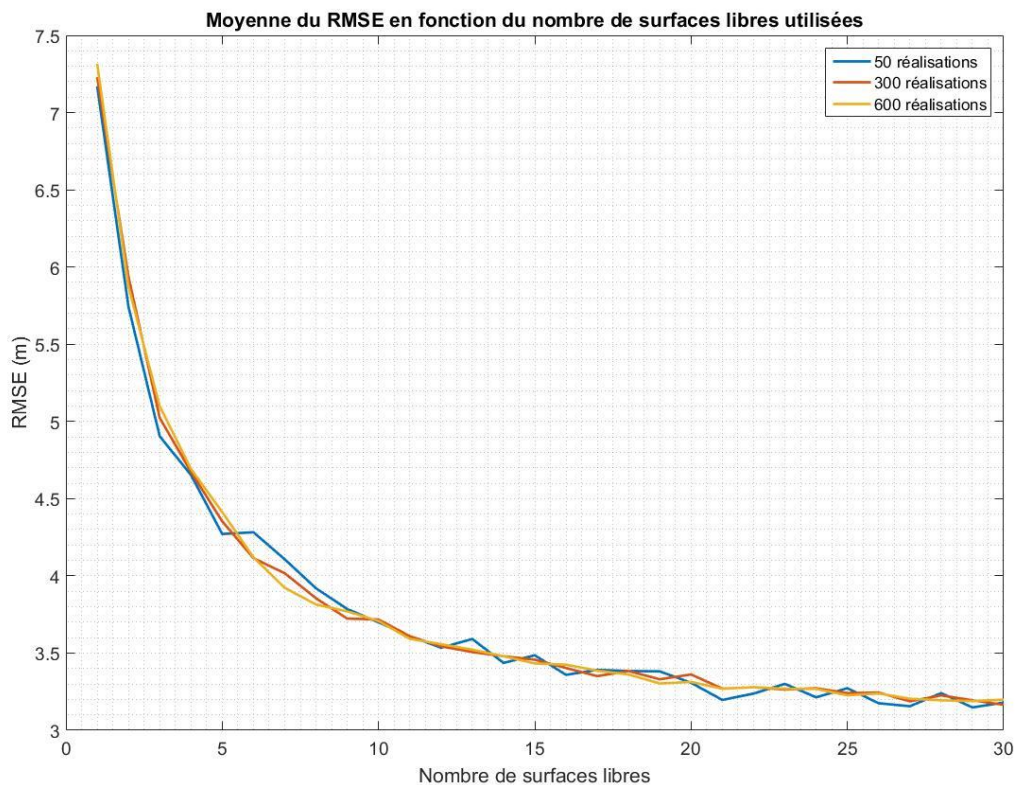


Figure 37. Moyenne du RMSE en fonction du nombre de surfaces libres utilisées pour la reconstruction bathymétrique finale. Comme les surfaces sont prises au hasard, le nombre de réalisations correspond au nombre de fois où les surfaces sont prises au hasard.

Dans la Figure 37, je présente la moyenne du RMSE en fonction du nombre de surfaces libres utilisées dans la méthode jusqu'à 30 surfaces libres. Le choix des surfaces est le résultat d'un tirage

de Monte Carlo. J'ai fait 50, 300 et 600 tirages des surfaces libres, puis moyenné les estimations bathymétriques pour arriver à un résultat intéressant.

Lorsqu'on moyenne une vingtaine de bathymétries estimées on arrive à un RMSE proche de celui résultant de 30 bathymétries moyennées. Il existe un palier de résolution verticale qui est difficile à dépasser.

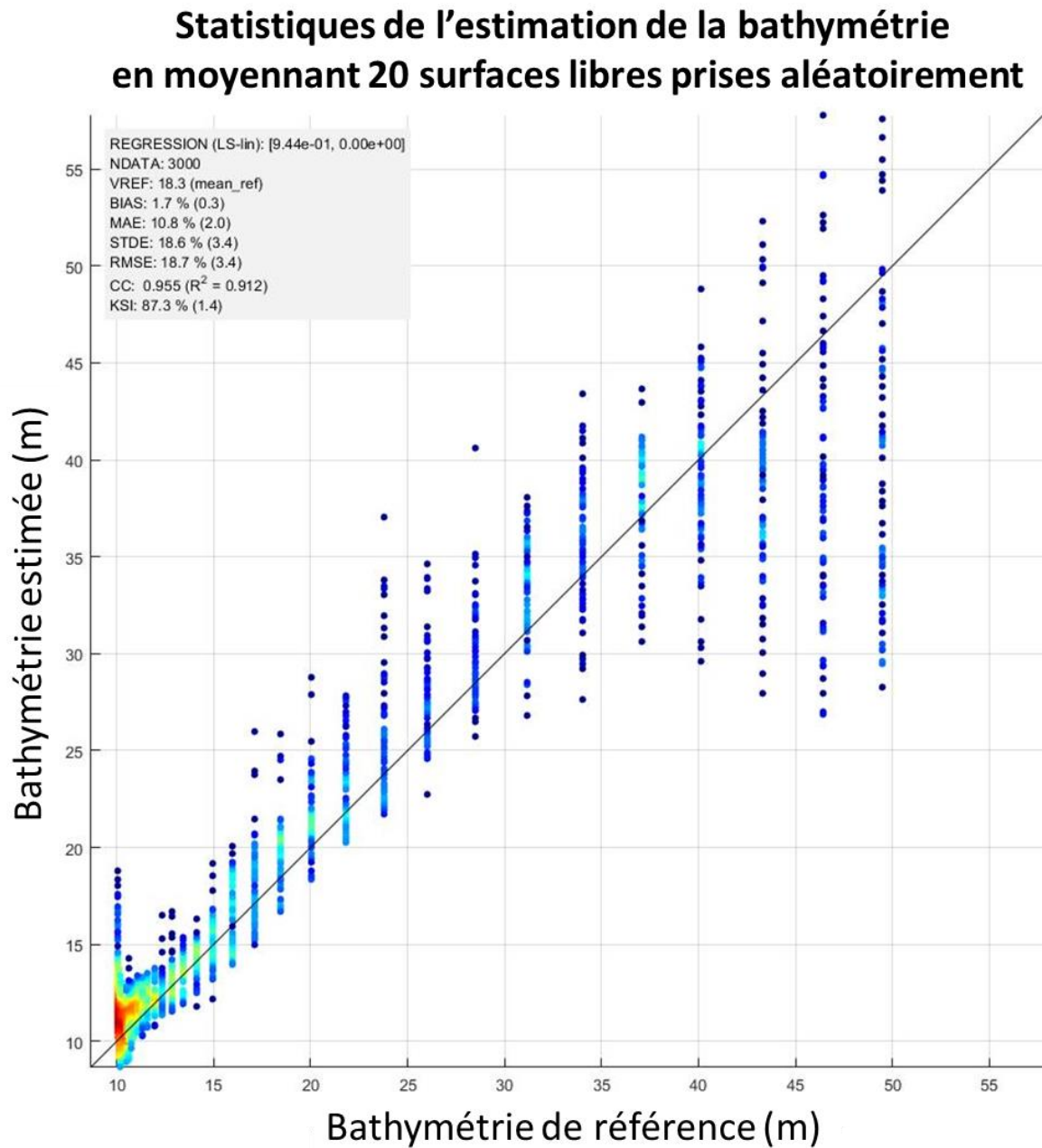


Figure 38. Corrélogramme représentant les statistiques de l'estimation de la bathymétrie en moyennant 20 surfaces libres prises aléatoirement. Le code couleur est représentatif de la densité de points

L'étude statistique des résultats sur des profondeurs comprises entre 10 et 50 m est faite sur 3000 points de mesure. 20 surfaces libres prises aléatoirement ont été traitées et l'estimation de chaque bathymétrie est moyennée pour obtenir la carte bathymétrique finale. Le coefficient de corrélation

est de 0,955 pour une erreur quadratique moyenne de 3,4 m. La déviation standard est également de 3,4 m et le biais de 30 cm uniquement. La méthode est relativement robuste pour faire une estimation de la bathymétrie précise.

Le résultat assez marquant est la dispersion de la mesure au fur et à mesure que la profondeur augmente. On peut également voir une certaine sous-estimation des profondeurs supérieure à 40 m.

5.4. Conclusion

Nous avons étudié dans ce chapitre une méthode mise au point pour estimer une carte bathymétrique grâce à un modèle de simulation à résolution de phase. Certains ajustements ont été nécessaires pour faire fonctionner le modèle de façon à ce qu'il génère de manière réaliste la houle sur une bathymétrie idéalisée. On a ainsi pu étudier l'évolution de la propagation des vagues de houle et estimé la bathymétrie à partir d'une et plusieurs surfaces libres grâce à une méthode faisant intervenir la Chirp Z-Transform.

A travers cette étude, on a vu que l'utilisation de la méthode sur une unique surface libre ne permet pas de faire une reconstruction bathymétrique de bonne qualité. L'état très aléatoire de la houle mène à des estimations de la longueur d'onde erronées par endroits. Ces mauvaises estimations entraînent une erreur significative dans l'estimation de la profondeur. Cependant, elle donne de bons résultats sur la gamme de profondeur allant de 10 à 50 m. Le résultat central de ce chapitre concerne les limites d'une telle méthode même pour un cas idéalisé. D'une part, les grandes profondeurs (supérieures à 50 m) ne pourront pas être extraites à partir de houles avec des périodes comprises entre 10 et 14 s. Des houles plus longues seraient susceptibles de convenir pour de plus grandes profondeurs. D'autre part plus la profondeur est importante, plus la dispersion des résultats d'estimation de la profondeur est grande.

En moyennant l'estimation bathymétrique provenant d'une vingtaine de surfaces libres, on a vu que les résultats sont très encourageants puisqu'on arrive à recréer une carte bathymétrique proche de la bathymétrie idéale d'entrée du modèle. Lorsque l'on utilise plus de surfaces libres dans la méthode, le gain de précision verticale dans les indices statistiques n'est pas réellement significatif entre l'utilisation de 20 ou 90 surfaces libres.

Ce résultat est tout de même à prendre avec précaution car la pente bathymétrique analysée est idéale et ne reflète pas entièrement une physique réaliste. Ajoutons à cela que la surface libre étudiée peut aussi être considérée comme idéale dans le sens où elle n'est entachée d'aucun bruit de mesure comme on pourrait le trouver sur des images SAR. Elle ne subit pas non plus l'influence du vent qui peut entraîner des informations fréquentielles supplémentaires. Une adaptation sera certainement nécessaire dans un cas réel.

Le programme Sentinel-1 permet d'obtenir un grand nombre d'images sur la même zone. Pour le moment deux satellites orbitent autour de la Terre avec la possibilité d'acquérir une image tous les 6 jours. L'ESA a annoncé en 2015 la signature d'un contrat pour le développement de deux nouveaux satellites Sentinel-1 ce qui va augmenter encore la répétition de la mesure. Dans cette optique, j'ai développé une méthode faisant intervenir plusieurs images afin de recréer une carte bathymétrique.

6. Cas réel sur des images SAR

6.1. Introduction et objectifs

Lorsque les conditions sont favorables, l'image SAR de la surface libre de l'océan peut être considérée comme la surface libre réelle avec une distorsion non linéaire faible. La grande répétitivité de la mission Sentinel-1 (tous les 6 jours) augmente la probabilité de capturer les instants favorables permettant d'avoir une image SAR où on pourra considérer les hypothèses simplificatrices nous ramenant au cas linéaire.

Afin de choisir la zone d'étude sur un cas réel, plusieurs conditions sont nécessaires. Il faut que l'image capture à la fois la côte et l'océan assez loin des côtes. La côte est essentielle pour avoir un repère qu'est le trait de côte pour recalibrer les images afin d'extraire toujours la même zone bathymétrique. Les images choisies capturent à la fois les côtes où on va estimer la bathymétrie mais aussi la zone lointaine où on pourra estimer une valeur de T_p dans l'hypothèse de profondeur infinie. Dans la zone choisie, il faut également pouvoir obtenir une carte bathymétrique afin de comparer les résultats au cas réel.

La partie précédente nous a permis de déterminer l'apport d'un grand nombre de surfaces libres dans l'amélioration de l'estimation bathymétrique. Dans le cas d'images SAR, la formation même de l'image participe à la dégradation de l'information (bruits, non-linéarité, etc...). L'objectif principal de ce chapitre est de rendre compte de la reproductibilité de la méthodologie, de l'améliorer et d'estimer la résolution spatiale et verticale obtenue.

6.2. Images SAR choisies

6.2.1. Choix de la zone géographique

Comme expliqué en 4.4.1 la zone qui a été choisie pour l'étude des images SAR avec cette méthodologie est située dans le Pertuis Charentais sur la côte Atlantique française. Cette zone géographique respecte tous les paramètres fixés pour notre étude. On a vu dans le chapitre 3 que les vagues de houle se propageant dans la direction azimutale pouvaient entraîner la non-linéarité de la transformation SAR. Dans la zone du Pertuis charentais, une majorité de houles se propagent dans la direction radiale au sens de vol du capteur. Cette zone est imagée tous les 6 jours à haute résolution par la mission Sentinel-1. Les images SAR ont une fauchée de 250 km ce qui leur permet de capturer à la fois la côte et les grandes profondeurs. Ces images ont une résolution de 5 x 20 m avec le mode « Interferometric Wideswath » ou IW (Figure 39). Les produits disséminés par l'ESA sont géo-référencés et le niveau de traitement est variable. Un des plus hauts niveaux de traitement accessible de ces images est le mode GRD ou « Ground Range Detected » pour lequel l'image finale est disponible avec un espacement de pixels de 10 m. Ce sont ces images que j'ai utilisées dans la suite de ce travail.

Comme on a pu le voir dans l'application de la méthodologie sur le modèle BOSZ, à partir d'un certain nombre de surfaces libres traitées, la précision de la carte bathymétrique finale n'est plus améliorée de façon significative. J'ai pu collecter 20 images sur la zone d'étude dans de bonnes conditions de houle, acquises entre le 28/07/2017 et le 06/01/2018. L'analyse de ces 20 images m'a permis d'en sélectionner seize pour lesquels je vais appliquer la méthode développée au chapitre

précédent. On a fait l'hypothèse que la bathymétrie n'évolue pas entre ces deux dates. Quatre images ont été rejetées car elles présentaient des conditions de vent détériorant la qualité de l'estimation. Le nombre d'images est suffisant pour que cette étude se situe dans la zone optimale (Figure 17).

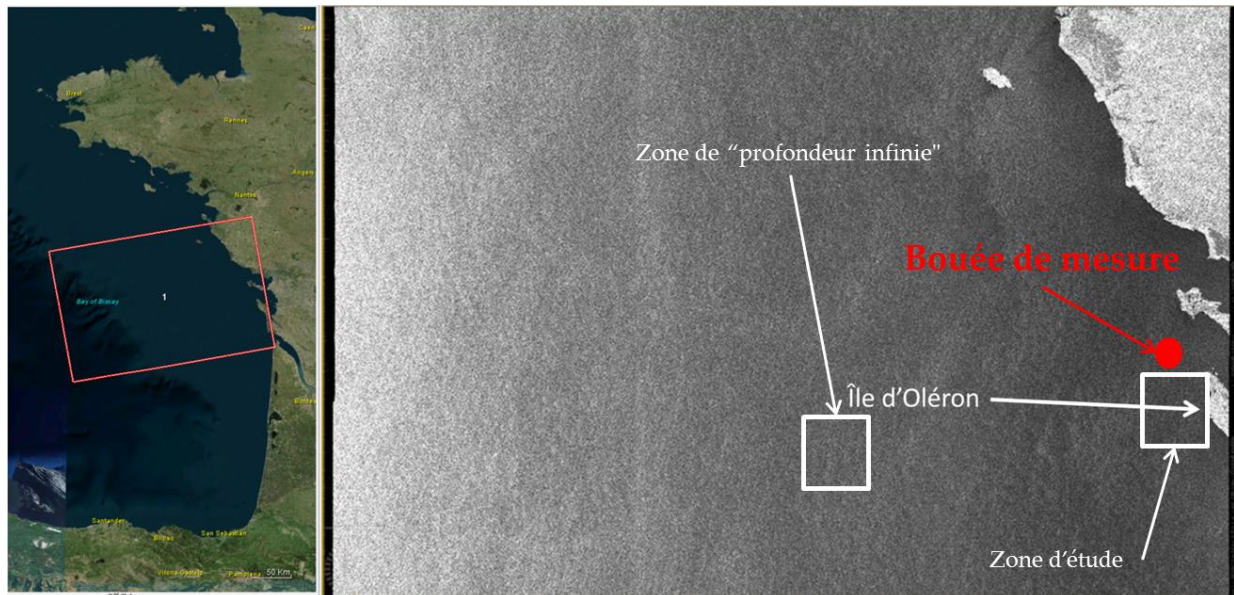


Figure 39. Zone de prise de vue des images SAR par Sentinel-1. A droite une des images SAR prise le 12/01/2018

La bathymétrie de cette zone est accessible avec une résolution de 22 m environ sur la base de données du SHOM (Figure 40). Elle date de 2015 avec une mise à jour en continue selon les sources du SHOM. Le niveau de référence de ces données bathymétriques est le niveau moyen de l'océan. Le niveau de plus basse mer est accessible également. La différence avec le niveau moyen peut être assez conséquente en considérant le phénomène des marées. La zone traitée est comprise entre 0 et 45 m de profondeur. La zone bathymétrique d'étude (Figure 40) que l'on veut reconstruire mesure 18 x 18 km (Figure 41).

