

# LES DUNES SOUS-MARINES ET LEUR ÉCOSYSTÈME SOUS CONTRAINTES ANTHROPIQUES

---

Tome 1 - Synthèse des connaissances



FRANCE  
ENERGIES  
MARINES

Editions



# LES DUNES SOUS-MARINES ET LEUR ÉCOSYSTÈME SOUS CONTRAINTES ANTHROPIQUES

Tome 1 - Synthèse des connaissances

## AUTEURS :

Aurélien Gangloff, France Energies Marines, DOPS/STM/SEDIM, Shom  
Sophie Le Bot, Laboratoire M2C, UMR CNRS 6143, Université de Rouen Normandie  
Maëlle Nexer, France Energies Marines  
Mathilde Bary, France Energies Marines, Laboratoire M2C, UMR CNRS 6143, Université de Rouen Normandie  
Nolwenn Quillien, France Energies Marines  
Mahmoud Bacha, France Energies Marines, LOG, UMR CNRS 8187, Université du Littoral Côte d'Opale  
Alexandre Robert, France Energies Marines, Ifremer  
Rachid Amara, LOG, UMR CNRS 8187, Université du Littoral Côte d'Opale  
Olivier Blanpain, France Energies Marines, Shom  
Clémence Caulle, Oceanzoom  
Nicolas Desroy, Ifremer  
Briz Parent, Oceanzoom  
Yann Ferret, Laboratoire M2C, Université de Rouen, Shom  
Thierry Garlan, DOPS/STM/SEDIM, Shom

Tous droits réservés.

Les textes de ce rapport de synthèse sont la propriété des partenaires du projet DUNES (EDF Renouvelables, France Energies Marines, Ifremer, Museum National d'Histoire Naturelle, RTE, Shom, Université de Rouen Normandie, Université du Littoral Côte d'Opale). Ils ne peuvent être reproduits ou utilisés sans citer la source et sans autorisation préalable. Les photos, les schémas et les tableaux (sauf indication contraire) sont protégés par le droit d'auteur. Ils restent la propriété des partenaires du projet DUNES ou de leurs auteurs (si reproduits) et ne peuvent être reproduits sous quelque forme ou par quelque moyen que ce soit, sans l'autorisation écrite préalable des partenaires du projet DUNES ou de leurs auteurs.

Citer le document comme ci-dessous :

Gangloff A., Le Bot S., Nexer M., Bary M., Quillien N., Bacha M., Robert A., Amara R., Blanpain O., Caulle C., Desroy N., Parent B., Ferret Y., Garlan T.

Les dunes sous-marines et leur écosystème sous contraintes anthropiques. Tome 1 : synthèse des connaissances

Plouzané : France Energies Marines Éditions, 2024, 152 pages.

Édition : Juin 2024

Photo couverture : Dunes sous-marines au large de Dunkerque, campagne DUNES d'août 2020

© France Energies Marines

Dépôt légal à parution

Conception graphique : rhodamine-communication.fr

# Table des matières

	Page
<b>Introduction</b>	<b>10</b>
<b>1. Les dunes sous-marines, des corps sédimentaires dynamiques</b>	<b>12</b>
1.1. Caractérisation des dunes sous-marines .....	12
1.2. Formation et morphodynamique des dunes .....	24
Synthèse .....	38
<b>2. Méthodes d'étude de la dynamique des dunes sous-marines</b>	<b>39</b>
2.1. Observations de terrain .....	39
2.2. Modélisation physique .....	55
2.3. Modélisation numérique .....	62
Synthèse .....	72
<b>3. Les dunes sous-marines abritent des communautés d'organismes encore peu étudiées</b>	<b>73</b>
3.1. Compartiments biologiques benthiques des dunes sous-marines .....	73
Synthèse .....	78
<b>4. Les dunes sous-marines de la mer du Nord et leur écosystème sous contraintes anthropiques</b>	<b>79</b>
4.1. Les activités humaines en mer du Nord .....	79
4.2. Impact des activités humaines sur les fonds marins .....	84
Synthèse .....	91
<b>5. Occurrence des dunes sous-marines en France et dans le monde</b>	<b>92</b>
5.1. Les dunes sur le plateau continental .....	93
5.2. Les dunes sous-marines dans le monde .....	125
<b>Liste des figures</b>	<b>5</b>
<b>Liste des tableaux</b>	<b>9</b>
<b>Acronymes</b>	<b>9</b>
<b>Remerciement</b>	<b>9</b>
<b>Bibliographie</b>	<b>132</b>

Liste des figures

Page

Fig 1	• Quelques exemples de dunes dans le monde .....	11
Fig 2	• Caractéristiques physiques d'une forme transversale au courant (rides et dunes) .....	14
Fig 3	• Relations entre amplitude et longueur d'onde des dunes .....	15
Fig 4	• Morphologie transversale de dunes (A) symétriques et (B) asymétriques .....	16
Fig 5	• Classification des dunes selon la sinuosité de leur crête .....	17
Fig 6	• Dunes barkhanes au large de Dunkerque .....	18
Fig 7	• Corps surimposés à des dunes sous-marines dans un chenal tidal du Danemark (Knudedyb) .....	18
Fig 8	• Amplitude et longueur d'onde des dunes en fonction de la taille du sédiment .....	20
Fig 9	• Champs de stabilité des corps sédimentaires sous un courant unidirectionnel général en canal en fonction de la vitesse d'écoulement et du diamètre des grains .....	22
Fig 10	• Domaine de stabilité des corps sédimentaires dans les environnements marins profonds en fonction des vitesses des courants près du fond et de la granulométrie des sédiments .....	23
Fig 11	• Profil de vitesse ( $u$ ) en présence d'un fond rugueux de longueur de rugosité $z_0$ (de grain – diamètre $D$ ) pour une hauteur d'eau $h$ . .....	24
Fig 12	• Vitesses orbitales induites par la propagation d'une houle pour une hauteur d'eau $h$ .....	25
Fig 13	• Influence des vagues sur le profil de courant lorsque la direction de propagation de la houle est (A) dans le même sens que le courant et (B) dans le sens opposé .....	25
Fig 14	• Diagramme de Shields .....	26
Fig 15	• (a) Composantes du courant tidal agissant sur une petite perturbation topographique du fond marin et (b) cellules de circulation mises en place sous l'effet de l'interaction entre courant et morphologie du fond .....	27
Fig 16	• Profils de vitesse à l'aplomb d'une dune .....	28
Fig 17	• Schéma des principales régions du flux au-dessus de dunes 2D asymétriques .....	29
Fig 18	• Écoulements moyens et turbulence au-dessus de (a) formes de fond 3D avec des variations de la hauteur de la crête et de (b) formes de fond 3D sinusoïdales avec des formes types « lobe » et « creux » .....	30
Fig 19	• Modes de transport des particules dans le cas d'un écoulement de la gauche vers la droite .....	31
Fig 20	• Superposition des trois modes de transport des particules non cohésives en fonction du rapport $u^*/u^*_{cr}$ .....	31
Fig 21	• Dynamique des dunes surimposées à une dune hôte : impact sur l'évolution de la dune .....	32
Fig 22	• Morphologie des dunes sur des pas de temps courts .....	33
Fig 23	• Modèles de structure interne des dunes subaquatiques pour différentes caractéristiques des forçages hydrodynamiques .....	37
Fig 24	• Comparaison de Modèles Numériques de Terrains issus de mesures réalisées avec des sondeurs mono- et multi-faisceau .....	41
Fig 25	• Bilan théorique d'incertitudes verticale et horizontale du navire bathymétrique Geosurveyor XI (GEOXYZ) utilisé lors des campagnes bathymétriques DUNES (2020) ....	41
Fig 26	• Principe de fonctionnement du lidar topo-bathymétrique (dans Lague et Feldmann, 2020) .....	42

Fig 27	• Exemple de sonogramme, d'un prélèvement sédimentaire (a) et d'extraits issus de vidéo sous-marine (b & c) réalisés sur un secteur couvert de dunes sous-marines au large de Dieppe .....	43
Fig 28	• Figure théorique de l'exploitation d'un signal acoustique monofaisceau - différents échos identifiables en amplitude .....	44
Fig 29	• Exemple d'analyse du signal monofaisceau par le système POSEIDON .....	44
Fig 30	• Exemple de classification des fonds sur la zone de Concarneau (campagne DYNSEDIM2016 - Shom) après traitement du sondeur monofaisceau par les logiciels SIVA et POSEIDON (rugosité/dureté) .....	45
Fig 31	• Exemple de profil sismique permettant la description de l'architecture interne de corps sédimentaires sableux .....	47
Fig 32	• Exemple de profil sismique permettant la description de l'architecture interne de corps sédimentaires sableux .....	47
Fig 33	• Exemple de profileurs de courant à effet Doppler .....	48
Fig 34	• Schéma illustrant les zones "blanches" d'une mesure de profileur de courant .....	49
Fig 35	• Composante verticale du courant issu de mesure de profileur acoustique à effet Doppler (ADP), à l'aplomb de dunes sous-marines (Lister Tief, mer du Nord) .....	51
Fig 36	• Bathymétrie du chenal Storraga (Norvège) à 3 périodes différentes (A-C), et changements survenus (différentiels bathymétriques) sur des périodes de 3 ans (D) et 4 - 5 mois (E) .....	53
Fig 37	• Différentiel bathymétrique d'une zone du Banc du Four entre 2009 et 2010 .....	54
Fig 38	• Exemple de canal à courant .....	56
Fig 39	• Images d'une expérience en canal sous courant unidirectionnel visant à étudier les échelles de temps liées à leur formation, leur état stable et la transition vers un lit plan supérieur .....	57
Fig 40	• Observations expérimentales de collision entre deux barkhanes .....	57
Fig 41	• Capture vidéo d'une expérience en canal à courant montrant une onde stationnaire au-dessus d'une antidune .....	58
Fig 42	• Isocontours des tourbillons 3D dans la traînée d'une barkhane .....	59
Fig 43	• Schéma de l'expérience sous un courant de gauche à droite et localisation des instruments .....	60
Fig 44	• Transport sédimentaire cumulé au cours des différentes expériences en canal .....	61
Fig 45	• Schéma de fonctionnement classique d'un modèle de processus d'évolution morphodynamique .....	62
Fig 46	• (a) Image du canal à courant (BAW, Karlsruhe, Germany) .(b) Vitesses longitudinales du courant au-dessus de dunes calculées par le modèle (TELEMAC3D .....	64
Fig 47	• Evolution temporelle du fond .....	65
Fig 48	• Influence de l'intensité du courant résiduel sur la hauteur de dune à l'équilibre et la vitesse de migration .....	65
Fig 49	• (a) Taux de croissance des dunes en fonction des vecteurs d'onde topographiques $k_x^*$ et $k_y^*$ . (b) Schéma de principe du vecteur d'onde topographique .....	67
Fig 50	• Circulation intense près du fond, catalyseur de la formation des dunes en régime tidal .....	67
Fig 51	• Evolution du fond pour quatre conditions de forçage différentes .....	69
Fig 52	• Evolution du fond pour six différentes configurations de tempête .....	70
Fig 53	• Quelques espèces de poissons caractéristiques des dunes sous-marines .....	74
Fig 54	• Photographies à la loupe binoculaire de quelques invertébrés caractéristiques des dunes au large de Dunkerque. ....	76
Fig 55	• Impacts de l'exploitation des matériaux marins sur le milieu .....	79

Fig 56	• Zone de dragage et de clapage des sédiments du Grand Port Maritime de Dunkerque .....	80
Fig 57	• Chalut de fond .....	81
Fig 58	• Câbles de télécommunication, câbles de puissance et pipelines présents dans le sud de la mer du Nord et le nord de la Manche Est .....	82
Fig 59	• Parcs éoliens en mer du Nord .....	83
Fig 60	• Différents types de fondations d'éoliennes en mer .....	83
Fig 61	• Poste électrique en mer .....	84
Fig 62	• Fondation monopieu installée dans une dune barchâne avec empreinte de la plateforme de forage (spudcan footprints) et du câble inter-éolienne .....	85
Fig 63	• a) Position de la barchâne (crête et pieds des flancs) en 2009, 2013, 2014 et 2015 b) Transects à travers la dune ; c) Transects à travers la dune et le monopieu; d) Transects montrant le développement de l'affouillement ; e) Transects montrant le développement de l'affouillement .....	86
Fig 64	• Migration d'une dune barchâne entre 2009 et 2015 au travers d'une fondation monopieu .....	88
Fig 65	• Répartition des bancs de la mer du Nord .....	93
Fig 66	• Circulations régionales à partir du courant cubique moyen adimensionné .....	93
Fig 67	• Répartition des dunes de la partie française de la mer du Nord répertoriées dans le SIG Dunes .....	94
Fig 68	• Extraits de levés bathymétriques réalisés au SMF dans le chenal de navigation de la mer du Nord .....	95
Fig 69	• Dynamique de deux barchânes dans le chenal de navigation au nord de Calais .....	96
Fig 70	• Localisation des bancs de la zone EMR Dunkerque et profils caractérisant leur morphologie .....	96
Fig 71	• Localisation des 796 grandes et 12 très grandes dunes de la zone EMR avec leur sens de déplacement et les zones de dunes à l'équilibre .....	97
Fig 72	• Carte de répartition des 3 classes de mégarides, réalisée à partir des données d'imagerie SMF .....	98
Fig 73	• Imbrication des différentes familles de mégarides, surimposées sur une dune .....	98
Fig 74	• Localisation des profils d'analyse des déplacements des grandes (A), moyennes (B) et petites (C) mégarides .....	99
Fig 75	• Répartition des dunes de Manche orientale répertoriées dans le SIG Dunes .....	100
Fig 76	• Caractéristiques des différents types de dunes observées sur la zone Dieppe - le Tréport .....	101
Fig 77	• Cadre morpho-sédimentaire de la zone englobant le parc éolien du Tréport basé sur le levé Shom 1993 et zoom sur la zone EMR du Tréport .....	101
Fig 78	• Caractéristiques des différents types de dunes observées sur la zone Dieppe - le Tréport .....	102
Fig 79	• Champ de dunes du plateau du Calvados .....	103
Fig 80	• Bancs et dunes de l'est Cotentin .....	104
Fig 81	• Dunes du corridor du Parc Eolien Centre Manche. a : corridor pour le passage des câbles à l'extrémité du Banc de la Rade ; b : Dune trochoïdale sur la zone corridor .....	104
Fig 82	• Répartition des dunes du golfe Normano-breton répertoriées dans le SIG Dunes .....	105
Fig 83	• Caractéristiques des dunes du raz Blanchard, a : levé SMF et profil recoupant les dunes, b : comparaison des MNT bathymétriques de 2012 et 2013 mettant en évidence une dynamique des dunes .....	106
Fig 84	• a : localisation et liste des bancs et champs de dunes du Golfe Normand-Breton, b et c : MNT du Banc de la Schôle et délimitation des dunes le couvrant (Shom, 1999), d : couplage	

	des données Lidar LITTO3D et SMF du champ de dunes de Granville, e : Dunes des Erehous .....	107
<b>Fig 85</b>	• Répartition des dunes et bancs de la baie de Saint-Brieuc reportés sur la carte des formations superficielles de l'anse de Paimpol à Saint-Malo .....	108
<b>Fig 86</b>	• Répartition des dunes et bancs de la baie de Morlaix reportés sur la carte de natures de fond 7151G .....	109
<b>Fig 87</b>	• Dunes couvrant la plateforme continentale au nord de la Bretagne .....	110
<b>Fig 88</b>	• Crêtes de dunes composites et grands domaines du nord-Bretagne caractérisés par les sens de déplacement des dunes définis à partir de leur morphologie .....	110
<b>Fig 89</b>	• Répartition des bancs a : de mer Celtique avec en surimposition les dunes recensées dans le SIG Dunes et b : de mer d'Iroise .....	111
<b>Fig 90</b>	• Répartition des dunes de la mer Celtique représentées par leurs crêtes le long de profils et dans les 12 secteurs hydrographiés, et répertoriées dans le SIG Dunes ...	112
<b>Fig 91</b>	• Champ de dunes de Portsall avec les crêtes de dunes figurées selon leur hauteur et comprenant au sud des barkhanes géantes, et en son centre un corridor d'érosion de part et d'autre de l'épave du Flimston .....	113
<b>Fig 92</b>	• MNT bathymétriques des dunes des bancs du Four et d'Ouessant .....	114
<b>Fig 93</b>	• Champ de dunes au sud-ouest d'Ouessant associé à un relief rocheux et composé de dunes transverses plurikilométriques et de dunes trochoïdales (zoom) .....	115
<b>Fig 94</b>	• Champ de dunes autour de l'épave du Gino composé de dunes transverses de 1 à 8 mètres de hauteur .....	116
<b>Fig 95</b>	• Champ de dunes du rail de navigation descendant. Crêtes de dunes du SIG Dunes reportées sur l'imagerie SMF. Zoom : répartition des containers et débris sur les dunes avec localement des traces d'affouillement .....	117
<b>Fig 96</b>	• Relation entre un banc de la mer Celtique (banc Parsons) et des dunes surimposées, parfois trochoïdales .....	117
<b>Fig 97</b>	• Champ de dune à deux directions de transit avec la création de dunes découpées, et mini dunes trochoïdales .....	118
<b>Fig 98</b>	• Champ de dunes de la bordure du talus continental présentant différentes directions de déplacement des dunes le long de la pente, vers le et vers le talus .....	119
<b>Fig 99</b>	• Dunes du golfe du Morbihan .....	120
<b>Fig 100</b>	• Banc de la Blanche et barkhanes au nord de l'île de Noirmoutier .....	121
<b>Fig 101</b>	• Longe de Boyard et les champs de dunes des pertuis charentais .....	122
<b>Fig 102</b>	• Répartition des bancs et dunes dans l'estuaire de la Gironde .....	123
<b>Fig 103</b>	• Répartition des bancs et dunes dans le chenal du bassin d'Arcachon .....	124
<b>Fig 104</b>	• Seul champ de dunes répertorié sur les côtes de Méditerranée françaises .....	125
<b>Fig 105</b>	• Fraction de sable dans les sols et répartition des dunes éoliennes décrites dans la littérature scientifique à partir des données satellitaires .....	126
<b>Fig 106</b>	• Répartition des dunes et champs de dunes replacée sur les vitesses de courants près du fond .....	127
<b>Fig 107</b>	• Répartition mondiale des dunes sous-marines .....	128
<b>Fig 108</b>	• Répartition des dunes sous-marines américaines décrites dans la littérature scientifique .....	129
<b>Fig 109</b>	• Répartition des dunes sous-marines d'Afrique et d'Asie décrites dans la littérature scientifique .....	130
<b>Fig 110</b>	• Répartition des dunes sous-marines européennes décrites dans la littérature scientifique .....	131

## Liste des tableaux

Page

<b>Tableau 1</b>	• Classification usuelle des corps sédimentaires en fonction de leurs dimensions (Ferret 2011, d'après Berné 1989 et Ashley 1990). .....	15
<b>Tableau 2</b>	• Présentation des outils disponibles pour étudier la morphodynamique des corps sédimentaires en fonction des échelles de temps pour lesquelles ils sont adaptés. ....	52
<b>Tableau 3</b>	• Synthèse des approches de modélisation numérique. ....	71
<b>Tableau 4</b>	• Références portant sur la résilience des écosystèmes dunaires suite à un stress d'origine anthropique .....	90

## Acronymes

<b>ACP</b>	Analyse en composantes principales
<b>ACVP</b>	Acoustic Concentration and Velocity Profiler
<b>ADCP</b>	Acoustic Doppler Current Profiler (profileur de courant à effet Doppler)
<b>ADV</b>	Acoustic Doppler Velocimeter
<b>CM</b>	Conceptual Models
<b>EMR</b>	Energies marines renouvelables
<b>EPS</b>	Extracellular Polymeric Substance
<b>FGM</b>	Fastest Growing Mode
<b>FPBM</b>	Full Process-Based Models
<b>GNSS</b>	Global Navigation Satellite Systems
<b>IPBM</b>	Idealised Process-Based Models
<b>MARID</b>	Marine and River Dune Dynamics
<b>MF</b>	Morphological Factor
<b>MNT</b>	Modèle numérique de terrain
<b>OWF</b>	Offshore Wind Farm
<b>PIV</b>	Particle Image Velocimetry
<b>SEPM</b>	Society of Economic Paleontologist and Mineralogists
<b>SIG</b>	Système d'information géographique
<b>SMF</b>	Sondeur multifaisceau
<b>THR</b>	Sismique très haute résolution
<b>UXO</b>	Unexploded Ordnance (munitions non explosées)

## Remerciements

Ce travail a bénéficié d'un financement de France Energies Marines, de ses membres et partenaires, ainsi que d'une aide de l'Etat gérée par l'Agence Nationale de la Recherche au titre du programme des Investissements d'Avenir (ANR-10-IEED-0006-17).

