



**UNIVERSITE de CAEN BASSE-NORMANDIE**

**U.F.R de SCIENCES**

**ÉCOLE DOCTORALE : STRUCTURE, INFORMATION, MATIERE ET MATERIAUX**

**THESE**

présentée par

**Melle Emilie POULLAIN**

soutenue

Le *05 Décembre 2013*

en vue de l'obtention du

**DOCTORAT DE L'UNIVERSITE DE CAEN**

**Spécialité : Terres solides et enveloppe superficielle**

*(Arrêté du 07 août 2006)*

**Exploitation de l'intensité du signal LASER d'un LiDAR  
topographique aéroporté pour des environnements  
littoraux sableux**

MEMBRES du JURY

Mr Laurent POLIDORI	Professeur au CNAM, Directeur de l'ESGT, Le Mans	(rapporteur)
Mr Christophe DELACOURT	Professeur, Université de Bretagne Occidentale	(rapporteur)
Mr Hervé GILLES	Professeur à l'ENSICAEN	
Mr Alexei KOURAEV	Maitre de Conférences, Université Toulouse III	
Mr Franck GARESTIER	Maitre de Conférences, Université de Caen Basse-Normandie	
Mr Franck LEVOY	Professeur, Université de Caen Basse-Normandie	(directeur de thèse)







# Remerciements

---

Cette thèse, financée par le CNRS, a été réalisée au sein du laboratoire de Morphodynamique Continentale et Côtière de l'Université de Caen Basse-Normandie.

Tout d'abord, je souhaite adresser mes remerciements les plus sincères à mon directeur de thèse, le professeur Franck Levoy. Je tiens à vous exprimer toute ma gratitude pour m'avoir fait confiance et m'avoir encadrée pendant ces années passées.

Je remercie sincèrement Franck Garestier pour ses conseils, son soutien et ses encouragements toujours précieux. Les longues heures à discuter devant nos tableaux ont porté leurs fruits !

Je remercie le professeur Hervé Gilles de m'avoir fait l'honneur de présider le jury de thèse. Je souhaite exprimer toute ma gratitude envers Alexei Kouraev et les professeurs Christophe Delacourt et Laurent Polidori pour avoir porté un grand intérêt à mon travail de thèse. J'adresse mes remerciements à l'ensemble du jury pour leurs remarques et pour la discussion constructive qui a suivi ma soutenance.

Cette thèse n'aurait pas pu aboutir sans l'apport de l'équipe CLAREC, qui réalise notamment l'acquisition des données LiDAR et leur pré-traitement. Cette étape était bien évidemment indispensable à mon travail. Je tiens surtout à vous remercier pour vos disponibilités et votre enthousiasme permanent. Merci à Caroline, Laurent B, Laurent F, Olivier, Patrice et Sébastien.

En parallèle aux campagnes de vol LiDAR, j'ai réalisé des missions sur le terrain. Bien évidemment, exécuter des mesures *in situ* sans aucune aide est impossible. Alors merci à toutes les personnes qui sont venues sur le terrain, que ce soit pour surveiller la base GPS, pour parcourir la baie du Mont-Saint-Michel ou la pointe d'Agon. Vous avez toujours été

enthousiastes et de bonne humeur même le dimanche ! Merci à Anthony, Caroline, Emmanuel, Mathilde, Olivier, Sébastien, Séverine et Yoann d'avoir rendu les campagnes de mesure aussi agréable qu'on puisse le souhaiter et qui resteront d'excellents souvenirs.

Merci aussi aux personnes qui ont réalisé mes analyses granulométriques. Je tiens notamment à remercier Coralie pour qui l'expression "Vite fait, bien fait" a été créée et Sébastien qui a bien voulu délaissé sa mission principale de topographe pour m'apporter son aide indispensable dans un domaine méconnu pour lui tout en étant enthousiaste.

Je tiens à remercier Marianne Font-Ertlen, Daniel Amorese et Jean-Louis Lagarde qui m'ont donné goût à la recherche en m'épaulant durant mes stages de Master 1. Merci de votre soutien permanent dont vous faites preuve depuis notre rencontre. Merci aussi à Bernard Besnard toujours prêt à m'aider lorsque mon logiciel de programmation, tout comme mon ordinateur, faisait des siennes !

Par ailleurs, je tiens à remercier Pascal Bailly-du-Bois qui, lors de mon stage de Master 2 à l'IRSN de Cherbourg, m'a permis d'acquérir de très bonnes bases scientifiques que ce soit dans la programmation, mais surtout pour l'étude de l'environnement littoral. Les nombreux et précieux conseils de Pascal m'ont beaucoup aidée dans le cadre de la thèse.

Je tiens à remercier Bérénice, Claire, Philippe et Pierre, rencontrés suite à mon stage à l'IRSN, pour les témoignages et/ou les messages d'encouragement qui m'ont toujours fait plaisir.

Un message spécial à Coralie qui plus qu'une collègue est devenue une amie, j'ai apprécié discuter avec toi et surtout merci beaucoup pour tes nombreux "Kinder" qui ont apporté beaucoup de jovialité... Merci aussi à Yoann qui m'a accueillie lorsque j'étais SBF (Sans Bureau Fixe) ! J'ai apprécié notre complémentarité que ce soit dans nos domaines d'études toi, géologue et moi, physicienne ou lorsque je racontais des blagues et que tu riais...ou pas ! Merci pour ces moments d'aide, de partage et de grande rigolade ce qui nous a permis de

décompresser et de se soutenir dans des moments plus difficiles. J'espère sincèrement que notre projet de travailler ensemble pourra aboutir très prochainement.

Enfin, merci à tous les membres du labo qui ont pu m'apporter leur aide par des conseils avisés ou tout simplement avec qui j'ai pu plaisanter. Je ne peux pas me permettre de citer tous les membres du laboratoire M2C alors je vais prendre le risque de n'en citer que quelques-uns parmi ceux qui n'ont pas encore été mentionnés jusqu'à présent : Djalal, Guillaume, Iman, Jean, Laurent P, Lucille dit "La Mouflette", Maëlle, Marie-Pierre, Maxime, Sandric, Stella, Valérie...

Pour finir, je tiens à remercier ma mère pour son inestimable soutien tout au long de mes études. Merci de m'avoir encouragée, aidée et surtout "supportée" pendant ces 27 dernières années ! Et pour finir, je tiens à remercier mon frère, Julien, de m'avoir toujours poussée à me surpasser et d'avoir toujours été un modèle pour moi.



# *Table des matières*

<b>Introduction .....</b>	<b>13</b>
<b>Chapitre I - Contexte général.....</b>	<b>21</b>
I.1. Présentation des zones d'étude .....	23
I.1.1. La baie du Mont-Saint-Michel.....	25
I.1.2. La pointe d'Agon .....	28
I.2. Télédétection laser aéroportée (LiDAR).....	30
I.2.1. La télédétection : généralités et définitions.....	30
I.2.2. Présentation du système LiDAR.....	32
I.3. Intérêt de l'intensité retour du LiDAR pour l'étude de l'environnement côtier .....	42
I.3.1. Apport du LiDAR dans l'étude des environnements naturels .....	43
I.3.2. Intensité du signal LiDAR rétrodiffusé : Etat de l'art.....	44
I.3.3. Problématique de recherche .....	51
<b>Chapitre II - Etude de la réflectance .....</b>	<b>53</b>
II.1. Fonction de distribution de la réflectance bidirectionnelle.....	55
II.2. Décomposition du rayonnement .....	56
II.3. Modèles de réflexion .....	57
II.3.1. Modèle de Lambert.....	58
II.3.2. Modèles de Phong et de Blinn .....	58
II.3.3. Modèle de Torrance et Sparrow .....	59
II.3.4. Modèle de Lommel-Seeliger-Lambert .....	67
II.3.5. Modèle de Ward .....	68

II.3.6. Modèle d'Oren-Nayar.....	69
II.3.7. Modèle d'Hapke .....	71
II.4. Conclusion .....	71
<b>Chapitre III - Modélisation de l'intensité en fonction de l'angle d'incidence .....</b>	<b>73</b>
III.1. Mise en forme des données LiDAR .....	76
III.1.1. Rastérisation des données.....	76
III.1.2. Calcul de l'angle d'incidence .....	77
III.1.3. Orthophotographie .....	80
III.2. Traitements des données LiDAR .....	81
III.2.1. Zones en eau.....	83
III.2.2. Zones sableuses .....	85
III.2.3. Zones d'herbus .....	85
III.2.4. Zones urbaines.....	86
III.3. Décomposition des distributions du modèle de Torrance-Sparrow .....	87
III.4. Calibration des données d'intensité.....	88
III.5. Conclusion.....	89
<b>Chapitre IV - Etude de l'humidité et de la granulométrie.....</b>	<b>91</b>
IV.1. Mesures <i>in situ</i> .....	94
IV.1.1. Référencement par GPS-RTK.....	94
IV.1.2. Protocole des mesures granulométriques .....	95
IV.1.3. Protocoles des mesures d'humidité.....	98
IV.1.4. Mesures <i>in situ</i> de l'humidité et de la granulométrie.....	101
IV.2. Influence de l'humidité et de la granulométrie sur l'intensité LiDAR .....	109
IV.2.1. Etude de la granulométrie .....	110
IV.2.2. Etude de l'humidité.....	113

IV.3. Conclusion .....	124
------------------------	-----

## **Chapitre V - Analyse multi-temporelle de l'intensité LiDAR..... 127**

V.1. Introduction à l'étude multi-temporelle.....	129
---	-----

V.1.1. Sélection de la zone d'étude .....	129
---	-----

V.1.2. Caractéristiques des différents vols .....	131
---	-----

V.2. Etude des données d'intensité .....	131
--	-----

V.2.1. Analyse globale .....	131
------------------------------	-----

V.2.2. Etude de surfaces types .....	140
--------------------------------------	-----

V.2.3. Elaboration d'une carte d'humidité .....	145
---	-----

V.3. Détection des surfaces anisotropes .....	151
---	-----

V.4. Conclusion.....	157
----------------------	-----

## **Conclusions & Perspectives..... 159**

Conclusions générales .....	161
-----------------------------	-----

Perspectives .....	164
--------------------	-----

## **Références bibliographiques ..... 167**

## **Liste des figures ..... 179**

## **Annexe ..... 189**

Annexe 1 : Caractérisation de l'anisotropie spatiale .....	191
--	-----



# Introduction

---



# Introduction

Le changement climatique est depuis plusieurs décennies une question majeure de notre société. Des études réalisées par le Groupe d'Experts Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat (GIEC, 2007) ont montré, qu'à l'échelle du globe, les températures moyennes terrestres ont augmenté, entraînant une hausse du niveau moyen des mers et une fonte importante de la couverture neigeuse (Figure 1.A). D'autres aspects du climat se sont modifiés tels que l'intensification des tempêtes, la fréquence et/ou l'intensité du régime des précipitations...

Sur la base de plusieurs modèles (GIEC, 2007), des projections font apparaître une augmentation du réchauffement climatique durant les prochaines années (Figure 1.B.C). Avec la menace d'une accélération de l'élévation du niveau de la mer, les environnements côtiers seront donc très affectés. Au final, une amplification des conséquences dommageables de plusieurs phénomènes naturels sont à craindre :

- Fréquence et intensité accrues des tempêtes
- Augmentation des précipitations hivernales
- Intensification du recul des côtes
- Accroissement de la fréquence des mouvements de terrain
- Amplification du nombre de submersions
- Crues torrentielles plus fréquentes et dommageables

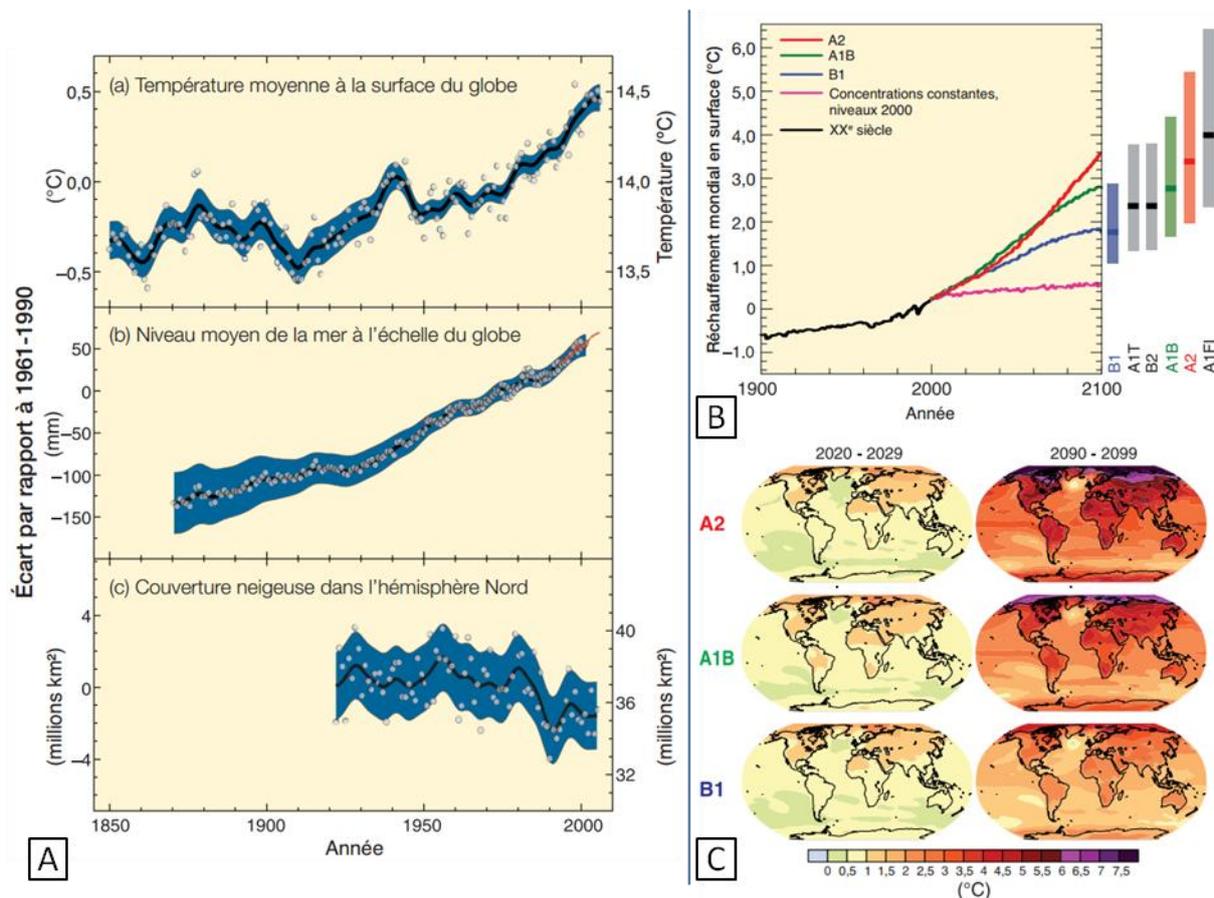


Figure 1 : A – Variations observées de la température moyenne à la surface du globe (a), du niveau moyen de la mer (b) à partir de données marégraphiques (en bleu) et satellitaires (en rouge) et de la couverture neigeuse dans l'hémisphère Nord (c). Les zones en bleu représentent les intervalles d'incertitude. B – Les courbes correspondent aux prévisions du réchauffement en surface pour différents scénarios. Les barres, à droite, représentent les valeurs les plus probables et les incertitudes pour la période 2090-2099. C – Evolution projetée de la température en surface pour le début et la fin du XXI<sup>ème</sup> siècle pour différents modèles (GIEC, 2007)

L'environnement côtier est un espace vulnérable qui subit une pression anthropique en perpétuelle augmentation. Les littoraux sableux sont par nature très mobiles et très variés du point de vue lithologique et des conditions de surface (rugosité, humidité,...). Ces dernières ont une grande importance dans les processus sédimentaires à l'origine de réajustements morphologiques permanents. Il est donc essentiel d'étudier ces zones côtières afin d'améliorer l'intégration environnementale des aménagements futurs ou pour maintenir les activités économiques majeures qui y ont lieu en limitant leurs conséquences sur la qualité du milieu.

C'est dans ce cadre que l'Université de Caen, avec l'appui de nombreux laboratoires scientifiques présents dans les régions Basse-Normandie, Haute-Normandie, Picardie et Nord-Pas-de-Calais (Figure 2) a initié le projet CLAREC (Contrôle par Laser Aéroporté des Risques Environnementaux Côtiers). Ce projet a été créé afin d'observer et étudier les impacts du changement climatique sur le littoral situé entre la baie du Mont-Saint-Michel et la frontière belge.



Figure 2 : Régions associées au projet CLAREC afin d'étudier la façade maritime située entre la baie du Mont-Saint-Michel et les frontières belges (modifié, <http://www.unicaen.fr/recherche/clarec/>)

Les données topographiques essentielles à l'étude des risques côtiers sont présentes en trop faible quantité et trop souvent encore de qualité moyenne. Pourtant, ces informations sont indispensables pour réaliser des suivis de l'évolution du cordon littoral et évaluer les risques subis par la frange maritime.

Afin de combler ce manque d'information, plusieurs méthodes indirectes peuvent être utilisées pour caractériser des surfaces sableuses et rocheuses au contact du trait de côte. Parmi celles-ci, les méthodes basées sur l'imagerie présentent l'intérêt, en une seule acquisition, de disposer d'observables homogènes sur de grandes étendues. C'est avec cet objectif que le projet CLAREC a fait l'acquisition d'un LiDAR (Light Detection And Ranging) hautement performant. Ce laser à balayage latéral aéroporté permet d'atteindre des résolutions plus fines que les techniques spatiales avec une précision et une densité d'information remarquables. La contrainte de la couverture nuageuse est également limitée

grâce au choix de l'altitude des vols et à leur programmation. L'outil présente aussi l'avantage de couvrir de grandes zones côtières pendant un intervalle de temps court. Ainsi, de vastes étendues sableuses peuvent être scannées durant les périodes des marées basses de vives-eaux. La répétabilité des vols permet d'actualiser régulièrement les données topographiques de la frange maritime et d'étudier son évolution.

Les nombreuses données topographiques acquises avec l'outil LiDAR améliorent la connaissance du littoral afin de mieux prévenir les risques côtiers.

Cette thèse est à resituer dans ce projet interrégional avec comme objectif de valoriser l'exploitation du signal laser émis par le LiDAR afin de caractériser les surfaces côtières. En effet, en complément de la topographie obtenue par le LiDAR, l'intensité du signal retour est une information qui mérite d'être exploitée. La conjugaison de ces deux informations indépendantes doit permettre une meilleure caractérisation de l'environnement côtier. Jusqu'à présent, peu de travaux ont porté sur l'intensité de ce type d'instrument aéroporté.

L'intensité du signal LASER dépend de plusieurs paramètres systèmes tels que l'angle d'incidence (variable lors du balayage), l'altitude de vol, et de plusieurs paramètres de surface comme l'humidité, la rugosité, la lithologie de surface...

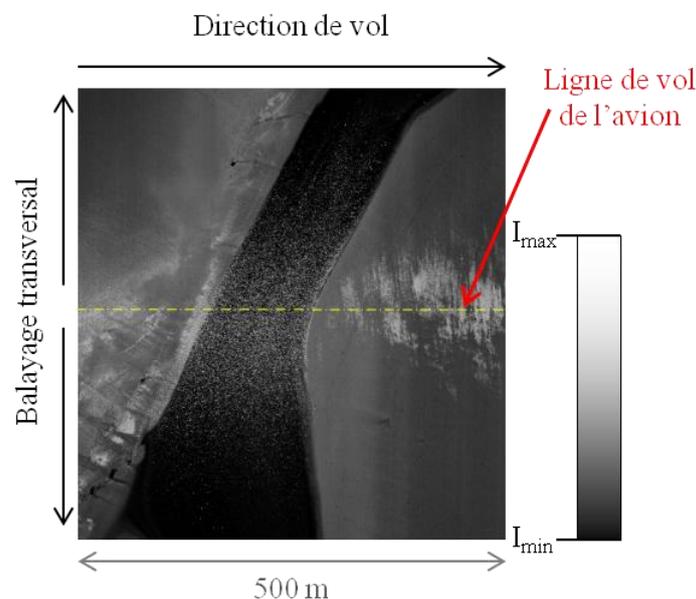


Figure 3 : Intensité rétrodiffusée par une zone en eau

Comme le montre l'image d'intensité brute représentant principalement un chenal et ses berges constituées d'un sable saturé en eau (Figure 3), l'effet de l'angle d'incidence joue un rôle primordial sur l'intensité retour du signal. En effet, à proximité du nadir (trait jaune), le retour d'intensité est important (pixels blancs) tandis que pour des angles de scan élevés

(environ 20° pour cet exemple), le retour est faible voire même inexistant (pixels noirs). Cette analyse montre qu'il y a une forte dépendance de l'intensité à l'angle d'incidence. Ainsi, il est essentiel de comprendre le comportement de l'intensité en fonction de l'angle d'incidence afin de caractériser les surfaces côtières scannées et de corriger l'intensité de ce paramètre de vol.

Dans ce mémoire, le premier chapitre présente les deux zones côtières qui ont été utilisées comme sites d'étude avec de multiples missions et campagnes de vol effectuées durant cette thèse. Puis, une introduction générale sur la télédétection, suivie d'un descriptif plus détaillé du système LiDAR, est présentée. Finalement, une synthèse bibliographique sur l'utilisation du LiDAR dans différents domaines ainsi que sur l'exploitation de l'intensité retour du signal, bien que celle-ci soit un sujet de recherche récent, permet d'introduire la problématique de thèse.

Le second chapitre de ce manuscrit a pour but d'étudier de nombreux modèles de réflexion qui seront appliqués au système LiDAR utilisé dans le cadre de cette thèse, afin de représenter au mieux le comportement de l'intensité en fonction de l'angle d'incidence.

Dans le chapitre III, ces différents modèles sont appliqués aux données acquises par le LiDAR pour différentes surfaces types. Ainsi, cela permet de déterminer une loi générale permettant de modéliser le comportement de l'intensité en fonction de l'angle d'incidence pour de nombreux types de surface.

Afin d'étudier l'influence des paramètres de surface des zones scannées, telles que l'humidité et la granulométrie, sur l'intensité retour du signal, des mesures de terrain ont été réalisées simultanément aux campagnes de vol. Le chapitre IV détaille les protocoles et les résultats de ces mesures *in situ*. Il se termine par l'étude de l'intensité rétrodiffusée par des surfaces dont les paramètres d'humidité et de granulométrie sont connus.

La dernière étape de ce travail, décrite dans le chapitre V, consiste à montrer la pertinence d'un suivi temporel, à l'échelle d'une année, afin de suivre l'évolution du milieu côtier. En plus d'extraire les paramètres de surface grâce aux résultats des chapitres précédents, une

autre approche permet de détecter les surfaces anisotropes afin de donner des informations sur la texture des surfaces.

Finalement, la conclusion générale recense les résultats principaux obtenus durant ces trois années de thèse tandis que les perspectives notifient les aspects qu'il est nécessaire d'approfondir afin de compléter l'étude de l'intensité du signal retour du laser d'un LiDAR aéroporté en environnement côtier.

# Chapitre I -

# Contexte général

---



# Chapitre I –

## Contexte général

Ce chapitre introductif a pour objectif, dans un premier temps, de décrire les environnements naturels qui sont étudiés lors des campagnes de vol LiDAR et où seront réalisées les mesures *in situ* au sol.

Ensuite, la présentation de généralités sur la télédétection permet d’initier un état de l’art concernant l’utilisation de l’outil LiDAR dans différents environnements et plus particulièrement, l’étude de l’intensité du signal laser d’un LiDAR afin de situer la problématique de recherche de cette thèse par rapport à la littérature actuelle sur ce sujet.

### I.1. Présentation des zones d’étude

Dans le cadre du projet CLAREC, un suivi topographique est effectué sur les côtes du Nord-Ouest de la France avec des vols biannuels depuis 2009. Cet environnement dispose donc d’un jeu de données important, sur un intervalle de temps conséquent.

Deux zones ont été en particulier étudiées (Figure I.1). :

- la baie du Mont-Saint-Michel, localisée au fond du Golfe Normand-Breton entre les côtes bretonnes à l’Ouest et la péninsule normande du Cotentin à l’Est ;
- la pointe d’Agon située à environ 40 km au Nord du Mont-Saint-Michel sur la côte Ouest du Cotentin.

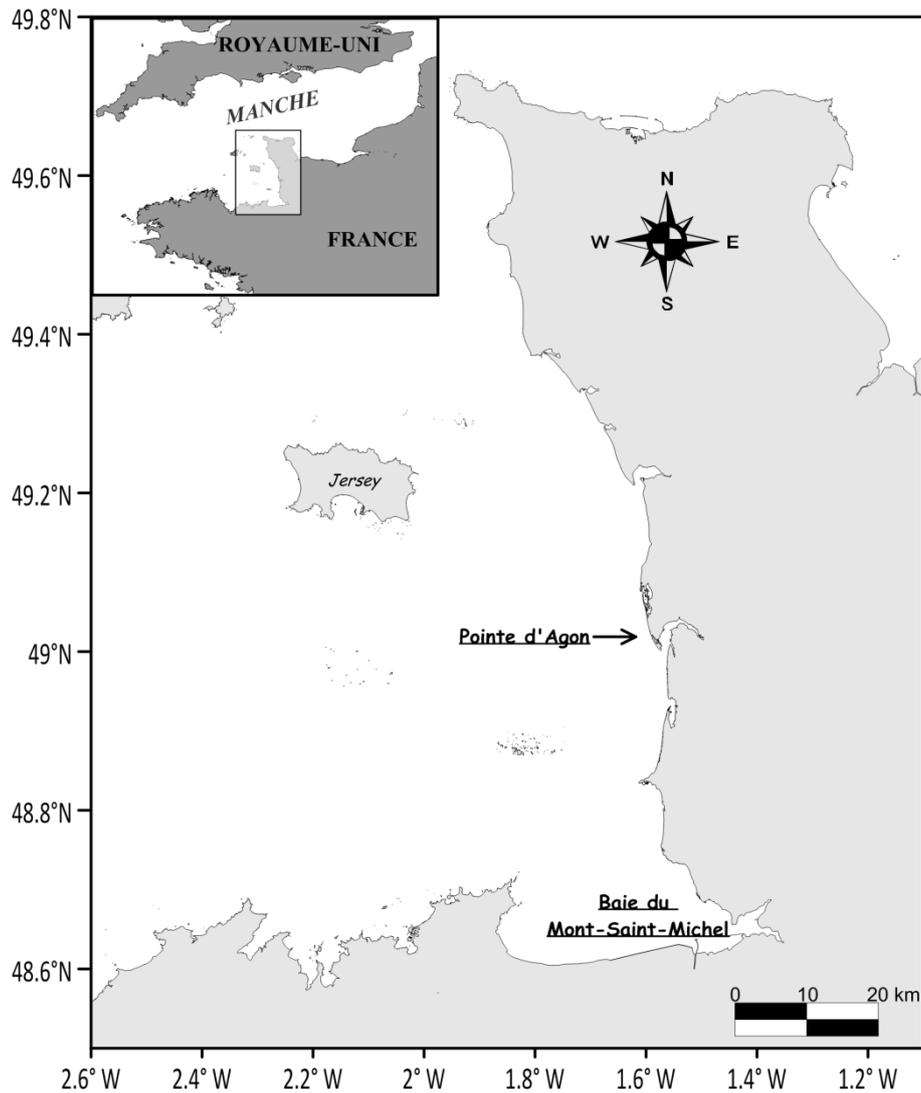


Figure I.1 : Situation géographique des zones étudiées

Cette zone est caractérisée par un marnage important comptant parmi les plus élevés au monde. L'onde de marée provenant de l'océan Atlantique est stationnaire dans la baie du Mont-Saint-Michel où le marnage atteint 15 m en période de vive-eau exceptionnelle. Elle devient progressive sur la côte ouest du Cotentin avec un marnage atteignant 5 m à Cherbourg. La figure I.2 montre l'amplitude maximale de la marée astronomique interpolée par la méthode du krigeage linéaire à partir de données marégraphiques et de mesures du satellite TOPEX (Bailly-du-Bois, 2011). La période de la marée est proche de 12h25 ; il s'agit d'une onde semi-diurne. Ces caractéristiques vont favoriser l'existence de vastes estrans découvrant à marée basse dont la topographie très évolutive est encore méconnue

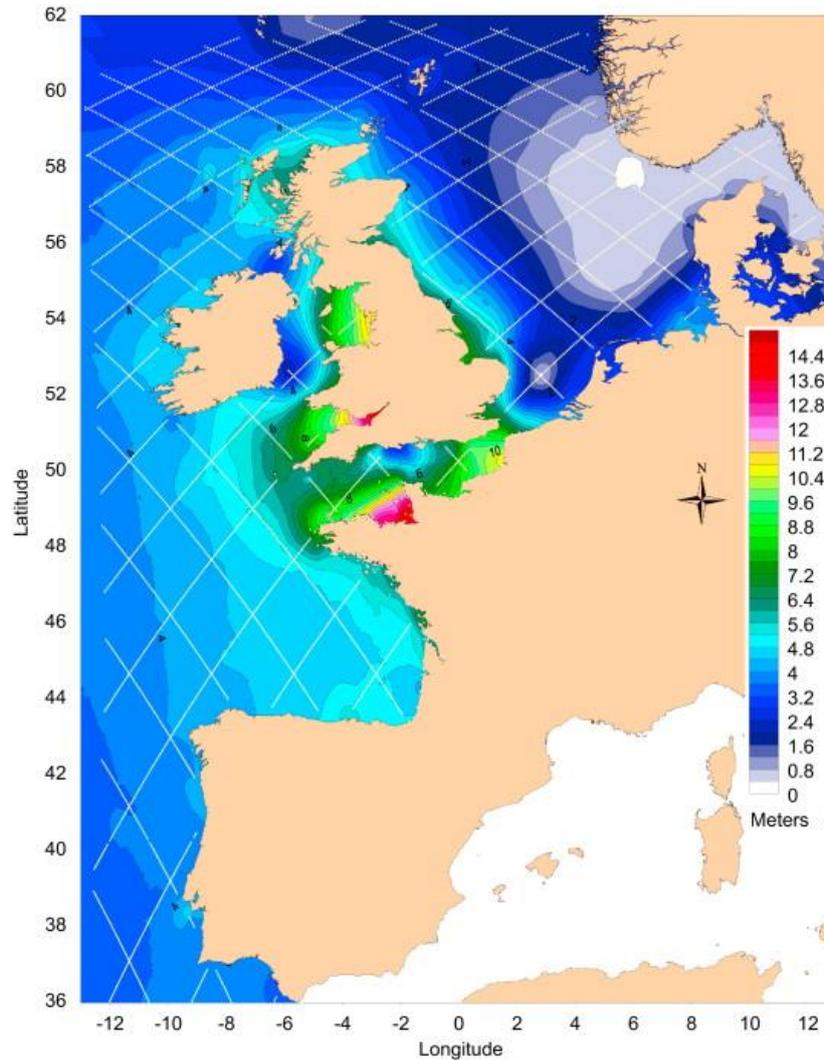


Figure I.2 : Amplitude maximale de la marée astronomique mesurée sur le plateau continental européen (Bailly-du-bois, 2011)

### I.1.1. La baie du Mont-Saint-Michel

La baie du Mont-Saint-Michel est caractérisée par un estran sableux à marée basse particulièrement vaste (# 500 km<sup>2</sup>). La baie s'étend, à l'Ouest, de la pointe du Grouin, près de Cancale, à la pointe de Champeaux à l'Est, au Sud de Granville. Deux îlots granitiques se trouvent dans le fond de la baie : Tombelaine et le Mont Saint-Michel (Figure I.3). La petite baie délimitée par une ligne allant du Bec d'Andaine à la Chapelle Sainte-Anne constitue la partie la plus interne du système.

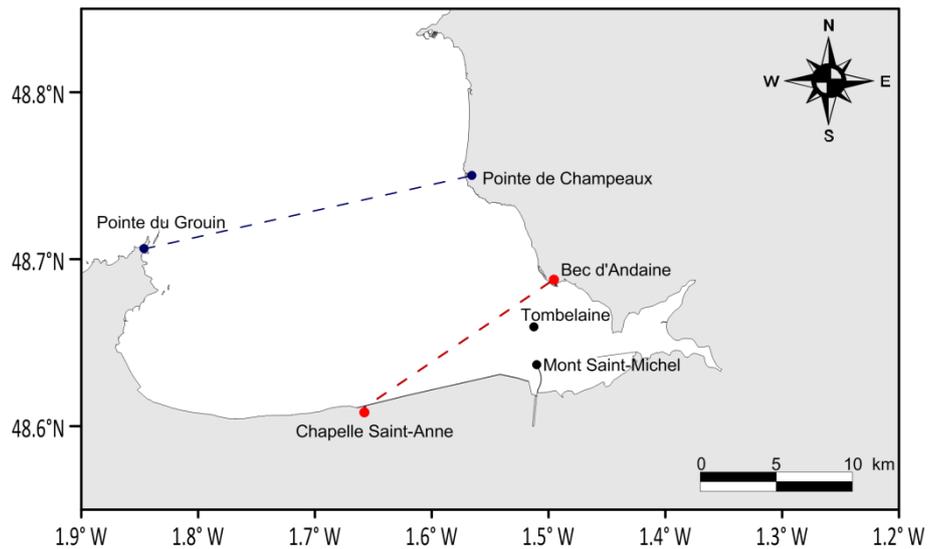


Figure I.3 : Grande et petite baie du Mont-Saint-Michel

La baie est parcourue par trois cours d'eau, le Couesnon, la Sée et la Sélune, donnant un caractère estuarien à sa partie la plus interne (Figure I.4). La très faible pente de la baie et la présence de chenaux ajoutée à l'important marnage entraînent, par grande marée, la formation d'un mascaret dans ces rivières qui peut remonter à plusieurs kilomètres dans les terres.



Figure I.4 : Vue vers l'Est de la baie du Mont-Saint-Michel

La baie du Mont-Saint-Michel est également caractérisée par des conditions hydrodynamiques complexes dominées par la marée, mais où il y a également de l'agitation induite par les vents locaux. Lors des jours de fort coefficient de marée, la mer se retire rapidement sur une dizaine de kilomètres. Les vitesses maximales des courants, qui surviennent généralement à mi-marée, sont souvent supérieures à  $1 \text{ m.s}^{-1}$  et peuvent atteindre 2 à  $3 \text{ m.s}^{-1}$  lors des plus grandes marées notamment dans les chenaux. Ces vitesses sont cependant très faibles lors des mortes-eaux, voire nulles à pleine mer.

L'étude de la répartition des sédiments dans la baie du Mont-Saint-Michel montre que la granulométrie diminue à l'approche du rivage (Figure I.5). Cela s'explique par le fait que les courants, mais aussi la hauteur des vagues, s'affaiblissent progressivement vers le fond de la baie. Par conséquent, l'énergie nécessaire au transport des sédiments diminue graduellement du large vers la partie la plus interne du système.

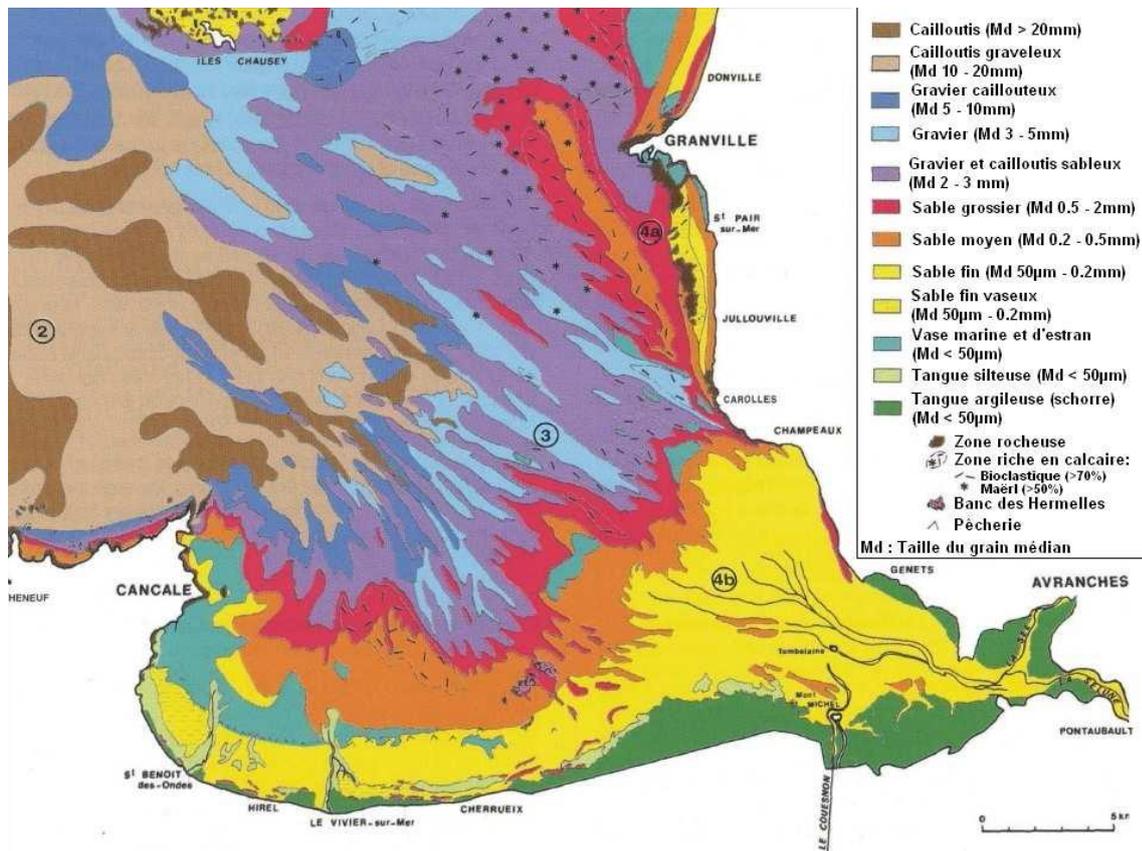


Figure I.5 : Distribution des sédiments superficiels dans la partie méridionale du golfe Normand-Breton (Desguée, 2008 d'après Bonnot-Courtois et al., 2002)

Le fond de la petite baie est principalement constituée de sédiments fins, appelés tangues, sur lesquels peuvent se développer, à une certaine altitude, une végétation spécifique. Ces zones sont appelées "herbus", "schorres" ou "prés salés". Elles sont recouvertes par seulement 10 %

des marées. Dans sa partie sud, la baie est bordée d'anciens schorres constituant, aujourd'hui, des zones de polder. La baie est soumise à un comblement progressif qui s'est accentué à cause de la construction de nombreux aménagements comme la digue insubmersible en 1880 joignant le Mont-Saint-Michel à la terre ferme. Cette poldérisation met en danger l'insularité même du monument. C'est dans ce cadre que le projet de rétablissement du caractère maritime du Mont-Saint-Michel a été lancé en 1995.

### I.1.2. La pointe d'Agon

Agon-Coutainville, où se localise le second site d'étude, est située sur la côte ouest du Cotentin en face de l'île de Jersey. La commune se prolonge au Sud par la pointe d'Agon qui est une longue flèche de sable orientée NNW-SSE ; son extrémité présente une courbure plus accentuée (Figure I.6).

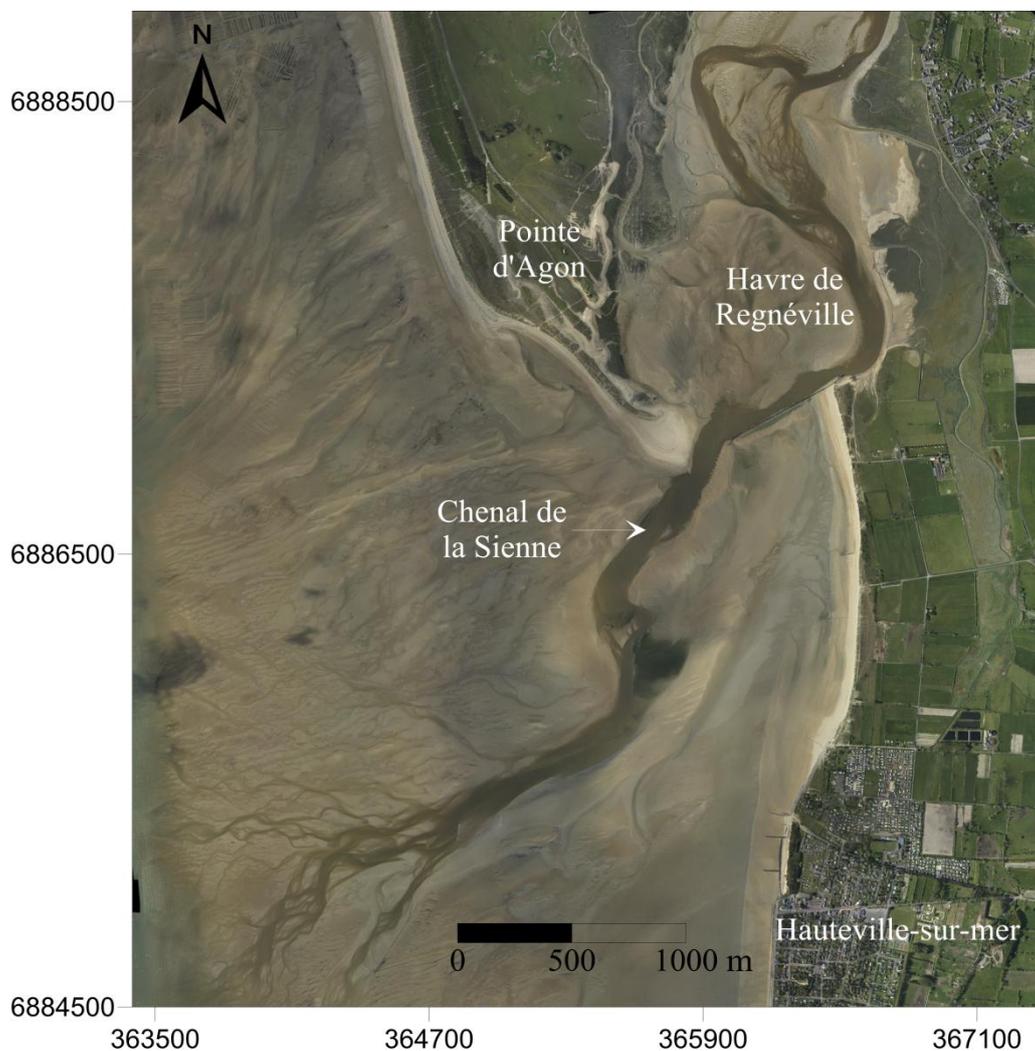


Figure I.6 : Photographie aérienne détaillée de la pointe d'Agon

Cette flèche sableuse évolue rapidement sous l'action des vagues, de la marée, des courants littoraux et du vent. L'observation de la pointe a montré qu'elle s'est considérablement allongée vers le Sud au fil des ans.

La pointe d'Agon ferme partiellement le havre de Regnéville situé à l'Est. Il s'agit du havre le plus important du Cotentin avec une superficie de 870 ha. Une sédimentation progressive a lieu à l'intérieur de ces systèmes à cause des charges solides abondantes qui s'y déposent lors des marées. Le volume annuel des dépôts à l'intérieur de ce havre est estimé à 100 000 m<sup>3</sup> (LCHF, 1982).

En période de vives-eaux moyennes, le marnage à la pointe d'Agon est de 11.15 m. Néanmoins, l'amplitude de marée peut dépasser légèrement 14 m en vives-eaux exceptionnelles. Pour différentes marées, les volumes oscillants dans le havre de Regnéville ont été estimés. Ils fluctuent entre 2 millions de m<sup>3</sup> lors des marées de morte-eau moyenne et 63 millions de m<sup>3</sup> pour des marées de vive-eau exceptionnelles (LCHF, 1984).

Au-delà du cordon dunaire, un vaste estran en pente douce, étendu sur plus de 4 km vers le large, est principalement émergé à marée basse lors des plus grands coefficients de marée. Les environnements intertidaux à fort marnage, comme c'est le cas pour les côtes de l'Ouest du Cotentin, présentent de multiples milieux à la morphologie contrastée. Aux plages présentes devant Agon-Coutainville succède un delta de jusant à proximité de l'embouchure du havre de Regnéville marqué par la présence de barres sableuses. Des domaines morpho-sédimentaires ont également été définis en fonction du niveau moyen de la mer (Levoy et al., 2000). La haute plage se situe entre le niveau moyen des pleines mers de vive-eau (PMVE) et le niveau moyen des pleines mers de morte-eau (PMME). La moyenne plage est située entre la limite basse de la haute plage et le niveau moyen des basses mers de morte-eau (BMME). Enfin, la basse plage a comme limite inférieure le niveau moyen des basses mers de vive-eau (BMVE) (Figure I.7).

La distribution spatiale de la granulométrie des sédiments superficiels sur un profil cross-shore indique que la haute plage est notamment caractérisée par un sable moyen ( $D_{50}$  moyen : 0.42 mm) combiné avec des débris de coquillage. Les sédiments de la moyenne plage sont principalement composés de deux tailles granulométriques : la partie haute est constituée d'un sable moyen à fin ( $D_{50}$  moyen : 0.25 mm) et la partie basse d'un sable fin ( $D_{50}$  moyen : 0.18 mm). Enfin, les sables de la basse plage ont les mêmes caractéristiques que ceux de la partie basse de la moyenne plage.

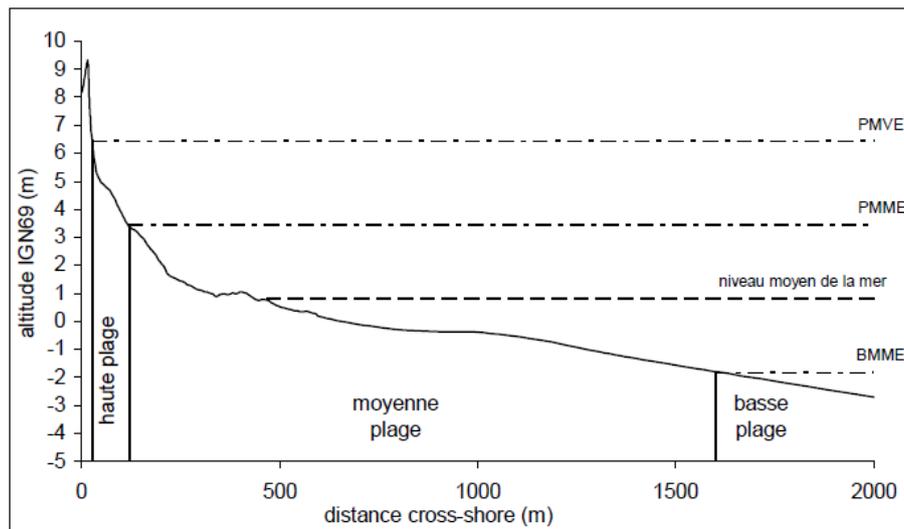


Figure I.7 : Définition des trois unités morpho-sédimentaire sur un profil de la pointe d'Agon. PMVE (Pleine Mer de Vive-Eau), PMME (Pleine Mer de Morte-Eau) et BMME (Basse Mer de Morte-Eau) (Robin, 2007)

Sur la haute plage, il apparait un gradient granulométrique croissant allant du Sud de la pointe vers le Nord où les agents hydrodynamiques (courants et vagues) sont plus puissants. Néanmoins, à l'extrémité de la pointe d'Agon, il existe ponctuellement des conditions qui entraînent une légère tendance à l'augmentation de la taille des sédiments (Robin, 2007).

Pour conclure, la grandeur de l'estran de la pointe d'Agon et de la baie du Mont-Saint-Michel à marée basse lors des marées de vive-eau ainsi que l'évolution morphodynamique de ces zones justifient pleinement la réalisation de suivis réguliers de la topographie grâce à un LiDAR topographique aéroporté.

## I.2. Télédétection laser aéroportée (LiDAR)

### I.2.1. La télédétection : généralités et définitions

La télédétection désigne l'ensemble des procédés permettant la détermination à distance des caractéristiques d'une cible quelle soit naturelle ou artificielle.

La télédétection spatiale est essentielle pour l'observation de la surface terrestre, des océans et de l'atmosphère. En effet, les satellites sont des instruments capables d'acquérir des données sur de vastes territoires de manière homogène et d'effectuer le suivi temporel de la surface terrestre grâce à la répétitivité de leur passage.

La télédétection spatiale permet d'étudier les caractéristiques des surfaces en fonction de leurs comportements lorsque celles-ci réfléchissent un rayonnement émis par un instrument (télédétection active) ou un rayonnement extérieur (télédétection passive).

Une onde électromagnétique comporte à la fois un champ électrique et un champ magnétique oscillant à la même longueur d'onde ( $\lambda$ ). Ces deux champs sont perpendiculaires et se propagent selon une même direction. Les radiations électromagnétiques sont classifiées en fonction des longueurs d'ondes, de la fréquence et de l'énergie des rayonnements.

Comme le décrit l'équation (I.1), la lumière est composée de photons qui n'ont pas de masse mais une énergie ( $E$ ) proportionnelle à la longueur d'onde ( $\lambda$ ) :

$$E = h\nu = \frac{hc}{\lambda} \quad (I.1)$$

Avec  $h$ , la constante de Planck et  $c$ , la vitesse de la lumière.

La télédétection utilise de nombreuses fréquences dans différentes régions du spectre électromagnétique (Figure I.8).

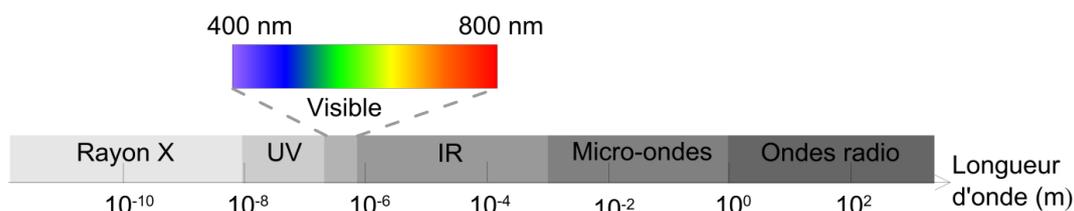


Figure I.8 : Spectre électromagnétique

La lumière du soleil est composée d'un ensemble de longueurs d'onde. Lorsqu'un rayon lumineux entre en contact avec la matière, le rayonnement électromagnétique est réfléchi, absorbé et transmis dans des proportions variables. Les rapports des rayonnements réfléchis, absorbés et transmis par rapport au rayonnement incident sont appelés respectivement réflectance ( $\rho$ ), absorption ( $\alpha$ ) et transmittance ( $\tau$ ). Ils suivent la loi suivante :

$$\alpha + \rho + \tau = 1 \quad (I.2)$$

Les applications de la télédétection touchent de nombreux domaines comme l'étude de :

- l'atmosphère (météorologie et climatologie) : mesure des températures, étude de la nébulosité...
- l'océanographie et les surfaces côtières : mesure des températures de surface de la mer, salinité, évolution et répartition au cours du temps du niveau de la mer...

- la surface terrestre : Cartographie, géologie, risques naturels, agriculture, urbain...

## I.2.2. Présentation du système LiDAR

### a) Généralités

L'instrument LASER (*Light Amplification by Stimulated Emission of Radiation*) est basé sur le principe de l'émission stimulée décrit par Einstein en 1917. Il a suggéré théoriquement que lorsqu'un photon entre en collision avec un atome avec des niveaux d'énergie plus élevés, un nouveau photon est émis de même fréquence, de même phase et de même direction de propagation que ceux du rayonnement stimulateur. Afin d'obtenir l'émission stimulée, il faut que les atomes soient dans un état excité. Pour ce faire, en 1950, Kastler a proposé un procédé de *pompage optique* afin de transmettre de l'énergie aux atomes. Le résonateur est constitué de deux miroirs parallèles entre lesquels est placé le milieu actif où a lieu l'émission stimulée. Le premier miroir est totalement réfléchissant alors que le second, le réseau, est semi-transparent. Il permet ainsi à la lumière de sortir de la cavité. Le résonateur contribue en grande partie à l'amplification de la lumière dans le laser. Les photons, en étant réfléchis par les miroirs, peuvent traverser plusieurs fois le milieu actif et provoquer l'émission stimulée d'un plus grand nombre de photons (Figure I.9).

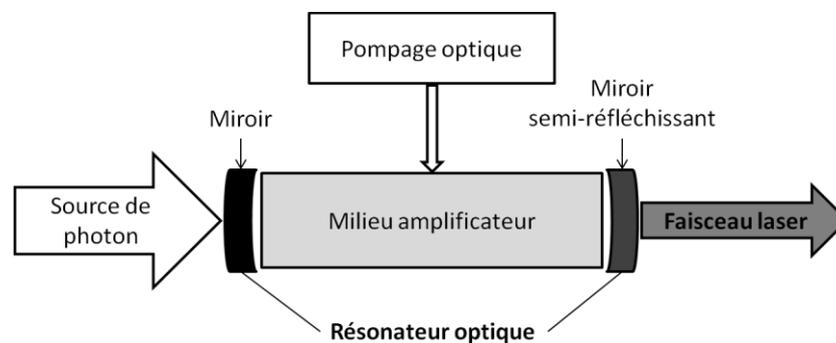


Figure I.9 : Structure schématique du laser

L'adaptabilité de la théorie du MASER (*Microwave Amplification by Stimulated Emission of Radiation*) aux lasers infrarouges est due aux calculs de Schawlow et Townes (1958) et ont contribué à la construction du premier instrument laser par Maiman en 1960. Depuis, les recherches et le développement des instruments laser ont permis de créer des lasers à des longueurs d'onde différentes. Le faisceau du laser est monochromatique et fortement collimaté avec une divergence très minime ce qui rend le faisceau très intense sur de grandes distances.

Smullin et Fiocco (1962) ont été les premiers à utiliser la récente technologie du laser pulsé par un cristal de rubis pour détecter la lumière rétrodiffusée par la surface de la lune afin de mesurer la distance Terre-Lune (*project Luna-See* appelé aussi ironiquement *lunacy*). Ils ont aussi utilisé le LiDAR (Light Detection And Ranging) afin d'étudier l'atmosphère terrestre, mais dès 1930, Syngé a été le premier à suggérer qu'il était possible, en détectant un rayon de lumière diffusé par l'atmosphère, d'en déterminer sa densité.

Le LiDAR recouvre deux communautés différentes quant à ses objectifs. Le LiDAR atmosphérique est utilisé pour obtenir des profils de variables atmosphériques (nuages, aérosols, gaz minoritaires...). Par exemple, le satellite CALIPSO (Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observations), lancé en 2006 par une équipe franco-américaine CNES-NASA, est composé principalement d'un LiDAR à rétrodiffusion permettant de mesurer avec précision les caractéristiques des différentes couches de l'atmosphère. Le LiDAR topographique est utile pour les applications altimétriques et bathymétriques. Il est utilisé notamment dans différents domaines tels que la géomorphologie continentale et littorale, l'océanographie, l'archéologie et l'agriculture.

Les données LiDAR peuvent être collectées auprès de diverses plates-formes (satellites, aéroportées, terrestres mobiles ou stationnaires). En spatial, le LiDAR topographique a une visée verticale et une grande ouverture d'antenne pour la réception. Cela permet d'obtenir des données sur de très grandes surfaces, mais avec une faible résolution. Par exemple, le LiDAR spatial ICESat (*Ice, Cloud, and land Elevation Satellite*), en orbite entre 2003 et 2010, était chargé de collecter des données sur de longues périodes sur la surface de la Terre, la biosphère, l'atmosphère terrestre et les océans de la Terre. Ses empreintes au sol étaient en moyenne de 60 m de diamètre. A la suite de cette mission, ICESat-2 a été élaboré dans le but d'avoir une continuité dans les mesures de précision. ICESat-2 est la seconde génération de l'altimétrie laser en orbite. Ce satellite permet de mesurer l'évolution de la calotte glaciaire, la hauteur des nuages et des aérosols, ainsi que les caractéristiques de la végétation et de la topographie terrestre. Le seul instrument équipant ICESat-2 est un système d'altimétrie laser avancé (*ATLAS : Advanced Topographic Laser Altimeter System*). Les impulsions du faisceau laser sont émises à une longueur d'onde de 532 nm c'est-à-dire dans le visible (vert). Les caractéristiques de l'instrument permettent d'améliorer les estimations d'altitude dans les zones en pente, ainsi que sur des surfaces terrestre très rugueuses telles que les crevasses. Avec l'instrument ICESat-2, l'estimation de la différence de hauteurs entre les océans polaires et la banquise est améliorée.