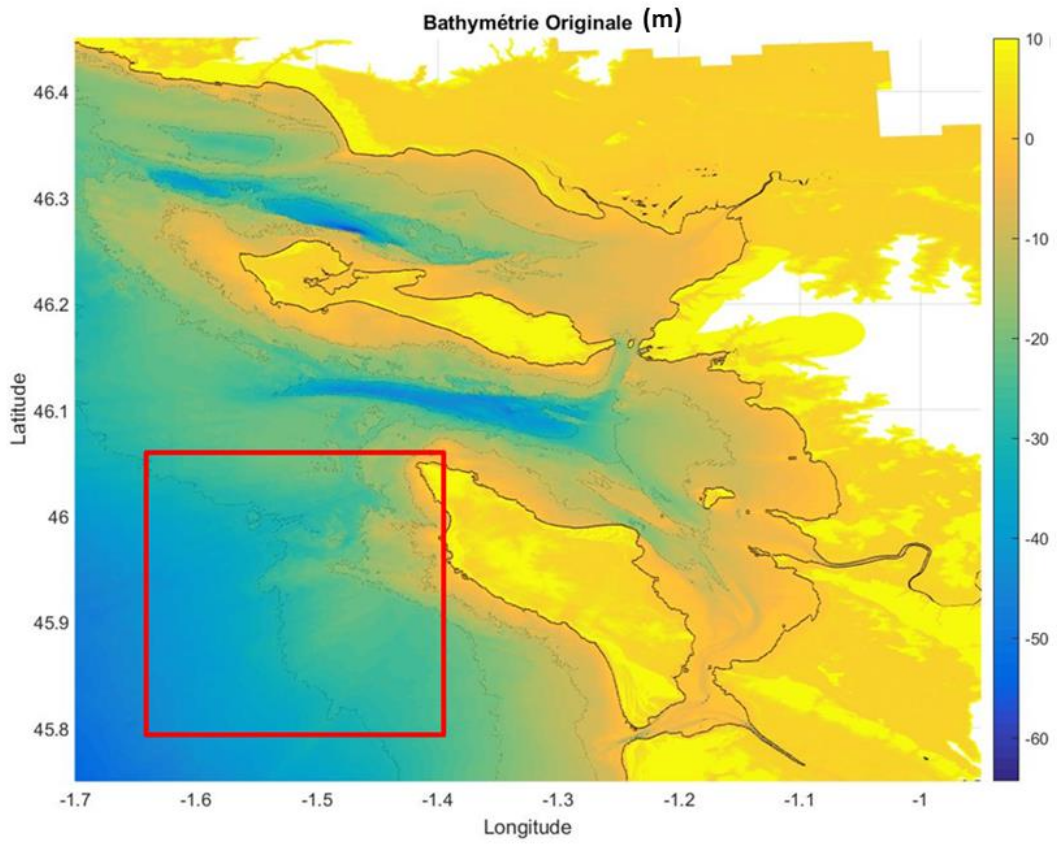


Figure 40. Carte bathymétrique du SHOM de la zone étudiée (carré rouge)

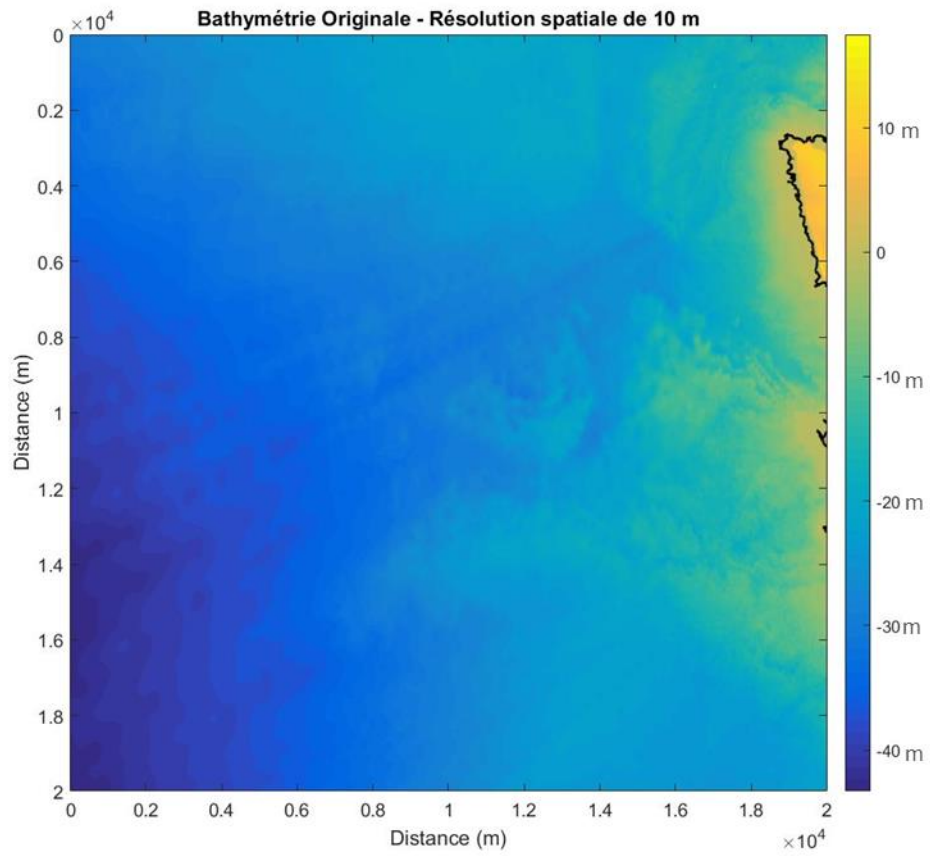


Figure 41. Bathymétrie de la zone d'étude

6.2.2. Présentation des images et leurs caractéristiques

- Caractéristiques

Tableau 3 : Caractéristiques des images SAR téléchargées

	Date de prise de vue	T_p	Vent (nœuds)	Surcote (m)	Courants (m/s)
1	28/07/2017	9.28	12.24	0.2	0,2
2	14/09/2017	8.47	6.15	-1.4	0,1
3	08/10/2017	11.07	7.36	2	0,2
4	20/10/2017	11.24	13.14	2	0,1
5	13/11/2017	11.18	14.06	-1.6	0,2
6	19/12/2017	12.63	9.26	1.4	0,1
7	12/01/2018	13.3	8.76	-1.2	0,2
8	24/01/2018	13.45	17.55	-0.2	0,2
9	04/02/2017	13.47	16	-0.6	0,2
10	16/06/2017	11.35	12	-0.6	0,1
11	10/07/2017	10.21	11.86	2	0,1
12	03/08/2017	9.32	11.27	0	0,2
13	02/10/2017	11.32	11.65	0.3	0,3
14	26/02/2017	11.3	5.94	-0.4	0,2
15	25/12/2017	12.24	18.03	-0.8	0,1
16	06/01/2018	12.57	8.2	1	0,2

Dans un premier temps, le choix des images s'est fait de manière visuelle. L'analyse visuelle des différentes images permet de voir les ondes de houle. Il faut ensuite vérifier que les conditions d'applicabilité sont respectées. Si les courants de surfaces sont trop importants, la théorie linéaire de la houle ne peut pas s'appliquer. Si les vents sont trop forts, le signal rétrodiffusé sur l'image est trop bruité pour être exploité. Après une étude de la littérature, j'ai choisi de n'étudier que les images (Tableau 3) dans lesquelles les vents étaient en-dessous de 10 m/s et les courants de surfaces inférieurs à 0,5 m/s.

6.3. Application de la méthodologie

Les produits choisis sont des images SAR IW avec un niveau de traitement GRD effectué par l'ESA. Chaque image est géo référencée. En utilisant une bibliothèque présente dans le logiciel open source QGIS, une zone d'étude est extraite de l'image entière. Cette zone est choisie de telle sorte qu'elle contienne une partie du trait de côte. Ce choix permet de vérifier que l'extraction de chaque zone est bien superposable à toutes les autres de façon à extraire la même bathymétrie dans chaque image.

La bathymétrie issue de la base de données du SHOM est géo référencée avec une projection géographique différente de celles des images SAR. La même bibliothèque de QGIS est utilisée pour extraire la bathymétrie dans la même projection que celle des images SAR. Ensuite la zone de traitement est extraite à partir de cette carte et servira de référence pour les extractions bathymétriques.

6.3.1. Estimation de la période pic

Une grande partie de l'image SAR (Figure 39) peut être considérée comme profondeur infinie. Selon la théorie de la houle, lorsque la profondeur sur laquelle se propage la houle est supérieure à une demi-longueur d'onde, le fond n'impacte plus la houle et ainsi les paramètres de période et longueur d'onde sont liés par (44). J'ai décidé de mettre à profit cette théorie en extrayant de l'image le paramètre T_p .

Dans un premier temps, j'ai superposé une des images SAR aux données bathymétriques de la base de données EMODnet. Cette première étape m'a permis de choisir la zone que l'on peut qualifier théoriquement comme étant en profondeur infinie. Une telle profondeur n'est pas commune à toutes les houles. Plus la période de la houle est grande et plus la limite de profondeur infinie est grande. Pour une houle de 8 s, cette profondeur infinie est à une cinquantaine de mètres tandis que pour une houle de 14 s, elle se trouve environ à 150 m. Pour cette étape, la résolution de cette base de données est suffisante puisqu'elle donne un ordre de grandeur amplement suffisant. J'ai choisi une zone de 8 x 11 km de surface (voir Figure 39).

Sur cette zone, j'ai appliqué la première partie de la méthode d'estimation de la bathymétrie. J'ai calculé la CZT sur toute la zone afin d'extraire un histogramme de longueurs d'onde (Figure 42).

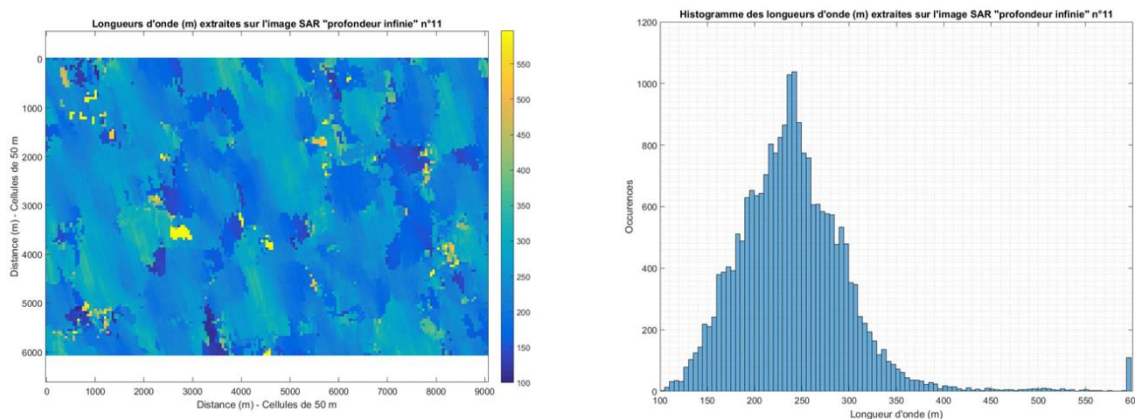


Figure 42. A gauche les longueurs d'onde extraites par la CZT sur la partie de l'image SAR en profondeur infinie. A droite l'historgramme des longueurs d'onde extraites.

La longueur d'onde pic est utilisée dans (44) pour calculer à terme la valeur de la période pic. On suppose ici que la surface libre de l'océan peut être considérée comme ergodique et que le nombre de longueurs d'onde extrait sur la sous-image en profondeur infinie est assez grand pour recréer un spectre comparable au spectre de houle. Une bouée de mesure est placée non loin de la zone d'étude et nous permet d'obtenir la valeur proche de la période pic de la houle au moment de la capture de l'image. Les données accessibles de cette bouée de mesure sont sous la forme d'un spectre de houle entre une heure avant la capture de l'image et une heure après (Figure 43). Ainsi ce spectre donne des informations précieuses sur les paramètres de la houle au moment le plus proche possible de la prise de vue par le SAR.

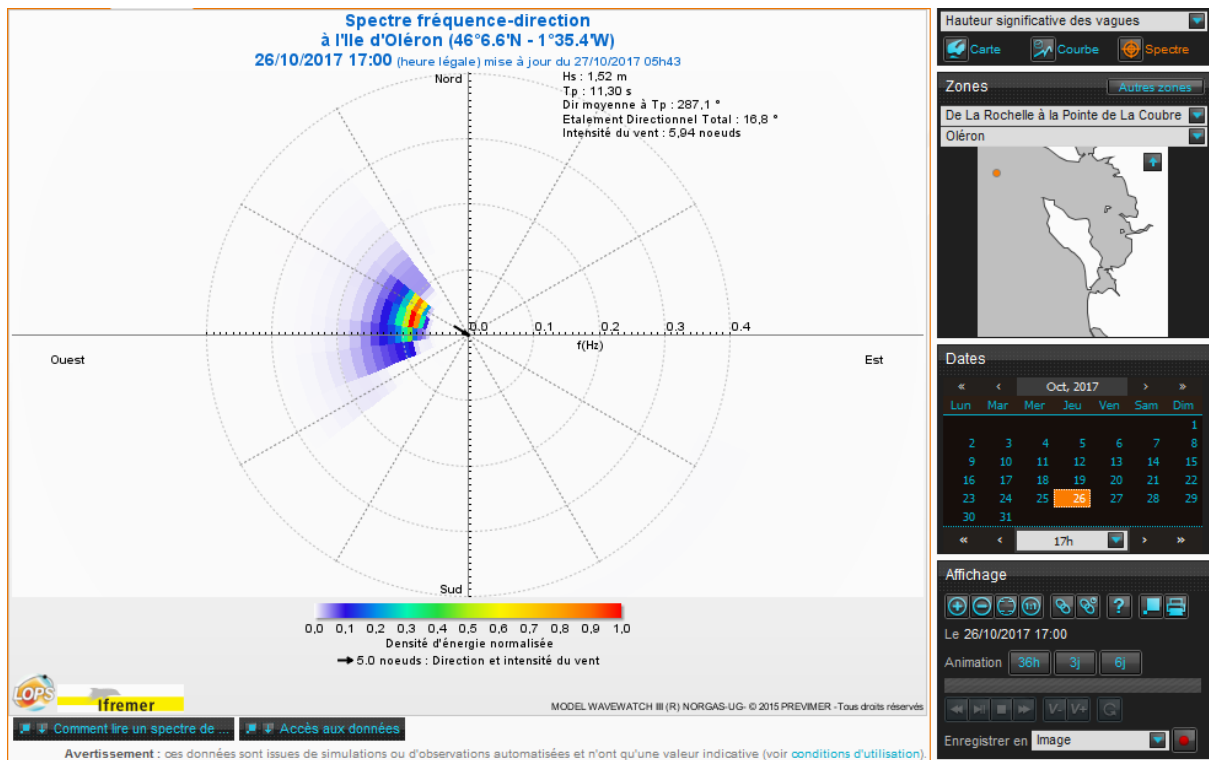


Figure 43. Spectre fréquentiel-direction de la houle issue de la bouée de mesure située au large de l'île d'Oléron au jour du 26/10/2017 à 17 h.

La méthode d'extraction des longueurs d'onde est appliquée à chaque sous-image en profondeur infinie, la comparaison entre les valeurs de la période extraite est présentée dans la Figure 44.

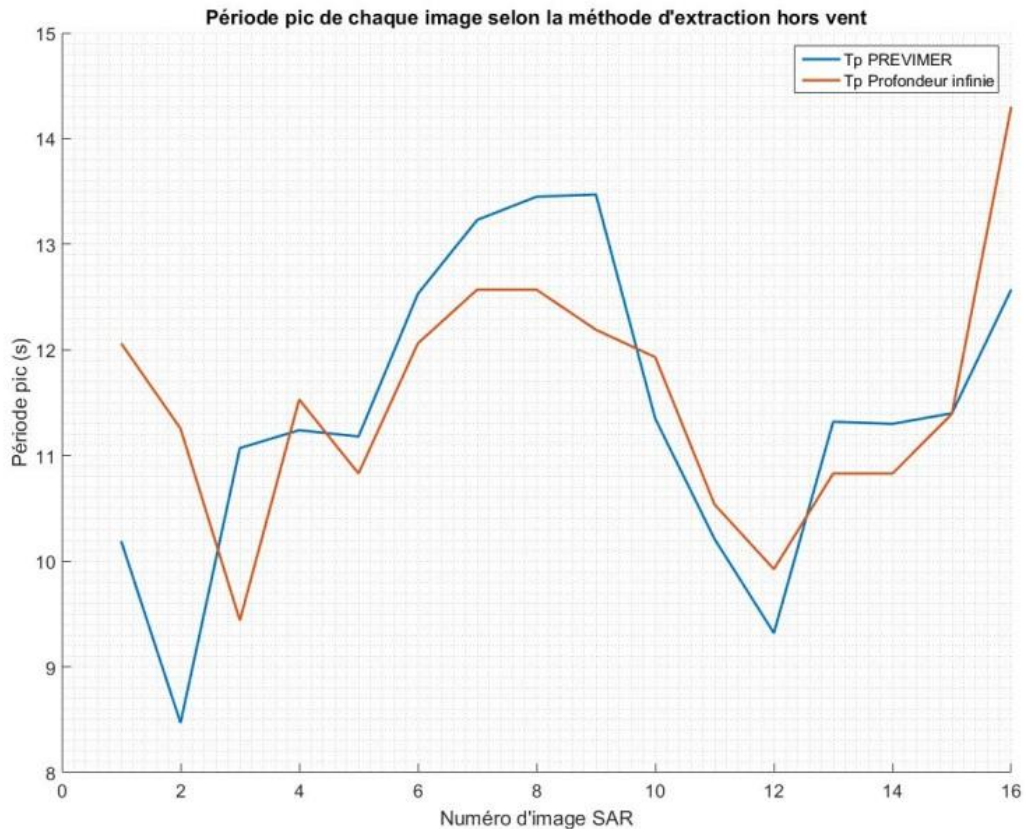


Figure 44. Extraction des valeurs de période pic avec la bouée de mesure (PREVIMER) et en profondeur infinie.

Ce qui ressort de l'extraction en profondeur infinie est une bonne corrélation. Les images 1 et 2 (Tableau 3) cependant montrent clairement une grande différence, inférieure à 2 secondes d'écart, entre les deux estimations. Cette période, considérée comme inchangée au cours de la propagation, sera utilisée dans la relation de dispersion linéaire pour l'extraction de la bathymétrie.

Un résultat est à noter dans l'estimation de ce paramètre. D'une part, la zone qui a été choisie pour estimer la période de la houle est située quelques kilomètres en amont de la zone d'étude. L'hypothèse d'une possible évolution du spectre de houle au cours de la propagation de celle-ci n'est pas à écarter. D'une autre part, chaque image choisie est capturée sur la zone Atlantique française dans les alentours de 18 h. Les spectres disponibles sur la base de données MARC sont donnés pour cette bouée à 17 h ou bien à 19 h. L'évolution du spectre peut avoir lieu en une heure également et peut expliquer une raison de l'écart trouvé entre les valeurs de période.

6.3.2. Estimation bathymétrique image par image

Pour faire une estimation de la bathymétrie sur chaque image, on va appliquer la méthode développée sur les surfaces libres dans le chapitre 5. De manière similaire, on va effectuer une rotation avant de prendre la sous-image sur laquelle on applique la CZT (Figure 45). La résolution des images est de 10 m. Pour rester dans la même résolution spatiale finale, j'ai choisi de faire un saut de 5 pixels entre deux fenêtres d'analyse successives (Figure 46). L'extraction finale donne une carte de longueurs d'onde avec une résolution spatiale de 50 m (Figure 47, Figure 48).