## Introduction

### • Objets sédimentaires dynamiques

Dès que des grains, comme des silts, des sables ou des galets, sont mis en mouvement par un fluide comme l'air ou l'eau, ils s'accumulent en formant des objets sédimentaires tels que les dunes (Figure 1A). Leurs dimensions et leur forme dépendent de la quantité de particules disponibles et de l'action du fluide qui les façonne.

Ces structures sédimentaires sont ubiquistes, c'est-à-dire qu'elles se retrouvent dans tous les environnements où se rencontrent des sédiments non cohésifs et un fluide. Les dunes sont ainsi présentes de la planète Mars jusqu'aux grands fonds océaniques. Les immenses champs de dunes désertiques (Figure 1B) et les dunes éoliennes présentes sur le littoral sont très connus depuis longtemps car ils sont observables à l'œil nu et par satellite. C'est par le biais de l'étude de ces dunes facilement observables depuis plus d'un siècle qu'ont été caractérisées leurs formes (transverses, en croissant, en étoile, trochoïdales, etc.) et la physique de leur dynamique.

Les dunes peuvent également être générées par l'hydrodynamisme au fond des rivières, des lacs et des mers. Ces dunes immergées sont beaucoup plus discrètes et donc moins bien connues. Elles couvrent pourtant de vastes zones de plusieurs centaines de kilomètres dans les mers Celtique, du Nord (Figure 1C) et de Chine. Le présent document concerne spécifiquement les dunes sous-marines qui sont à distinguer des dunes fluviales et des dunes éoliennes. Ces dunes sous-marines se déplacent sur le fond selon un mouvement régulier et prévisible lié à l'hydrodynamisme des courants de marée et de houle et au stock sédimentaire.

### • L'importance de l'essor des techniques d'imagerie dans l'étude des dunes sous-marines

Avant l'apparition de l'imagerie par sonar latéral dans les années 1970, il n'était pas possible d'observer une dune ou un champ de dunes sous-marines dans sa globalité. A la fin des années 1980, l'arrivée des sondeurs multifaisceaux a permis d'obtenir une vision surfacique de la morphologie des fonds marins. L'apparition de ces deux technologies a été une révolution pour la connaissance de la morphologie des dunes sous-marines et de leur répartition. Durant cette période, les systèmes de positionnement avaient une précision du même ordre de grandeur que la dynamique des dunes elles-mêmes. Les dunes sous-marines étaient donc étudiées sous l'angle d'objets statiques. Seul le GPS différentiel, apparu dans les années 1990 et généralisé dans les années 2000, a permis de confirmer l'existence d'une dynamique des dunes sous-marines en améliorant la précision de la position des levés bathymétriques. Continues depuis deux décennies, les innovations technologiques du sondeur multifaisceau ont permis d'améliorer la résolution des levés bathymétriques et de pouvoir étudier les dunes sous-marines avec précision. Chaque année, moins de 1 % des plateformes continentales de France ou de Grande-Bretagne sont hydrographiées. Du fait de leur coût en temps et en argent, les levés bathymétriques récurrents permettant de bien comprendre la dynamique des dunes sous-marines sont rares. Seuls quelques rares sites ateliers dédiés à la recherche permettent une telle étude. C'est le cas de Dunkerque dont les dunes ont été étudiées à des pas de temps courts dans le cadre du projet DUNES. Seule la modélisation physique et numérique permet l'observation continue de la dynamique des dunes dans milieu contrôlé.

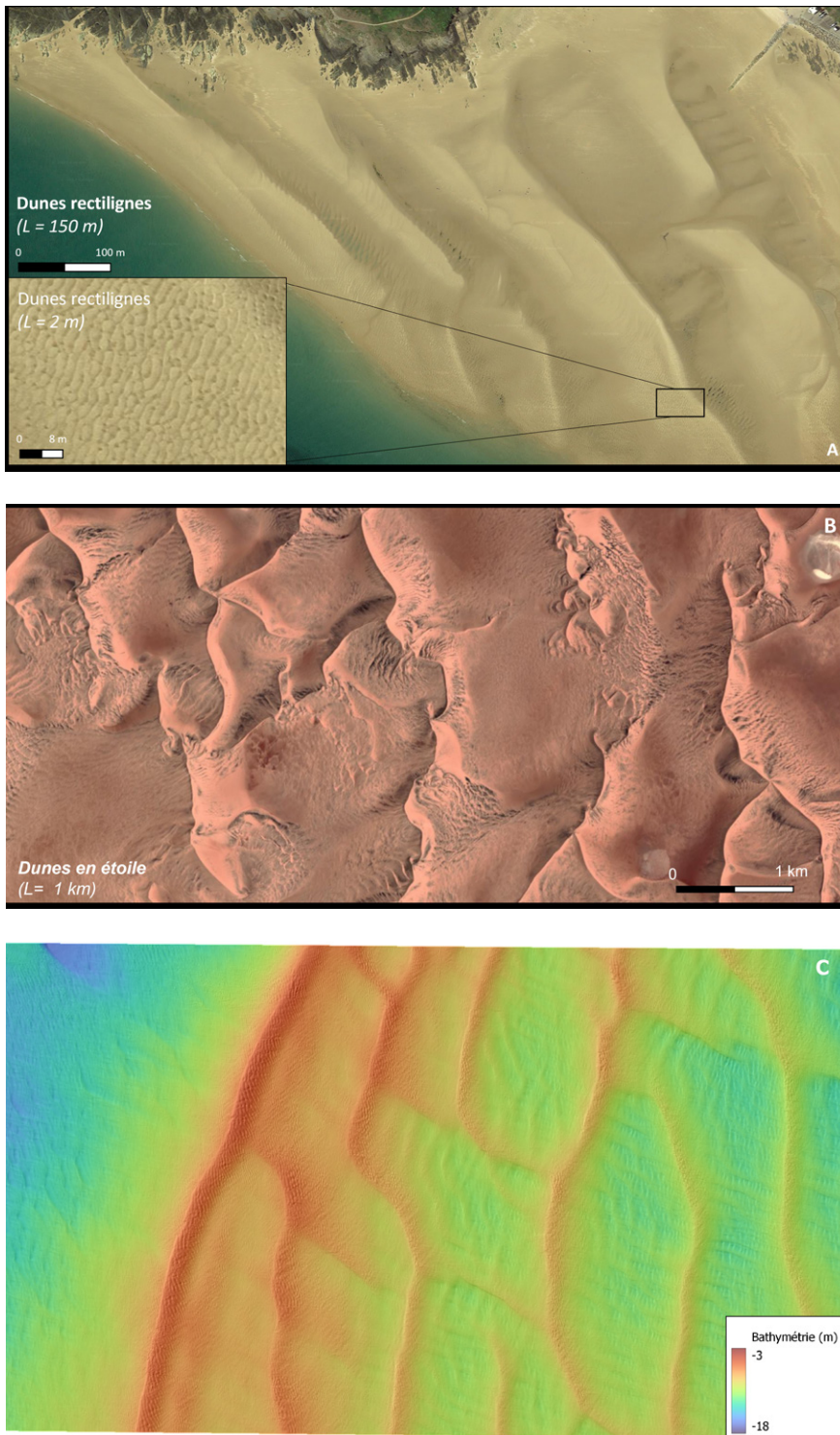


Fig. 1 : (A) Dunes tidales de Barneville-Carteret, (B) Dunes dans le désert et (C) Dunes sous-marines au large de Dunkerque.

## 1. LES DUNES SOUS-MARINES, DES CORPS SÉDIMENTAIRES DYNAMIQUES

**Auteurs : Aurélien Gangloff, Olivier Blanpain, Sophie Le Bot, Maëlle Nexer, Thierry Garlan**

*Cette synthèse s'appuie sur les synthèses bibliographiques menées dans le cadre des travaux de S. Berné (Berné, 1991), S. Le Bot (Le Bot, 2001), T. Garlan (Garlan, 2004) et Y. Ferret (Ferret, 2011), ainsi que sur une analyse bibliographique des publications plus récentes.*

Les corps sédimentaires subaquatiques résultent du transport sédimentaire généré par l'interaction entre fluide et sédiment meuble, et peuvent être allongés parallèlement (e.g. banc, sillon) ou perpendiculairement aux courants dominants (e.g. dunes, rides). La présence de ces corps sédimentaires dépend de la vitesse des courants et du disponible sédimentaire (i.e. quantité de sédiment disponible et mobilisable par les courants) (Belderson *et al.*, 1982 ; Stow *et al.*, 2009).

Les dunes subaquatiques apparaissent lorsque les vitesses de courant sont supérieures à 0,4 m/s, pour des profondeurs supérieures au mètre et lorsque le disponible sédimentaire est modéré à élevé. Connues à toutes les latitudes, les dunes subaquatiques se forment dans de nombreux environnements aquatiques naturels soumis à des forçages hydrodynamiques variés, que ce soit en milieu fluvial (Carling *et al.*, 2000 ; Eilertsen *et al.*, 2008 ; Kostaschuk *et al.*, 2004 ; e.g. Kostaschuk & Villard, 1996 ; Mewis, 2004 ; Parsons *et al.*, 2004), estuarien (Berné *et al.*, 1993 ; Bokuniewicz *et al.*, 1977 ; Carling *et al.*, 2006 ; Cirac *et al.*, 2000 ; Francken *et al.*, 2004) ou marin, où les dunes sont rencontrées depuis les plateaux continentaux jusqu'à leurs rebords (Bassetti *et al.*, 2006 ; Berné, 1991 ; Berné *et al.*, 1988 ; Cartier, 2008 ; Dalrymple, 1984 ; Fenster *et al.*, 1990 ; Ferret *et al.*, 2010 ; Idier *et al.*, 2002 ; James, 2008 ; Le Bot and Trentesaux, 2004 ;

McCave, 1971 ; McCave & Langhorne, 1982 ; Passchier, 2004 ; Terwindt, 1971 ; Van Landeghem *et al.*, 2009 ; Zhou *et al.*, 2020).

La terminologie de description des dunes a souvent été confuse, plusieurs définitions étant utilisées pour désigner les mêmes objets, en raison des nombreuses spécialités impliquées (sédimentologie, géographie, géologie, océanographie, ingénierie, etc.) et des approches variées (expérimentation en laboratoire, mesures *in situ*, modélisation numérique, etc.) donnant lieu à des appellations diverses pour décrire l'objet « dunes » (e.g. mégarides, ridens, sandwaves, dunes hydrauliques). Depuis 1990, une clarification des termes par le groupe de recherche Bedforms and Bedding Structures de la Society of Economic Paleontologists and Mineralogists (SEPM) a conduit à l'utilisation du seul terme « dunes » pour désigner l'ensemble des formes transverses au courant comprises entre les rides (de hauteur et espacement respectivement inférieurs à 0,06 m et 0,6 m) et le lit plan supérieur (Ashley, 1990). La précision « dunes sous-marines » permet de les distinguer des dunes fluviales et des dunes éoliennes. La présente synthèse traitera des dunes sous-marines, soumises à l'action des courants de marée et des tempêtes (vent, houle), forçages typiquement rencontrés sur les plateaux continentaux.

### 1.1. Caractérisation des dunes sous-marines

Les hauteurs d'eau rencontrées sur les plateaux continentaux permettent le développement de dunes de grandes dimensions (plusieurs mètres de hauteur et plusieurs centaines de mètres de longueur d'onde) en comparaison aux dunes rencontrées dans les milieux fluviaux ou estuariens. Ces dunes sont par contre beaucoup plus petites que les dunes éoliennes dont les hauteurs peuvent dépasser la centaine de mètres. Des

dunes de dimensions très différentes peuvent être rencontrées dans le domaine marin et trois critères descriptifs ont été sélectionnés pour différencier les dunes (Ashley, 1990). Le critère de premier ordre est la taille des dunes, mesurée en termes d'étalement (largeur de la dune et espacement entre deux dunes). Le critère de deuxième ordre est la forme des dunes, qui peuvent être divisées en deux groupes : les

formes bidimensionnelles (2D), à crête linéaire, et les formes tridimensionnelles (3D), à crête sinueuse, formées dans des contextes sédimentaires et des conditions hydrodynamiques différents. Des critères de troisième ordre peuvent également être pris en compte lorsque cela est faisable, comme des paramètres morphologiques (e.g. angles des pentes, indices de symétrie), la manière dont elles s'organisent en champs ou encore le contexte hydrodynamique du milieu contrôlant l'évolution temporelle des dunes.

Berné (1991) a distingué deux types de dunes sous-marines en fonction de l'agent dynamique responsable de leur formation et de leur

évolution :

- les dunes tidales pour lesquelles l'agent essentiel est la marée et ses courants associés
- les dunes non-tidales, contrôlées par les phénomènes d'origine atmosphérique (e.g. vents, houles, courants de dérive ; Harris, 1991, Li & Amos, 1999), par les courants océaniques (e.g. Ikehara & Kinoshita, 1994), les ondes internes (e.g. Karl *et al.*, 1986) ou encore les écoulements gravitaires sur le rebord des plates-formes et le talus continental.

Cette synthèse s'intéressera particulièrement aux dunes tidales, classiquement rencontrées sur les plateaux continentaux en mer macrotidale.

### 1.1.1. Morphologie

#### Taille et espacement des dunes sous-marines

Les dunes sous-marines sont décrites sur la base de paramètres morphologiques transversaux (Figure 2-A) et longitudinaux (Figure 2-B), mesurés respectivement perpendiculairement et parallèlement à la direction principale d'allongement de la figure sédimentaire. Si les dunes sont en équilibre avec le milieu dans lequel elles se trouvent, les valeurs de ces différents paramètres traduisent les conditions environnementales du milieu.

L'amplitude (ou hauteur,  $H$  – exprimée en mètres) correspond à la distance entre le sommet et la base de la dune, mesurée perpendiculairement au plan sur lequel elle repose. Dans le cas où les dunes se disposent de façon périodique, la longueur d'onde est la distance entre deux crêtes consécutives. Dans le cas où les dunes sont isolées, cette grandeur est régulièrement substituée par la largeur  $L$  de la dune qui correspond à la distance horizontale mesurée du pied de dune amont au pied de dune aval dans le sens du courant (Berné, 1991 ; Vicaire, 1991) (Figure 2).

En domaine aquatique, la hauteur et la longueur d'onde des dunes varient énormément en fonction des conditions environnementales. Il est estimé que les hauteurs et longueurs d'onde associées à des dunes tidales sont généralement

comprises entre, respectivement, 6 cm et une vingtaine de mètres, et entre 60 cm et plusieurs centaines de mètres (Allen, 1982a ; Ashley, 1990 ; Berné *et al.*, 1989 ; Costello and Southard, 1981 ; Sumer and Bakioglu, 1984). Les figures sédimentaires transverses de moins de 6 cm de hauteur et espacées de moins de 60 cm sont appelées « rides » (Allen, 1982a ; Sumer and Bakioglu, 1984). Lorsque le stock de sédiment meuble est pauvre, des formes de fond périodiques peuvent se former et correspondent à des barkhanes (e.g. Le Bot et Trentesaux, 2004) ou à des monticules caractérisés par des longueurs d'onde plus grandes que pour des dunes tidales (Porcile *et al.*, 2017).

L'amplitude (la hauteur) des dunes sous-marines est rarement supérieure à une vingtaine de mètres. Néanmoins, des structures sédimentaires transverses aux dimensions supérieures ont déjà été observées. Twichell (1983) a observé des dunes géantes recouvrant le banc George, à la limite externe de la plate-forme continentale du Massachusetts, atteignant une hauteur de 25 m. Mosher & Thomson (2000) ont eux-aussi noté une telle amplitude au large des côtes canadiennes, dans le détroit de "Juan de Fuca", par des fonds de 60 m et plus. Plus récemment, van Landeghem *et al.* (2009), lors d'une étude des

caractéristiques des dunes en mer d'Irlande, ont observé des dunes établies en champ à une profondeur de 91,5 m, dont l'amplitude était de 35,5 m. Garlan *et al.* (2013) ont observé des dunes d'une hauteur supérieure à 30 m en mer Celtique et remarqué que les plus hautes dunes (> 22 m) présentent une morphologie particulière (dunes trochoïdales). Ces dernières présentent une crête rectiligne avec des flancs symétriques et des dépressions à leurs extrémités, indiquant potentiellement un mode de mise en place et de

développement particulier. Zhou *et al.* (2020) ont quant à eux identifié des dunes de 22,5 m dans le détroit de Taïwan à une profondeur d'environ 40 m.

Concernant la longueur d'onde, Allen (1982b) estime, en se basant sur 25 études, que la valeur maximale est de 1000 m. Cependant, Le Bot (2001) rappelle que cette notion de longueur d'onde est parfois soumise à caution puisque certaines dunes apparaissent comme des formes isolées ou d'espacement très irrégulier.

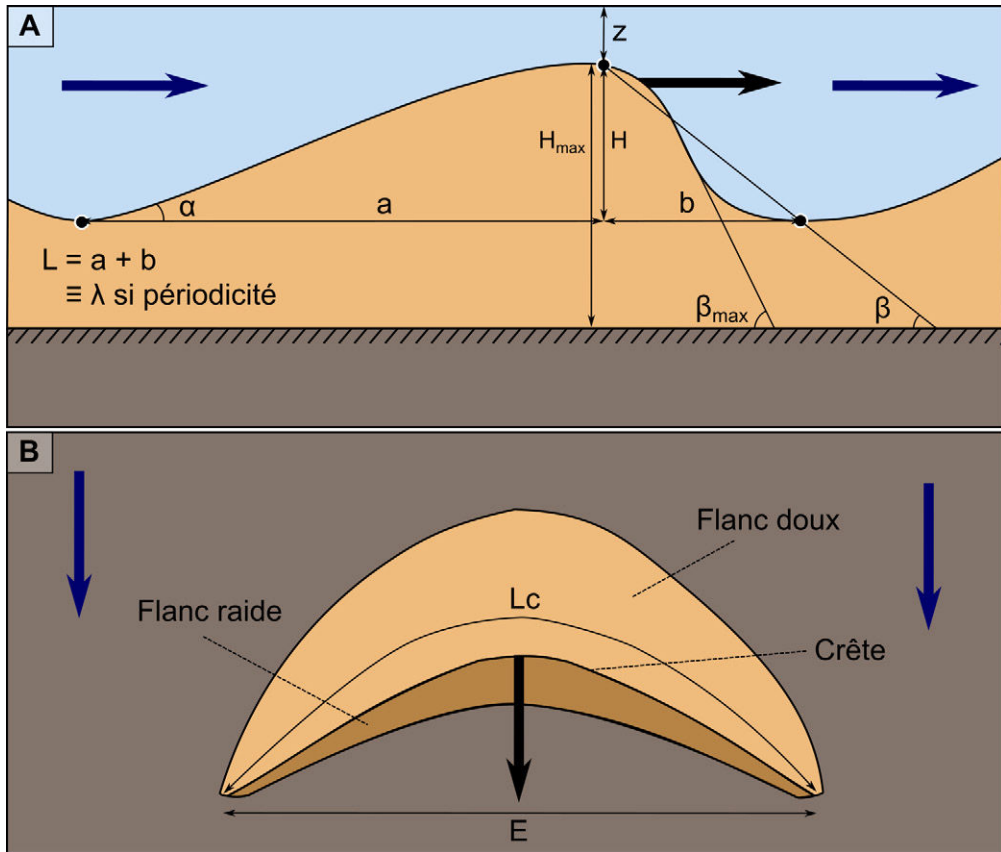


Fig. 2 : Caractéristiques physiques d'une forme transverse au courant (rides et dunes). (A) Paramètres transversaux (vue en coupe de la dune) et (B) paramètres longitudinaux (dune isolée vue du dessus). Les flèches bleues représentent la direction du courant tandis que la flèche noire au sommet de la dune représente la direction de migration de cette dernière. L'exagération verticale est de l'ordre de 5.  $a$  : longueur du flanc doux ;  $b$  : longueur du flanc raide ;  $L = a + b$  : longueur d'onde ;  $H$  : amplitude ;  $H_{max}$  : épaisseur du « set » ;  $\alpha$  : pente du flanc doux ;  $\beta$  : pente du flanc raide ;  $\beta_{max}$  : pente maxi du flanc raide ;  $L_c$  : longueur réelle de la crête ;  $E$  : extension latérale de la crête ;  $z$  : hauteur d'eau au niveau de la crête. Adapté de Berné (1991).