Les systèmes LiDAR aéroporté et terrestre sont composés d'un scanner à balayage transversal permettant d'acquérir des données topographiques très précises et ayant une très grande résolution. Les données LiDAR aéroportées sont les plus fréquemment utilisées pour établir des cartes topographiques. Les systèmes LiDAR terrestres sont de plus en plus utilisés pour acquérir des données 3D de villes, de bâtiments (extérieur et intérieur) et d'autres objets et structures.

Actuellement, il existe principalement deux types de LiDAR aéroporté :

- Les systèmes traditionnels "multi-échos" détectent la position de maxima d'intensité afin de générer automatiquement les points x, y et z ;
- Les systèmes à "retour d'onde complète", plus récents, enregistrent l'intégralité de l'onde retour (Figure I.10).

Cette dernière technique est notamment très utilisée dans l'étude des zones forestières grâce à sa capacité à pénétrer dans la canopée. Les objectifs des applications forestières sont nombreux :

- Extraction des paramètres structuraux forestiers (détection des arbres et de leur espèce, estimation de la hauteur, du diamètre des couronnes,...)
- Taille des parcelles
- Densité
- Quantité de biomasse disponible

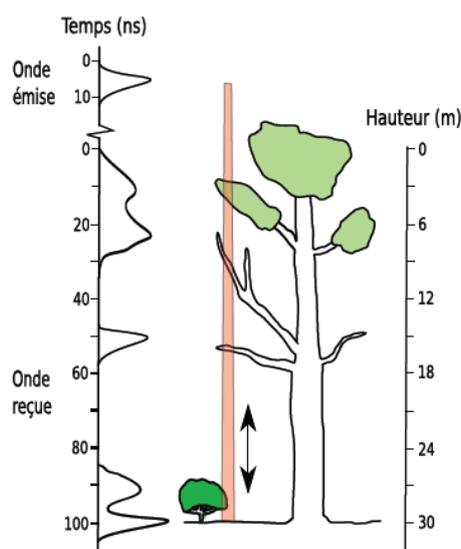


Figure I.10 : Emission et réception d'une impulsion laser sur une zone de végétation avec une petite empreinte. (Mallet et al., 2008)

Les systèmes LiDAR offrent d'intéressantes perspectives combinées à d'autres technologies. En effet, dans le cadre de la mission DESDynI (*Deformation, Ecosystem Structure, and Dynamics of Ice*), initiée par la NASA mais annulée avant le lancement du satellite, l'objectif était d'assembler deux capteurs afin de fournir des informations importantes pour la surface Terrestre (déformation), les écosystèmes (structure de la biomasse terrestre) et sur les conséquences des changements climatiques (dynamique des surfaces glacières). Les capteurs utilisés devaient être les suivant :

- Un système interférométrique radar (InSAR pour *Interferometric Synthetic Aperture Radar*) en bande L ;
- Un faisceau LiDAR à retour d'onde complète opérant dans l'infrarouge ( $\lambda = 1064 \text{ nm}$ ) avec une résolution spatiale d'environ 25 m et une précision verticale égale à 1 m.

#### b) Le LiDAR topographique aéroporté

Le LiDAR est une technique de télédétection active, basée sur le principe de la rétrodiffusion d'un signal laser émis par une cible. Le LiDAR comprend un transmetteur qui émet une impulsion laser et un récepteur qui reçoit le signal retour. Concrètement, le LiDAR permet de mesurer le temps ( $\Delta t$ ) issu du parcours d'une onde lumineuse pour faire l'aller-retour entre le transmetteur et la cible. Comme le montre la Figure I.11, le signal retour est différent de celui émis ce qui permet d'avoir des informations supplémentaires sur les caractéristiques de la surface étudiée.

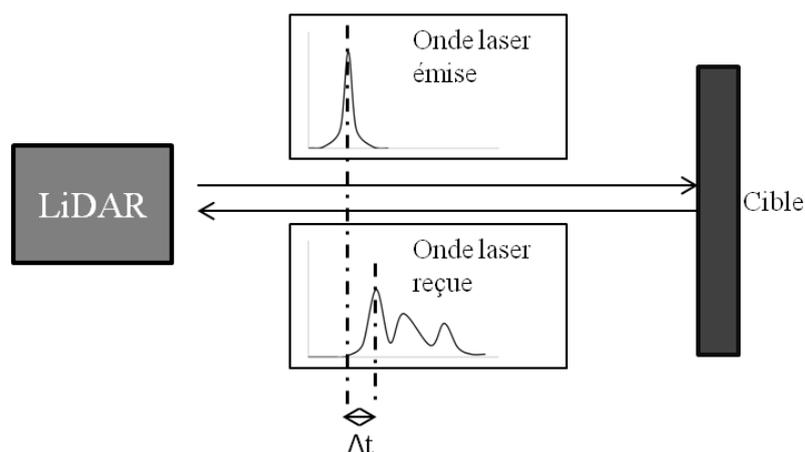


Figure I.11 : Mesure du temps séparant l'émission de la réception du signal

La distance  $R$  entre le LiDAR et la cible est déterminée en mesurant le temps de trajet de l'onde avec la vitesse de la lumière (Wehr and Lohr, 1999 ; Baltsavias, 1999).

$$R = \frac{c \cdot \Delta t}{2} \quad (I.3)$$

c) L'instrument LiDAR

De manière très simplifiée, le système LiDAR topographique est composé de trois parties principales (Figure I.12) permettant :

- d'alimenter le système électronique et de stocker les données ;
- d'acquérir les données ;
- de référencer les données (GPS - *Global Positioning System* et IMU - *Inertial Measurement Unit*).

L'opérateur peut choisir, s'il le souhaite, d'ajouter une caméra ou un appareil photo.

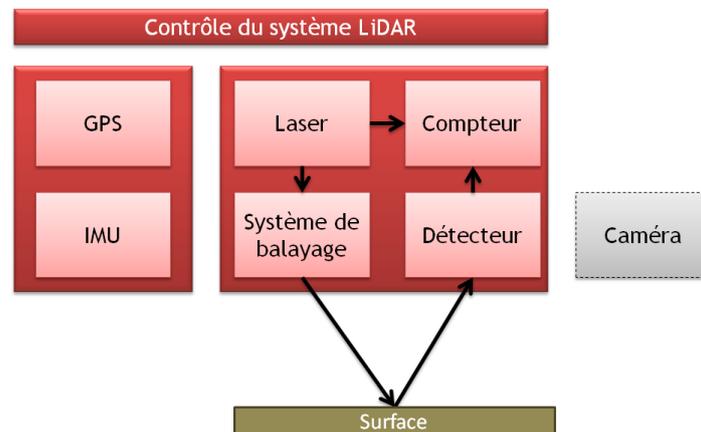


Figure I.12 : Composition simplifiée du système LiDAR topographique

La partie principale correspond au scanner laser à balayage. Une impulsion laser est envoyée sur un miroir oscillant qui permet d'obtenir un nuage de points dans le référentiel du miroir.

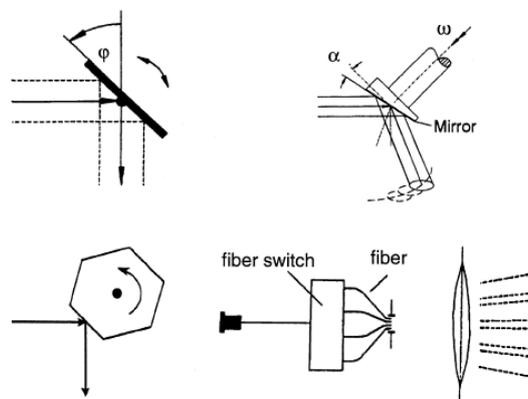


Figure I.13 : Différents mécanismes de balayage (a : Miroir Oscillant, b : Scan Palmer, c : polygone rotatif, d : fibre optique) (Wehr et Lohr, 1999)

Les LiDAR aéroportés sont équipés d'un système à balayage (miroir oscillant, polygone rotatif, fibre optique ou un mécanisme de scan Palmer ; Figure I.13) permettant de scanner une fauchée de largeur définie grâce aux paramètres de vol (angle de scan et altitude).

La deuxième partie du LiDAR comprend une centrale inertielle et un GPS pour référencer spatialement (x, y, z) les données acquises (Gutierrez et al., 2001).

Les données de la centrale inertielle permettent de placer le nuage de points dans le référentiel de l'avion lorsqu'il s'agit d'un LiDAR aéroporté. La centrale inertielle est équipée de capteurs d'accélération (accéléromètre) et mesure des vitesses angulaires (gyroscope). Cela permet de mesurer l'accélération selon les trois directions x, y, z et les changements d'attitude de l'avion (Figure I.14), et donc du LiDAR à très haute fréquence (500 Hz). Le couplage du GPS avec la centrale inertielle permet d'affiner le positionnement du LiDAR grâce au calcul de la trajectoire de l'avion.

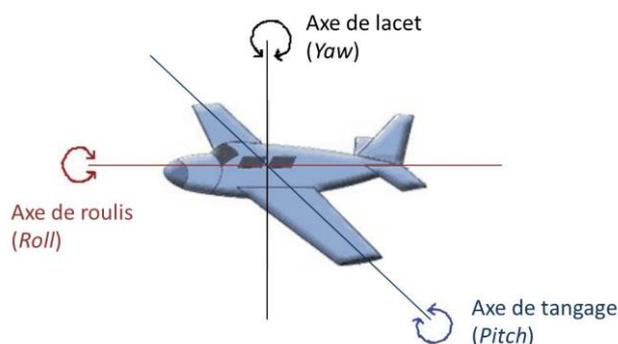


Figure I.14 : Angles de roulis, de tangage et de lacet

Enfin, le système GPS permet de replacer l'origine de ce repère dans un système de référence absolu. Une fois les données corrigées des défauts de trajectoire de l'avion, il est possible de référencer ces données dans le repère terrestre. Pour cela, le GPS situé dans l'avion réalise des acquisitions en parallèle aux stations de référence au sol (Figure I.15). Ce mode de positionnement est basé sur un calcul de double différence (Post-Processed Kinematic - PPK) ce qui permet une amélioration de la précision du GPS. Les coordonnées GPS renvoyés sont une latitude, une longitude et une altitude au-dessus d'un ellipsoïde de référence (WGS84).



Figure I.15 : Station de référence au sol

Au final, un nuage de points 3D est obtenu (Figure I.16), plus ou moins dense selon la fréquence des impulsions, l'altitude, la vitesse de vol, l'angle de scan et la fréquence de rotation du miroir qui est souvent ajustable.

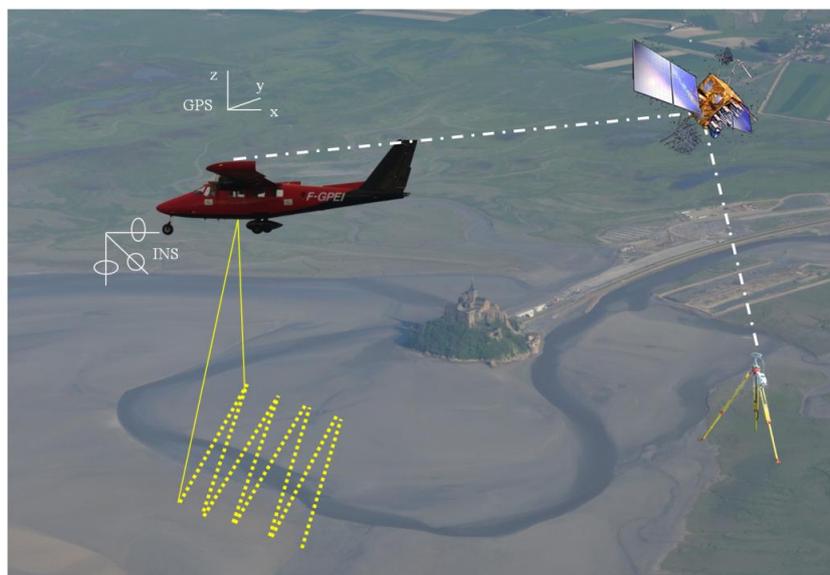


Figure I.16 : Illustration du principe de fonctionnement d'un LiDAR aéroporté

#### d) Les données LiDAR

Chaque point acquis est défini par ses coordonnées spatiales ( $x, y, z$ ), la valeur d'intensité du signal retour, le gain et l'angle de scan.

Les coordonnées spatiales sont corrigées à l'aide des données de l'IMU et du GPS, puis filtrées dans le but de réaliser un Modèle Numérique de Terrain (MNT) (Wehr et Lohr, 1999 ; Figure I.17). Localement, la densité moyenne du MNT est supérieure à celle de chaque radiale grâce aux chevauchements et aux superpositions des lignes de vol qui sont nécessaires pour étalonner et corriger les données.

Certains LiDAR utilisent un contrôle automatique de gain (CGA). Ce gain est utile pour obtenir des intensités retours pour des surfaces à faibles réflectivité comme des toits sombres, du bitume, des sols humides,... Mais, le paramètre du gain modifie l'intensité enregistrée lors de l'acquisition des données (Vain et al., 2010). Cela signifie que pour une même surface, l'intensité retour enregistrée peut avoir des valeurs totalement différentes en fonction de l'environnement proche qui a affecté l'état du niveau du CGA. Par conséquent, il est important de corriger les valeurs d'intensité de l'effet du gain afin d'être en mesure d'obtenir une intensité normalisée qui est seulement affectée par les caractéristiques de la cible. Afin d'effectuer cette correction, le constructeur fournit une courbe permettant de relier le gain à un coefficient (Figure I.18). Il suffit de diviser l'intensité brute par ce coefficient pour calculer l'intensité normalisée.

Le dernier paramètre acquis concerne l'angle de scan qui correspond à l'angle séparant le faisceau du laser émis du nadir de l'avion. Cet angle, associé à la connaissance du MNT, permettra par la suite de déterminer l'angle d'incidence, c'est-à-dire l'angle entre le faisceau du laser et la normale à la surface.

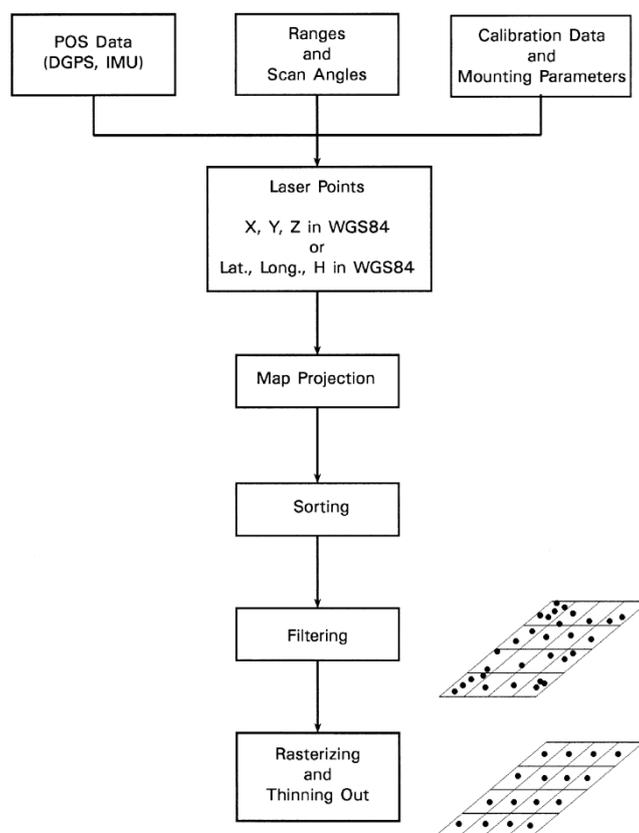


Figure I.17 : Principales étapes du traitement des données d'un scanner laser (Wehr et Lohr, 1999)

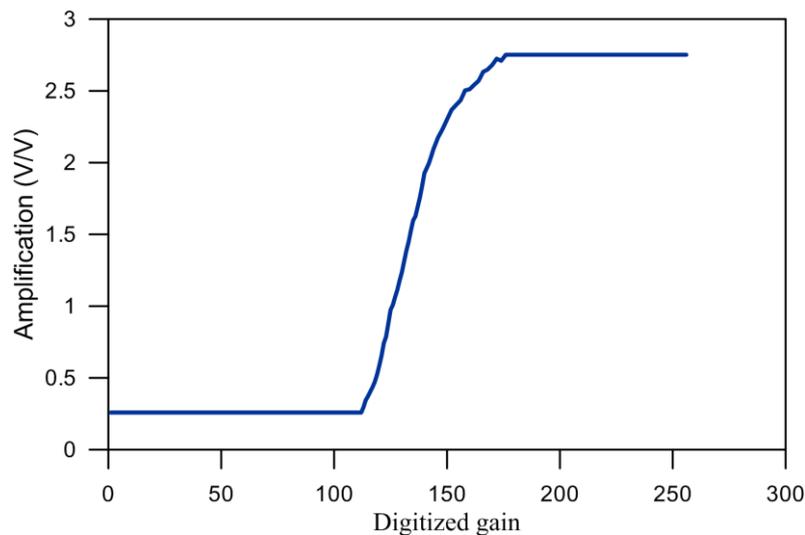


Figure I.18 : Courbe de correction du gain définie et fournie par le constructeur pour le LiDAR LEICA ALS60

e) Description du LiDAR acquis dans le cadre du projet CLAREC

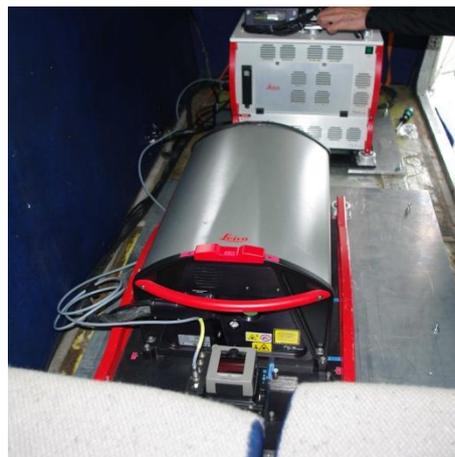


Figure I.19 : Mise en place de l'ALS60 dans l'avion

Les zones étudiées dans le cadre du projet CLAREC sont suivies grâce à un scanner laser aéroporté LEICA ALS60 (Figure I.19). Le milieu amplificateur du laser de l'ALS60 est un cristal de YAG, ( $Y_3Al_5O_{12}$ , acronyme d'*Yttrium - Aluminium Garnet*, en français : grenat d'yttrium et d'aluminium), dopé en ions Néodyme  $Nd^{3+}$ . Le laser Nd:YAG (acronyme du nom anglais *Neodymium-doped Yttrium Aluminium Garnet*) fournit, à une fréquence supérieure à 200 kHz, des impulsions de haute énergie. Le faisceau monochromatique est émis à une longueur d'onde de 1064 nm, soit dans l'infrarouge proche. A cette longueur d'onde, le faisceau laser ne pénètre pas dans l'eau, il est totalement réfléchi, l'eau se comportant alors comme un miroir (Charlton et al., 2009). Cette caractéristique est très intéressante pour l'étude des environnements côtiers car il s'agit d'un type de surface très présent.

Pour des hauteurs de vol supérieures à 1000 m d'altitude, un système multi-impulsionnel, comprenant la production et la détection de la paire d'impulsions, permet de maintenir des mesures de haute densité avec un taux de couverture maximal en réduisant les coûts de vol. Le capteur ALS60 est donc bien adapté pour l'étude de larges zones côtières telles que de grandes baies ou de grandes étendues de plage.

Un appareil photo permettant des prises de vue de 22 mégapixels peut être connecté à l'instrument pour ajouter à la donnée topographique des images de très haute résolution dans le domaine optique. La correction, le géoréférencement et la co-registation de ces images permet de créer des mosaïques. Les photographies corrigées comme la topographie ont une précision estimée inférieure au décimètre.

Le système de balayage du LiDAR LEICA ALS60 est un miroir oscillant (Figure I.13.a) qui permet d'obtenir une haute densité de points au sol. Ce miroir a une fréquence allant jusqu'à 100 scans par seconde. L'angle de rotation maximal est de  $75^\circ$  soit  $37.5^\circ$  de part et d'autre de l'axe vertical de l'avion (Figure I.20). Pour cet angle de rotation maximal, l'ouverture de scan est maximale, ce qui entraîne la perte de la fonction de compensation temps réel du roulis permettant d'aligner les bords de fauchée. De ce fait, l'angle de rotation choisi est plus souvent de l'ordre de  $20^\circ$  de part et d'autre du nadir permettant d'atteindre, sur terrain plat, une largeur de fauchée de l'ordre de 1200 m pour une altitude 1500 m et d'environ 650 m pour une altitude de 800 m. Au nadir, le diamètre de la tâche laser au sol est faible : environ 19 cm pour une altitude de 800 m et 35 cm pour une altitude de 1500 m. La forme de l'empreinte au sol varie aussi en fonction de l'angle d'incidence et du relief pouvant former une ellipse.

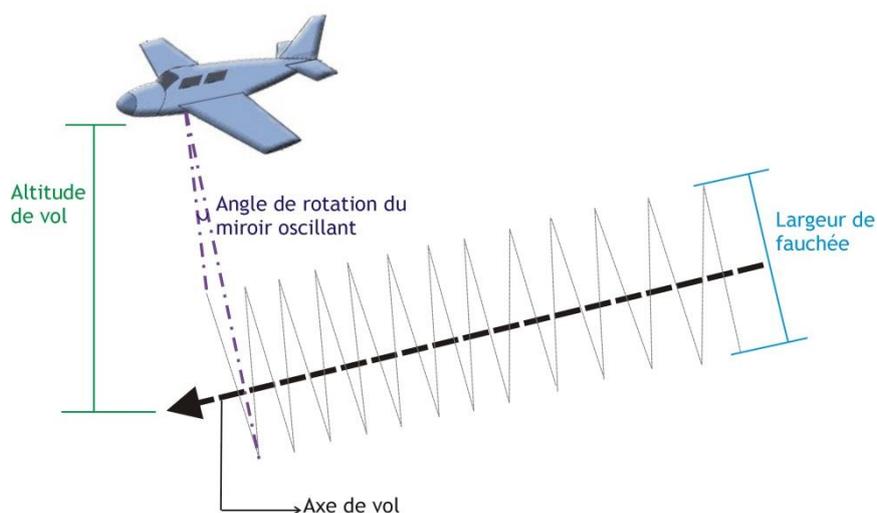


Figure I.20 : Largeur de fauchée du LiDAR par rapport à l'axe de vol

Les plans de vol sont généralement configurés avec un champ de vision du miroir de 40° et une vitesse de vol moyenne de 100 à 110 nœuds ( $< 55 \text{ m.s}^{-1}$ ). Pour chaque levé, deux plans de vol sont prévus à 800 m et 1500 m. Le choix de l'altitude de l'avion sera effectué le jour du vol en fonction des conditions météorologiques, notamment en fonction du plafond nuageux, le faisceau laser ne pouvant le pénétrer. Par ailleurs, compte tenu des objectifs du projet CLAREC, les campagnes de vol, qui visent principalement à caractériser la topographie des plages et des baies, sont réalisées lors de basses mers durant des périodes avec des coefficients de marée importants ( $> 80$ ).

L'angle de scan et la direction de la trajectoire du vol sont choisis afin d'avoir un bon compromis entre la détection des surfaces, la précision des données LiDAR et des conditions extérieures au plan de vol comme la marée. Les séquences de vol sont ajustées durant la mission en fonction du niveau d'eau de la mer en scannant la zone émergée la plus largement possible.

Dans le cadre du projet CLAREC, les zones étudiées ont été plusieurs fois scannées par le LiDAR aéroporté depuis février 2009.

Les données acquises régulièrement sur les mêmes sites sont essentielles pour analyser les mouvements, par exemple, ceux de barres sableuses, mais aussi pour étudier les changements topographiques le long du trait de côte.

Le LiDAR est un outil hautement performant permettant de définir, avec une grande précision et une forte densité, un modèle numérique de terrain décrivant le relief des surfaces survolées. En plus de cette information altimétrique le LiDAR LEICA ALS60 est capable de mesurer l'intensité du signal réfléchi par la cible vers l'instrument embarqué. L'objectif de cette thèse est d'analyser l'intensité retour du signal, encore peu exploitée aujourd'hui, en fonction des différents paramètres de vol et des caractéristiques de la cible.

### I.3. Intérêt de l'intensité retour du LiDAR pour l'étude de l'environnement côtier

L'environnement côtier, constitué de surfaces très variées (humidité, rugosité, granulométrie et lithologie), est en constante évolution étant donné qu'il est soumis en permanence à différents facteurs tels que le vent, les vagues, les courants, les marées ainsi qu'à des influences anthropiques. Les caractéristiques de ces surfaces largement visibles à marée basse ont une grande importance dans l'étude des transports sédimentaires à l'origine de

réajustements morphologiques permanents. La connaissance de ces changements se positionne plus globalement dans la thématique de la morphodynamique côtière et des risques côtiers afin d'améliorer leur compréhension et leur prédiction.

#### I.3.1. Apport du LiDAR dans l'étude des environnements naturels

Pour caractériser les surfaces rocheuses et sableuses en contact avec le trait de côte, la télédétection offre la possibilité de surveiller de larges espaces grâce à des acquisitions répétées et régulières dans le temps (Flood and Gutelius, 1997 ; Hill et al., 2000).

L'utilisation première du LiDAR aéroporté est de réaliser des mesures topographiques des surfaces (Kraus et Pfeifer, 1998 ; Wever et Lindenberger, 1999). Différentes études ont permis de montrer que la précision spatiale des données est dépendante de différents paramètres de vol comme les matériaux de surfaces, la hauteur de vol ou l'angle d'observation (Ahokas et al., 2003). L'un des principaux avantages du LiDAR concerne la grande précision des données horizontale et verticale estimée. Par exemple, pour le LiDAR LEICA ALS60, à 800 m d'altitude, les données du constructeur indiquent une précision planimétrique de 9 cm et 7 cm dans le plan vertical.

L'utilisation croissante du scanner laser aéroporté dans l'étude de différents environnements naturels est devenue très large, intéressant de nombreux domaines d'applications. Citons à titre d'exemples, des applications pour les milieux :

- forestiers (Hyypä et al., 2001)
- périglaciaires (Csatho et al., 2008 ; Irvine-Fynn et al., 2011 ; Lancaster et al., 2012)
- volcaniques (Mazzarini et al., 2005 ; Fornaciai et al., 2010 ; Sedze et al., 2012 ; Arab-Sedze, 2013),
- présentant des instabilités gravitaires (McKean & Roering, 2004 ; Haneberg et al., 2009),
- montrant des sismotectoniques (Harding & Berghoff, 2000 ; Haugerud et al., 2003),
- inondables (Webster et al., 2004).

Récemment, le LiDAR aéroporté est devenu un outil très prometteur pour surveiller les dynamiques côtières et quantifier leurs évolutions morphologiques. Plusieurs travaux utilisant le scanner laser aéroporté ont été dédiés au suivi du littoral incluant l'étude du trait de côte, des changements de la morphologie des plages et de l'évolution morphodynamique des dunes

(Gutierrez et al., 2001 ; Woolard et al., 2002 ; Sallenger et al., 2003 ; Robertson et al., 2004 ; Saye et al., 2005 ; Shrestha et al., 2005 ; Zhang et al., 2005 ; Brock et Purkis, 2009).

Les mesures du LiDAR aéroporté sont également utiles pour classifier des objets dans différents environnements :

- urbain : classification des bâtiments, routes, pelouses, arbres,... (Haala and Brenner, 1999 ; Charaniya et al., 2004) ;
- forestier : classification des différentes espèces d'arbres (Puttonen et al., 2010 ; Li et al., 2012) ;
- marin : classification des fonds marins (Tulldahl et al., 2007) et des végétations aquatiques (Tuldhahl et Wikström, 2012).

Récemment, afin d'approfondir la classification d'objets, les données d'intensité du laser rétrodiffusé ont été combinées avec des mesures topographiques acquises simultanément (Song et al., 2002 ; Brenan and Webster, 2006 ; Antonarakis et al., 2008 ; Li et al., 2008 ; Yan et al., 2012).

### I.3.2. Intensité du signal LiDAR rétrodiffusé : Etat de l'art

#### a) Généralités

La comparaison d'un modèle numérique de terrain et d'une image d'intensité générés à partir des données acquises simultanément montre que l'intensité est une information complémentaire aux données spatiales (Figure I.21).

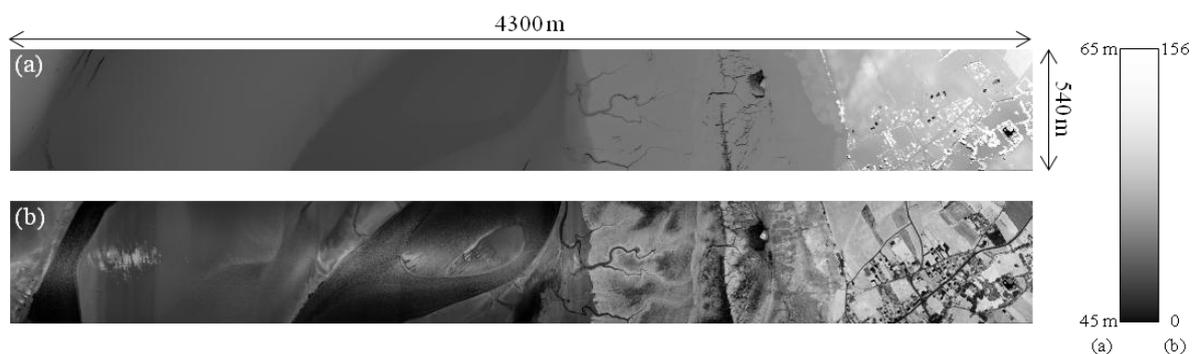


Figure I.21 : Modèle Numérique de Terrain (a) et image d'intensité (b) générés à partir d'un nuage de points acquis le 21 Septembre 2009 lors d'un vol au-dessus de la baie du Mont-Saint-Michel

Afin de mieux comprendre l'intérêt d'étudier l'intensité du signal LiDAR rétrodiffusée par la cible, il convient de rappeler quelques considérations fondamentales sur le système.

Le signal rétrodiffusé du laser émis par le LiDAR aéroporté est principalement affecté par quatre facteurs : les paramètres systèmes, les effets atmosphériques, les caractéristiques de réflexion de la surface et les paramètres de vol (Figure I.22).

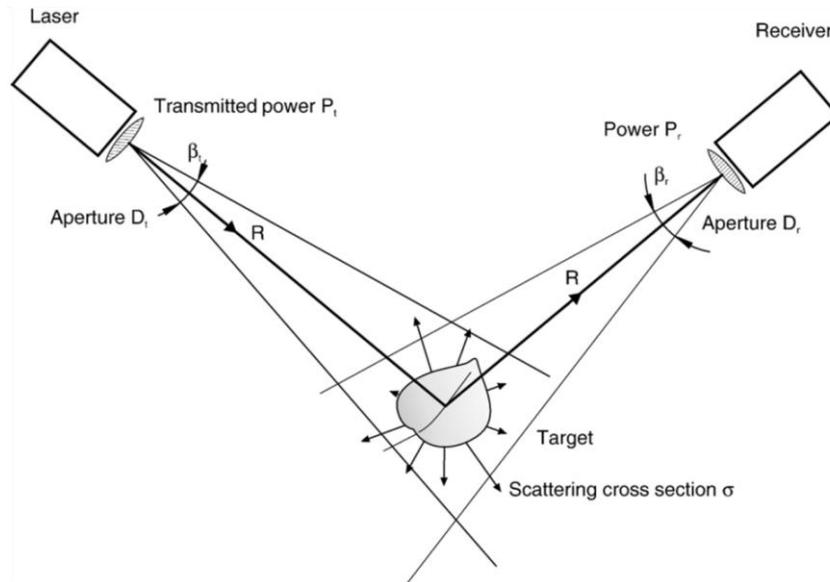


Figure I.22 : Représentation schématique de l'acquisition de données LiDAR avec définition des paramètres de l'équation radar. Sur ce schéma, l'émetteur et le récepteur sont localisés à des emplacements différents pour plus de clarté (Wagner et al., 2006)

Le scanner laser, qu'il soit aéroporté ou terrestre, utilise les mêmes principes physiques que les micro-ondes radar, mais pour des longueurs d'onde plus faibles (Jelalian, 1992). La relation fondamentale permettant de déterminer le signal dans l'ensemble des techniques correspond à l'équation radar. Wagner et al (2006) a adapté l'équation radar afin de l'appliquer au scanner laser pour permettre de calculer la puissance du signal laser rétrodiffusé.

$$P_r = \frac{P_t D_r^2}{4\pi R^4 \beta_t^2} \sigma \quad (I.4)$$

Avec  $P_r$ , la puissance reçue,  $P_t$ , la puissance transmise,  $D_r$ , le diamètre d'ouverture du détecteur,  $R$ , la distance séparant la cible du LiDAR et  $\beta_t$ , la largeur du faisceau émis. Les paramètres définissant la cible sont combinés dans le paramètre que l'on peut appeler section efficace de rétrodiffusion,  $\sigma$ .

$$\sigma = \frac{4\pi}{\Omega} \rho A_s \quad (I.5)$$

Avec  $\Omega$ , l'angle solide,  $\rho$ , le facteur de réflexion et  $A_s$ , l'aire de la cible illuminée

Le signal rétrodiffusé est notamment affecté par la nature de la cible, que ce soit le matériau utilisé, la granulométrie, la rugosité ou la luminosité de celle-ci.

Des expérimentations ont été réalisées récemment afin de comprendre le comportement de l'intensité rétrodiffusée par une cible dont les caractéristiques sont parfaitement connues. Cela permet notamment la calibration absolue des données d'intensité que ce soit en utilisant des cibles naturelles ou commerciales (Ahokas, 2006 ; Kaasalainen et al., 2005 ; Kaasalainen et al., 2008 ; Kaasalainen et al., 2009a ; Vain et al., 2009).

### b) Influence des paramètres de la cible

L'effet de l'humidité sur l'intensité rétrodiffusée a notamment été étudié sur des cibles de sable et de gravier qui sont utilisées comme étalons pour la calibration des données d'intensité (Kaasalainen et al., 2010). Ces expériences ont été réalisées, tout d'abord, en laboratoire lors de campagnes de calibration (Kaasalainen et al., 2009b). L'instrument laser alors utilisé est un laser Nd :YAG émettant à 1064 nm avec une puissance de 10 mW. Afin de déterminer l'effet de l'humidité, des mesures de réflectance ont été effectuées, indépendamment de l'angle d'incidence, après chaque ajout de masse d'eau dans les échantillons jusqu'à saturation. Des mesures *in situ* ont également été réalisées dans cette étude. Pour cela, un chemin dans une forêt a été humidifié sur une longueur de 7 m. Deux vols ont été effectués à quelques heures d'intervalles. L'humidité du sol a été mesurée grâce à une sonde ThetaKit TK2. Cette étude a montré que l'humidité joue un rôle important sur le signal retour. En effet, l'intensité détectée par le récepteur du LiDAR diminue plus fortement pour des teneurs en eau massique inférieures à 10 % (Figure I.23). Au-delà de ce taux d'humidité, l'intensité rétrodiffusée varie faiblement mise à part pour un substrat constitué de brique rouge. Cette étude a aussi montré la difficulté de déterminer le taux d'humidité d'une surface sachant que le faisceau laser réfléchi ne pénètre pas en profondeur. Ces résultats *in situ* sont considérés comme préliminaires ; cela doit conduire de la part des auteurs à des analyses plus approfondies lors de futures campagnes de vol afin de quantifier les relations entre la réflectance et l'humidité.

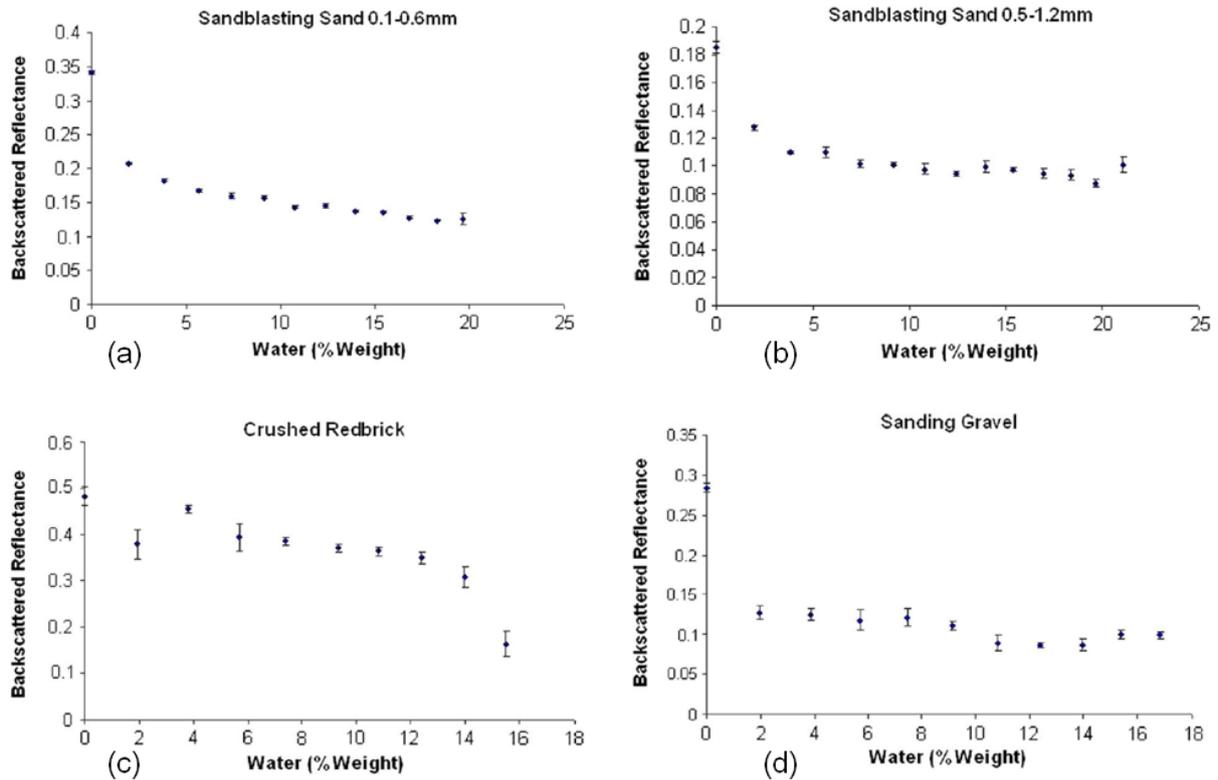


Figure 1.23 : Expériences en laboratoire : Rétrodiffusion d'un laser émettant à 1064 nm en fonction de la teneur en eau (pourcentage massique) pour des sables dont la taille de grain varie entre (a) 0.1-0.6 mm et (b) 0.5-1.2 mm, (c) de la brique rouge écrasée et (d) du gravier (d'après Kaasalainen et al., 2010)

### c) Influence des paramètres systèmes

L'intensité du signal retour est aussi affectée par les paramètres du système LiDAR comme l'effet de l'angle d'ouverture de l'émetteur et/ou du récepteur (Kaasalainen et Kaasalainen, 2008), ainsi que le gain automatique (Vain et al., 2010).

Une étude visant à évaluer l'influence simultanée de l'altitude de vol, de la divergence du faisceau et de la fréquence de répétition des impulsions sur l'intensité rétrodiffusée dans les couverts forestiers a été réalisée à partir de nombreuses campagnes d'acquisition de données LiDAR aéroporté. Ces analyses ont montré que le pouvoir de pénétration du couvert végétal varie lorsque ces différents paramètres indépendamment les uns des autres sont modifiés (Hopkinson, 2007).

En plus des propriétés de diffusion des cibles et des paramètres atmosphériques et instrumentaux, le signal rétrodiffusé est affecté par la géométrie de balayage, en particulier la

distance entre le LiDAR et la cible (portée du faisceau laser) et l'angle d'incidence du faisceau sur la cible.

Afin d'étudier l'effet de la distance sur l'intensité du signal retour, des expériences en laboratoire ont été effectuées (Kaasalainen et al., 2009). Pour des distances comprises entre 2 et 10 m avec un pas de 50 cm, l'intensité retour a été enregistrée après impact sur des cibles de Spectralon®, polymère fluoré ayant un comportement Lambertien, dont la réflectance est de 12 %, 25 % et 50 %. L'étude a montré que la réflectance n'est pas constante pour des distances inférieures à 3 m (Figure I.24.a). Comme les détecteurs diffèrent en fonction de l'instrument utilisé, il est important de bien connaître les effets de la distance combinée à la réflectance de la cible avant de mesurer les données d'intensité d'un scanner laser terrestre.

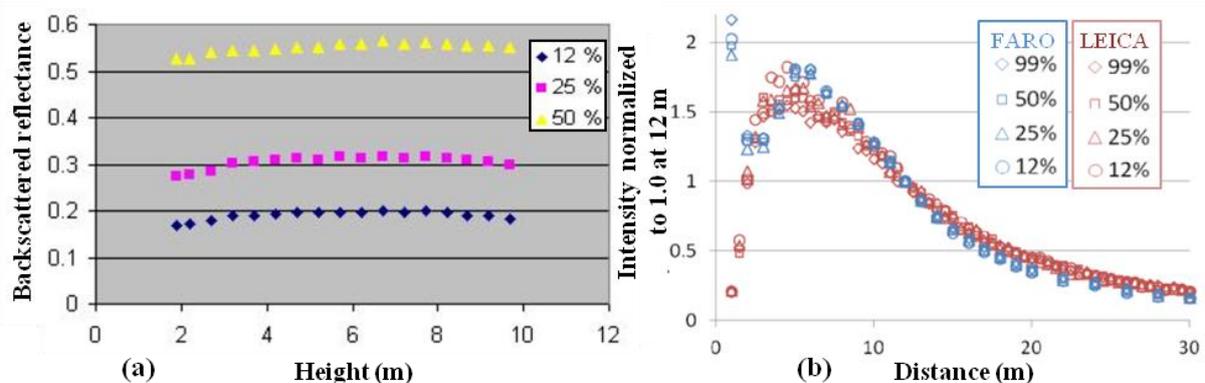


Figure I.24 : Intensité en fonction de la distance scanner-cible. (a) Scanner FARO LS, 3 cibles de spectralon® de réflectance connue (12 %, 25 %, 50 %) (d'après Kaasalainen et al., 2009a) ; (b) Scanners FARO LS880 et LEICA HDS6100, 4 cibles de spectralon® de réflectance connue (12 %, 25 %, 50 %, 99 %) (d'après Kaasalainen et al., 2011)

Ainsi, par la suite, l'effet de la distance a été étudié de façon plus approfondie pour trois scanners laser différents grâce à des cibles dont la réflectance est connue et pour de plus grandes distances (Kaasalainen et al., 2011). Pour les scanners laser terrestre FARO et LEICA, les résultats montrent que pour des distances supérieures à 10 m, l'intensité enregistrée suit la prédiction  $1/R^2$  de l'équation Radar (Figure I.24.b). Pour le dernier scanner utilisé dans l'étude (Sick LMS151), les résultats ne sont pas purement logarithmiques. Pour des distances comprises entre 5 et 10 m, l'intensité diminue plus rapidement que pour des distances supérieures. Pour conclure, cette étude a montré que l'effet de la distance est fortement dépendant de l'instrument.

L'angle d'incidence joue un rôle majeur dans l'acquisition de l'intensité du signal rétrodiffusé. L'influence de ce paramètre système est visible sur les cartes d'intensité (Figure

3 ; Figure I.21.b). L'angle d'incidence est défini comme étant l'angle séparant l'angle de scan et la normale à la pente (Figure I.25).

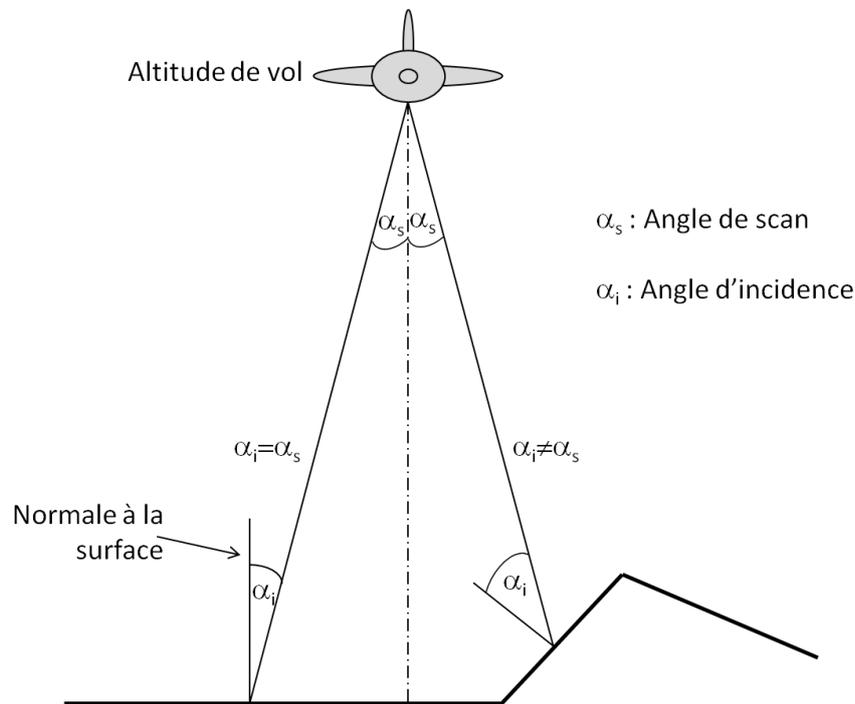


Figure I.25 : Différence entre l'angle de scan et l'angle d'incidence (modifié d'après Vain et al., 2009)

Afin d'étudier l'influence de l'angle d'incidence, des expérimentations en laboratoire ont été réalisées avec un laser Nd :YAG émettant à 1064 nm (Kukko et al., 2008). Les résultats ont été comparés aux mesures de plusieurs scanners, qu'ils soient terrestres ou aéroportés, émettant à différentes longueurs d'onde. Les échantillons éclairés sont divers : graviers, briques rouges écrasées, sables de granulométrie connue et bâches en PVC de brillance déterminées. Les auteurs ont conclu que l'effet de ce facteur est important notamment pour des angles d'incidence supérieurs à  $20^\circ$  et pour des surfaces brillantes. De plus, des effets dus aux propriétés des surfaces, telle que la rugosité, ont aussi été détectés.

Les différentes études citées précédemment ont montré que l'angle d'incidence joue un rôle crucial dans la mesure d'intensité. Il paraît donc important de pouvoir modéliser le comportement de l'intensité en fonction de l'angle d'incidence afin de corriger les données brutes pour les exploiter ultérieurement.

Théoriquement, une surface peut réfléchir la lumière de deux façons :

- diffuse : réflexion isotrope avec la même intensité ;

- spéculaire : direction du rayon réfléchi symétrique au rayon émis par rapport à la normale à la surface.

Afin de modéliser la réflexion diffuse d'une surface, l'expression empirique de la loi cosinus de Lambert a été utilisée (Kaasalainen et al., 2009a). Cette loi a montré que l'intensité retour est proportionnelle au cosinus de l'angle d'incidence tout en étant indépendante de l'angle de réflexion. Cette étude a montré que cette loi permet de modéliser le signal rétrodiffusé par des bâches notamment si elles sont assez sombres (Figure I.26.). Pour des graviers ou des surfaces sableuses, la modélisation par la loi cosinus reste correcte même s'il y a une plus grande approximation. La conclusion de cette étude indique qu'il est nécessaire d'avoir plus de données notamment avec des angles supérieurs à 20° afin de distinguer les surfaces pour lesquelles la modélisation de Lambert n'est pas correcte.

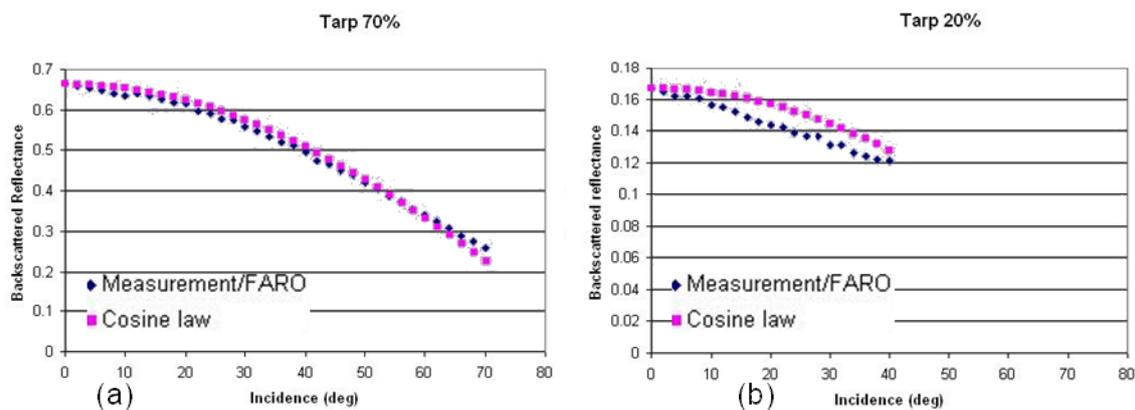


Figure I.26 : Intensité réfléchie par des bâches sombre (a) et claire (b) en fonction de l'angle d'incidence (d'après Kaasalainen et al., 2009a). Les deux expériences ont été réalisées avec un scanner FARO émettant à 785 nm

La réflexion d'une surface peut aussi être interprétée comme étant la combinaison d'une partie spéculaire et d'une partie diffuse modélisée par la loi de Lambert. C'est l'hypothèse que fait Hasegawa (2006) en modélisant la partie spéculaire par le modèle de Phong (1975). Pour ce faire, l'intensité réfléchie par huit surfaces de 1 m<sup>2</sup> composées de matériaux différents (asphalte nouveau et ancien, gravier, terre, herbe, ciment, briques et tuiles de toiture) a été étudiée en fonction de l'angle d'incidence. Cette étude a permis de montrer qu'une simple correction n'est généralement pas satisfaisante. Un autre travail propose une correction empirique basée sur le modèle de Lommel-Seeliger (Hapke, 1993) combiné à la loi cosinus de Lambert (Kaasalainen et al., 2011). Cette étude a été effectuée en laboratoire sur différentes surfaces (plastique, sable, béton, brique, roches de gabbro) dont les propriétés de brillance sont connues. Il a été montré qu'une étude plus approfondie était nécessaire afin de

déterminer le rôle des paramètres de surface, tels que la rugosité de surface et/ou la granulométrie.

#### I.3.3. Problématique de recherche

La connaissance de l'effet de l'angle d'incidence sur l'intensité enregistrée par un scanner laser aéroporté constitue un préalable indispensable pour (i) déterminer les caractéristiques des surfaces éclairées (ii) mener une étude multi-temporelle dans le but de détecter des changements de ces propriétés de surface notamment dans les milieux côtiers étudiés.

Ainsi, dans le but d'approfondir les travaux déjà initiés sur le comportement de l'intensité rétrodiffusée en fonction de l'angle d'incidence, des mesures d'intensités ont été réalisées lors de campagnes de vol LiDAR effectuées au dessus de deux environnements côtiers : la pointe d'Agon et la baie du Mont-Saint-Michel. Ces missions, menées dans un contexte opérationnel, permettent d'étudier l'intensité rétrodiffusée par des surfaces naturelles très variées telles que des zones en eau plus ou moins rugueuses, rugosité induite par l'agitation due au vent, des surfaces sableuses dont il sera possible de connaître l'humidité et la granulométrie, des zones urbaines (toits de maison, routes) et des espaces de végétation haute (arbres) ou basse (champs cultivés, herbus).

Afin de modéliser les comportements très différents de l'intensité réfléchi par ces diverses surfaces, une étude approfondie de plusieurs modèles de réflexion, notamment utilisés dans le cadre de la synthèse d'image et de la réalité virtuelle, a été menée. L'objectif de cette analyse est de trouver un modèle général de réflexion qui permet de comprendre le comportement de l'intensité en fonction de l'angle d'incidence pour des surfaces naturelles non considérées dans les travaux antérieurs.

Comme cela a été montré précédemment dans l'étude bibliographique, l'intensité rétrodiffusée dépend notamment de l'humidité et la granulométrie de la cible. Afin de corréler ces paramètres physiques aux données d'intensité, des mesures de taux d'humidité et de granulométrie ont été acquises *in situ* simultanément aux campagnes de vol LiDAR.



# Chapitre II -

## Etude de la réflectance

---



# Chapitre II –

## Etude de la réflectance

Avant d'étudier le comportement de l'intensité rétrodiffusée du signal du LiDAR LEICA ALS60, il est nécessaire de réaliser une étude de la réflectance notamment en faisant un état de l'art des différents modèles radiométriques qui sont principalement utilisés dans le cadre de recherches sur la synthèse d'image.

### II.1. Fonction de distribution de la réflectance bidirectionnelle

La fonction de distribution de la réflectance bidirectionnelle (*Bidirectional Reflectance-Distribution Function - BRDF*) décrit la manière dont est réfléchi la lumière sur une surface. Nicodemus (1977) l'a définie comme étant le rapport du flux total réfléchi dans la direction d'observation  $(\theta_r, \Phi_r)$  sur le flux émis en direction de la surface  $(\theta_i, \Phi_i)$  (Figure II.1).

$$f_r(\theta_i, \Phi_i, \theta_r, \Phi_r) = \frac{dL_r(\theta_r, \Phi_r)}{L_i(\theta_i, \Phi_i) \cos \theta_i d\omega_i} \quad (II.1)$$

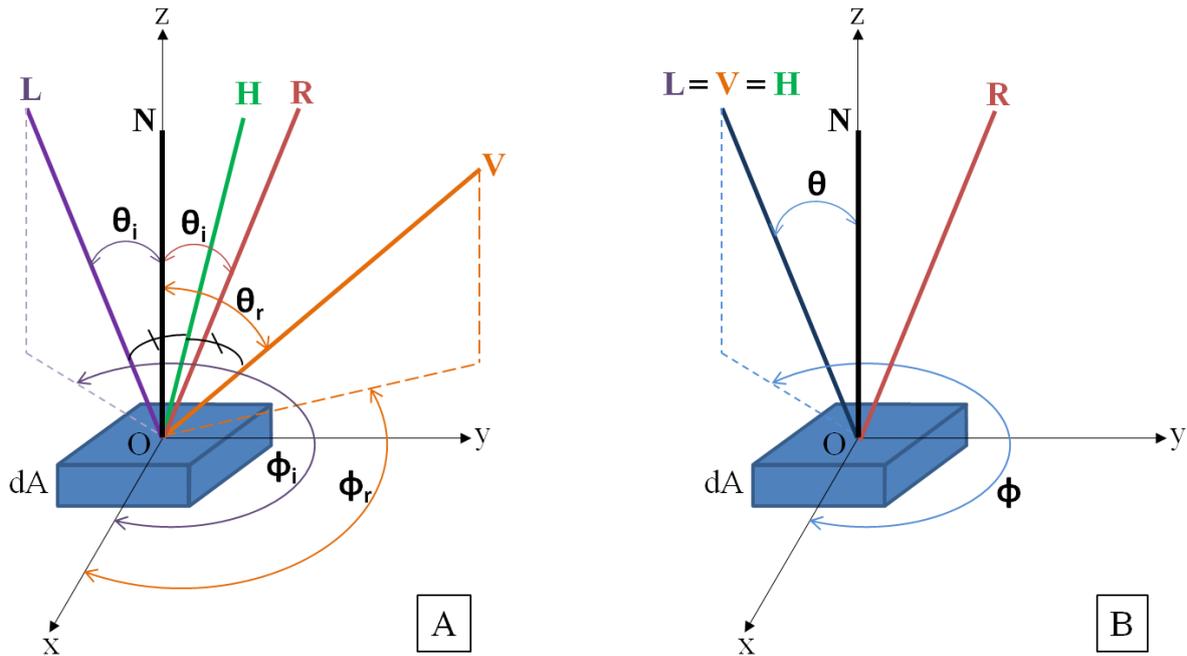


Figure II.1 : Illustration des paramètres relatifs de la BRDF dans le cas général (A) et pour la configuration du système LiDAR aéroporté LEICA ALS60 (B)

Les vecteurs relatifs à la BRDF (Figure II.1) correspondent à :

- L** la direction d'émission de la source
- V** la direction d'observation
- N** la normale à la surface
- R** la direction du rayon réfléchi spéculairement
- H** le vecteur bissecteur de L et V

La BRDF suit le principe de la conservation d'énergie, sa valeur est donc comprise entre 0 et 1.