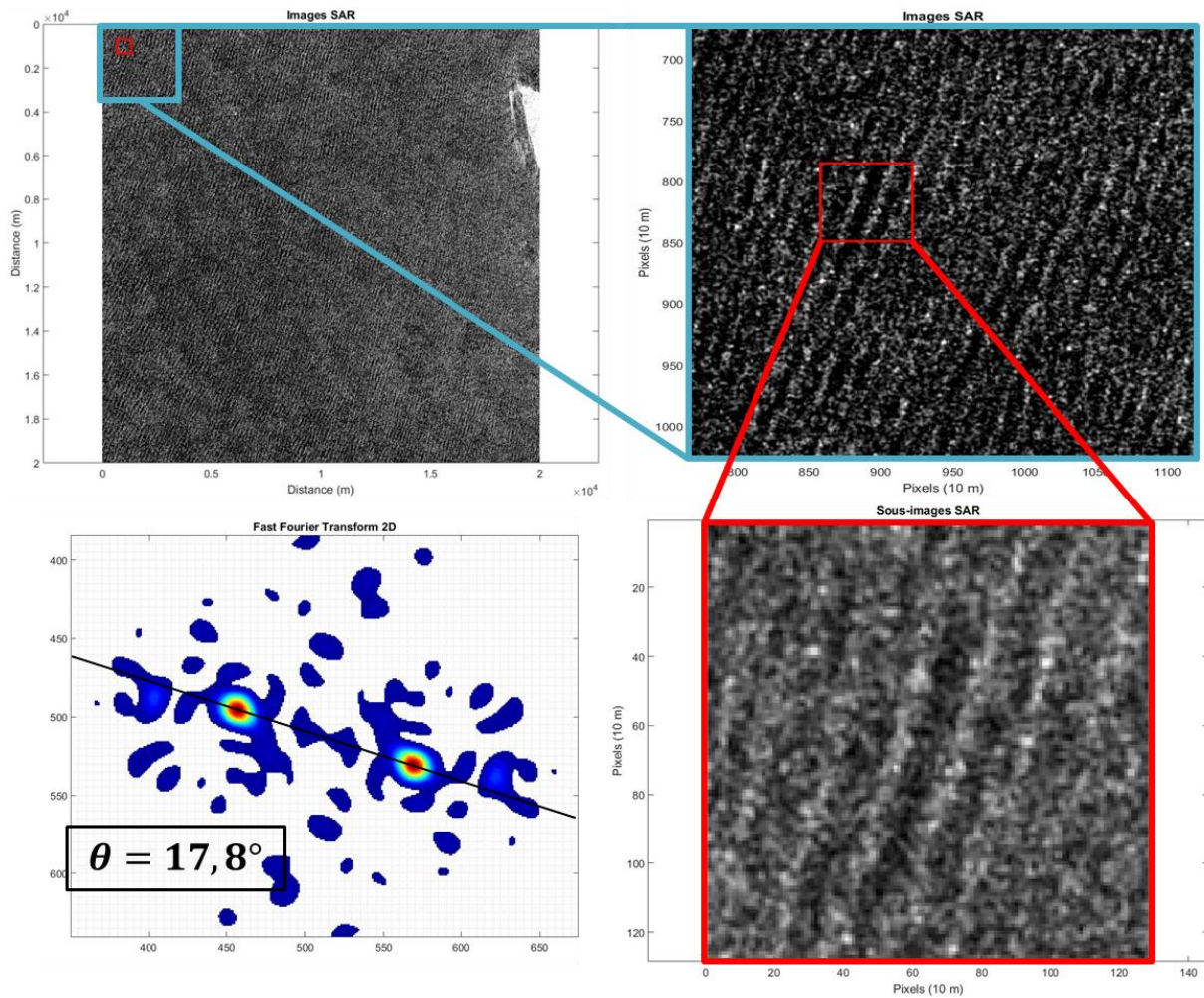


Figure 45. Première étape de la méthode : FFT2D sur une zone de l'image centrée sur le pixel auquel on attribuera une valeur de la longueur d'onde. Extraction de l'angle θ que fait la houle par rapport à l'image.

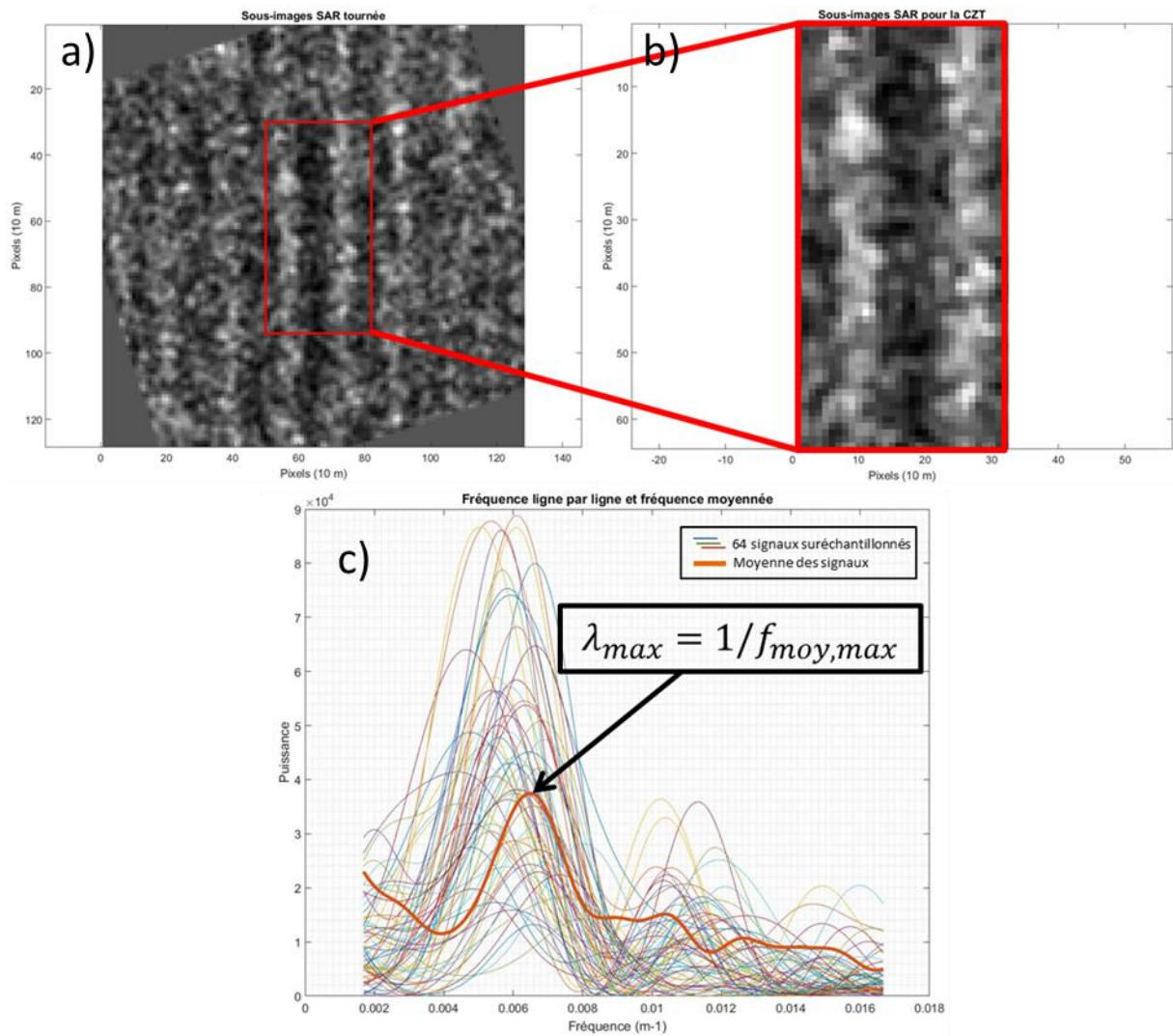


Figure 46. a) Sous-image tournée selon l'angle θ . b) sous-image choisie pour application de la CZT. c) Fréquences spatiales trouvées dans chaque ligne et moyenne de ces fréquences pour extraire λ_{max} qui sera utilisé dans la relation de dispersion.

Une fois les valeurs de période et longueurs d'onde extraites, la relation de dispersion linéaire est appliquée à chaque cellule pour en extraire la profondeur associée. Rappelons que cette relation est limitée par la fonction arctangente bornée entre -1 et 1. Ainsi lorsque l'association des valeurs de longueur d'onde et de période fait sortir la fonction de ses bornes, la profondeur n'est pas extraite et est représentée en blanc sur les Figure 47 et Figure 48.

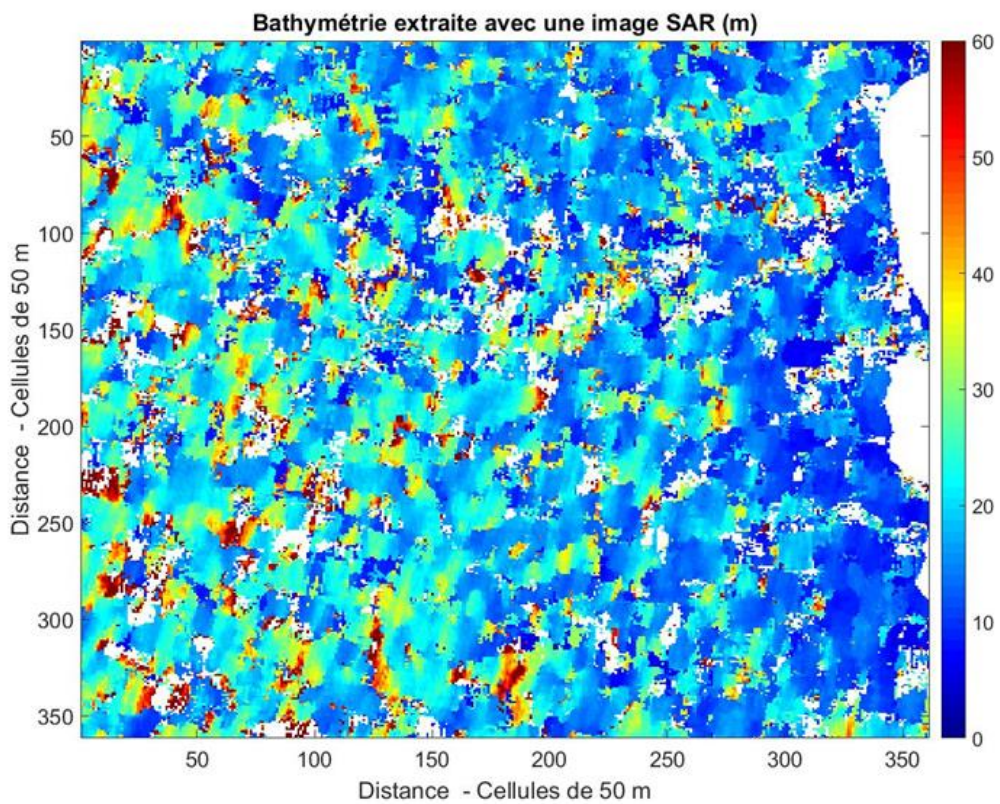
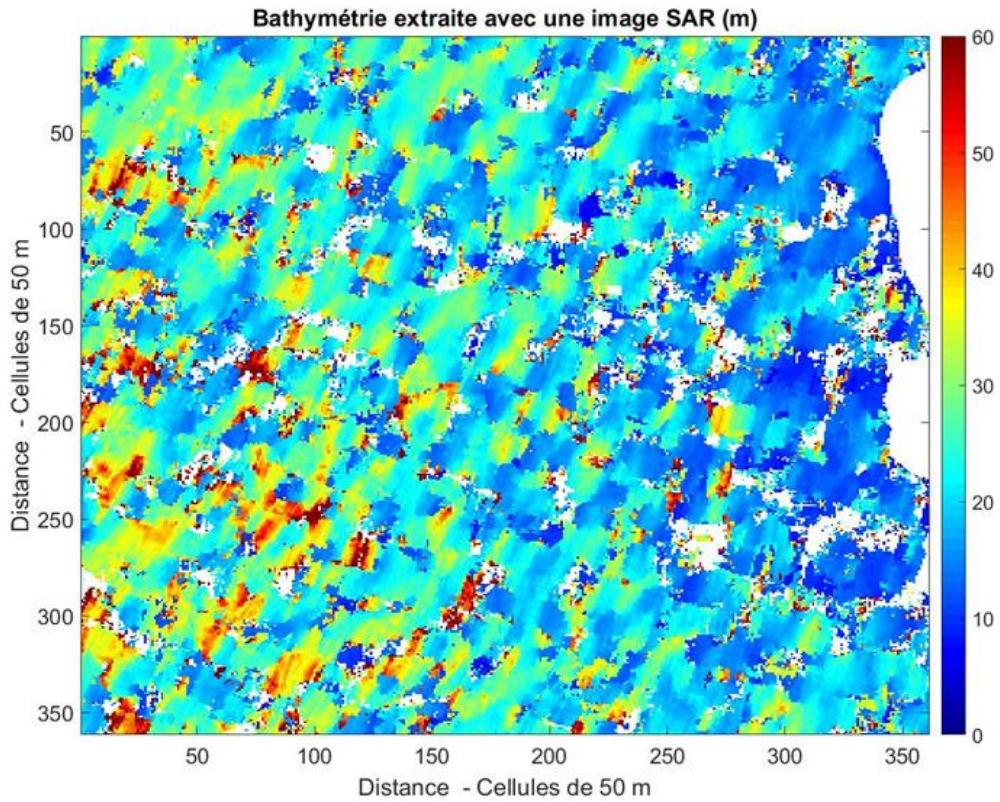


Figure 47. Estimation de la bathymétrie avec la méthode de la CZT sur une seule image SAR. En haut l'image n°1 en bas l'image n°2 (Tableau 3)

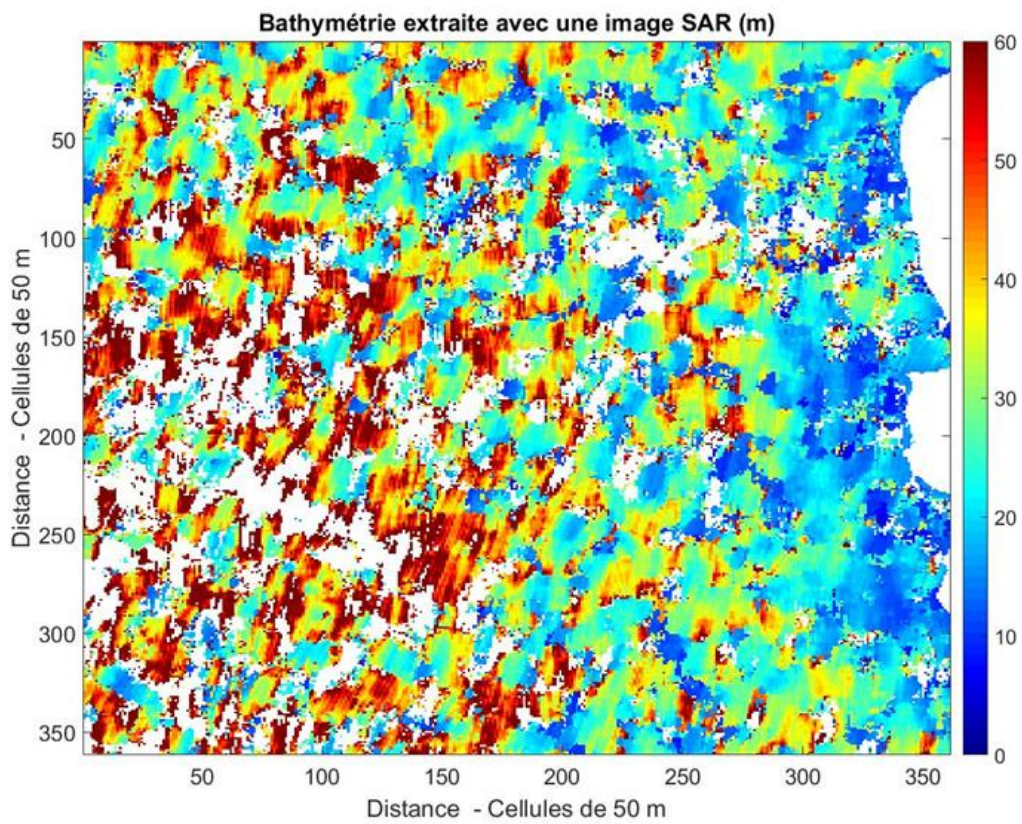
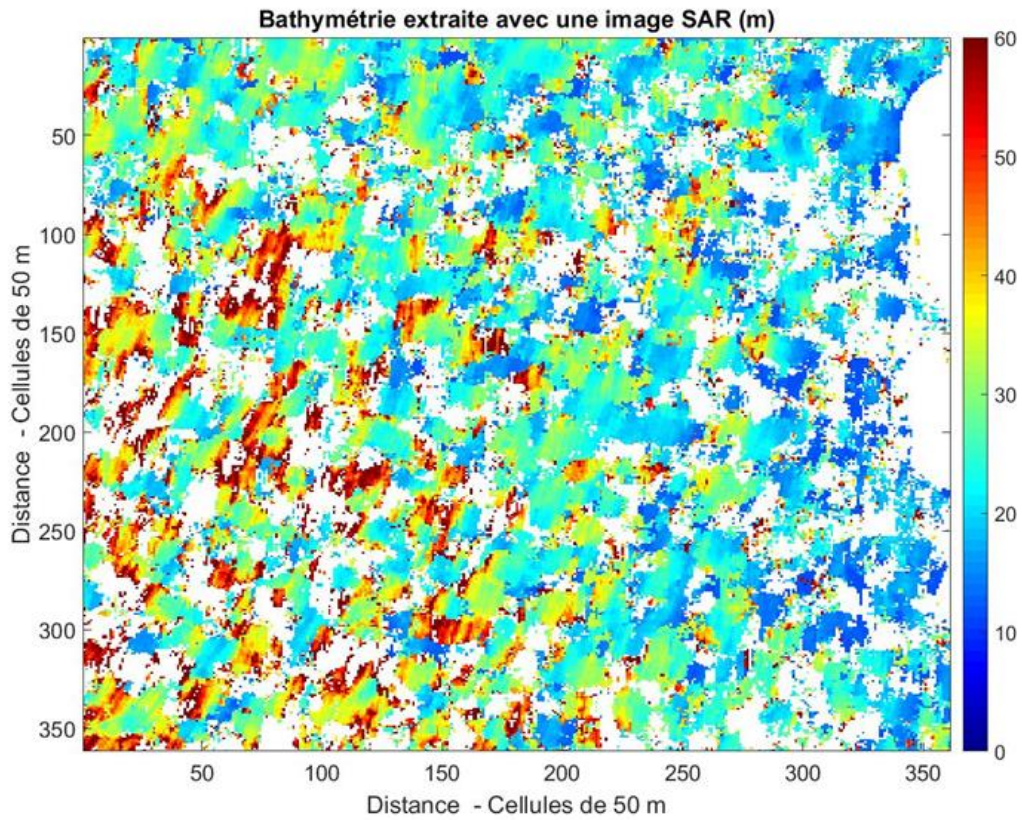


Figure 48. Estimation de la bathymétrie avec la méthode de la CZT sur une seule image SAR. En haut l'image n°5 en bas l'image n°6 (Tableau 3)

Plusieurs cas se présentent selon les images traitées. Dans l'ensemble des images, la partie supérieure droite est non extraite (pixels blancs). On trouve la côte de l'île d'Oléron dans cette partie de l'image.