Quatre sous-classes de dunes sous-marines sont distinguées en fonction de leur longueur d'onde : les « petites », « moyennes », « grandes » et « très grandes dunes » (également rencontrées sous le terme de « dunes géantes »). Plusieurs travaux ont permis d'établir des relations entre la longueur d'onde et la hauteur des dunes sous-marines (Allen, 1968 ; Dalrymple *et al.*, 1978 ; Flemming, 1988 ; Francken *et al.*, 2004 ; Van Landeghem *et al.*, 2009) (Figure 3). En fonction des études, les prévisions diffèrent légèrement : bien qu'une corrélation forte existe entre

hauteur et longueur d'onde, l'environnement dans lequel se trouvent les dunes influence la relation. Celle établie par Flemming (1988),  $H = 0,0677\lambda^{0,8098}$  est utilisée pour définir les gammes de hauteurs associées aux différentes classes de dunes (Tableau 1).

À partir de nombreuses observations *in situ*, Flemming (1988, 2000) a également déterminé une relation permettant de prédire la hauteur maximale pouvant être atteinte pour une dune d'une longueur d'onde donnée :  $H_{\max} = 0,16\lambda^{0,84}$  (Figure 3).

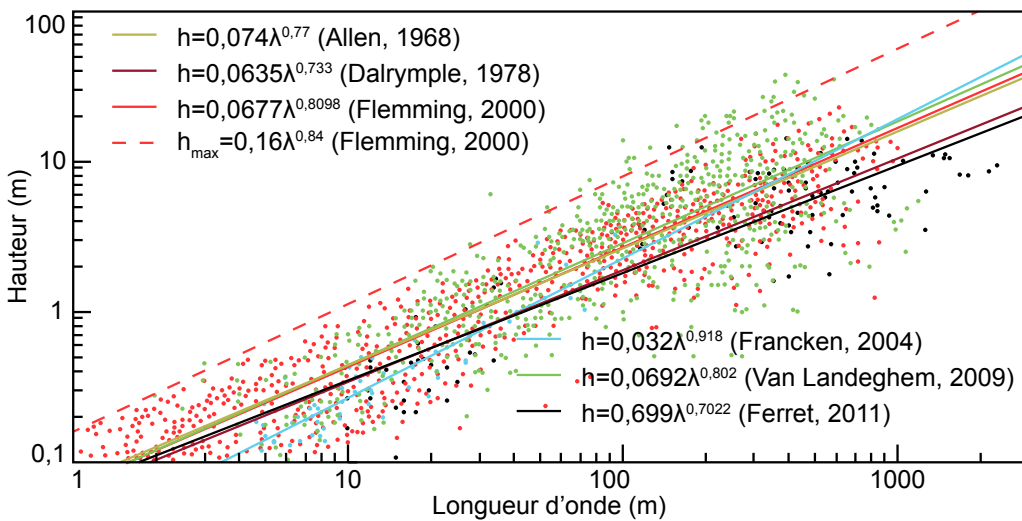


Fig. 3 : Relations entre amplitude et longueur d'onde des dunes (Franzetti, 2014).

	Corps sédimentaires					
	Rides	Dunes				Bancs
		Petites	Moyennes	Grandes	Très grandes (géantes)	
<b>Direction de la crête par rapport au courant</b>	Perpendiculaire	Perpendiculaire	Perpendiculaire	Perpendiculaire	Perpendiculaire	Parallèle
<b>Amplitude (m)</b>	< 0,06	0,06 - 0,25	0,25 - 0,5	0,5 - 3	> 3	> 10
<b>Longueur d'onde (m)</b>	< 0,6	0,6 - 5	5 - 10	10 - 100	> 100	> 1000

Tab. 1 : Classification usuelle des corps sédimentaires en fonction de leurs dimensions (Ferret 2011, d'après Berné 1989 et Ashley 1990).

### Morphologie transversale

Un autre critère permettant de décrire les dunes est la forme de leur profil vertical. Elle représente essentiellement un intérêt descriptif et les descriptions données ici, d'après la classification de van Veen (1935), ne couvrent d'ailleurs pas tous les types de morphologie rencontrés dans la nature (Berné, 1991).

Lorsque les pentes des flancs sont identiques, la dune est dite symétrique et traduit des courants de marée symétriques ou une action importante de la houle (Figure 4A). La dune est dite asymétrique lorsqu'il est possible de distinguer un flanc doux et long d'un flanc raide et court (Figure 4B). Les dunes asymétriques peuvent être rencontrées dans les environnements tidaux où les courants s'inversent régulièrement avec une des phases de la marée dominant l'autre en intensité et/ou en durée. Dans le cas de dunes asymétriques, le flanc raide est orienté dans la direction du courant dominant, définissant la polarité de la dune (e.g. si le flanc raide est orienté vers le sud, alors la dune sera dite « de polarité sud »). Les dunes étant des structures actives en mouve-

ment, la forme transversale mesurée peut n'être que le reflet des derniers forçages hydrauliques ayant agi sur la mobilisation sédimentaire. La dune pourrait alors présenter une morphologie transversale différente quelques heures ou plusieurs jours plus tard.

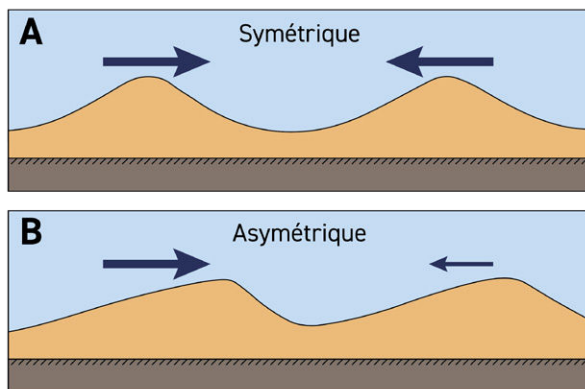


Fig. 4 : Morphologie transversale de dunes (A) symétriques et (B) asymétriques. Les flèches représentent l'orientation des courants et leur intensité. L'exagération verticale est de l'ordre de 5.

### Pendage des flancs

La pente (ou pendage) des flancs de dunes varie en fonction du type de dune. Cette valeur correspond à l'angle du tiers le plus pentu d'une face de la dune lorsque le flanc n'est pas uniforme. Belderson *et al.* (1982) ont réalisé une compilation des valeurs de pentes en se basant sur l'étude de 25 sites différents. Ils ont noté que les pentes des dunes symétriques varient généralement entre 10° et 20°. Pour les dunes asymétriques, deux catégories de dunes sont distinguées en fonction de leurs dimensions et des pentes des flancs raides : (i) les dunes dont l'amplitude est inférieure à 2 m, qui ont des pentes comprises entre 17° et 35° (angle de stabilité maximum d'un sable moyen), en général supérieures à 20°, (ii) les dunes dont la hauteur est supérieure à 2 m, pour lesquelles les pentes sont comprises entre 4° et 30°, mais presque toujours inférieure à 20°. Leurs flancs doux présentent des pendages généralement compris entre 0,5° et 4°. L'importante gamme de valeurs de pentes est principale-

ment liée au degré d'activité des dunes. Plus les dunes sont actives, plus les pentes des flancs raides ont des valeurs élevées. Au contraire, les formes temporairement moribondes subissent un lissage de leurs faces. D'autres facteurs, tels que la granulométrie du sédiment dunaire ou le mode de transport dominant de ce sédiment (Kostaschuk & Villard, 1996) permettent également d'expliquer cette variabilité. Par exemple, lorsque les courants n'excèdent que rarement la vitesse critique d'entraînement du sédiment et que le transport est faible, les grandes dunes ont des pentes faibles (< 15°) (Le Bot, 2001).

Dans le but de décrire la symétrie des dunes, Allen (1982b) a défini l'indice de symétrie d'une dune comme étant le rapport entre les longueurs projetées des flancs doux et raides ( $a/b$ , Figure 2-A). Plus ce rapport est élevé, plus la dune est asymétrique. Cet indice est généralement compris entre 1 et 6.

## Morphologie longitudinale

Les dunes sous-marines peuvent également être caractérisées grâce à leurs morphologies longitudinales (Figure 2-B) : l'extension latérale  $E$  de la dune et la longueur réelle de la crête  $L_c$  peuvent être mesurées à partir de données bathymétriques. Dans la littérature, ces grandeurs sont rarement utilisées lors de la description des dunes. Néanmoins, Flemming (1980) a signalé, sur la plate-forme du sud-est de l'Afrique du Sud, de grandes dunes dont l'extension latérale est de plusieurs kilomètres.

Selon la forme de la crête des dunes, qui peut être rectiligne ou sinueuse, les dunes peuvent être respectivement classées en formes bi- ou tri-dimensionnelles (Berné *et al.*, 1989) (Figure 5).

Les dunes étant des corps sédimentaires en équilibre avec les conditions environnementales, la sinuosité de la dune renseigne donc sur ces dernières. Dans la plupart des cas, il existe une relation claire entre la forme de la crête et le

courant. Lors d'une augmentation de la vitesse du courant, les formes bi-dimensionnelles se forment avant les formes tri-dimensionnelles, en place pour des vitesses de courant élevées (Baas, 1994 ; Costello & Southard, 1981 ; Southard & Boguchwal, 1990 ; Venditti *et al.*, 2005a). La sinuosité croît également avec la granulométrie du sédiment (Flemming, 2019) et la quantité de sédiment disponible (Dréano *et al.*, 2010 ; Vah *et al.*, 2020). Par exemple, les barkhanes se mettent généralement en place dans des environnements appauvris en sédiments (Belderson *et al.*, 1982). Selon Ernstsens *et al.* (2004), le développement des dunes de type barkhane peut aussi être lié à une variation latérale des caractéristiques granulométriques du sédiment dunaire, ce qui induit des vitesses de migration différentes du centre et des extrémités de la dune. La présence de forces cohésives (e.g. organismes vivants) dans le sédiment peut également être citée (Baas *et al.*, 2016 ; Malarkey *et al.*, 2015).

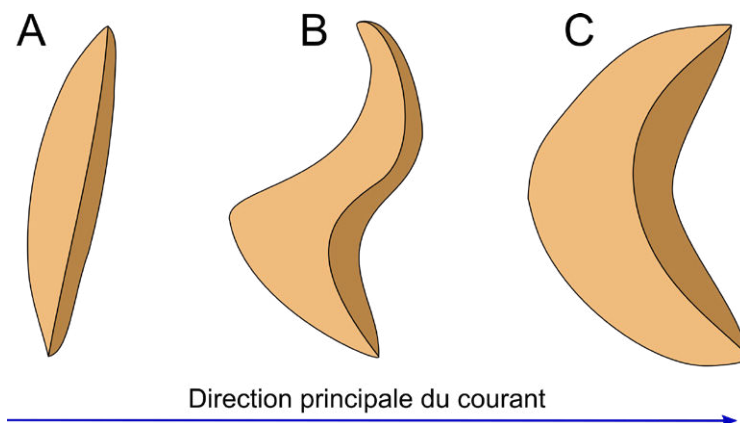


Fig. 5 : Classification des dunes selon la sinuosité de leur crête : dune bidimensionnelle (A) ou tridimensionnelle (B et C) (d'après Berné *et al.* (1989), modifié). (A) Dune rectiligne, (B) Dune sinueuse (ou lingoïde en 3D), (C) Barkhane.

Un indice permettant de décrire le caractère sinueux d'une dune a été défini par Dalrymple (1984). Il correspond au rapport entre l'extension longitudinale de la dune et la longueur réelle de

sa crête  $E/L_c$ . Ainsi, plus il est proche de 1, plus la dune tend à être linéaire ; à l'inverse, plus il est proche de 0, plus la dune est sinueuse.

### Agencement des dunes

Les dunes sont généralement groupées en champs, sous forme d'ondulations périodiques (Figure 6), mais peuvent aussi être isolées ou non-périodiques (e.g. barkhanes) lorsque le stock sédimentaire disponible est faible. En fonction des conditions environnementales (hydrodynamique, granulométrie, disponible sédimentaire, etc.), les champs de dunes peuvent adopter des formes variées. La

mise en place d'un champ de dunes dépend essentiellement du stock sédimentaire disponible. Plus ce dernier est important, plus les dunes auront tendance à se structurer en champs. Lorsqu'elles sont assemblées en champs, les dunes à crêtes rectilignes et celles à crêtes sinueuses présentent généralement une longueur d'onde régulière et irrégulière, respectivement (Le Bot, 2001).

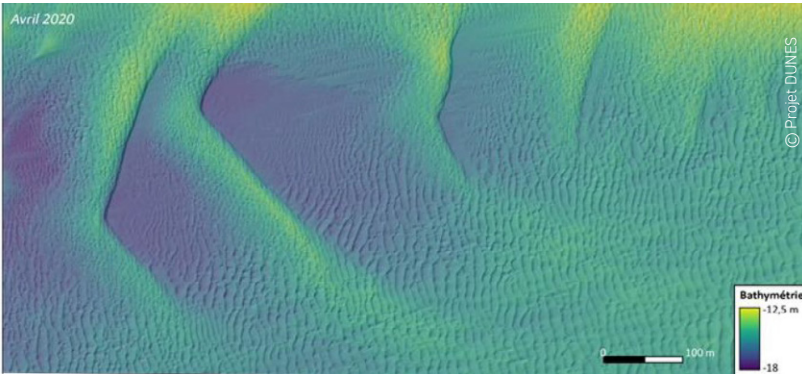


Fig. 6 : Dunes barkhanes au large de Dunkerque, au niveau de la boîte n°1. Modèle numérique de terrain basé sur des mesures bathymétriques réalisées en mars 2020 [projet DUNES - France Energies Marines].

### Corps surimposés

Il est courant de voir les flancs des dunes couverts de formes sédimentaires secondaires (Figure 7). Sur de grandes dunes (longueurs d'onde de l'ordre de la centaine de mètres), qui peuvent elles-mêmes se trouver en champs sur des structures sédimentaires plus grandes tels que des bancs sableux (espacements de l'ordre du kilomètre), sont généralement surimposées des petites à moyennes dunes (longueurs d'onde de l'ordre de la dizaine de mètres), elles-mêmes surimposées de rides (longueurs d'onde de l'ordre du dixième de mètre). Selon Dewez (1988), pour que de telles structures superficielles se mettent en place, la pente ne doit pas excéder 15°, ce qui explique qu'elles se trouvent généralement sur le flanc doux des dunes hôtes. L'orientation de ces formes secondaires diffère généralement de la direction de la crête de dune suivant une vaste gamme d'angles variant de 10° à 90° (Carling *et al.*, 2000 ; Le Bot, 2001 ; McCave and Langhorne, 1982). L'amplitude des corps surimposés varie de quelques centimètres à quelques mètres, leur longueur d'onde peut atteindre plusieurs dizaines de mètres (Terwindt, 1971) et ils montrent généralement un profil fortement asymétrique.

La présence de ces structures surimposées est souvent indicatrice d'une dynamique sédimentaire active : elles se forment au pied de la dune et migrent le long du flanc doux en direction de la crête. En se rapprochant de la crête, leur amplitude augmente et leur longueur d'onde diminue, le courant y étant plus important (Carling *et al.*, 2000 ; McCave, 1971). Lors d'épisodes de tempêtes saisonnières, Passchier & Kleinhan (2004) ont observé que des dunes surimposées tridimensionnelles peuvent se former sur les dunes.

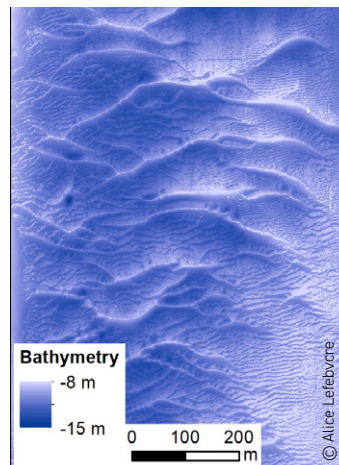


Fig. 7 : Corps surimposés à des dunes sous-marines dans un chenal tidal du Danemark (Knudedyb).

### 1.1.2. Influence des paramètres du milieu

L'occurrence des dunes sous-marines, ainsi que leur morphologie et leurs dimensions, dépendent principalement de (i) la vitesse des courants, (ii) la granulométrie du sédiment dunaire, et (iii) la hauteur d'eau (profondeur). Sur la base de mesures *in situ* ou d'expérimentations en canal, le domaine de stabilité des dunes a pu être précisé en fonction de ces paramètres.

#### Influence de l'écoulement

Selon la vitesse de l'écoulement et son régime, différentes figures sédimentaires peuvent se mettre en place. Les dunes se développent à partir de rides de plus petites dimensions lorsque l'intensité du courant augmente. On observe des dunes sous-marines quand l'écoulement moyen est compris entre 0,4 et 3 m/s (e.g. Zanke, 1976 ; Chamley, 1987 ; Carling, 1999), et que la direction des courants est privilégiée (e.g. courants océaniques, de houle, de dérive) ou que l'ellipse des courants est très asymétrique (e.g. courants tidaux). Amos & King (1984) ont indiqué que, pour permettre la formation de dunes, les vitesses de l'écoulement près du fond doivent être comprises entre 0,4 et 1 m/s pour des sables moyens, entre 0,5 et 1 m/s pour des sables grossiers et entre 0,6 et 1 m/s pour les sables très grossiers. Dans le cas de dunes de graviers, des vitesses d'environ 2,5 m/s sont requises (Carling, 1999). L'intensité du courant n'est pas la seule caractéristique hydrodynamique influençant l'évolution des

dunes : sa direction est également importante. Terwindt (1971) a noté la disparition des dunes dans le sud de la mer du Nord et l'a attribuée à une diminution de l'asymétrie des courants tidaux.

Des études ont montré que les dunes grandissent et se réduisent en réponse à une modification du courant générée, par exemple, par des événements de tempêtes (Bao *et al.*, 2020 ; Hendershot *et al.*, 2016 ; Julien *et al.*, 2002 ; Martin & Jerolmack, 2013 ; Terwindt and Brouwer, 1986). Ces études montrent que la réponse morphologique des dunes n'est pas instantanée puisque les volumes de sédiment à mettre en mouvement sur le fond sont considérables. Il n'existe actuellement pas de méthode universelle permettant de prédire la réponse d'une dune à une modification du courant (Bradley & Venditti, 2019). Les domaines de stabilité des dunes sont présentés ci-après.