## II.2. Décomposition du rayonnement

Lorsqu'un faisceau lumineux rencontre une interface optique, il peut être décomposé en trois parties : une partie transmise, une partie absorbée ou une partie réfléchie (cf. chapitre I.2.1).

La partie réfléchie peut être dissociée en trois termes : un terme spéculaire, un terme lambertien et un terme intermédiaire qui est une combinaison des composantes spéculaire et diffuse.

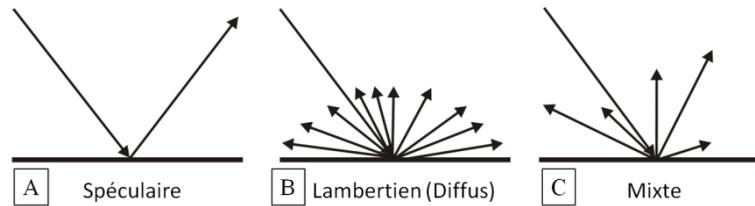


Figure II.2 : Différents types de réflexion

Les lois de Snell-Descartes déterminent le comportement de la lumière lorsque celle-ci est réfléchi de façon spéculaire : elle est réfléchi, dans le même plan, dans la direction symétrique à la direction d'incidence par rapport à la normale à la surface (Figure II.2.A). Lors d'une réflexion spéculaire idéale, le comportement de l'intensité rétrodiffusée suit la fonction Dirac<sup>1</sup>. Ce type de réflexion a lieu lorsque la rugosité surfacique est plus faible que la longueur d'onde de la lumière incidente. En télédétection, sur des surfaces spéculaires comme de l'eau calme, l'intensité rétrodiffusée est maximale si le capteur se situe exactement dans la direction du rayonnement réfléchi et nulle dans le cas contraire.

Un second type de réflexion, qui est extrêmement commun dans les milieux naturels, est la réflexion diffuse, ou Lambertienne (Figure II.2.B). Pour une surface diffuse, la lumière est réfléchi de façon isotrope c'est-à-dire avec la même intensité dans toutes les directions. L'intensité réfléchi par une surface purement diffuse est indépendante de la direction d'observation. La réflexion diffuse se produit lorsque la rugosité de la surface est plus grande que la longueur d'onde du faisceau incident.

En réalité, la plupart des surfaces présentes dans les environnements naturels sont caractérisées par une combinaison de ces deux types de réflexion (Figure II.2.C).

## II.3. Modèles de réflexion

En télédétection, la modélisation de la réflexion lumineuse est nécessaire afin de caractériser la surface illuminée. Grâce à des modèles empiriques ou théoriques, la modélisation du comportement de l'intensité rétrodiffusée par une surface, permet, par une méthode d'inversion, de déterminer ses propriétés surfaciques.

<sup>1</sup> Distribution de Dirac : modélisation mathématique d'un signal d'amplitude infinie sur une durée « infiniment brève » à la date 0 ; l'intégrale sur  $\mathbf{R}$  est égale à 1.

### II.3.1. Modèle de Lambert

La loi de Lambert (Hapke, 1993) permet de modéliser le caractère isotrope d'une surface diffusante. La fonction de distribution de la réflectance bidirectionnelle est constante pour une surface Lambertienne (II.2).

$$f_{r-L} = \frac{\rho_d}{\pi} \quad (II.2)$$

La constante de proportionnalité  $\rho_d$  est appelée constante de réflectance diffuse (aussi appelée albédo) ; cette constante correspond au rapport entre le flux réfléchi et le flux incident.

Le couplage des équations (II.1) et (II.2) montre que l'intensité réfléchie est proportionnelle au cosinus de l'angle d'incidence. Cela signifie que lorsque la direction d'émission est rasante, le signal retour est faible et inversement, lorsque l'émission du faisceau a lieu au nadir de la surface, le retour est très important.

Dans la pratique, lorsque la BRDF est considérée comme étant séparable, la composante spéculaire est souvent ajoutée au terme purement Lambertien défini précédemment.

$$f_r = s f_{r-s} + d f_{r-d} \text{ , avec } s + d = 1 \quad (II.3)$$

Avec :

$f_{r-s}$  ( $f_{r-d}$ ) est la BRDF spéculaire (diffuse)

$s$  ( $d$ ) : proportion de réflexion spéculaire (diffuse)

### II.3.2. Modèles de Phong et de Blinn

Le modèle de Phong (Phong, 1975) fut le premier modèle expliquant la réflexion spéculaire à être appliqué en informatique graphique; il s'agit d'un modèle empirique. Sa BRDF est une combinaison linéaire de la réflexion de Lambert et de la composante spéculaire  $f_{r-sp}$ . Celle-ci est définie comme :

$$f_{r-sp} = k_s (\mathbf{R} \cdot \mathbf{V})^n \quad (II.4)$$

Avec  $k_s$  étant le ratio de lumière incidente réfléchi par le réflecteur spéculaire,  $\mathbf{R}$ , la direction du rayon réfléchi spéculairement et  $\mathbf{V}$ , la direction d'observation.  $n$  est la puissance qui modélise la lumière réfléchi de manière spéculaire par le matériau ;  $n$  est compris entre 1 et  $+\infty$ . Comme le modèle de Phong est empirique, ce facteur  $n$  n'est relié à aucun paramètre physique.

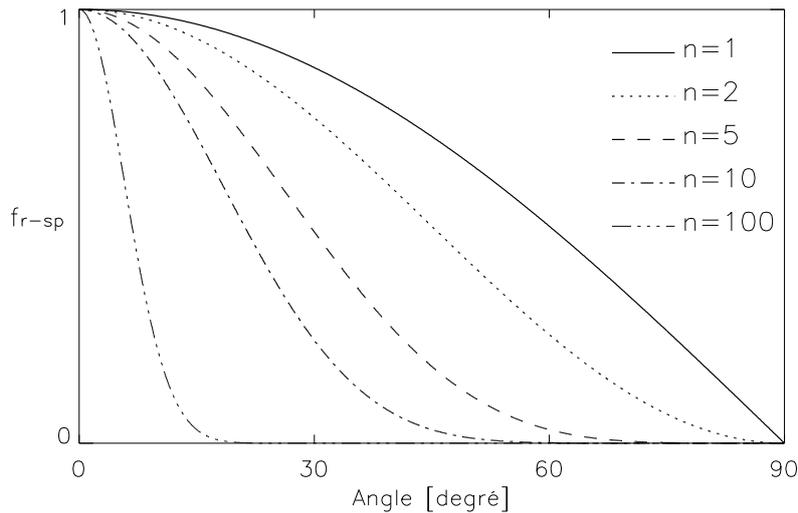


Figure II.3 : Influence du paramètre  $n$  sur l'équation (II.4)

Lorsque le paramètre  $n$  augmente, le reflet spéculaire augmente aussi (Figure II.3). Si  $n=1$ , la composante spéculaire est égale au modèle de Lambert.

Un des inconvénients du modèle de Phong concerne le fait que l'angle entre la direction d'observation et le sens de la réflexion doit être inférieur à 90 degrés pour que le terme spéculaire soit non nul. Le modèle de Blinn (Blinn, 1977) reprend ce modèle en calculant un angle qui est forcément toujours inférieur à 90°. En effet, il utilise le cosinus de l'angle séparant la normale à la surface ( $\mathbf{N}$ ) au vecteur bissecteur ( $\mathbf{H}$ ) des directions d'émission ( $\mathbf{L}$ ) et d'observations ( $\mathbf{V}$ ).

$$f_{r-p} = k_s (\mathbf{N} \cdot \mathbf{H})^n \quad (II.5)$$

Pour la configuration du système LiDAR LEICA ALS60, l'angle utilisé dans le modèle de Phong est le double de celui calculé dans le modèle de Blinn.

Notons, par ailleurs, que le modèle de Phong (Hasegawa, 2006) a été utilisé dans le but d'étudier l'intensité du signal laser d'un LiDAR. Il a été conclu que ce modèle n'est pas suffisamment adapté pour corriger l'intensité des données LiDAR de l'effet de l'angle d'incidence.

### II.3.3. Modèle de Torrance et Sparrow

Torrance et Sparrow (1967) se sont basés sur l'optique géométrique afin de décrire la réflexion spéculaire par une surface rugueuse. Ce modèle théorique de réflexion par une surface rugueuse a montré sa cohérence vis-à-vis de résultats expérimentaux. Le modèle de

surface consiste en une distribution de microfacettes disposées aléatoirement et réfléchissant la lumière de façon purement spéculaire (Figure II.4).

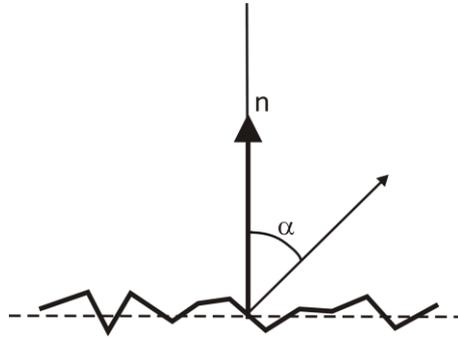


Figure II.4 : Surface modélisée par des microfacettes

Les approximations de l'optique géométrique nécessaires au bon fonctionnement de ce modèle ne sont possibles que si l'aire  $a$  de chaque microfacette est plus grande que la longueur d'onde  $\lambda$  du faisceau laser, mais bien plus petite que la longueur de la surface illuminée  $dA$ .

$$\lambda^2 \ll a \ll dA \quad (II.6)$$

En utilisant la combinaison de la BRDF vue dans l'équation (II.3), la composante spéculaire est :

$$f_{r-s} = \frac{F}{\pi} \frac{D}{(N \cdot L)} \frac{G}{(N \cdot V)} \quad (II.7)$$

Avec :

- F** le facteur de Fresnel
- G** la fonction d'atténuation géométrique
- D** la distribution des microfacettes

Dans la configuration du LiDAR LEICA ALS60 (Figure II.1. B.), l'émetteur et le détecteur sont situés au même endroit, c'est pourquoi l'angle d'incidence et l'angle d'observation sont similaires donc les vecteurs **L** et **V** sont identiques.

a) Coefficient de Fresnel

Le terme de Fresnel décrit la fraction de la lumière réfléchiée par rapport à la lumière reçue par la surface. Pour une lumière incidente non polarisée et pour des surfaces non-métalliques, l'équation de Fresnel (Cook et Torrance, 1981) s'exprime de la manière suivante,

$$F = \frac{1}{2} \frac{(g - c)^2}{(g + c)^2} \left\{ 1 + \frac{(c(g + c) - 1)^2}{(c(g - c) + 1)^2} \right\} \quad (II.8)$$

Avec :

$$c = \mathbf{V} \cdot \mathbf{H}$$

$$g^2 = n^2 + c^2 - 1$$

Pour la géométrie du système LiDAR LEICA ALS60 (Figure II.1.B),  $c=1$ , donc  $g=n$  impliquant que le facteur  $F$  peut être considéré comme étant constant pour une surface donnée.

### b) Facteur d'atténuation géométrique

Le facteur d'atténuation géométrique  $G$  représente les effets de masquage et d'ombrage d'une microfacette par ses voisines. La lumière réfléchie peut-être masquée par une microfacette voisine (Figure II.5.B). Lorsqu'une partie de la lumière incidente est cachée par la topographie voisine, il s'agit du phénomène d'ombrage (Figure II.5.C). Ce paramètre est compris entre 0 et 1 lorsqu'il n'y a aucune interférence (Figure II.5.A) ; il représente la proportion de lumière détectée après les effets de masquage et d'ombrage.

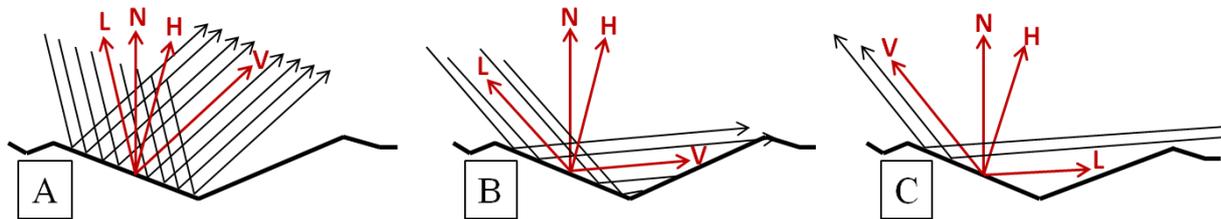


Figure II.5 : Illustration du paramètre d'atténuation géométrique  $G$ . A : Pas d'interférence, B : Phénomène de masquage, C : Phénomène d'ombrage (modifié, d'après Blinn, 1977)

Torrance et Sparrow font l'hypothèse que la géométrie des microfacettes forme une cavité en "V". Ils ont quantifié les effets de masquage et d'ombrage grâce à l'équation suivante,

$$G = 1 - (\eta/l) \quad (II.9)$$

Avec (Figure II.6),

$l$  la surface de la microfacette

$\eta$  la surface non-éclairée de la microfacette

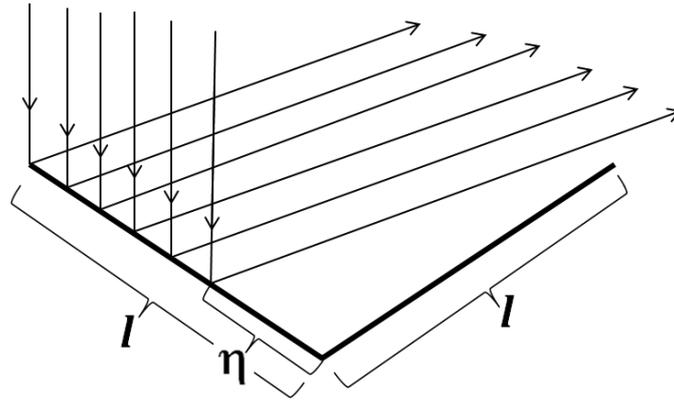


Figure II.6 : Géométrie d'une cavité en V (modifié, d'après Torrance et Sparrow, 1967)

Blinn (1977) a réduit le problème à deux dimensions grâce à des approximations géométriques :

$$G = \min \left\{ 1, \frac{2(N.H)(N.V)}{(V.H)}, \frac{2(N.H)(N.L)}{(V.H)} \right\} \quad (II.10)$$

Cette équation, qui est indépendante de la rugosité de surface, n'a pas été validée expérimentalement.

Smith a décrit de façon théorique la fonction d'ombrage, et l'a validé expérimentalement (Smith, 1967). Cette nouvelle équation prend en compte un paramètre de rugosité de la surface,  $m$ .

$$G(\theta_i, \theta_r) = G(\theta_i)G(\theta_r) \quad , \quad G(\theta) = \frac{g_1}{g_1 + 1} \quad (II.11)$$

$$\text{avec } g_1 = \sqrt{h\pi}(2 - \operatorname{erfc}\sqrt{h}) \quad \text{et } h = \frac{\cos^2\theta}{2m^2(1 - \cos^2\theta)}$$

En effet, la surface est décrite statistiquement en utilisant la pente RMS (*Root Mean Square*) de surface  $m$  qui est aussi appelée écart-type des normales locales, soit l'écart-type des pentes des microfacettes. Ce facteur  $m$  décrit la rugosité de la surface. Ainsi, une cible réfléchira la lumière de façon plus diffuse lorsque son facteur  $m$  sera élevé.

Schlick (1994) a introduit une approximation du coefficient d'atténuation géométrique :

$$G(\theta) = \frac{\cos\theta}{\cos\theta - k\cos\theta + k} \quad \text{avec } k = \sqrt{\frac{2m^2}{\pi}} \quad (II.12)$$

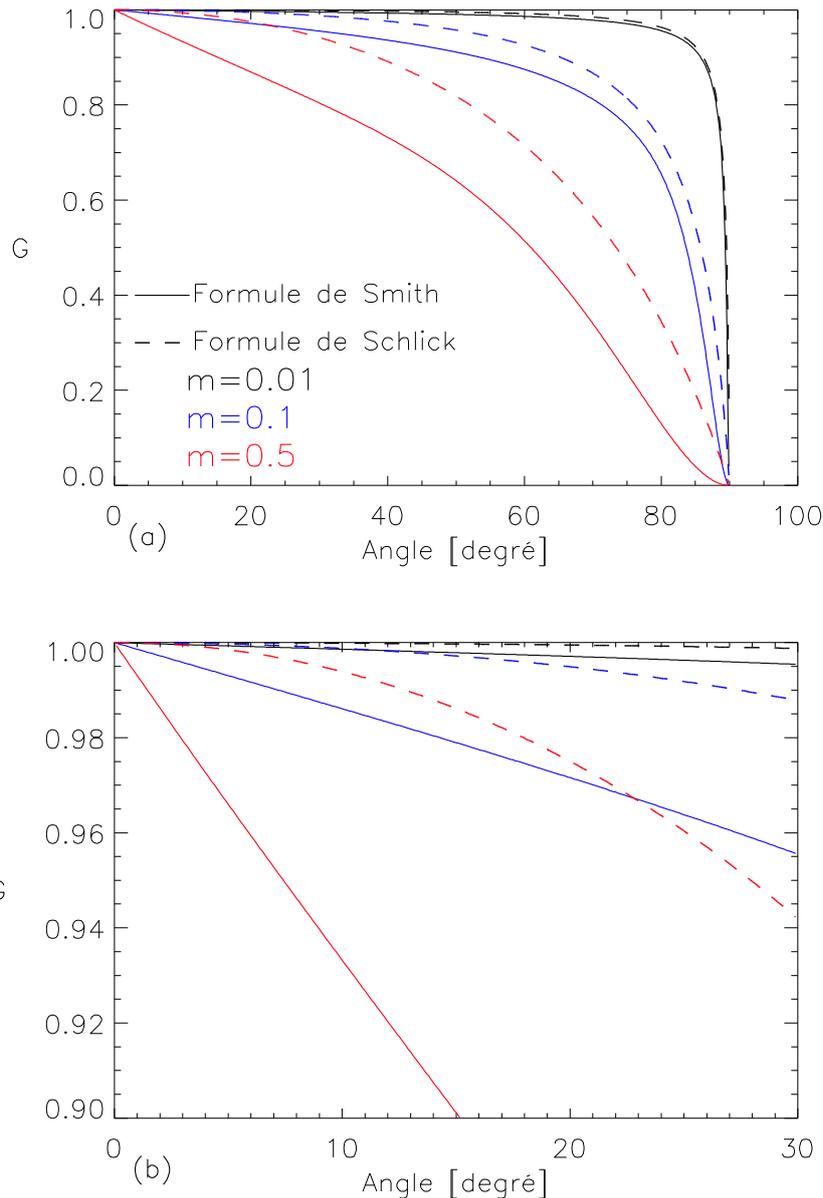


Figure II.7 : Facteur géométrique d'atténuation introduit par Smith et son approximation calculée par Schlick pour des valeurs de  $m=0.01, 0.1, 0.5$  et des angles compris entre  $0^\circ$  et  $90^\circ$  (a) et  $0^\circ$  et  $30^\circ$  (b)

Les deux diagrammes de la Figure II.7 montrent tout d'abord que pour une incidence rasante, c'est-à-dire pour un angle d'incidence important, les effets d'ombrage et de masquage sont très marqués. De plus, lorsque la rugosité de la surface augmente, les effets d'atténuation sont plus importants.

L'approximation du facteur d'atténuation est très similaire à sa fonction théorique excepté pour des valeurs d'angles faibles. Schlick a estimé cette erreur relative à environ 1.8 %. Les facteurs  $G$  sont représentés pour des angles inférieurs à  $30^\circ$  car, durant les campagnes de vol LiDAR exploitées ultérieurement, les valeurs d'angles des données collectées n'excèdent pas  $30^\circ$ . Pour cette gamme d'angles (Figure II.7.b), l'approximation du facteur  $G$  diffère

légèrement de la fonction théorique et spécialement pour les surfaces rugueuses caractérisées pour de grands facteurs  $m$ . De ce fait, la fonction théorique de Smith, pour modéliser le facteur d'atténuation géométrique, est retenue pour les analyses ultérieures.

c) Fonction de distribution des microfacettes

$D$  est la fonction de distribution des microfacettes composant la surface. En premier lieu, Torrance et Sparrow (1967) ont utilisé la fonction de distribution gaussienne de moyenne nulle :

$$D_G(\alpha) = ce^{-(\alpha/m)^2} \quad (II.13)$$

Avec :

$c$  une constante arbitraire

$\alpha$  angle compris entre  $N$  et  $H$ , l'angle unitaire bissecteur de  $L$  et  $V$

Pour la configuration du LiDAR LEICA ALS60, le vecteur  $H$  est identique aux vecteurs  $L$  et  $V$  donc  $\alpha = \theta$ .

Il est important de signaler que la fonction de distribution gaussienne des microfacettes ne respecte pas la condition de conservation de l'énergie. Dorénavant, nous considérerons les modèles satisfaisant cette condition.

En 1977, Blinn a utilisé la distribution de Trowbridge-Reitz (Trowbridge et Reitz, 1975) qui modélise les microfacettes comme des ellipsoïdes de révolution,

$$D_{TR}(\alpha) = \left[ \frac{e^2}{(e^2 - 1) \cos^2 \alpha + 1} \right]^2 \quad (II.14)$$

Le facteur  $e$  représente l'excentricité des ellipsoïdes. L'excentricité varie entre 0, pour des surfaces très brillantes, et 1, pour des surfaces très rugueuses.

En 1981, Cook et Torrance ont présenté une distribution physique des pentes des microfacettes en utilisant le modèle de Beckmann (Beckmann et Spizzichino, 1963). Ce modèle a été développé lors de recherches basées sur l'interaction d'ondes électromagnétiques avec des surfaces rugueuses.

$$D_B(\alpha) = \frac{1}{m^2 \cos^4 \alpha} e^{-\left\{ \frac{\tan^2 \alpha}{m^2} \right\}} \quad (II.15)$$

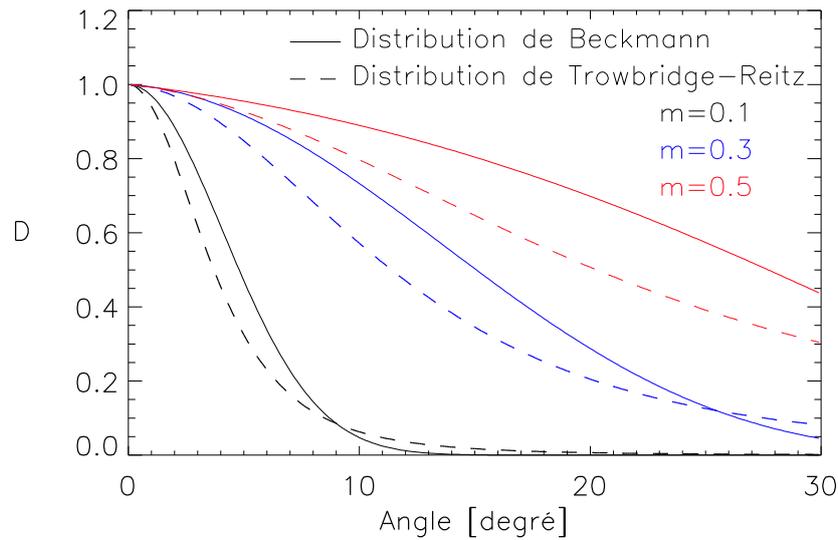


Figure II.8 : Fonctions des distributions de microfacette d'une surface

Les fonctions normalisées des distributions de microfacette sont définies par Torrance et Sparrow avec la fonction de Beckmann et par Blinn avec la fonction de Trowbridge-Reitz pour différentes valeurs du paramètre de rugosité (Figure II.8).

En fonction de l'angle d'incidence, la fonction de distribution diminue légèrement pour de grandes valeurs du facteur  $m$  (Figure II.8). D'un autre côté, pour des petites valeurs de  $m$ , un pic spéculaire est observé. La distribution gaussienne n'est pas représentée, mais son comportement est similaire aux distributions de Beckmann et Trowbridge-Reitz. Pour des surfaces lisses, c'est-à-dire un facteur de rugosité faible, les fonctions de distribution sont très proches.

Pour la configuration du système LiDAR LEICA ALS60, le modèle de Torrance-Sparrow, combiné au modèle de Lambert, peut être simplifié et normalisé comme suit :

$$f_r = d \frac{\rho_d}{\pi} + (1 - d) \frac{F D(\theta_i) G^2(\theta_i)}{\cos^2 \theta_i} \quad (II.16)$$

Comme l'explique l'équation (II.1), l'intensité réfléchiée par la surface est égale à la BRDF multipliée au cosinus de l'angle d'incidence.

Afin de comprendre l'influence du facteur  $d$  décrivant la fraction diffuse de la réflexion, pour différentes valeurs de ce paramètre, le comportement en angle de l'intensité est étudié (Figure II.9). Pour chaque diagramme, les distributions sont représentées pour trois valeurs de paramètre de rugosité décrivant des surfaces lisses ( $m=0.1$ ) ou des surfaces rugueuses ( $m=0.5$ ).

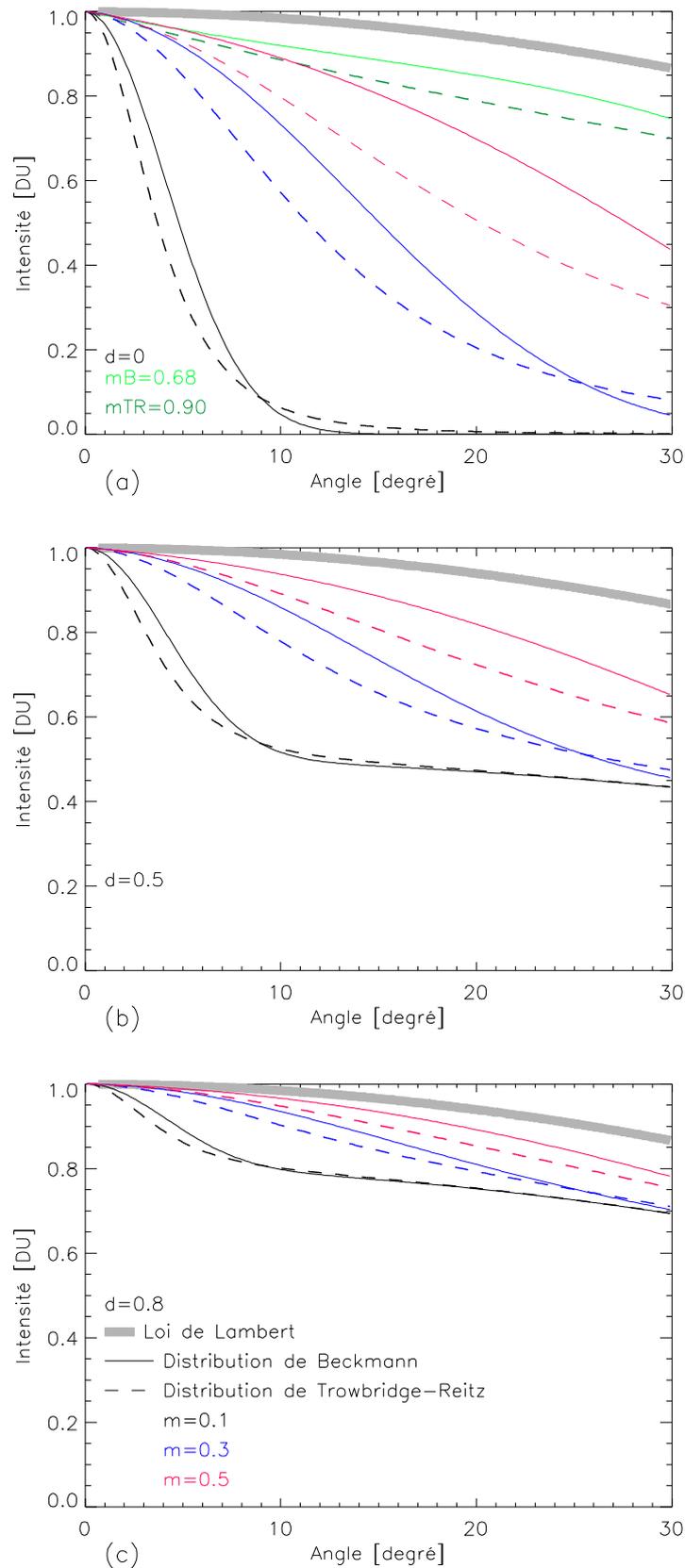


Figure II.9 : Combinaison linéaire de loi de Lambert et du modèle de Cook et Torrance en utilisant les distributions de Trowbridge-Reitz et de Beckmann pour différentes valeurs du paramètre de rugosité et différentes fraction de réflexion diffuse. (Intensité exprimée en Digital Units)

Dans le premier cas (Figure II.9.a), la fraction de réflexion diffuse est nulle ; cela signifie que seule la composante spéculaire est représentée. Pour des facteurs de rugosité important, l'intensité calculée, soit avec la distribution de Beckmann ( $m_B=0.68$ ) soit avec celle de Trowbridge-Reitz ( $m_{TR}=0.89$ ), est très proche de la loi de Lambert. Par conséquent, nous pouvons supposer que la composante spéculaire modélisée avec un facteur de rugosité élevé peut aussi représenter une réflexion diffuse.

Concernant les deux autres graphiques de la figure, le facteur  $d$  est égal à 0.5 et 0.8. Pour de grandes valeurs d'angle, les courbes ne tendent pas vers zéro, contrairement à la réflexion spéculaire pure (Figure II.9.a), mais l'intensité tend vers la valeur du facteur  $d$ . Cela se remarque dès  $10^\circ$  pour un facteur de rugosité faible. Ce facteur  $d$  caractérise la proportion de réflexion diffuse, donc l'augmentation de ce facteur entraîne une diminution de l'influence spéculaire. Lorsque  $d = 1$ , l'intensité suit le comportement de la loi cosinus de Lambert.

Il est également observé que la différence entre les deux distributions étudiées augmente lorsque le facteur  $m$  est plus important. Ces deux distributions seront étudiées afin de modéliser le comportement de l'intensité rétrodiffusée acquise par le LiDAR.

#### II.3.4. Modèle de Lommel-Seeliger-Lambert

La loi de Lommel-Seeliger (II.17) est un modèle de diffusion particulièrement bien adapté aux surfaces sombres et diffuses comme la lune (Hapke, 1993). Elle est basée sur la théorie du transfert radiatif.

$$f_{r-LS} = \frac{\rho_d}{4\pi \cos \theta_r + \cos \theta_i} p(g) \quad (II.17)$$

La fonction de phase  $p(g)$  exprime la probabilité qu'un photon incident soit diffusé dans la direction d'observation. L'angle  $g$  est l'angle compris entre les directions d'incidence et d'observation ; pour le système LiDAR ALS60,  $g$  est nul. La surface est supposée isotrope, donc la fonction de phase est égale à 1.

La fonction de Lommel-Seeliger combinée avec la loi cosinus de Lambert a été utilisée pour modéliser le comportement de l'intensité rétrodiffusée par un scanner laser aéroporté (Kaasalainen et al., 2011) :

$$I(\theta_i) = a(\omega, g_s)(1 - b(\omega, g_s)(1 - \cos \theta_i)) \quad (II.18)$$

Dans cette équation,  $\omega$  représente l'albédo et  $g_s$ , la taille granulométrique du matériau. Quand l'angle d'incidence est nul, l'intensité est égale à  $a$ . Si  $b$  est égal à 1 alors le comportement de

l'intensité est Lambertien. Si  $b$  est supérieur à 1, la diffusion de la lumière est plus spéculaire que la loi de Lambert. Le comportement de l'intensité décrit par le modèle combiné est plus diffus que pour une surface Lambertienne lorsque le facteur  $b$  est inférieur à 1 (Figure II.10).

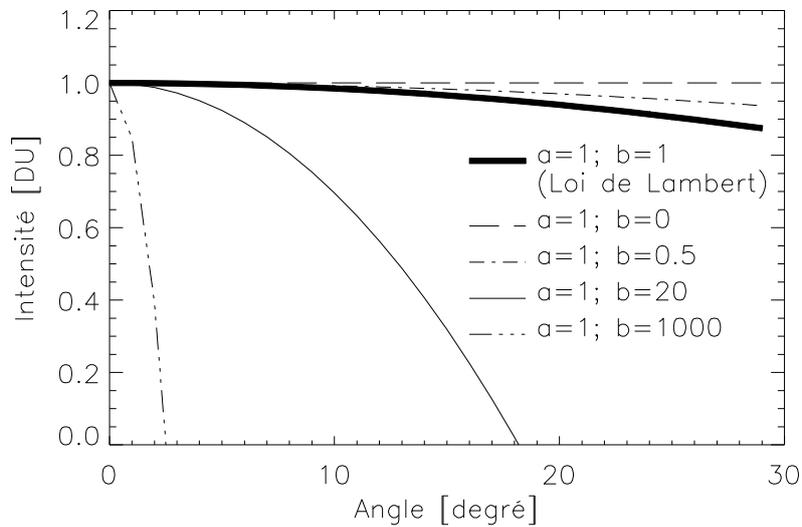


Figure II.10 : Modèle de Lommel-Seeliger-Lambert exprimé pour différentes valeurs de  $b$

### II.3.5. Modèle de Ward

Ward a décrit le comportement de la réflectance pour des surfaces anisotropes (Ward, 1992). Ces travaux sont basés sur les formulations théoriques de la réflectance dérivées de Torrance et Sparrow (Torrance et Sparrow, 1967) utilisant la distribution de Beckmann (Beckmann, 1963). Ward a simplifié la loi de Torrance et Sparrow en supposant que le facteur d'atténuation géométrique compense les effets de Fresnel, ils sont donc remplacés par un facteur de normalisation.

$$f_{r-w} = \frac{\rho_d}{\pi} + \rho_s \frac{D_W(\alpha, \Phi)}{4\pi \sqrt{\cos \theta_i \cos \theta_r}} \quad (II.19)$$

Le modèle gaussien anisotrope est introduit par Ward.

$$D_W(\alpha, \Phi) = \frac{1}{m_1 m_2} e^{-\tan^2 \alpha \left( \frac{\cos^2 \Phi}{m_1^2} + \frac{\sin^2 \Phi}{m_2^2} \right)} \quad (II.20)$$

Avec :

- $m_1$  ( $m_2$ ) l'écart-type des pentes de la surface orientées selon le vecteur tangent (binormal)
- $\Phi$  l'angle azimutal du vecteur projeté dans le plan de surface

Plus  $m_1$  est différent de  $m_2$  et plus l'anisotropie est marquée. Dans le cas particulier d'une surface isotrope ( $m_1=m_2$ ), le modèle tend vers la distribution équivalente de Beckmann. Comme la configuration du système LiDAR utilisé est mono-statique (émetteur et récepteur positionnés au même endroit), une surface anisotrope présente le comportement d'une surface isotrope avec une rugosité comprise entre deux extremums.

### II.3.6. Modèle d'Oren-Nayar

Contrairement au modèle de Torrance et Sparrow, Oren-Nayar a considéré que les microfacettes sont des surfaces parfaitement diffuses (Oren-Nayar, 1995). La surface éclairée est composée de cavités en "V" formées de deux facettes symétriques. Ce modèle de réflectance est décrit par une distribution gaussienne multipliée par le facteur d'atténuation géométrique. Ce dernier est inspiré par le facteur de Torrance et Sparrow représentant les effets d'ombrage et de masquage. Pour simplifier l'utilisation de cette équation, Oren et Nayar ont réalisé de nombreux tests pour différentes valeurs d'angles d'incidence ( $\theta_i, \Phi_i$ ), d'angles de réflexion ( $\theta_r, \Phi_r$ ), d'albédo ( $\rho_d$ ) et de rugosité de surface ( $\sigma$ ). Ces simulations ont permis d'avoir une approximation fonctionnelle précise de la radiance :

$$L_r^1(\theta_r, \theta_i, \Phi_r - \Phi_i, \sigma) = \frac{\rho_d}{\pi} E_0 \cos \theta_i \left[ C_1(\sigma) + \cos(\Phi) C_2(\chi, \delta, \Phi_r - \Phi_i, \sigma) \tan \delta + (1 - |\cos(\Phi)|) C_3(\chi, \delta, \sigma) \tan\left(\frac{\chi + \delta}{2}\right) \right] \quad (II.21)$$

Avec :

$$\chi = \max(\theta_i, \theta_r) \quad \delta = \min(\theta_i, \theta_r) \quad \Phi = \Phi_r - \Phi_i$$

$$C_1 = 1 - 0.5 \frac{\sigma^2}{\sigma^2 + 0.33}$$

$$C_2 = \begin{cases} 0.45 \frac{\sigma^2}{\sigma^2 + 0.09} \sin \chi & \text{si } \cos(\Phi_r - \Phi_i) \geq 0 \\ 0.45 \frac{\sigma^2}{\sigma^2 + 0.09} \left( \sin \chi - \left( \frac{2\delta}{\pi} \right)^3 \right) & \text{sinon} \end{cases}$$

$$C_3 = 0.125 \left( \frac{\sigma^2}{\sigma^2 + 0.09} \right) \left( \frac{4\chi\delta}{\pi^2} \right)^2$$

Pour ce modèle, les inter-réflexions sont prises en compte. Après plusieurs approximations, la composante d'inter-réflexion de la radiance est calculée :

$$L_r^2(\theta_r, \theta_i, \Phi_r - \Phi_i, \sigma) = 0.17 \frac{\rho_d^2}{\pi} E_0 \cos \theta_i \frac{\sigma^2}{\sigma^2 + 0.13} \left[ 1 - \cos(\Phi) \left( \frac{2\delta}{\pi} \right)^2 \right] \quad (II.22)$$

La radiance totale est une combinaison linéaire de deux composantes :

$$L_r(\theta_r, \theta_i, \Phi_r - \Phi_i, \sigma) = L_r^1(\theta_r, \theta_i, \Phi_r - \Phi_i, \sigma) + L_r^2(\theta_r, \theta_i, \Phi_r - \Phi_i, \sigma) \quad (II.23)$$

Une simplification de cette équation (II.21), entraînant une faible perte de la précision, a été proposée suite à la réalisation de nombreuses simulations. Ces expériences ont montré que le coefficient  $C_3$  apportait une contribution très faible sur le calcul de la radiance totale (II.23). Un modèle simplifié est donc obtenu en omettant le coefficient  $C_3$  et en ignorant les inter-réflexions qui ont lieu :

$$L_r(\theta_r, \theta_i, \Phi_r - \Phi_i, \sigma) = \frac{\rho_d}{\pi} E_0 \cos \theta_i \left[ C_1(\sigma) + 0.45 \frac{\sigma^2}{\sigma^2 + 0.09} \sin \chi \tan \delta \text{Max}(0, \cos(\Phi)) \right] \quad (II.24)$$

Ce modèle est fortement simplifié lorsqu'il est appliqué à la configuration du système LiDAR utilisé. En effet, les paramètres d'angles deviennent :

$$\chi = \max(\theta_i, \theta_r) = \theta \quad \delta = \min(\theta_i, \theta_r) = \theta \quad \Phi = \Phi_r - \Phi_i = 0$$

$$L_r(\theta_r, \theta_i, \Phi, \sigma) = \frac{\rho_d}{\pi} E_0 \cos \theta \left[ C_1(\sigma) + 0.45 \frac{\sigma^2}{\sigma^2 + 0.09} \sin \theta \tan \theta \right] \quad (II.25)$$

L'équation d'Oren-Nayar normalisée dans la configuration du système LiDAR ( $\theta_r = \theta_i$ ) est représentée pour différentes valeurs des paramètres de rugosité et d'albédo (Figure II.11). Des valeurs de  $\rho=1$  et  $\sigma=0$  impliquent des réflexions aussi diffuses que le cas Lambertien idéal. Si le paramètre de rugosité augmente et l'albédo diminue, l'intensité est plus diffuse que le modèle de Lambert. Ce modèle est utilisé pour décrire les réflexions diffuses, pour des surfaces très rugueuses.

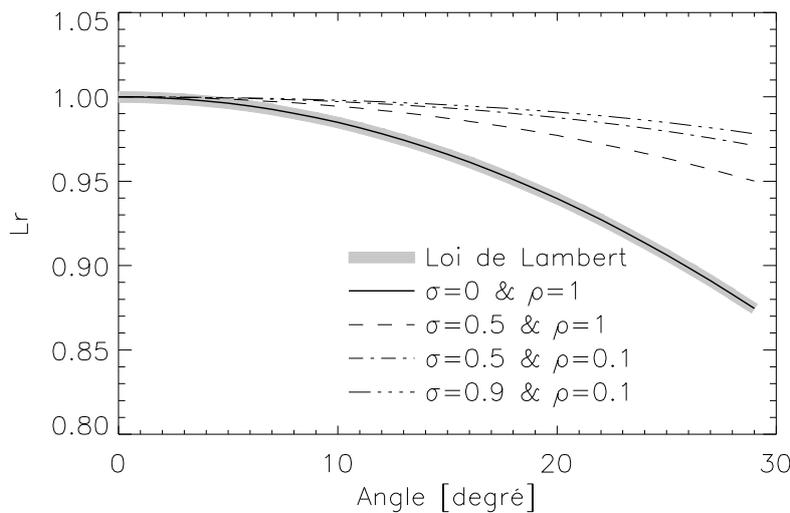


Figure II.11 : Représentation du modèle d'Oren-Nayar exprimé pour différentes valeurs des paramètres d'albédo et de rugosité dans la configuration d'un LiDAR mono-statique.

### II.3.7. Modèle d'Hapke

Le modèle d'Hapke (Hapke, 1993) est basé sur la théorie du transfert radiatif. Comme pour le modèle de Cook et Torrance, la surface est considérée comme étant une collection de microfacettes dont leur distribution suit la loi Gaussienne. Ce modèle est communément utilisé pour décrire les propriétés de réflectance directionnelle des surfaces planétaires (lunaires). La réflectance bidirectionnelle développée par Hapke suit l'équation suivante :

$$f_r = \frac{\omega}{4(\cos \theta_i + \cos \theta_r)} [(1 + B(g))P(g) + H(\cos \theta_i)H(\cos \theta_r) - 1]S(\theta) \quad (II.26)$$

Où  $\omega$  correspond à l'albédo de simple diffusion, B est la fonction de l'effet d'opposition, g, l'angle de phase, P, la fonction de phase, H, la fonction de diffusion isotrope multiple et S, la fonction de rugosité macroscopique. Pour calculer la réflectance bidirectionnelle, il est nécessaire de déterminer les six paramètres. La quantité de facteurs à connaître est trop importante pour effectuer une inversion de paramètres nous permettant de déterminer les caractéristiques de la surface étudiée. De ce fait, ce modèle est inadapté à l'application d'un problème inverse.

## II.4. Conclusion

L'étude de ces différents modèles montre que la modélisation de la réflectance a été très fortement étudiée, notamment dans le cadre de la synthèse d'image. Ces différents modèles permettent de prendre en compte les composantes diffuse et spéculaire de la réflexion, ce qui rend les modèles proches de la réalité. Ils dépendent de paramètres qui caractérisent la surface comme l'albédo et la rugosité. L'application de ces modèles de réflectance à des données acquises *in situ* est donc pertinente pour déterminer les caractéristiques des surfaces étudiées. Mais, afin de formaliser un problème inverse, il ne doit pas y avoir trop de facteurs à déterminer comme c'est le cas pour les modèles de Ward et d'Hapke.

Par la suite, pour de multiples surfaces types, les différentes lois seront étudiées dans le but d'obtenir une modélisation générale de la réflectance applicable à tous types de surface, et notamment celles rencontrées dans les environnements côtiers.



# Chapitre III -

## Modélisation de l'intensité en fonction de l'angle d'incidence

---



# Chapitre III –

## Modélisation de l'intensité en fonction de l'angle d'incidence

Avant d'étudier les données d'intensité en fonction de l'angle d'incidence, il est nécessaire de rasteriser les données afin de former des images d'intensité corrigée du gain, des MNT et des images d'angles de scan permettant de calculer l'angle d'incidence. Pour étudier l'intensité, il est parfois nécessaire d'avoir accès à des mosaïques d'images.

Après avoir mis en forme les données, le comportement de l'intensité en fonction de l'angle d'incidence pour différentes surfaces types est analysé avec les différents modèles présentés dans le chapitre précédent afin d'établir un modèle général adapté aux environnements étudiés.

Pour finir, la calibration des données d'intensité est abordée. Il s'agit d'une étape indispensable permettant de comparer des données d'intensité de différentes fauchées, mais aussi de différentes campagnes de vol.

### III.1. Mise en forme des données LiDAR

Les données étudiées correspondent au premier écho reçu par le signal rétrodiffusé. Pour les surfaces côtières, comme le sable, le premier écho correspond au sol alors que pour des zones forestières, il correspond à la canopée. Avant de valider les données, il faut au préalable les filtrer. Cette opération consiste à éliminer les points vraisemblablement faux en fonction de critères de tri tels que des valeurs en  $z$  extrêmes ou l'identification de points isolés.

#### III.1.1. Rastérisation des données

Afin d'étudier les données acquises par le système LiDAR LEICA ALS60, les nuages de point sont convertis en grille 2D d'espacements identiques. La matrice est construite avec une résolution de pixel égale à un mètre, il s'agit de la distance maximale entre deux points dans une ligne de vol donnée (Garestier et al., 2011). La plupart des pixels comprennent plusieurs points, afin de créer une image rastérisée, ceux-ci sont moyennés. Au contraire, certains pixels ne contiennent aucune donnée. Dans ce cas, il a été choisi de ne pas interpoler la grille afin de ne pas créer d'informations (Figure III.1). Les dimensions de la matrice sont déterminées grâce aux positionnements  $x$  et  $y$  des points. En utilisant l'information de l'altitude ( $z$ ), il est ainsi possible de créer le modèle numérique de terrain (MNT) de la zone étudiée (Figure III.4.B).

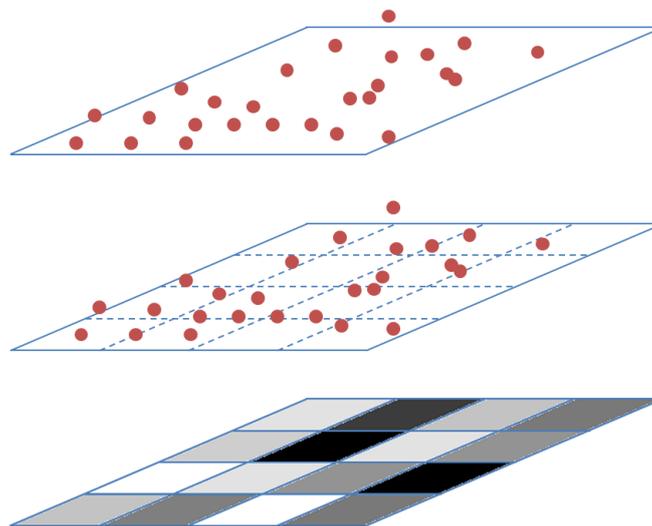


Figure III.1 : Rastérisation d'un nuage de points

Le système LiDAR LEICA ALS60 utilise un contrôle de gain automatique. Comme cela a été vu précédemment (cf. chapitre I.2.2.d), le gain permet d'obtenir des retours de signal même pour des surfaces de faible réflectivité mais, il modifie la valeur de l'intensité enregistrée

(Vain et al., 2010). Il est donc nécessaire de normaliser les données d'intensité afin qu'elles soient uniquement affectées par les caractéristiques de la cible (Figure III.4.A).

### III.1.2. Calcul de l'angle d'incidence

L'angle d'incidence est défini comme étant l'angle séparant le faisceau d'incidence et la normale à la surface (Figure III.2). Le faisceau du laser est émis perpendiculairement à la direction de vol de l'avion, c'est-à-dire dans le plan  $yOz$ , avec un angle correspondant à l'angle de scan ( $\alpha_s$ ). Il est donc possible de connaître la direction du faisceau ( $L$ ).

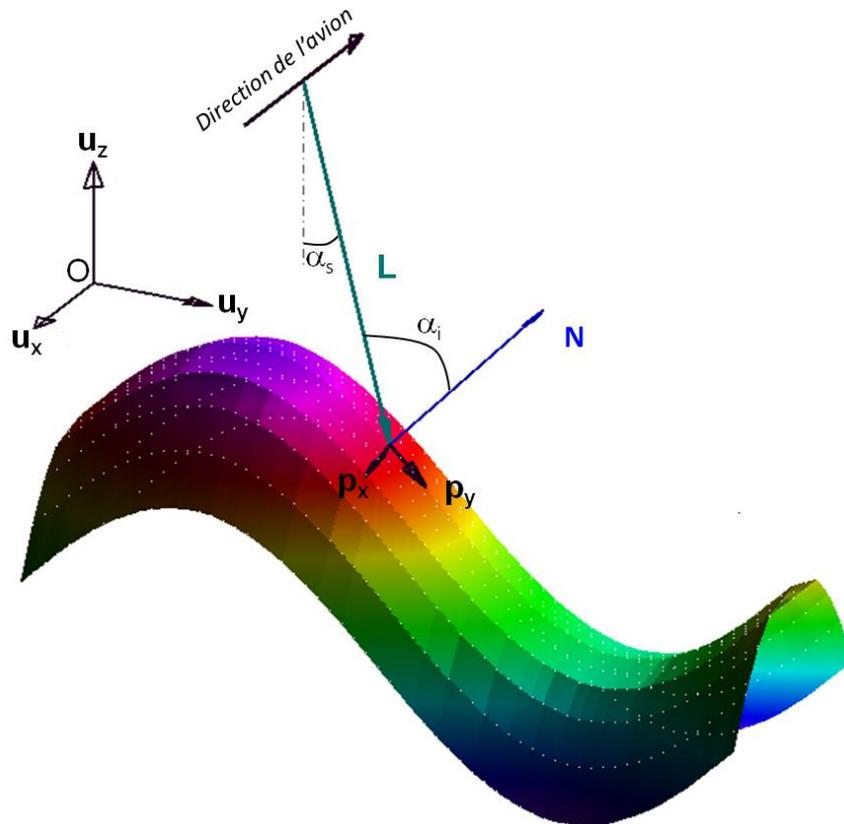


Figure III.2 : Représentation 3D de l'angle d'incidence

Pour déterminer la normale à la surface ( $N$ ), il est nécessaire de connaître les pentes dans les directions  $u_x$  ( $p_x$ ) et  $u_y$  ( $p_y$ ). Le vecteur de la normale à la surface est défini par le produit vectoriel des pentes  $p_x$  et  $p_y$ .

$$N = p_x \wedge p_y \quad (III.1)$$

Grâce au produit vectoriel entre les vecteurs  $L$  et  $N$ , il est possible de déterminer l'angle d'incidence ( $\alpha_i = (\widehat{L, N})$ ).

$$L \wedge N = \|L\| \|N\| \sin(\widehat{L, N}) \quad (III.2)$$

L'angle d'incidence est calculé ainsi pour chaque valeur de pixel. Ainsi, il est nécessaire de connaître pour chacun d'entre eux les vecteurs  $L$  et  $N$ .

Pour déterminer le vecteur  $L$ , une matrice d'angle de scan (Figure III.4.C), qui a les mêmes caractéristiques que la matrice d'intensité et le MNT, est créée.

La seconde étape consiste à calculer le vecteur normal ( $N$ ) à la surface. Pour cela, il faut au préalable déterminer les vecteurs des pentes  $p_x$  et  $p_y$  pour chaque maille. Pour calculer les pentes dans les directions  $u_x$  et  $u_y$ , les cellules voisines sont utilisées (Figure III.3). De ce fait, lors du calcul des pentes, les valeurs des colonnes et des lignes extrêmes ne peuvent être calculées.

Suite à ces différents calculs, la matrice de l'angle d'incidence est créée (Figure III.4.D). Au nadir, sur un terrain plat, l'angle d'incidence est nul. Théoriquement, les valeurs d'angle d'incidence sont comprises entre  $0^\circ$  et  $90^\circ$ . Pour les zones étudiées ayant une topographie peu marquée, comme l'angle de scan est inférieur à  $20^\circ$  en valeur absolue, l'angle d'incidence est, par conséquent, inférieur à  $20^\circ$ . Pour chaque carte d'intensité, une image d'angles d'incidence correspondante est obtenue.