Selon les images, l'estimation de la bathymétrie sera plus ou moins complète. Ce qui se dégage des différentes analyses est que plus l'angle que fait la houle avec le sens de vol du capteur est grand, plus les non-linéarités sont fortes. Il en résulte plus d'erreurs dans l'estimation des profondeurs. L'exemple de l'image n°5 (Figure 48 en haut) montre à quel point l'extraction des profondeurs peut être difficile si l'image est trop bruitée. Cependant, chaque image apporte une partie de l'information finale sur la même bathymétrie.

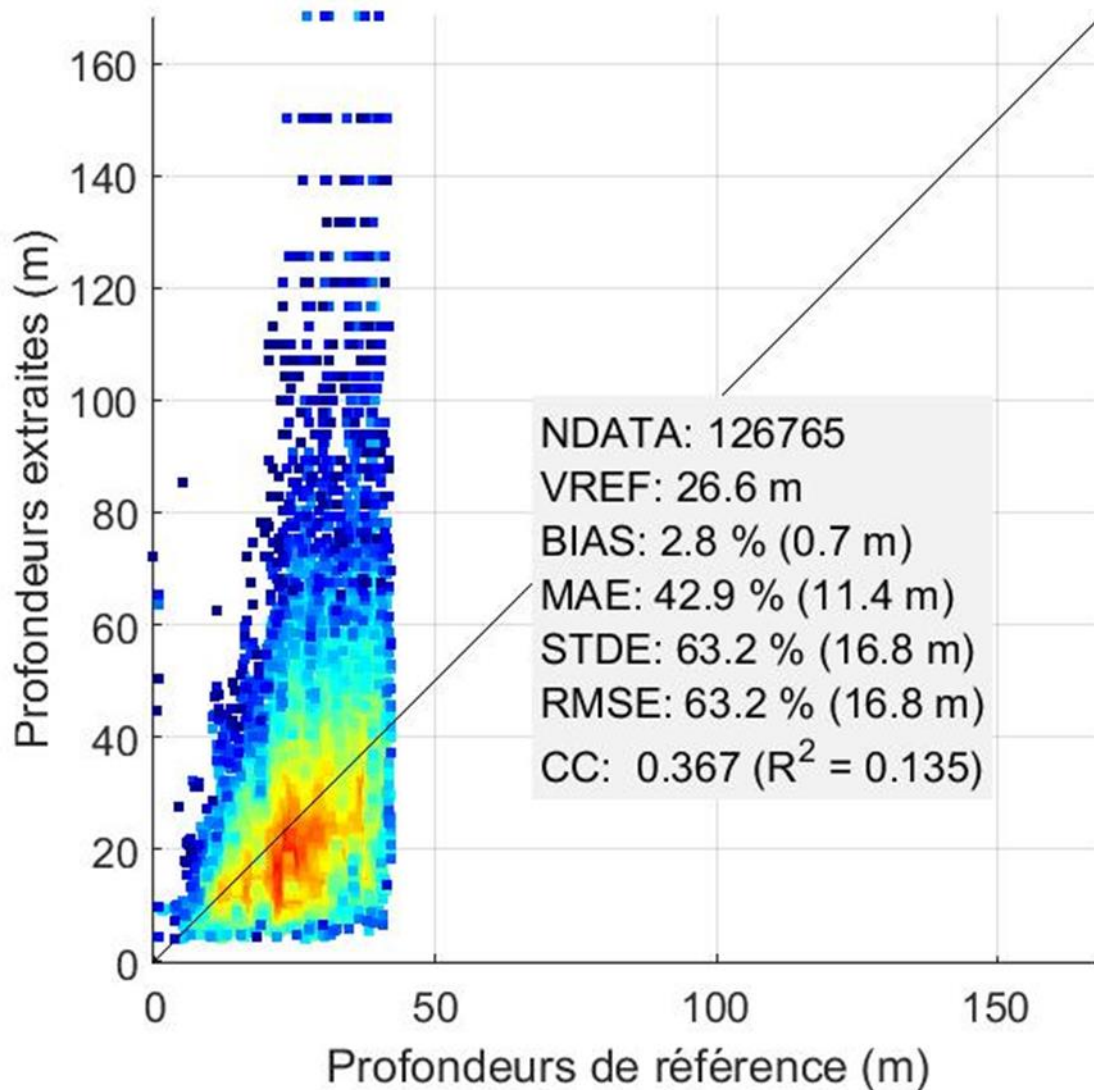


Figure 49. Statistiques sur l'estimation de la bathymétrie à partir d'une seule image SAR (Image n°16).

Comme on a pu le voir dans le chapitre précédent, l'application de cette méthode sur une seule surface ne permet pas d'estimer correctement la bathymétrie. Lorsqu'on regarde un exemple de résultats sur l'image SAR n°16 (Tableau 3), on remarque que les indices statistiques sont très faibles.

Il en va de même pour toutes les images prises une par une (Tableau 4), les cellules dans les grandes profondeurs (supérieures à 40 m) donnent des résultats très instables (Figure 49).

Tableau 4 : Analyse statistique image par image

	Nombre de points analysés	Profondeur de référence (m)	Biais (m)	MAE (m)	STDE (m)	RMSE (m)	Coefficient de corrélation
1	118372	27,01	-3,23	8,56	11,44	11,88	0,35
2	98260	27,07	2,41	8,58	12,53	12,76	0,43
3	31397	25,18	5,83	11,32	14,25	15,40	0,18
4	115649	26,88	-5,91	10,36	11,91	13,29	0,34
5	87167	27,08	2,32	9,13	12,98	13,19	0,41
6	106597	25,81	7,71	12,50	16,23	17,97	0,49
7	109401	26,97	-0,08	9,31	13,10	13,10	0,42
8	119182	26,91	-3,13	10,32	13,86	14,21	0,31
9	116449	26,39	7,59	13,09	17,23	18,82	0,36
10	109638	27,05	-1,52	9,14	12,85	12,94	0,36
11	50523	25,56	2,01	8,79	12,79	12,95	0,41
12	74098	27,33	-0,77	9,09	12,49	12,52	0,29
13	104393	26,84	-1,30	9,37	12,71	12,78	0,35
14	78781	26,28	5,40	11,17	14,85	15,80	0,31
15	92151	26,10	7,19	10,69	14,33	16,03	0,47
16	126765	26,61	0,74	11,41	16,81	16,83	0,37

Dans le Tableau 4, le nombre de points analysés correspond à ceux dont l'arctangente (équation 55) se situe dans les bornes $]-1, 1[$, c'est-à-dire ceux qui n'ont pas été marqués d'un pixel blanc dans les Figure 47 et Figure 48. Sur les 130321 points de la zone d'étude initiale, on remarque que certaines images (l'image n° 11 par exemple) apportent moins de la moitié des points de mesures ce qui joue sur la profondeur de référence. Cette profondeur est la moyenne des cellules de profondeur de la zone à extraire (hors pixels blancs) dans la bathymétrie de référence. Dans cette analyse, le biais peut parfois être très bon (Image n°7) car il prend en compte à parts égales les surestimations et sous-estimations dans le résultat final. La MAE, ou erreur absolue moyenne, est la moyenne arithmétique des valeurs absolues des écarts. Cet indice, comme l'écart type ou le RMSE est bien plus important car il prend en compte la totalité de l'erreur sans se soucier du signe. Le coefficient de corrélation est relativement faible pour toutes les images traitées.

6.4. Résultats

Une fois toutes les images traitées, on procède à l'étape finale de fusion de données pour parvenir à une meilleure estimation bathymétrique. De nombreuses méthodes de fusion de données existent. Dans le cadre de la simulation, j'ai exploré l'apport de la moyenne comme méthode de fusion de données pour améliorer la complétude et la qualité de la bathymétrie extraite. Dans le cas du traitement des données SAR, j'ai choisi d'explorer deux approches de fusion de données : la

moyenne et la médiane des bathymétries extraites cellule par cellule. Une approche intéressante peut aussi consister à utiliser une moyenne pondérée par un coefficient de qualité de la mesure.

6.4.1. Moyenne des différentes bathymétries

Comme décrit au paragraphe 5.3.2, j'ai effectué une moyenne de l'ensemble des bathymétries extraites sur chacune des images SAR. Une fois les bathymétries moyennées, pour d'analyser les résultats obtenus, je n'ai considéré que les profondeurs qui entrent dans le cadre de la théorie linéaire de la houle. On a vu dans le chapitre de définition de la houle que la théorie linéaire est valable sur l'intervalle :

$$\frac{\lambda}{2} < h < \frac{\lambda}{20} \quad (76)$$

Dans les faibles profondeurs, j'ai retiré de l'analyse toutes les profondeurs de la bathymétrie de référence inférieures à 15 m. Cette profondeur correspond au vingtième de la longueur d'onde de la houle la plus longue présente dans les images étudiées. La hauteur des vagues par rapport à la profondeur n'est plus une quantité négligeable d'autant plus que cette hauteur significative a tendance à augmenter avec la diminution de la profondeur.

Le résultat présent dans la Figure 50 correspond à la moyenne des estimations bathymétriques effectuées avec la méthode de la CZT à partir des 16 images SAR. Un premier constat visuel permet de se rendre compte que le résultat final est bruité mais fait état de la réalité de l'évolution bathymétrique de la zone étudiée.

Comme on a pu le voir Figure 48, l'estimation de la bathymétrie pour une seule image donne un résultat très bruité. Ce résultat provient de la méthode en elle-même et de l'utilisation d'une unique valeur de la période sur la totalité de la zone. Selon l'image traitée, la profondeur est tantôt surestimée, tantôt sous-estimée. La moyenne des 16 différentes estimations bathymétriques semble convenir pour une estimation finale de la bathymétrie du domaine étudié. Les indices statistiques en ce qui concerne l'estimation bathymétrique sont encourageants. Le biais total est de 20 cm pour une erreur quadratique moyenne et un écart type de 4,8 m. Le coefficient de corrélation reste assez faible et c'est ce qu'on observe dans la figure b de la Figure 50. Comme pour les résultats du modèle de simulation, les faibles profondeurs, entre 15 m et 20 m ont tendance à être surestimées. Les plus grandes profondeurs au-delà de 30 m semblent quant à elles être sous-estimées.

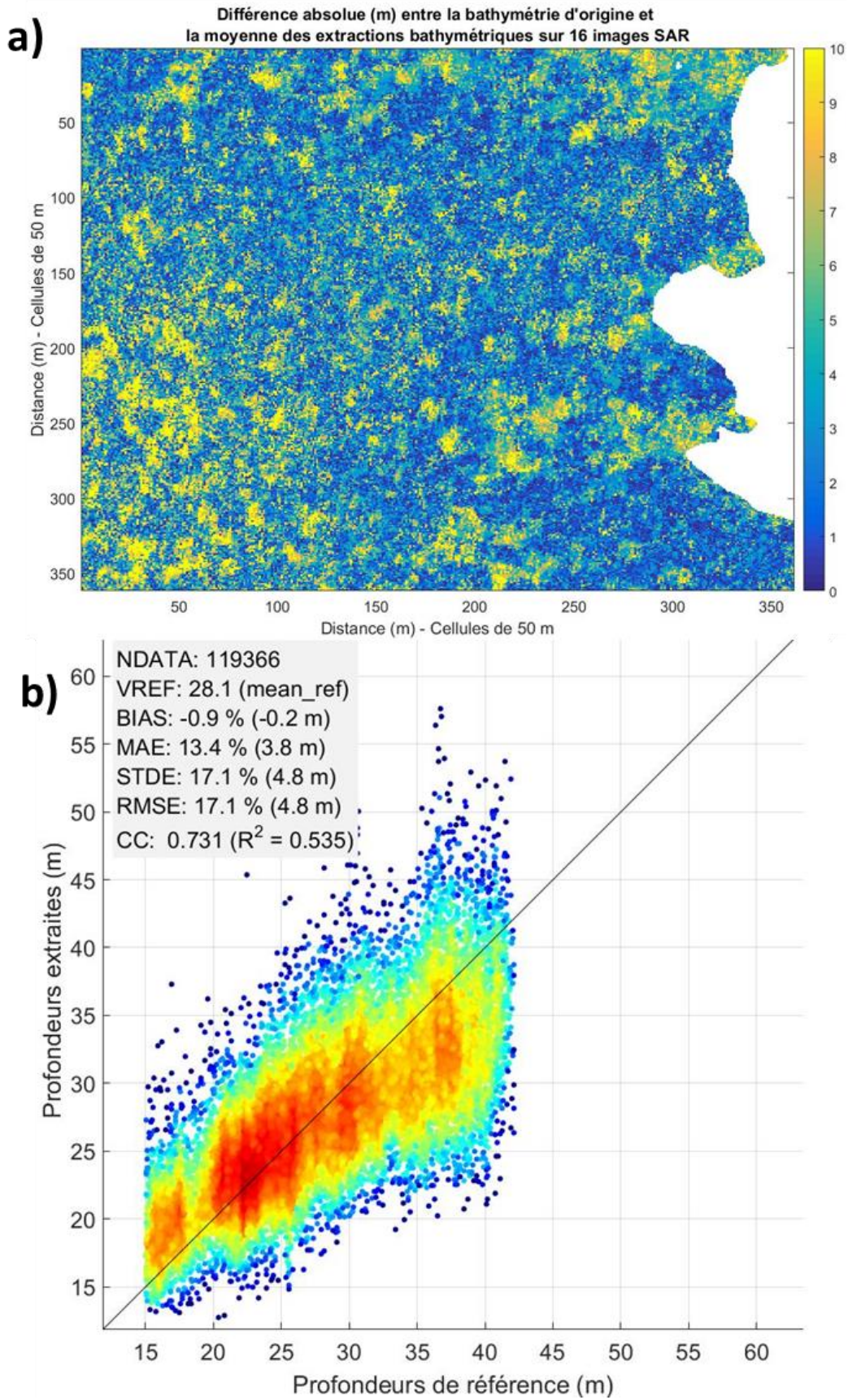


Figure 50. a) Différence absolue entre bathymétrie d'origine et moyenne des extractions sur 16 images SAR. b) Statistiques sur la carte bathymétrique finale moyennée

6.4.2. Médiane de bathymétries

Une autre approche de fusion de données que j'ai testée est basée sur l'utilisation de la médiane.

Le résultat de ce traitement n'est pas celui qu'on aurait pu imaginer. Les indices statistiques obtenus sont nettement moins bons que ceux obtenus avec la moyenne. Bien que les valeurs extrêmes soient retirées, on retrouve une plus grande différence entre la bathymétrie de référence et celle estimée, en particulier dans les grandes profondeurs. Le biais total passe ici à 40 cm, l'erreur quadratique moyenne et l'écart type sont de 5,3 m (Figure 51). Le coefficient de corrélation est encore plus faible avec la médiane qu'avec la moyenne.

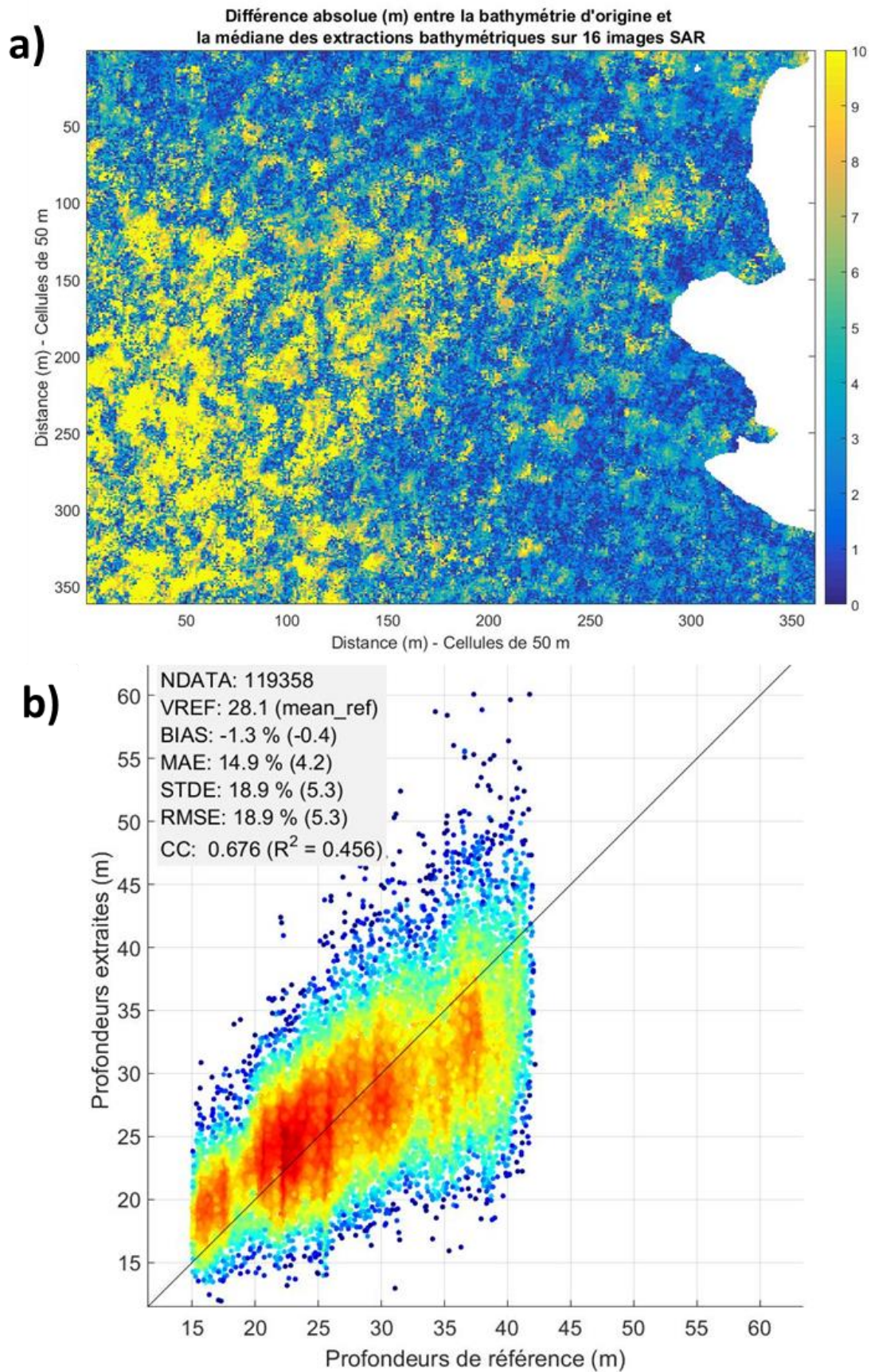


Figure 51. a) Différence absolue entre bathymétrie d'origine et médiane des extractions sur 16 images SAR. b) Statistiques sur la médiane des cartes bathymétriques estimées

6.4.3. Autres approches de fusion de données

Les premières approches simples utilisées pour combiner les bathymétries obtenues sur les images traitées de manière individuelles donnent des résultats intéressants. J'ai donc cherché à utiliser des approches plus élaborées. De nombreuses méthodes existent dans le domaine probabiliste par exemple. J'ai donc essayé plusieurs approches afin d'optimiser l'estimation de la bathymétrie à partir de multiples images SAR.