#### Influence des caractéristiques sédimentaires

Même s'il est évident que les formes des dunes dépendent fortement des caractéristiques du courant, Garlan (2004) indique que les caractéristiques sédimentaires sont encore plus déterminantes. Les dimensions et la morphologie des dunes dépendent du disponible sédimentaire (Belderson *et al.*, 1982) mais également des propriétés granulométriques du milieu sédimentaire.

Par exemple, Blom *et al.* (2000) ont remarqué que lorsque le courant ne peut pas mobiliser l'ensemble des particules sédimentaires, les dunes sont de forme barkhanoïde, alors qu'elles présentent une forme rectiligne lorsque le courant est saturé en sédiments, comme cela est

observé en domaine éolien (McKee, 1979).

Les dunes sous-marines sont le plus souvent composées de sédiments sableux à graveleux hétérogéométriques, dont la teneur en sédiments plus fins, cohésifs, est limitée. Par exemple, Terwindt (1971) a noté qu'aucune dune n'est observée en mer du Nord dès lors que la proportion de silts est supérieure à 15 %. Bokuniewicz *et al.* (1977) ont fait le même constat dans l'estuaire de Long Island (USA).

Une étude compilant des paramètres morphologiques de 1500 dunes de divers environnements a permis de proposer un modèle statistique sans discontinuité des rides aux dunes géantes

à partir duquel il est possible de prévoir les dimensions maximales d'une dune (hauteur et longueur d'onde) en fonction de la granulométrie du sédiment (Flemming, 1988) (Figure 8). Ainsi, selon cette étude, la hauteur et la longueur d'onde maximales des dunes sont de 0,8 m et 7 m dans le cas d'un sédiment de diamètre moyen 0,125 mm, et de 30 m et 600 m pour un sédiment plus grossier de diamètre moyen 1 mm. Kleinhans *et al.* (2004) ont remarqué dans leur étude que cette relation entre la granulométrie du sédiment dunaire et la hauteur des structures sableuses s'observe même pour des petites dunes telles que les *hummocks* générés par les houles. Les travaux de modélisation de Wang *et al.* (2019) mettent également en évidence

que plus le diamètre de grain moyen est élevé, moins la longueur d'onde des dunes est grande. Inversement, des sédiments plus fins produisent des dunes de longueur d'onde plus élevée.

Les structures surimposées sont également contrôlées par la granulométrie comme le montrent Bartholdy *et al.* (2004) qui ont établi une relation liant la hauteur  $H$  et la longueur d'onde  $L$  de dunes surimposées à de très grandes dunes au large du Danemark, au grain moyen  $M_z$  (en unité Phi) du sédiment dunaire :

$$H = 0.17M_z^{1.68} \quad \text{et} \quad L = 7.90M_z^{0.68}$$

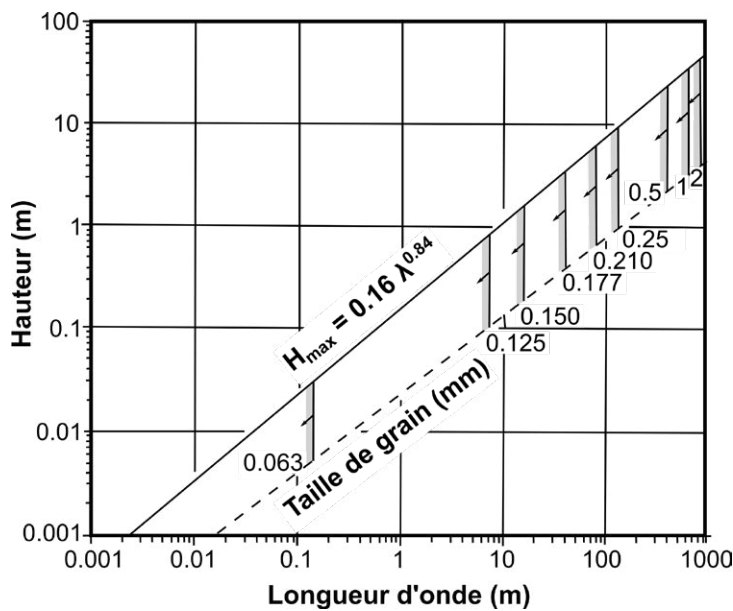


Fig. 8 : Amplitude et longueur d'onde des dunes en fonction de la taille du sédiment. Adapté de Fleming (1988).

La composition sédimentaire influence la rugosité de grain et de forme du fond et affecte ainsi l'écoulement et donc la dynamique des dunes (formation et migration), ainsi que leur morphologie (Borsje *et al.*, 2014 ; Van Oyen, Blondeaux, *et al.*, 2013 ; Van Oyen and Blondeaux, 2009). La distribution granulométrique d'un sédiment influence

les caractéristiques des structures sédimentaires. Dans le cas de sédiments hétérogènes, les conditions hydrodynamiques locales affectent le tri des grains, pouvant impacter temporellement et spatialement la dynamique des dunes et leur morphologie (Blondeaux, 2012 ; Lefebvre *et al.*, 2016, 2014 ; Svenson *et al.*, 2009). Foti & Blondeaux

[1995] ont montré que les rides formées dans un sédiment homogène ont une longueur d'onde plus faible que dans le cas d'un sédiment mélangeant deux tailles de grain dont le grain moyen est cependant identique au sédiment homogène. En

mer du Nord, les sédiments sont plus grossiers sur la crête que dans le creux des dunes (Cheng *et al.*, 2020 ; Passchier & Kleinshans, 2005 ; Svenson *et al.*, 2009 ; Terwindt, 1971 ; Van Lancker *et al.*, 2000).

### Influence de la profondeur d'eau

La profondeur d'eau est un paramètre limitant de la croissance des dunes. En effet, lorsque le milieu est peu profond, la croissance de la dune en hauteur réduit la profondeur au niveau de la crête. Les courants tidaux et la houle s'en trouvent intensifiés et stoppent la croissance au niveau de la crête des dunes (Langhorne, 1982). La présence de dunes géantes dans des fonds dont la bathymétrie est inférieure à 10 m est donc fortement contrariée (Dewez, 1988). Bien qu'ayant fait l'objet de nombreuses études, aucune formulation permettant de relier de façon universelle

la profondeur aux dimensions des dunes observées *in situ* n'existe. Pour que de telles relations soient vraies, les conditions d'équilibre doivent être atteintes, ce qui est rarement le cas dans la réalité, en particulier dans les environnements peu profonds. Seules les dimensions maximales ( $H_{max}$  et  $L_{max}$ ), atteintes en conditions d'équilibre, peuvent être prédites en fonction de la profondeur ( $z$ ) (Figure 2). À partir d'expérimentations et d'observations en rivière, Yalin (1964) a établi les relations suivantes :

$$H_{max} = 0.167z \quad \text{et} \quad L_{max} = 6z$$

Et à partir d'observations sur des plateaux continentaux, Allen (1968) propose :

$$H_{max} = 0.086z^{1.19}$$

Plus récemment, à partir d'observations *in situ* sur le plateau continental néerlandais, Damen *et al.* (2018) ont montré qu'un grand nombre de dunes observées dépassaient les hauteurs maxi-

males prédites par la relation de Allen (1968). Dans cette étude, les auteurs ont également mis en évidence un maximum de pente ( $H/L$ ) des dunes, lié à la hauteur d'eau :

$$\left(\frac{H}{L}\right)_{max} = 0.025z - 0.046$$

### Domaine de stabilité des dunes

De nombreuses études ont visé à déterminer les conditions sédimentaires, de courant et de profondeur d'eau nécessaires à l'apparition des formes de fond. La grande majorité de ces études ont été réalisées à partir d'expérimentations en canal à courant afin de contraindre au mieux ces différents paramètres. Les champs de stabilité des différents corps sédimentaires vis-à-vis des conditions hydrodynamiques sont aujourd'hui relativement bien contraints, en particulier sous courant unidirectionnel. Southard & Boguchwal

(1990) ont effectué une synthèse de 39 études en canal réalisées depuis 1935, sous la forme de diagrammes tridimensionnels adimensionnés (taille de grain, profondeur, vitesse d'écoulement) reposant sur le critère de mise en mouvement proposé par Shields (1936). Ces diagrammes sont aujourd'hui largement utilisés dans la littérature comme référence et base de travail en canal (Figure 9). Il convient de noter que cette synthèse est une compilation d'études réalisées dans des canaux en eau peu profonde, validée

pour les hauteurs variant de 25 cm à 40 cm, ce qui reste assez éloigné des eaux peu profondes en milieu marin, plus élevées (de l'ordre du mètre). Flemming (2019) rappelle l'utilisation d'un autre diagramme (Zanke, 1976), basé sur un critère de mouvement proposé par Hjulström (1935) et valide pour des hauteurs d'eau allant jusqu'à 2 m (Figure 9C). Des études basées sur

des compilations de mesures *in situ* permettent de compléter ces champs de stabilité pour des profondeurs d'eau plus élevées (e.g. baie de San Francisco, Rubin & McCulloch, 1980 ; synthèse dans les environnements de bassins océaniques et de plates-formes et talus continentaux, Stow *et al.*, 2009 ; Figure 10).

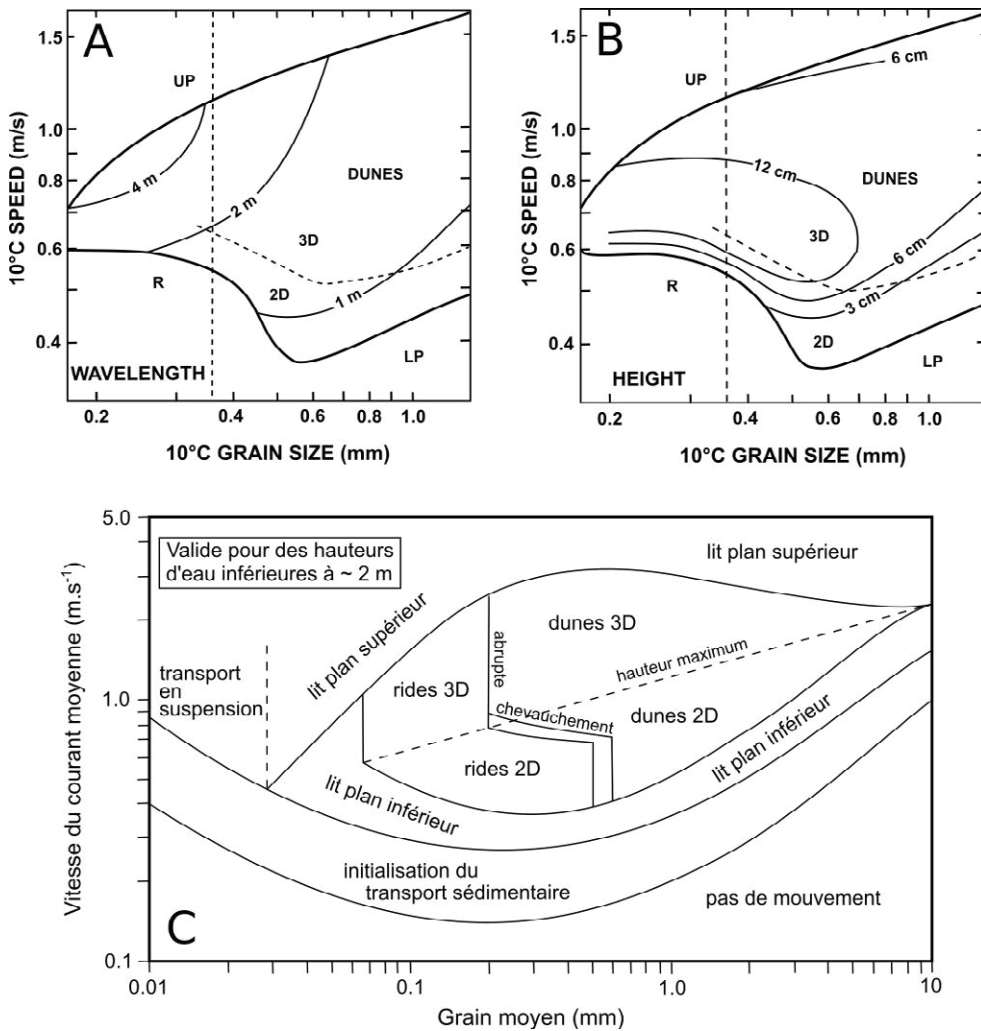


Fig. 9 : Champs de stabilité des corps sédimentaires sous un courant unidirectionnel généré en canal en fonction de la vitesse d'écoulement et du diamètre des grains. Données (A) de longueur et (B) de hauteur de dunes (modifié d'après Southard & Boguchwald 1990, d'après des données de Guy *et al.*, 1966). (C) Diagramme de Zanke (modifié d'après Zanke, 1976).

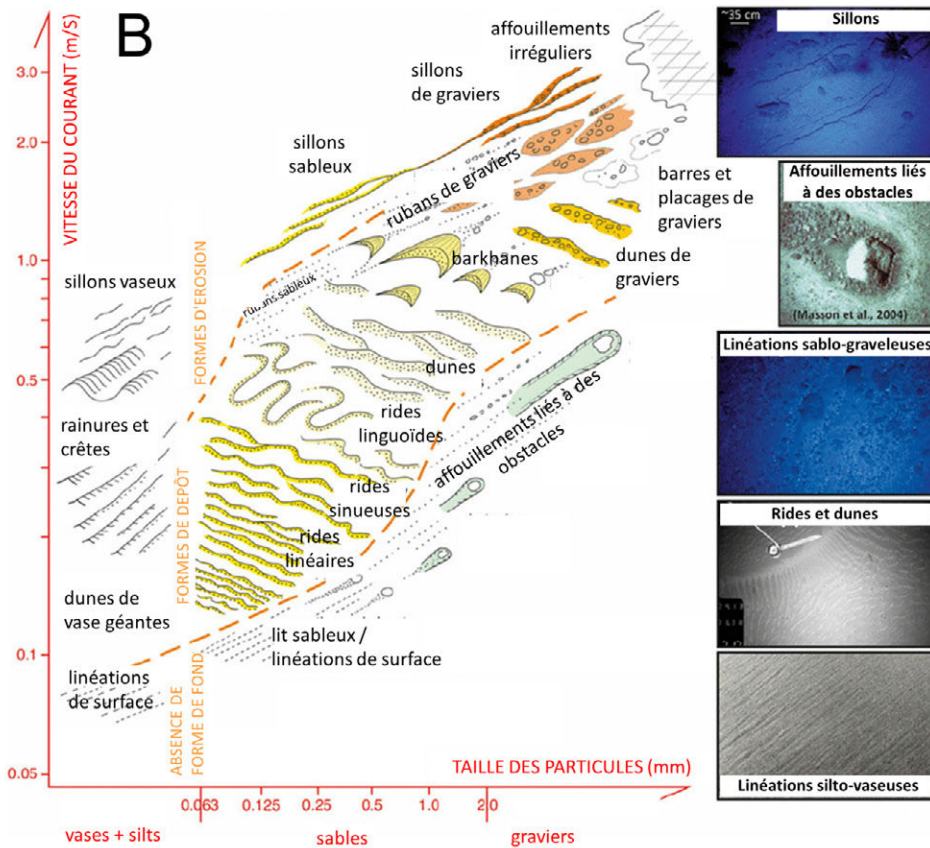
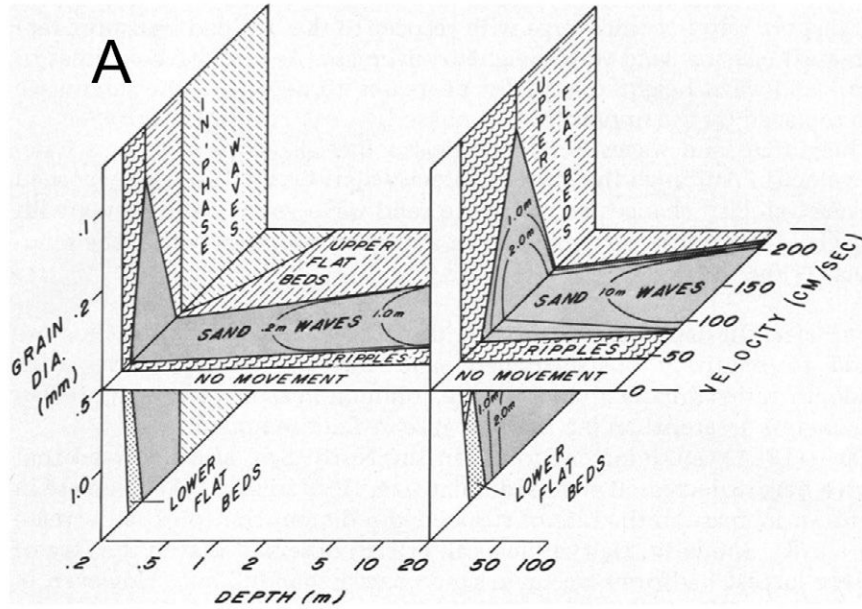


Fig. 10 : Domaine de stabilité des corps sédimentaires dans les environnements marins profonds en fonction des vitesses des courants près du fond et de la granulométrie des sédiments. [A] Représentation tri-dimensionnelle construite à partir de résultat de travaux en canal (gauche) et d'observations des auteurs en Baie de San Francisco (Rubin and McCulloch, 1980). [B] Modifié d'après Hernández-Molina et al. (2011) et Stow et al. (2009).

## 1.2. Formation et morphodynamique des dunes

### 1.2.1. Généralités sur la dynamique sédimentaire

Afin de bien comprendre les mécanismes hydrosédimentaires à l'échelle des dunes, il convient de mentionner certaines grandeurs et certains concepts de base de la dynamique sédimentaire concernant les forçages hydrodynamiques et les processus de mise en mouvement des particules.

#### Forçages hydrodynamiques et contrainte de cisaillement sur le fond

« Une particule sédimentaire déposée sur les fonds ne peut être mise en mouvement que si les forces hydrodynamiques qui agissent sur elle sont supérieures aux forces stabilisatrices de la pesanteur propres à l'élément intéressé et à son imbrication dans l'ensemble des éléments. » (Migniot, 1977).

#### Cisaillement sur le fond induit par un courant

En milieu marin naturel, le fond est généralement rugueux (grains, rides, etc.) et l'écoulement y est turbulent dans la zone d'interface entre le fond et l'eau (couche limite). L'écoulement génère une force de traction sur le fond, appelée contrainte cisailante :

$$\tau(z) = \rho u_*^2, \quad \text{Eq. 1}$$

où  $z$  est la hauteur d'eau,  $\rho$  la densité de l'eau et  $u_*$  la vitesse de frottement du fluide sur le fond, qui représente physiquement l'intensité des mouvements turbulents. La vitesse de frottement peut être déduite de la vitesse moyenne sur la verticale, qui peut s'exprimer de la façon suivante :

$$\bar{u} = \frac{u_*}{k} \ln\left(\frac{z}{z_0}\right), \quad \text{Eq. 2}$$

où  $k$  (= 0,4 - valeur expérimentale) est la constante de Von Karman,  $z$  la hauteur d'eau et  $z_0$  la longueur de rugosité. Cette dernière valeur dépend de la nature du fond. Dans le cas d'un fond rugueux,  $z_0 = 0,33 k_s$ , où  $k_s$  est la rugosité équivalente (ou coefficient de Nikuradse ; Nikuradse, 1933) et est liée à la taille de la rugosité de fond (grains - exemple **Figure 11** - ou rides). Si le fond ne présente pas de rides (*i.e.* la rugosité est induite par les grains),  $k_s \approx 3D$  pour des sables fins et  $k_s \approx D$  pour des éléments plus grossiers,  $D$  étant le diamètre des grains (Van Rijn, 1989).