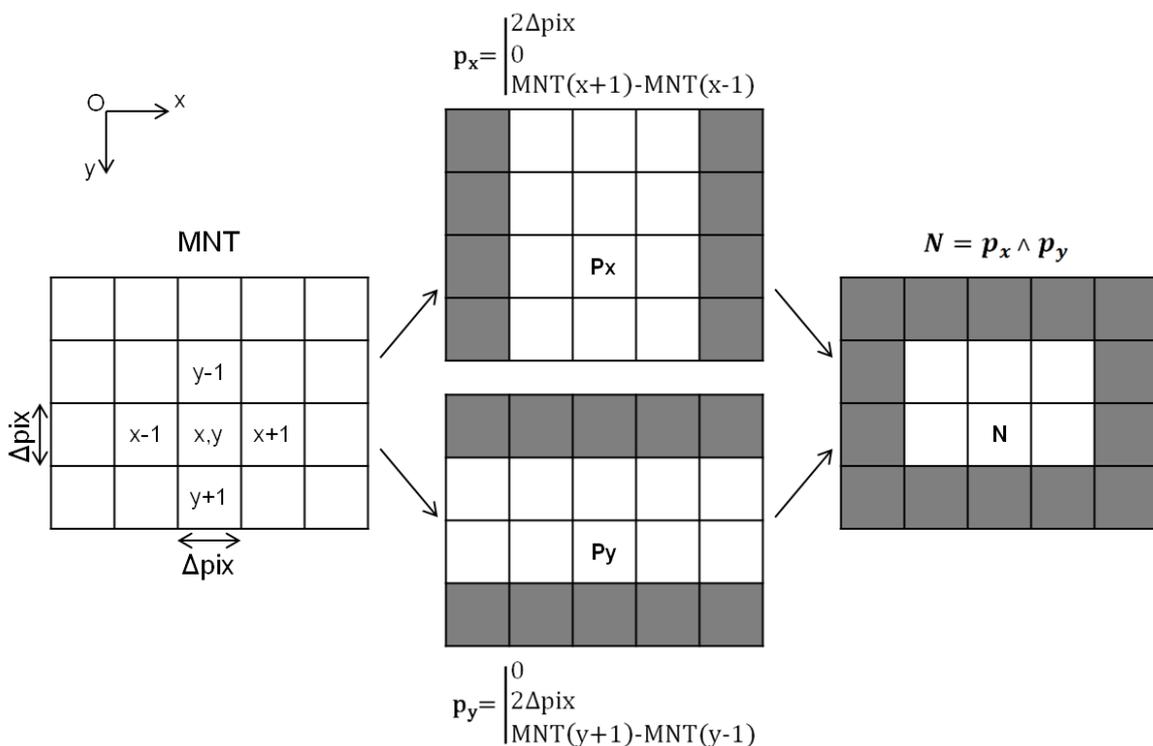


Figure III.3 : Calcul de la normale à la surface ( $N$ )

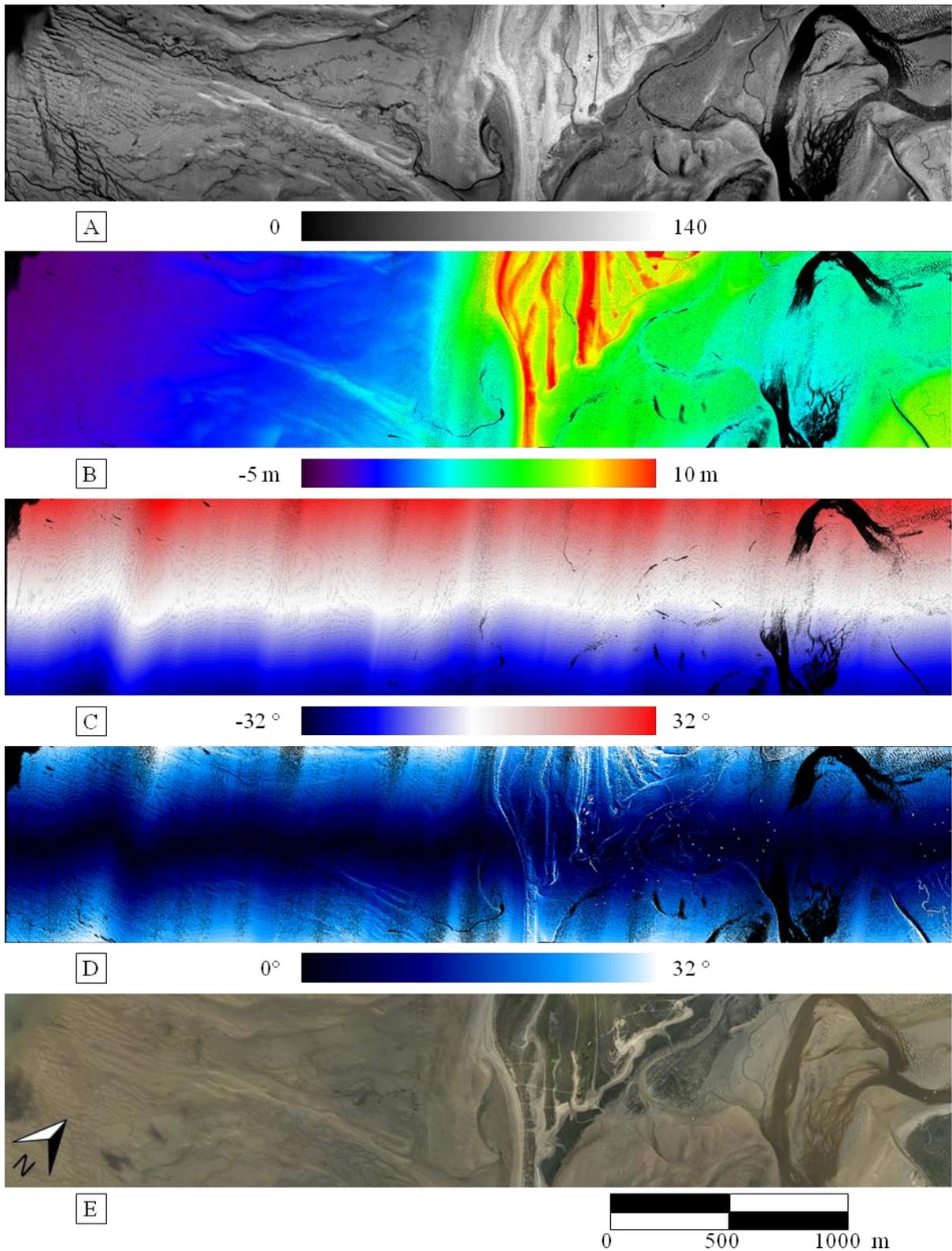


Figure III.4 : Création d'une carte d'intensité (A), d'un MNT (B), d'une matrice d'angles de scan (C), d'une matrice d'angles d'incidence (D) et de l'orthophotographie (E) à partir de données acquises lors d'un vol réalisé à la pointe d'Agon le 11 Mai 2012

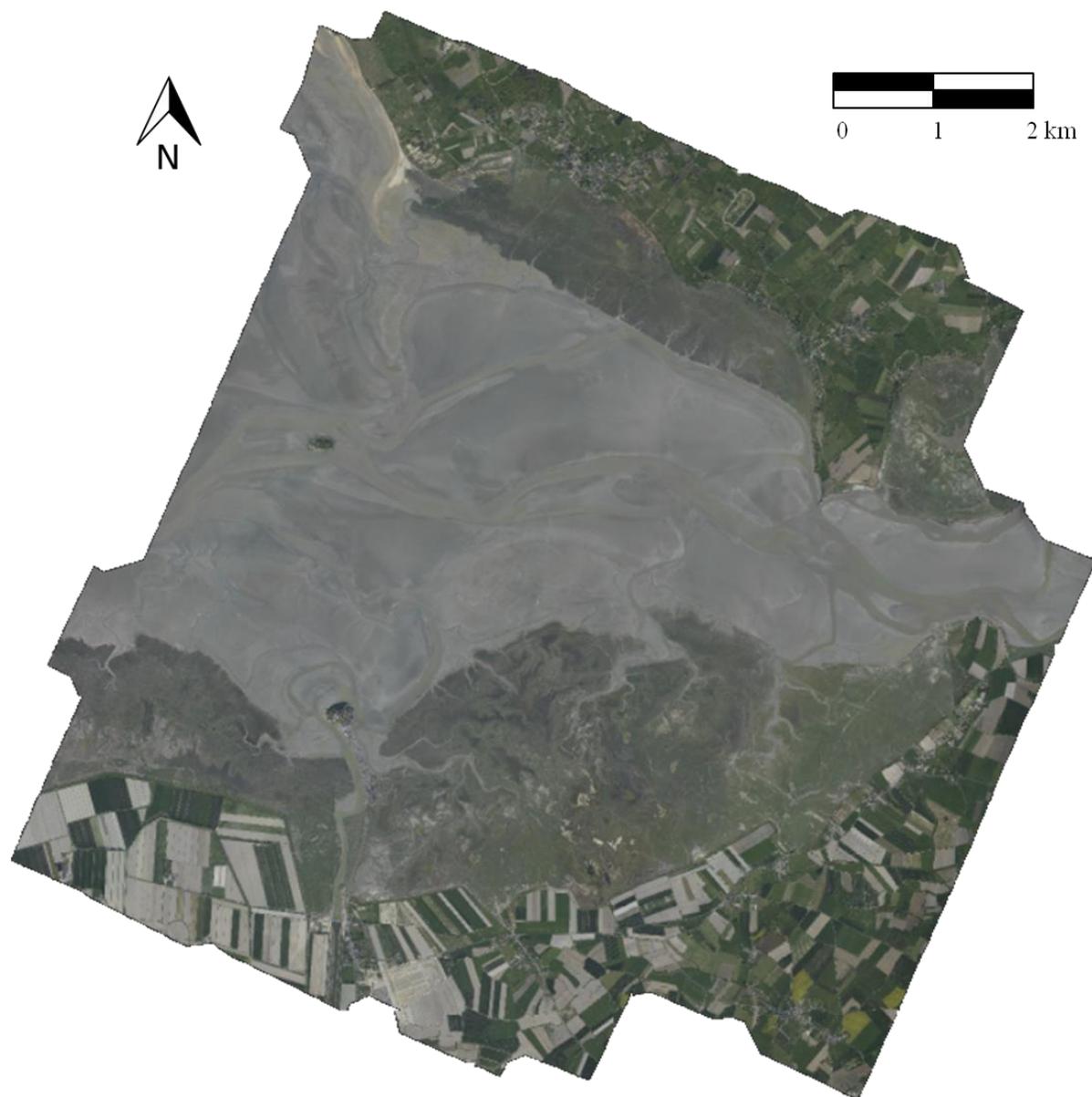
### III.1.3. Orthophotographie

Lors de l'acquisition des données LiDAR, un appareil photo est ajouté au système LiDAR afin d'avoir, en plus des données altimétriques et d'intensité, des images numériques de haute qualité. Lors de la réalisation du plan de vol, les photographies sont planifiées afin d'ajuster les recouvrements entre celles-ci. Les minimums de recouvrement imposés pour les images sont de 60 % entre deux photos d'une même radiale et 17 % entre deux radiales. Pendant le vol, le système LiDAR envoie un signal pour déclencher l'appareil photo et pour déterminer le temps GPS de prise de la photo, la caméra renvoie un signal au milieu de l'exposition de la photo. La fréquence des prises de vue varie donc en fonction de l'altitude, mais aussi de la vitesse de l'avion ; elle est d'environ 4 s à 800 m d'altitude et de 8 s à 1500 m. L'appareil photo utilisé est un Hasselblad 22M ayant une résolution de 22 Mpix (4080 x 5440). Deux disques durs y sont associés permettant d'enregistrer 850 images sur chacun.

Après avoir acquis ces photographies aériennes, la première étape du traitement, pour réaliser une mosaïque d'images, consiste en une importation globale des différentes photos. Ces dernières sont positionnées approximativement grâce aux trajectoires au sol et à un fichier répertoriant le numéro de la photo et le temps GPS du déclenchement de la photo. Ensuite, il est nécessaire de corriger les couleurs des différentes photos pour avoir une mosaïque finale homogène. Afin d'affiner la rectification des images, une recherche manuelle d'au moins quatre points de liaison (*tie points*) par photo est indispensable pour la *coregistration*. Ces quatre points permettent de lancer une recherche automatique afin d'avoir beaucoup plus de points de liaison dans le but d'améliorer les résultats de l'aérotriangulation. Ce dernier est un processus mathématique permettant de déterminer la position et l'orientation d'une image au moment de l'exposition. L'objectif de la dernière étape est de découper au meilleur endroit les tuiles afin d'obtenir une mosaïque cohérente. Pour ce faire, il faut absolument éviter de faire la découpe au niveau de points qui sont élevés altimétriquement en relatif (arbres, toits, voitures...).

Il est important de noter que la détermination de ces points de liaison est beaucoup plus difficile dans une zone homogène, comme les étendues de sable et la mer, que pour des endroits très hétérogènes tels que les zones urbaines. L'assemblage des orthophotographies permet de créer une mosaïque de la zone survolée (Figure III.5). La résolution de ces mosaïques dépend notamment de l'altitude de vol. A 800m, le côté d'un pixel correspond à une distance de 14 cm. L'apport de la mosaïque d'images est essentiel pour délimiter des

surfaces différentes qui peuvent avoir des caractéristiques d'intensités proches (Figure III.4.E). La haute qualité de ces images permet de travailler avec précision sur les images d'intensité.



*Figure III.5 : Mosaïque d'orthophotographies de la baie du Mont-Saint-Michel survolée le 18 Avril 2011*

## III.2. Traitements des données LiDAR

De nombreuses surfaces côtières sur les sites-ateliers retenus ont été étudiées comme des zones en eau et celles constituées de sable d'humidité variable. Dans le but de trouver une modélisation générale du comportement de l'intensité en fonction de l'angle d'incidence, il

est nécessaire d'analyser un large panel de surfaces différentes comme également des zones côtières, urbaines ou végétalisées (Poullain et al., 2012 ; Poullain et al., 2013).

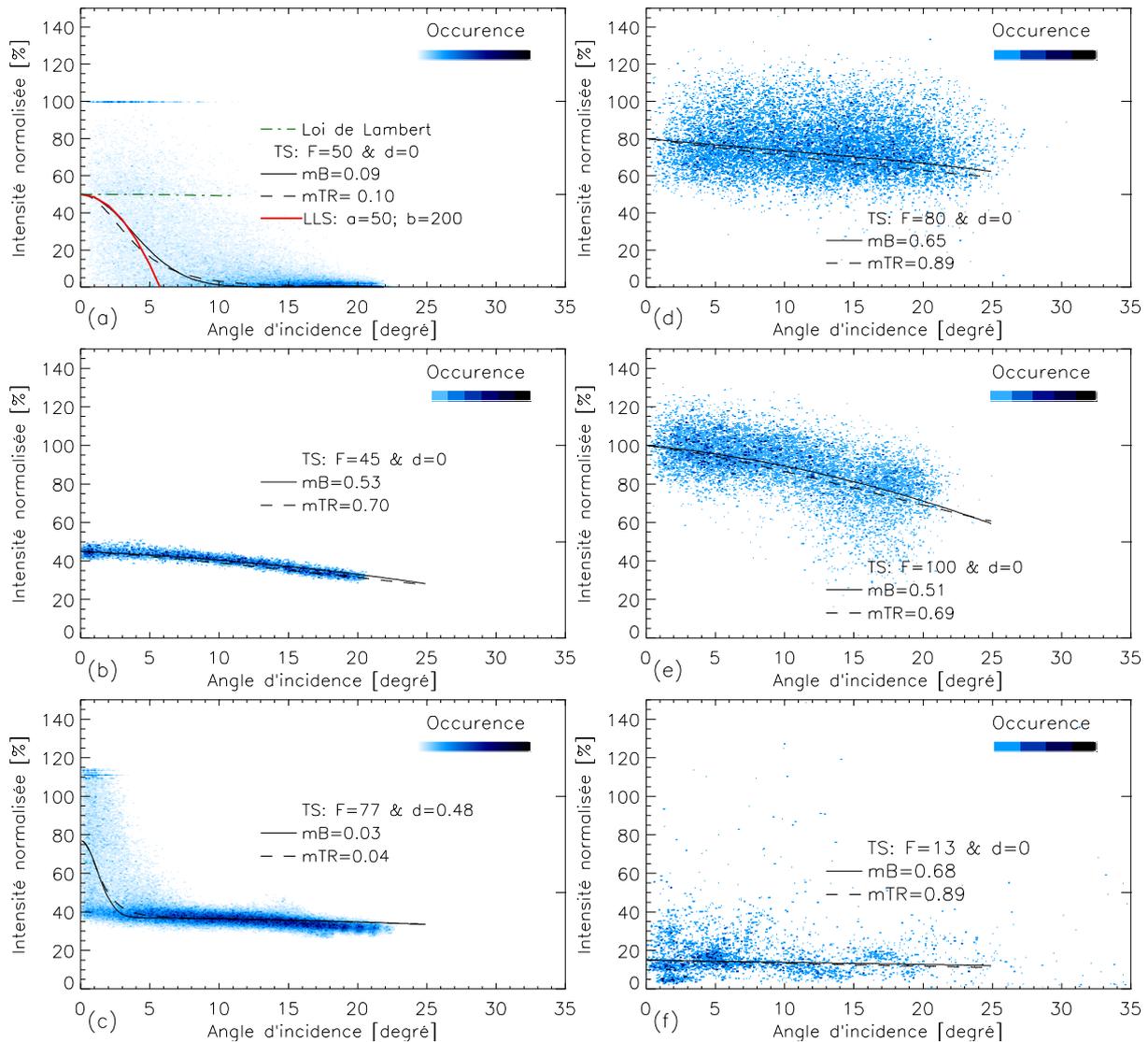


Figure III.6 : Intensité en fonction de l'angle d'incidence d'une zone en eau (a), d'une surface sableuse contenant peu d'eau (b), d'une surface sableuse humide (c), d'une zone d'herbus peu humide (d), d'herbus contenant plus d'eau (e), d'une aire urbaine (f). L'échelle de couleurs représente la densité de chaque valeur d'intensité en fonction de l'angle d'incidence. La légende de chaque graphique indique les valeurs de paramètre associées au modèle de Torrance-Sparrow. Le facteur  $d$ , défini dans les relations (II.3) et (II.16), représente la fraction de la réflexion diffuse. Le facteur  $F$  représente le terme de Fresnel utilisé dans le modèle de Torrance-Sparrow. La composante spéculaire du modèle de Torrance-Sparrow est représentée avec les distributions de Beckmann ( $mB$ ) et de Trowbridge-Reitz ( $mTR$ ). Pour la figure (a), les courbes de Lambert et de Lommel-Seeliger sont modélisées selon les équations (II.2) et (II.18)

Le comportement de l'intensité en fonction de l'angle d'incidence est analysé pour six surfaces types, telles que des zones en eau (a), des surfaces sableuses contenant peu d'eau (b), des sables humides (c), des herbues contenant peu d'eau (d) ou plus humides (e) et enfin une zone urbaine (f) (Figure III.6).

Une première observation générale montre que les comportements de l'intensité sont fortement contrastés d'un point de vue de leur dynamique et de leur dispersion.

### III.2.1. Zones en eau

L'intensité réfléchiée par une surface d'eau est étudiée afin de comprendre son comportement en fonction de l'angle d'incidence (Figure III.6.a). A la longueur d'onde du LiDAR ALS60, l'eau est supposée se comporter comme un miroir (Charlton et al., 2009). Il a été choisi de calibrer l'intensité en utilisant le maximum d'intensité réfléchiée par les zones en eau qui se trouve habituellement proche du nadir. En effet, ce choix est intéressant car (i) la plupart des données acquises contiennent des zones en eau, et (ii) leurs propriétés physiques, régissant le coefficient de Fresnel, ne devraient varier ni dans le temps ni dans l'espace. Cet aspect sera étudié plus précisément par la suite.

Comme le montrent les données, l'intensité est maximale pour les faibles angles et diminue rapidement jusqu'à devenir nulle (Figure III.6.a). C'est la preuve que pour toutes les zones en eau, l'intensité est régie par un mécanisme de réflexion spéculaire presque pur. Cette propriété présente le grand intérêt de pouvoir caractériser les surfaces humides grâce à sa signature facilement reconnaissable. Par conséquent, les modèles d'Oren-Nayar et de Lambert, associés aux réflexions diffuses, ne sont pas adaptés à ces surfaces. Il est aussi montré que la loi de Lommel-Seeliger ne convient pas au comportement de l'intensité réfléchiée par des surfaces en eau, même pour de grandes valeurs de facteur  $b$ , pour lesquelles la réflexion tend à être spéculaire. En effet, la forme de la courbe ne décrit pas les données d'intensité rétrodiffusées pour des angles d'incidence supérieurs à  $5^\circ$ .

Par ailleurs, le comportement de l'intensité peut être modélisé en utilisant le modèle de Torrance-Sparrow avec les distributions de Beckmann ou Trowbridge-Reitz (distributions de microfacette). Seule la partie spéculaire est utilisée pour modéliser le comportement de l'intensité réfléchiée par l'eau, donc le facteur  $d$ , représentant la fraction de la réflexion diffuse, est supposé nul. Les surfaces en eau, tels que la mer et les chenaux, peuvent évidemment être modélisées par des distributions de microfacette avec un facteur  $m$  faible qui définit la rugosité de la surface en eau.

Pour ces surfaces (Figure III.6.a), il est également observé que la relation intensité-angle d'incidence est fortement dispersée. Les densités de point les plus fortes correspondent aux valeurs d'intensité les plus importantes ( $I=100\%$ ) pour de faibles angles d'incidences. Cette spécificité est visible sur la carte d'intensité (Figure 3 et Figure III.4.A) où les surfaces en eau sont caractérisées par des valeurs d'intensité très contrastées dans la région du nadir. Ceci s'explique par le fait que la longueur d'onde des vagues de surface de petite amplitude, induites par le vent et les courants, est suffisamment grande pour empêcher l'intégration d'un nombre suffisant de microfacettes à l'intérieur d'une empreinte permettant d'obtenir une distribution entière et donc une estimation non biaisée. Dans le cas spécifique des surfaces en eau, ce sous-échantillonnage de la distribution des microfacettes entraîne une dispersion importante des valeurs d'intensité allant des retours nuls jusqu'à des retours spéculaires purs parfaitement isolés en certains points. Entre les deux extremums, où la dispersion des points est la plus importante, les valeurs d'intensité intermédiaires correspondent à la moyenne de ces contributions pures, pondérées aux zones illuminées correspondantes.

Notons cependant que les valeurs d'intensité maximales très denses ne présentent aucune dispersion. Cette observation renforce l'hypothèse d'une contribution purement spéculaire d'une microfacette. Par ailleurs, il y a des intensités plus fortes, ce qui signifie qu'il ne s'agit pas d'une saturation du système LiDAR. Il apparaît donc pertinent de calibrer l'intensité en utilisant cette mesure. Cette calibration s'avère d'autant plus judicieuse que cette dispersion, presque nulle, est observée sur l'ensemble des données, même lorsqu'elles sont acquises à différentes dates et lieux.

Finalement, la gamme d'angles de ces retours spéculaires purs, c'est-à-dire la longueur de la trace qu'ils forment, est justifiée par la précision du MNT au-dessus des zones en eau. Cela se traduit par une incertitude des angles d'incidence. Ainsi, toutes les données d'intensité sont calibrées avec ces maximums d'intensité réfléchis par les surfaces en eau. Donc, les données d'intensité calibrées sont exprimées en pourcentage.

Il n'est pas possible de déterminer si les surfaces en eau sont anisotropes car il y aurait aussi une forte dispersion des données. Cette anisotropie, définie par le modèle de Ward, nécessite de connaître plus de paramètres ce qui rend le problème d'inversion complexe.

### III.2.2. Zones sableuses

La première zone sableuse étudiée (Figure III.6.b) se situe loin d'un chenal et contient beaucoup moins d'humidité que la seconde surface sableuse saturée en eau (Figure III.6.c) qui est localisée beaucoup plus proche d'un point d'eau.

Pour des surfaces sableuses contenant peu d'eau (Figure III.6.b), l'intensité diminue légèrement avec l'angle d'incidence, mais son signal n'est pas assez diffus pour être décrit par la loi cosinus de Lambert ou par les modèles de Lommel-Seeliger et d'Oren-Nayar. Par contre, le comportement de l'intensité peut être modélisé par la loi de Torrance-Sparrow en utilisant seulement la composante spéculaire mais avec des facteurs de rugosité élevés ( $mB=0.53$  &  $mTR=0.70$ ). Pour une surface sableuse, l'intensité réfléchie, au nadir, est moins élevée (40 %) que pour les surfaces en eau (100 %).

La signature de l'intensité pour les surfaces sableuses humides (Figure III.6.c) montre un comportement spéculaire évident de la réflexion. Le comportement de l'intensité en fonction de l'angle d'incidence peut être modélisé par la loi de Torrance-Sparrow combinée à la loi cosinus de Lambert ( $d=0.48$ ). Pour de faibles angles incidences, l'intensité diminue rapidement, rappelant la signature spéculaire reconnaissable des zones en eau (Figure III.6). Pour des angles supérieurs à  $7^\circ$ , l'intensité diminue très doucement. Cette partie correspond à la loi cosinus de Lambert ou à sa distribution de Beckmann équivalente avec un large facteur de rugosité. D'ailleurs, ce résultat suggère qu'un sable saturé en eau peut être considéré comme étant un mélange de deux surfaces : avec, d'une part, une surface constituée principalement d'eau, qui a un comportement spéculaire ( $mB=0.04$  &  $mTR=0.05$ ) et, d'une autre part, une seconde surface, moins humide, qui réfléchit la lumière de façon diffuse ( $mB=0.53$  &  $mTR=0.70$ ).

### III.2.3. Zones d'herbus

Deux zones différentes d'herbu ont été étudiées (Figure III.6.d.e). La première est située dans une zone d'accrétion où la végétation des marais salés est très dense (Figure III.6.d). Ainsi, le faisceau LASER est fortement atténué et présente une faible pénétration en profondeur à travers les herbus. De plus, cette zone est seulement inondée lors des grandes marées observées plusieurs jours avant les campagnes de vol. Le comportement de l'intensité réfléchie par une zone dont la densité de végétation est forte combinée à une faible humidité est étudié (Figure III.6.d). Il est montré que le signal diminue très lentement en fonction de l'angle d'incidence. Le comportement de l'intensité peut être modélisé avec une composante

de la distribution des microfacettes avec un large facteur  $m$ , que ce soit pour la distribution de Beckmann ( $mB=0.65$ ) ou celle de Trowbridge-Reitz ( $mTR=0.89$ ). Ensuite, la forte dispersion des données montre que ce type de surfaces peut être considéré comme un volume dont les éléments sont orientés aléatoirement et dont le mélange dans l'empreinte conduit à un grand intervalle de valeurs d'intensité.

La seconde zone représentative des végétations côtières (Figure III.6.e) est située dans une zone basse de sédiments peu consolidés avec des jeunes plants qui présentent une densité plus faible que la zone étudiée précédemment. Ainsi, ces végétaux ne recouvrent pas tout le sol. Il est donc attendu que le faisceau LASER soit réfléchi par la végétation, mais aussi par le sol. De plus, ces jeunes plants sont régulièrement inondés à chaque marée haute durant les périodes de fort coefficient de marée. La sensibilité à l'humidité du sol est plus importante pour les "jeunes" surfaces contenant une faible densité de végétation que pour les "anciens" herbus consolidés parce que l'intensité diminue plus rapidement.

Comme pour les herbus consolidés, le comportement de l'intensité peut être modélisé par la distribution des microfacettes (Figure III.6.e). Mais, contrairement à la surface contenant de jeunes plants située dans une zone d'accrétion, les facteurs de rugosité  $m$  sont plus faibles pour les deux distributions ( $mB=0.51$  ;  $mTR=0.69$ ). Concernant la valeur d'intensité rétrodiffusée au nadir, les jeunes herbus réfléchissent mieux le faisceau LASER que pour les herbus consolidés. Il est possible que la différence d'intensité soit due aux types de végétation qui diffèrent en fonction de l'âge des marais salés.

#### III.2.4. Zones urbaines

Les zones urbaines étudiées sont composées de routes et de bâtiments présentant de grandes variations d'angle à l'intérieur d'une empreinte du faisceau. Cela entraîne un moyennage des valeurs lors de la rastérisation du MNT et de l'image d'intensité. Dans ce cas, d'une part, il apparaît que l'intensité globale rétrodiffusée est faible quelle que soit la valeur de l'angle d'incidence. Ce résultat indique que les matériaux urbains absorbent la lumière du faisceau LASER (Figure III.6.f). D'autre part, les combinaisons des contributions provenant de différentes hauteurs à l'intérieur d'un pixel entraînent les petites fluctuations observées. En dépit de la dispersion des données, le comportement de l'intensité est principalement constant (Figure III.6.f). Les zones urbaines signent comme des surfaces diffuses du fait de l'intégration de contributions différentes dans un pixel.

Compte tenu de cette caractéristique, plusieurs modèles peuvent être utilisés pour représenter le comportement de l'intensité comme les lois cosinus de Lambert, de Lommel-Seeliger ou d'Oren-Nayar. Mais, lorsqu'on se réfère aux différentes surfaces déjà étudiées, la distribution des microfacettes appliquée avec un facteur de rugosité élevé ( $m_B = 0,68$  et  $m_{TR} = 0,89$ ) peut être associée à une réflexion diffuse. Il est donc choisi de garder le modèle de distribution de microfacettes, c'est-à-dire le modèle de Torrance-Sparrow avec les distributions de Beckmann et Trowbridge-Reitz, afin de proposer une loi générale et homogène pour tous types de surface.

### III.3. Décomposition des distributions du modèle de Torrance-Sparrow

Les résultats précédents montrent que le modèle de Torrance-Sparrow associé aux distributions de microfacette de Beckmann ou Trowbridge-Reitz, à une ou deux composantes, permet de modéliser le comportement de l'intensité en fonction de l'angle d'incidence, pour les différentes surfaces types observées dans l'environnement côtier étudié. Ce modèle, nommé modèle à  $n$ -composantes des distributions de microfacette, permet aussi bien de représenter les réflexions spéculaires que diffuses. Le paramétrage du facteur de rugosité  $m$  et du coefficient de Fresnel  $F$  permet de modéliser l'intensité réfléchie par différentes surfaces. Un spectre de décomposition du modèle de distribution des microfacettes, tracé pour les distributions de Beckmann et de Trowbridge-Reitz, rend possible la séparation et l'identification de ces différentes surfaces (Figure III.7). L'amplitude du signal correspond au facteur de Fresnel et la largeur des barres quantifie la dispersion des données pour chaque type de surface.

Comme attendu, la comparaison de ces deux spectres montre que ces distributions sont globalement similaires, même si le spectre de Trowbridge-Reitz est plus "étiré" que celui de Beckmann.

Au regard de ces spectres, trois ensembles de facteur  $m$  se distinguent :

- Les faibles valeurs du facteur  $m$  correspondent aux signatures spéculaires de l'eau. Pour ces signaux, le facteur  $F$  est moyen et la dispersion des données est importante.
- Pour des valeurs de  $m$  moyennes, la dispersion des données et le facteur  $F$  associé sont beaucoup plus faibles pour des sables peu humides que pour des herbues.

- Il est facile d'identifier les surfaces réfléchissant de façon diffuse le signal (facteur  $m$  élevé) grâce à leur facteur  $F$ . En effet, les zones urbaines réfléchissent très peu le signal vers le détecteur contrairement aux zones d'herbus denses.

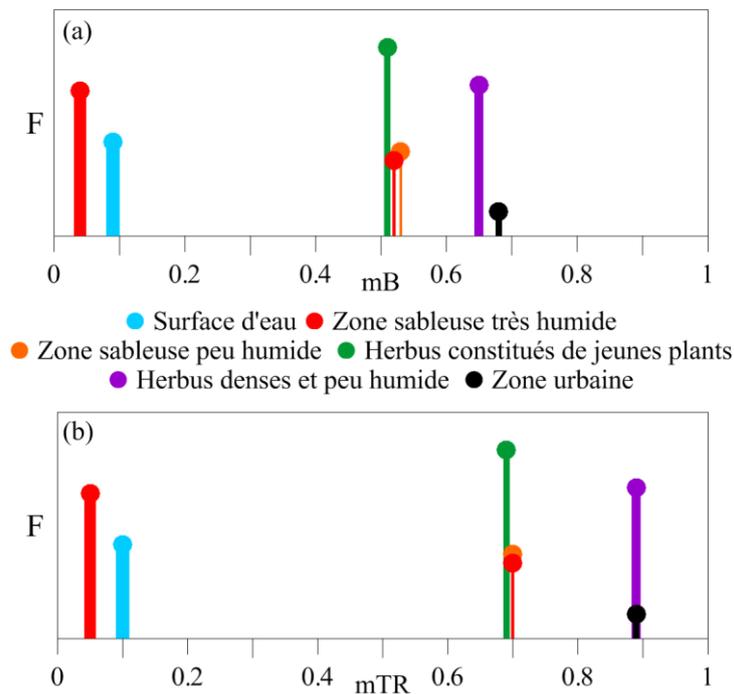


Figure III.7 : Décomposition des distributions de Beckmann (a) et Trowbridge-Reitz (b) pour chaque surface étudiée

L'analyse des spectres de décomposition des distributions de microfacette en fonction des trois paramètres, le facteur  $m$  de rugosité, l'amplitude du spectre caractérisant le retour au nadir  $F$  et la largeur du signal quantifiant la dispersion des données, permet de caractériser toutes les surfaces étudiées sans ambiguïté.

### III.4. Calibration des données d'intensité

Afin de comparer les données d'intensité de plusieurs campagnes de vol pour extraire les paramètres de surface ou réaliser une étude multi-temporelle, il est indispensable de les calibrer au préalable. A la longueur d'onde du système LiDAR ALS60, les surfaces en eau se comportent comme un miroir, permettant de considérer ces surfaces comme un référentiel de calibration absolue (cf. chapitre III.2.1). Cette propriété physique permet de calibrer automatiquement les données sans qu'un déploiement de cibles sur le terrain lors des mesures LiDAR soit nécessaire, ce qui avait également pour effet de masquer localement une partie de la scène

---

Comme l'étude se fait en environnement côtier, la présence de zones en eau sur les fauchées est presque systématique. Lorsque cela n'est pas le cas, une calibration absolue n'est pas possible directement.

Dans ce cas, une calibration relative entre différentes radiales levées au sein d'une même campagne de vol peut être réalisée avant de calibrer en absolu avec une radiale contenant de l'eau. De ce fait, la calibration relative nécessite un chevauchement des fauchées. En effet, pour calibrer relativement les données, il est nécessaire de comparer, sur plusieurs fauchées, les données d'intensité rétrodiffusées par la même surface avec le même angle d'incidence. Idéalement, il faudrait avoir une diversité d'angles maximales afin d'améliorer la précision de la calibration relative.

Contrairement à la calibration absolue, la calibration relative seule permet seulement de comparer les données d'intensité acquises lors d'une même campagne de vol et non de comparer les données dans le temps.

### III.5. Conclusion

Pour comprendre le comportement de l'intensité retour d'un LiDAR aéroporté en fonction de l'angle d'incidence, différents modèles de réflexion ont été étudiés. Ces différentes lois permettent de modéliser une réflexion diffuse, spéculaire ou une combinaison des deux phénomènes.

Durant les campagnes de vols, différentes surfaces côtières ont été survolées comme la mer, des surfaces sableuses ou des marais salants qui sont situés aux alentours de la baie du Mont-Saint-Michel. D'autres surfaces situées près du trait de côte, comme les zones urbaines, ont aussi été étudiées pour passer en revue tous les cas possibles de surface afin de déterminer une loi générale caractérisant l'intensité rétrodiffusée.

Plusieurs modèles ont été exclus suite à leur description car, soient ils caractérisent uniquement des réflexions diffuses, comme les modèles d'Oren-Nayar et de Lambert, soient ils contiennent trop de paramètres à déterminer, tels que les modèles de Ward et d'Hapke. Finalement, la somme à n-composantes des distributions de microfacette offre le meilleur résultat, avec la loi de Lommel-Seeliger, pour modéliser la relation entre l'intensité et l'angle d'incidence.

Pour les surfaces en eau, la signature spéculaire peut être modélisée par la distribution de microfacettes, ce qui n'est pas le cas avec la loi de Lommel-Seeliger qui ne permet pas de décrire le signal retour pour des angles supérieurs à 5°.

L'étude du comportement de l'intensité rétrodiffusée par les surfaces types a montré que seule la composante spéculaire du modèle de Torrance-Sparrow avec les distributions de microfacette peut modéliser le comportement de l'intensité spéculaire, grâce à un facteur de rugosité faible, mais aussi diffuse avec un facteur  $m$  plus important. Ainsi, dans le but de représenter le comportement de l'intensité pour toutes ces surfaces types, il est possible de modifier le modèle de Torrance-Sparrow comme étant une somme de  $n$ -composantes des distributions de microfacette (III.3),

$$I(\theta) = \frac{1}{\cos \theta} \sum_{n=1}^k F_{D(m_n, \theta)} G^2(m_n, \theta) \quad (III.3)$$

Pour la plupart des surfaces étudiées, le comportement de l'intensité en fonction de l'angle d'incidence répond au modèle des distributions de microfacette à une seule composante. Seule la modélisation de l'intensité rétrodiffusée par une surface sableuse saturée en eau nécessite deux composantes du modèle des distributions de microfacette. Mais, la généralisation du modèle permet de pouvoir l'utiliser de manière non supervisée afin d'étudier des mélanges de plusieurs surfaces.

Finalement, les spectres de décomposition des distributions de microfacette, prenant en compte la dispersion des données, le coefficient de Fresnel associé aux différentes composantes et le paramètre de rugosité ont permis de caractériser les différents types de surface sans ambiguïté.

Pour finir, la calibration des données d'intensité est une étape primordiale à l'extraction des paramètres de surface ou pour comparer les données à une échelle multi-temporelle. De par leurs caractéristiques physiques lors de la réflexion d'un signal de longueur d'onde 1064 nm et leurs fortes présences sur les fauchées réalisées en milieu côtier, la sélection des zones en eau est un choix judicieux pour calibrer les données.

# Chapitre IV -

## Etude de l'humidité et de la granulométrie

---

---



# Chapitre IV -

## Etude de l'humidité et de la granulométrie

La détermination d'un modèle général permettant de comprendre le comportement de l'intensité en fonction de l'angle d'incidence est essentiel pour caractériser les surfaces survolées. Le modèle à  $n$ -composantes des distributions de microfacette, proposé dans le chapitre précédent, est régi par deux facteurs : le facteur de Fresnel  $F$ , correspondant à l'intensité rétrodiffusée au nadir, et le facteur de rugosité  $m$ . De ce fait, il est intéressant d'étudier les paramètres granulométriques et d'humidité de surface pour déterminer leur influence sur les facteurs du modèle.

Pour ce faire, avant de corrélérer ces paramètres de surface à l'intensité retour, il est primordial de réaliser des mesures *in situ*. Ainsi, dans ce chapitre, les protocoles et les résultats des missions de terrain portant sur l'étude de l'humidité de surface et de la granulométrie sont, dans un premier temps, abordés. Puis, afin de connaître le lien entre ces deux paramètres de surface et les facteurs du modèle, les résultats des mesures granulométriques et d'humidité sont confrontés aux données d'intensité acquises simultanément aux mesures *in situ*.

## IV.1. Mesures *in situ*

### IV.1.1. Référencement par GPS-RTK

Afin de référencer précisément les points étudiés lors des différentes missions, ils sont localisés grâce à des mesures DGPS en mode cinématique temps réel (Real Time Kinematic – RTK). Cette méthode (Figure IV.1) utilise une station de référence fixe, nommée station de base, installée au niveau d'une borne IGN dont les coordonnées précises sont connues. La base recevant les informations des satellites, cela permet de calculer et supprimer les sources d'erreurs de positionnement du GPS (erreur atmosphérique, géométrie des satellites, erreur orbitale des satellites...). Les corrections calculées à partir de la station de base sont envoyées avec une fréquence de 1 Hz au récepteur mobile en temps réel grâce à un signal radio UHF. La puissance de la radio, de type Modem SATELLINE3ASd Epic pro, est de 10 W. Elle permet d'augmenter la portée de l'antenne qui émet les données RTK jusqu'à des distances supérieures à 20 km. L'antenne utilisée (Procom CXL 70-3LW/h) est une antenne omnidirectionnelle, c'est-à-dire qu'elle rayonne avec la même puissance dans toutes les directions. L'antenne est positionnée en altitude sur un mât vertical afin d'élargir le champ de diffusion et de ne pas être perturbé par l'environnement (dunes).

Les GPS utilisés pour nos missions sont des GPS LEICA Viva GNSS GS 10. Le mode de fonctionnement en cinématique temps réel permet d'obtenir un positionnement avec une précision de très grande qualité :  $\pm 2$  cm en planimétrie et  $\pm 7$  cm en altimétrie. L'utilisation de ce mode DGPS est essentiel pour nos missions car cela permet notamment de coordonner nos prélèvements avec les plans de vol des levés LiDAR réalisés en parallèle, mais aussi d'effectuer des prélèvements situés à des endroits strictement identiques après un certain intervalle de temps.

Dans le cas particulier du littoral sableux, pour améliorer la précision altimétrique des points et empêcher que la canne du récepteur mobile ne s'enfonce dans le sable, un socle a été ajouté à son extrémité (Figure IV.1).

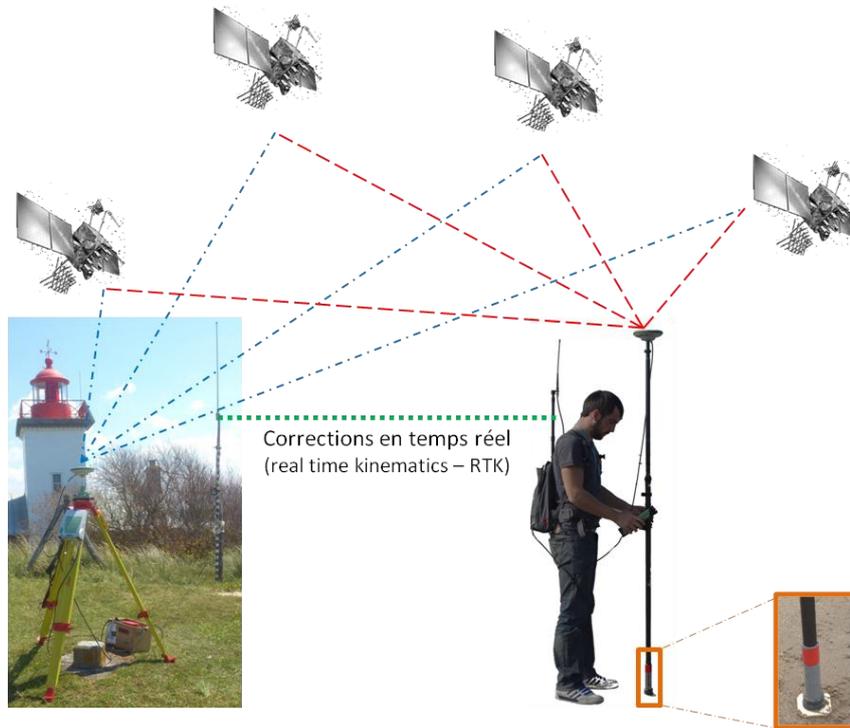


Figure IV.1 : Principe de mesure du GPS-RTK (en zoom : le socle ajouté à la canne)

#### IV.1.2. Protocole des mesures granulométriques

Il est indispensable que les prélèvements granulométriques soient effectués simultanément aux vols LiDAR car, en fonction des marées et des vents, la surface sableuse est en perpétuel mouvement. Au laboratoire, lorsque les mesures d'humidité sont finies, les sédiments prélevés, d'une masse minimale de 300 g, sont analysés granulométriquement. Cela consiste à connaître la répartition des différents grains pour chaque échantillon en fonction de leurs caractéristiques (poids, taille,...). Deux méthodes d'analyse granulométrique sont utilisées dans le cadre des expérimentations réalisées : le tamisage et la granulométrie laser.

Ces analyses granulométriques permettent de définir diverses classes de matériau indépendamment de leur nature chimique. Dans cette étude, l'échelle granulométrique de Wentworth modifiée est utilisée (Figure IV.2).

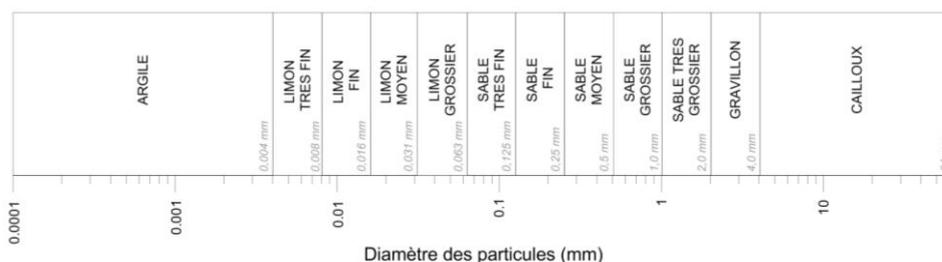


Figure IV.2 : Classification de C.K. Wentworth (1924) - modifiée (Ingram, 1982) de 0.0001 mm à 64 mm.

a) Tamisage

Le tamisage est une technique d'analyse granulométrique ancienne qui consiste à séparer les grains en fonction de leur taille. L'analyse consiste à faire passer un échantillon (environ 250 g) de sédiments dans une colonne de tamis (Figure IV.3.A) superposés par maille (Figure IV.3.B) décroissante. Dans le cadre de nos expérimentations, cette opération est réalisée à sec et à l'aide d'un tamisage mécanique. La quantité de matériau qui est retenue par les différents tamis, le refus (Figure IV.3.C), est pesée (Figure IV.3.D) pour chaque tamis afin de déterminer les paramètres granulométriques du sédiment. La technique des tamis donne ainsi une distribution en masse (Figure IV.3.E).

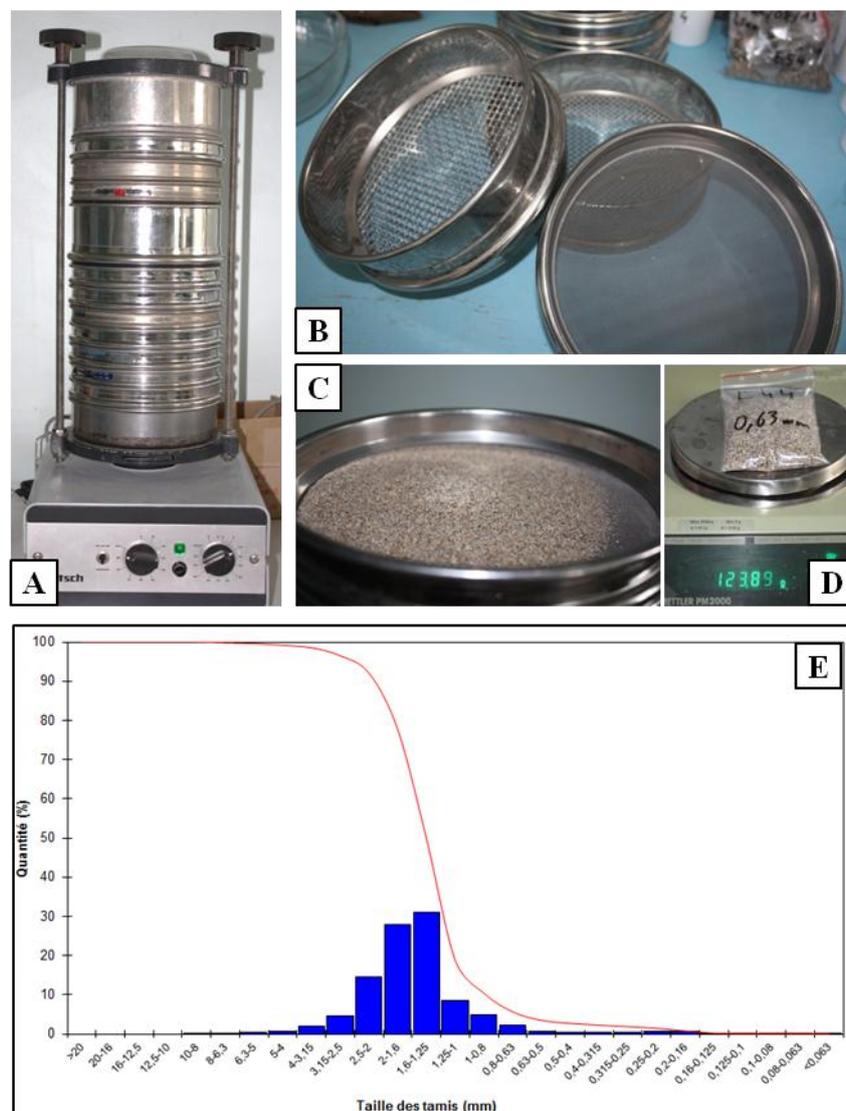


Figure IV.3 : Le tamisage : A, Colonne de tamis, B, Trois tamis de mailles différentes, C, Refus de tamis, D, Pesée du refus, E, Résultats sous la forme d'un histogramme des refus de tamis (en %) et d'une courbe du pourcentage cumulé

## b) Granulométrie laser

La technique de granulométrie laser (Figure IV.4.A) est basée sur le principe de diffraction de la lumière d'un faisceau laser. Lorsque le faisceau laser interagit avec une particule, la lumière est déviée de son axe principal. L'angle de déviation et l'intensité du rayonnement diffracté permettent de quantifier la taille des particules. Plus la particule est grosse, plus elle dévie la lumière avec un faible angle de déviation. Les cellules de détection, contenant 126 détecteurs, enregistrent ces deux informations, ce qui, après numérisation, permet d'assimiler les particules à des sphères équivalentes pour des diamètres supérieurs à 0.4  $\mu\text{m}$ .

Un second dispositif permet d'observer les particules dont la taille est inférieure à 0.4  $\mu\text{m}$ . Il s'agit de la Différence de Diffusion des Intensités Polarisées (PIDS). Les intensités sont mieux différenciées selon la taille des particules grâce à une observation sous lumière polarisée avec trois filtres rotatifs de longueurs d'onde différentes (450 nm, 600 nm, 900 nm).

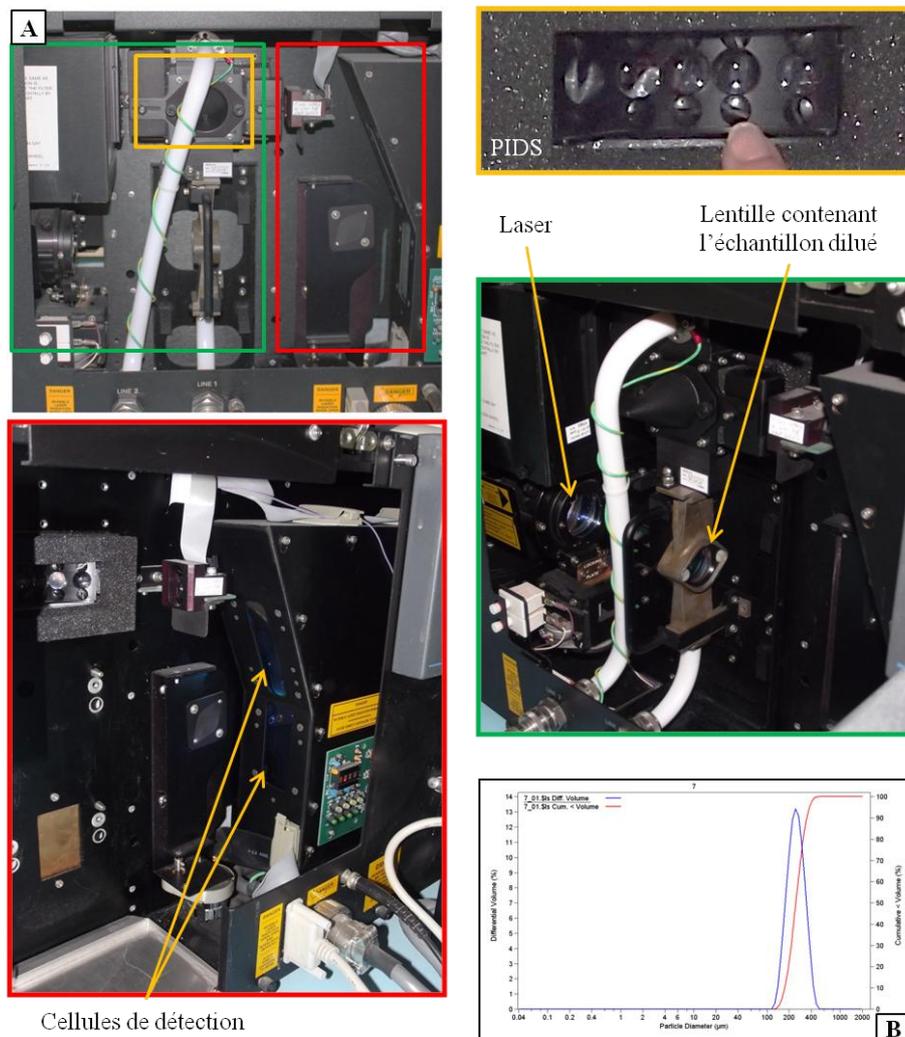


Figure IV.4 : Principe de la granulométrie laser : A, Granulomètre laser, B, Courbe granulométrique volumique

Contrairement à la technique du tamis, la granulométrie laser donne une distribution des particules en volume (Figure IV.4.B). Une courbe de distribution des particules est calculée pour chaque échantillon. L'appareil utilisé est un Beckmann-Coulter LS 230, la longueur d'onde du faisceau laser est 750 nm. La gamme de détection de cet appareil s'étend de 0.04  $\mu\text{m}$  à 2 mm, c'est pourquoi lorsque l'échantillon contient des éléments de diamètre supérieur à 2 mm, il est nécessaire d'utiliser la technique des tamis.

#### IV.1.3. Protocoles des mesures d'humidité

Afin de pouvoir quantifier l'humidité d'une surface étudiée à partir de l'intensité mesurée par le système LiDAR, il est nécessaire de mesurer le taux d'humidité *in situ*. Comme pour les mesures granulométriques, il est important que ces mesures d'humidité aient lieu simultanément avec les campagnes de vol LiDAR car l'humidité est une variable très dynamique qui est fonction de la granulométrie (adhésion capillaire), du vent, de l'insolation...

Pour réaliser ces campagnes de mesure d'humidité, deux méthodes ont été utilisées. Dans un premier temps, une sonde ThetaProbe a été utilisée car elle permet une mesure non destructive et rapide ce qui est très utile pour couvrir de grandes zones. Dans un second temps, afin d'affiner les mesures réalisées à l'aide de l'humidimètre, des prélèvements en surface sont effectués *in situ* afin de déterminer le taux d'humidité en mesurant, au laboratoire, la masse d'eau présente dans le sédiment.

##### a) Par sonde ThetaProbe

La sonde utilisée pour mesurer la teneur en eau du sol est une sonde ThetaProbe SM200 (Delta-T Devices). Le principe de la mesure est de quantifier la différence de voltage entre l'onde émise par la sonde et l'onde réfléchiée par le sol. Cette différence permet de déterminer les propriétés diélectriques du milieu et donc sa teneur en eau volumique. La mesure est donnée en mV, mais peut-être convertie en d'autres unités en utilisant des tables linéaires et les paramètres spécifiques du sol (sol minéral ou organique). Des tables linéaires sont déjà enregistrées dans l'humidimètre pour des sols minéraux et organiques.

Le principal inconvénient de l'utilisation de cet appareil est que la teneur en eau volumique mesurée correspond à l'humidité du sol sur une profondeur de plusieurs centimètres (6 cm). Ainsi, il a été décidé de n'enfoncer les sondes qu'à moitié afin que les mesures soient plus en surface comme c'est le cas pour les données LiDAR.



Figure IV.5 : Mesure de la teneur en eau du sol avec la sonde ThetaProbe SM200

b) Par prélèvements sédimentaires

Afin de corrélérer l'intensité rétrodiffusée par la surface sableuse, des prélèvements sont réalisés en surface à l'aide d'une pelle (Figure IV.6.A), la profondeur de ces prélèvements est minimale et inférieure au centimètre. Ensuite, ces prélèvements sont conditionnés dans des pots hermétiques ayant un volume de 250 mL pour un diamètre de 6 cm. Pour mener à bien ces mesures d'humidité, il est nécessaire d'assurer une étanchéité maximale tout au long de la mission. Pour ce faire, les pots remplis sont fermés et scotchés par un adhésif étanche, puis entreposés dans une glacière (Figure IV.6.B) jusqu'à leur pesée initiale (Figure IV.6.C).



Figure IV.6 : Etapes de la mesure du taux d'humidité massique par prélèvement.

Afin de déterminer le taux massique d'humidité ( $\%H_m$ ) des échantillons, il est nécessaire de connaître la masse d'eau présente initialement dans les sédiments (IV.1).

$$\%H_m = \frac{m_{eau}}{m_{Tot}} \quad (IV.1)$$

La masse totale ( $m_{Tot}$ ) est déterminée grâce à la pesée initiale ( $m_{ini}$ ) des sédiments humides. Pour ne pas prendre en compte la masse des pots lors des différentes pesées, les pots ont été pesés vides ( $m_{vide}$ ) avant le début de l'opération. Pour déterminer la quantité d'eau ( $m_{eau}$ ) présente dans chaque échantillon, ces derniers sont conditionnés dans une étuve à une température de 60°C, puis pesés quotidiennement (Figure IV.6.D). Les échantillons sont considérés comme secs lorsque leur masse reste constante ( $m_{fin}$ ).

$$\%H_m = \frac{m_{ini} - m_{fin}}{m_{ini} - m_{vide}} \quad (IV.2)$$

La précision de ces mesures dépend, principalement, de la précision de la balance. L'appareil utilisé est précis au centième de gramme, c'est-à-dire que son incertitude est égale à  $\Delta m_{app}=0.01$ g. De plus, lorsque les sédiments sèchent, une croûte se forme à l'interface. Afin que le sédiment sèche sur toute la profondeur du pot, il est indispensable de mélanger le sédiment. Lors de cette étape, il peut y avoir une très faible perte de sédiments. Cette imprécision due à l'opérateur a été mesurée,  $\Delta m_{op-max}=0.05$ g. La quantification de l'incertitude du taux d'humidité massique a été effectuée par la méthode des dérivées partielles :

$$\Delta \%H_m = \left| \frac{\partial \%H_m}{\partial m_{ini}} \right| \Delta m_{ini} + \left| \frac{\partial \%H_m}{\partial m_{fin}} \right| \Delta m_{fin} + \left| \frac{\partial \%H_m}{\partial m_{vide}} \right| \Delta m_{vide} \quad (IV.3)$$

L'incertitude des pesées et des masses initiales ne dépend que de la précision de la balance, soit :

$$\Delta m_{ini} = \Delta m_{vide} = \Delta m_{app}=0.01 \text{g}$$

L'incertitude due à l'opérateur intervient dans le calcul de la masse finale qui devient ainsi :

$$\Delta m_{fin} = \Delta m_{app} + \Delta m_{op}$$

L'incertitude de la masse finale varie donc pour chaque échantillon entre 0.01g et 0.06g.

$$\Delta \%H_m = \frac{\Delta m_{app} + \Delta m_{fin}}{(m_{ini} - m_{pot})} \quad (IV.4)$$

Il est donc possible de quantifier une incertitude de la mesure du taux d'humidité pour chaque échantillon. L'incertitude maximale des mesures d'humidité de l'ensemble de nos échantillons est faible :  $\Delta \%H_m=0.03\%$ .