Dans un premier temps, j'ai tenté d'établir une corrélation entre la puissance du signal extraite par la CZT et l'erreur absolue trouvée dans l'estimation de la profondeur cellule par cellule. Il n'y a aucune corrélation ni avec la puissance du signal ni avec la largeur du pic extrait de cette analyse.

Pour la moyenne comme pour la médiane, il n'y a pas une participation égale de toutes les images SAR dans le résultat final. Pour la majorité des cellules, plus d'une douzaine d'images participent à l'estimation de la profondeur. Il y a assez de consistances dans le signal pour extraire une moyenne ou une médiane. Pour certaines cellules cependant, on a une estimation avec uniquement la participation de 6 à 7 images. Comme dans le modèle de simulation j'ai tenté de trouver une corrélation entre le nombre d'images qui participent au résultat final et la différence absolue entre la bathymétrie de référence et l'estimation. Pour chaque cellule, j'ai compté le nombre d'images participant à la valeur de la moyenne en cherchant une corrélation entre l'erreur absolue et le nombre de participation (Figure 53). Visuellement, on se rend compte que ce genre de corrélation n'existe pas. L'analyse statistique confirme bien ce résultat (Figure 55).

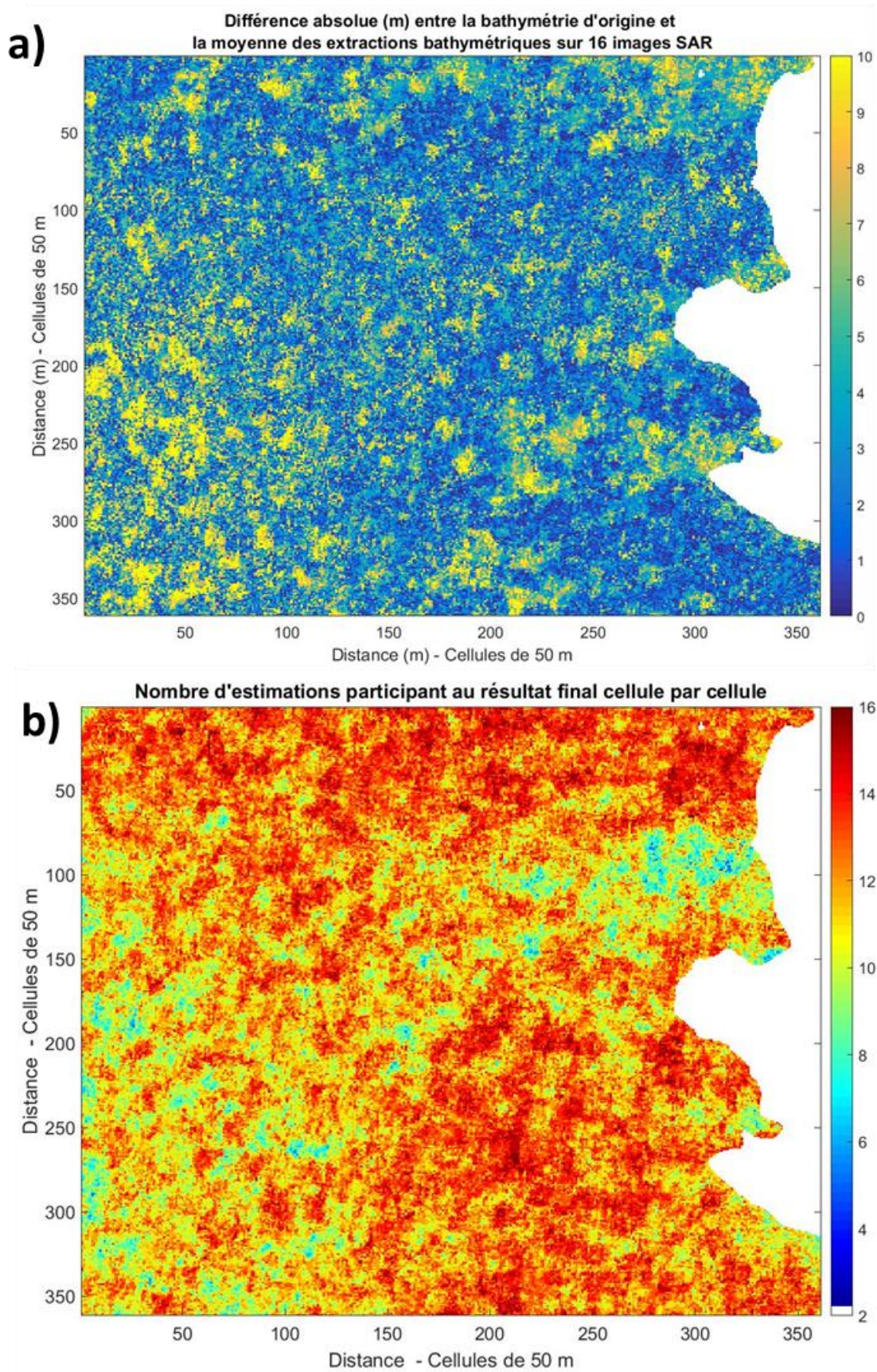


Figure 52. a) Différence absolue entre bathymétrie d'origine et moyenne des extractions sur 16 images SAR. b) Nombre d'images participant au résultat final dans chaque cellule.

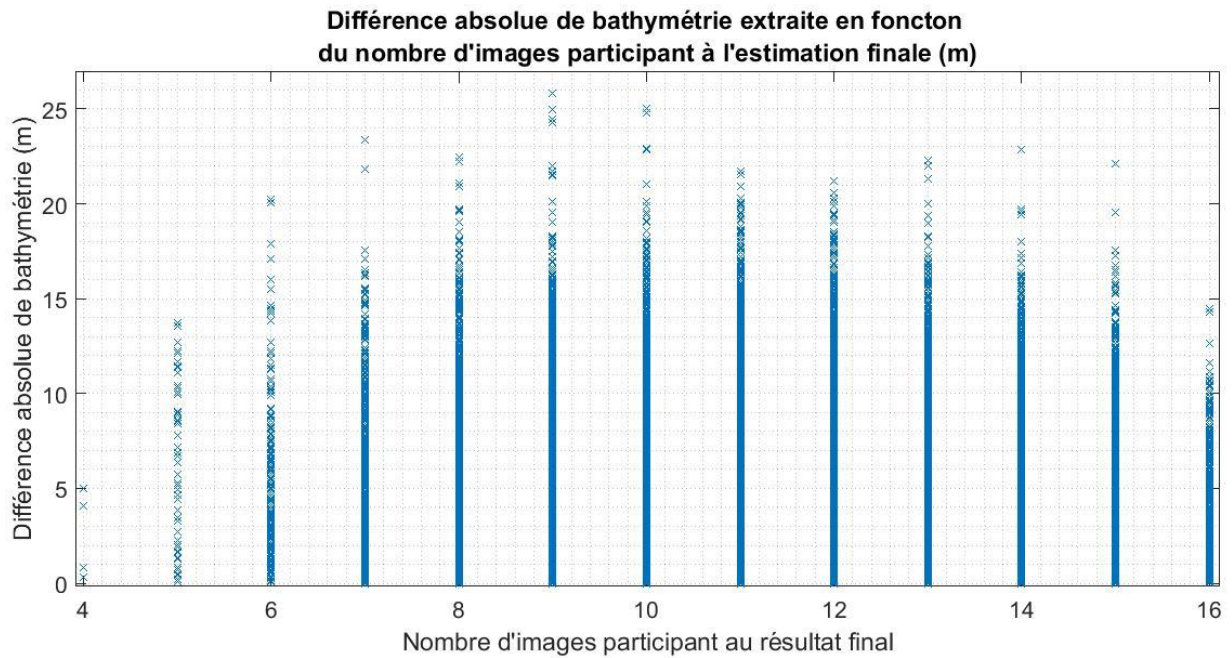


Figure 53. Analyse statistique cellule par cellule de la différence de bathymétrie estimée en fonction du nombre d'images participant à la carte bathymétrique finale.

J'ai cherché dans un dernier temps à appliquer une autre approche de fusion de données dans laquelle je pourrais affecter des coefficients à chaque carte bathymétrique extraite en fonction du nombre de cellules non extraites. Dans la plupart des cas, les cellules non extraites dans l'application de la méthode d'estimation correspondent aux cellules dans lesquelles l'imagerie SAR ne peut plus être considérée comme linéaire. L'image numéro 3 dans le Tableau 4, par exemple, ne se comporte de manière linéaire que dans à peine un quart des cellules.

J'ai calculé le pourcentage de cellules extraites dans chaque estimation bathymétrique. Le pourcentage final correspond au coefficient que j'ai attribué à chaque image dans la moyenne pondérée que j'ai faite par la suite :

$$\bar{m} = \frac{\sum_{i=1}^n \alpha_i m_i}{\sum_{i=1}^n \alpha_i} \quad (77)$$

Où chaque α_i correspond au poids statistique affecté à chaque valeur m_i .

Les résultats d'une moyenne pondérée en fonction des cellules non extraites dues principalement aux non-linéarités de l'imagerie SAR ne sont pas probants. Cette moyenne pondérée accentue la sous-estimation des profondeurs importantes (Figure 54). On retrouve ce résultat dans l'analyse statistique de la Figure 55. Tous les indices statistiques deviennent moins bons.

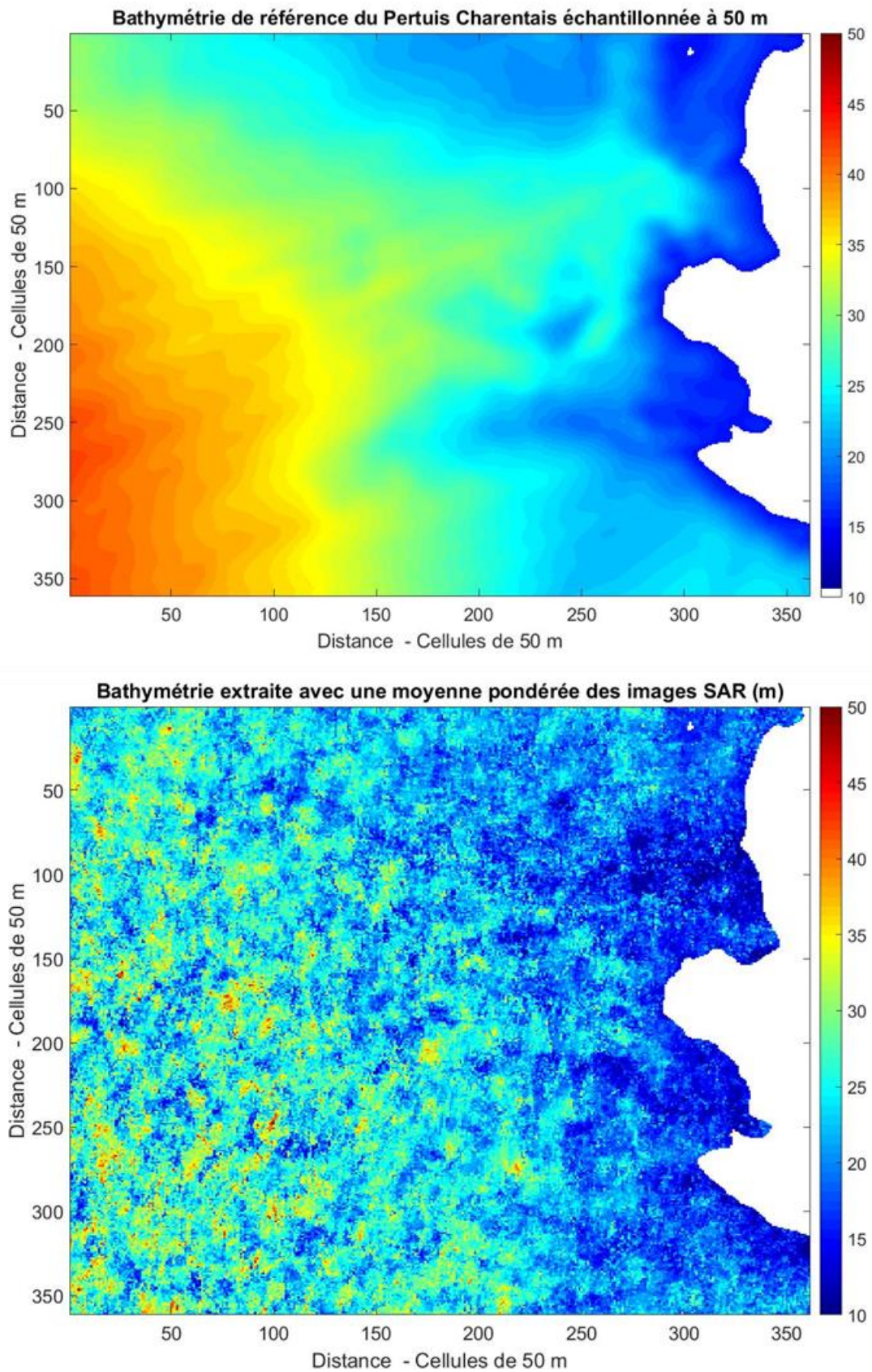


Figure 54. Bathymétrie de référence ré échantillonnée à 50 m et bathymétrie extraite à partir de la moyenne pondérée des extractions sur 16 images SAR.

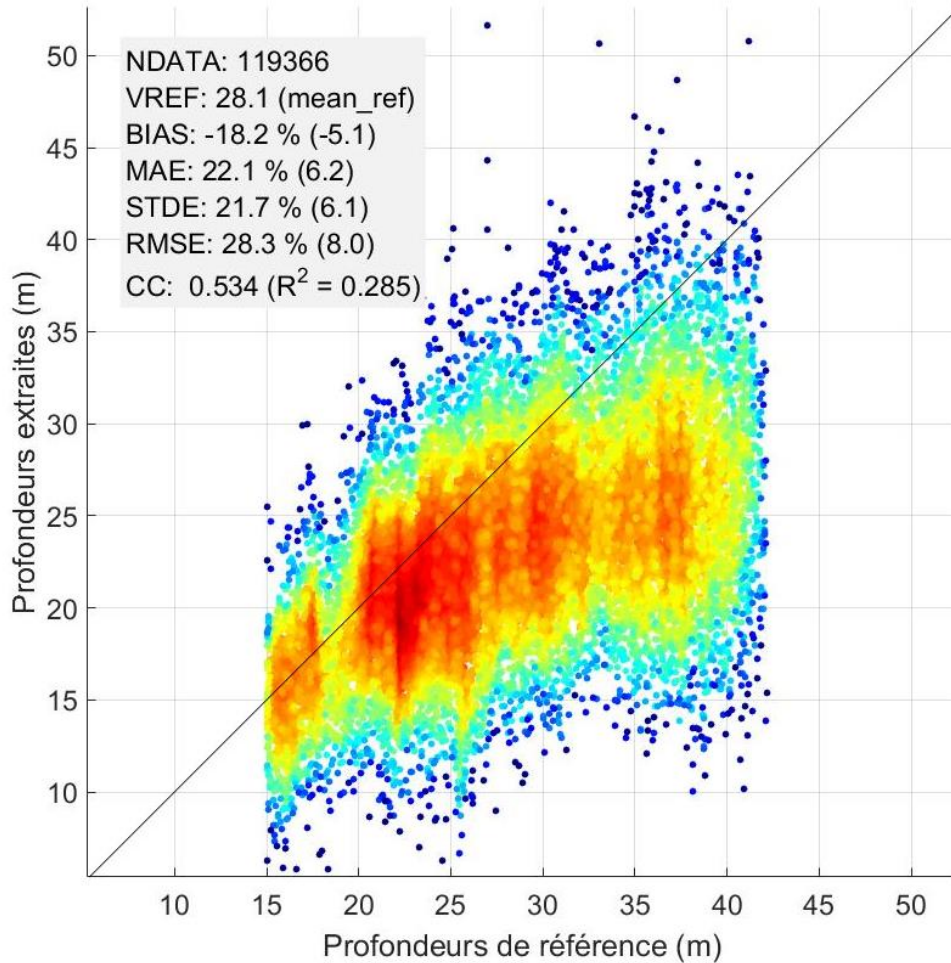


Figure 55. Statistiques de la carte bathymétrique estimée avec une moyenne pondérée des différentes estimations en fonction des non-linéarités dues à la transformation SAR.

Plusieurs autres possibilités existent dans le domaine de la fusion de données. Pour le moment je n'ai pas réussi à trouver la combinaison qui semble apporter un résultat plus optimal que celui de la moyenne pure et simple des différentes estimations.

6.4.4. Analyse de la méthode appliquée aux images SAR

L'objectif principal de la CZT est d'estimer une valeur de la longueur d'onde vague par vague. Dans cette méthode, entre deux fenêtres d'analyse successives on peut trouver deux longueurs d'onde relativement éloignées. Ces erreurs inhérentes à la méthode se retrouvent sur le résultat de l'estimation de la profondeur sur une image seule (Figure 47, Figure 48).

La théorie linéaire de la houle qui est utilisée dans la méthode d'estimation de la profondeur possède des limites. La réalité de ce qu'est la houle est assez éloignée du cas de sinusöide parfaite décrite dans la théorie linéaire. La surface libre est formée d'une multitude de vagues avec des amplitudes, fréquences, phases et angles différents. L'aspect de la surface libre réelle de l'océan est très aléatoire, même si celle-ci est prédominée par une certaine direction et fréquence. Toutes les vagues qui constituent la surface participent à la création du spectre de houle dans lequel on retirera les valeurs de période et de hauteur spécifique. Aussi, une longueur d'onde plus grande que les autres

issues d'interférences de vagues particulièrement constructives ou destructives en un point ne sera pas représentative des paramètres de la houle qui se propage.