En présence de rides,  $k_s \approx CH_r^2 / \lambda r$ , où  $H_r$  est la hauteur des rides,  $\lambda r$  leur espacement et  $C$  un coefficient d'origine empirique compris entre 8 et 30 selon les auteurs (Grant & Madsen, 1986 ; Nielsen, 1992 ; Raudkivi, 1966 ; Van Rijn, 1989). Enfin, en présence de dunes,  $k_s = 1,1.H_r \left(1 - e^{-\frac{25H_r}{\lambda}}\right)$  (Van Rijn, 1984).

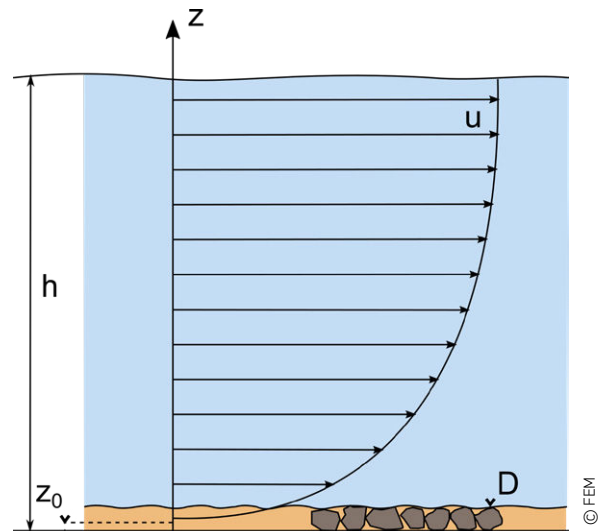


Fig. 11 : Profil de vitesse ( $u$ ) en présence d'un fond rugueux de longueur de rugosité  $z_0$  (de grain - diamètre  $D$ ) pour une hauteur d'eau  $h$ .

### Cisaillement sur le fond induit par la houle

La contrainte de cisaillement des vagues sur le fond ( $\tau_w$ ) peut s'exprimer, selon la formulation de Jonsson (1967), comme :

$$\tau_w = \frac{1}{2} f_w \rho U_b^2 \quad \text{Eq. 3}$$

où  $f_w$  est le facteur de frottement de houle défini par Soulsby *et al.* (1993) comme :

$$f_w = 1,39 \left( \frac{A}{z_0} \right)^{-0,52} \quad \text{Eq. 4}$$

Où  $A$  est la demi-excursion des particules fluides au fond (voir Figure 12) et est définie comme :

$$A = \frac{T U_b}{2\pi} \quad \text{Eq. 5}$$

Avec  $U_b$  le maximum de vitesse orbitale de la houle au fond, et  $T$  sa période.

La vitesse orbitale au fond se calcule comme :

$$U_b = \frac{\sigma H_s}{2 \sinh(kz)} \quad \text{Eq. 6}$$

Avec  $H_s$  la hauteur significative des vagues,  $\sigma = 2\pi/T$  la pulsation (et  $T$  la période des vagues), et  $k = 2\pi/\lambda$  le nombre d'onde (avec  $\lambda$  la longueur d'onde des vagues).

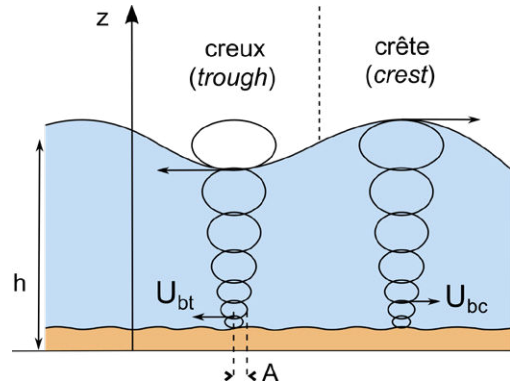


Fig. 12 : Vitesses orbitales induites par la propagation d'une houle pour une hauteur d'eau  $h$ .  $A$  est la demi-excursion des particules fluides au fond et  $U_{bt}$  et  $U_{bc}$  sont les maximums de vitesse orbitale au fond au niveau du creux et de la crête de vague, respectivement. Adapté de Le Hir (2008).

### Cisaillement sur le fond induit par l'action simultanée du courant et de la houle

Lorsque houle et courant se superposent, le profil de courant moyen est modifié (Figure 13) et les contraintes moyennes et maximales augmentent pendant une période de vague.

La contrainte moyenne exercée sur le fond par l'action simultanée des vagues et des courants ( $\tau_m$ ) peut s'exprimer comme la combinaison de  $\tau_w$  et  $\tau_c$  selon la formulation suivante :

$$\tau_m = \tau_c \left[ 1 + 1,2 \left( \frac{\tau_w}{\tau_c + \tau_w} \right)^{3,2} \right] \quad \text{Eq. 7}$$

La contrainte cisailante de fond maximale ( $\tau_{bot}$ ) peut alors s'exprimer par une somme vectorielle de  $\tau_m$  et  $\tau_w$  (Soulsby, 1997) :

$$\tau_{bot} = [(\tau_m + \tau_w \cos \Phi)^2 + (\tau_w \sin \Phi)^2]^{1/2} \quad \text{Eq. 8}$$

où  $\Phi$  est l'angle entre la direction du courant et la direction de propagation des vagues.

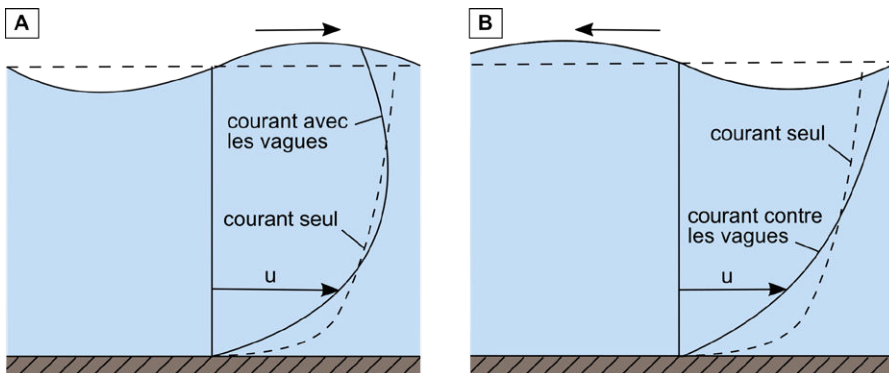


Fig. 13 : Influence des vagues sur le profil de courant lorsque la direction de propagation de la houle est (A) dans le même sens que le courant et (B) dans le sens opposé. Adapté de Van Rijn (1990).

Mise en mouvement des particules non cohésives

Au-delà d'une vitesse de frottement critique, les particules non cohésives (ne présentant pas de liaison entre les grains - e.g. sablons, sables, graviers) perdent leur équilibre et sont alors mises en mouvement. Les travaux de Shields (1936) font référence dans le domaine. Ce dernier a introduit deux paramètres adimensionnels permettant de déterminer le seuil de mise en mouvement des particules non cohésives [critère de Shields ou encore Shields critique -  $\theta_{cr}$ ]:

- Le paramètre de Shields  $\theta_s$ , paramètre de mobilité relatif à l'écoulement, exprimant le rapport entre la force de frottement du fluide sur le grain et le poids immergé de ce dernier, défini comme :

$$\theta_s = \frac{u_*^2}{(s-1)gD} \quad \text{Eq. 9}$$

Où  $s$  est la densité relative du sédiment. En présence de vagues, il convient de remplacer  $u_*^2$  par  $\tau_{w,max}/\rho$  ou  $\tau_{w+c,max}/\rho$  si des vagues seules ou une combinaison de courants et de vagues sont considérés, respectivement.

- Le diamètre adimensionnel  $D_*$ , construit à partir du nombre de Reynolds particulaire et défini par :

$$D_* = D \left[ \frac{(s-1)g}{v^2} \right]^{1/3} \quad \text{Eq. 10}$$

Le seuil de mise en mouvement  $\theta_{cr}$  est alors donné par une valeur critique de  $\theta_s$ , fonction de  $D_*$  et résultant d'expérimentations réalisées en canal à fond plat sur des particules de taille homogène (Figure 14).

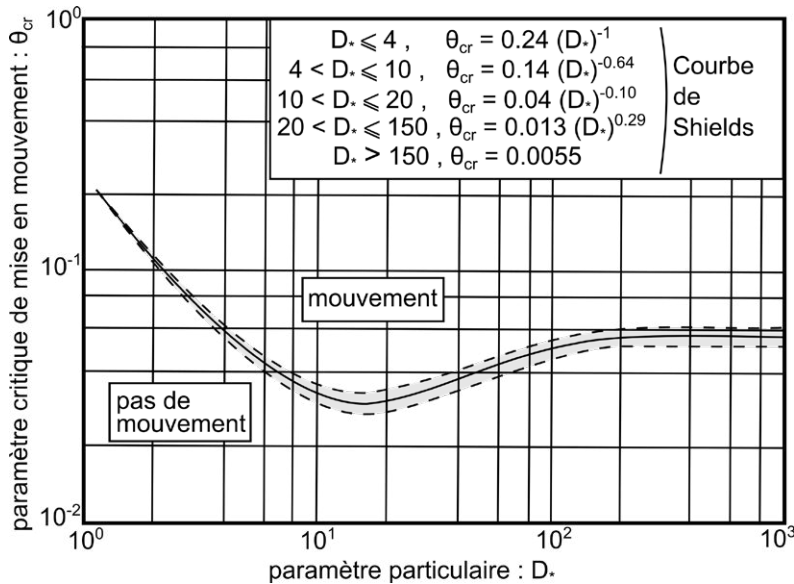


Fig. 14 : Diagramme de Shields. La courbe représente la valeur critique du paramètre de Shields, valeur seuil à partir de laquelle les particules sont considérées être mises en mouvement en fonction de leur diamètre adimensionnel  $D_*$ . Adapté de Van Rijn (1984).

Soulsby (1997) propose également une relation simplifiée, souvent utilisée, du seuil de mise en mouvement :

$$\theta_{cr} = \frac{0,3}{1 + 1,2D_*} + 0,55(1 - e^{-0,02D_*}) \quad \text{Eq. 11}$$

## Vitesse de chute des particules non cohésives

La vitesse de chute ( $W_s$ ) des sédiments non cohésifs résulte d'un équilibre entre la force de traînée et le poids immergé d'une particule (e.g. grain de sable). De façon générale, le poids d'une particule est environ égal à  $D^3$  et sa traînée à  $D^n$  avec  $n < 3$ . La vitesse de chute croît donc avec le diamètre (Le Hir, 2008). Pour un écoulement turbulent, deux formulations sont couramment utilisées :

- celle de Van Rijn [1989] :

$$W_s = 1,1[(s - 1)gD]^{0,5} \quad \text{Eq. 12}$$

- et celle de Soulsby [1997], empirique et ajustée pour des sables naturels et une large variation de  $D$  :

$$W_s = \frac{v}{D} [(10,36^2 + 1,049D_s^3)^{0,5} - 10,36] \quad \text{Eq. 13}$$

### 1.2.2. Formation des dunes

Il n'existe pas, à ce jour, de données de terrain mettant en évidence la naissance et le développement d'une dune (Garlan, 2004). C'est grâce à la modélisation physique que les mécanismes et le temps de formation d'une dune ont pu être évalués. Coleman & Nikora (2008) ont rappelé que de nombreuses théories concernant la genèse des dunes sous-marines existent, chacune encore discutée, présentant des incohérences non résolues. Les avancées techniques (de mesure et de calcul) permettent néanmoins de progresser sur cette question qui suscite encore un vif intérêt scientifique. En contexte fluvial, trois phénomènes sont typiquement proposés comme origine de la formation des dunes sous-marines sur un fond plat : (i) des mouvements turbulents du fluide (e.g. Jackson, 1976 ; Kondrat'ev *et al.*, 1959 ; Velikanov, 1955 ; Yalin, 1992) ; (ii) une instabilité du système d'écoulement au niveau de l'interface fluide-sédiment lorsque ce dernier est perturbé (e.g. Colombini, 2004 ; Fredsøe, 1974 ; Gradowczyk, 1968 ; Kennedy, 1969 ; Liu, 1957 ; Richards, 1980 ; Venditti *et al.*, 2006 ; Zhou and Mendoza, 2005) ; et (iii) les mécanismes de transport granulaire

(e.g. Langbein and Leopold, 1968 ; McLean and Smith, 1986 ; Niño *et al.*, 2002 ; Raudkivi, 1966 ; Smith, 1970 ; Venditti *et al.*, 2005b).

Ces différents phénomènes sont à l'origine de la formation d'irrégularités sur le fond plat (typiquement centimétriques), qui causeront une perturbation du courant en aval du défaut topographique, provoquant une séparation du courant à ce niveau. Cette perturbation aura des répercussions sur la totalité de l'épaisseur de la couche limite et augmente la contrainte de cisaillement en aval de l'irrégularité. Une zone d'érosion-dépôt se crée alors, propageant l'irrégularité dans la direction du courant, avec une certaine longueur d'onde (Yalin, 1977). À proximité du fond, le courant tidal est modifié par la morphologie des perturbations topographiques et le résiduel converge vers leur crête (Figure 15a), engendrant l'accumulation de sédiment à cet endroit (Allen, 1980a, 1980b). Des cellules de recirculation se mettent en place entre les irrégularités, permettant la croissance des dunes (Figure 15b).

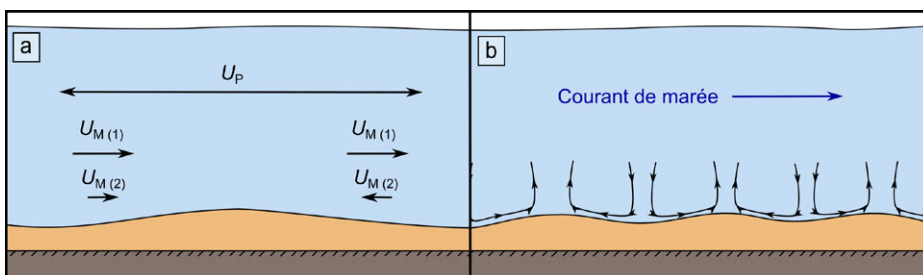


Fig. 15 : (a) Composantes du courant tidal agissant sur une petite perturbation topographique du fond marin et (b) cellules de circulation mises en place sous l'effet de l'interaction entre courant et morphologie du fond (adapté d'Allen, 1980a, 1980b). Up : oscillation des courants de marée ;  $U_{M(1)}$  : courant de marée résiduel et  $U_{M(2)}$  : courant de marée résiduel modifié par la perturbation.

Des modèles d'analyses de stabilité linéaire permettent de prédire la formation et le développement des dunes dans les environnements marins (e.g. Besio *et al.*, 2008). La formation et l'évolution des dunes est possible lorsque le

transport par charriage est dominant ; le transport par suspension participe au développement des dunes bien qu'il tende à l'inhiber (e.g. Tonnon *et al.*, 2007).

### 1.2.3. Processus hydrosédimentaires à l'échelle des dunes

L'étude de la morphodynamique des dunes sous-marines passe par la bonne connaissance de leur morphologie et de leurs caractéristiques sédimentaires, mais également des mécanismes liés à l'hydrodynamique et au transport sédimentaire.

#### Écoulement au-dessus des dunes

Lorsque le fluide en mouvement rencontre une dune, un ajustement des profils de vitesse est observé. Dans le cas d'un écoulement unidirectionnel, la vitesse près du fond sur le flanc doux augmente (diminution de la hauteur d'eau), et diminue au niveau du flanc raide (augmentation de la hauteur d'eau et processus de décélération) (Figure 16a). Dans le cas d'un courant de marée symétrique, le sens du courant change en fonction de la phase de marée et les profils de courant résiduels sont également impactés par la présence de dunes. Que ce soit durant le jusant ou le flot, la vitesse près du fond est augmentée sur le flanc amont, et diminuée sur le flanc aval. Au maximum de vitesse au jusant et au flot, les profils de vitesse résiduels (Figure 16b) montrent que, près du fond, les vitesses sont dirigées vers la crête de dune, résultant en une accréation de cette dernière (Tonnon *et al.*, 2007). Lorsque le

courant de marée est dominant, la contrainte cisailante de fond est plus élevée pendant le jusant puisque pour la même vitesse moyennée sur la verticale, la hauteur d'eau est plus faible (voir Eq. 1 et Eq. 2). Le transport sédimentaire est donc plus élevé lors de cette phase de la marée. L'action de la houle sur la contrainte cisailante de fond dépend également de la hauteur d'eau. Les oscillations au fond induites par la houle sont plus grandes lorsque la hauteur d'eau est plus faible. En conséquence, plus de sédiment en suspension sera disponible au transport lors du jusant, renforçant l'intensité du transport sédimentaire dans ce sens lors du jusant. Dans le cas d'une marée asymétrique, le transport résiduel résultant est dans la direction du courant dominant, accentuant ainsi le caractère asymétrique de la dune (Langhorne, 1982).

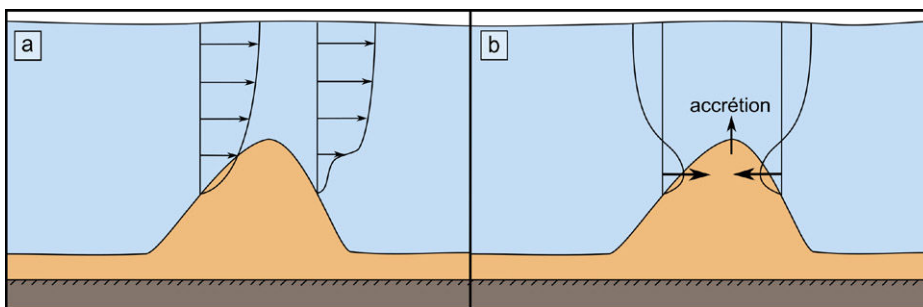


Fig. 16 : Profils de vitesse à l'aplomb d'une dune (a) dans le cas d'un courant unidirectionnel, et (b) profils de vitesse moyennés sur le temps (résiduels) au niveau des flancs d'une dune dans le cas de courantstidaux alternatifs Adapté de Tonnon *et al.* (2007).

Plus en détail, pour un écoulement unidirectionnel uniforme et continu au-dessus de dunes périodiques asymétriques, dont le pendage du flanc raide dépasse 10-15° (Lefebvre *et al.*, 2014), il est possible de distinguer cinq régions principales de décomposition de l'écoulement (Best, 2005) (Figure 17) :

- Une zone de séparation de l'écoulement formée au niveau du flanc raide (dépendant du pendage de ce dernier).
- Une couche de cisaillement formée à la frontière de la zone de séparation du courant, séparant le courant de recirculation du flux libre, au-dessus. Des turbulences sont alors générées dans la couche de cisaillement, créant un sillage (où la vitesse est diminuée) qui grandit et se dissipe en aval du flux ;

- Une zone d'expansion du fluide sur la partie aval ;
- Une zone après le point de rattachement, où une nouvelle couche limite croît avec le rétablissement du flux ;
- Une zone au niveau de la crête de dune, où le maximum de vitesse est atteint.

Les modifications des caractéristiques du courant par la morphologie de la dune influencent également la nature sédimentaire de la dune. En effet, l'augmentation des vitesses du courant au niveau de la crête, et donc une contrainte sur le fond plus élevée, permettra d'éroder le sédiment le plus fin, laissant place en cet endroit à des sédiments plus grossiers et mieux triés (Best, 2005 ; Garlan, 2004 ; Malikides *et al.*, 1989 ; Stolk, 2000 ; Wells and Ludwick, 1974).