#### IV.1.4. Mesures *in situ* de l'humidité et de la granulométrie

Toutes les mesures *in situ* des paramètres d'humidité et granulométrique ont été réalisées simultanément aux campagnes de vol durant les périodes de marée basse de vive-eau. Tous les vols ont été effectués à une altitude de 800 m, pour permettre une comparaison plus facile des différentes données d'intensité et réaliser, également, une étude multi-temporelle.

##### a) Campagnes de mesure d'humidité

###### ➤ Mission 2011

Lors de la première mission réalisée au Mont-Saint-Michel en 2011, les mesures d'humidité ont été effectuées à l'aide de la sonde ThetaProbe. Pour mesurer l'humidité de chaque point, plusieurs mesures ont été prises aux alentours des points référencés (< 50cm) afin de pouvoir moyenner les résultats et d'en améliorer la précision.

Les valeurs mesurées étaient comprises entre 57.7 % et 70.6 %. Une incertitude a été calculée, pour chaque point étudié, grâce aux différentes mesures réalisées ; l'incertitude maximale était de 8.8 %. Ces valeurs d'humidité sont apparues très importantes, un étalonnage de la sonde a donc été effectué.

Pour ce faire, un sédiment a été saturé à 40 % d'humidité, puis il a été séché à l'étuve jusqu'à ce qu'il ne contienne plus d'eau. Pendant ce séchage et à plusieurs reprises, son humidité a été mesurée grâce à la sonde ThetaProbe et, en parallèle, la masse de l'eau évaporée a été pesée afin de déduire son taux massique d'humidité. Ainsi, les mesures faites avec l'humidimètre sont comparées avec les taux d'humidité massique calculés (Figure IV.7).

L'étalonnage de la sonde ThetaProbe montre que pour des taux d'humidité massique calculés inférieurs à 30 %, les mesures réalisées à la sonde ThetaProbe sont proportionnelles aux taux d'humidité massique calculés. Pour des taux d'humidité massique supérieurs à 30 %, c'est-à-dire pour un sédiment saturé, la sonde donne des mesures qui augmentent puis diminuent, ces mesures étant de toute évidence biaisées.

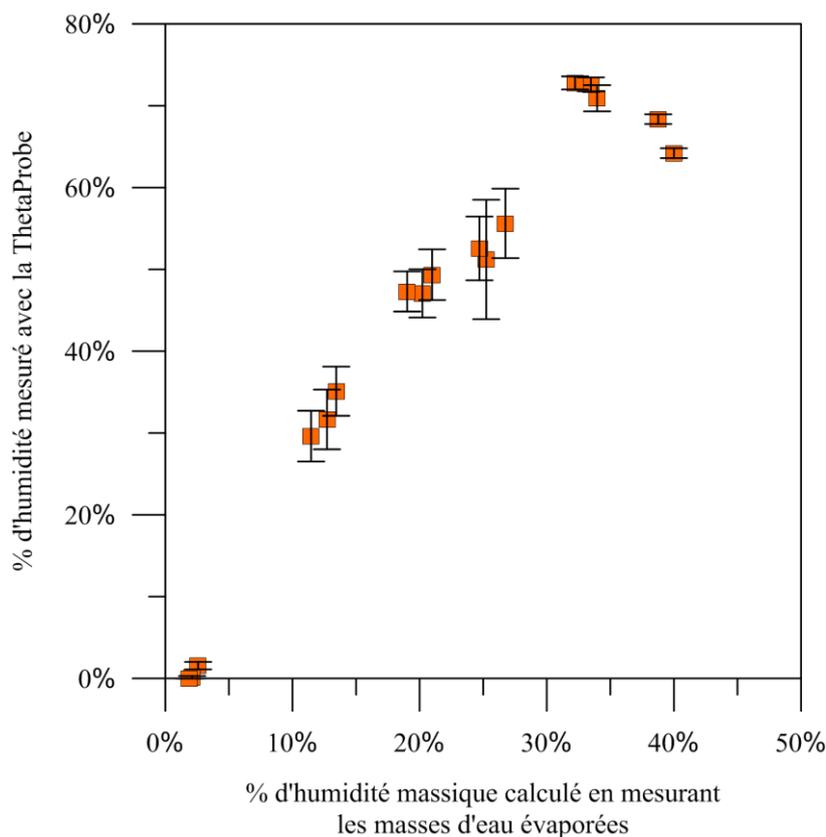


Figure IV.7 : Etalonnage de la sonde ThetaProbe

Ainsi, étant donné que les mesures réalisées avec la sonde ThetaProbe dans la baie du Mont-Saint-Michel sont supérieures à 57 %, c'est-à-dire dans la gamme des mesures biaisées, il n'est pas possible d'en déduire les taux d'humidité massique avec cette technique.

Cette première mission a donc permis de montrer que les surfaces sableuses présentes dans la baie du Mont-Saint-Michel sont trop humides pour pouvoir utiliser la sonde ThetaProbe. Par ailleurs, lors des grandes marées, ce qui coïncide avec les périodes de vol, il y a des lâchers d'eau du nouveau barrage sur le Couesnon, mis en place lors du projet de rétablissement du caractère maritime du Mont-Saint-Michel, qui réduisent la durée d'accès au site. Ces différents facteurs limitent la réalisation des mesures effectuées durant le vol. Il a donc été choisi d'étudier, par la suite, une zone plus facile d'accès afin de privilégier le nombre et la densité de mesures, ce qui est primordial à ce stade expérimental.

Le choix de la zone d'étude s'est donc porté sur Agon-Coutainville. Il s'agit d'un environnement présentant de nombreux contrastes d'humidité et de granulométrie sur une surface relativement réduite et montrant des évolutions prononcées.

➤ Mission 2012

Sur cette mission de 2012 (coefficient de marée : 72), en parallèle aux mesures d'humidité réalisées avec la sonde ThetaProbe, des prélèvements ont été effectués afin de déterminer le taux d'humidité massique. 50 points de mesure *in situ* ont été étudiés sur une zone sableuse ayant des variations d'humidité et de granulométrie. Une radiale, effectuée à 800 m d'altitude, survole l'ensemble de ces points de mesure. Ils sont situés sur des segments dont les directions sont parallèles à la ligne de vol afin de correspondre à des angles de scan de 0°, 12° et 25° (Figure IV.8).

Les mesures d'humidité réalisées par la sonde ont été comparées aux prélèvements (Figure IV.10). Les résultats montrent que les mesures par la sonde sont proportionnelles aux mesures du taux d'humidité massique par prélèvements avec un facteur supérieur à deux. Malgré tout, la dispersion des mesures est assez importante notamment pour les taux d'humidité moyens. De ce fait, par la suite, il a été choisi de prendre en compte seulement les mesures des taux massiques d'humidité réalisés par les prélèvements.

Les taux d'humidité massique mesurés variaient de 0 %, pour les mesures effectuées dans les zones de haute plage, jusqu'à 25 %, ordre de grandeur correspondant à des sédiments saturés. Ils sont classifiés (Figure IV.9), puis représentés avec des niveaux de couleurs (Figure IV.8). Mis à part en haut de plage où le sable est très sec ( $\%Hm < 1 \%$ ), il n'y a pas véritablement de gradient d'humidité.

Ces mesures d'humidité seront par la suite confrontées aux données d'intensité mesurées par le LiDAR lors de la campagne de vol réalisée simultanément.

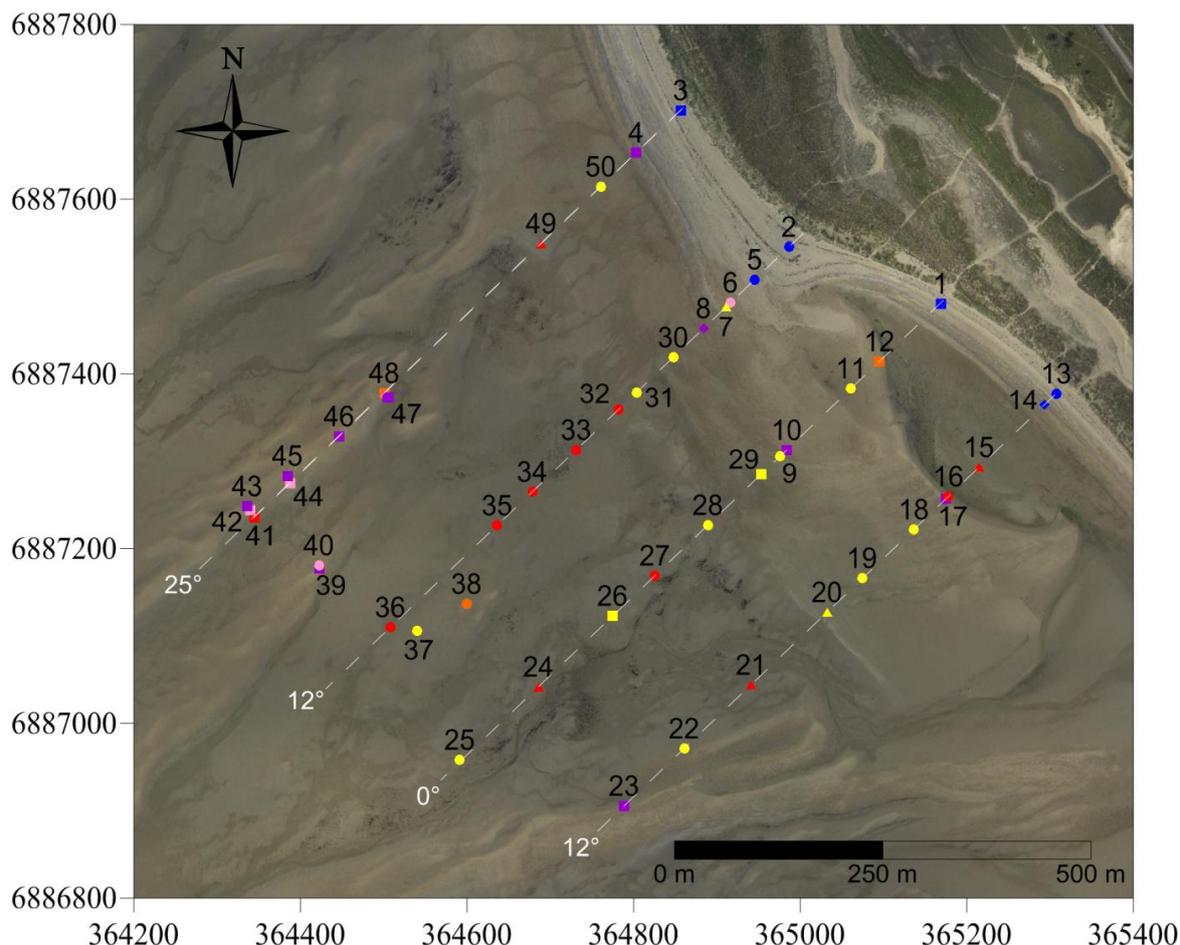


Figure IV.8 : Positionnement des mesures d'humidité et de granulométrie. Les échelles de couleur pour l'humidité et de symbole pour la granulométrie sont répertoriées dans la Figure IV.9

		Taux massique d'humidité					
		0 ≤ %H <sub>m</sub> < 1	1 ≤ %H <sub>m</sub> < 5	5 ≤ %H <sub>m</sub> < 10	10 ≤ %H <sub>m</sub> < 15	15 ≤ %H <sub>m</sub> < 20	%H <sub>m</sub> ≥ 20
Classification granulométrique	▲ Sable fin 0.125 < d <sub>50</sub> ≤ 0.25					7-20	15-21-24-49
	● Sable moyen 0.25 < d <sub>50</sub> ≤ 0.5	2-5-13		6-40	38	9-11-18-19-22-25-28-30-31-37-50	16-27-32-33-34-35-36
	■ Sable grossier 0.5 < d <sub>50</sub> ≤ 1	1-3	4-10-17-23-39-43-45-46-47	42-44	12-48	26-29	41
	◆ Sable très grossier 1 < d <sub>50</sub> ≤ 2	14	8				

Figure IV.9 : Tableau classifiant les 50 prélèvements effectués en 2012 en fonction de leur granulométrie et de leur taux d'humidité massique

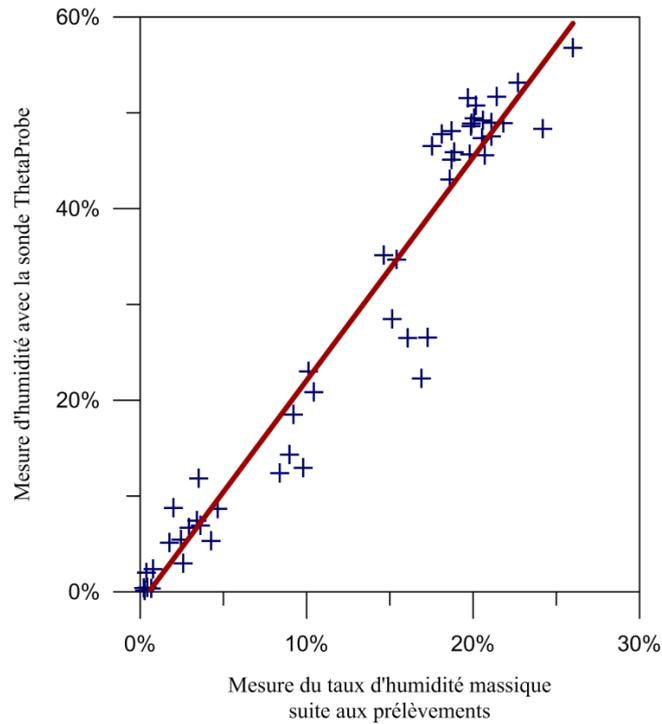


Figure IV.10 : Comparaison des mesures d'humidité réalisées avec la sonde ThetaProbe et des taux d'humidité massique mesurés à partir des prélèvements effectués lors de la mission de 2012

#### ➤ Mission 2013

Par ailleurs, une étude de l'évolution de l'humidité au cours d'un même vol a été réalisée afin de quantifier la fluctuation des mesures d'intensité durant une basse mer. Ces mesures ont été effectuées lors de la mission à Agon-Coutainville le 26 mai 2013 (coefficient de marée : 104).

Pour effectuer cette étude, deux échantillons de sédiment, en zones sèche (A) et humide (B), ont été prélevés deux fois, avec un intervalle de temps de 1h30, juste avant et après la marée basse (Figure IV.11). Ces prélèvements ont été réalisés au moment précis où le LiDAR les survolait. L'avion contenant le LiDAR a donc suivi deux fois la même ligne de vol, séparée d'un intervalle de 1H30, afin que ces surfaces soient scannées avec le même angle d'incidence. Ces radiales ont été réalisées en début et en fin de campagne de vol. Pour supprimer l'influence de l'angle d'incidence, ces échantillons prélevés se situent au nadir des deux radiales (Figure IV.12).

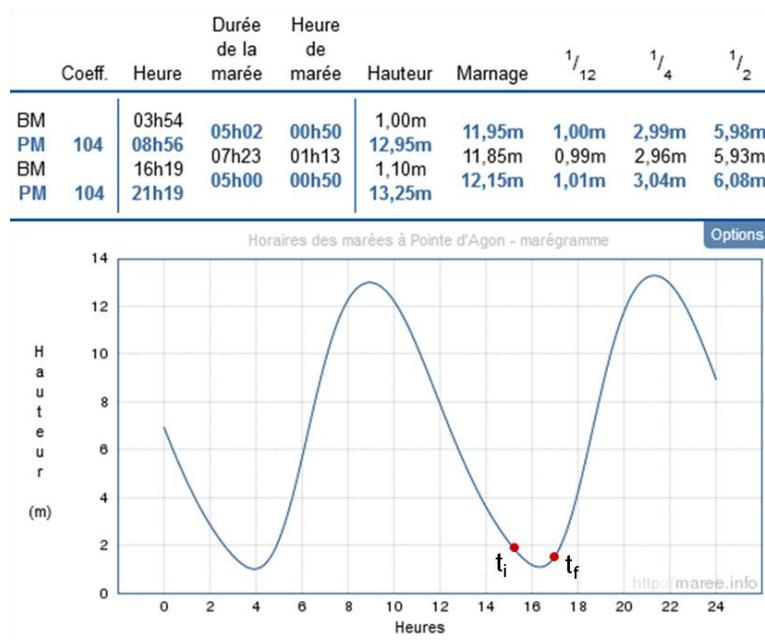


Figure IV.11 : Horaires des marées (TU+2) à la pointe d'Agon le 26 mai 2013 ([http://maree\\_info](http://maree_info))

Les mesures d'humidité, effectuées par prélèvement, sont très différentes selon la zone d'étude. Pour le point A, qui est situé proche de la côte, l'humidité est très faible ( $\%H_{m-A}(t_i) = 0.55\%$ ). Après un intervalle de temps de 1H30, le taux d'humidité de ce point a très peu diminué ( $\%H_{m-A}(t_f) = 0.41\%$ ). Concernant le point B, le taux d'humidité est beaucoup plus élevé ( $\%H_{m-B}(t_i) = 18.03\%$ ) et donc sa variation d'humidité est plus importante même si elle reste faible ( $\%H_{m-B}(t_f) = 16.45\%$ ).

Ces mesures d'humidité seront par la suite confrontées aux données d'intensité afin de quantifier leurs fluctuations.

#### b) Campagnes de mesures granulométriques

##### ➤ Mission 2012

Des mesures granulométriques ont été réalisées sur les échantillons qui ont été utilisés pour les mesures du taux d'humidité. Pour la mission de 2012, les tailles granulométriques des sédiments prélevés varient des sables fins aux sables très grossiers. La répartition des mesures montre qu'il n'y a pas véritablement de gradient granulométrique marqué (Figure IV.8). Par contre, les mesures ont montré que généralement la taille des grains est corrélée à l'humidité (Figure IV.9). En effet, les sables fins ou moyens ont tendance à être beaucoup plus humides que les sables grossiers à très grossiers. Cet effet est principalement dû à la présence de la nappe phréatique qui afflue sur le moyen estran et qui sature les sables. De plus, l'eau est

---

mieux drainée pour les sables grossiers car l'espace entre les grains est plus important, d'où un assèchement plus rapide après le retrait de la mer.

➤ Mission 2013

Lors de la mission de 2013, l'objectif de l'étude était d'isoler le paramètre de granulométrie et d'en apprécier ses conséquences sur l'intensité LiDAR. Pour cela, il a donc été nécessaire de prélever des sédiments dans une zone où il était possible de négliger le facteur d'humidité. Le choix du lieu d'expérimentation s'est donc porté sur la partie haute de plage de la pointe d'Agon où le taux d'humidité est très faible ( $0.07\% < \%H_m < 0.41\%$ ).

L'analyse granulométrique de 55 prélèvements a été réalisée par tamisage. Le paramètre granulométrique D50 (la médiane) est utilisé pour caractériser la taille des sédiments. Pour cette mission, deux classes granulométriques sont principalement représentées (Figure IV.12) : les sables moyens (en rouge sur la figure), et les sables grossiers (en bleu).

Au Nord de la pointe d'Agon, la taille des grains est assez hétérogène. Elle est principalement grossière, mais il peut y avoir des sables moyens notamment dans la partie inférieure de la haute plage. Ensuite, le long de la pointe en se dirigeant vers le Sud, même s'il y a du sable grossier, la classe granulométrique la plus représentée est celle du sable moyen, notamment pour la partie supérieure de la haute plage. Un seul site est classifié comme du sable fin. Enfin, vers le Sud de la pointe d'Agon (après le point A prélevé), il y a un gradient granulométrique croissant allant même jusqu'à un sable très grossier (point jaune).

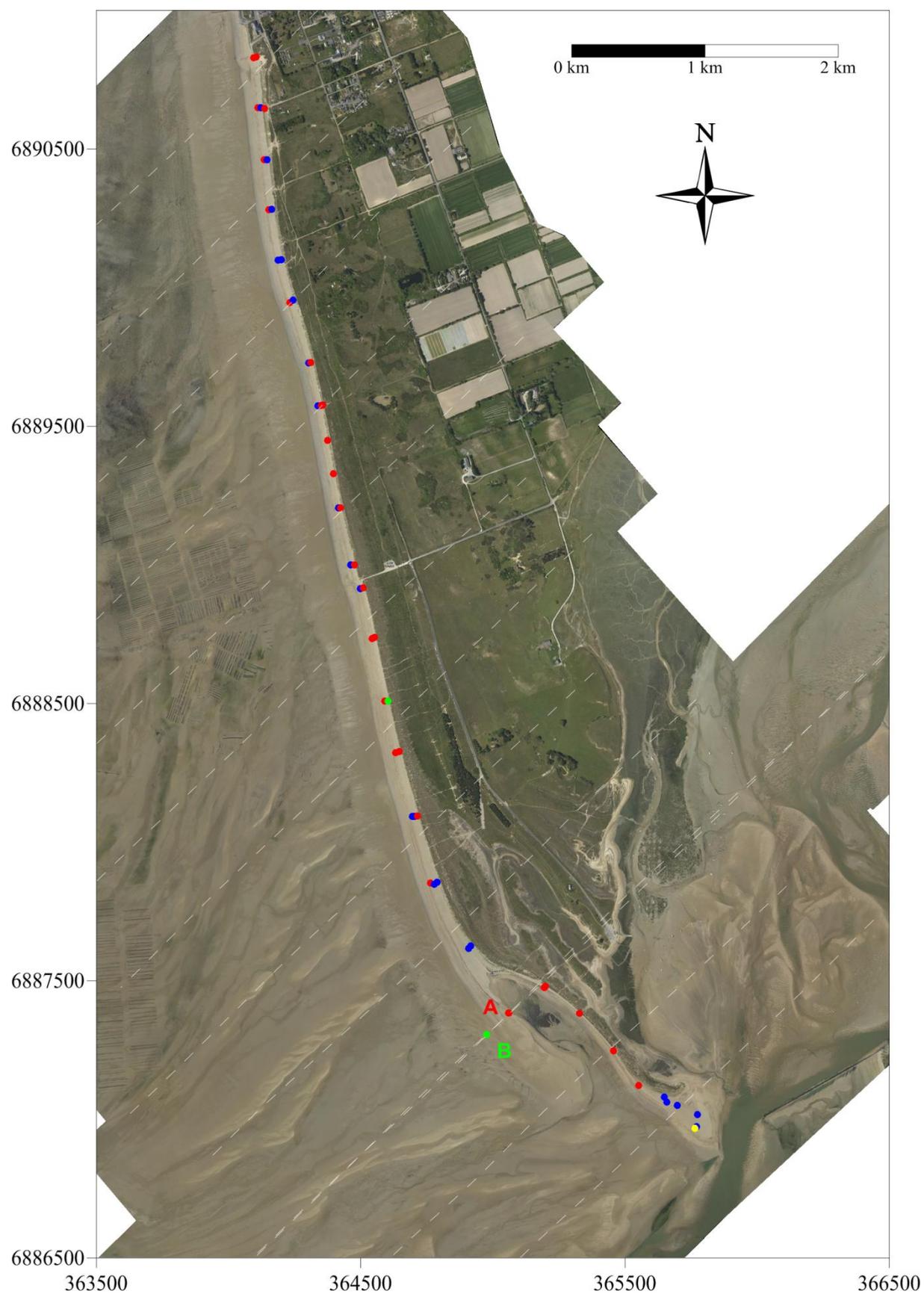


Figure IV.12 : Résultats granulométriques lors de la mission du 26 Mai 2013 à Agon-Coutainville :  
Sable fin (en vert), sable moyen (en rouge), sable grossier (en bleu) et sable très grossier (en jaune)

## IV.2. Influence de l'humidité et de la granulométrie sur l'intensité LiDAR

Afin d'étudier le comportement de l'intensité en fonction des paramètres mesurés *in situ*, il faut au préalable sélectionner, sur les images d'intensité, des régions d'intérêts (appelées ROI : *Region Of Interest*) de même surface pour chaque point de mesure. Il a été choisi de sélectionner des surfaces carrées de 25 pixels (Figure IV.13). Cette taille de ROIs permet, notamment, de ne pas sélectionner de zones trop hétérogènes.

Lorsque les zones d'intérêt sont sélectionnées au niveau de chaque prélèvement réalisé, il est possible de corréler les valeurs d'intensité du LiDAR aux mesures d'humidité et granulométrique.

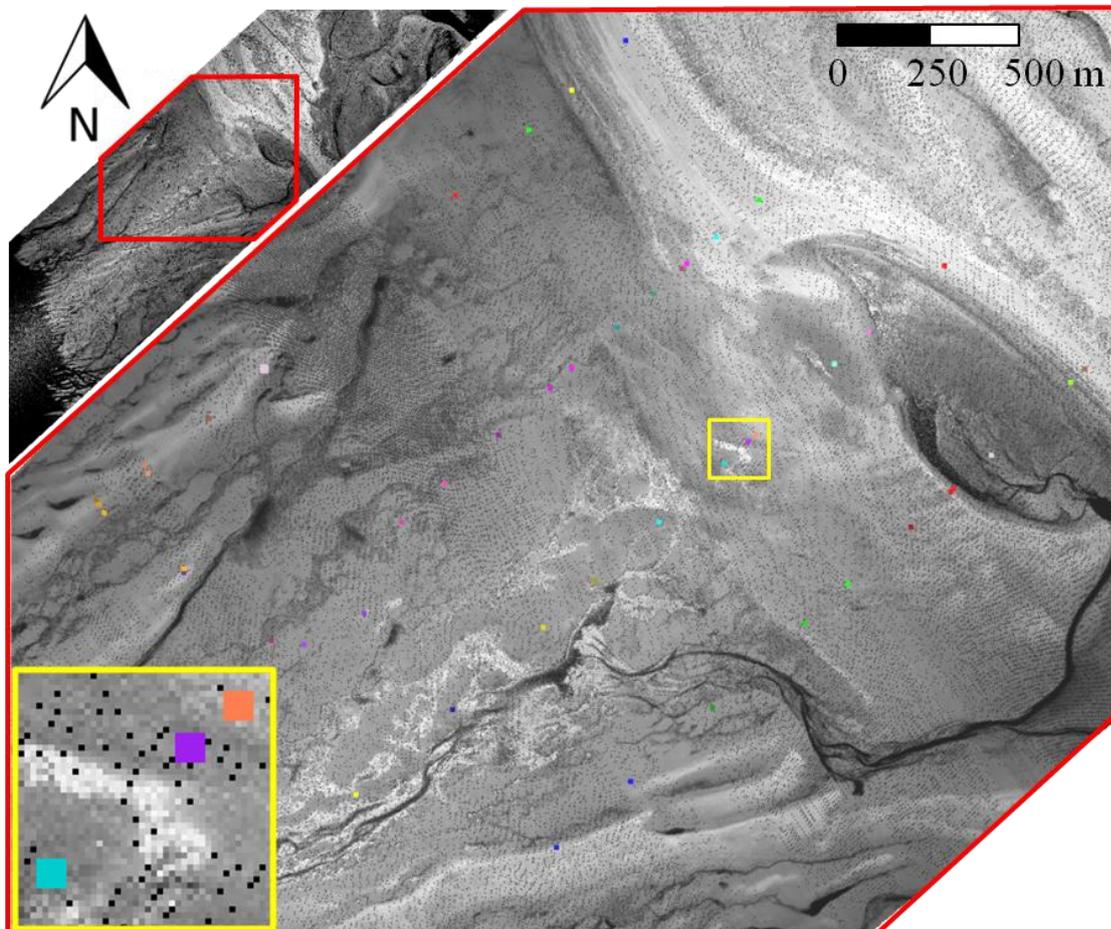


Figure IV.13 : Sur la carte d'intensité, sélection de ROIs carrés de  $5 \times 5$  px autour de chaque prélèvement. En jaune, un zoom contenant trois prélèvements dont l'intensité va être connue grâce à la sélection des ROIs

## IV.2.1. Etude de la granulométrie

Afin de comprendre l'effet de la granulométrie sur l'intensité rétrodiffusée, les données de la mission 2013 pour laquelle le facteur d'humidité est très faible et supposé constant sont étudiées. Ainsi, ce paramètre n'a pas d'influence sur l'intensité retour.

Le plan de vol de cette mission a été configuré pour faire en sorte que chaque prélèvement soit survolé, au minimum, par deux radiales. Ainsi, de multiples lignes de vol (au nombre de 12) parallèles ont été réalisées en direction de la mer en coupant le trait de côte (lignes en blanc sur la Figure IV.12) avec un recouvrement supérieur à 100 % (Figure IV.14.a). Cela permet de connaître le comportement de l'intensité, pour une même cible, pour une gamme d'angles de scan assez large (Figure IV.14.b).

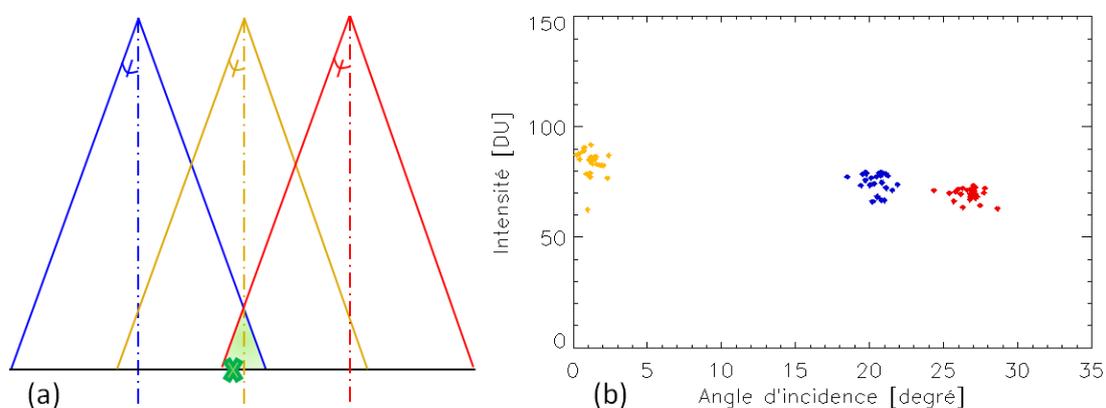


Figure IV.14 : Représentation schématique d'un point survolé par 3 lignes de vol (a) et son graphique d'intensité pour trois angles d'incidence différents (b)

Pour calibrer les données d'intensité, comme cela a été vu précédemment (cf. chapitre III.2.1), il faut nécessairement survoler des zones en eau. Or, cela n'est pas le cas pour les différentes radiales de vol recouvrant les prélèvements granulométriques. Il faut donc réaliser une calibration relative.

Les radiales étant réalisées successivement, il est donc cohérent de faire l'hypothèse que les conditions atmosphériques sont constantes. La calibration relative consiste à comparer des points de différentes radiales recouvrant une même zone (Figure IV.15). Les données sont acquises selon les mêmes caractéristiques de vol (altitude, angle d'incidence). Ces comparaisons sont effectuées pour chaque recouvrement de fauchées. Les résultats montrent que les intensités sont identiques d'une radiale à l'autre. Ainsi, il est possible de comparer toutes les données d'intensité de cette mission 2013 entre elles sans calibration supplémentaire. Mais, les valeurs d'intensité ne seront pas comparables aux données acquises lors des différentes missions qui sont calibrées à partir de zones en eau.

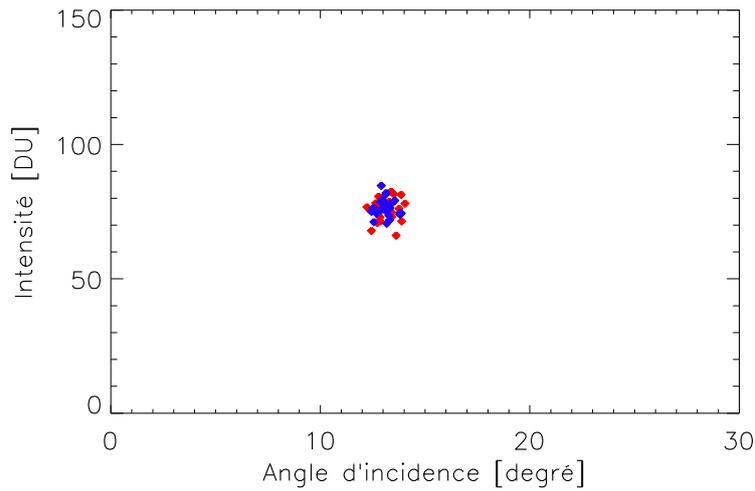


Figure IV.15 : Exemple d'une intensité réfléchie par une même zone sélectionnée sur deux radiales se recouvrant. La diversité d'angles est minimale car les radiales sont parallèles

Les résultats granulométriques de cette mission (cf. chapitre IV.1.4.b) ont montré que les sables prélevés appartiennent principalement aux classes de sable moyen et grossier. Sur les prélèvements effectués en haute plage, un seul échantillon appartient à la classe des sables fins et un autre à la classe des sables très grossiers. L'étude de l'intensité en fonction de l'angle d'incidence, pour ces quatre classes granulométriques, montre que leur comportement est globalement très similaire (Figure IV.16). Au nadir, les valeurs d'intensité sont semblables et atteignent une intensité élevée (environ 85 DU) qui diminue faiblement lorsque l'angle d'incidence croît.

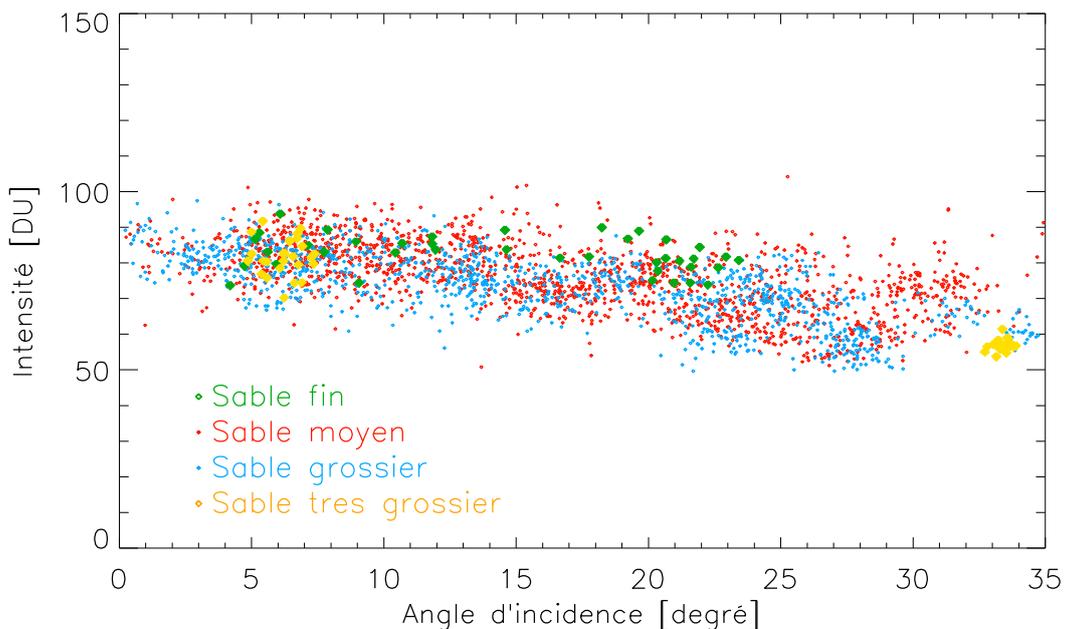


Figure IV.16 : Intensité rétrodiffusée par des sables fins, moyens, grossiers et très grossiers en fonction de l'angle d'incidence

L'échantillonnage statistique étant bien plus important pour les sables moyens (rouge) et grossiers (bleu) que pour les sables fins (vert) et très grossiers (jaune), les deux premières classes granulométriques seront étudiées plus finement tandis que seul le comportement général des deux autres sera considéré.

Le nuage de points étant assez important, il est nécessaire de faire une régression afin d'étudier plus finement l'intensité. Pour réaliser cette démarche, la loi des distributions de microfacette associée au modèle de Beckmann est appliquée pour différents facteurs de rugosité. Afin de comparer l'écart entre les données expérimentales et le modèle mathématique appliqué pour chaque facteur  $m$ , la méthode d'ajustement des moindres-carrés est utilisée (IV.5).

$$S(m) = \sum_{i=1}^N (|y_i - f(x_i; m)|)^2 = \sum_{i=1}^N r_i^2(m) \quad (IV.5)$$

Avec  $f(x_i; m)$ , la fonction théorique dépendant du facteur de rugosité  $m$ ,  $y_i$ , les données expérimentales et  $r_i$ , l'écart entre la mesure  $y_i$  et le modèle prédit.

Soit, pour le modèle des distributions de microfacette,

$$S(m) = \sum_{i=1}^N \left( y_i - \frac{F D_{(m,\theta)} G^2_{(m,\theta)}}{\cos \theta} \right)^2 \quad (IV.6)$$

Ainsi, le modèle numérique le plus adapté aux données expérimentales est la fonction dont le facteur  $m$  permet de minimiser la somme quadratique ( $S(m)$ ) des déviations des mesures aux prédictions de la fonction théorique.

Lorsque les modèles théoriques représentant aux mieux les données des quatre classes granulométriques sont établis, il est nécessaire de quantifier la mesure de dispersion des données. Ainsi, l'écart-type est calculé pour chaque classe de données (Figure IV.17).

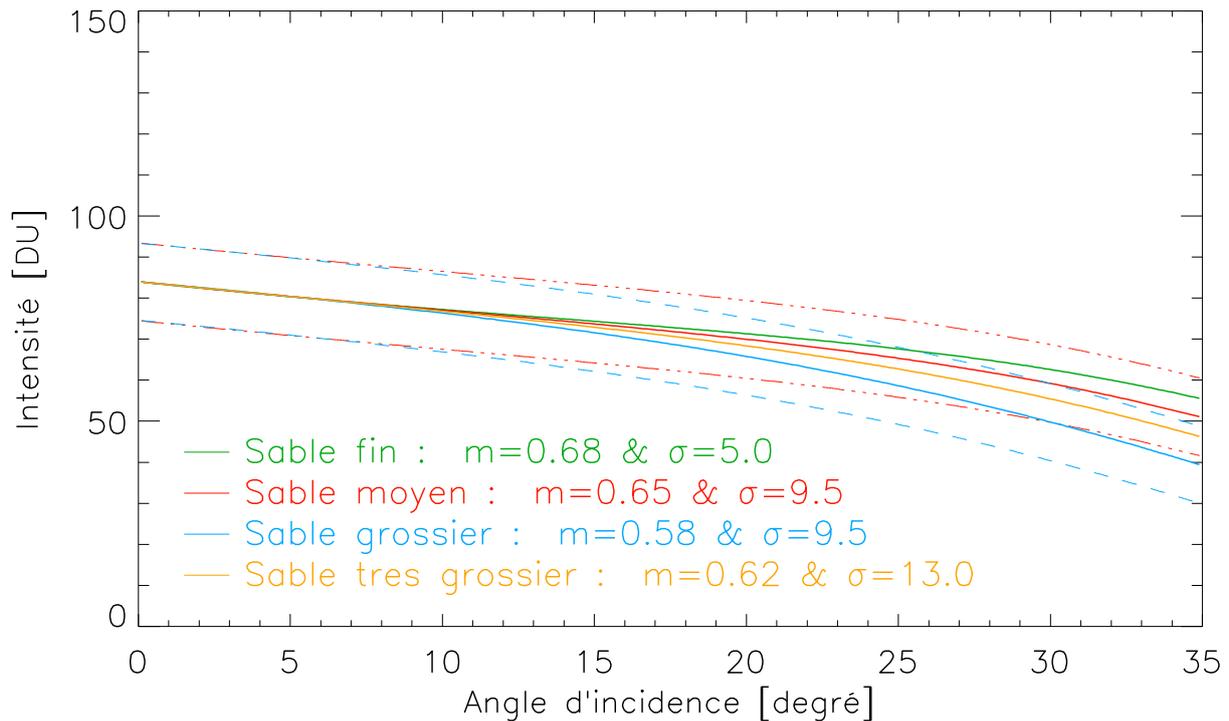


Figure IV.17 : Régression numérique des données à partir du modèle de distribution de microfacettes. Pour plus de visibilité, comme les échantillonnages statistiques des sables fins et très grossiers sont très faibles, seuls les écart-types des sables moyens et grossiers sont représentés (en pointillé)

Pour chaque classe granulométrique, les résultats des régressions numériques, choisies par la méthode des moindres-carrés (Figure IV.17), montrent qu'il y a une légère évolution en fonction du facteur  $m$ . Mais, cette différence étant incluse dans l'écart-type de ces modélisations, il n'est pas possible d'en déduire une loi générale reliant le facteur  $m$  et le paramètre de "granulométrie" pour des tailles de grain comprises entre 0.125 mm et 2.0 mm. De ce fait, il est raisonnable de considérer que le facteur  $m$  est constant dans un intervalle d'incertitude pour les surfaces sableuses de taille de grains moyens et grossiers qui possèdent un échantillonnage statistique important dans cette étude granulométrique.

Ainsi, ces résultats mettent en évidence le fait que le facteur  $m$  n'est pas influencé par le paramètre granulométrique, pour des sables fins à très grossiers.

#### IV.2.2. Etude de l'humidité

##### a) Fluctuation d'humidité

Les mesures d'humidité, qui ont été répétées après un intervalle de 1H30 et effectuées sur deux zones sableuses distinctes, notamment, par leur taux d'humidité (cf. chapitre IV.1.4.a),

sont confrontées aux données d'intensité issues des deux levés LiDAR effectués simultanément aux prélèvements.

Les résultats montrent que l'intensité reste constante (Figure IV.18), que ce soit dans une zone très sèche où la variation d'humidité est très faible (Figure IV.18.A) ou dans une zone humide où le changement d'humidité est plus important (Figure IV.18.B). Cela permet de conclure sur le fait que les variations d'humidité, qui ont lieu durant les vols, sont trop faibles pour qu'il y ait une incidence sur les intensités mesurées. L'hypothèse permettant de considérer que les faibles changements d'humidité n'ont pas d'influence sur l'intensité rétrodiffusée est donc validée.

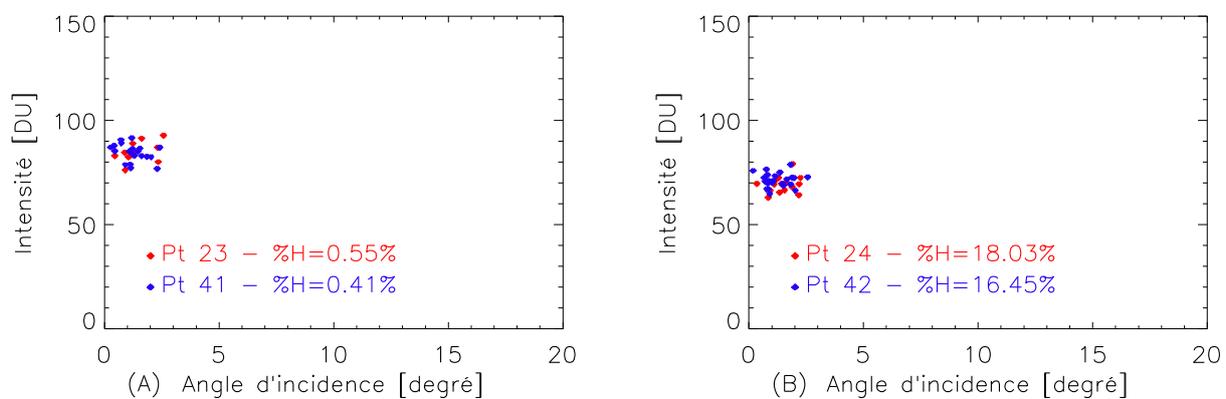


Figure IV.18 : Etude de l'influence des variations d'humidité sur l'intensité lors d'un même vol pour les prélèvements situés côté rivage (A) et côté mer (B)

#### b) Inversion de l'humidité

L'étude du paramètre granulométrique sur l'intensité retour du signal LiDAR a montré une absence de sensibilité de la relation angle-intensité à l'effet granulométrique pour des sables fins, moyens, grossiers et très grossiers. Ce résultat montre que le paramètre granulométrique n'a pas d'influence sur l'intensité retour du signal, il est donc possible d'étudier l'influence de l'humidité indépendamment de la granulométrie

Pour les mesures réalisées lors de la campagne de 2012, le facteur d'humidité des différents prélèvements variaient entre des sables secs (%Hm < 1 %) et des sédiments saturés (%Hm # 25%) dont la classe granulométrique étaient comprises entre des sables fins à très grossiers. Grâce aux résultats de l'étude granulométrique montrant la constance du paramètre  $m$  lors de la modélisation réalisée à partir du modèle de distribution de microfacettes pour ces différentes tailles de grain, il est possible d'étudier l'influence du paramètre d'humidité en négligeant les variations granulométriques.

Ainsi, à partir des mesures d'humidité de la mission réalisée en 2012 (Figure IV.9), le comportement de l'intensité est étudié pour des sables dont les taux d'humidité massique sont répartis en classes d'humidité afin d'avoir une distribution statistique homogène permettant une analyse non biaisée (Figure IV.19).

Ces différentes classes d'humidité varient d'un sable très sec ( $0\% < \%H < 1\%$  - Figure IV.19.A) à un sable saturé ( $\%H > 20\%$  - Figure IV.19.E). Pour la classe d'humidité variant de 5 à 15 % (Figure IV.19.C), il y a très peu de points, donc il n'a pas été possible de scinder cette classe en deux, c'est pourquoi la plage d'humidité est assez grande. Cela n'est pas le cas pour les classes d'humidité variant de 1 à 5 % (Figure IV.19-B) et de 15 à 20 % (Figure IV.19.D), permettant ainsi une analyse plus fine de l'influence de l'humidité sur l'intensité retour.

A partir des données d'intensité rétrodiffusée par les surfaces sableuses prélevées, des régressions, suivant le modèle des distributions de microfacette de Beckmann, ont été calculées pour chaque classe d'humidité. Ces courbes ont été déterminées par moindres-carrés comme cela a été le cas pour l'étude de l'influence de la granulométrie sur les données d'intensité (cf. chapitre IV.2.1).

Dans l'ensemble, les écart-types des différents nuages de point sont assez fins (Figure IV.19) mise à part pour le diagramme B, où une dispersion des données est visible pour des angles compris entre  $5^\circ$  et  $10^\circ$ . La dispersion des données du diagramme C s'explique par le fait qu'il couvre une grande gamme d'humidité étant donnée la faible quantité d'échantillons.

Les régressions des données d'intensité réfléchiée par des surfaces sableuses, basées sur le modèle des distributions de microfacette, dont le taux d'humidité est important ( $\%H > 15\%$ ), sont identiques (Figure IV.19 d et e). De ce fait, lorsqu'ils sont regroupés en un seul et même diagramme (Figure IV.19.f), les données suivent le même comportement. Cela signifie que lorsque l'humidité massique du sable est supérieure à 15 %, le facteur  $F$ , soit l'intensité au nadir, n'évolue presque plus et atteint une valeur asymptotique : il sature.

Pour l'ensemble des diagrammes, la moyenne des paramètres de rugosité  $m$  des régressions numériques est égale à 0.60. Cette valeur du facteur de rugosité concorde parfaitement avec les résultats de l'étude granulométrique définissant une valeur constante avec une incertitude du facteur de rugosité. L'incertitude de  $m$  est estimée empiriquement à partir des nombreuses données d'intensité réfléchies par les surfaces sableuses. Les sites étudiés, lors des régressions numériques de l'analyse du paramètre d'humidité, sont des zones homogènes. Cela permet

donc de réduire l'incertitude autour des données d'intensité rétrodiffusées. Ainsi, le paramètre de rugosité  $m$ , estimé constant dans son intervalle de confiance, est égale à :

$$m = 0.60 \pm 0.05 \quad (IV.7)$$

Concernant le facteur de Fresnel  $F$ , qui représente l'intensité réfléchiée par la surface au nadir, les résultats montrent qu'il diminue lorsque l'humidité augmente. Ces observations concernant l'influence du paramètre d'humidité sont similaires aux résultats déjà évoqués de Kaasalainen et al. (2010 ; cf. chapitre I.3.2.b), et Figure I.23.a. et b.) qui indiquent que l'intensité retour, au nadir, diminue lorsque l'humidité de surface augmente. Notons néanmoins que ce travail est basé sur l'utilisation d'une sonde ThetaProbe pour réaliser des mesures d'humidité. Hors, suite à la comparaison des données d'humidité mesurées à partir des prélèvements et avec la sonde ThetaProbe (cf. chapitre IV.1.4.a), il a été choisi de ne pas travailler avec la sonde ThetaProbe compte tenu de son imprécision.

A partir de ces modélisations, il est possible de représenter l'intensité au nadir  $F$ , en fonction des classes d'humidité (Figure IV.20.a). La relation entre l'humidité et le facteur de Fresnel est continue. Cela valide la possibilité d'étudier l'intensité au nadir en fonction de la moyenne de chaque classe d'humidité (Figure IV.20.b).

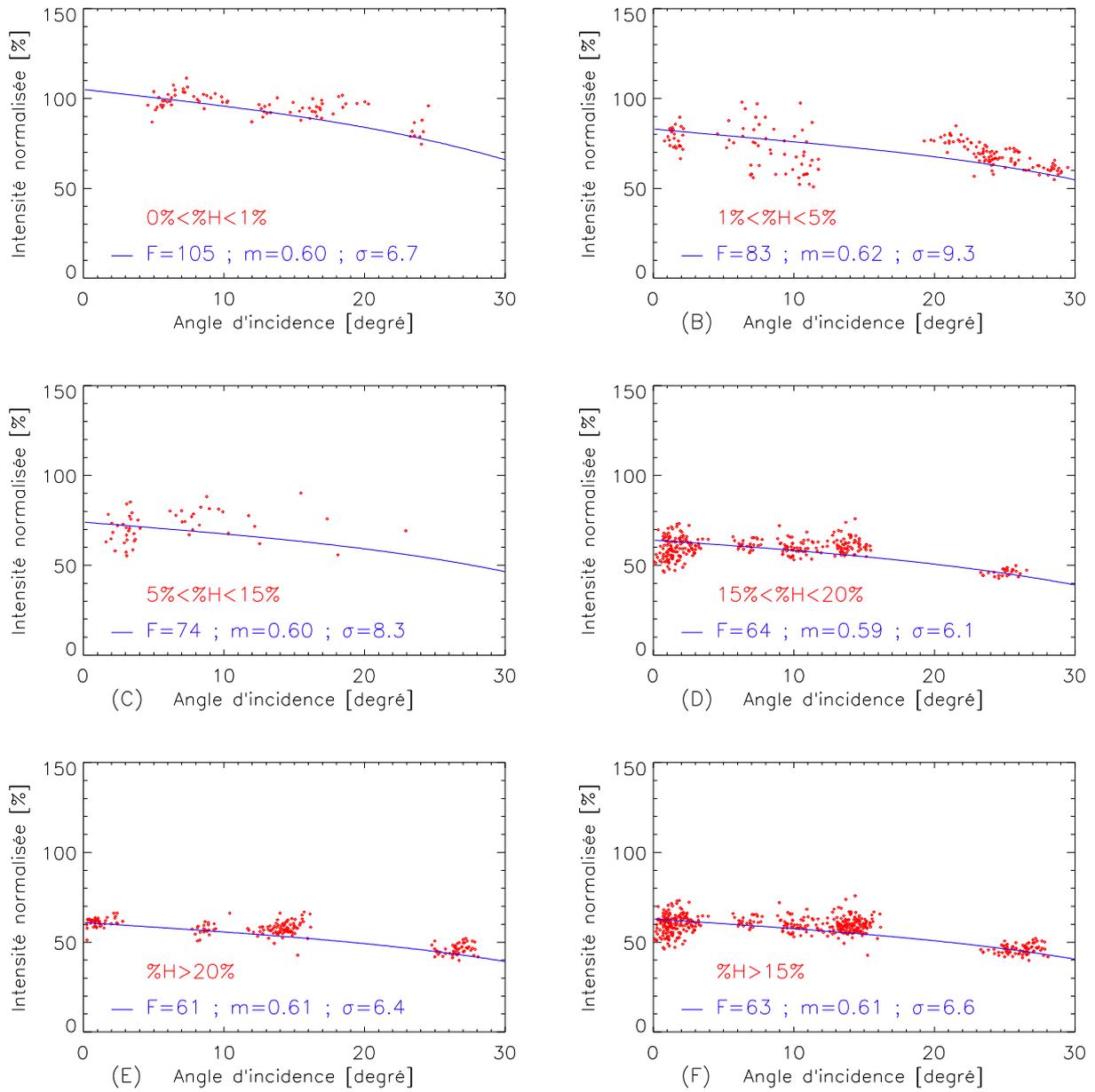


Figure IV.19 : Régressions de l'intensité en fonction de l'angle d'incidence, pour différentes classes d'humidité, à partir du modèle des distributions de microfacette

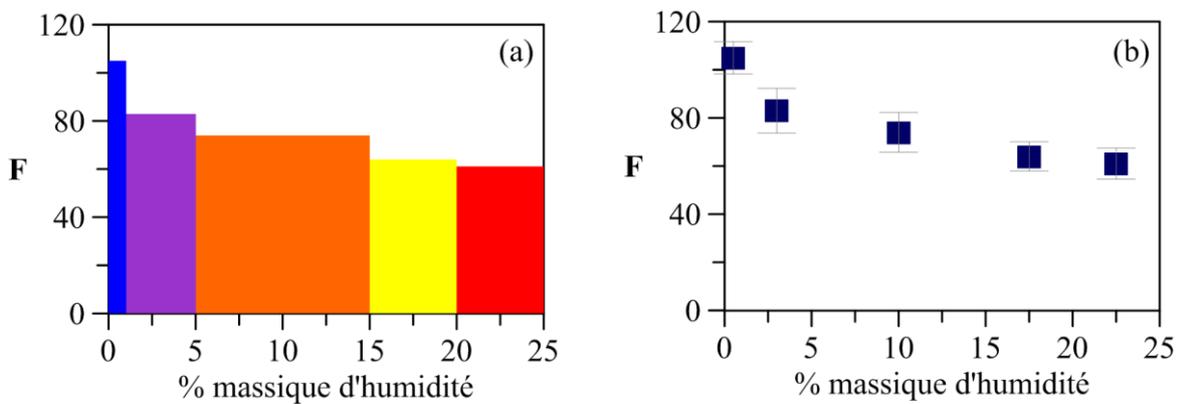


Figure IV.20 : Evolution du facteur de Fresnel en fonction des taux massiques d'humidité

Dans le but de modéliser le comportement du facteur  $F$ , représentant l'intensité rétrodiffusée au nadir, en fonction du pourcentage massique d'humidité, appelé  $H$  sur les diagrammes et les équations suivantes, différents types de régression ont été appliqués (Figure IV.21). Il s'agit de :

- Régression polynomiale à la puissance deux (Figure IV.21.a) ;
- Régression logarithmique (Figure IV.21.b) ;
- Régression exponentielle (Figure IV.21.c) ;
- Régression de puissance (Figure IV.21.d).