Les principales sources de l'incertitude dans l'estimation de la bathymétrie correspondent aux profondeurs faibles et celles au-delà de 40 m environ. En ce qui concerne les faibles profondeurs, on peut penser que la surestimation des profondeurs est due à l'application de la théorie linéaire. Si l'on reprend la définition des différentes houles (Figure 20) on s'aperçoit que plus la profondeur est faible, relativement à la longueur d'onde et la hauteur de houle, plus on se rapproche des théories non linéaires de la houle. L'application de la méthode pour ces profondeurs pourrait ainsi être inadéquate. En ce qui concerne les profondeurs plus importantes, l'incertitude semble provenir cette fois directement de l'utilisation de la relation de dispersion linéaire de la houle. Comme on a pu le voir dans cette relation, la fonction interne à l'arctangente est bornée (Figure 56). Théoriquement, la profondeur trouvée en fonction de la période et la longueur d'onde est fixée. Cela dit, on peut voir dans la seconde figure de la Figure 56 que selon la valeur de la période on peut estimer des profondeurs plus ou moins grandes.

Si je prends l'exemple d'une houle de 12 secondes, on peut atteindre une profondeur de 50 m avec une longueur d'onde de 205 m. Pourtant, si l'estimation de la longueur d'onde est de 215 m, on va estimer la profondeur à 64,8 m. Cet exemple montre à quel point les profondeurs importantes sont délicates à estimer tant une faible incertitude dans l'estimation de la longueur d'onde entraîne une forte incertitude dans celle de la profondeur. Le second point que l'on remarque est le dépassement rapide des bornes de l'arctangente en ce qui concerne les grandes profondeurs. Si la CZT estime une longueur d'onde qui fait sortir la fonction de ses bornes, c'est majoritairement pour grandes profondeurs (hors bruits dus à l'imagerie SAR). Une grande partie des estimations des grandes profondeurs sont des sous-estimations puisque les valeurs se trouvant au-dessus sont automatiquement exclues des bornes de la fonction arctangente.

On a donc une participation plus importante des sous-estimations de chaque image dans le domaine de grandes profondeurs. Lorsqu'elles sont moyennées, on sous-estime d'autant plus la profondeur. Dans les profondeurs plus faibles, on trouvera plus aisément des sous-estimations et surestimations qui, en appliquant la moyenne, ramènent la profondeur estimée vers les valeurs attendues.

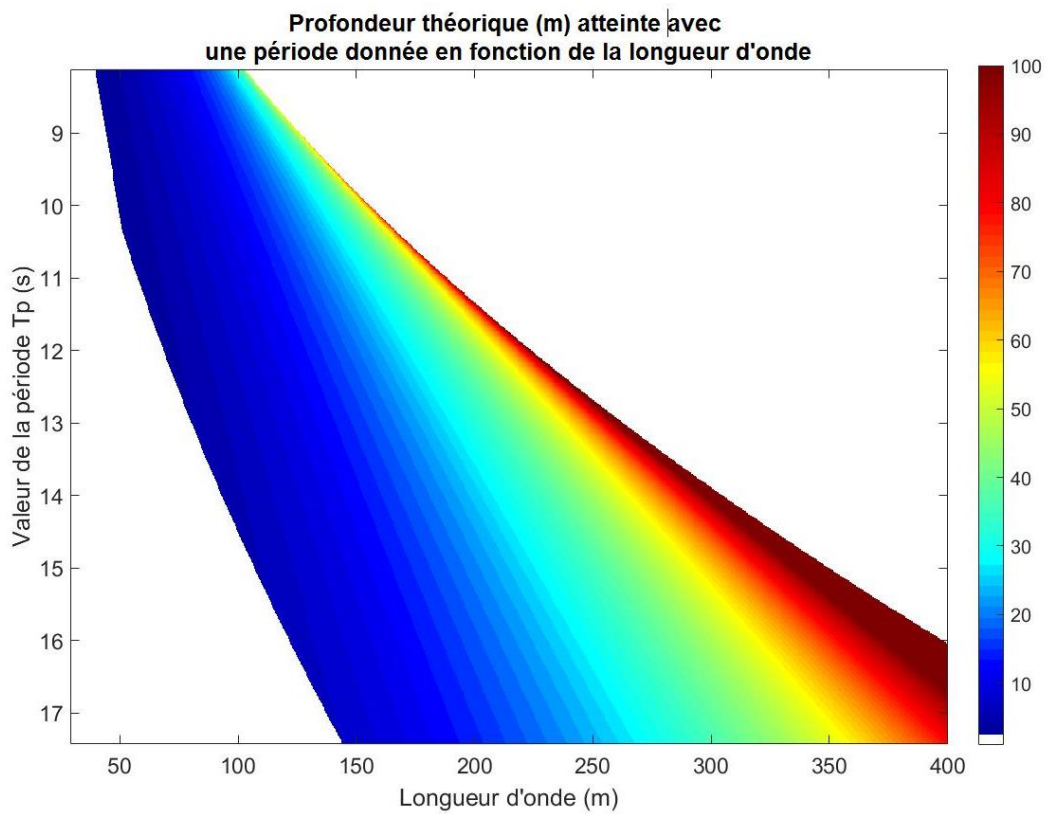
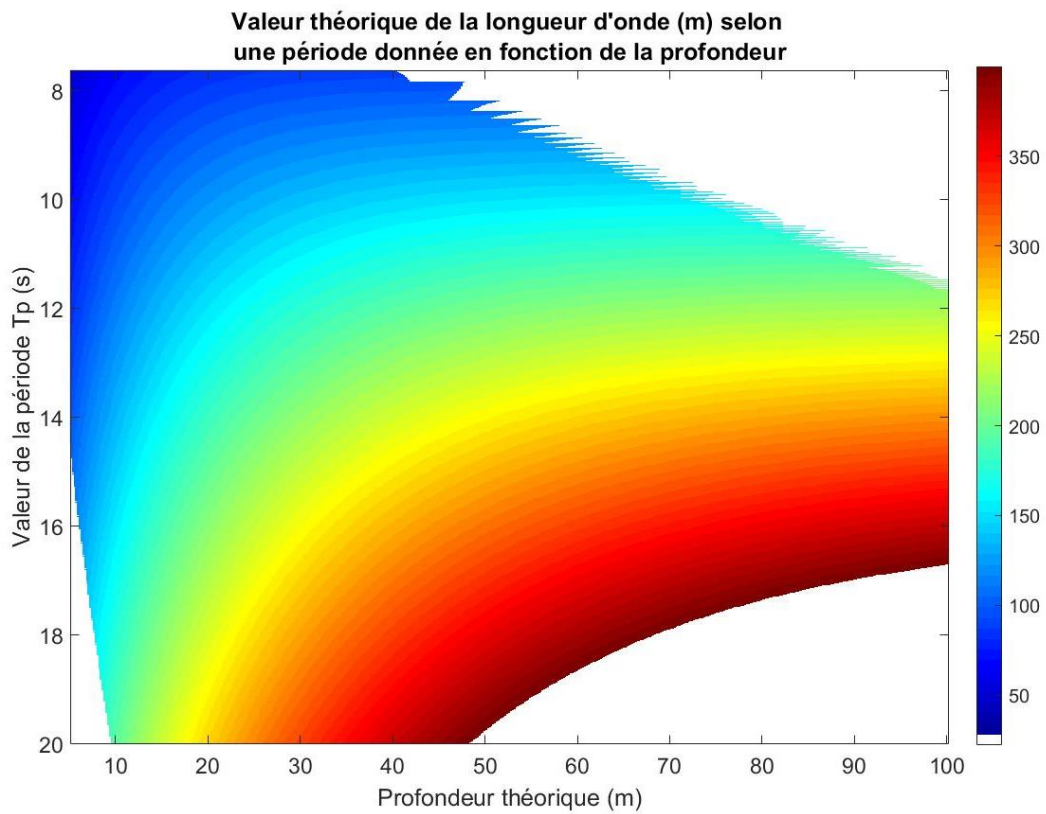


Figure 56. (haut) : Représentation théorique de la valeur de la longueur d'onde en fonction de la profondeur et la période. (bas) : Profondeur atteinte avec une certaine valeur de période et de longueur d'onde.

6.5. Filtrer les résultats, une bonne idée ?

Lorsqu'on regarde les résultats issus de la moyenne des estimations bathymétriques, on remarque un grand nombre de hautes fréquences dans la bathymétrie finale. Pour un utilisateur, une carte bathymétrie comme la Figure 57 est peu utilisable. Lorsqu'on compare la bathymétrie de référence ré-échantillonnée à 50 m, on voit bien à quel point les variations rapides dans la bathymétrie sont absentes (Figure 57). Lorsqu'on fait passer un filtre gaussien sur les résultats, on peut alors retrouver une carte bathymétrique plus proche de la bathymétrie de référence. Les indices statistiques vont d'ailleurs dans le même sens puisqu'ils s'améliorent considérablement.

Même si les indices statistiques montrent une nette amélioration de l'estimation bathymétrique (Figure 59) dans l'ensemble après le passage de filtre gaussien, on peut noter que la perte d'informations peut être conséquente dans certaines zones (Figure 58). Le résultat visuel est l'accentuation des surestimations et sous-estimations vues précédemment. Il faut ajouter à cela certaines zones qui semblaient être représentatives de la bathymétrie de référence lorsque l'estimation finale était bruitée. Le filtre gaussien lisse les profondeurs estimées dans ce type de zone jusqu'à les faire disparaître.

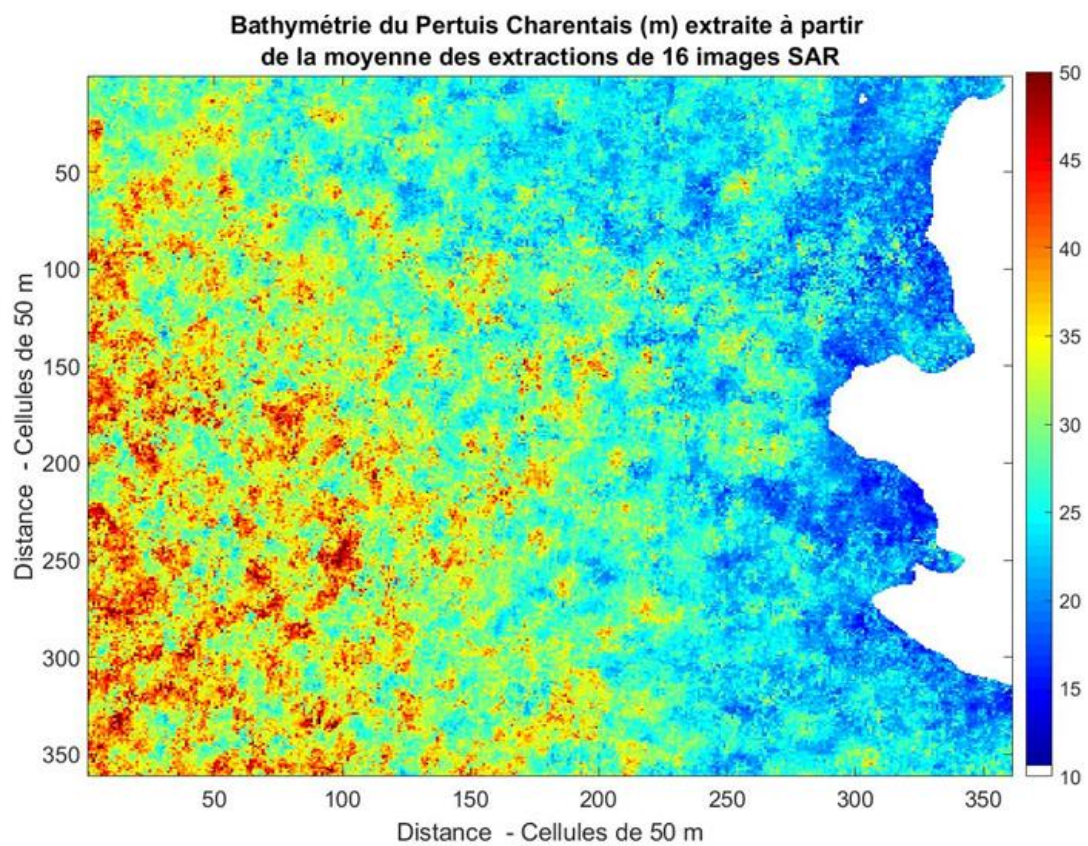
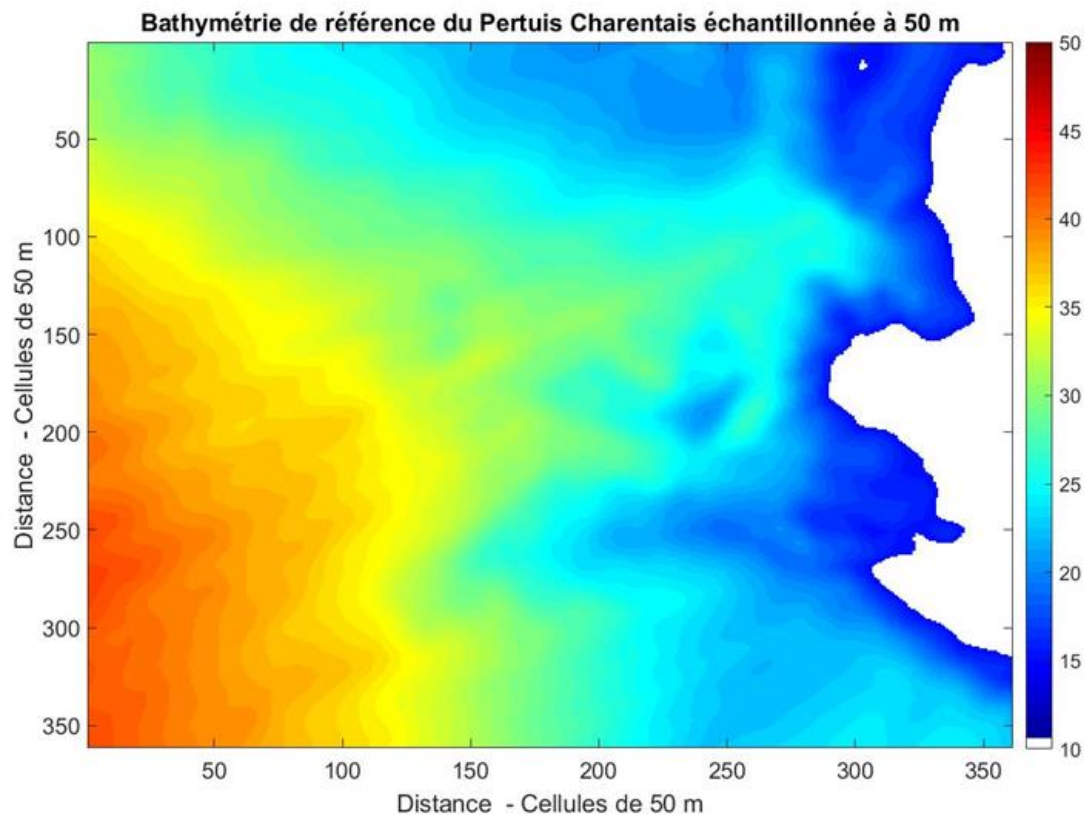


Figure 57. Bathymétrie de référence ré échantillonnée à 50 m et bathymétrie finale issue de l'estimation sur les 16 images SAR moyennées.

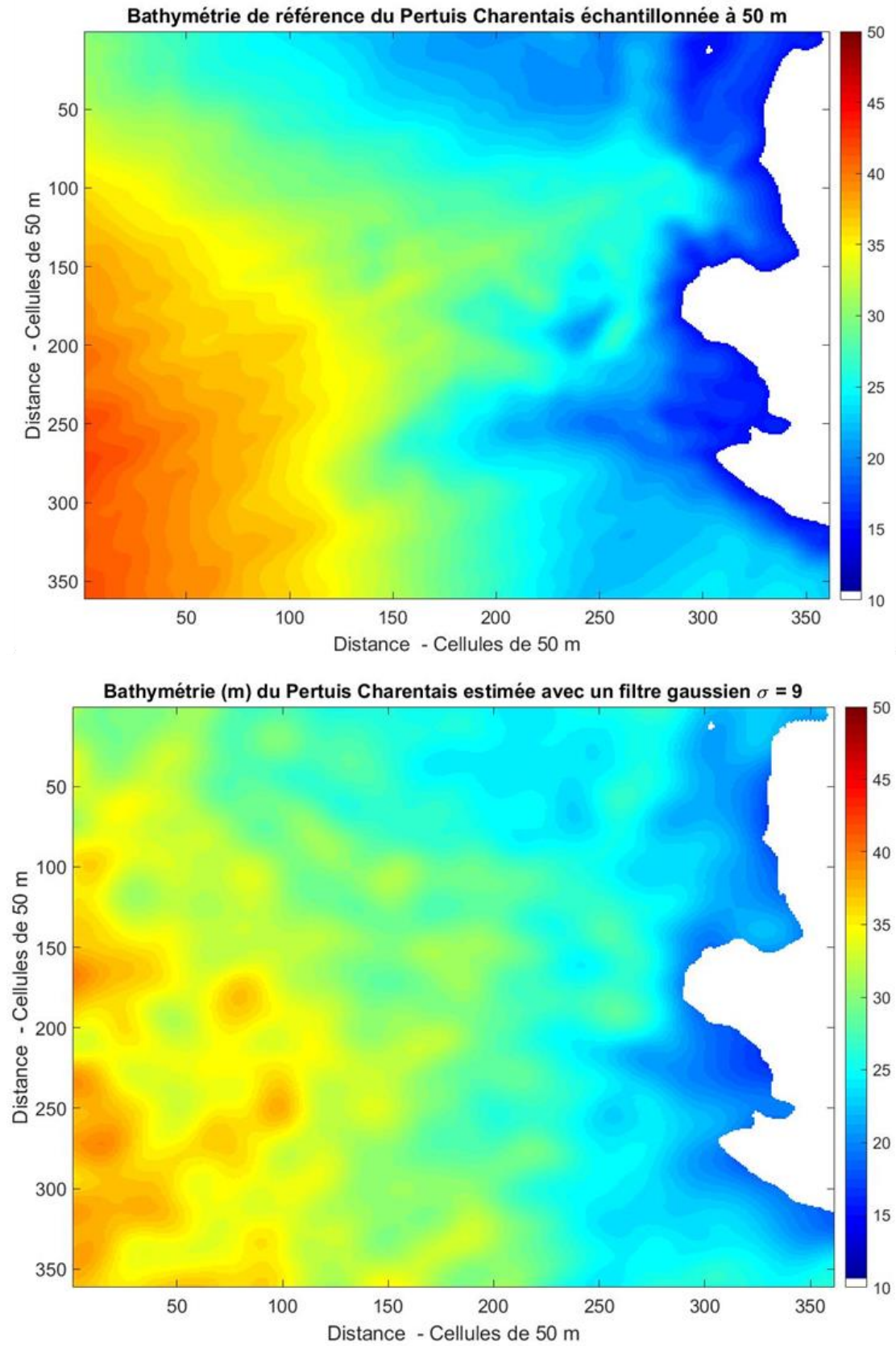


Figure 58. Bathymétrie de référence ré échantillonnée à 50 m et bathymétrie extraite à partir de l'extraction sur 16 images SAR moyennées après le passage d'un filtre gaussien.