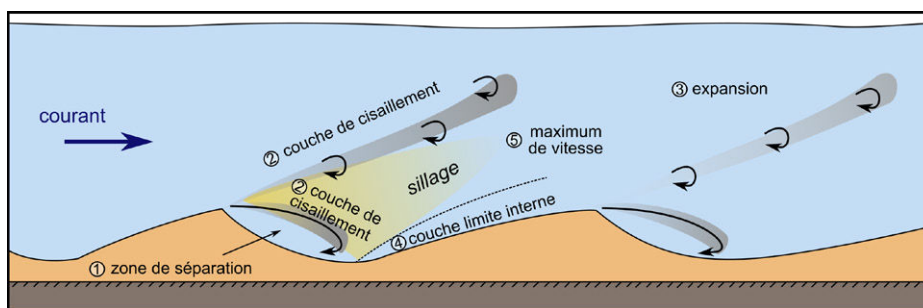


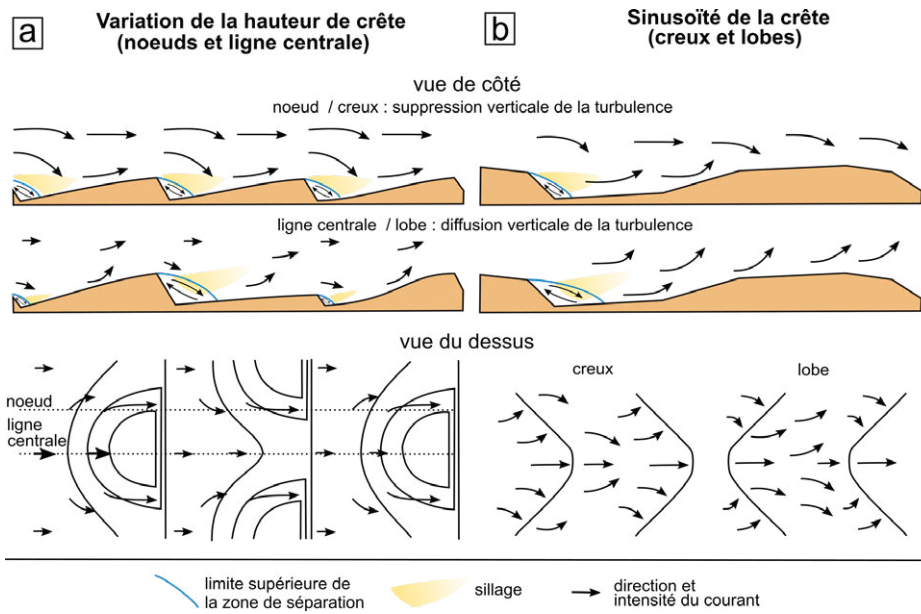
Fig. 17 : Schéma des principales régions du flux au-dessus de dunes 2D asymétriques. Adapté de Best (2005).

La mesure précise de la vitesse et de la turbulence très près du fond étant très compliquée voire impossible dans la plupart des zones d'étude, la majorité des connaissances concernant les mécanismes hydrosédimentaires à l'échelle des dunes repose sur la modélisation, analogique ou numérique. Souvent, ces études sont basées sur des conditions aux limites simplifiées (e.g. dunes 2D en condition de flux uniforme). Bien que des travaux pionniers ont déjà pu démontrer que la tridimensionnalité des dunes complexifie l'écoulement en comparaison à une étude 2D (formation de tourbillons parallèles au flux et en envergure, etc. ; Allen, 1968), l'étude de l'influence de la tridimensionnalité des dunes sur la structure de l'écoulement reste assez récente (e.g. Maddux *et al.*, 2003b, 2003a ; Omidyeganeh and Piomelli, 2013 ; Parsons *et al.*, 2005 ; Venditti *et al.*, 2005c, 2005a ; Zedler and

Street, 2001) et cantonnée à des patterns géométriques réguliers en canal (exceptée l'étude *in situ* de Parsons *et al.*, 2005). Lorsque la ligne de crête de la dune présente une hauteur variable (distinction entre la « ligne centrale », où sont retrouvés les minima et maxima de hauteur de crête, et le « nœud », à mi-chemin entre la ligne centrale et le côté - voir Figure 18a), Maddux *et al.* (2003b) ont montré que les plus grandes vitesses étaient atteintes au niveau des nœuds plutôt qu'au niveau des crêtes. Même si ce type de dune est encore une vision simplifiée de la réalité, ces auteurs ont également montré que la turbulence sur les dunes 3D était moins élevée que pour un équivalent 2D, des courants secondaires étant générés sur les formes 3D. Venditti (2007, 2003) a mesuré les profils de vitesse et la turbulence sur des dunes 3D caractérisées par des « lobes » et des « creux » [type creux de selle

de cheval - voir **Figure 18b**). Au-dessus d'un creux de selle (ou d'un nœud), le courant est accéléré et des courants secondaires assez élevés sont mesurés. Ces derniers induisent une diminution de la composante verticale du flux, engendrant une réduction du domaine de la zone de séparation du fluide et une diminution du sillage. Au-dessus d'un lobe (ou de la ligne centrale), comme Maddux *et al.* (2003b) l'avaient évoqué, la

composante horizontale du courant est freinée et la composante verticale est positive. La zone de séparation et le sillage sont plus étendus, dans la direction de propagation et sur la verticale (voir les deux premières illustrations de la **Figure 18b**). Venditti (2007) a également observé, lors de ses expériences, qu'il n'y avait pas de séparation du fluide ou de zone de sillage lorsque les formes de fond étaient irrégulièrement positionnées.



**Fig. 18 :** Ecoulements moyens et turbulence au-dessus de (a) formes de fond 3D avec des variations de la hauteur de la crête et de (b) formes de fond 3D sinusoïdales avec des formes types « lobe » et « creux » (selle de cheval). Adapté de **Lefebvre (2019)**.

### Influence du mode de transport sédimentaire sur l'évolution des dunes

Le mode de transport des sédiments est déterminant pour la morphodynamique des dunes sous-marines. Le transport sédimentaire en milieu aqueux est complexe car dépendant d'une multitude de paramètres tels que la densité, la viscosité, le type d'écoulement et la vitesse du fluide porteur, ainsi que la taille, la forme et les propriétés surfaciques des grains (Chamley, 1987). Lorsque le seuil de mobilité est atteint (i.e.  $u_* > u_{*,cr}$  ou  $\theta > \theta_{cr}$ ), les particules peuvent présenter trois principaux modes de transport, continus ou interrompus, qui peuvent apparaître simultanément (**Figure 19**). Il est possible de distinguer trois modes de transport : le charriage (**Figure 19-A**), la saltation (**Figure 19-B**) et la

suspension (**Figure 19-C**). Lorsque  $u_*$  est proche de  $u_{*,cr}$ , le transport dominant est le charriage (par roulement), puis avec l'augmentation de  $u_*$ , le mode de transport dominant devient la saltation, où l'équilibre suspension/charriage est constamment rompu par les variations de la contrainte de cisaillement. Enfin, si la vitesse turbulente induite par la <sup>2</sup>vitesse de frottement  $u_*$  est strictement supérieure à la vitesse de chute de la particule, cette dernière est advectée par le courant par suspension. En réalité, les trois modes de transport se produisent simultanément, en proportions variables pour des tailles de particule différentes (**Figure 20**) (Le Hir, 2008) :

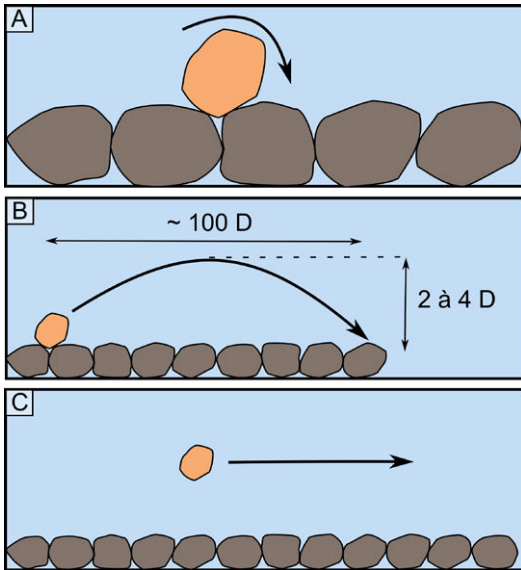


Fig. 19 : Modes de transport des particules dans le cas d'un écoulement de la gauche vers la droite. Le mouvement de la particule est indiqué par la flèche en gras sur chaque figure. (A) Charriage, (B) saltation et (C) suspension. Adapté de Le Hir (2008).

Les phénomènes présentés précédemment comme étant à l'origine de l'évolution des corps dunaires ne sont possibles que si le transport par charriage est dominant. D'après Flemming (2000), une dune cesse de grandir lorsque seul le transport par suspension existe, alors que Carling *et al.* (2000) notent peu de conséquences de la suspension sur la dynamique des dunes. D'après les simulations numériques de Bijsterbosh *et al.* (2004), le transport par suspension a tendance à diminuer la taille de saturation de la dune d'environ 7 %, surtout lorsque les conditions de houle sont fortes. Dans le sud de la mer du Nord, McCave (1971) observe que l'amplitude de dunes diminue à cause de l'augmentation du rapport taux de sédiment transporté par suspension - taux de sédiment charrié, qui limite l'opportunité pour ces dunes d'être construites. Tonnon *et al.* (2007) ont montré, par la modélisation numérique, que lorsque le transport en

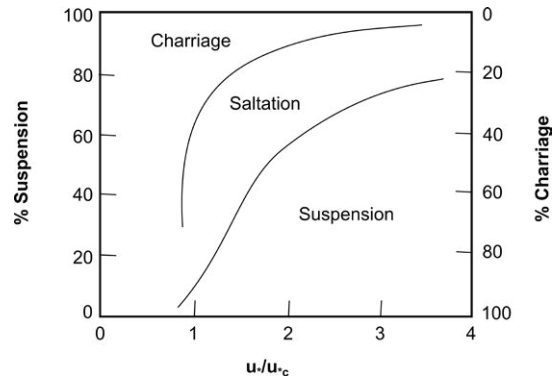


Fig. 20 : Superposition des trois modes de transport des particules non cohésives en fonction du rapport  $u/u_c$ . Adapté de Abbot & Francis (1977).

suspension est dominant, la dune a tendance à s'affaisser car les particules remises en suspension sur les flancs sont transportées et déposées au-delà de la dune.

La présence de corps surimposés génère une augmentation de la contrainte de cisaillement sur le fond à l'échelle de la dune hôte (Dyer, 1970) et par conséquent, une augmentation du transport sédimentaire par charriage. McCave (1971) indique que les corps sédimentaires surimposés constituent une perturbation du taux de transport par charriage, alors que les grandes dunes entraînent plutôt une modification du taux de transport par suspension. La présence de petits corps sédimentaires sur le fond, telles que les rides, augmente la rugosité de fond locale, intensifiant la génération de turbulence et par conséquent, la remise en suspension (van der Werf *et al.*, 2006).

### Phénomène d'avalanche et dynamique des structures surimposées

Un des principaux mécanismes permettant l'évolution des dunes est le phénomène d'avalanche. En effet, en réponse à l'intensification du courant le long du flanc doux, une certaine quantité de sédiment peut être transportée jusqu'à la crête et se déposer dans la partie supérieure du flanc raide. Ceci est possible jusqu'à ce que

l'angle maximal de stabilité, de l'ordre de  $35^\circ$ , soit atteint et déclenche alors un glissement du sédiment vers le pied de la dune, entraînant ainsi sa progradation (Berné *et al.*, 1989). De la même manière que pour les écoulements turbiditiques, mais à plus petite échelle, la fraction fine du sédiment peut être mise en suspension lors de

l'avalanche. Celle-ci décante par la suite sous la forme d'une pluie sableuse et vient draper, selon l'hydrodynamisme, le flanc raide de la dune ou l'espace inter-dune (ou encore le flanc doux de la dune suivante). La sédimentation au front d'une dune consiste donc en une superposition de différentes phases d'avalanche dans lesquelles vient parfois s'intercaler une phase de pluie sableuse.

La présence de structures surimposées à une dune peut également influencer l'évolution de cette dernière. De nombreuses études (e.g. Dalrymple, 1984 ; Idier *et al.*, 2002 ; Idier and Astruc, 2004) ont montré la migration simultanée de ces deux familles de corps sédimentaires superposés l'un à l'autre, avec une vitesse de mouvement beaucoup plus élevée pour les rides et dunes surimposées. Idier & Astruc (2004) ont remarqué que les dunes surimposées se forment

au pied de la dune et migrent, suivant la direction des courants résiduels, le long du flanc doux jusqu'à la crête (Figure 21). Lors de leur migration, la hauteur des dunes surimposées augmente sous l'effet d'une accélération des courants (McCave and Langhorne, 1982) et en parallèle, leur longueur d'onde diminue. L'accumulation de sédiments dans la partie sommitale de la dune hôte va finir par engendrer une avalanche sableuse et ainsi permettre à cette dernière de migrer (Langhorne, 1982). Dans la partie superficielle de la dune, zone où le sédiment est plus facilement mobilisable, les rides agissent comme un tapis roulant de sédiments (Berné *et al.*, 1989). Belderson *et al.* (1982) considèrent que les dunes présentant des corps surimposés constituent un bon indicateur d'un transport sédimentaire actif.

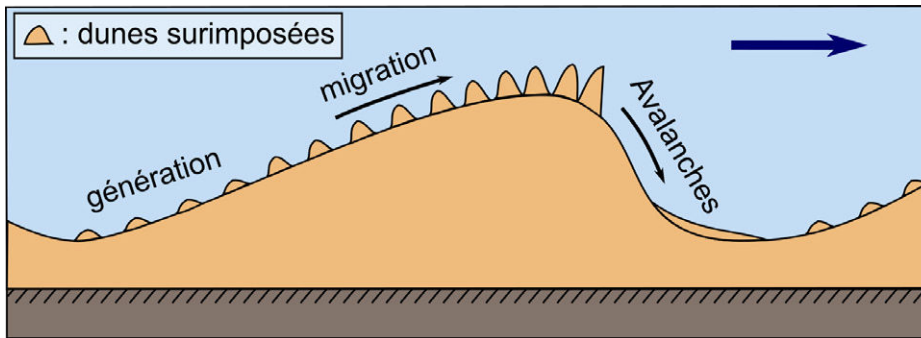


Fig. 21 : Dynamique des dunes surimposées à une dune hôte : impact sur l'évolution de la dune. La flèche bleue indique le sens du courant dominant. Adapté de Idier & Astruc (2004).

#### 1.2.4. Evolution, migration et structure interne

##### Variabilité de la vitesse de migration

Il est possible de distinguer les dunes sous-marines en fonction de leur mobilité. Les dunes peuvent être :

- **Actives** : lorsqu'elles migrent régulièrement et présentent des flancs à forte pente (e.g. van Landeghem *et al.*, 2009),
- **Moribondes** : lorsque les migrations sont réduites ou intermittentes. Généralement, elles sont situées dans des environnements devenus

peu dynamiques. Leur morphologie est lissée et elles sont régulièrement drapées de sédiments cohésifs, témoins de la faible activité hydrodynamique (e.g. Liu *et al.*, 2007 ; Weber and Chaumillon, 2004).

- **Fossiles** : lorsqu'elles ne migrent plus et subissent plutôt l'érosion, subsistant telles des témoins d'une dynamique révolue (e.g. Herget and Carling, 2004 ; Trentesaux *et al.*, 2008).

Les caractéristiques de la migration des dunes sont très variables selon l'environnement dans lequel elles évoluent. D'un site à l'autre, les vitesses de migration des dunes observées montrent également une importante variabilité. Le Bot (2001) a réalisé une compilation de vitesses de migration pour une multitude d'environnements aquatiques (marins et fluviaux) en se basant sur de nombreuses études. Les vitesses de migration enregistrées dans les environnements marins vont de quelques mètres à centaines de mètres par an avec des moyennes de 10 à 75 m/an (Le Bot, 2001). Ces vitesses sont très supérieures en milieu fluvial, où le transport sédimentaire est unidirectionnel (e.g. Kostaschuck *et al.*, 1989 ; migrations supérieures à 5000 m/an dans la rivière Fraser au Canada), alors que les environnements tidaux connaissent des renverses de courant, modifiant le déplacement résiduel des dunes.

Plusieurs facteurs permettent d'expliquer la variabilité de la vitesse de migration. Les conditions hydrodynamiques et la quantité de sédiment disponible sont parmi les facteurs les plus importants. Cependant, la morphologie des dunes peut également jouer un rôle essentiel. Plus les dimensions d'une forme sédimentaire sont grandes, plus sa vitesse de migration est réduite car le volume de sédiment à mobiliser pour qu'un mouvement net soit observé est important (Ernstsen *et al.*, 2004). Fenster *et al.* (1990) ont enregistré, pour un delta de flot situé au niveau de Long Island Sound, une diminution des vitesses de migration des petites dunes aux grandes dunes puis aux très grandes dunes, avec respectivement 100-300 m/an, 25-75 m/an et seulement quelques décimètres par an. Néanmoins, Garlan (2004), en se basant sur les résultats de Le Bot (2001), a déduit une relation entre la hauteur des dunes géantes en mer du Nord et leur vitesse de migration montrant une plus forte dynamique des plus grandes dunes de cette catégorie.

La variabilité temporelle de la migration des dunes sous-marines peut être forte et dépend de celle des forçages hydrodynamiques dominants dans l'environnement. Selon l'échelle de temps considérée, les mouvements des dunes peuvent

présenter des variations en intensité et en direction car le rôle des différents agents dynamiques peut varier au cours du temps.

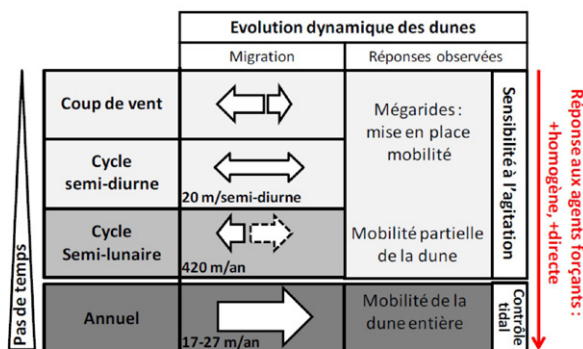


Fig. 22 : Morphodynamique des dunes sur les pas de temps courts (du coup de vent à l'année). Cas des dunes subtidales au large de Dieppe (Ferret, 2011).

La migration est également variable à l'échelle de la dune. Par exemple, Ernstsen *et al.* (2004) ont remarqué que les dunes situées dans un chenal tidal dans la mer des Wadden migrent différemment du centre vers les extrémités de la dune. La vitesse de migration augmente du centre vers le côté, induisant la formation de barchanes. Les auteurs observent qu'il n'y a pas de variabilité latérale de vitesse des courants et que la morphologie de la dune est relativement similaire sur toute sa longueur. Les auteurs relient ce phénomène à une diminution de la taille des grains du centre vers les extrémités du corps dunaire.

La vitesse de migration des dunes est également influencée par la présence ou non de corps surimposés. Les petites dunes surimposées se déplacent plus rapidement que les grandes dunes hôtes (Flemming, 2000 ; Idier, 2003 ; Idier *et al.*, 2002). Idier *et al.* (2002) ont indiqué des valeurs de migration des petites dunes surimposées pouvant atteindre 1 m/h et montré que les dunes sont le siège de deux types d'avalanches. Le premier serait dû aux petites dunes surimposées et favoriserait la migration de la dune hôte, et le second serait lié au corps principal de la dune et contribuerait à limiter la hauteur des dunes. Ainsi, comme le rapporte Garlan (2004), la dyna-

mique d'une dune possédant des corps surimposés est contrôlée par deux types de processus, différents d'un point de vue spatio-temporel : (i) le processus événementiel de la dune principale,

et (ii) les processus instantanés des dunes surimposées qui sont très réactives aux modifications à court terme de l'environnement hydrodynamique (impact des tempêtes).