Les valeurs élevées des facteurs de corrélation établis pour chacune des quatre régressions montrent la cohérence entre le facteur de Fresnel  $F$ , et le taux d'humidité massique des surfaces sableuses. A partir de la régression logarithmique, permettant de relier le plus précisément ces deux facteurs, il est possible de déterminer l'humidité d'une surface en fonction de son intensité au nadir,

$$H = \exp\left(\frac{96,95 - F}{11,25}\right) \quad (IV.8)$$

Afin d'estimer une précision du facteur d'humidité à partir de la régression polynomiale, il a été choisi de calculer la différence entre les données et la droite de régression, puis, l'intervalle séparant les valeurs maximale et minimale est moyenné. Ainsi, l'incertitude du taux d'humidité massique est estimée, à partir de cette régression, à  $\Delta H = 1.1 \%$

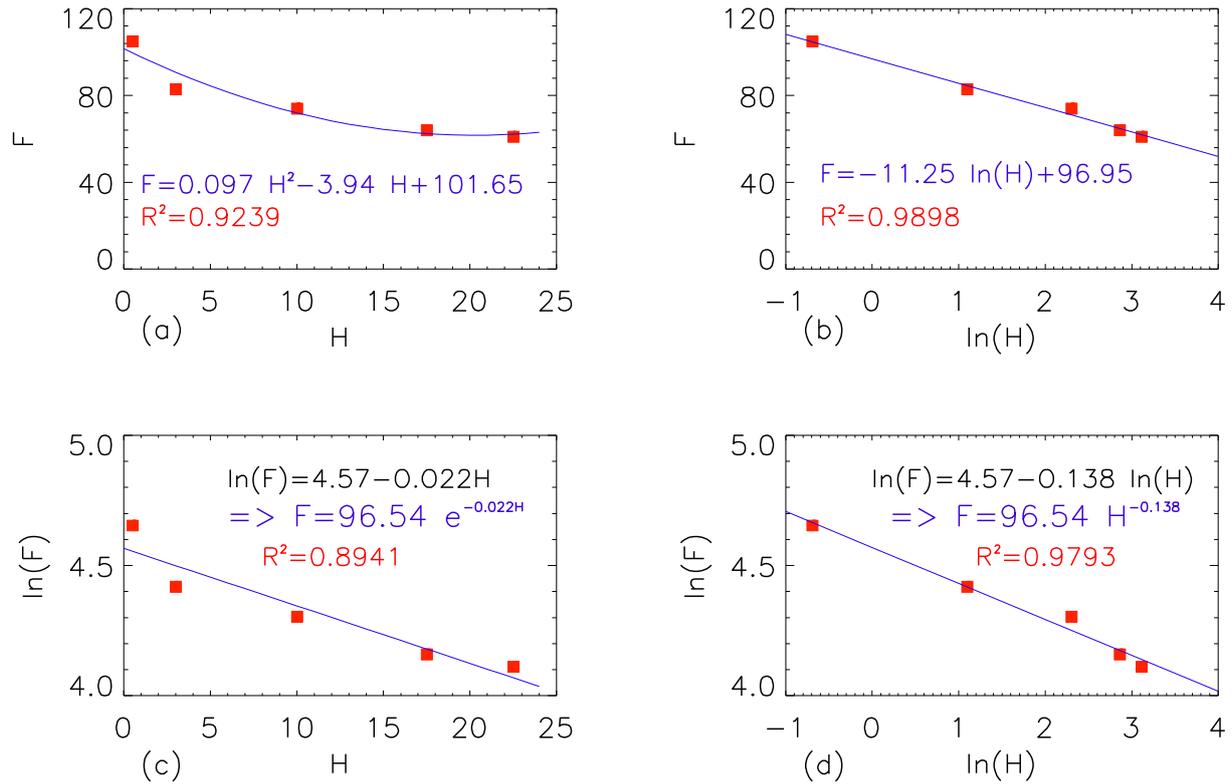


Figure IV.21 : Modélisation du comportement du facteur de Fresnel  $F$  en fonction de l'humidité à partir de régressions polynomiale (a), logarithmique (b), exponentielle (c) et de puissance (d).

En supposant que le facteur de rugosité  $m$  est constant dans son intervalle d'incertitude pour des sables fins, moyens, grossiers et très grossiers, comme le montre l'étude granulométrique (cf. chapitre IV.2.1) avec la relation (IV.7), il est possible de déterminer le taux d'humidité massique d'une surface à partir de l'intensité rétrodiffusée,  $I(\theta)$ , à un angle d'incidence,  $\theta$ ,

$$\%H_m = \exp(8.62) \exp \left[ - \frac{I(\theta) \cos^5(\theta) \exp \left( \frac{\tan^2(\theta)}{(0.60)^2} \right)}{11.25} \left( 1 + \frac{\frac{\sqrt{2}}{\pi} \times 0.60 \times \tan(\theta)}{2 - \operatorname{erfc} \left( \frac{1}{\sqrt{2} \times 0.60 \times \tan(\theta)} \right)} \right)^2 \right] \quad (IV.9)$$

Théoriquement, comme le facteur de rugosité  $m$  est constant pour les surfaces sableuses non saturées, il suffit de connaître une seule valeur d'intensité, avec son angle d'incidence correspondant, pour en déduire son taux d'humidité massique avec la relation (IV.9). Dans la pratique, pour être sûr d'isoler un sable non-saturé, il faut un intervalle d'angles minimal. D'autre part, afin d'améliorer la précision de la mesure, il est nécessaire d'avoir un échantillonnage statistique suffisant, même si la résolution spatiale est légèrement amoindrie.

Ainsi, ces différentes études sur l'intensité en fonction de l'angle d'incidence ont permis de mettre en évidence des comportements différents pour trois surfaces côtières :

- Des surfaces sableuses (Figure IV.22.a) ;
- Des surfaces sableuses saturées avec de l'eau libre (Figure IV.22.b) ;
- Des zones en eau (Figure IV.22.c).

Les surfaces sableuses sont caractérisées par un facteur  $m$  constant. L'humidité de ces surfaces sableuses est définie par un facteur  $F$  qui diminue exponentiellement (Figure IV.22, en rouge).

La signature spéculaire des zones en eau est caractérisée par un facteur de rugosité  $m$  très faible. L'une des propriétés physiques des zones en eau concerne sa réflexion spéculaire, en effet, à la longueur d'onde du système LiDAR ALS60, l'eau se comporte comme un miroir. De plus, les vagues de surface, dues aux courants et aux vents, sont suffisamment grandes pour se comporter comme des macrofacettes. Cette hypothèse est vérifiée par une distribution entière des données d'intensité avec une faible dispersion (Figure III.6.a), ce qui fait des zones en eau un espace judicieux pour calibrer les données d'intensité. Rappelons que, pour les zones en eau, la relation intensité-angle d'incidence est fortement dispersée. La modélisation avec le modèle des distributions de microfacette est située à la moyenne des valeurs d'intensité intermédiaires, soit  $F=50\%$  (Figure IV.22, en bleu).

Pour les surfaces sableuses très saturées en eau jusqu'à avoir de l'eau libre en surface, le comportement de l'intensité retour correspond à la somme des deux comportements précédemment cités (Figure IV.22, en violet). Mais contrairement aux zones en eau, où les deux extremums, au nadir, correspondent à 0 et 100 %, pour l'eau libre en surface, le minimum d'intensité est représenté par le comportement de la surface sableuse (Figure IV.22.b ; Figure III.6.c). Ainsi, la moyenne des extremums d'intensité rétrodiffusée par l'eau libre est supérieure à l'intensité rétrodiffusée par la surface sableuse, ce qui explique que le facteur  $F$  de l'eau libre soit supérieur aux facteurs  $F$  du sable et de l'eau.

Pour ces surfaces sableuses très saturées en eau, il est difficile de quantifier la hauteur de l'eau libre situé au-dessus du sédiment, car la pénétration du faisceau laser dans les zones en eau n'est pas parfaitement connue surtout à cette échelle. De plus, l'eau est sûrement connectée, mais ne couvre pas l'ensemble de la surface.

Pour ces trois surfaces littorales types, les comportements des facteurs  $F$  et  $m$  sont donc facilement reconnaissables et permettent de caractériser les sédiments en étudiant l'intensité rétrodiffusée en fonction de l'angle d'incidence.

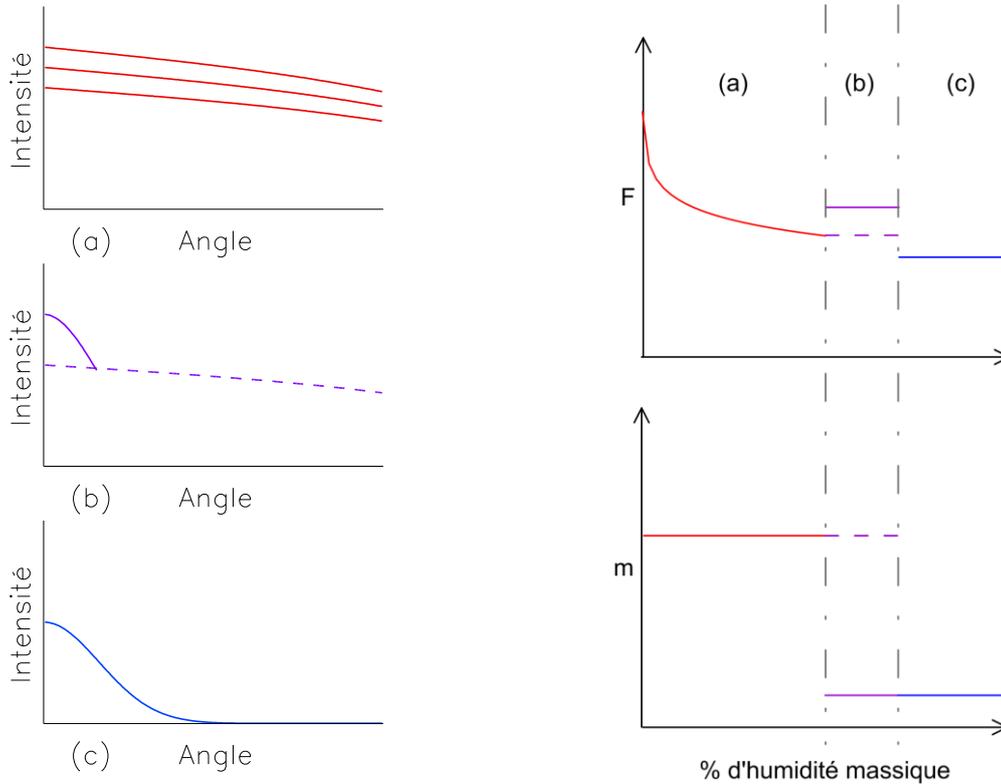


Figure IV.22 : Représentation schématique du comportement en intensité de trois surfaces types en environnement littoral. A gauche : Comportement de l'intensité en fonction de l'angle pour des surfaces sableuses plus ou moins humides (a), pour une surface contenant du sable avec de l'eau libre (b) et pour une zone en eau (c). A droite : Représentation schématique des facteurs  $F$  et  $m$  en fonction du pourcentage d'humidité pour des surfaces sableuses sèches, humides (a) ou saturées avec de l'eau libre (b) et pour des zones en eau (c)

Pour conclure, à partir d'une campagne de vol LiDAR réalisée en zone côtière, il est possible de déterminer le taux d'humidité massique d'une surface sableuse non saturée. Pour cela, différentes étapes sont nécessaires (Figure IV.23). Bien évidemment, il faut prétraiter les données LiDAR suite à leur acquisition afin notamment de corriger les trajectoires pour générer des données spatiales ( $x$ ,  $y$ ,  $z$ ) auxquels sont associées les données d'intensité et leurs gains automatiques, ainsi que l'angle de scan correspondant. A partir de ces informations, il est possible de rasteriser :

- un MNT qui, associé à l'image de l'angle de scan, permet de calculer l'angle d'incidence du faisceau émis ;
- une image d'intensité qui doit être corrigée du gain puis calibrée grâce à des zones en eau. S'il n'y en a pas, une calibration absolue n'est pas possible. Il faut alors faire une calibration relative permettant seulement de comparer les données au sein d'un même vol.

A partir de ces informations, il est possible d'extraire les paramètres de surface d'une zone côtière en déterminant notamment s'il s'agit :

- d'une surface sableuse ;
- d'une surface sableuse saturée en eau ;
- d'une zone en eau.

L'extraction du paramètre d'humidité d'une surface sableuse non saturée est rendu possible par la loi mathématique définie empiriquement (IV.9).

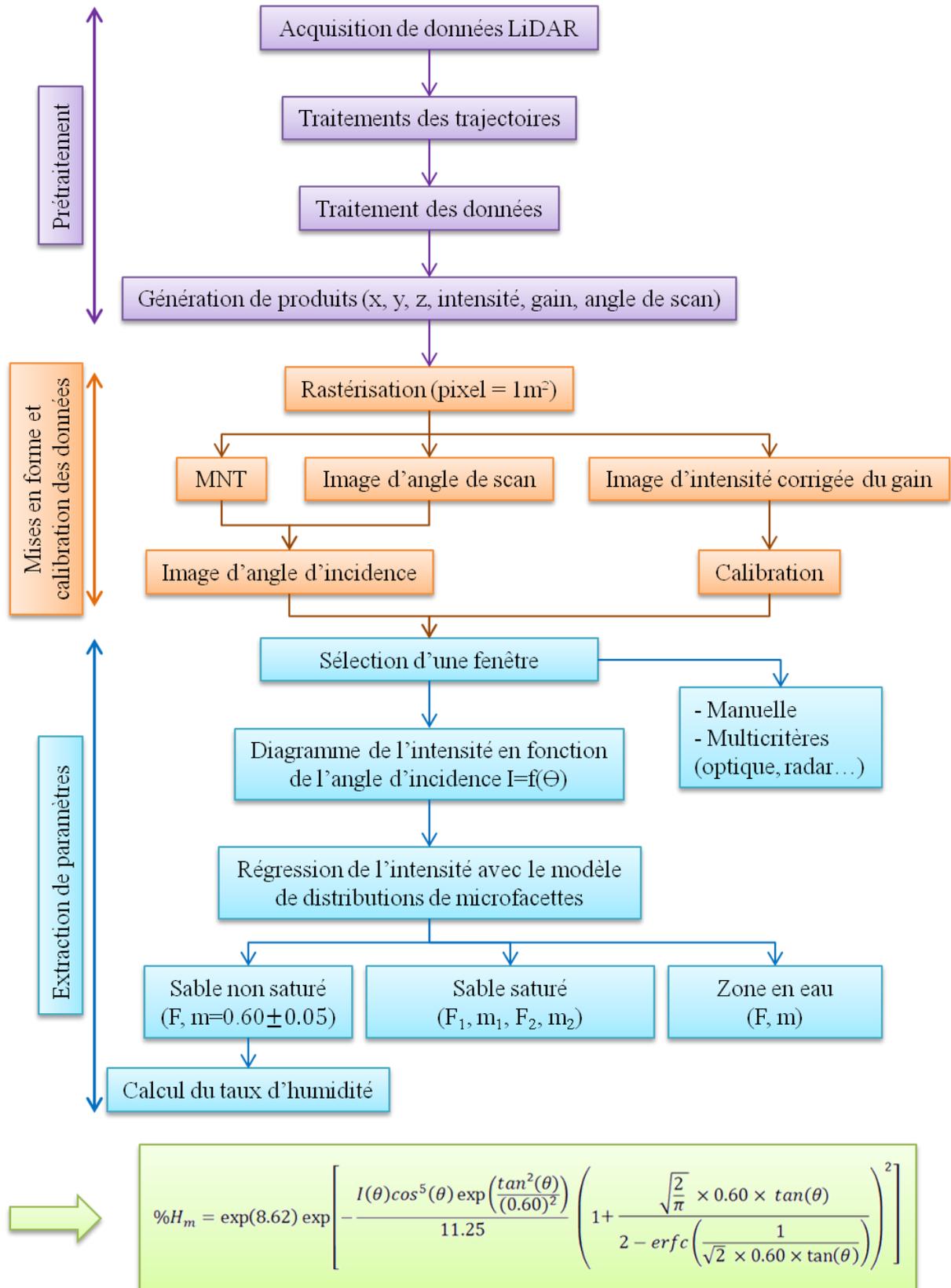


Figure IV.23 : Synoptique des différentes étapes permettant de définir le taux d'humidité massique à partir des données LiDAR

### IV.3. Conclusion

Après avoir établi le modèle des distributions de microfacette de Beckmann pour décrire le comportement de l'intensité du LiDAR rétrodiffusé en fonction de l'angle d'incidence, les paramètres de surface tels que la granulométrie et l'humidité de surface ont été considérés pour connaître leur influence sur l'intensité retour.

Pour étudier l'impact de ces paramètres sur l'intensité, il est indispensable de connaître les caractéristiques des surfaces scannées. Pour ce faire, des mesures d'humidité et de granulométrie ont été effectuées à partir de prélèvements réalisés *in situ*, simultanément aux campagnes de vol LiDAR.

Dans un premier temps, les mesures d'humidité ont été réalisées dans la baie du Mont-Saint-Michel avec une sonde ThetaProbe. Ces mesures ont mis en évidence le fait que la sonde ThetaProbe, utilisé dans la littérature, donnait des mesures biaisées pour des zones sableuses saturées en eau. Un nouveau protocole de mesures d'humidité a donc été établi pour les missions suivantes. Ainsi, les mesures d'humidité sont déterminées à partir de prélèvements de sédiment en surface afin de définir un taux d'humidité massique. En parallèle à ces mesures, les prélèvements ont aussi permis de réaliser des analyses granulométriques.

L'objectif d'une des missions a été d'isoler le paramètre de granulométrie afin de déterminer son influence sur l'intensité retour. Les classes granulométriques présentes sur le site étudié s'étendaient des sables fins à des sables très grossiers. Les résultats ont montré que le facteur  $F$  représentant l'intensité au nadir est constant. Concernant le facteur de rugosité  $m$ , son évolution est faible. De plus, la dispersion des données rend impossible la quantification de cette évolution. Ainsi, le facteur  $m$  de rugosité est supposé constant à un intervalle de précision près (IV.7) pour des sables dont la taille des grains est comprise entre 0.125 mm et 2 mm

Une seconde étude a consisté à analyser l'influence de l'humidité de surfaces sableuses sur l'intensité retour du signal laser du LiDAR ALS60. Pour les différentes catégories d'humidité massique variant de 0 % à 25 %, la modélisation du comportement de l'intensité en fonction de l'angle d'incidence avec la loi des distributions de microfacette a montré que :

- le facteur de rugosité  $m$  reste constant avec la même valeur, à l'incertitude près, que lors de l'étude granulométrique ( $m = 0.60 \pm 0.05$ ) ;

- le coefficient de Fresnel  $F$ , représentant l'intensité retour au nadir, diminue de manière continue et exponentiellement en fonction du facteur d'humidité. Cette relation (IV.8) permet de définir l'humidité d'un sable non saturé à partir de données d'intensité LiDAR.



# Chapitre V -

## Analyse multi-temporelle de l'intensité LiDAR

---



# Chapitre V -

## Analyse multi-temporelle de l'intensité LiDAR

Dans le but de suivre l'évolution de la frange littorale, les résultats acquis dans les chapitres précédents vont être mis à profit pour observer les changements de surface au cours du temps.

Comme cela a été vu précédemment, il est possible de déterminer les caractéristiques des surfaces littorales en modélisant le comportement de l'intensité en fonction de l'angle d'incidence avec la loi des distributions de microfacette. De plus, la répétition des vols permet d'étudier ce problème d'inversion de paramètre à une échelle multi-temporelle afin d'analyser l'évolution de ces surfaces.

Enfin, une autre approche complémentaire permettant de détecter les surfaces anisotropes à partir de données d'intensité LiDAR est présentée.

### V.1. Introduction à l'étude multi-temporelle

#### V.1.1. Sélection de la zone d'étude

Afin d'effectuer une étude multi-temporelle, deux campagnes de vol réalisées le 1<sup>er</sup> Septembre 2011 (appelée 110901) et le 15 octobre 2012 (appelée 121015), au-dessus de la

pointe d'Agon, sont comparées. Comme les plans de vol sont différents pour ces deux dates, il est nécessaire de sélectionner une zone commune entre le vol de 2011 et celui de 2012 (Figure V.1). La zone choisie s'étend sur une largeur de 3 km et une longueur de 7.2 km. Sur cette région côtière, comme le montre les orthophotographies (Figure V.1), différentes surfaces sont localisées à proximité de l'étendue de sable:

- Une zone urbaine au Sud-Ouest ;
- Des champs agricoles au Nord-Ouest ;
- Des dunes végétalisées au Sud-Est de la zone agricole ;
- Le chenal de la Sienne au débouché du havre de Regnéville.

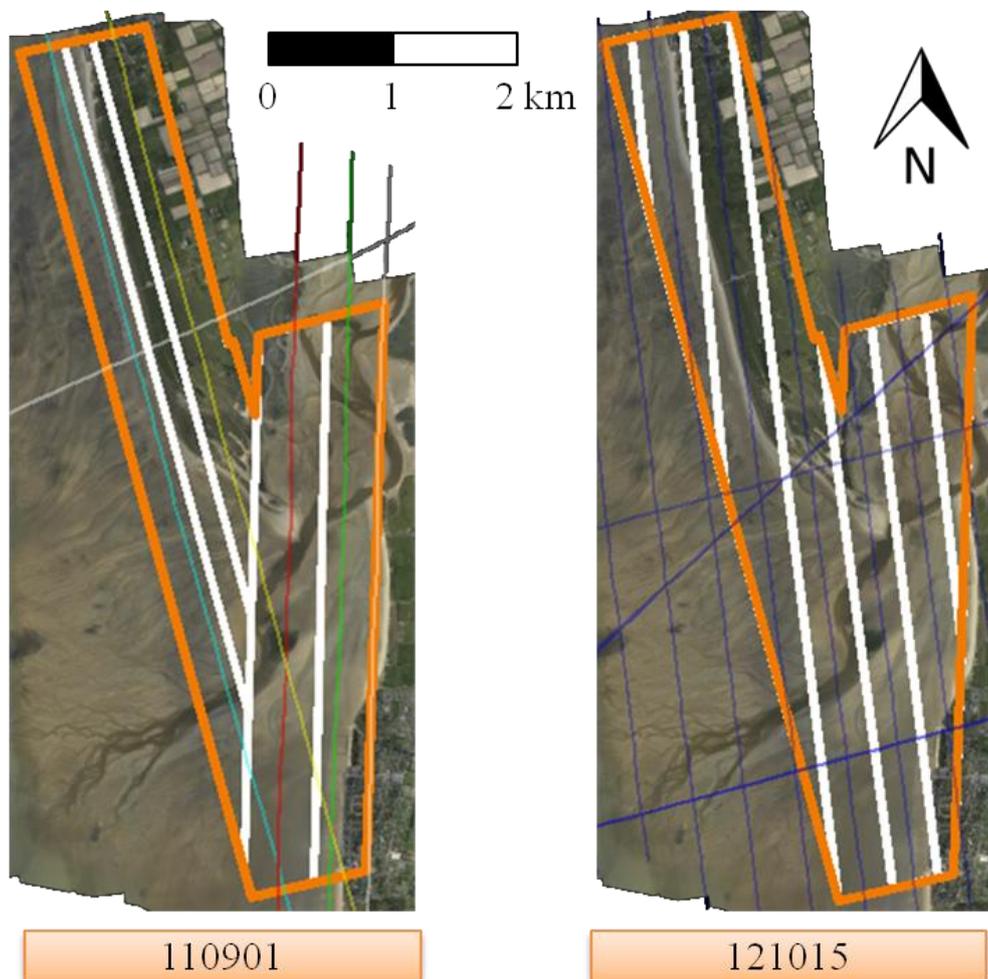


Figure V.1 : Zone d'étude commune aux deux vols de 2011 et 2012 (orange) avec les délimitations des différentes radiales sélectionnées (en blanc). Les traits de différentes couleurs correspondent aux lignes de vol. Le nombre de points dans cette zone commune varie entre 27 et 29 millions pour les deux campagnes de vol.

Les deux zones communes contiennent plusieurs radiales se chevauchant. Afin d'avoir une densité de points homogène, sur toute la région et pour les deux dates, des parties de fauchée (délimitées en blanc sur la figure V.1) sont sélectionnées en évitant leur recouvrement.

### V.1.2. Caractéristiques des différents vols

Ces deux vols ont été réalisés à une altitude de 800 m en période de vive-eau (coefficient > 90). Pour les deux campagnes, les vols ont été effectués lors du mouvement descendant de la marée (le jusant). Ainsi, les caractéristiques de vol sont semblables d'une mission à l'autre (Figure V.2).

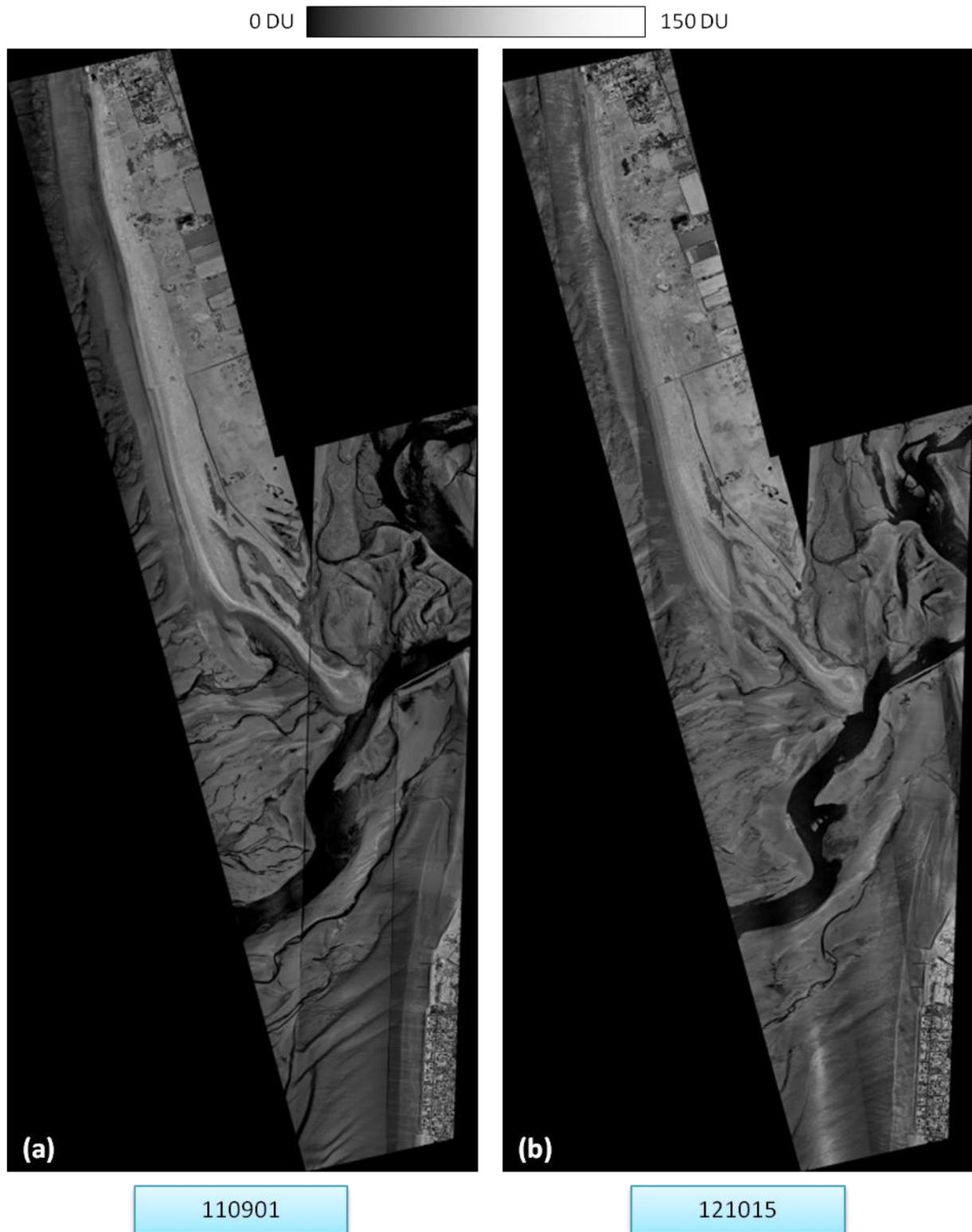
Campagnes de vol	110901	121015
Coefficients de marée	105	99
Heures de basse mer (TU)	15h42	13h03
Heures de vol (TU)	13h36 -14h03	11h49-12h50
Temps séparant le début du vol de la basse mer	2h06	1h14

Figure V.2 : Caractéristiques des deux campagnes de vol de 2011 et de 2012

## V.2. Etude des données d'intensité

### V.2.1. Analyse globale

Pour chacune des dates, l'image d'intensité (Figure V.3) et le MNT (Figure V.5) sont rastérisés à partir des nuages de point avec un pas de maille d'un mètre selon la procédure décrite précédemment (cf. chapitre III.1.1). Lors de la sélection des radiales du vol de 2011 (Figure V.3.a) qui a permis d'éviter les chevauchements, de petites zones situées aux extrémités des fauchées demeurent vides. Ce manque de données n'aura aucun impact lors de l'étude multi-temporelle car les positions de ces pixels vides sont connues.



*Figure V.3 : Images d'intensité rastérisées à partir des données LiDAR acquises lors des vols de 2011 (a) et de 2012 (b)*

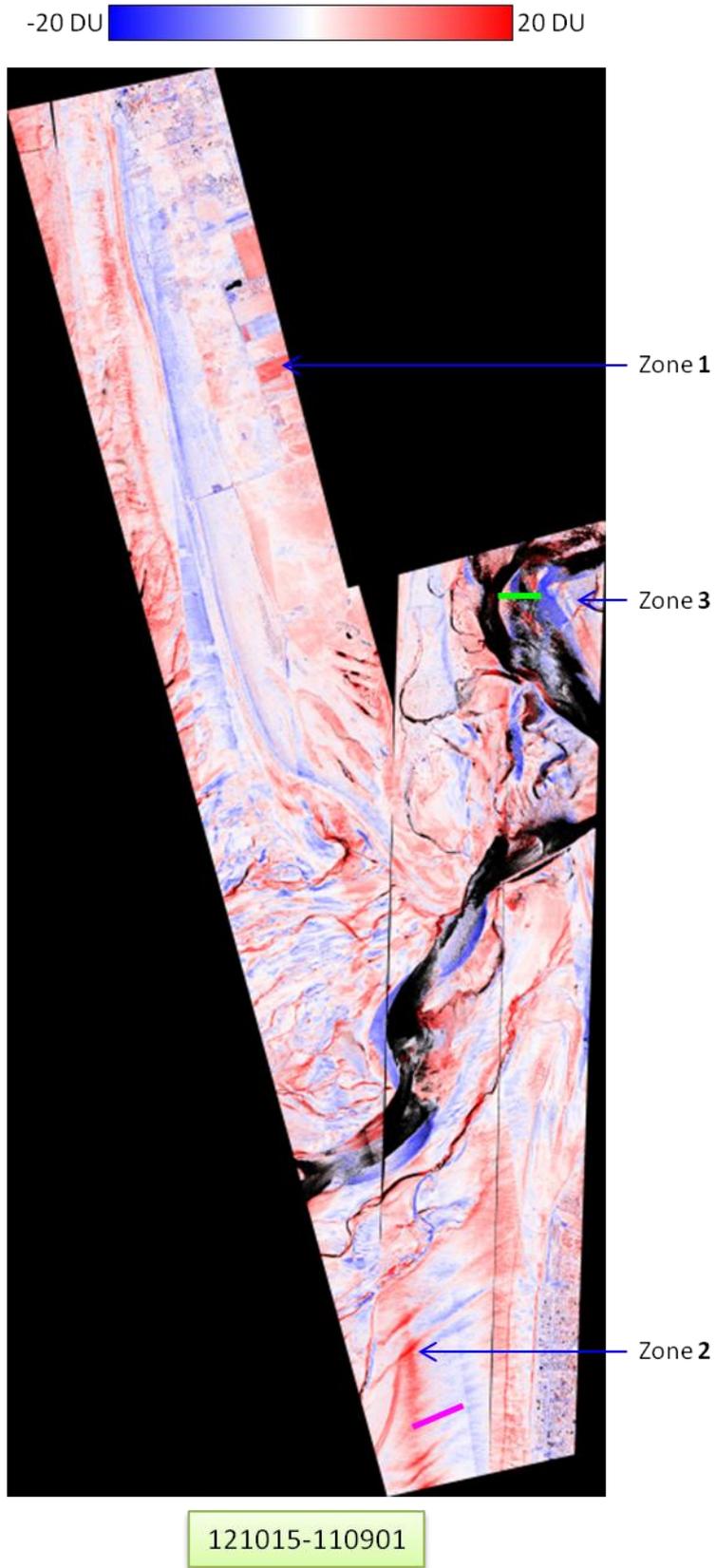


Figure V.4 : Différence des images d'intensité de la Figure V.3

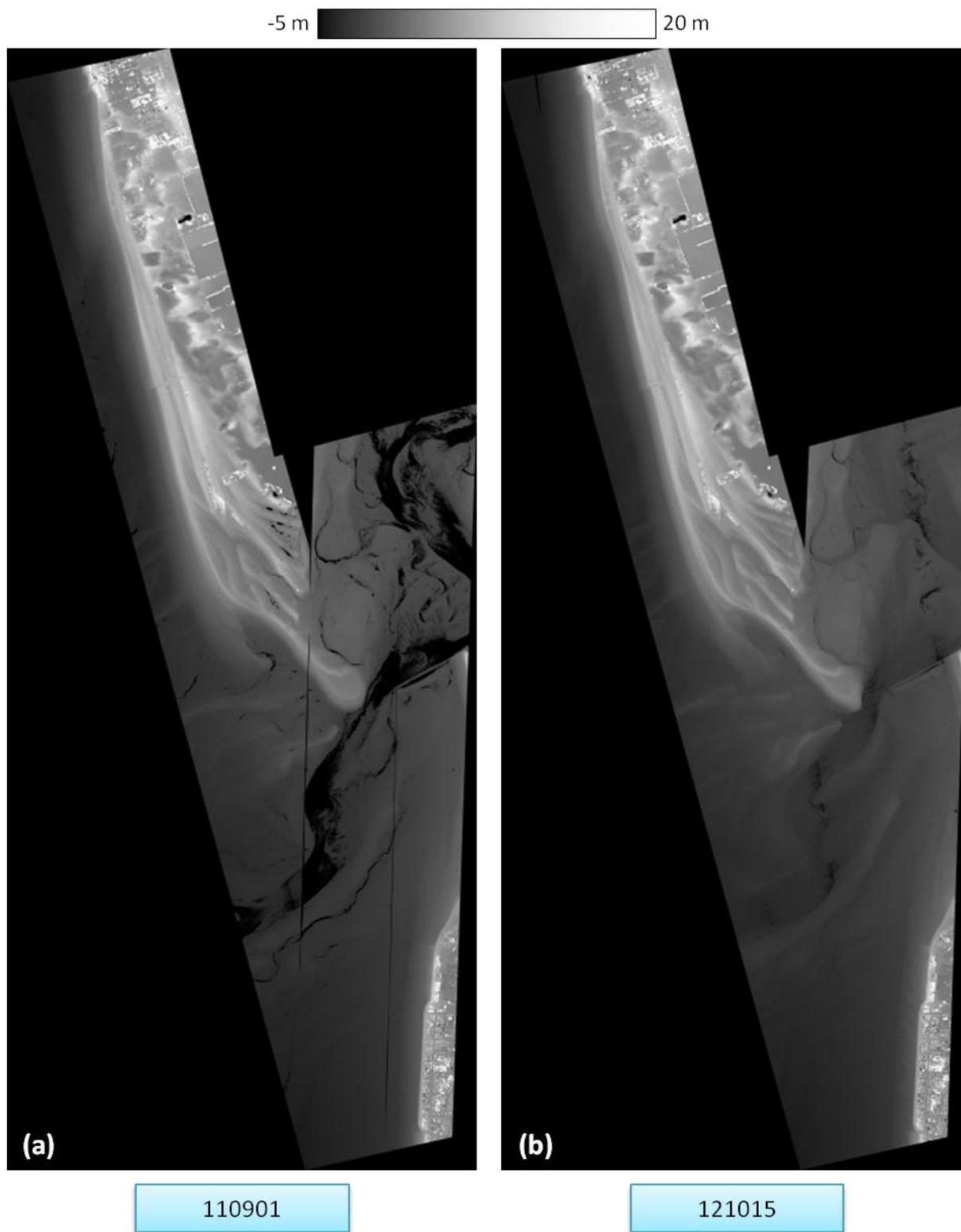


Figure V.5 : MNT rastérisés à partir des données LiDAR acquises lors des vols de 2011 (a) et de 2012 (b)

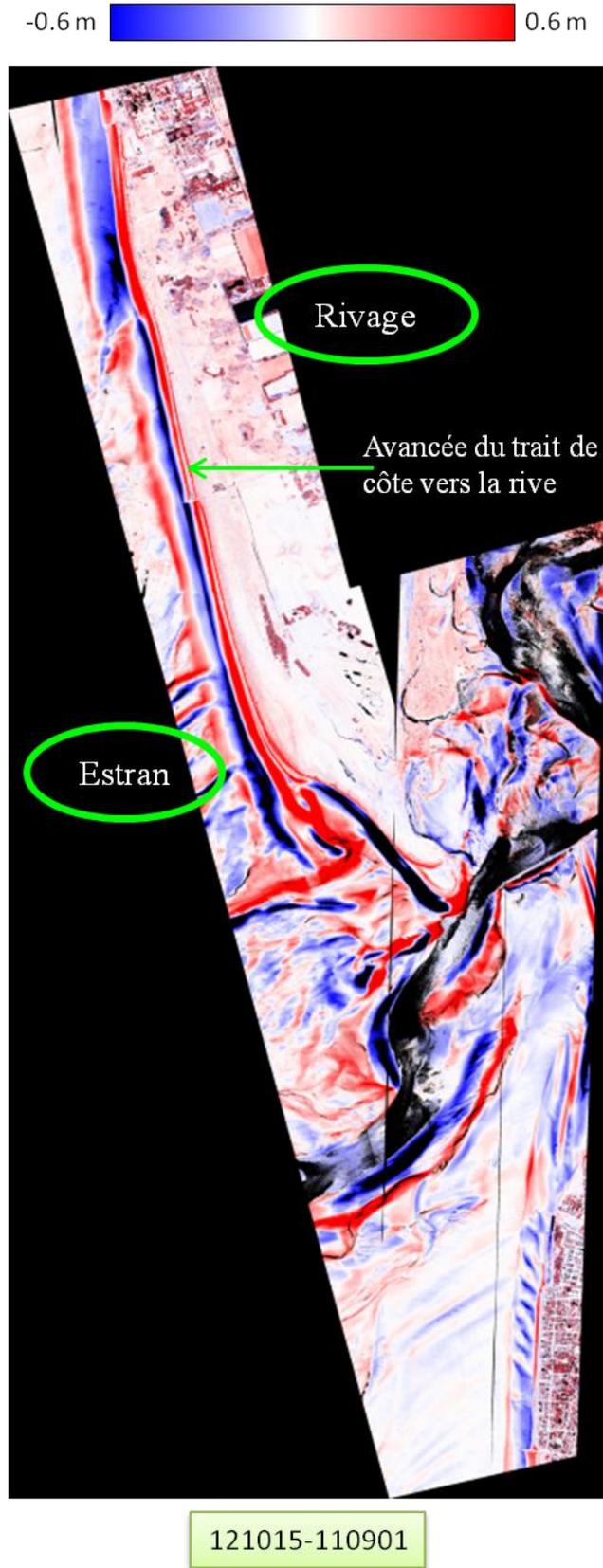


Figure V.6 : Différence des MNT de la Figure V.5

Afin de pouvoir comparer les données d'intensité obtenues lors des différentes campagnes de vol, il est nécessaire de calibrer les données. Pour ce faire, les surfaces en eau sont utilisées comme des zones de référence (cf. chapitre III.2.3).

Malgré la calibration des données, les valeurs d'intensité diffèrent entre les radiales voisines. Cela s'explique par l'influence de l'angle d'incidence sur l'intensité. Cette observation est clairement visible pour les sables saturés en eau (zone située au Sud du chenal de la Sienne pour le vol 121015 -Figure V.3.b) car l'intensité est très importante au nadir, puis diminue avec l'angle d'incidence.

Dans un premier temps, pour comparer les données d'intensité des deux vols, l'image d'intensité de 2011 est soustraite à celle de 2012 (Figure V.4). La correction automatique des données d'intensité de l'effet de l'angle n'est pas possible. Ainsi, la comparaison globale est effectuée en sachant que les données sont influencées par l'angle d'incidence.

Sur l'image de différence d'intensité (Figure V.4), les pixels sont colorés :

- Dans la gamme du rouge : l'intensité est plus importante pour le vol de 2012 que pour celui de 2011 ;
- Dans la gamme du bleu : l'intensité est plus importante pour le vol de 2011 que pour celui de 2012;
- En blanc : les valeurs des pixels des deux images sont identiques ;
- En noir : il y a un manque d'information pour au moins, l'une des deux dates.

Les données manquantes sont principalement situées sur le chenal de la Sienne. Cela s'explique par le fait, qu'au-dessus des zones en eau, les retours sont importants au nadir mais faibles, voire inexistants, pour des angles d'incidence élevés (Figure V.3). Les plans de vol étant différents, les nadirs des radiales sont décalés. Cela a pour effet de dupliquer les zones vides et d'entraîner de fortes différences d'intensité lorsqu'il y a des données, pour les deux dates, mais avec des angles différents. De part et d'autre du chenal, les zones en bleu montrent que le cours d'eau a divagué entre 2011 et 2012 (Figure V.4).

Au niveau des zones agricoles (Figure V.4, zone 1), les différences d'intensité à l'intérieur des champs, reconnaissables à leur tracé géométrique, sont importantes. Cela peut s'expliquer par

des changements de culture, des différences d'humidité ou par le fait que les mesures sont effectuées à des périodes agricoles différentes.

Cette image de différence (Figure V.4), non corrigée de l'angle d'incidence, permet aussi de mettre en évidence les surfaces sableuses saturées en eau (Figure V.4, zone 2). Le secteur rouge, situé au nadir d'une ligne de vol effectuée lors de la campagne 121015, montre que l'intensité est beaucoup plus importante en 2012 qu'en 2011. Ainsi, la zone est saturée en eau en octobre 2012, mais ce n'est pas le cas en septembre 2011.

La différence d'intensité entre deux surfaces sableuses, dont l'une est saturée, est complexe. Pour l'expliquer, un schéma représente le comportement de l'intensité au niveau du transect magenta (Figure V.4).

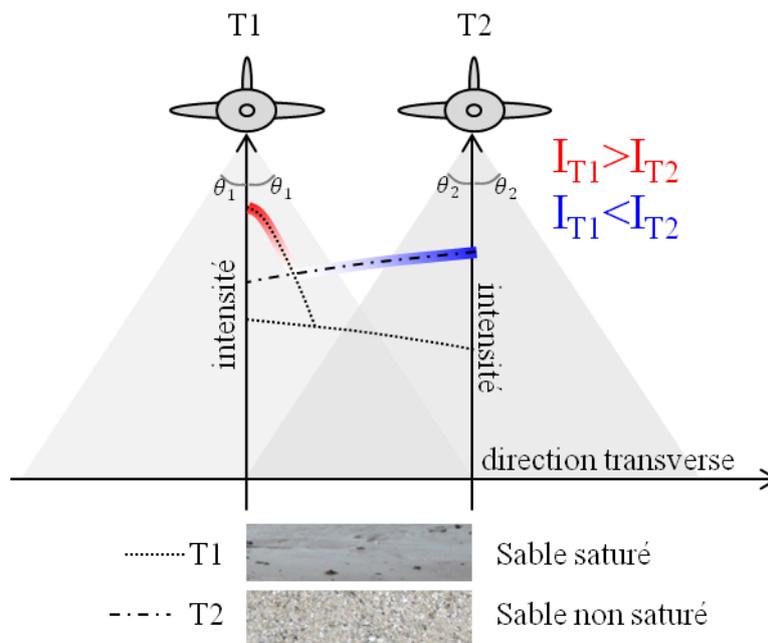


Figure V.7 : Représentation schématique des différences d'intensité rétrodiffusée par une surface sableuse saturée en eau et du sable plus sec avec un décalage de l'axe de vol (transect magenta de la Figure V.4)

Comme les plans de vol sont différents, les nadirs sont décalés pour le transect magenta. A la date T1, la surface sableuse était saturée avec la présence d'eau libre. De ce fait, le comportement de l'intensité dépend des deux mécanismes de réflexion (Figure IV.22.c) :

- Pour les faibles angles d'incidence, la composante spéculaire décrit le comportement de l'eau libre. Elle est définie par un facteur  $m$  faible et une intensité fortement dispersée entre le maximum (modélisé par la courbe) et la composante diffuse du sable.
- Pour des angles d'incidence plus important, la composante diffuse décrit le comportement de la surface sableuse, le facteur  $m$  est constant ;

A la date T2, la surface sableuse n'est plus saturée en eau. Donc, comme cela a été vu précédemment, l'intensité réfléchiée par une surface sableuse suit le modèle des distributions de microfacette avec un facteur de rugosité constant dans son intervalle d'incertitude ( $m = 0.60 \pm 0.05$ ) et avec un facteur  $F$  qui diminue exponentiellement en fonction du taux d'humidité.

Au nadir de la ligne de vol réalisée à T1, la surface sableuse saturée en eau renvoie une intensité plus forte que la surface sableuse peu humide, présente à T2, à un grand angle. La différence d'intensité est donc représentée en rouge (Figure V.4).

Au nadir de T2, comme cela a été vu précédemment, l'intensité retour est plus importante pour des sables secs que pour des sables humides (cf. chapitre IV.2.2.b). Ainsi, la différence d'intensité est représentée en bleu pour de grandes angles de la campagne T1 (Figure V.7 ; Figure V.4.c).

A l'embouchure de la Sienne (Figure V.4, zone 3), la présence de disparités d'intensité signifie qu'il s'agit d'une zone sableuse à fort pourcentage d'humidité en perpétuel mouvement.

Lorsque les chenaux divaguent, l'analyse des différences d'intensité est complexe. Une représentation schématique (Figure V.8) permet de comprendre la différence du comportement de l'intensité rétrodiffusée par deux surfaces différentes dans lesquelles une zone en eau s'est déplacée (transect vert- Figure V.4).

A la date T1, l'eau est située au nadir de la ligne de vol, puis, pour les plus grands angles, une surface sableuse non saturée est présente. A la seconde date, le chenal a divagué et se situe au niveau du nadir, qui est lui-même différent de celui de la date T1. A la date T2, la zone sableuse recouvre entièrement la surface de l'eau de la date T1. Pour les deux dates, une zone sableuse non saturée recouvre une même partie du transect pour des angles moyens.

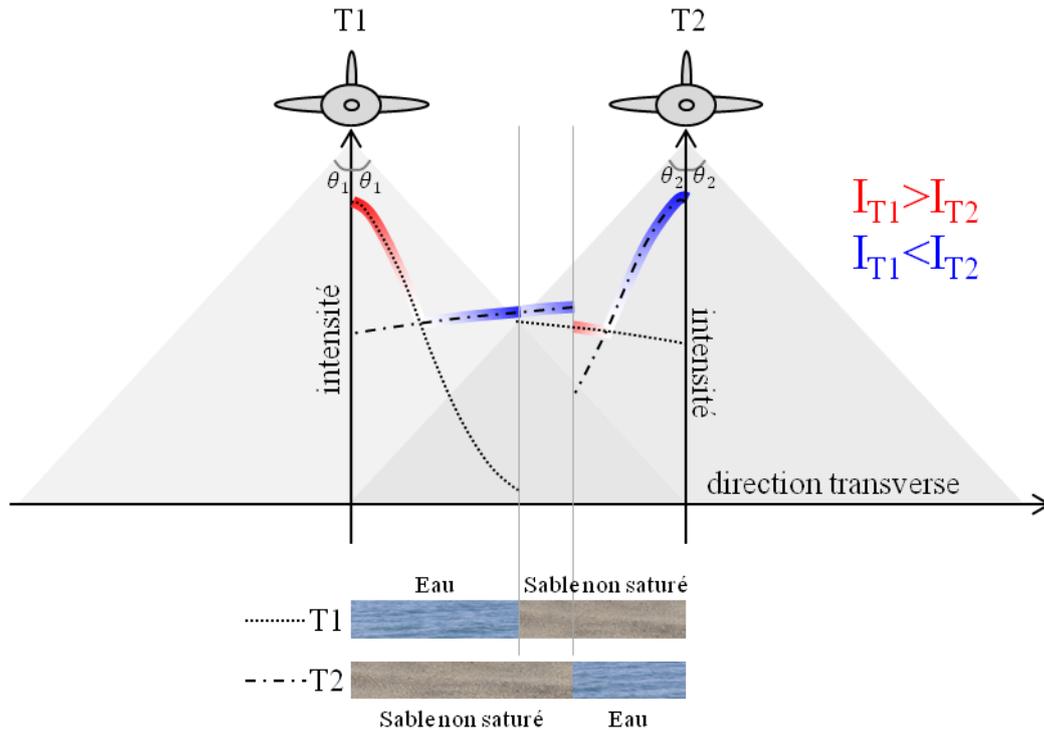


Figure V.8 : Représentation schématique des différences d'intensité rétrodiffusée par une zone soumise à des divagations de zone en eau (transect vert de la Figure V.4)

Pour chacun des deux nadirs, la signature spéculaire de l'eau implique que l'intensité est plus importante que pour les zones sableuses. Pour des angles plus élevés, l'intensité rétrodiffusée par les surfaces sableuses, décrit par le modèle des distributions de microfacette avec un facteur  $m$  constant, est plus grande. Enfin, lorsqu'il y a deux surfaces sableuses non saturées, la différence d'intensité, assez faible, dépend de l'humidité de la surface et de l'angle d'incidence.

L'étude de l'image de différences des valeurs d'intensité (Figure V.4) est complexifiée par le fait que les images d'intensité ne sont pas corrigées de l'effet de l'angle d'incidence. Comme les géométries d'acquisitions diffèrent, il est nécessaire d'étudier séparément les zones en analysant le comportement de l'intensité en fonction de l'angle d'incidence.

L'image de différence des Modèles Numériques de Terrain (Figure V.6) fait ressortir des informations différentes et complémentaires aux images d'intensité. En effet, les différences d'altitude mettent en évidence les zones d'érosion et d'accrétion comme c'est le cas le long de la pointe d'Agon où une avancée du trait de côte vers la rive est observée. Au Sud du chenal de la Sienne, là où le sable devient saturé en eau en 2012, l'altitude du terrain ne se modifie pas.

Ces deux images de différence, celles de l'intensité et de l'altimétrie, permettent d'insister sur le fait que ces informations sont complémentaires. En effet, les MNT sont très utiles pour montrer les zones d'érosion et d'accrétion, mais ils ne donnent aucune information sur l'humidité des surfaces contrairement aux données d'intensité. Par ailleurs, grâce à la forte dispersion de l'intensité en fonction de l'angle d'incidence, les cartes d'intensité révèlent des structures topographiques inférieures à la précision du MNT. Des approches de type traitement d'image ont donc été développées pour détecter ces changements.

### V.2.2. Etude de surfaces types

Après avoir analysé globalement la zone commune aux deux dates à l'aide des données d'altitude et d'intensité, il est intéressant d'étudier l'évolution du comportement de l'intensité en fonction de l'angle d'incidence dans le temps pour des sites distincts. Pour cette étude, trois sites sableux ont été sélectionnés pour les deux campagnes de vol :

- une surface sableuse présentant, à priori, une évolution de l'humidité (Figure V.9, zone a) ;
- une surface sableuse avec une humidité constante (Figure V.9, zone b) ;
- une surface sableuse subissant la divagation du chenal entre les deux vols (Figure V.9, zone c).

Lors de l'analyse de l'intensité en fonction de la granulométrie et de l'humidité (cf. chapitre IV.2), les régions d'intérêts (ROIs) étaient sélectionnées sur l'image d'intensité au niveau de chaque prélèvement réalisé, ainsi, les zones étaient le plus homogènes possible.

Dans le cas d'un problème d'inversion de paramètres, il s'agit de caractériser une surface inconnue. Il faut, alors, délimiter une zone assez grande pour avoir une distribution statistique des données suffisantes, tout en considérant qu'une zone trop étendue risque d'inclure des éléments de surface différents augmentant l'hétérogénéité de la zone.

La modélisation du comportement de l'intensité rétrodiffusée par ces surfaces sableuses en fonction de l'angle est effectuée avec le modèle des distributions de microfacette à une composante. L'étude des paramètres granulométrique et d'humidité (cf. chapitre IV.2) a montré que le facteur de rugosité  $m$  est constant dans son intervalle d'incertitude ( $m = 0.60 \pm 0.05$ ). Ainsi pour les traitements et analyses qui vont suivre, les données d'intensité seront modélisées avec ce facteur  $m$  constant en tenant compte de son incertitude ( $m = 0.55$  et  $0.65$ ).

0 DU  150 DU

Figure V.9 : Positionnement de trois sites d'études: (a) surface sableuse dont le taux d'humidité à évolué entre les deux vols, (b) zone sableuse avec une humidité constante, (c) apparition d'une zone en eau dans la zone sableuse

a) Zone sableuse d'humidité variable

L'étude de l'intensité d'une zone sableuse à l'échelle multi-temporelle (Figure V.9 – zone a) montre une évolution du taux d'humidité massique surfacique. Pour les deux campagnes de vol, le comportement de l'intensité en fonction de l'angle d'incidence est alors modélisé à partir de la loi de distribution des microfacettes de Beckmann avec une seule composante (Figure V.10). Pour les deux dates, la gamme d'angles des données d'intensité de la surface étudiée ne s'étend pas au-delà de 10°. De ce fait, les deux courbes tracées avec le facteur  $m$ , dans son intervalle d'incertitude, se confondent presque et modélisent correctement les données d'intensité.

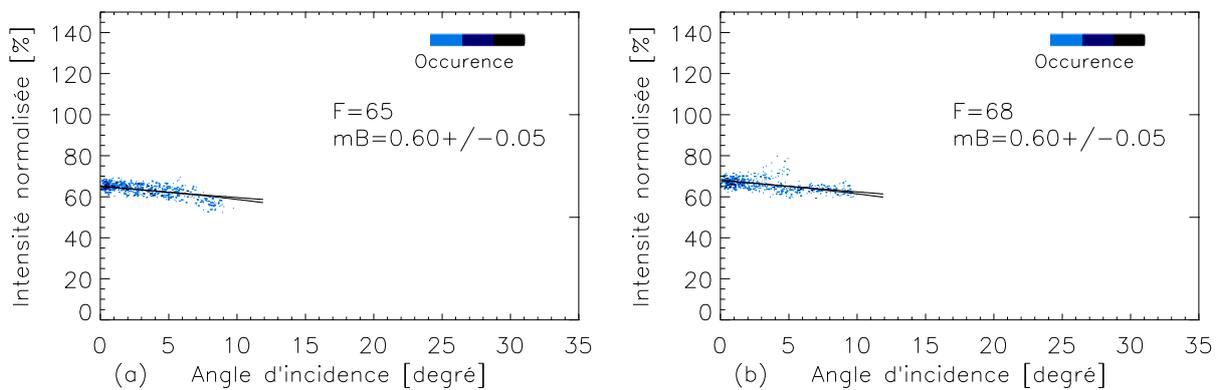


Figure V.10 : Modélisations de l'intensité rétrodiffusée, lors des campagnes de vol de 2011 (a) et de 2012 (b), par une surface sableuse dont le taux d'humidité a évolué entre les deux campagnes de vol

L'intensité au nadir, définie par le facteur  $F$ , est différente d'une campagne à l'autre. En effet, il est plus faible en 2011 qu'en 2012. Cela signifie que la zone sableuse était plus humide en 2011. A partir de l'équation reliant le facteur  $F$  aux taux d'humidité massique (IV.8), il est possible de déterminer la variation d'humidité de surface entre les deux campagnes de vol LiDAR. Ainsi, lors du vol de 2011, le taux d'humidité massique de surface de cette zone sableuse est calculé à 17.1%, tandis que pour le vol de 2012, il est de 13.1%.