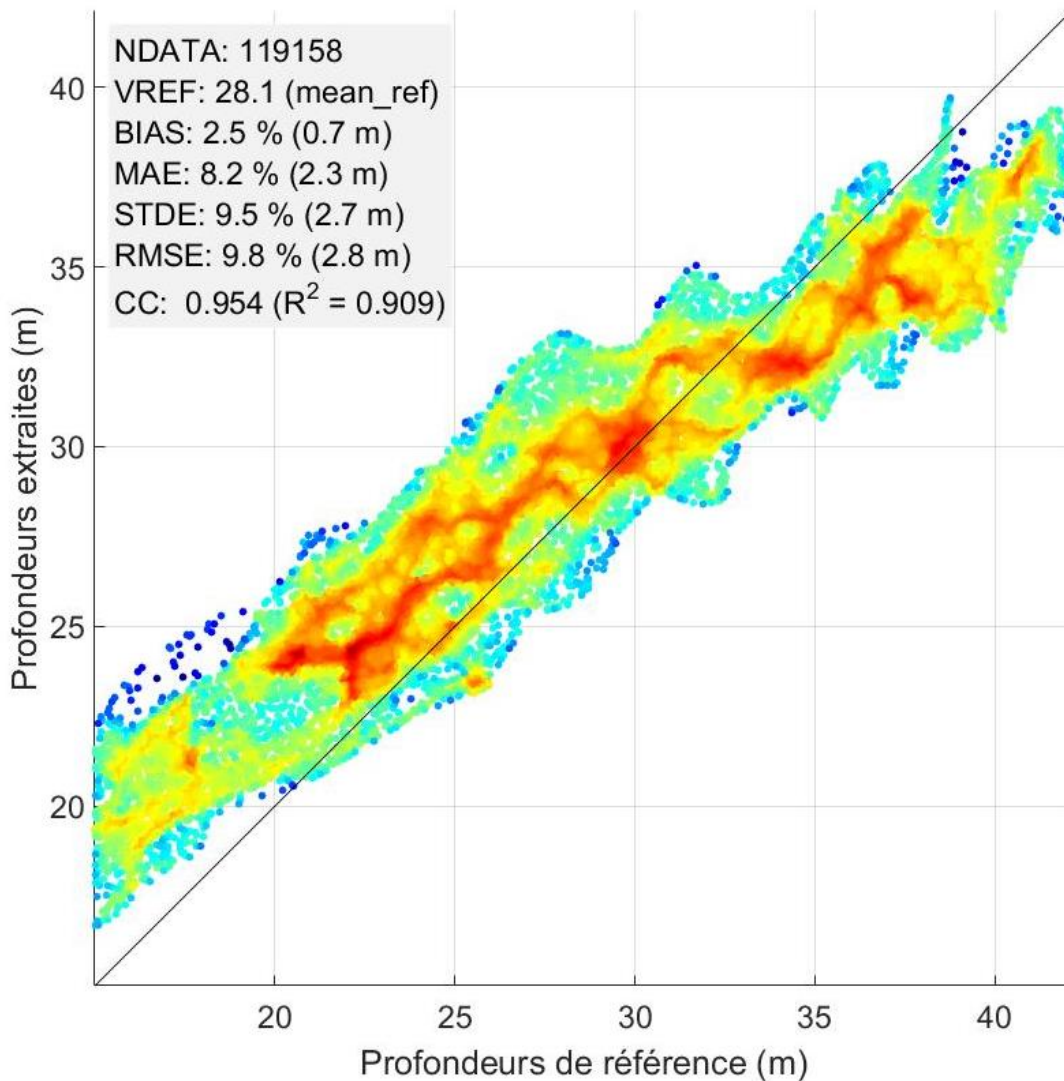


Figure 59. Statistiques sur la moyenne des cartes bathymétriques estimées après le passage d'un filtre gaussien.

6.6. Discussion

L'utilisation de la méthode que j'ai choisie pour l'estimation d'une carte bathymétrique à partir de plusieurs images SAR donne des résultats très satisfaisants dans une certaine gamme de profondeurs (20-35 m). Le filtrage par une gaussienne de la bathymétrie obtenue réduit énormément la dispersion et permet de l'utiliser comme bathymétrie d'entrée dans des modèles de calculs de ressources marines. La méthode basée sur une simple CZT est relativement robuste. Certaines questions cependant restent en suspens. On souhaiterait savoir si une méthode de fusion de données pourrait permettre d'obtenir de meilleurs résultats. Si l'observation de l'estimation image par image (Figure 47, Figure 48) donne cet aspect de patches dus aux non-linéarités de la transformation SAR, estimer ces non-linéarités permettrait de réduire les erreurs d'estimation de la longueur d'onde. Estimer les non-linéarités n'est cependant pas simple sur une image SAR de l'océan.

On connaît néanmoins grâce aux équations qui régissent la transformation SAR, l'importance de l'angle de propagation de la houle dans cet apport non linéaire. La méthode que j'ai choisi d'utiliser est applicable pour les houles se déplaçant majoritairement dans la direction radiale. C'est là une des principales limites à l'application de ma méthode, mais également de toute méthode qui prend la propagation de la houle comme base de réflexion.

Pour les besoins de cette étude, j'ai choisi des images SAR dans lesquelles on pouvait voir visuellement les vagues de houle se propager. Sur l'océan Atlantique, en particulier au large de l'île d'Oléron, il est possible de trouver un grand nombre d'images capturées à des instants propices à l'imagerie de la houle dans des conditions quasi linéaires. Sur certaines images, il n'est pas possible d'observer visuellement la houle. Ces images cependant pourraient apporter des informations supplémentaires. Dans le paragraphe 5.3.2 sur l'utilisation du modèle de simulation, on a vu qu'il semblait y avoir une valeur tangente de RMSE d'environ 3 m (Figure 37) représentant une résolution verticale qu'il semble difficile à dépasser. Dans le cas de l'utilisation des images SAR, le nombre de cellules non extraites dues aux non-linéarités de l'imagerie SAR retire beaucoup d'informations. L'étude des 16 images que j'ai pu traiter mène à un résultat satisfaisant. La valeur du RMSE atteinte 2,8 m (Figure 59), permet d'espérer de meilleurs résultats en traitant une plus grande quantité d'images.

7. Conclusion

L'objectif principal de cette thèse est l'amélioration de la connaissance de la bathymétrie dans le but d'aider au développement des Energies Marines Renouvelables.

Pour estimer une profondeur à partir des grandeurs caractéristiques de la houle, j'ai fait l'hypothèse de considérer la houle avec une théorie linéaire. Selon cette théorie, l'évolution des paramètres de la houle en fonction de la profondeur est régie par la relation de dispersion linéaire. A partir de cette relation, la connaissance des paramètres de longueur d'onde et de période de la houle permet d'estimer la profondeur en un point donné. J'ai fait appel à un modèle de simulation de la surface libre de l'océan afin de définir une méthode d'estimation de la profondeur à partir de l'état de la surface libre.

7.1. Conclusions sur le modèle BOSZ

J'ai choisi ce modèle à résolution de phase pour simuler la houle avec la possibilité de maîtriser les paramètres des houles générées. Le modèle choisi doit être utilisé avec précautions pour générer les longueurs d'onde en accord avec la théorie. J'ai ainsi simulé de multiples conditions de houle et j'ai pu extraire un instantané de la surface libre à la manière d'une capture d'une image SAR.

J'ai pris en main cet outil de simulation pour le faire fonctionner hors de son domaine classique d'utilisation. J'ai ensuite défini une méthode visant à extraire la longueur d'onde existant sur la surface libre, selon un certain maillage. La méthode utilisée s'appuie sur la Chirp-Z Transform (CZT) et sur la relation de dispersion linéaire de la houle. Cette méthode permet de considérer chaque ligne de signal comme une représentation en une dimension de la surface libre. Malgré une faible décorrélation du signal dans cette méthode, on peut tout de même extraire une longueur d'onde à un point donné. On applique cette méthode d'extraction avec une fenêtre glissante sur la totalité de la surface libre. Entre deux fenêtres d'analyse successives, on choisit un écart duquel dépendra la résolution spatiale de la carte bathymétrique finale.

A partir d'une seule surface libre, la méthode ne permet pas de reconstruire une carte bathymétrique fidèle de la bathymétrie à estimer. J'ai choisi d'appliquer cette méthode sur toutes les surfaces simulées. La moyenne des différentes bathymétries extraites donne une carte finale relativement fidèle de la bathymétrie de référence.

Pour les profondeurs allant de 10 m à 50 m, l'application de la méthode sur une vingtaine de surfaces libres puis moyennées permettent de reconstruire une bathymétrie de référence idéale avec un biais de 30 cm, un écart type et une erreur quadratique moyenne de 3,4 m. La corrélation obtenue est très bonne avec un coefficient de 0,955. Cependant ce résultat numérique ne permet pas de se rendre compte du résultat visuel. La dispersion des points de mesure augmente largement avec la profondeur. Ainsi plus la profondeur à extraire est importante, moins le résultat de l'estimation est robuste. Il est à noter également que l'utilisation de cette méthode semble mener à une surestimation de la profondeur pour les faibles profondeurs et une sous-estimation dans les profondeurs supérieures à une quarantaine de mètres.

Sur des cas idéaux comme ceux simulés, les résultats sont très encourageants. L'application de cette méthode d'estimation sur une et plusieurs images SAR, bien plus complexes, pour reconstruire une bathymétrie réelle a ensuite été étudiée.

7.2. Application de la méthode sur les images SAR

Les travaux sur l'imagerie SAR de l'océan ont permis d'extraire des informations sur la bathymétrie avec une échelle et une couverture spatiale qui semblaient inatteignable auparavant. Les micro-ondes émises par le capteur permettent d'imager l'océan de tout temps, à tout instant et avec une résolution spatiale sans cesse grandissante. Aussi, les phénomènes physiques qui régissent l'état de la surface libre de l'océan peuvent être imagés puis interprétés. Dans le cas de mes travaux de thèse, il s'avère que certaines conditions propices peuvent permettre d'observer la propagation de la houle depuis les hauts fonds jusqu'à la côte.

Une image SAR de l'océan est acquise avec des processus non linéaires qui rendent difficile l'interprétation des images. La direction de propagation de la houle par rapport au sens de vol du capteur est un facteur clé dans l'appréhension des non-linéarités de la transformation SAR. Lorsque la direction de propagation de la houle est normale au vol du capteur, les non-linéarités apportées par le mécanisme de velocity bunching sont nulles ou quasi nulles. Ces conditions permettent d'aborder les grandeurs caractéristiques de l'océan présentes dans l'image comme caractéristiques *in situ* de la houle.

La zone choisie pour l'application de la méthode proposée est le Pertuis Charentais. Les images SAR provenant des deux satellites sont disponibles tous les 6 jours avec une large fauchée qui permet de capturer à la fois la côte et les hauts fonds. La bathymétrie de référence de cette zone est accessible avec une résolution de 22 m environ sur la base de données du SHOM. J'ai pu traiter seize images SAR sur cette zone et j'ai choisi dans ces images de m'intéresser à une zone de 18 km² sur la côte de l'île d'Oléron.

Le premier résultat de l'application de la méthode aux images SAR est l'extraction du paramètre de période de la houle dans la partie considérée comme étant en profondeur infinie. Grâce à la méthode de la CZT pour estimer la valeur des longueurs d'onde, j'ai pu estimer une valeur de la période pic de la houle en créant un spectre de houle. Ce résultat est intéressant puisqu'on s'aperçoit qu'on peut à partir d'une image instantanée de la surface de l'océan estimer un paramètre temporel. La comparaison avec la période issue de mesures *in situ* permet de confirmer que cette méthode est assez robuste.

Comme pour le modèle de simulation, l'application à une seule image SAR ne permet pas d'extraire une carte bathymétrique suffisamment fidèle. Le choix qui a été fait pour ce qui est de l'application de la CZT donne à la carte bathymétrique finale une résolution spatiale de 50 m, pour des images SAR dont la résolution spatiale est de 10 m. Les conclusions sur les résultats statistiques sur cette estimation par rapport à la bathymétrie de référence sont multiples :

- Les statistiques brutes sur la moyenne des différentes estimations sont moins bonnes que celles issues du modèle. Le résultat est beaucoup plus bruité, cependant on y retrouve visuellement des éléments bathymétriques semblables à la bathymétrie de référence.

- On peut confirmer une partie des conclusions établies dans la partie simulation. On retrouve les surestimations et sous-estimations trouvées.

Le résultat obtenu est bruité (Figure 47, Figure 48). Ce résultat peut être lissé à l'aide d'un filtre gaussien de manière à le comparer avec la carte bathymétrique de référence. L'utilisation d'un tel filtre améliore les indices statistiques. Cependant il ne faut pas négliger qu'il entraîne indubitablement la perte d'informations sur la bathymétrie extraite. Visuellement, l'estimation finale moyennée puis filtrée est proche de la carte de référence mais on constate la perte d'information à certains endroits.

Sur la zone d'étude, on a un résultat final avec un coefficient de corrélation de 0,954, un biais de 70 cm et une erreur quadratique moyenne ainsi qu'un écart type inférieurs à 3 m. La méthode choisie pour l'estimation de la bathymétrie à partir de multiples images SAR donne des résultats très robustes, en particulier pour les profondeurs allant de 25 à 35 m.

Le travail de fusion de données ne permet pas encore d'envisager de facteur de qualité dans la mesure, néanmoins la moyenne de chaque estimation bathymétrique permet de fournir une carte bathymétrique complète sur la zone d'étude avec une résolution spatiale de 50 m et un RMSE global de 2,8 m.

Depuis le lancement du satellite Sentinel-1B, il est possible d'acquérir des images SAR d'une zone en particulier tous les 6 jours. Cette répétition de la mesure augmente grandement la probabilité d'observer la houle qui se propage à la côte dans des conditions d'imagerie linéaires ou quasi-linéaires. Dans le cadre des EMR, de tels résultats peuvent avoir un écho particulièrement positif. L'utilisation de cette méthode sur plusieurs images SAR pour estimer la bathymétrie pourra permettre l'augmentation de la résolution spatiale de la bathymétrie avec une couverture spatiale étendue.

7.3. Perspectives

Une amélioration de la méthode passera par plusieurs étapes. Dans un premier temps, il est nécessaire de se poser la question de la qualité de l'estimation de la bathymétrie en utilisant plus d'images SAR encore. La direction que prennent les missions d'observation de la Terre est la multiplication de la quantité de données. Les images SAR ayant servi à l'application de cette méthode montrent visuellement la houle avec un fort contraste entre les creux et les crêtes des vagues de houle. Il pourrait être intéressant d'appliquer cette méthode à toutes les images présentant un spectre de houle correspondant aux bonnes conditions d'application de la méthode. Des conclusions quant au nombre optimal d'images à traiter pourraient être établies

Les faibles profondeurs sont dans l'ensemble surestimées. Il semble que l'utilisation de la relation de dispersion linéaire ne soit pas appropriée dans une trop faible profondeur. Plus on approche des grandes profondeurs plus cette même relation tend à une sous-estimation des profondeurs. Une des perspectives principales serait une adaptation de la méthodologie pour éviter ces mauvaises estimations, notamment en limitant la zone d'utilisation de la relation de dispersion linéaire.

Une des grandes hypothèses de la théorie linéaire de la houle utilisée est que la valeur de la période de la houle est homogène sur la zone, c'est-à-dire que cette valeur ne change pas au fur et à mesure de la propagation. L'utilisation d'une seule valeur de la période semble être une hypothèse un peu

trop forte. Cette valeur est avant tout statistique, donnée par le spectre de la houle. Utiliser la complexité du spectre de houle pour assigner différentes valeurs en fonction du signal analysé pourrait être une voie pour obtenir de meilleurs résultats.

8. Annexes

8.1. Annexe - 1

8.1.1. Théorie de Boussinesq

La théorie linéaire que nous avons exposée au chapitre 4 est valable sous réserve que la houle soit peu cambrée ($H \ll \lambda$) et de faible amplitude ($H \ll h$). En faible profondeur, c'est-à-dire dès que la profondeur est petite devant la longueur d'onde ($h \ll \lambda$), ces conditions se ramènent au seul critère de faible amplitude. On est ainsi amené à définir deux nombres sans dimensions dont la faible valeur assure la validité du modèle linéaire:

$$\begin{cases} \mu = 2\pi \frac{h}{\lambda} = kh \ll 1 \\ \epsilon = \frac{H}{h} \ll 1 \end{cases}$$

Cependant, la seconde de ces conditions n'est pas toujours vérifiée. On distingue le cas limite des houles faiblement non linéaires ($\epsilon = o(\mu^2) \ll 1$), qui fait l'objet de la théorie de Boussinesq.

Cette théorie s'applique aux houles longues ($\mu^2 \ll 1$) faiblement non linéaires ($\epsilon \ll 1$). Les équations sont obtenues en se limitant aux termes en μ^2 et en ϵ , et en négligeant tous les termes dans lesquels apparaît le facteur $\epsilon\mu^2$. Ces équations s'écrivent :

$$\begin{cases} \frac{\partial \eta}{\partial t} + \frac{\partial}{\partial x} [(h + \eta)U] = 0 \\ \frac{\partial U}{\partial t} + U \frac{\partial U}{\partial x} + g \frac{\partial \eta}{\partial x} - \frac{h^2}{3} \frac{\partial^3 U}{\partial x^2 \partial t} = 0 \end{cases}$$

Où U est la vitesse horizontale moyennée sur la profondeur. La pression n'est pas hydrostatique contrairement à la théorie linéaire.

$$p = \rho g(\eta - z) + \frac{\rho}{2}(z^2 + 2hz) \frac{\partial^2 U}{\partial x \partial t}$$

Les équations de type Boussinesq gèrent les effets de variations de pression non hydrostatique incluant la variation verticale en pression directement dans les équations gouvernantes comme termes additionnels.

Le calcul de la célérité de l'onde en est affecté en supposant toujours $kh \ll 1$ on retrouve :

$$c_\varphi = \sqrt{gh} \left(1 - \frac{1}{6} k^2 h^2 \right)$$

La théorie de Boussinesq conduit donc à un modèle dans lequel le milieu est dispersif, c'est-à-dire où la célérité dépend de la période, alors que, dans la théorie d'Airy, cette célérité ne dépend que de la profondeur.

La limitation des équations de Boussinesq est qu'elles ne sont valables que sur de faibles profondeurs, cependant, l'utilisation de ce type d'équation est la base de nombreux modèles hydrodynamiques avec des approches novatrices.