### Dynamique liée au forçage tidal

Les courants tidaux jouent un rôle prépondérant dans la dynamique des corps sédimentaires sous-marins rencontrés sur les plateaux continentaux et dans les estuaires. Dans les environnements tidaux, les périodes d'étales freinent la migration, et l'inversion des courants peut entraîner une oscillation du déplacement des dunes, réduisant la migration résiduelle. Lorsque la marée est symétrique, la crête de dune oscille autour d'une position mais son déplacement résiduel à plus long terme est quasi-nul. Pour une marée asymétrique, la migration de la dune peut montrer des oscillations mais présente une direction résiduelle de déplacement.

Beaucoup d'auteurs ont noté que la migration des dunes s'effectue en équilibre avec les conditions hydrosédimentaires imposées par la marée. Par exemple, Tonnon *et al.* (2007) ont étudié l'évolution et la migration d'une dune artificielle *in-situ* (symétrique, haute de 1,3 à 4 m et orientée perpendiculairement aux courants) située dans la mer du Nord hollandaise, entre 1986 et 2000. Le sable utilisé pour la constituer était identique au sédiment ambiant. Durant la période d'observation, la dune a migré dans la direction du flot dominant à raison de 5,5 m/an en moyenne, sa hauteur s'est réduite d'environ 0,1 m/an et l'asymétrie s'est développée. Ce type de résultat est représentatif d'une dynamique dunaire à long terme, contrôlée par le forçage tidal.

Les vitesses de migration enregistrées vont de quelques mètres à centaines de mètres par an avec des moyennes de 10 à 75 m/an (Le Bot,

2001). Cependant, selon la durée d'observation du mouvement des corps sédimentaires, il est possible de voir apparaître une dynamique différente. Lorsque l'on observe le mouvement des dunes à court ou à moyen terme (e.g. de quelques jours à quelques mois), il est possible de voir apparaître une migration oscillatoire liée à la cyclicité tidale et aux effets non-tidaux. En Manche orientale, la vitesse de migration moyenne des dunes tidales sous-marines mesurée sur une période d'un an est de 25 m/an, soit 17 fois inférieure aux vitesses extrapolées à partir de mesures durant des cycles semi-diurnes et semi-lunaires, et 6 et 9 fois supérieures aux vitesses enregistrées sur des périodes de 10 et 60 ans respectivement (Ferret, 2011). Lors de leur étude sur la dynamique d'une dune sous-marine située en mer du Nord sur la plate-forme belge, Lanckneus & De Moor (1991) indiquent une oscillation de 29 m en 6 mois. A l'échelle annuelle, les auteurs ont remarqué que cette oscillation n'induit pas réellement de mouvement net de la dune. Au sud de l'Angleterre, Langhorne (1982) a enregistré une oscillation de 3,5 m pour des dunes d'une hauteur d'environ 60 cm, pour un laps de temps encore plus court correspondant à une période de vives-eaux. Sur les pas de temps courts (cycles semi-diurnes, cycle semi-lunaires, mois), la migration n'est pas homogène à l'échelle de la dune : la crête oscille alors que le corps de la dune est, quant à lui, relativement stable (Ferret, 2011 ; Langhorne, 1982) et l'intensité et la direction de migration n'est pas homogène au sein du champ de dunes (Ferret, 2011).

### Influence des processus non tidaux

Il est généralement accepté que les dunes sous-marines connaissent saisonnièrement des changements de leurs dimensions et de leurs caractéristiques migratoires (Van Maren, 1998), sous l'effet de processus non-tidaux, irréguliers (e.g. épisodes de houles, tempêtes). Durant les périodes hivernales, l'intensification de l'action

des vagues peut avoir une action destructrice sur les dunes (Berné *et al.*, 1989). L'action de la houle peut également avoir pour effet de modifier le mode de transport dominant et donc influencer la dynamique dunaire. Les résultats de modélisation numérique de Coco *et al.* (2007) montrent que, sur des rides, plus la variabilité

en hauteur de vagues est grande, plus la croissance des formes de fond sera atténuée, menant potentiellement à des comportements sédimentaires compliqués et *a priori* imprédictibles. L'influence des processus non-tidaux est très complexe à considérer dans la dynamique sédimentaire globale du fait du nombre important de facteurs à prendre en compte. Néanmoins, Le Bot & Trenteseaux (2004) ont noté que lors des événements de tempêtes, si la direction du vent est stable au cours du temps, les courants induits par les vagues de surface peuvent modifier de manière forte la dynamique sédimentaire. En effet, si ces courants possèdent la même direction que les courants tidaux résiduels, la migration "tidale" des dunes est alors accentuée. Au contraire, si les courants générés par le vent ont une direction inverse des courants tidaux, ils peuvent, selon leur intensité, amoindrir, annuler, voire inverser les courants de marée et ainsi changer la direction de migration des dunes. Ces observations ont été confirmées par les travaux de modélisation de Campmans *et al.* (2018, 2017).

Même pour des profondeurs d'environ 30 m au niveau du détroit de Taïwan, les courants induits

par la tempête tropicale Talim (2012) et les houles générées (hauteurs significatives de 9 à 10 m dans le détroit) ont eu un effet sur les dunes du secteur (Bao *et al.*, 2020). Selon cette étude, les dunes ont été érodées (localement de plus de 2 m) pendant la tempête avant de partiellement retrouver leur morphologie en une année. La tempête a eu pour principaux effets de lisser les plus petites dunes et d'accentuer la pente du flanc raide des plus grandes dunes.

Par des fonds de 100 à 220 m, des dunes étudiées par le Shom recouvrent de vastes secteurs entre les grands bancs de la mer Celtique. Leurs caractéristiques et quelques mesures semblent indiquer qu'elles se déplacent. Mais il faut attendre quelques années pour mesurer cette dynamique car à ces profondeurs, les sondeurs multifaisceaux (SMF) des années 2010 avaient une résolution insuffisante pour mesurer des déplacements inférieurs à 50 m.

Ces phénomènes sont limités dans le temps mais ont une action importante sur le transport sédimentaire et paraissent jouer un rôle primordial dans la morphodynamique des dunes.

### Enregistrement de la migration : structure interne des dunes

Le Bot *et al.* (2000) ont montré que, dans le détroit du pas de Calais, la dynamique sédimentaire se calque sur le schéma régional des courants de marée résiduels sur le long terme mais que sur le moyen terme (à l'échelle de quelques années), si les conditions météorologiques montrent une forte fréquence de vents de tempête, les caractéristiques du transport résiduel et de la migration des dunes peuvent être modifiées. La signature de l'influence des différents agents dynamiques peut se retrouver dans l'architecture interne des corps sédimentaires (Berné, 2000 ; Berné *et al.*, 1989, 1988 ; Le Bot *et al.*, 2000).

Pendant longtemps, les problèmes techniques que pose le carottage dans de tels milieux a induit une absence de véritables données de terrain et les auteurs ont alors proposé des modèles conceptuels basés sur des considérations théoriques ou sur une analogie avec les structures intertidales (*e.g.* Allen, 1980b ; McCave, 1971). Ces

modèles constituent des outils pour le décryptage des séries sédimentaires anciennes et des caractéristiques de la dynamique sédimentaire dans les environnements de dépôt associés (*e.g.* Longhitano, 2018). Au sein des dunes, il est courant de voir des discontinuités de premier ordre, subhorizontales qui correspondent à la surface de migration de la dune-hôte (et est alors située à sa base), ou a des corps surimposés (si elle est observée dans la partie superficielle de la dune, à la base des corps surimposés) (Berné *et al.*, 1988).

Le modèle développé par Allen (1980b) est le plus complet et le plus utilisé. Bien que les mécanismes de formation suggérés soient controversés, les différentes classes proposées correspondent aux types de faciès rencontrés à l'affleurement dans des séries anciennes. Selon Allen (1980a), le degré d'asymétrie de la structure interne et de la morphologie externe d'une

dune en équilibre est contrôlé par les courants, uniquement tidaux, près du fond. Pour les dunes sableuses, les structures internes peuvent varier significativement du fait de la variabilité de l'asymétrie de marée (Figure 23A). Ainsi, une marée dissymétrique produit des dunes dont le profil transversal, asymétrique, permet une séparation de l'écoulement et les structures internes associées sont constituées de grands lits frontaux d'avalanche fortement inclinés. Dans ce cas, il est possible d'observer, dans l'architecture interne, des discontinuités dues à l'érosion et des drapages de sédiment fin. Ces derniers correspondent à la décantation des suspensions lors des périodes de calmes hydrodynamiques. Toujours selon l'auteur, une marée symétrique produit des dunes à section symétrique dont la structure interne est constituée d'une superposition de petites dunes alternativement formées par le flot et le jusant.

Plus tard, des auteurs ont étudié la structure interne des corps dunaires de manière indirecte grâce à de nombreuses données de sismique très haute résolution et parfois de manière directe grâce à des carottages. Grâce à ces observations, ces auteurs ont pu mettre en évidence l'importance de la marée dans la structuration interne des dunes. Néanmoins ils notent également des différences importantes. Ainsi, Berné

*et al.* (1989, 1988) décrivent des litages obliques, correspondant aux lits frontaux d'avalanche (discontinuités de troisième ordre<sup>1</sup>), interrompus par des discontinuités de second-ordre, moins pentues, attribuées à l'effet combiné du courant de marée et d'un autre agent. Généralement, il est admis que l'action de la houle peut générer ces discontinuités mais ces réflecteurs peuvent être la signature d'autres phénomènes, tels que, par exemple, la variation des débits fluviaux, importante dans le cas d'une dune en domaine estuarien (Figure 23C ; Berné *et al.*, 1993).

Ces auteurs, tout comme Le Bot & Trentesaux (2004), notent que l'influence des tempêtes, absente du modèle de Allen (1980a), est souvent primordiale dans la structuration interne des dunes. La Figure 23B présente les différents types de structures internes et de morphologies externes en fonction de l'intensité des courants tidaux, de leur asymétrie, et de l'intensité des courants induits par le vent.

Ces différents modèles constituent des outils pour le décryptage des séries sédimentaires anciennes et des caractéristiques de la dynamique sédimentaire dans les environnements de dépôt associés (e.g. Longhitano, 2018).

<sup>1</sup> Classiquement, la terminologie définie par Brookfield (1977) pour les dunes éoliennes est utilisée pour décrire l'architecture interne des dunes sous-marines. Cette terminologie est basée sur les propriétés géométriques des discontinuités observées ainsi que sur leur hiérarchie au sein du corps sédimentaire. Des discontinuités de premier ordre correspondent à des réflecteurs horizontaux, celles de second ordre sont inclinées et celles de troisième ordre sont encore plus pentues.

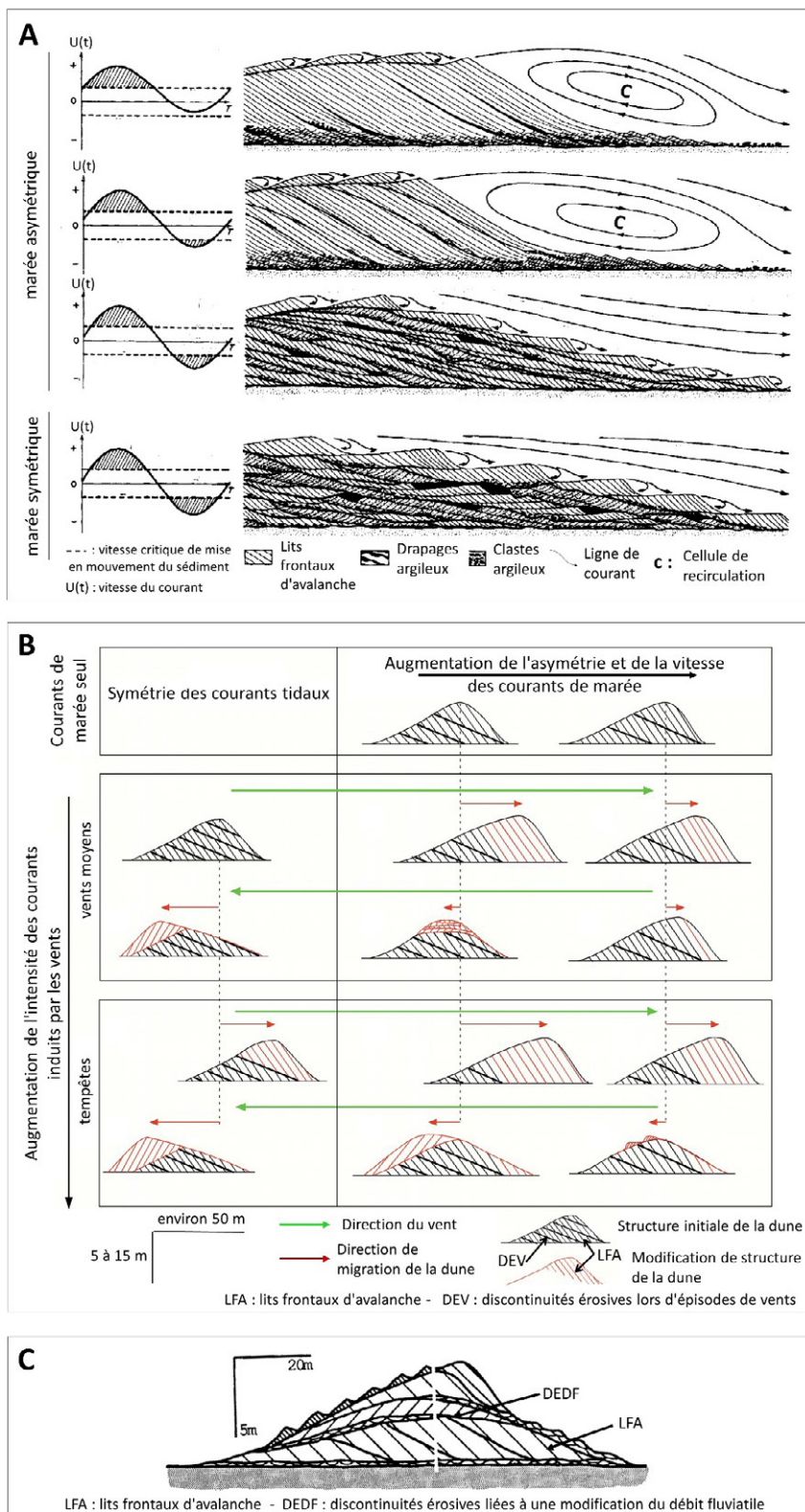


Fig. 23 : Modèles de structure interne des dunes subaquatiques pour différentes caractéristiques des forçages hydrodynamiques (Le Bot, 2021). (A) marée (Allen, 1980b), (B) marée et courants induits par les vents (Le Bot et Trentesaux, 2004) et (C) marée et débit fluvialite (Berné et al., 1993).

## SYNTHÈSE

En synthèse de cette première partie, voici quelques points importants à retenir sur les caractéristiques morphosédimentaires, environnementales et morphodynamiques des dunes sous-marines :

Les dunes sous-marines sont :

- Des corps sédimentaires **transversaux** (orientation **perpendiculaire** à celle du **courant principal**).
- Observables dans des environnements présentant un disponible **en sédiment grossier modéré à élevé**, où la vitesse du courant sur le fond est supérieure à 0,4 m/s.
- Elles sont décrites par des paramètres morphologiques divers : principalement par leur **hauteur** et leur **longueur d'onde**, variant classiquement de 6 cm à plusieurs mètres et de 60 cm à plusieurs centaines de mètres, respectivement. Les dunes de plus grandes dimensions, de l'ordre de 10-30 m en hauteur et d'une longueur d'onde approchant le kilomètre, peuvent être rencontrées en Manche mais sont plus rares en mer du Nord.
- Les dunes les plus fréquentes sont les dunes transverses. Sous certaines conditions, il est possible de rencontrer des dunes barkhanes ou des dunes trochoïdales.
- Les dunes qui migrent présentent régulièrement un flanc doux et un flanc raide, ce dernier étant orienté dans la direction du courant dominant.
- Les dunes sont généralement **groupées en champs** sous forme d'ondulations périodiques mais peuvent également être **isolées ou non-périodiques** lorsque le disponible sédimentaire est limité.
- En outre, elles se trouvent souvent **surimposées** à d'autres corps sédimentaires (e.g. bancs de sables ou de graviers) et peuvent elles-mêmes être couvertes de dunes de plus petites dimensions ou de rides, marquant une dynamique active.
- Leur morphologie et leur dynamique sont fortement influencées par les paramètres environnementaux (principalement l'écoulement, leur composition sédimentaire et la profondeur d'eau) et répondent à la modification de ces derniers. Les dunes influencent à leur tour l'hydrodynamique et les mécanismes hydro-sédimentaires.
- Des irrégularités sur un fond plat et des conditions environnementales favorables (vitesse de courant, diamètre de grain des sédiments et hauteur d'eau) sont *a priori* à l'origine de la formation des dunes en milieu marin bien que leur formation n'ait pas encore pu être observée *in situ*.
- L'ajustement du profil du courant s'écoulant au-dessus des dunes et la création de cellules de recirculation renforcent la formation des dunes par accrétion sédimentaire au niveau de leur sommet.
- Le développement des dunes est rendu possible lorsque le mode de transport privilégié est le **charriage**. Lorsque le taux de transport par suspension devient trop important, les dunes cessent de grandir. Plus ce taux de transport par suspension augmente, plus la dune verra sa hauteur diminuer.
- Les vitesses de migration enregistrées dans les environnements marins vont de quelques mètres à centaines de mètres par an avec des moyennes de 10 à 75 m/an. Les caractéristiques de la migration des dunes sont très variables selon l'environnement dans lequel elles évoluent. Les conditions hydrodynamiques et la quantité de sédiment disponible sont parmi les facteurs les plus importants de cette variabilité.
- Les processus non linéaires (e.g. tempêtes, périodes de forte houle) sont limités dans le temps mais ont une action importante sur le transport sédimentaire et paraissent jouer un rôle primordial dans la morphodynamique des dunes.

## 2. MÉTHODES D'ÉTUDE DE LA DYNAMIQUE DES DUNES SOUS-MARINES

Auteurs : Aurélien Gangloff, Olivier Blanpain, Thierry Garlan, Sophie Le Bot, Maëlle Nexer

### 2.1. Observations de terrain

L'étude des fonds marins, y compris peu profonds, a longtemps posé problème du fait de la difficulté d'accès et de l'importance des moyens à déployer. Avant le développement de méthodes d'observation indirecte des fonds marins, seules les observations directes étaient disponibles (e.g. photographie sous-marine, observation de plongeurs, prélèvements sédimentaires, plomb suiffé). Ces dernières étaient particulièrement difficiles à mettre en œuvre dès que les profondeurs devenaient importantes (au-delà de quelques dizaines de mètres) et ne permettaient pas l'étude de surfaces importantes. Il était donc délicat d'obtenir le recul nécessaire à la connaissance et à la compréhension globale des fonds marins. Depuis quelques décennies, les progrès techniques, notamment en matière d'acoustique sous-marine, ont permis d'améliorer considérablement la connaissance de la bathymétrie, de la nature des fonds et de l'environnement marin. L'amélioration de cette connaissance a facilité la localisation des corps sédimentaires sous-marins et permis de mieux appréhender leur dynamique.

Le principal intérêt de la mesure *in situ* dans l'étude de la morphodynamique des dunes est qu'elle constitue le seul moyen d'observer la réalité des processus aux échelles naturelles et de quantifier les grandeurs qui leur sont associées. Cependant, plusieurs limites sont posées par la technologie et l'environnement naturel. A la rédaction de cette synthèse, les mesures *in situ* n'offrent qu'une vision partielle, une seule valeur des différents paramètres testés étant acquise à un instant donné. La qualité de ces mesures dépend de la méthode d'acquisition et des instruments employés, fournissant une donnée quantitative mais soumise à des incertitudes. Les progrès technologiques tendent à réduire ces dernières. De plus, il est difficile d'obtenir des mesures dans les environnements peu profonds et dans des conditions de mer agitée

(e.g. tempêtes), conditions pourtant proposées comme acteurs majeurs de la morphodynamique des dunes. Concernant la mesure des processus hydrosédimentaires près du fond, le déploiement long-terme d'instruments à proximité du lit sédimentaire dans les environnements dunaires est risqué pour le matériel. En effet, ce dernier peut se trouver enseveli de sédiment, rendant impossible sa localisation ou sa récupération. Il est également à noter que les campagnes à la mer sont des opérations coûteuses.