La distribution des données d'intensité est peu dispersée, entraînant une faible incertitude sur le facteur  $F$ . A partir de l'équation donnant le facteur d'humidité en fonction de l'intensité au nadir, il est possible de calculer l'incertitude sur le taux d'humidité massique calculé,

$$\Delta H = \left| \frac{\partial H}{\partial F} \right| \Delta F \quad (V.1)$$

Soit, à partir de l'équation (IV.8),

$$\Delta H = \frac{1}{11.25} \exp\left(\frac{96.95 - F}{11.25}\right) \Delta F \quad (V.2)$$

Si on estime l'incertitude, pour les deux diagrammes, du facteur  $F$  à  $\Delta F = 2$ , les calculs d'humidité donnent, pour le vol de 2011,  $H = 17.1 \pm 3.0 \%$  et pour la campagne de 2012,  $H = 13.1 \pm 2.3 \%$ . Ces résultats montrent qu'il y a bien une différence d'humidité pour la surface étudiée à deux dates différentes, même si l'incertitude montre que les taux d'humidité sont assez proches.

L'étude multi-temporelle du comportement de l'intensité en fonction de l'angle d'incidence permet donc de mettre en évidence l'évolution du taux d'humidité massique d'une surface sableuse.

#### b) Surface sableuse avec une humidité constante

Une autre zone sableuse est maintenant étudiée (Figure V.9 – zone b). La modélisation de l'intensité en fonction de l'angle d'incidence, avec le modèle à une composante des distributions de microfacette, est semblable pour les deux vols. En effet, le facteur  $F$  est identique (Figure V.11). Cela montre que cette zone sableuse n'a pas évolué entre le vol de 2011 et celui de 2012.

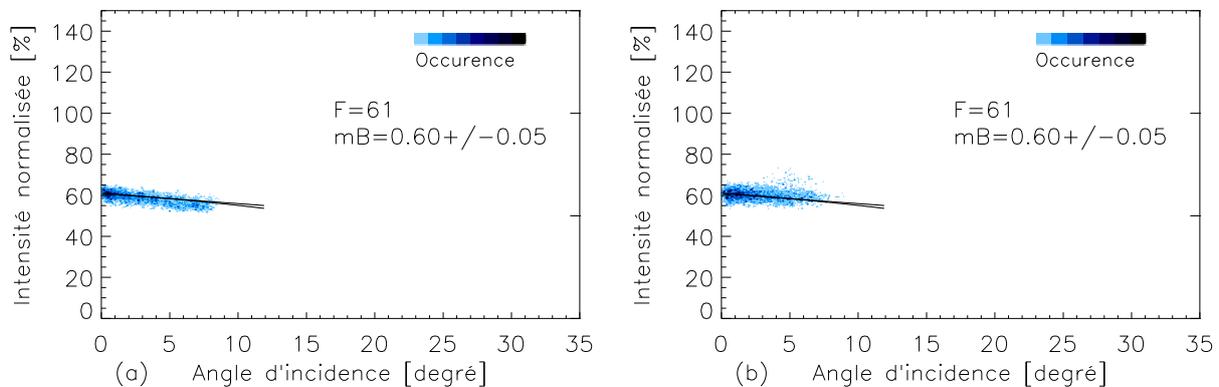


Figure V.11 : Modélisations de l'intensité rétrodiffusée, lors des campagnes de vol de 2011 (a) et de 2012 (b), par une surface sableuse où le taux d'humidité reste constant

En utilisant la loi d'inversion du paramètre d'humidité (IV.8), il est possible de déterminer le pourcentage d'humidité de la surface en fonction du facteur de Fresnel, ainsi que son incertitude (V.2).

Ainsi, comme le facteur de Fresnel est de valeur  $F = 61 \pm 2$  pour les deux dates, le taux d'humidité massique est de  $H = 24.4\% \pm 4.3\%$ . L'incertitude du facteur d'humidité permet de signifier que la surface sableuse se situe dans la gamme d'humidité supérieure à 20%.

Ainsi, grâce à cette analyse, il est possible d'en déduire que le sable étudié est situé dans une zone où le taux d'humidité massique est très important que ce soit en 2011 ou en 2012.

### c) Evolution du chenal de la Sienne

Considérons à présent une surface subissant un fort changement. Afin d'étudier l'évolution du chenal de la Sienne, une zone sableuse, située à proximité du cours d'eau en 2011, est étudiée. Lors du vol de 2012, cette zone est en partie couverte par le chenal de la Sienne (Figure V.9). La lecture des diagrammes d'intensité permet de vérifier directement cette divagation du chenal (Figure V.12).

Pour le vol de 2011, les données sont modélisées par le modèle des distributions de microfacette avec le facteur  $m$  constant, inhérent aux surfaces sableuses, dans son intervalle d'incertitude. Il s'agit donc d'une surface sableuse non saturée en eau. Le facteur de Fresnel  $F$  est semblable aux précédents (Figure V.11). Il est donc possible de caractériser cette zone sableuse comme étant très humide.

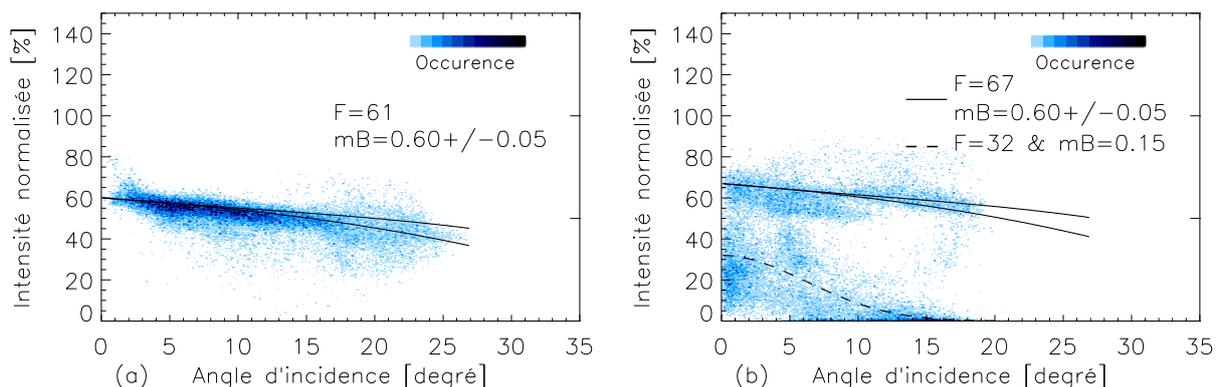


Figure V.12 : Modélisations de l'intensité rétrodiffusée, lors des campagnes de vol de 2011 (a) et de 2012 (b), afin d'étudier l'évolution du chenal de la Sienne

Lors de la campagne de 2012, deux réponses de l'intensité en fonction de l'angle d'incidence se distinguent clairement. Le premier signal décrit la zone sableuse qui n'est pas recouverte par le cours d'eau. Son facteur de Fresnel, un peu plus élevé que pour le vol de 2011, montre que la teneur massique d'humidité de cette surface sableuse est plus faible qu'en 2011. L'incertitude du facteur  $F$  est plus difficile à estimer car les données rétrodiffusées par la surface sableuse sont mélangées avec celles réfléchies par la zone en eau. Ainsi, le taux d'humidité massique est évalué à environ 14%.

Le second comportement suit la signature spéculaire de l'eau, ce qui correspond au chenal de la Sienne. Cette étude multi-temporelle permet de mettre en évidence la divagation du bras d'eau vers le Sud durant l'année écoulée.

### V.2.3. Elaboration d'une carte d'humidité

Après avoir analysé distinctement différentes surfaces individuelles, une zone plus globale, contenant plusieurs types de surface côtière, est explorée (Figure V.13). Cette étude a pour but de déterminer les caractéristiques des surfaces à partir des données d'intensité et, à l'échelle multi-temporelle, d'observer l'évolution du milieu côtier.

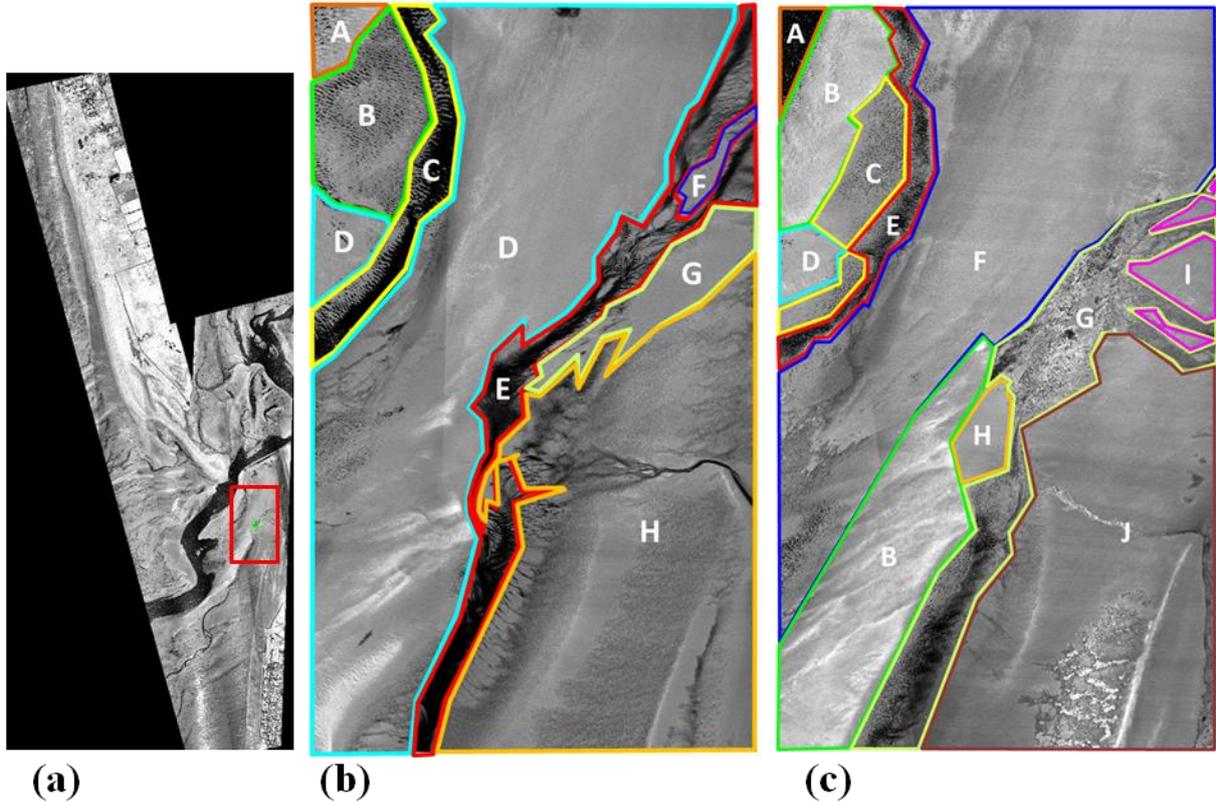


Figure V.13 : Etude d'une zone côtière à l'échelle multi-temporelle. (a) Position de la zone d'étude (en rouge) et ses découpages en fonction des différentes surfaces présentes dans cette zone en 2011 (b) et en 2012 (c)

L'aire sélectionnée, située au Sud-Est du chenal de la Sienne, est large de 461 m pour une longueur de 784 m (Figure V.13.a). En 2011 (Figure V.13.b), la zone choisie regroupe des données de deux lignes de vol différentes. Comme l'angle de scan maximal varie pour les deux fauchées, il y a un décalage d'intensité au niveau de cette limite sur l'image d'intensité (dans la région D de la Figure V.13.b). Il n'y aura donc pas d'écart lorsque l'intensité sera étudiée en fonction de l'angle (Figure V.14 – Diagramme D).

Pour les deux dates sélectionnées de l'étude multi-temporelle, cet espace est scindé en différentes régions (huit secteurs en 2011 (Figure V.13.b) et dix en 2012 (Figure V.13.c)) correspondant aux surfaces distinctes observées visuellement. Ainsi, pour chacune de ces

18 surfaces, le comportement de l'intensité en fonction de l'angle d'incidence est étudié (Figure V.14 - Figure V.15).

Pour la plupart d'entre-elles, les données sont modélisées à partir du modèle à une composante de la distribution des microfacettes de Beckmann. De ce fait, les facteurs de Fresnel  $F$ , et de rugosité  $m$ , correspondants sont déterminés. La majorité des données d'intensité rétrodiffusées par ces surfaces est modélisées avec la valeur constante du facteur de rugosité  $m$  définie pour des sables fins à grossiers non saturés ( $m = 0.60 \pm 0.05$ ). Cela signifie que ces surfaces sont effectivement des surfaces sableuses non saturées en eau.

Il y a toutefois quatre exceptions. Ces particularités concernent les zones C et E du vol de 2011 (Figure V.14- diagrammes C et E) et les surfaces A, E et G du vol de 2012 (Figure V.15 – diagrammes A, E et G). Les images d'intensité de ces régions (Figure V.13.b et c) montrent qu'il s'agit de zones en eau dont il n'est pas toujours évident d'en délimiter les contours. Cela explique le fait de ne pas avoir une signature spéculaire pure, mais un mélange de zones sableuses à très fortes humidités et de zones en eau, probablement mélangées parfois au sein d'une même empreinte.

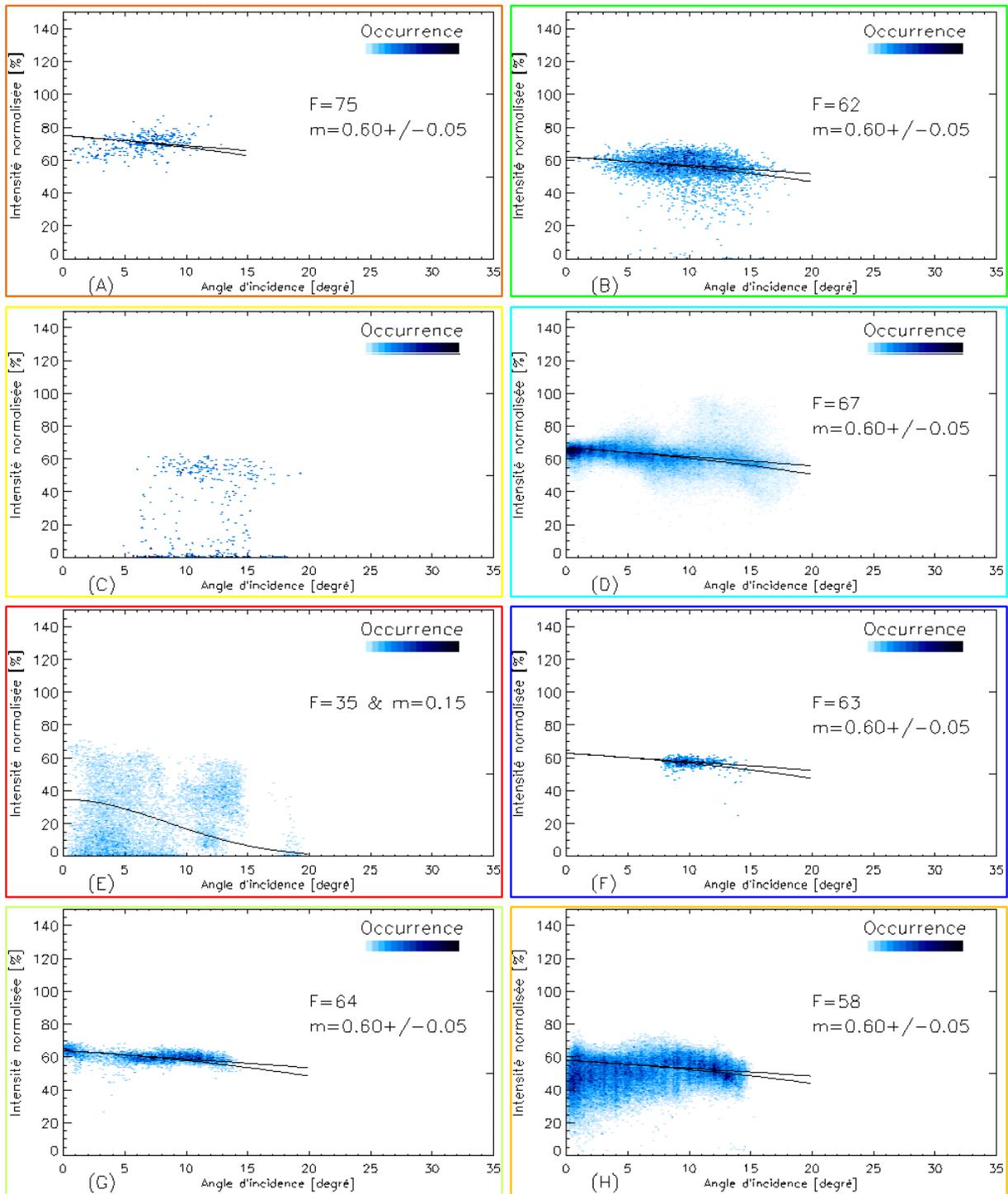


Figure V.14 : Etude du comportement de l'intensité en fonction de l'angle d'incidence pour les différentes surfaces observées lors de la campagne de vol de 2011. Les couleurs des cadres des diagrammes sont liées aux couleurs des régions sur l'image d'intensité (Figure V.13 (b))

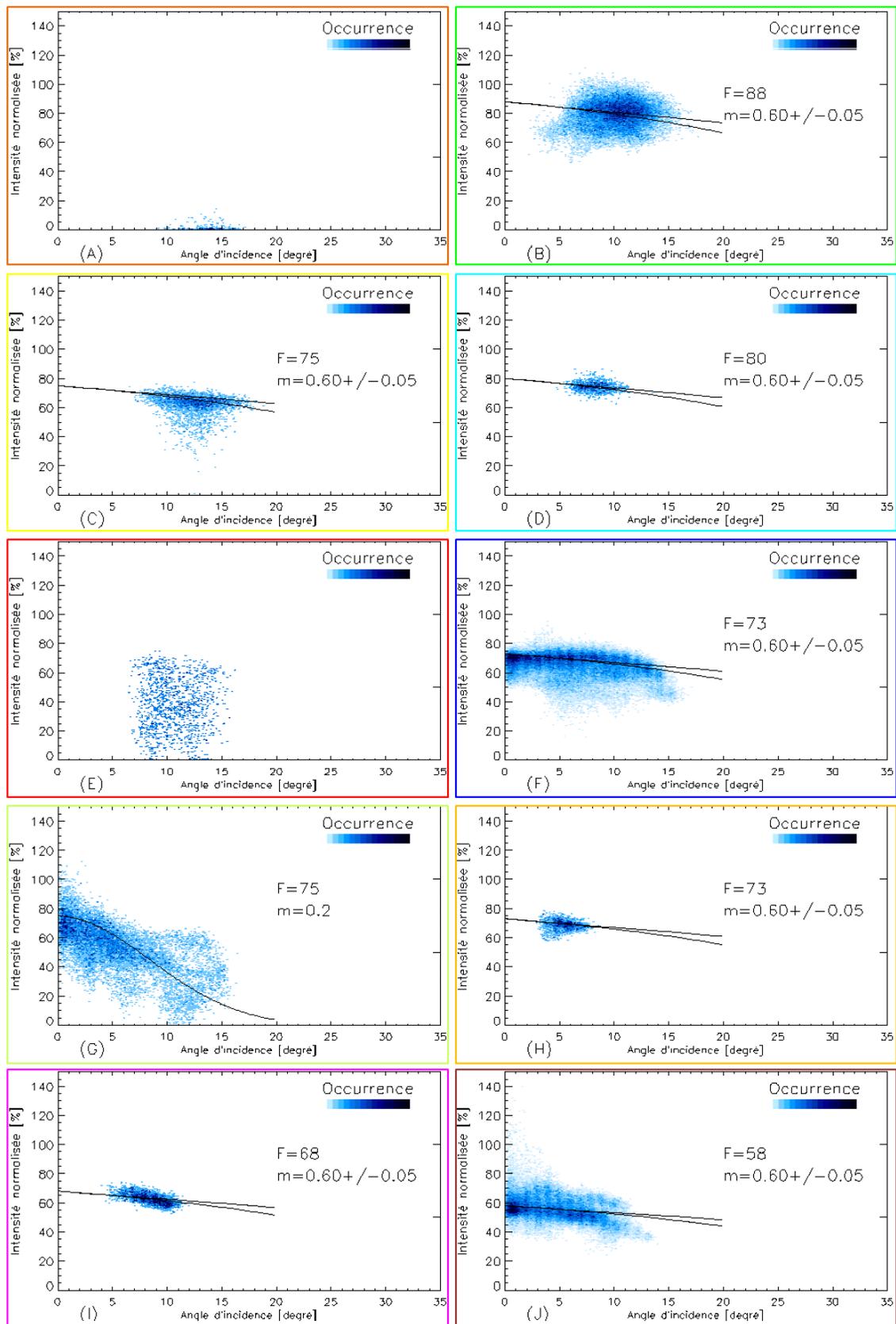


Figure V.15 : Etude du comportement de l'intensité en fonction de l'angle d'incidence pour les différentes surfaces observées lors de la campagne de vol de 2012. Les couleurs des cadres des diagrammes sont liées aux couleurs des régions sur l'image d'intensité (Figure V.13 (c))

Dans certains cas, les données d'intensité ne couvrent pas toute la gamme d'angles. Cela n'est pas gênant pour modéliser les zones sableuses (ex : Figure V.14 – diagramme F). Lorsque les données d'intensité sont très faibles pour de grands angles, il est facile de reconnaître une zone en eau, mais il n'est pas possible de modéliser son comportement (Figure V.15 – diagramme A).

En étudiant le facteur de Fresnel  $F$ , représentant l'intensité au nadir, le taux d'humidité massique du sable, ou tout du moins sa tendance, peut être déterminé. Ainsi, dans le but de créer une carte du facteur de Fresnel  $F$ , il a été choisi d'associer, à chacune des régions d'intérêt sélectionnées, la valeur du facteur  $F$  obtenue lors des modélisations pour les deux campagnes de vol (Figure V.16.a et b). Les zones en eau sont mises en noir sur la carte.

Sur la Figure V.16, les zones sableuses représentées en gris clair sont moins humides que les zones en gris foncé. Ainsi, la zone étudiée est, globalement, plus humide lors de la campagne 2011 que lors du vol de 2012.

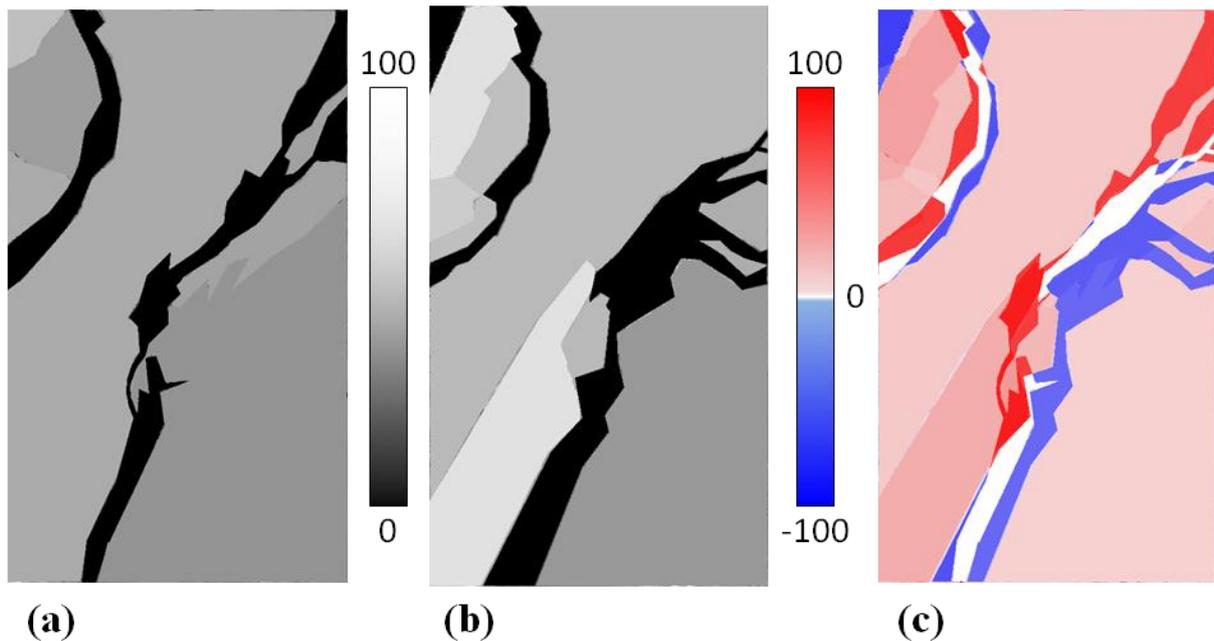


Figure V.16 : Cartes du facteur  $F$  pour le vol de 2011 (a) et pour le vol de 2012 (b). Soustraction de la carte  $F$  du vol 110901 à celle du vol 121015 afin d'avoir une carte de différence des facteurs  $F$  (c)

Afin d'analyser l'évolution de l'aire étudiée durant l'année écoulée entre les deux campagnes de vol, il est intéressant de représenter la différence entre les deux cartes représentant le facteur de Fresnel. Pour ce faire, la carte du facteur de Fresnel de la campagne de 2011 a été soustraite à la carte du vol de 2012 (Figure V.16.c). Sur cette figure, les zones en blanc représentent les endroits où il n'y a eu aucune évolution. Ces zones mettent notamment en

évidence les cours d'eau spatialement stables. Autour de ces zones en eau, les couleurs en bleu ou en rouge sont prononcées. Cela s'explique par le fait qu'à une seule des dates, il y a un cours d'eau qui est caractérisé par une valeur nulle du facteur  $F$ . Les zones en bleu montrent qu'il y avait une zone d'eau en 2012 et non en 2011, et inversement pour les zones en rouge soulignant le sens de la divagation des chenaux vers le Sud-Est.

A partir de la formule d'inversion du paramètre du facteur  $F$  (IV.8), il est possible de déduire le taux d'humidité massique des différentes surfaces sableuses. Afin de représenter sur une carte ce taux d'humidité tout en tenant compte de son incertitude, il a été choisi de représenter les classes d'humidité qui ont été utilisées lors de l'étude du paramètre d'humidité (Figure IV.9).

Les différents calculs montrent que les sables étudiés varient du sable sec (Figure V.15 – diagrammes B et D) à un sable humide (Figure V.14 – diagramme H et Figure V.15 – diagramme J). Ainsi, à partir de la détermination de ces classes d'humidité pour les différents secteurs, une carte d'humidité est élaborée mettant en évidence un assèchement en 2012 par rapport à 2011 (Figure V.17).

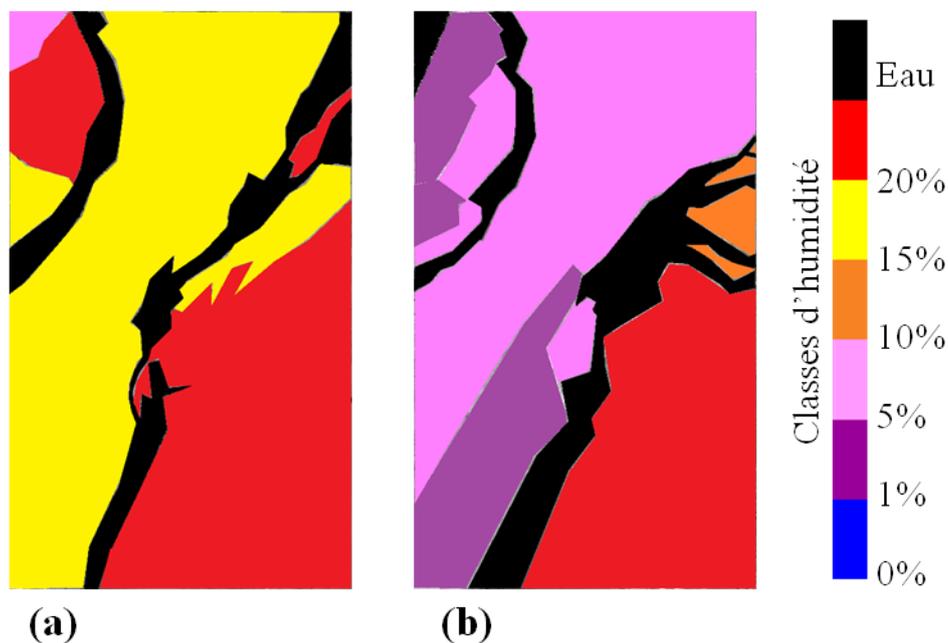


Figure V.17 : Carte d'humidité pour les vols de 2011 (a) et de 2012 (b)

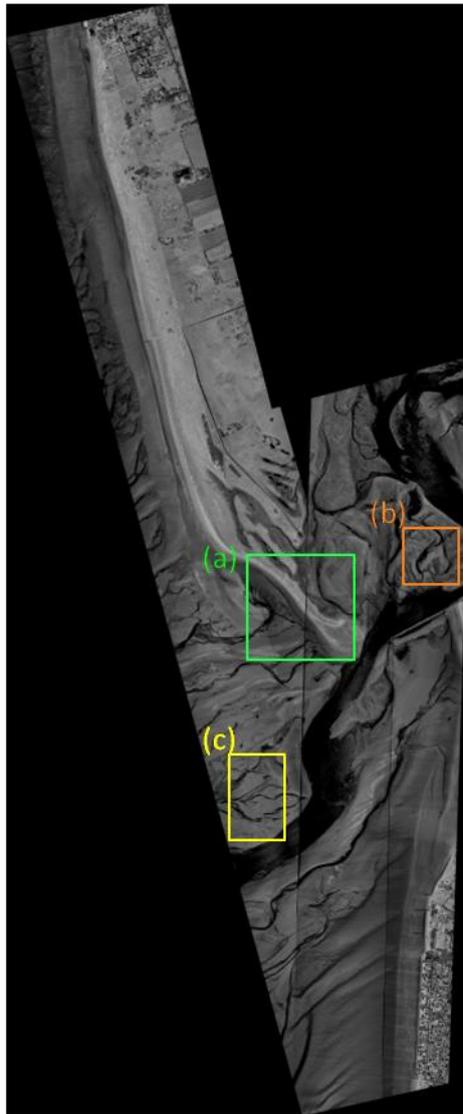
### V.3. Détection des surfaces anisotropes

Il a été montré, dans les chapitres précédents, que les images d'intensité contenaient une information complémentaire aux MNT concernant la discrimination des types de surface et leurs paramètres physiques. Les images d'intensité s'avèrent également complémentaires aux MNT du point de vue de leur texture (Figure V.19). En effet, l'analyse des propriétés texturales des cartes d'intensité LiDAR permet d'extraire des informations importantes sur la géomorphologie côtière, permettant de :

- révéler des discontinuités naturelles, séparant différents états de surface ;
- déceler des caractéristiques morphologiques, potentiellement inférieures à la précision du MNT (de l'ordre de 10 cm), parmi lesquelles des rides de courant, directement liées aux transferts sédimentaires, ou des rides éoliennes, formées sous l'action du vent (Anthony, 2009 ; Short, 1999).

Un algorithme de traitement d'image a donc été développé pour détecter des changements des propriétés anisotropes des surfaces côtières (Garestier et al., 2011, Garestier et al., 2013) Le contenu de cet algorithme est présenté en Annexe 1.

Afin d'étudier l'évolution dans le temps de surfaces anisotropiques, l'algorithme est appliqué aux données d'intensité de 2011 et 2012 exploitées précédemment. La taille des fenêtres glissantes pour le calcul de l'anisotropie est de  $15 \times 15$  px. Le facteur de forme est supposé constant. Un estimateur calcule la cohérence de deux dimensions orthonormales (Annexe1). Ce paramètre permet de détecter les surfaces anisotropes qui, dans ce cas, doivent posséder un facteur de cohérence faible. La valeur de cohérence dépend alors de l'amplitude. Les images d'anisotropie sont représentées en nuances de gris. En noir, l'anisotropie est maximale (cohérence nulle) tandis qu'en blanc la surface est totalement isotrope (cohérence égale à 1).



*Figure V.18 : Localisation des trois sites utilisés lors de l'étude de l'anisotropie de surface (image d'intensité 110901)*

Tout d'abord, les images d'anisotropie révèlent parfaitement les discontinuités entre les surfaces de nature différente (Figure V.19). Les bordures de ces zones sont mises en évidence par des lignes noires, associées à une cohérence nulle. Au niveau de la pointe d'Agon (Figure V.18, zone a), il est très facile de délimiter les zones végétalisées des zones sableuses (Figure V.19) car la limite entre les deux entités est très anisotrope (flèches rouges). De plus, les régions colonisées pas la végétation sont des espaces dont les éléments sont orientés aléatoirement. Cela rend leur cohérence faible d'où leur représentation sombre sur les cartes d'anisotropie. Sur les zones sableuses présentes à proximité de la pointe d'Agon, le sable est plutôt lisse ce qui rend les valeurs des cohérences élevées (flèches bleues).

Les images d'anisotropie de la pointe d'Agon aux deux dates montrent une migration des discontinuités. Les limites ont une cohérence plus faible en 2011 qu'en 2012 ce qui signifie que les discontinuités sont plus importantes en 2011. Au sein de l'estran, les chenaux présents se sont déplacés vers le Sud durant l'année séparée par les deux vols.

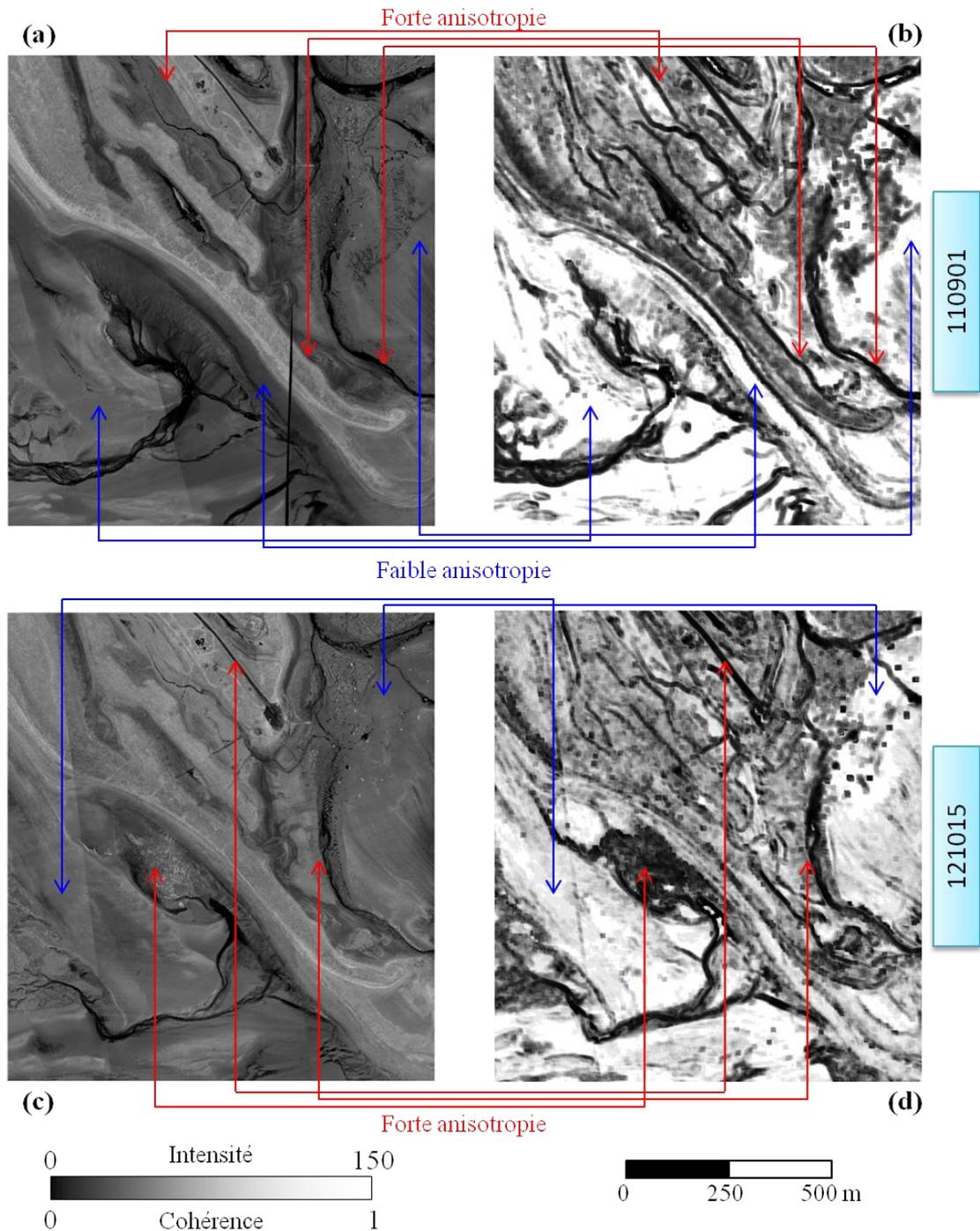


Figure V.19 : Pointe d'Agon : Images d'intensité des campagnes de vol de 2011 (a) et de 2012 (c) et leurs images d'anisotropie correspondantes (b, d)

Comme cela a été évoqué, les zones sableuses ne sont pas toujours lisses et peuvent enregistrer des indices de transport sédimentaire, avec la présence de rides de courant, sur les surfaces sableuses étudiées (Figure V.20 et Figure V.21). Sur les images d'anisotropie, plus les rides ont une amplitude importante et plus les valeurs d'anisotropie sont faibles (flèches rouges). Inversement, lorsque des zones sableuses sont lisses, l'image d'anisotropie est blanche ce qui montre que l'aire étudiée est totalement isotrope (flèches bleues).

Sur les images d'anisotropie, les zones en eau sont facilement délimitées car les bordures (régies par la taille des fenêtres glissantes), comme toutes les discontinuités, sont totalement anisotropes (en noir sur l'image). A l'intérieur de celles-ci, les retours d'intensité sont faibles ainsi, les fenêtres apparaissant en blanc ne contiennent que des pixels bruités. Ceux-ci ne présentant pas de signature anisotrope, leur cohérence est donc égale à 1 après compensation du SNR (cf. Annexe 1).

Dans le havre de Regnéville (Figure V.18 zone b et Figure V.20), les valeurs de cohérence révèlent que les rides sableuses étaient de plus grandes amplitudes en 2011 qu'en 2012. Notons que les images d'anisotropie permettent aussi de mettre en évidence la migration des zones en eau dans le havre compte tenu de la bonne identification des bordures des chenaux.

Pour la seconde surface sableuse située à proximité du chenal de la Sienne, les images d'anisotropie (Figure V.18 zone c et Figure V.21) montrent, qu'en 2011, la surface est principalement constituée de petits cours d'eau entourés des surfaces sableuses lisses. Au Nord-Est de la surface, la forte anisotropie permet de déduire qu'il y a des rides de forte amplitude. En 2012, la zone contient très peu de zones en eau, mais la présence de rides sableuses est très prononcée, sauf au Nord-Ouest et au Nord-Est de l'aire sélectionnée.

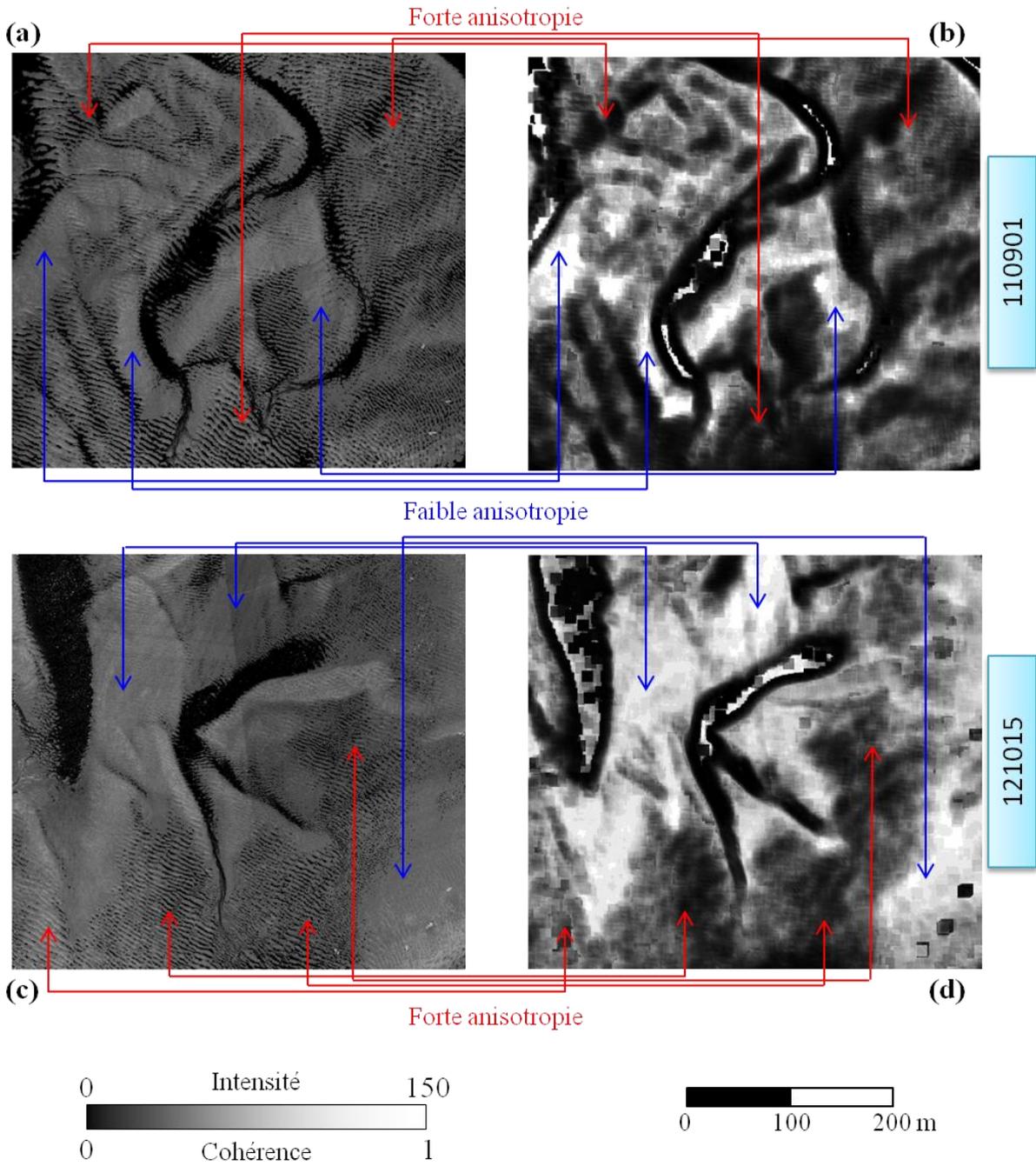


Figure V.20 : Zone sableuse située dans le havre de Regnéville : Images d'intensités des campagnes de vol de 2011 (a) et de 2012 (c) et leurs images d'anisotropie correspondantes (b, d)

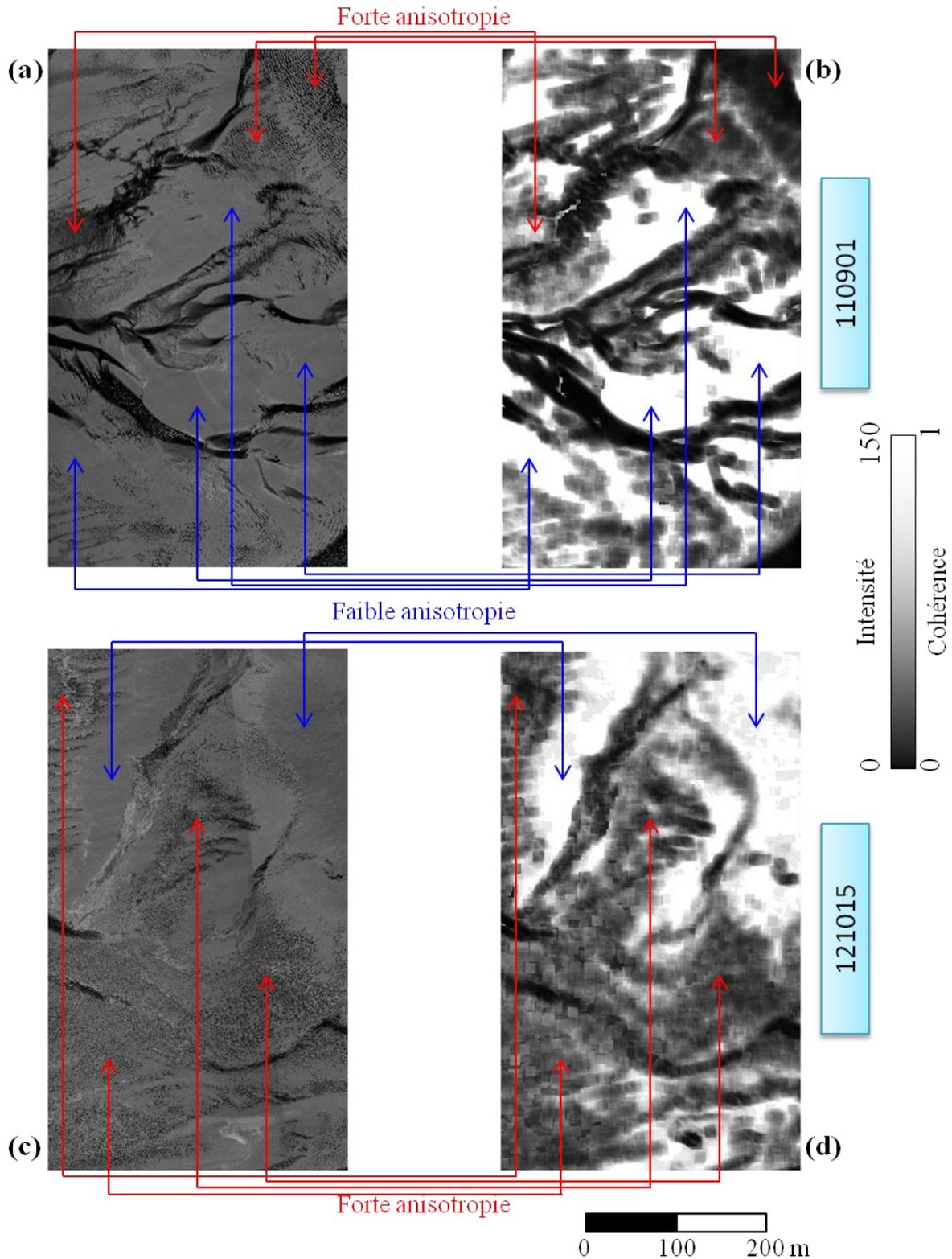


Figure V.21 : Zone sableuse située à proximité du chenal de la Sienna : Images d'intensité des campagnes de vol de 2011 (a) et de 2012 (c) et leurs images d'anisotropie correspondantes (b, d)

---

## V.4. Conclusion

La répétabilité des vols sur des zones identiques permet d'étudier l'évolution des surfaces survolées. Des images d'intensité ont été calibrées en absolu avant d'être comparées pour effectuer une étude multi-temporelle. Celle-ci a été réalisée à différentes échelles spatiales :

i. une première analyse globale a permis de mettre en évidence la divagation du chenal de la Sienne. Comme l'intensité est influencée par l'angle d'incidence, une étude du comportement de l'intensité en fonction de ce paramètre a été effectuée sur certaines zones plus ciblées. Les résultats ont montré des changements d'humidité sur certaines zones sableuses et la possibilité de quantifier ce taux d'humidité massique.

ii. A l'échelle locale, pour une zone contenant différents types de surface côtière (sableuses et zones en eau de type chenaux), une carte d'humidité a été élaborée grâce à la modélisation des données d'intensité définie par le modèle de distribution des microfacettes. Ainsi, sur cette zone, la variation d'humidité lors de deux campagnes de mesure est spatialement connue.

Pour étudier l'évolution multi-temporelle de l'intensité, une autre approche a consisté à étudier l'anisotropie spatiale des surfaces. Cette analyse permet de déterminer des informations sur l'évolution texturale de l'état de surface de l'environnement littoral. Ainsi, entre les deux dates étudiées, des changements ont été observés comme :

- des migrations de discontinuité, avec notamment la divagation de chenaux ;
- des modifications des caractéristiques des champs de ride sableuse (apparition, disparition ou évolution de l'amplitude).

L'analyse de l'aspect textural combinée aux données d'intensité s'est avérée offrir deux points de vue prometteurs pour une analyse fine des environnements côtiers.



# Conclusions & Perspectives

---



# Conclusions & Perspectives

## Conclusions générales

Actuellement, des changements climatiques importants sont attendus avec notamment comme conséquences une fréquence accrue des tempêtes et une augmentation du niveau de la mer. Ces aléas climatiques affectent en premier lieu la façade maritime qui est également, soumise à de fortes pressions anthropiques. La surveillance de cet environnement est donc indispensable afin de réduire la vulnérabilité induite par ces phénomènes. Pour ce faire, l'utilisation d'un LiDAR aéroporté est un atout majeur. En effet, cet outil performant permet, en une seule acquisition, de disposer d'observables sur de vastes étendues. Ainsi, il est possible de scanner de grands estrans découverts à marée basse avec un rendu de très haute résolution (plusieurs points au m<sup>2</sup>) et de très grande précision (inférieure au décimètre). De plus, la répétabilité des campagnes de vol permet de suivre l'évolution du littoral, qui dans certains cas, est particulièrement évolutif.

Dans le cadre de cette thèse, en complémentarité à la topographie obtenue par le LiDAR, l'intensité retour du signal rétrodiffusé est étudiée afin d'avoir des informations supplémentaires permettant de caractériser les surfaces côtières scannées.

Bien qu'étant un sujet de recherche récent, la littérature fait déjà état de plusieurs travaux sur l'intensité du signal LiDAR et a montré qu'elle dépendait de plusieurs paramètres systèmes comme l'angle d'incidence du tir laser, l'altitude de vol et de paramètres de surface tels que l'humidité, la rugosité ou encore la lithologie de surface. Parmi les paramètres de vol, l'angle

d'incidence du faisceau laser par rapport à la normale à la surface possède une influence majeure sur l'intensité rétrodiffusée. En effet, pour des zones en eau, dont le comportement spéculaire est connu, l'intensité retour est maximale au nadir et décroît très rapidement pour devenir nulle pour de grands angles d'incidence ( $> 20^\circ$ ).

Il est, par conséquent, nécessaire de comprendre le comportement de l'intensité en fonction de cet angle d'incidence. Pour ce faire, de multiples modèles de réflexion, utilisés fréquemment dans le domaine de l'analyse d'images, ont été étudiés. Ces différentes lois permettent de modéliser les réflexions purement spéculaires, idéalement diffuses, mais aussi les combinaisons de ces deux types de réflexion.

Afin d'obtenir une modélisation générale du comportement de l'intensité en fonction de l'angle d'incidence, ces différents modèles ont été appliqués à l'intensité rétrodiffusée sur différentes surfaces types de la zone littorale telles une zone en eau et plus particulièrement des chenaux, des surfaces sableuses avec différents taux d'humidité, deux types d'herbu, mais aussi une zone urbaine.

Parmi les différents modèles de réflexion, seul le modèle de distribution de microfacettes de Beckmann a permis de représenter l'intensité réfléchi par l'ensemble des surfaces étudiées. Il a été mis en évidence que ce modèle permettait aussi bien de décrire les surfaces spéculaires que diffuses. Cette loi a pu être généralisée à n-composantes, sachant que pour les surfaces naturelles, comme le sable saturé en eau, le modèle de réflexion est constitué, au maximum, de deux mécanismes. Mais, pour des zones complexes, la possibilité d'avoir plus de deux composantes est envisageable.

Ainsi, le modèle de distribution de microfacettes permet de décrire les comportements singuliers de l'intensité rétrodiffusée par trois types de surface fortement présents dans les environnements littoraux (Figure IV.22) :

- Les zones en eau réfléchissant spéculairement le rayonnement ;
- Les surfaces sableuses réfléchissant l'onde lumineuse de façon diffuse ;
- Les surfaces sableuses saturées en eau, avec de l'eau libre en surface, dont la réflexion est une combinaison des deux mécanismes précédents.

Ce modèle de distribution de microfacettes dépend de deux paramètres de surface décrivant la rugosité  $m$  et l'intensité au nadir  $F$ . Des études ont été menées afin de corrélérer ces paramètres aux caractéristiques des surfaces sableuses non saturées. Pour ce faire, des prélèvements réalisés *in situ* ont permis de déterminer les taux d'humidité massique et leur granulométrie, en parallèle des campagnes de vol LiDAR. La confrontation des données d'intensité LiDAR avec ces mesures montre que :

- La granulométrie pour des sables fins à très grossier n'a pas d'influence sur les paramètres  $F$  et  $m$  de l'équation.
- Pour l'étude du facteur d'humidité, l'intervalle complet de l'humidité des surfaces sableuses non saturées investiguées est étudié :
  - ❖ le facteur de rugosité  $m$  est constant dans son intervalle de confiance ( $m = 0.60 \pm 0.05$ ) ;
  - ❖ une relation a été établie reliant le facteur  $F$ , représentant l'intensité au nadir, au taux d'humidité massique.

Comme le facteur de rugosité est supposé constant pour des surfaces sableuses, dont la taille des grains est située entre la classe des sables fins et des sables très grossiers, il est idéalement possible de déterminer le taux d'humidité massique à partir de chaque point de l'image d'intensité effectuée. Dans la pratique, un échantillonnage statistique dans une fenêtre glissante est souhaitable afin d'augmenter la précision de la mesure, même si la résolution spatiale s'en trouve dégradée. Par ailleurs, il est nécessaire d'avoir un intervalle d'angle minimal pour déterminer le type de surface sableuse (saturée ou non).

Les résultats obtenus dans les chapitres précédents ont ensuite été appliquées pour une étude multi-temporelle afin de connaître les évolutions de la frange littorale au cours du temps. Avec la méthode d'inversion du paramètre d'humidité, il a été possible de déterminer les taux d'humidité massique de différentes zones sableuses et de les comparer pour évaluer des changements sur une année. De plus, une zone contenant différentes surfaces avec des caractéristiques variées a été analysée pour deux dates afin d'établir une carte de changements. Pour ces dernières, il a été possible de déterminer une valeur approximative du taux d'humidité massique conduisant à l'élaboration d'une carte d'humidité (Figure V.17).

Enfin, une étude des surfaces anisotropes a été menée. Avec cette analyse, les discontinuités entre les différentes surfaces sont délimitées précisément. De plus, l'étude de l'anisotropie permet de déterminer si les surfaces sableuses sont couvertes ou non de champs de ride.

## Perspectives

Lorsque des mesures sont réalisées en milieu naturel, il est difficile d'isoler un seul paramètre afin de l'étudier précisément. De ce fait, des mesures en laboratoire avaient été envisagées au cours de ce travail dans le but d'étudier individuellement différents paramètres de vol (altitude, atmosphère...) et de cible (humidité, granulométrie, matériaux...). Finalement, des mesures *in situ*, réalisées simultanément aux vols LiDAR, ont été privilégiées pour travailler sur des surfaces naturelles, ce qui est encore très peu rapporté dans la littérature actuelle. Une approche en laboratoire reste pleinement utile et permettrait de compléter les données *in situ*.