8.1.2. Equation de Boussinesq – Approche de Nwogu (1993)

Le long de sa propagation, une vague est transformée sous les effets du shoaling, de la réflexion, réfraction, diffraction et dispersion. Les équations de Boussinesq pour des eaux à profondeur variable décrivent les non-linéarités de la transformation de la vague. Les équations de Boussinesq représentent une intégration sur la profondeur des équations de conservation de masse pour un fluide incompressible et non visqueux.

L'apport des équations de Boussinesq présentées dans les travaux de Nwogu est la meilleure prise en compte de la dispersion linéaire à travers une expansion en séries de Taylor qui retiennent les termes de l'ordre de $O(\epsilon, \mu^2)$. Soient μ et ϵ les paramètres de dispersion et de non-linéarité. Avec la supposition de vagues à faible amplitude et longues périodes ($\epsilon^2 \ll 1, \mu^2 \ll 1$) les équations sont tel que :

$$\begin{cases} \eta_t + \nabla[(h + \eta)U] + \nabla \cdot \left\{ \left(\frac{z_\alpha^2}{2} - \frac{h^2}{6} \right) h \nabla(\nabla \cdot U) + \left(z_\alpha + \frac{h}{2} \right) h \nabla[\nabla \cdot (hU)] \right\} = 0 \\ U_t + U(\nabla \cdot U) + g \nabla \eta + \left\{ \frac{z_\alpha^2}{2} \nabla(\nabla \cdot U) + z_\alpha \nabla[\nabla \cdot (hU)] \right\}_t = 0 \end{cases}$$

Où l'opérateur $\nabla = \left(\frac{\partial}{\partial x}, \frac{\partial}{\partial y} \right)$.

Nwogu a introduit une variable de profondeur de référence (z_α) pour l'évaluation des vitesses horizontales. Cette profondeur de référence est la position verticale dans la colonne d'eau à laquelle les vitesses sont évaluées. Elle se trouve juste en dessous de la moitié de la colonne d'eau et varie linéairement avec la bathymétrie.

Les équations ont une bonne précision de la dispersion de l'onde jusqu'à $kh \approx \pi$; pour $kh > \pi$ l'erreur augmente et donc la longueur d'onde est surestimée. La position z_α est d'une importance capitale tant les variations, aussi petites qu'elles soient, entraînent de fortes différences de résultats. Le choix de z_α affecte les composantes linéaires et non linéaires de la vague, ainsi il est essentiel de trouver le meilleur compromis entre les propriétés du shoaling et la dispersion en fréquence. Le choix du modèle BOSZ pour ce paramètre a été fixé à $z_\alpha = 0.55502h$.

Les équations de Boussinesq modifiées par Nwogu utilisent cette vitesse à une profondeur arbitraire de la surface comme variable de vitesse contrairement aux équations précédentes qui utilisaient la vitesse à une profondeur moyenne (U). Dans les profondeurs intermédiaires et les eaux profondes, les caractéristiques de dispersion linéaire de ces nouvelles équations dépendent énormément de cette variable de vitesse. Choisir une vitesse proche de la moitié de la profondeur comme variable améliore significativement les propriétés de dispersion de ce modèle. Cela rend le modèle applicable sur des profondeurs plus importantes. Des tests effectués en laboratoire montrent la bonne corrélation des résultats pour le shoaling de vagues régulières depuis les eaux intermédiaires aux eaux peu profondes. Le modèle est également capable de reproduire les non-linéarités faibles provoquées par le shoaling comme la génération de vagues aux longueurs d'onde plus courtes et plus

longues ou bien une augmentation de l'asymétrie verticale et horizontale des vagues. Ce modèle ne retire aucune propriété amenée par les suppositions de la théorie de Boussinesq mais étend simplement la gamme d'applicabilités des équations. C'est un outil puissant pour la simulation des transformations non linéaires de vagues multidirectionnelles dans une eau aux profondeurs variables.

Les équations qui régissent le modèle BOSZ sont maintenues intentionnellement les plus simples possible. Ces dernières années des extensions de formules de type Boussinesq d'ordre supérieur ont été présentées. Leurs propriétés analytiques sont clairement supérieures aux solutions utilisées dans ce modèle. Cependant, l'implémentation numérique sur une bathymétrie irrégulière est compliquée et souvent, des problèmes numériques arrivent avant que ces solutions avancées aient pu donner de meilleurs résultats que les ordres inférieurs.

9. Bibliographie

- [1] « BASE Platform User Workshop, 2017 ».
- [2] J. Dubranna, « Production and dissemination of Marine Renewable Energy resource information », présenté à European Wave and Tidal Energy Conference, 08-sept-2015.
- [3] IEC, « Marine energy – Wave, tidal and other water current converters – Part 101: Wave energy resource assessment and characterization », IEC 62600-101 TS, sept. 2014.
- [4] S. Armstrong, « Wave Energy Measurement Methodologies for IEC Technical Specifications », p. 69.
- [5] S. Wiehle *et al.*, « The BASE-Platform service: Producing bathymetry from combined satellite and crowd sourced data », Barcelona, 30-mars-2017.
- [6] C. Stewart, A. Renga, V. Gaffney, et G. Schiavon, « Sentinel-1 bathymetry for North Sea palaeolandscape analysis », *International Journal of Remote Sensing*, vol. 37, n° 3, p. 471-491, févr. 2016.
- [7] W. Alpers et Bruening, C., « On the relative importance of motion-related contributions to the sar imaging mechanism of ocean surface waves ». 1986.
- [8] V. Boccia, A. Renga, A. Moccia, et S. Zoffoli, « Tracking of Coastal Swell Fields in SAR Images for Sea Depth Retrieval: Application to ALOS L-Band Data », *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing*, vol. 8, n° 7, p. 3532-3540, juill. 2015.
- [9] V. Boccia *et al.*, « L-band SAR image processing for the determination of coastal bathymetry based on swell analysis », in *Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS), 2014 IEEE International*, 2014, p. 5144-5147.
- [10] S. Brusch, P. Held, S. Lehner, W. Rosenthal, et A. Pleskachevsky, « Underwater bottom topography in coastal areas from TerraSAR-X data », *International Journal of Remote Sensing*, vol. 32, n° 16, p. 4527-4543, août 2011.
- [11] F. M. Monteiro, « Advanced Bathymetry Retrieval from Swell Patterns in High-Resolution SAR Images », 2013.
- [12] J.-F. Filipot *et al.*, « Nearshore wave processes in the Iroise Sea: field measurements and modelling », in *Coastal Dynamics 2013-7th International Conference on Coastal Dynamics*, 2013, p. p-605.
- [13] A. Renga *et al.*, « SAR Bathymetry in the Tyrrhenian Sea by COSMO-SkyMed Data: A Novel Approach », *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing*, vol. 7, n° 7, p. 2834-2847, juill. 2014.
- [14] A. Renga *et al.*, « Analysis of spaceborne SAR monitoring capabilities for coastal areas bathymetry with COSMO-SkyMed and ALOS data », 2013, p. 888808.
- [15] A. Pleskachevsky, S. Lehner, T. Heege, et C. Mott, « Synergy and fusion of optical and synthetic aperture radar satellite data for underwater topography estimation in coastal areas », *Ocean Dynamics*, vol. 61, n° 12, p. 2099-2120, déc. 2011.
- [16] A. Pleskachevsky et S. Lehner, « Estimation of Underwater Topography using Satellite High Resolution Synthetic Aperture Radar Data. », in *4. TerraSAR-X Science Team Meeting*, 2011.
- [17] *Encyclopedia of Natural Resources: Water*. CRC Press, 2016.
- [18] SHOM, « Hydrographie - Le fonctionnement du multifaisceau ». .
- [19] J. L. Irish et T. E. White, « Coastal engineering applications of high-resolution lidar bathymetry », *Coastal Engineering*, vol. 35, n° 1, p. 47-71, 1998.
- [20] D. R. Lyzenga, « Shallow-water bathymetry using combined lidar and passive multispectral scanner data », *International Journal of Remote Sensing*, vol. 6, n° 1, p. 115-125, janv. 1985.

- [21] C. Vanroye, « Evolution des pratiques de suivi topo-bathymetrique du littoral en Languedoc-Roussillon : l'utilisation du lidar », 2009, p. 311-314.
- [22] S. Jay, « Estimation et détection en imagerie hyperspectrale: application aux environnements côtiers. », p. 126.
- [23] T. Heege, P. Hausknecht, et H. Kobryn, « HYPERSPECTRAL SEAFLOOR MAPPING AND DIRECT BATHYMETRY CALCULATION USING HYMAP DATA FROM THE NINGALOO REEF AND ROTTNEST ISLAND AREAS IN WESTERN AUSTRALIA », p. 8.
- [24] S. Capo, A. Dehouck, B. Lubac, et N. Senechal, « Coastal Bathymetry Mapping Using High-Resolution Optical Imagery », présenté à Sentinel 2 Preparatory Symposium, Frascati - Italie, 29-mars-2017.
- [25] Groupe de Synthèse Hyperspectral, « Synthèse sur l'imagerie hyperspectrale », CNES, 2008.
- [26] M. L. McIntyre, D. F. Naar, K. L. Carder, B. T. Donahue, et D. J. Mallinson, « Coastal Bathymetry from Hyperspectral Remote Sensing Data: Comparisons with High Resolution Multibeam Bathymetry », *Marine Geophysical Researches*, vol. 27, n° 2, p. 129-136, août 2006.
- [27] J. C. Sandidge et R. J. Holyer, « Coastal Bathymetry from Hyperspectral Observations of Water Radiance », *Remote Sensing of Environment*, vol. 65, p. 341-352, sept. 1998.
- [28] Z. Lee, K. L. Carder, C. D. Mobley, R. G. Steward, et J. S. Patch, « Hyperspectral remote sensing for shallow waters I A semianalytical model », *Applied Optics*, vol. 37, n° 27, p. 6329, sept. 1998.
- [29] A. Poupardin, D. Idier, M. de Michele, et D. Raucoules, « Water Depth Inversion From a Single SPOT-5 Dataset », *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 54, n° 4, p. 2329-2342, avr. 2016.
- [30] W. Alpers et I. Hennings, « A theory of the imaging mechanism of underwater bottom topography by real and synthetic aperture radar », *J. Geophys. Res.*, vol. 89, n° C6, p. 10529-10546, nov. 1984.
- [31] J. Vogelzang, « A comparison of the hydrodynamic modulation in some existing models », *International Journal of Remote Sensing*, vol. 10, n° 9, p. 1503-1518, sept. 1989.
- [32] C. F. De Valk, G. J. Wensink, et others, « Measuring the bathymetry of shallow seas using radar imagery from satellite and aircraft », in *Offshore Technology Conference*, 2002.
- [33] J. Inglada et R. Garello, « Underwater bottom topography estimation from SAR images by regularization of the inverse imaging mechanism », in *Geoscience and Remote Sensing Symposium, 2000. Proceedings. IGARSS 2000. IEEE 2000 International*, 2000, vol. 5, p. 1848-1850 vol.5.
- [34] J. Inglada et R. Garello, « On rewriting the imaging mechanism of underwater bottom topography by synthetic aperture radar as a Volterra series expansion », *IEEE Journal of Oceanic Engineering*, vol. 27, n° 3, p. 665-674, juill. 2002.
- [35] The WAMDI Group, « The WAM Model - A third generation Ocean Wave Prediction Model », *Journal of Physical Oceanography*, p. 1775-1810, déc-1988.
- [36] N. Booij, R. C. Ris, et L. H. Holthuijsen, « A third-generation wave model for coastal regions: 1. Model description and validation », *Journal of Geophysical Research: Oceans*, vol. 104, n° C4, p. 7649-7666.
- [37] Hendrik L. Tolman, « A Third-Generation Model for Wind Waves on Slowly Varying, Unsteady, and Inhomogeneous Depths and Currents », *Journal of Physical Oceanography*, p. 782-797, juin-1991.

- [38] F. Ardhuin, T. H. C. Herbers, et W. C. O'Reilly, « A Hybrid Eulerian–Lagrangian Model for Spectral Wave Evolution with Application to Bottom Friction on the Continental Shelf », *Journal of Physical Oceanography*, vol. 31, n° 6, p. 1498-1516, juin 2001.
- [39] P. A. Madsen, O. R. Sørensen, et H. A. Schäffer, « Surf zone dynamics simulated by a Boussinesq type model. Part II: surf beat and swash oscillations for wave groups and irregular waves », *Coastal Engineering*, vol. 32, n° 4, p. 289-319, déc. 1997.
- [40] J. Coignard, « Modélisation numérique des vagues à l'approche de la digue d'Esquibien », p. 60, 2014.
- [41] J. Monbaliu, J. C. Hargreaves, J.-C. Carretero, H. Gerritsen, et R. Flather, « Wave modelling in the PROMISE project », *Coastal Engineering*, vol. 37, n° 3-4, p. 379-407, août 1999.
- [42] M. K. Mishra, D. Ganguly, P. Chauhan, et Ajai, « Estimation of Coastal Bathymetry Using RISAT-1 C-Band Microwave SAR Data », *IEEE Geoscience and Remote Sensing Letters*, vol. 11, n° 3, p. 671-675, mars 2014.
- [43] F. M. Monteiro, « Advanced Bathymetry Retrieval from Swell Patterns in High-Resolution SAR Images », p. 77, 2013.
- [44] M. B. Kanevsky, *Radar imaging of the ocean waves*, 1st ed. Amsterdam: Elsevier, 2009.
- [45] I. S. Robinson, *Discovering the Ocean from Space*. Berlin, Heidelberg: Springer Berlin Heidelberg, 2010.
- [46] S. Lehner et A. Pleskachevsky, « Module 3603: Surface Waves ».
- [47] V. Boccia, « Bathymetric Digital Elevation Model Generation from L-band and X-band Synthetic Aperture Radar Images in the Gulf of Naples, Italy: Innovative Techniques and Experimental Results ». [En ligne]. Disponible sur: http://www.fedoa.unina.it/10082/1/Boccia_Valentina_27_TESI.pdf. [Consulté le: 27-nov-2015].
- [48] V. Boccia *et al.*, « Linear Dispersion Relation and Depth Sensitivity to Swell Parameters: Application to Synthetic Aperture Radar Imaging and Bathymetry », *The Scientific World Journal*, vol. 2015, p. 1-10, 2015.
- [49] W. R. Alpers, D. B. Ross, et C. L. Rufenach, « On the detectability of ocean surface waves by real and synthetic aperture radar », *Journal of Geophysical Research*, vol. 86, n° C7, p. 6481, 1981.
- [50] G. J. Komen, Éd., *Dynamics and modelling of ocean waves*, 1. paperback ed. (with corr.). Cambridge: Cambridge Univ. Press, 1996.
- [51] V. Roeber, « BOSZ Manual ». 02-déc-2016.
- [52] V. Roeber, « Boussinesq-type model for nearshore wave processes in fringing reef environment ». déc-2010.
- [53] V. Roeber, K. F. Cheung, et M. H. Kobayashi, « Shock-capturing Boussinesq-type model for nearshore wave processes », *Coastal Engineering*, vol. 57, n° 4, p. 407-423, avr. 2010.
- [54] J. BOUGIS, « Les états de mer naturels ».
- [55] Ardhuin et Filipot, « Ocean waves in geosciences », vol. 1, 2016.
- [56] J. Dubranna, L. Menard, et T. Ranchin, « De l'échelle nationale à l'échelle du site, cartographie et description de la ressource en énergies marines renouvelables dans un format interopérable », 2016, p. 477-486.
- [57] « V. Roeber 2017, Communication personnelle ».
- [58] « Communication personnelle, V. Roeber ».
- [59] C. Aristaghes et P. Aristaghes, « Théories de la houle - Houle réelle - Propagation de la houle ». Centre d'Etudes Techniques Maritimes et Fluviales, oct-1985.

Résumé

La bathymétrie est un paramètre clé pour le développement des énergies marines renouvelables. L'acquisition actuelle de ces données est faite par des sondeurs acoustiques embarqués sur navires. Les images satellites des Radar à Synthèse d'ouverture (RSO) peuvent être utilisées pour obtenir des cartes bathymétriques dont la résolution est adaptée aux besoins des acteurs des EMR.

L'objectif de la thèse est l'évaluation du potentiel des nouveaux satellites embarquant des imageurs radar pour l'estimation de la bathymétrie. La répétition de la mesure de la mission Sentinel-1 permet d'obtenir des images RSO d'une même zone tous les 6 jours. Cette capacité à imager des conditions de mer très différentes permet d'augmenter la probabilité d'obtenir des conditions favorables à l'estimation de la bathymétrie par des méthodes exploitant l'interaction de la houle avec la bathymétrie.

L'approche proposée dans cette thèse est basée sur l'utilisation de la propagation de la houle dans le but d'estimer la profondeur. Dans un premier temps l'utilisation d'un modèle de propagation d'onde à résolution de phase (modèle Boussinesq Ocean & Surf Zone) a permis d'établir, de tester et de mettre au point une méthode d'estimation de la bathymétrie sur plusieurs surfaces libres. Dans des conditions favorables, les images RSO de l'océan peuvent être considérées comme une représentation linéaire de l'état de mer. Dans un second temps, nous avons adapté et appliqué la méthode établie sur le modèle aux images SAR. Des approches simples de fusion de données sont appliquées pour tirer parti de la répétitivité de la mission Sentinel-1. Les résultats obtenus sont en mesure de satisfaire les besoins des acteurs des EMR. Les perspectives de ce travail sont présentées.

Mots Clés

Energies marines renouvelables,
Bathymétrie, Observation de la Terre,
Imagerie satellite Radar

Abstract

Bathymetry is a key parameter for marine renewable energies development. The current acquisition these data is made by acoustic sounders on board ships. Synthetic Aperture Radar (SAR) images can be used to acquire bathymetric maps whose resolution could satisfy the actors of the MRE.

The objective of the thesis is the evaluation of the potential of new satellites carrying radar imagers for bathymetry estimation and mapping. Repetition of measurements of the Sentinel-1 mission provides Synthetic Aperture Radar (SAR) images of the same area every 6 days. This ability to capture images with sea states very different from one to another allows increasing the probability of capturing favorable conditions to estimate bathymetry with methods exploiting the swell bottom interaction.

The approach proposed in this thesis is the use of wave propagation for the purpose of estimating depth. First, the use of a phase-resolved wave propagation model (Boussinesq Ocean & Surf Zone model) allowed establishing, testing and developing a method of bathymetry estimation on several free surfaces of the ocean. With favorable conditions, SAR images of the ocean can be considered as a linear representation of the sea state. Secondly, we adapted and apply the method implemented on the model to SAR images. Simple approaches of data fusion have been applied to exploit of the repetitiveness of the Sentinel-1 mission. Results obtained are able to satisfy the needs of actors in the domain of MRE. The prospects of this work are presented in this document.

Keywords

Marine renewable energies, Bathymetry,
Earth observation,