Afin de réaliser ces expériences en laboratoire en étant le plus proche possible de la réalité, il est nécessaire d'avoir du matériel dont les caractéristiques se rapprochent du système LiDAR LEICA ALS60. Ainsi, pour simuler au mieux le faisceau laser du LiDAR ALS60, il faudrait un laser Nd-YAG émettant à la même longueur d'onde (1064 nm) reproduisant les mêmes interactions avec les matériaux que le LiDAR ALS60. Si le laser de l'expérience émet en continu, il faudrait ajouter un shutter optique afin de moduler le faisceau pour représenter les impulsions émises par le LiDAR. Le détecteur du système LiDAR pourrait être substitué par un filtre interférentiel à bande étroite centrée à 1064 nm associé à un photodétecteur afin de déterminer la quantité de lumière rétrodiffusée. A ce système, des lentilles pourraient être ajoutées afin de focaliser le faisceau et donc, le détecter plus facilement.

Grâce à ce système optique, plusieurs paramètres pourraient être étudiés indépendamment les uns des autres :

- L'effet de l'altitude sur l'intensité retour pourrait être étudié, à une échelle spatiale beaucoup plus restreinte, en variant la distance séparant le système optique de la cible.
- Les conditions atmosphériques pourraient être examinées au cours des expériences, en faisant varier l'humidité de l'air, voire même en ajoutant une légère brume pour connaître la perturbation du faisceau incident par l'environnement.
- Le paramètre granulométrique pourrait aussi être approfondi par rapport aux mesures *in situ* réalisées dans cette étude. En effet, seule la classe des sables a été explorée. Ainsi, une étude du paramètre granulométrique serait complétée en étudiant l'intensité rétrodiffusée par des sédiments de particule plus fine, tels que des limons ou des argiles, mais aussi pour des particules plus grossières comme les graviers ou même les cailloux et les pierres.
- Une quantification de la profondeur de pénétration dans l'eau serait très utile pour caractériser plus précisément les surfaces saturées en eau. Pour ce faire, différentes

hauteurs d'eau libre seraient superposées sur des sables saturées. L'étude de l'intensité retour permettrait de quantifier la hauteur d'eau libre pour laquelle le faisceau laser n'interfère plus avec la surface sableuse.

En plus de ces mesures en laboratoire, la répétabilité de mesures *in situ* permettraient d'augmenter la quantité de données dans des conditions d'acquisition différentes. Cela permettrait de cibler les différents besoins nécessaires pour compléter cette étude. Par exemple, lors de l'étude granulométrique réalisée, les échantillons prélevés ne s'étendaient principalement que sur deux classes granulométriques. Des mesures complémentaires permettraient d'élargir ce spectre afin d'avoir une étude plus complète.

Comme cela a été principalement vu lors de l'étude multi-temporelle, il est difficile de comparer des données d'intensité qui suivent des plans de vol différents. Une correction automatique de l'effet de l'angle d'incidence permettrait de comparer les données de manière non supervisée.

Enfin, comme cela a été évoqué à la fin de cette étude, la combinaison des données d'intensité avec l'approche texturale des surfaces laisse entrevoir de nouveaux résultats utiles pour détecter des changements de surface des environnements côtiers. En effet, l'apport de la connaissance des rugosités de surface complexes peut être profitable pour des travaux de modélisation numérique des écoulements.



# Références bibliographiques

---



# Références bibliographiques

## A

- Ahokas E., Kaartinen H. and Hyypä J., 2003, "A quality assessment of airborne laser scanner data," Dresden, Germany, 8-10 October 2003. In: *The International Archives of Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*, vol. XXXIV, part 3/WG13.
- Ahokas E., Kaasalainen S., Hyypä J. and Suomalainen J., 2006, "Calibration of the Optech ALTM 3100 laser scanner intensity data using brightness targets," in *Proc. ISPRS Comm. I Symp., Int. Arch. Photogramm., Remote Sens. Spatial Inf. Sci.*, vol. 36, no. A1, Marne-la-Vallée, France.
- Anthony E.J., "Shore processes and their paleoenvironmental applications. Developments in Marine geology," *Elsevier*, Amsterdam, 519 p., 2009.
- Antonarakis A.S., Richards K.S. and Brasington J., 2008, "Object-based land cover classification using airborne LiDAR," *Remote Sensing of Environment*, vol. 112, pp. 2988-298.
- Arab-Sedze M., 2013, Complémentarité des systèmes RADAR en bande L et LiDAR pour l'étude des terrains volcaniques : Cas du Piton de la Fournaise (île de la Réunion), *Thèse de doctorat de l'Institut Physique du Globe de Paris*, p. 226.

## B

- Bailly-du-bois P., 2011, "Automatic calculation of bathymetry for coastal hydrodynamic models," *Computers & Geosciences*, Volume 37, Issue 9, Pages 1303-1310.

- Baltsavias E. P., 1999, "Airborne laser scanning: Basic relations and formulas," *ISPRS Journal of Photogrammetry & Remote Sensing*, vol. 54, pp.199-214.
- Beckmann P. and Spizzichino A., 1963, *The Scattering Of Electromagnetic Waves From Rough Surfaces*, Pergamon, New York.
- Blinn J. F., 1977, "Models of light reflection for computer synthesized pictures," *ACM Computer Graphics (SIGGRAPH 77)*, vol. 11, pp. 192-198.
- Bonnot-Courtois C., Caline B., L'Homer A. et Le Vot M., 2002, *La Baie Du Mont-Saint-Michel Et L'estuaire De La Rance. Environnements Sédimentaires, Aménagements Et Évolution Récente*, Mémoire Elf-aquitaine 26, 256 p.
- Brenan R. and Webster T. L., 2006, "Object-oriented land cover classification of LiDAR-derived surfaces," *Can. J. Remote Sensing*, Vol. 32, No. 2, pp. 162–172.
- Brock J. C. and Purkis S. J., 2009, "The emerging role of LiDAR remote sensing in coastal research and resource management," *J. Coastal Res.*, Special Issue, no.53, pp. 1-5.

## C

- Cook R. and Torrance K., 1981, "A reflectance model for computer graphics," *Computer Graphics (SIGGRAPH 81)*, vol. 15, no.3, pp. 307-316.
- Charlton M. E., Coveney S. J., and McCarthy T., 2009, *Issues In Laser Scanning*, In *Laser Scanning For The Environmental Sciences* (eds G. L. Heritage and A. R. G. Large), Wiley-Blackwell, Oxford, UK.
- Charaniya A.P., Manduchi R., and Lodha S.K., 2004, "Supervised parametric classification of aerial LiDAR data," In *CVPRW'04, Proceedings of the IEEE 2004 Conference on Computer Vision and Pattern Recognition Workshop, 27 June – 2 July 2004*, Baltimore, Md. vol. 3, pp. 1–8.
- Csatho B., Schenk T., Van Der Veen C.J. and Krabill W.B., 2008, "Intermittent thinning of Jakobshavn Isbræ, West Greenland, since the Little Ice Age," *Journal of Glaciology*, vol. 54, no. 184, pp 131-144.

## D

- Desguée R., 2008, Etude des processus hydro-sédimentaires et évolutions morphodynamiques autour du Mont-Saint-Michel, *Thèse de doctorat, Université de Caen*, p. 366.

**F**

- Flood M. and Gutelius B., 1997, “Commercial implication of topographic terrain mapping using scanning airborne laser radar,” *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, vol. 63, no. 4, pp. 327-329 et 363-366.
- Fornaciai A., Bisson M., Landi P., Mazzarini F. and Pareschi M.T., 2010, “A LiDAR survey of Stromboli volcano (Italy): Digital elevation modelbased geomorphology and intensity analysis,” *International Journal of Remote Sensing*, no. 114, pp. 123-132.

**G**

- Garestier F., Bretel P., Monfort O. and Levoy F., 2011, “Anisotropic surface detection using near-IR LiDAR intensity maps over coastal environment,” in *Proc. IEEE Int. Geosci. Remote Sens. Symposium (IGARSS 2011)*, Vancouver, Canada, pp. 2341-2344.
- Garestier F., Bretel P., Monfort O., Levoy F., and Poullain E., 2013, “Anisotropic surfaces detection using near-IR LiDAR intensity maps over coastal environments,” *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.* (Submitted)
- GIEC, 2007, Bilan 2007 des changements climatiques. Contribution des Groupes de travail I, II et III au quatrième rapport d'évaluation du groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat [Équipe de rédaction principale, Pachauri, R.K. et Reisinger, A. (publié sous la direction de~)]. GIEC, Genève, Suisse,... , 103 pages.
- Gutierrez R., Gibeaut J., Smyth R., Hepner T., Andrews J., Weed C., Gutelius W. and Mastin M., 2001, “Precise airborne LiDAR surveying for coastal research and geohazards applications,” *International Archives of Photogrammetry and Remote Sensing*, vol. 34, no. 3/W4, pp. 185–192.

**H**

- Haala N. and Brenner C., 1999, “Extraction of buildings and trees in urban environments,” *ISPRS J. Photogramm. Remote Sens.*, vol. 54, no. 2/3, pp. 130–137.
- Hagerud R., Harding D.J., Johnson S.Y., Harless J.L., Weaver C.S. and Sherrod B.L., 2003, “High-resolution LiDAR topography of the Puget Lowland, Washington – A bonanza for Earth science,” *GAS Today*, vol. 13, no. 6, pp 4-10.
- Haneberg W.C., Cole W.F. and Kasali G., 2009, “High-resolution LiDAR-based landslide hazard mapping and modeling, UCSF Parnassus Campus, San Francisco, USA,” *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, vol. 68, pp. 273-286.
- Hapke B., 1993, *Theory Of Reflectance And Emittance Spectroscopy*. Cambridge, U.K.: Cambridge Univ. Press, p. 262.

- Harding D.J. and Berghoff G.S., 2000, "Fault scarp detection beneath dense vegetation cover: Airborne LiDAR mapping of the Seattle fault zone, Bainbridge Island, Washington State," *Proceedings of the American Society of Photogrammetry and Remote Sensing Annual Conference*, Washington, D.C., May 2000, 11 p.
- Hasegawa H., 2006, "Evaluations of LiDAR reflectance amplitude sensitivity towards land cover conditions," *Bull. Geogr. Surv. Inst.*, vol.53, pp. 43-50.
- Hill J.M., Graham L.A., and Henry R., 2000, "Wide-area topographic mapping and applications using airborne light detection and ranging (LIDAR) technology," *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing*, Vol. 66, No. 8, pp. 908–914.
- Hopkinson C., 2007, "The influence of flying altitude, beam divergence, and pulse repetition frequency on laser pulse return intensity and canopy frequency distribution," *Can. J. Remote Sens.*, vol.33, no. 4, pp. 312-324.
- Hyypä J., Kelle O., Lehikoinen M., and Inkinen M., 2001, "A segmentation based method to retrieve stem volume estimates from 3-D tree height models produced by laser scanners," *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, vol. 39, no. 5, pp. 969–975.

## **I**

- Ingram, R.L. 1982, Grain size scales, in Dietrich, R.V., Dutro, J.T., Jr and Froose, R.M., 1982, AGI Data Sheet 17.1 : America, Geological Institute Data sheets.
- Irvine-Fynn T.D.L., Barrand N.E., Porter P.R., Hodson A.J. and Murray T., 2011, "Recent High-Arctic glacial sediment redistribution: A process perspective using airborne LiDAR," *Geomorphology*, vol. 125, no. 1, pp. 27-39.

## **J**

- Jelalian A.V., 1992, *Laser Radar Systems* (Artech House, Boston, MA).

## **K**

- Kaasalainen S., Ahokas E., Hyypä J. and Suomalainen J., 2005, "Study of surface brightness from backscattered laser intensity: Calibration of laser data," *IEEE Geosci. Remote Sens. Lett.*, vol.2, no.3, pp. 255- 259.
- Kaasalainen M. and Kaasalainen S., 2008, "Aperture size effects on backscatter intensity measurements in Earth and space remote sensing," *J. Opt. Soc. Amer. A, Opt. Image Sci.*, vol. 25, no. 5, pp. 1142-1146.

- Kaasalainen S., Kukko A., Lindroos T., Litkey P., Kaartinen H., Hyyppä J. and Ahokas E., 2008, "Brightness measurements and calibration with airborne and terrestrial laser scanners," *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, vol.46, no.2, pp.528-534.
- Kaasalainen S., Vain A., Krooks A. and Kukko A., 2009a, "Topographic and Distance Effects in Laser Scanner Intensity Correction," In *Proc. Laserscanning 2009*, IAPRS, Paris, France, Vol. 38, pp. 219-223.
- Kaasalainen S., Hyyppä H., Kukko A., Litkey P., Ahokas E., Hyyppä J., Lehner H., Jaakkola A., Suomalainen J., Akujarvi A., Kaasalainen M. and Pyysalo U., 2009b, "Radiometric calibration of LIDAR intensity with commercially available reference targets," *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, vol. 47, no.2, pp.588-598.
- Kaasalainen S., Niittymäki H., Krooks A., Koch K., Kaartinen H., Vain A. and Hyyppä H., 2010, "Effect of Target Moisture on Laser Scanner Intensity," *IEEE Trans. Geosci. Remote Sens.*, vol. 48, no. 4, pp. 2128-2136.
- Kaasalainen S., Jaakkola A., Kaasalainen M., Krooks A. and Kukko A., 2011, "Analysis of incidence angle and distance effects on terrestrial laser scanner intensity: Search for correction methods," *Remote Sens.*, vol. 3, no. 10, pp. 2207-2221.
- Kastler A., 1950, *Journal de Physique et le Radium*, vol. 11, no. 6, pp. 255-265.
- Komer P.D., 1998, *Beach Processes And Sedimentation*, Second Edition, p. 544.
- Kukko A., Kaasalainen S. and Litkey P., 2008, "Effect of incidence angle on laser scanner intensity and surface data," *Appl. Opt.*, vol. 47, no. 7, pp. 986-992.
- Kraus K. and Pfeifer N., 1998, "Determination of terrain models in wooded areas with airborne laser scanner data," *ISPRS J. Photogramm. Remote Sens.*, vol. 53, no. 4, pp. 193–203.

## L

- Laboratoire Central d'Hydraulique de France, 1982, Synthèse des connaissances actuelles sur l'hydrologie et les mouvements sédimentaires dans le golfe Normand-Breton, *Rapport général*, 77 p.
- Laboratoire Central d'Hydraulique de France, 1984, Golfe Normand-Breton. Etude du régime de l'agitation. Approche des agitations du large, *C.N.E.X.O., C.O.B.*, 59 p.
- Lancaster S.T., Nolin A.W., Copeland E.A. and Grant G.E., 2012, "Periglacial debris-flow initiation and susceptibility and glacier recession from imagery, airborne LiDAR, and ground-based mapping," *Geosphere*, vol. 8, no. 2, pp. 417-430.
- Levoy F., Anthony E. J., Monfort O. and Larssonneur C., 2000, "The morphodynamics of megatidal beaches in Normandy, France," *Marine Geology*, vol. 171, pp. 39-59.

Li H., Di L., Huang X., and Li D., 2008, "Laser intensity used in classification of LiDAR point cloud data," In *Proc. IEEE Int. Geosci. Remote Sens. Symposium (IGARSS 2008)*, vol.2, pp.II-1140, II-1143.

Li J., Hu B. and Noland T.L., 2012, "Classification of tree species based on structural features derived from high density LiDAR data," *Agricultural and forest Meteorology*, vol. 171-172, pp. 104-114.

## M

Maiman T., 1960, "Stimulated optical radiation in ruby," *Nature*, vol. 187, no. 4736, pp. 493-494.

Mallet C., Chauve A. et Bretar F., 2008, "Analyse et traitement d'ondes LiDAR pour la cartographie et la reconnaissance de formes: Application au milieu urbain," *RFIA (Reconnaissance des Formes et Intelligence Artificielle)*, Amiens, France, Janvier 2008.

Mazzarini F., Pareschi M., Favalli M., Isola I., Tarquini S. and Boschi E., 2005, "Morphology of basaltic lava channels during the Mt. Etna September 2004 eruption from airborne laser altimeter data," *Geophysical Research Letters*, vol. 32.

McKean J. and Roering J., 2004, "Objective landslide detection and surface morphology mapping using high-resolution airborne laser altimetry," *Geomorphology*, vol. 57, pp. 331-351.

## N

Nicodemus F. E., Richmond J. C., Hsia J. J., Ginsberg I. W. and Limperis T., 1977, *Geometrical Considerations And Nomenclature For Reflectance*, NBS Monograph 160, National Bureau of Standards, Washington, D. C.

## O

Oren M. and Nayar S. K., 1995, "Generalization of the Lambertian model and implications for machine vision," *Int. J. Comput. Vis.*, vol. 14, pp. 227-251.

## P

Pfeifer N., Höfle B., Briese C., Rutzinger M. and Haring A., 2008, "Analysis of the backscattered energy in terrestrial laser scanning data," In: *ISPRS 2008: The international Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*, Beijing 2008, vol. 37, no. B5, pp. 1045-1050.

- Phong B.T., 1975, "Illumination for computed generated pictures," *Comm. of the ACM*, vol. 18, no. 6, pp. 311-317.
- Poullain E., Garestier F., Bretel P. and Levoy F., 2012, "Modeling of ALS intensity behavior as a function of incidence angle for coastal zone surface study," In *Proc. IEEE Int. Geosci. Remote Sens. Symposium (IGARSS 2012)*, Munich, Germany, pp. 2849-2852.
- Poullain E., Garestier F., Levoy F. and Bretel P., 2013, "Analysis of ALS intensity behavior as a function of incidence angle in coastal environments," *IEEE Transactions on Geoscience & Remote Sensing*. (Submitted)
- Puttonen E., Suomalainen J., Hakala T., Raikkönen E., Kaartinen H., Kaasalainen S. and Litkey P., 2010, "Tree species classification from fused active hyperspectral reflectance and LiDAR measurements," *Forest Ecology and Management*, vol. 260, pp. 1843-1852.

## **R**

- Robin N., 2007, Morphodynamique des systèmes de flèches sableuses: Etude comparative entre les embouchures tidales de l'Archipel de St Pierre et Miquelon et de la côte ouest du Cotentin (Manche), *Thèse de doctorat, Université de Caen*, 537p.
- Robertson W., Whitman D., Zhang K.Q., and Leatherman S.P., 2004, "Mapping shoreline position using airborne laser altimetry," *J. Coast. Res.*, vol. 20, no. 3, pp. 884-892.

## **S**

- Sallenger Jr. A.H., Krabill W.B., Swift R.N., Brock J., List J. Hansen M. Holman R.A., Manizade S., Sontag J., Meredith A., Morgan K., Yunkel J.K., Frederick E.B. and Stockdon H., 2003, "Evaluation of airborne topographic LiDAR for quantifying beach changes," *Journal of Coastal Research*, vol. 19, no. 1, pp.125-133.
- Saye S.E., Van der Wal D., Pye K. and Blott S.J., 2005, "Beach-dune morphological relationships and erosion/accretion: an investigation at five sites in England and Wales using LiDAR data," *Geomorphology*, vol. 72, pp.128-155.
- Schawlow A. and Townes C., 1958, "Infrared and optical masers," *Physical Review*, vol. 112, pp. 1940-1949.
- Schlick C., 1994, "An inexpensive BRDF model for physically-based rendering," in *Proc. Eurographics '94, Computer Graphics Forum*, vol. 13, no. 3, pp. 233-246.
- Sedze M., Heggy E., Bretar F., Berveiller D. and Jacquemoud S., 2012, "L-band InSAR decorrelation analysis in volcanic terrains using airborne LiDAR data and *in situ* measurements: the case of the Piton de la Fournaise volcano, France", in *Proc. IEEE International Geoscience & Remote Sensing Symposium*, Munich (Germany), 22-27 July 2012, pp. 3907-3910.

- Short A.D., "Handbook of beach and Shoreface morphodynamics," *Wiley*, England, 379 p., 1999.
- Shrestha R.L., Carter W.E., Sartori M. Luzum B. and Slatton K.C., 2005, "Airborne laser swath mapping: Quantifying changes in sandy beaches over time scales of week to years," *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, vol. 59, no. 4, pp.222-232.
- Smith B. G., 1967, "Geometrical shadowing of a random rough surface," *IEEE Trans. Antennas Propag.*, vol. 15, no. 5, pp. 668-671.
- Smullin L. D. and Fiocco G., 1962, "Optical echoes from the Moon," *Nature*, vol.194, p.1267.
- Song J. H., Han S. H., Yu K. and Kim Y., 2002, "Assessing the possibility of land-cover classification using LiDAR intensity data," *Int. Arch Photogramm. Remote Sens., IAPRS*, vol. 34, Graz, Austria.
- Synge E.H., 1930, "A method of investigating the higher atmosphere," *Philosophy Magazine*, vol. 52, pp. 68-82.

## **T**

- Torrance K. E. and Sparrow E. M., 1967, "Theory for off-specular reflection from roughened surfaces," *J. Opt. Soc. Am.*, vol. 57, no. 9, pp. 1105-1114.
- Trowbridge T. S. and Reitz K. P., 1975, "Average irregularity representation of a rough surface for ray reflection," *J. Opt. Soc. Am.*, vol. 65, no. 5, pp.531-536.
- Tulldahl H.M., Vahlberg C., Axelsson A., Karlsson H. and Jonsson P., 2007, Sea floor classification from airborne LiDAR data," in: *Proceedings of the SPIE , Lidar Technologies, Techniques and Measurements for Atmospheric Remote Sensing III*, vol. 6750.
- Tulldahl H.M. and Wikström S.A., 2012, "Classification of aquatic macrovegetation and substrates with airborne LiDAR," *Remote Sensing of Environment*, vol. 121, pp. 347-357.

## **V**

- Vain A., Kaasalainen S., Pyysalo U., Krooks A. et Litkey P., 2009, "Use of naturally available reference targets to calibrate airborne laser scanning intensity data," *Sensors*, vol. 9, no. 4, pp. 2780-2796.
- Vain A., Xiaowei Y., Kaasalainen S. et Hyypä J., 2010, "Correcting Airborne Laser Scanning Intensity Data for Automatic Gain Control Effect," *IEEE Geosci. Remote Sens. Lett.*, vol.7, no.3, pp.511-514.

**W**

- Wagner W., Ullrich A., Ducic V., Melzer T., Studnicka N., 2006, "Gaussian decomposition and calibration of a novel small-footprint full-waveform digitizing airborne laser scanner," *ISPRS Journal of Photogrammetry & Remote Sensing*, vol. 60, pp. 100-112.
- Ward G. J., 1992, "Measuring and modeling anisotropic reflection," *Computer Graphics (SIGGRAPH 92)*, vol. 26, no.2, pp. 265-272.
- Webster T.L., Forbes D.L., Dickie S. and Shreenan R., 2004, "Using topographic LiDAR to map flood risk from storm-surge events for Charlottetown, Prince Edward Island, Canada," *Canadian Journal of Remote Sensing*, vol. 30, no. 1, pp. 64-76.
- Wehr A. et Lohr U., 1999, "Airborne laser scanning – An introduction and overview," *ISPRS Journal of Photogrammetry & Remote Sensing*, vol. 54, pp. 68-82.
- Wever C. and Lindenberger J., 1999, "Experiences of 10 years laser scanning," *Photogrammetric Week '99*, pp. 125–132.
- Woolard J.W. et Colby J.D., 2002, "Spatial characterization, resolution, and volumetric change of coastal dunes using airborne LIDAR: Cape Hatteras, North Carolina," *Geomorphology*, vol. 48, pp. 269-287.

**Y**

- Yan W. Y., Shaker A., Habib A. et Kersting A. P., 2012, "Improving classification accuracy of airborne LiDAR intensity data by geometric calibration and radiometric correction," *ISPRS J. Photogramm. Remote Sens.*, vol. 67, pp. 35-44.

**Z**

- Zebker H.A. and Villasenor J., 1992, "Decorrelation in interferometric radar echoes," *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, vol. 30, pp. 950-959.
- Zhang K.Q., Whitman D., Leatherman S. et Robertson W., 2005, "Quantification of beach changes caused by Hurricane Floyd along Florida's Atlantic coast using airborne laser surveys," *J. Coast. Res.*, vol. 21, no.1, pp. 123-134.



# Liste des figures

---



# Liste des figures

Figure 1 : A – Variations observées de la température moyenne à la surface du globe (a), du niveau moyen de la mer (b) à partir de données marégraphiques (en bleu) et satellitaires (en rouge) et de la couverture neigeuse dans l’hémisphère Nord (c). Les zones en bleu représentent les intervalles d’incertitude. B – Les courbes correspondent aux prévisions du réchauffement en surface pour différents scénarios. Les barres, à droite, représentent les valeurs les plus probables et les incertitudes pour la période 2090-2099. C – Evolution projetée de la température en surface pour le début et la fin du XXI <sup>ème</sup> siècle pour différents modèles (GIEC, 2007).....	16
Figure 2 : Régions associées au projet CLAREC afin d’étudier la façade maritime située entre la baie du Mont-Saint-Michel et les frontières belges (modifié, <a href="http://www.unicaen.fr/recherche/clarec/">http://www.unicaen.fr/recherche/clarec/</a> ).....	17
Figure 3 : Intensité rétrodiffusée par une zone en eau .....	18
Figure I.1 : Situation géographique des zones étudiées .....	24
Figure I.2 : Amplitude maximale de la marée astronomique mesurée sur le plateau continental européen (Bailly-du-bois, 2011) .....	25
Figure I.3 : Grande et petite baie du Mont-Saint-Michel .....	26
Figure I.4 : Vue vers l’Est de la baie du Mont-Saint-Michel.....	26
Figure I.5 : Distribution des sédiments superficiels dans la partie méridionale du golfe Normand-Breton (Desguée, 2008 d’après Bonnot-Courtois et al., 2002).....	27

Figure I.6 : Photographie aérienne détaillée de la pointe d'Agon.....	28
Figure I.7 : Définition des trois unités morpho-sédimentaire sur un profil de la pointe d'Agon. PMVE (Pleine Mer de Vive-Eau), PMME (Pleine Mer de Morte-Eau) et BMME (Basse Mer de Morte-Eau) (Robin, 2007) .....	30
Figure I.8 : Spectre électromagnétique .....	31
Figure I.9 : Structure schématique du laser.....	32
Figure I.10 : Emission et réception d'une impulsion laser sur une zone de végétation avec une petite empreinte. (Mallet et al., 2008) .....	34
Figure I.11 : Mesure du temps séparant l'émission de la réception du signal .....	35
Figure I.12 : Composition simplifiée du système LiDAR topographique .....	36
Figure I.13 : Différents mécanismes de balayage (a : Miroir Oscillant, b : Scan Palmer, c : polygone rotatif, d : fibre optique) (Wehr et Lohr, 1999) .....	36
Figure I.14 : Angles de roulis, de tangage et de lacet .....	37
Figure I.15 : Station de référence au sol.....	38
Figure I.16 : Illustration du principe de fonctionnement d'un LiDAR aéroporté.....	38
Figure I.17 : Principales étapes du traitement des données d'un scanner laser (Wehr et Lohr, 1999).....	39
Figure I.18 : Courbe de correction du gain définie et fournie par le constructeur pour le LiDAR LEICA ALS60.....	40
Figure I.19 : Mise en place de l'ALS60 dans l'avion .....	40
Figure I.20 : Largeur de fauchée du LiDAR par rapport à l'axe de vol.....	41
Figure I.21 : Modèle Numérique de Terrain (a) et image d'intensité (b) générés à partir d'un nuage de points acquis le 21 Septembre 2009 lors d'un vol au-dessus de la baie du Mont-Saint-Michel.....	44
Figure I.22 : Représentation schématique de l'acquisition de données LiDAR avec définition des paramètres de l'équation radar. Sur ce schéma, l'émetteur et le récepteur sont localisés à des emplacements différents pour plus de clarté (Wagner et al., 2006).....	45

Figure I.23 : Expériences en laboratoire : Rétrodiffusion d'un laser émettant à 1064 nm en fonction de la teneur en eau (pourcentage massique) pour des sables dont la taille de grain varie entre (a) 0.1-0.6 mm et (b) 0.5-1.2 mm, (c) de la brique rouge écrasée et (d) du gravier (d'après Kaasalainen et al., 2010).....	47
Figure I.24 : Intensité en fonction de la distance scanner-cible. (a) Scanner FARO LS, 3 cibles de spectralon® de réflectance connue (12 %, 25 %, 50 %) (d'après Kaasalainen et al., 2009a) ; (b) Scanners FARO LS880 et LEICA HDS6100, 4 cibles de spectralon® de réflectance connue (12 %, 25 %, 50 %, 99 %) (d'après Kaasalainen et al., 2011).....	48
Figure I.25 : Différence entre l'angle de scan et l'angle d'incidence (modifié d'après Vain et al., 2009).....	49
Figure I.26 : Intensité réfléchiée par des bâches sombre (a) et claire (b) en fonction de l'angle d'incidence (d'après Kaasalainen et al., 2009a). Les deux expériences ont été réalisées avec un scanner FARO émettant à 785 nm.....	50
Figure II.1 : Illustration des paramètres relatifs de la BRDF dans le cas général (A) et pour la configuration du système LiDAR aéroporté LEICA ALS60 (B).....	56
Figure II.2 : Différents types de réflexion.....	57
Figure II.3 : Influence du paramètre n sur l'équation (II.4).....	59
Figure II.4 : Surface modélisée par des microfacettes .....	60
Figure II.5 : Illustration du paramètre d'atténuation géométrique G. A : Pas d'interférence, B : Phénomène de masquage, C : Phénomène d'ombrage (modifié, d'après Blinn, 1977)...	61
Figure II.6 : Géométrie d'une cavité en V (modifié, d'après Torrance et Sparrow, 1967).....	62
Figure II.7 : Facteur géométrique d'atténuation introduit par Smith et son approximation calculée par Schlick pour des valeurs de $m=0.01, 0.1, 0.5$ et des angles compris entre $0^\circ$ et $90^\circ$ (a) et $0^\circ$ et $30^\circ$ (b) .....	63
Figure II.8 : Fonctions des distributions de microfacette d'une surface .....	65
Figure II.9 : Combinaison linéaire de loi de Lambert et du modèle de Cook et Torrance en utilisant les distributions de Trowbridge-Reitz et de Beckmann pour différentes valeurs du paramètre de rugosité et différentes fraction de réflexion diffuse. (Intensité exprimée en Digital Units).....	66
Figure II.10 : Modèle de Lommel-Seeliger-Lambert exprimé pour différentes valeurs de b..	68

Figure II.11 : Représentation du modèle d'Oren-Nayar exprimé pour différentes valeurs des paramètres d'albédo et de rugosité dans la configuration d'un LiDAR mono-statique...	70
Figure III.1 : Rastérisation d'un nuage de points .....	76
Figure III.2 : Représentation 3D de l'angle d'incidence .....	77
Figure III.3 : Calcul de la normale à la surface (N) .....	78
Figure III.4 : Création d'une carte d'intensité (A), d'un MNT (B), d'une matrice d'angles de scan (C), d'une matrice d'angles d'incidence (D) et de l'orthophotographie (E) à partir de données acquises lors d'un vol réalisé à la pointe d'Agon le 11 Mai 2012 .....	79
Figure III.5 : Mosaïque d'orthophotographies de la baie du Mont-Saint-Michel survolée le 18 Avril 2011 .....	81
Figure III.6 : Intensité en fonction de l'angle d'incidence d'une zone en eau (a), d'une surface sableuse contenant peu d'eau (b), d'une surface sableuse humide (c), d'une zone d'herbus peu humide (d), d'herbus contenant plus d'eau (e), d'une aire urbaine (f). L'échelle de couleurs représente la densité de chaque valeur d'intensité en fonction de l'angle d'incidence. La légende de chaque graphique indique les valeurs de paramètre associées au modèle de Torrance-Sparrow. Le facteur $d$ , défini dans les relations (II.3) et (II.16), représente la fraction de la réflexion diffuse Le facteur $F$ représente le terme de Fresnel utilisé dans le modèle de Torrance-Sparrow. La composante spéculaire du modèle de Torrance-Sparrow est représentée avec les distributions de Beckmann (mB) et de Trowbridge-Reitz (mTR). Pour la figure (a), les courbes de Lambert et de Lommel-Seeliger sont modélisées selon les équations (II.2) et (II.18).....	82
Figure III.7 : Décomposition des distributions de Beckmann (a) et Trowbridge-Reitz (b) pour chaque surface étudiée .....	88
Figure IV.1 : Principe de mesure du GPS-RTK (en zoom : le socle ajouté à la canne).....	95
Figure IV.2 : Classification de C.K. Wentworth (1924) - modifiée (Ingram, 1982) de 0.0001 mm à 64 mm.....	95
Figure IV.3 : Le tamisage : A, Colonne de tamis, B, Trois tamis de mailles différentes, C, Refus de tamis, D, Pesée du refus, E, Résultats sous la forme d'un histogramme des refus de tamis (en %) et d'une courbe du pourcentage cumulé .....	96

Figure IV.4 : Principe de la granulométrie laser : A, Granulomètre laser, B, Courbe granulométrique volumique .....	97
Figure IV.5 : Mesure de la teneur en eau du sol avec la sonde ThetaProbe SM200.....	99
Figure IV.6 : Etapes de la mesure du taux d'humidité massique par prélèvement. ....	99
Figure IV.7 : Etalonnage de la sonde ThetaProbe.....	102
Figure IV.8 : Positionnement des mesures d'humidité et de granulométrie. Les échelles de couleur pour l'humidité et de symbole pour la granulométrie sont répertoriées dans la Figure IV.9 .....	104
Figure IV.9 : Tableau classifiant les 50 prélèvements effectués en 2012 en fonction de leur granulométrie et de leur taux d'humidité massique .....	104
Figure IV.10 : Comparaison des mesures d'humidité réalisées avec la sonde ThetaProbe et des taux d'humidité massique mesurés à partir des prélèvements effectués lors de la mission de 2012 .....	105
Figure IV.11 : Horaires des marées (TU+2) à la pointe d'Agon le 26 mai 2013 ( <a href="http://maree_info">http://maree_info</a> ) .....	106
Figure IV.12 : Résultats granulométriques lors de la mission du 26 Mai 2013 à Agon-Coutainville : Sable fin (en vert), sable moyen (en rouge), sable grossier (en bleu) et sable très grossier (en jaune) .....	108
Figure IV.13 : Sur la carte d'intensité, sélection de ROIs carrés de 5×5 px autour de chaque prélèvement. En jaune, un zoom contenant trois prélèvements dont l'intensité va être connue grâce à la sélection des ROIs .....	109
Figure IV.14 : Représentation schématique d'un point survolé par 3 lignes de vol (a) et son graphique d'intensité pour trois angles d'incidence différents (b).....	110
Figure IV.15 : Exemple d'une intensité réfléchiée par une même zone sélectionnée sur deux radiales se recouvrant. La diversité d'angles est minimale car les radiales sont parallèles .....	111
Figure IV.16 : Intensité rétrodiffusée par des sables fins, moyens, grossiers et très grossiers en fonction de l'angle d'incidence .....	111
Figure IV.17 : Régression numérique des données à partir du modèle de distribution de microfacettes. Pour plus de visibilité, comme les échantillonnages statistiques des sables	

fins et très grossiers sont très faibles, seuls les écart-types des sables moyens et grossiers sont représentés (en pointillé) .....	113
Figure IV.18 : Etude de l'influence des variations d'humidité sur l'intensité lors d'un même vol pour les prélèvements situés côté rivage (A) et côté mer (B) .....	114
Figure IV.19 : Régressions de l'intensité en fonction de l'angle d'incidence, pour différentes classes d'humidité, à partir du modèle des distributions de microfacette .....	117
Figure IV.20 : Evolution du facteur de Fresnel en fonction des taux massiques d'humidité	117
Figure IV.21 : Modélisation du comportement du facteur de Fresnel F en fonction de l'humidité à partir de régressions polynomiale (a), logarithmique (b), exponentielle (c) et de puissance (d).....	119
Figure IV.22 : Représentation schématique du comportement en intensité de trois surfaces types en environnement littoral. A gauche : Comportement de l'intensité en fonction de l'angle pour des surfaces sableuses plus ou moins humides (a), pour une surface contenant du sable avec de l'eau libre (b) et pour une zone en eau (c). A droite : Représentation schématique des facteurs F et m en fonction du pourcentage d'humidité pour des surfaces sableuses sèches, humides (a) ou saturées avec de l'eau libre (b) et pour des zones en eau (c) .....	121
Figure IV.23 : Synoptique des différentes étapes permettant de définir le taux d'humidité massique à partir des données LiDAR .....	123
Figure V.1 : Zone d'étude commune aux deux vols de 2011 et 2012 (orange) avec les délimitations des différentes radiales sélectionnées (en blanc). Les traits de différentes couleurs correspondent aux lignes de vol. Le nombre de points dans cette zone commune varie entre 27 et 29 millions pour les deux campagnes de vol.....	130
Figure V.2 : Caractéristiques des deux campagnes de vol de 2011 et de 2012.....	131
Figure V.3 : Images d'intensité rastérisées à partir des données LiDAR acquises lors des vols de 2011 (a) et de 2012 (b) .....	132
Figure V.4 : Différence des images d'intensité de la Figure V.3.....	133
Figure V.5 : MNT rastérisés à partir des données LiDAR acquises lors des vols de 2011 (a) et de 2012 (b) .....	134
Figure V.6 : Différence des MNT de la Figure V.5 .....	135

Figure V.7 : Représentation schématique des différences d'intensité rétrodiffusée par une surface sableuse saturée en eau et du sable plus sec avec un décalage de l'axe de vol (transect magenta de la Figure V.4) .....	137
Figure V.8 : Représentation schématique des différences d'intensité rétrodiffusée par une zone soumise à des divagations de zone en eau (transect vert de la Figure V.4).....	139
Figure V.9 : Positionnement de trois sites d'études: (a) surface sableuse dont le taux d'humidité a évolué entre les deux vols, (b) zone sableuse avec une humidité constante, (c) apparition d'une zone en eau dans la zone sableuse.....	141
Figure V.10 : Modélisations de l'intensité rétrodiffusée, lors des campagnes de vol de 2011 (a) et de 2012 (b), par une surface sableuse dont le taux d'humidité a évolué entre les deux campagnes de vol .....	142
Figure V.11 : Modélisations de l'intensité rétrodiffusée, lors des campagnes de vol de 2011 (a) et de 2012 (b), par une surface sableuse où le taux d'humidité reste constant.....	143
Figure V.12 : Modélisations de l'intensité rétrodiffusée, lors des campagnes de vol de 2011 (a) et de 2012 (b), afin d'étudier l'évolution du chenal de la Sienne.....	144
Figure V.13 : Etude d'une zone côtière à l'échelle multi-temporelle. (a) Position de la zone d'étude (en rouge) et ses découpages en fonction des différentes surfaces présentes dans cette zone en 2011 (b) et en 2012 (c) .....	145
Figure V.14 : Etude du comportement de l'intensité en fonction de l'angle d'incidence pour les différentes surfaces observées lors de la campagne de vol de 2011. Les couleurs des cadres des diagrammes sont liées aux couleurs des régions sur l'image d'intensité (Figure V.13 (b)) .....	147
Figure V.15 : Etude du comportement de l'intensité en fonction de l'angle d'incidence pour les différentes surfaces observées lors de la campagne de vol de 2012. Les couleurs des cadres des diagrammes sont liées aux couleurs des régions sur l'image d'intensité (Figure V.13 (c)) .....	148
Figure V.16 : Cartes du facteur F pour le vol de 2011 (a) et pour le vol de 2012 (b). Soustraction de la carte F du vol 110901 à celle du vol 121015 afin d'avoir une carte de différence des facteurs F (c).....	149
Figure V.17 : Carte d'humidité pour les vols de 2011 (a) et de 2012 (b) .....	150

Figure V.18 : Localisation des trois sites utilisés lors de l'étude de l'anisotropie de surface (image d'intensité 110901).....	152
Figure V.19 : Pointe d'Agon : Images d'intensités des campagnes de vol de 2011 (a) et de 2012 (c) et leurs images d'anisotropie correspondantes (b, d).....	153
Figure V.20 : Zone sableuse située dans le havre de Regnéville : Images d'intensités des campagnes de vol de 2011 (a) et de 2012 (c) et leurs images d'anisotropie correspondantes (b, d) .....	155
Figure V.21 : Zone sableuse située à proximité du chenal de la Seine : Images d'intensités des campagnes de vol de 2011 (a) et de 2012 (c) et leurs images d'anisotropie correspondantes (b, d) .....	156
Figure A. 1 : Surfaces côtières d'un SNR contrasté. Gauche, intensité, Droite : Cohérence pondérée en amplitude (Garestier et al., 2013) .....	194
Figure A. 2 : Surfaces côtières anisotropes de différentes amplitudes. Gauche : Intensité, Droite : Cohérence pondérée en amplitude (Garestier et al., 2013).....	194

# Annexe

---



## Annexe 1 : Caractérisation de l'anisotropie spatiale

L'algorithme utilisé pour la caractérisation des propriétés anisotropes d'une surface décrit dans Garestier et al., 2011 et Garestier et al., 2013 va tout d'abord être brièvement présenté. Cet algorithme est basé sur une mesure de diversité spectrale de la texture dans deux dimensions orthonormales. Afin d'effectuer une corrélation normalisée des deux dimensions spatiales à l'intérieur d'une fenêtre glissante, des corrélations 1D de toutes les colonnes et les lignes sont effectuées. Les estimateurs sont basés sur la transformée de Fourier puisque l'espace de Fourier est parfaitement adaptée aux propriétés de ce type de signaux.

Concernant les rides de courant, les hypothèses de stationnarité et de périodicité sont vérifiées à l'échelle de la fenêtre glissante. Ainsi, la surface peut être modélisée avec une forme trigonométrique (avec une somme d'harmoniques pondérée en  $1/f^2$  dans le cas des rides asymétriques). Pour les discontinuités d'un gradient donné, la décomposition trigonométrique est également approprié car elles peuvent être modélisées par une somme d'harmoniques pondérées en  $1/f$  (gradient  $\infty$ ) ou  $1/(\delta f)^2$  (gradient  $\delta$ ).

Dans le formalisme vectoriel, la corrélation normalisée s'exprime ainsi,

$$\gamma_{xy} = N \frac{\|x \star y\|_{\infty}}{\|x\|_2 \|y\|_2} \text{ avec } x \star y = \mathcal{F}^{-1}(\mathcal{F}(x) \circ \mathcal{F}(y)^*) \quad (A.1)$$

Avec  $\mathcal{F}$ , la transformée de Fourier et  $\circ$ , le produit d'Hadamard.

Étant donné la grande quantité d'échantillons inclus dans des données LiDAR acquises à haute résolution, il est essentiel de minimiser le temps de calcul des estimateurs. Pour ce faire, ces derniers sont reformulés sous forme de densités spectrales et sont exprimés dans un formalisme matriciel complet.

Les matrices  $W$  et  $W_{\perp}$ , contenant la transformée de Fourier  $\mathcal{F}$  de respectivement, chaque ligne et chaque colonne d'un échantillon d'image  $Z$  sont définies comme,

$$W = \begin{bmatrix} \mathcal{F}\{(z_{1j})_{1 \leq j \leq N}\} \\ \vdots \\ \mathcal{F}\{(z_{Nj})_{1 \leq j \leq N}\} \end{bmatrix} \text{ and } W_{\perp} = \begin{bmatrix} \mathcal{F}\{(z_{i1})_{1 \leq i \leq N}\} \\ \vdots \\ \mathcal{F}\{(z_{iN})_{1 \leq i \leq N}\} \end{bmatrix} \quad (A.2)$$

Dans les deux cas, les transformées  $\mathcal{F}$  sont disposées en lignes.

Une matrice de densité spectrale peut être formée avec le produit matriciel suivant,

$$WW_{\perp}^{\dagger} = \begin{bmatrix} \sum_{k=1}^N w_{1k} w_{\perp 1k}^* & \cdots & \sum_{k=1}^N w_{1k} w_{\perp Nk}^* \\ \vdots & \ddots & \vdots \\ \sum_{k=1}^N w_{Nk} w_{\perp 1k}^* & \cdots & \sum_{k=1}^N w_{Nk} w_{\perp Nk}^* \end{bmatrix} \quad (\text{A.3})$$

† exprime la transposée hermitienne.

Concernant la normalisation, les énergies des signaux sont stockées dans les vecteurs suivants,

$$W_{\Sigma} = \begin{bmatrix} \|(w_{1k})_{1 \leq k \leq N}\|_2 \\ \vdots \\ \|(w_{Nk})_{1 \leq k \leq N}\|_2 \end{bmatrix} \text{ et } W_{\perp\Sigma} = \begin{bmatrix} \|(w_{\perp 1k})_{1 \leq k \leq N}\|_2 \\ \vdots \\ \|(w_{\perp Nk})_{1 \leq k \leq N}\|_2 \end{bmatrix} \quad (\text{A.4})$$

Une matrice réelle normalisée de cohérence est calculée par,

$$C_{\rho} = \sqrt{(\Re\{WW_{\perp}^{\dagger}\})^2 + \Im\{WW_{\perp}^{\dagger}\}^2} \oslash W_{\Sigma} W_{\perp\Sigma}^T \quad (\text{A.5})$$

Avec  $\oslash$ , la division d'Hadamard.

La matrice  $C_{\rho}$ , de taille  $N \times N$ , contient des cohérences normalisées des lignes et des colonnes situées à leur intersection. La cohérence moyenne est, ensuite, calculée après la moyenne des éléments de la matrice  $C_{\rho}$ ,

$$\rho_{1D} = \frac{1}{N^2} \sum_{i,j=1}^N C_{\rho_{ij}} \quad (\text{A.6})$$

La cohérence est comprise entre 0, dans le cas de surfaces parfaitement anisotropes, et 1, pour des surfaces isotropes.

L'amplitude de texture maximale de l'image et celle des échantillons d'une fenêtre glissante  $\mathbf{Z}$  sont respectivement définies par  $\Delta$  et  $\Delta_Z$ . Une mesure de cohérence, prenant en compte les degrés d'anisotropie et d'amplitude, peut être obtenue ainsi,

$$\mathbf{Z}_{\Delta} = \frac{\mathbf{Z} - \|\text{vec}(\mathbf{Z})\|_1 / N^2 - \Delta_Z}{\Delta} + 1 \quad (\text{A.7})$$

Il est possible d'estimer le degré d'anisotropie d'une surface indépendamment de son amplitude, mais l'hypothèse est faite ici que toutes les rides de courant possèdent le même degré d'anisotropie (facteur de forme), de même que toutes des discontinuités (supposées linéaires à l'échelle de la fenêtre). L'estimateur  $\rho_{1D}(\mathbf{Z}_{\Delta})$  va donc permettre d'établir une carte de d'anisotropie pondérée par l'amplitude des surfaces anisotropes, car celle-ci, en

géomorphologie, peut être considérée comme un indicateur de l'intensité du processus de transfert sédimentaire (Komar, 1998).

L'algorithme est naturellement sensible au bruit et l'influence du SNR sur la cohérence, qui a été testée sur des données synthétiques (Garestier et al., 2013) et qui est la même que celle modélisée en InSAR, car les formalismes, quoique différents, sont équivalents (Zebker and Villasenor, 1992).

$$\rho_{SNR} = (1 + SNR^{-1})^{-1} \quad (A.8)$$

Le SNR d'une surface  $\mathbf{Z}$  transformée par la relation (A.7)(A.7) est,

$$SNR(\alpha\mathbf{Z} + \beta) = SNR(\mathbf{Z}) + \frac{2\alpha\beta \frac{\|vec(\mathbf{Z})\|_1}{N} + \beta^2}{\alpha \langle |b|^2 \rangle} \quad (A.9)$$

Avec,

$$\alpha = \Delta^{-1}$$

$$\beta = -\frac{\min(vec(\mathbf{Z}))}{\Delta} - r + 1$$

N : nombre de pixels dans une fenêtre

L'estimation de la puissance du bruit de fond de l'image  $\langle |b|^2 \rangle$  conduit à celle du SNR de la surface  $\mathbf{Z}$  transformée par la relation (A.7), puis à la compensation de l'effet du SNR grâce à la relation (A.8).

Les valeurs de cohérence sont ainsi indépendantes du SNR. De cette façon, il est possible d'étudier les propriétés anisotropes des environnements côtiers, indépendamment de l'humidité du sol qui affecte fortement l'intensité rétrodiffusée, et donc le SNR, très variable dans l'espace et dans le temps. Il est observé que la valeur de cohérence est indépendante du SNR (Figure A. 1). Elle n'est plus fonction que du degré d'anisotropie et de l'amplitude des surfaces périodiques et des discontinuités. Comme il a été observé que les surfaces périodiques anisotropes et les discontinuités avaient le même facteur de forme sur nos données, il est supposé que le degré d'anisotropie est constant sur chacun de ces types de surface. Les cohérences inférieures à 1 vont donc directement permettre de détecter les surfaces anisotropes et la valeur de cohérence sera reliée à l'amplitude de la texture anisotrope.

Sur l'image d'anisotropie (Figure A. 2), les flèches rouges localisent les surfaces périodiques associées à de grandes amplitudes et les flèches bleues situent celles de faible amplitude. Pour les premières, l'algorithme renvoie une estimation basse de cohérence, et inversement, pour les textures tendant à être isotropes, la cohérence est plus élevée. L'apparition, la disparition et les variations d'amplitude des surfaces anisotropes vont ainsi pouvoir être détectées sur des données multi-temporelles.

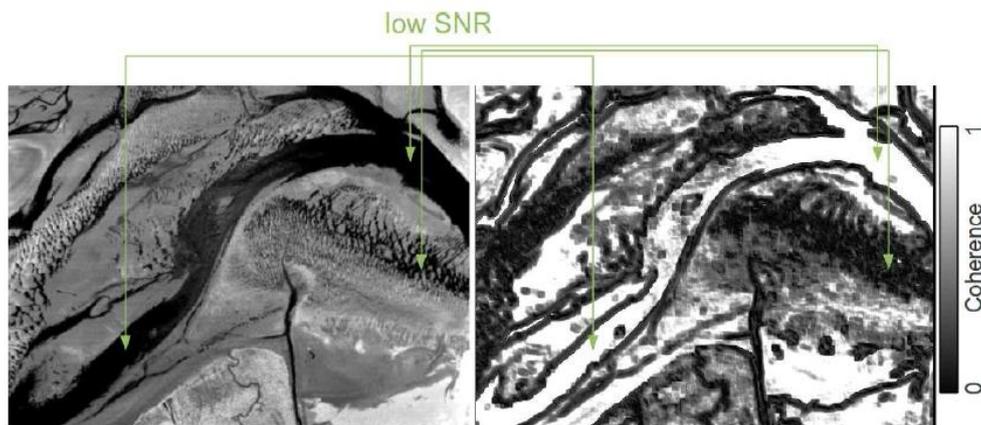


Figure A. 1 : Surfaces côtières d'un SNR contrasté. Gauche, intensité, Droite : Cohérence pondérée en amplitude (Garestier et al., 2013)

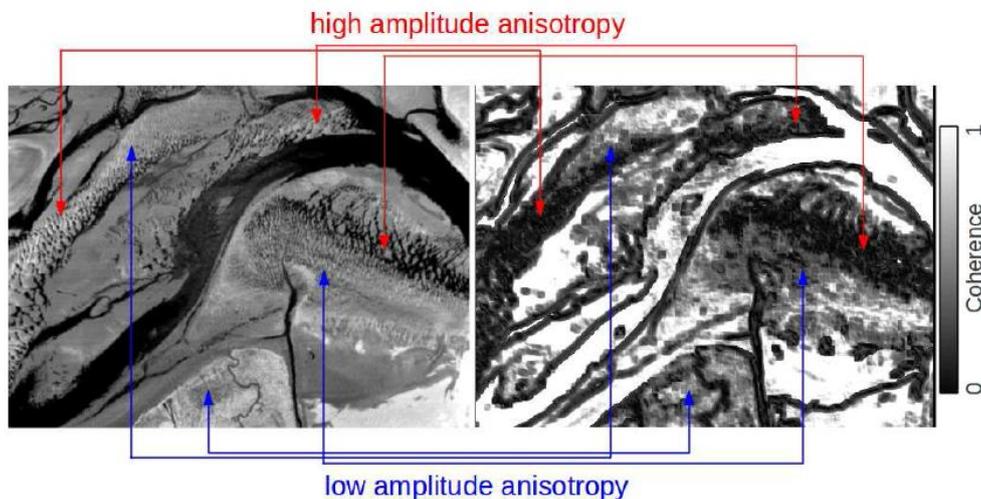


Figure A. 2 : Surfaces côtières anisotropes de différentes amplitudes. Gauche : Intensité, Droite : Cohérence pondérée en amplitude (Garestier et al., 2013)

L'application des estimateurs sur les cartes d'intensité permet de caractériser, sans aucune ambiguïté, les propriétés anisotropes des surfaces naturelles en séparant l'information textural de l'amplitude associée.







## **Exploitation de l'intensité du signal LASER d'un LiDAR topographique aéroporté pour des environnements littoraux sableux**

**Résumé** – L'environnement littoral est un milieu particulièrement soumis aux conséquences du changement climatique. Il est donc nécessaire de surveiller son évolution régulièrement afin de le préserver. Dans cette optique, le LiDAR aéroporté est un outil performant qui présente l'intérêt de réaliser des acquisitions répétées de grande précision sur de vastes étendues.

En complément des informations délivrées sur la topographie, le LiDAR permet aussi d'enregistrer l'intensité rétrodiffusée par les surfaces variées de la zone littorale. Cette information, encore peu exploitée dans la littérature, permet d'obtenir de nouvelles données caractérisant les surfaces scannées. Toutefois, elles sont fortement influencées par l'angle d'incidence variable des tirs laser depuis l'avion. Le comportement de l'intensité rétrodiffusée par les surfaces survolées en fonction de ce paramètre est étudié grâce au modèle des distributions de microfacette. Les résultats ont montré, qu'en zone littorale, trois types de surface ont des comportements distincts : (i) les zones en eau réfléchissant de manière spéculaire le faisceau incident, (ii) les surfaces sableuses fortement diffuses, (iii) les zones sableuses fortement saturées en eau combinant les mécanismes spéculaire et diffus. Concernant les surfaces sableuses non saturées, les études ont montré que (i) la granulométrie, pour des sables fins à très grossiers, n'influence pas l'intensité rétrodiffusée et (ii) qu'une loi, obtenue empiriquement, a permis de relier le facteur d'humidité à l'intensité.

**Mots-clés** : *LiDAR / Littoraux / Réflexion (optique) / Sols -- Humidité*

---

### **Analysis of Airborne Laser Scanning intensity in sandy coastal environments**

**Abstract** – The coastal environment is particularly subject to the effects of the climate change. It is thus necessary to survey frequent its evolution to preserve it. In this context, the Airborne Laser Scanning (ALS) is a powerful tool that offers the possibility to survey very large areas with repeatable and regular acquisitions with a high spatial resolution.

Along with the discrete topography measurements, the ALS backscattered intensity by the coastal surfaces is also acquired. This data, not fully yet studied in the literature, provides new information characterizing the scanned surfaces. However, they are very much influenced by the variable incidence angle of the laser shots from the plane. The behavior of the intensity reflected by the surface flown according to the incidence angle is analyzed using the microfacets distribution model. The results showed that, in coastal environments, three surface types have distinct behaviors: (i) the water surfaces reflecting specularly the incident beam, (ii) highly diffuse sandy surfaces, (iii) and highly water-saturated sandy areas combining specular and diffuse mechanisms. For the unsaturated sandy surfaces, studies demonstrated that (i) the granulometry, for the fine to very coarse sand, does not influence the backscattered intensity and (ii) an empirically law allows to link the moisture factor to the intensity.

**Keywords** – *Optical Radar – Coasts / Reflection (Optics) / Soil Moisture*