Aujourd'hui, de nombreux outils d'observation *in situ* sont à disposition afin de caractériser les fonds sous-marins et d'étudier la dynamique des figures sédimentaires. La localisation des formes sédimentaires, leur géométrie, leur structure interne, la nature du sédiment les constituant, leur mouvement, peuvent être définis avec une très bonne résolution spatiale (décimétrique voire centimétrique) grâce aux outils géo-acoustiques tels que le sondage bathymétrique multifaisceau qui renseigne sur la morphologie, l'imagerie acoustique qui renseigne sur la nature des fonds, ainsi que la sismique très haute résolution qui offre une image de l'architecture verticale des dépôts. De plus, de nombreux capteurs (courantomètres, turbidimètres, granulomètres laser *in situ*, etc.) peuvent être utilisés pour caractériser l'hydrodynamique et les processus hydro-sédimentaires du milieu étudié. Tous ces outils sont complémentaires et permettent d'avoir une approche multi-scalaire, tant d'un point de vue spatial que temporel.

L'objectif de cette partie n'est pas de détailler avec précision le principe et les protocoles d'acquisition ou de traitement des différentes méthodes mais plutôt d'indiquer en quoi elles sont utiles et comment elles sont utilisées lors des études sur la morphodynamique des corps sédimentaires, et en particulier des dunes sous-marines.

### 2.1.1. Morphologie et composition des dépôts dunaires

Avant de tenter de comprendre la dynamique morpho-sédimentaire d'un secteur, il est nécessaire de connaître sa morphologie, la nature des fonds qui le compose ainsi que son architecture interne.

#### L'acquisition de données pour connaître la morphologie des dunes sous-marines

##### Morphologie par sondage bathymétrique

Les données les plus anciennes proviennent de sondages bathymétriques réalisés à l'aide du plomb suiffé. Cette technique consistait à descendre un plomb de sonde à la verticale du bateau jusqu'au fond et la hauteur d'eau était déduite avec exactitude de la ligne filée. Par la suite, cette méthode a disparu au profit d'outils géo-acoustiques. Par exemple, les sondeurs monofaisceau dans les années 1930, puis multifaisceaux (SMF) depuis les années 2000. La position des navires pour positionner les mesures était, avant l'utilisation des systèmes GPS à la fin des années 1990, généralement repérée par radionavigation. Un exemple d'appareil de ce type est le navigateur Decca, de bonne précision s'il était utilisé de jour, assez loin de la terre et à portée des émetteurs. Il était régulièrement établi que l'erreur d'estimation de la position ne devait pas dépasser 100 m (Hinschberger, 1970). Au mieux, les erreurs étaient de l'ordre de quelques mètres. En prenant en compte les corrections à apporter et les incertitudes liées à la mesure par plomb suiffé, il est admis que la marge d'erreur à considérer pour l'analyse de données anciennes (environ avant l'an 2000) est inférieure à 10 m pour ce qui est du positionnement et inférieure à 1 m sur la verticale (Chaumillon *et al.*, 2002, 2008b ; Wever, 2004).

Aujourd'hui, le positionnement des mesures géo-acoustiques est réalisé grâce à l'utilisation de systèmes de positionnement par satellite (GNSS) pouvant atteindre une précision centimétrique, et les SMF permettent d'obtenir des précisions verticales de quelques centimètres à quelques dizaines de centimètres dans les zones où la profondeur d'eau est inférieure à quelques dizaines de mètres. Plus encore que la précision géométrique, la densité des données a connu une grande évolution, passant d'une donnée tous

les 100 m dans les années 1950 à un maillage décimétrique actuellement. La résolution des cartes bathymétriques ne cesse donc de s'améliorer et permet de caractériser des corps sédimentaires dont les dimensions sont de plus en plus réduites (Figure 24). Des sonars interférométriques peuvent également être déployés pour le sondage bathymétrique mais les SMF étant les meilleurs en termes de précision et résolution pour la bathymétrie, cette partie reste consacrée à ces derniers.

La vitesse du navire lors des levés bathymétriques utilisant des outils géo-acoustiques est généralement comprise entre 5 et 10 nœuds, et l'ouverture angulaire du SMF est généralement de 150° (parfois réduite à 140°, voire 130° lorsque les faisceaux extrêmes sont de mauvaise qualité). La précision verticale du sondeur varie latéralement et dépend de la hauteur d'eau. Pour l'EM2040C par exemple, utilisé dans le cadre du projet DUNES dans des hauteurs d'eau de 10 à 30 m, l'incertitude verticale correspond théoriquement à des ordres de grandeur de l'ordre de quelques centimètres à 25 cm (Figure 25). La précision horizontale des sondes dépend essentiellement des récepteurs GNSS utilisés. Les récepteurs récents tels que le Trimble BD960 ou BD982 permettent un calcul centimétrique de la position des sondes en planimétrie, dans l'ordre de grandeur de la précision des sondeurs récents et de la résolution pour un faisceau, généralement d'environ 1° x 1° (Iwen, 2017). La résolution horizontale de ce type de levés dépend de l'ouverture angulaire et surtout de la vitesse du bateau lors du sondage. En sortie de modèle, il est possible de construire des modèles numériques de terrain (MNT) avec des résolutions horizontales de l'ordre de 25 cm.

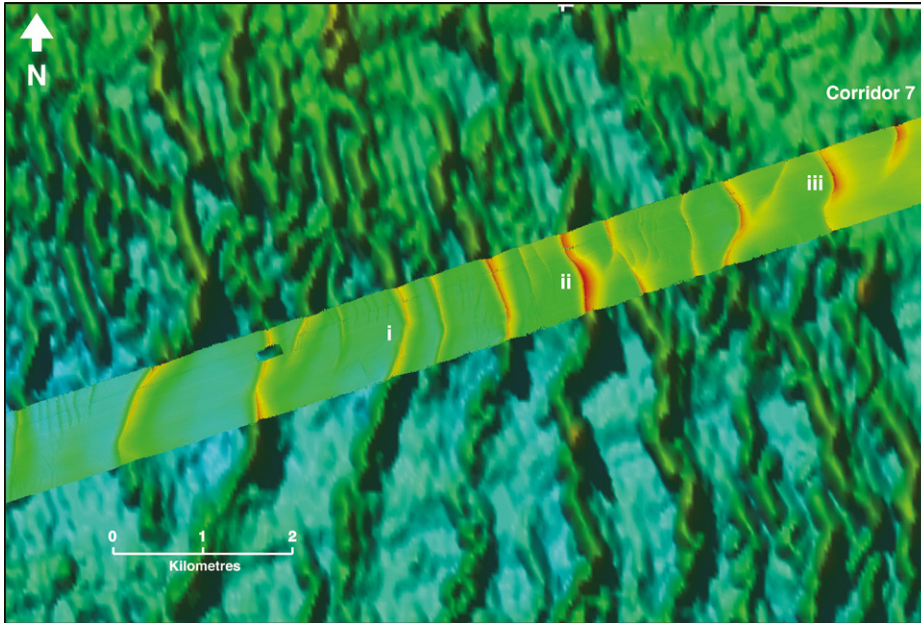


Fig. 24 : Comparaison de Modèles Numériques de Terrains issus de mesures réalisées avec des sondeurs mono- et multi-faisceau. Dunes sous-marines dans le chanel externe de Bristol, U.K. (James, 2008).

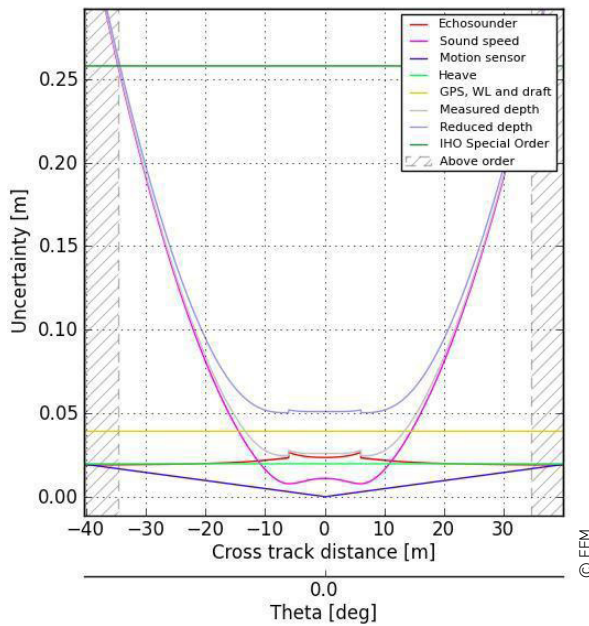


Fig. 25 : Bilan théorique d'incertitudes verticale et horizontale du navire bathymétrique Geosurveyor XI (GEOXYZ) utilisé lors des campagnes bathymétriques DUNES (2020).

LIDAR topobathymétrique

Le Lidar topobathymétrique aéroporté utilise les rayons laser infrarouges pour mesurer la topographie et les rayons laser verts pour pénétrer partiellement dans l'eau et mesurer la bathymétrie d'une zone côtière donnée (Lague et Feldmann 2020). Ce type d'instrument permet de couvrir de grandes zones rapidement en

fournissant des données denses et précises pour la bathymétrie de faible profondeur et intertidale (Schmidt *et al.*, 2013). La profondeur de pénétration du laser dans l'eau dépend notamment des propriétés physiques de la colonne d'eau (turbidité, turbulence) et est régulièrement inférieure à 5 m (Figure 26).

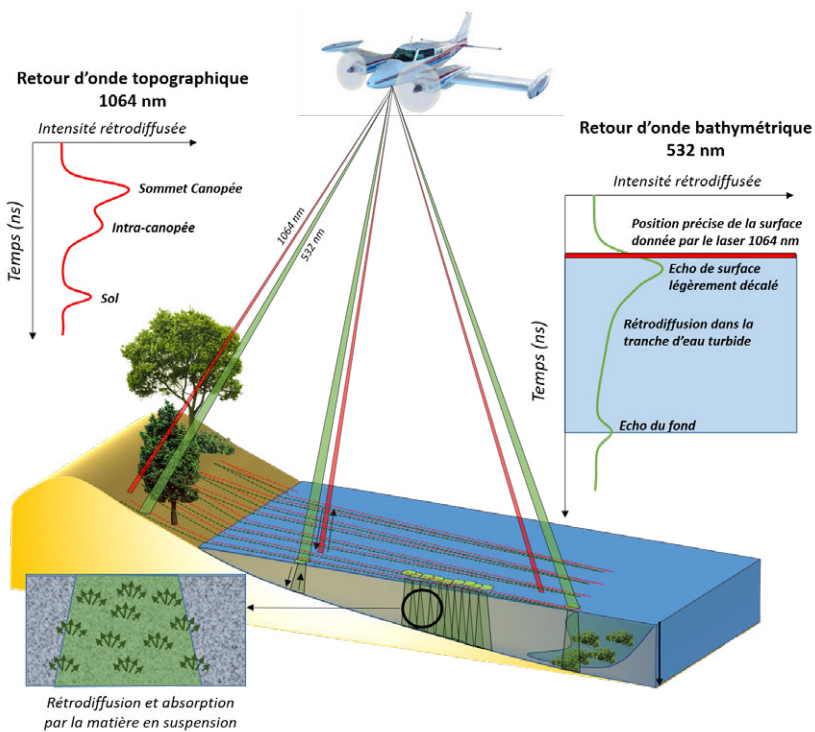


Fig. 26 : Principe de fonctionnement du lidar topo-bathymétrique (dans Lague et Feldmann, 2020).

## Détermination de la nature des fonds

### Sonar à balayage latéral

Le sonar latéral est un outil qui permet d'insonifier le fond et se présente sous la forme d'un poisson, émetteur-récepteur, remorqué. Pour un éventail d'une largeur d'environ 200 m et avec une résolution d'image pouvant être centimétrique, il permet de couvrir de larges étendues de manière relativement rapide. Cette largeur d'insonification dépend de la fréquence du sonar, plus cette largeur est grande, plus on perd en résolution donc en détection des obstructions sur le fond marin.

A partir de l'image acoustique du fond (sonogramme), il est possible de définir de grands

ensembles faciologiques pouvant être interprétés en termes de granularité du sédiment et de corps sédimentaires de grandes dimensions (Figure 27, exemple de dunes de type barkhane). La précision du géoréférencement des données est moins bonne que pour le sondage bathymétrique car l'engin est remorqué alors que le positionnement GPS fournit la position du bateau.

Néanmoins, les appareils gagnent en précision, notamment grâce à des systèmes de positionnement acoustique du poisson remorqué.

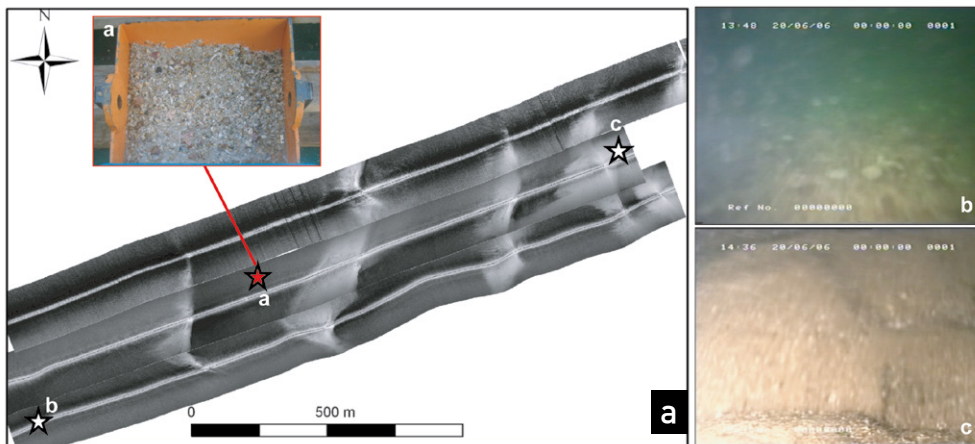


Fig. 27 : Exemple de sonogramme, d'un prélèvement sédimentaire (a) et d'extraits issus de vidéos sous-marines (b & c) réalisées sur un secteur couvert de dunes sous-marines au large de Dieppe (Ferret, 2011).

### Systèmes de classification semi-automatique des fonds

Les systèmes de classification des fonds permettent de caractériser la nature sédimentaire du fond marin. Ces outils se basent sur l'analyse de l'écho acoustique des émissions des sondeurs monofaisceaux, renvoyés par le fond (Figure 28).

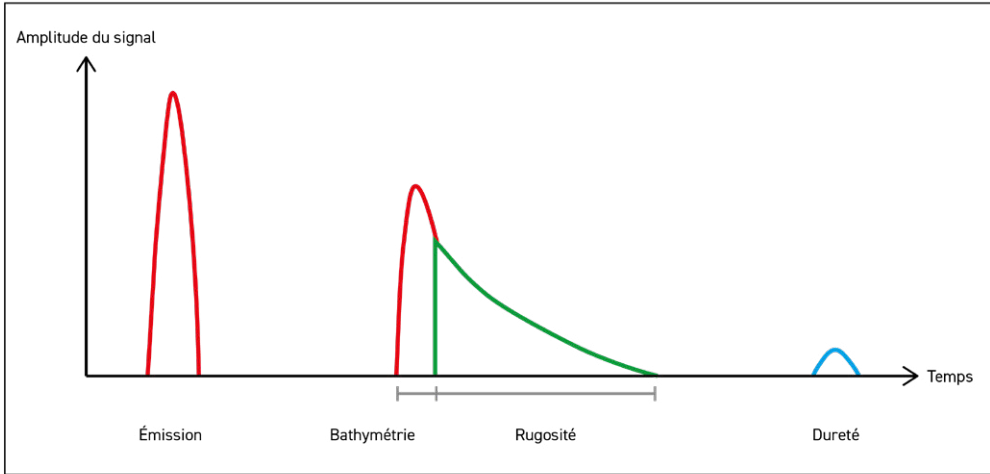


Fig. 28 : Figure théorique de l'exploitation d'un signal acoustique monofaisceau - différents échos identifiables en amplitude.

2

Le signal reçu est influencé par les propriétés physiques des sédiments superficiels et de la subsurface immédiate. Les paramètres influençant le signal retour incluent les propriétés physiques des sédiments (taille des grains, porosité du sédiment, etc.), la présence de formes et figures sédimentaires, la présence de benthos, etc. (Ehrhold, 2000).

Ce sont les premiers systèmes à avoir permis de caractériser les figures sédimentaires sous-

marines et leur répartition. Ils ont ainsi fourni le socle de l'article de Belderson et Kenyon (1982) par exemple.

Plusieurs systèmes de classifications automatiques ou semi-automatiques des fonds sont commercialisés tels que RoxAnn (Sonavision) ou SIVA/POSEIDON (Semantic TS), qui permettent de transformer les signaux émis par un sondeur bathymétrique mono-faisceau en indices de rugosité [E1] et de dureté [E2] (Figure 29).

Paramètres	Freq0	Freq1
Heure	00:29:30.203	00:29:30.203
X	-4.789407611	-4.789407611
Y	48.26931477	48.26931477
Z gps	-0.00896384	-0.00896384
Fx Quality	2	2
Qualité GPS		
Altitude	35.328	35.088
Ping #	943 / 16303	
Celerite	750	750
Pulse Length (ms)	1.024	0.256
Frequency	33000	210000
Fe	3906.25	15625
Power	300	90
Gain	13.5	13.5
Absorption	0.00673621	0.0683561
Spreading		
Nbr. Eit.	573 / 1	2292 / 1
Range	109.824	109.968
Dureté	0.0303291	0.0141245
Rugosité	0.078859	0.0526769

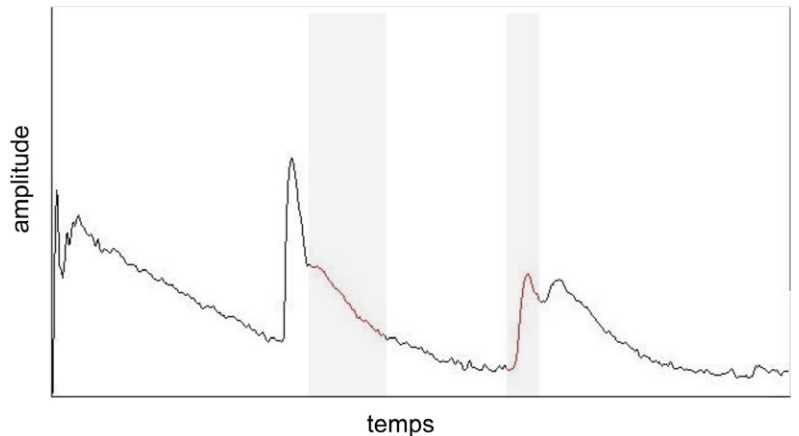


Fig. 29 : Exemple d'analyse du signal monofaisceau par le système POSEIDON. Il est possible d'y retrouver les éléments théoriques présentés en Figure 28, notamment la décroissance liée à la rugosité (première bande grise) et le pic tardif lié à la dureté (deuxième bande grise).

Garlan (2004) a noté que les systèmes de classification semi-automatique des fonds paraissent performants pour aider le sédimentologue dans sa recherche de zones de dépôts homogènes, mais qu'ils ne conduisent pas encore réellement à définir la nature des fonds sans un post-traitement réalisé à l'aide de prélèvements sédimentaires. Après traitement, ces systèmes sont très

intéressants, notamment pour effectuer la cartographie sédimentaire des fonds marins (Figure 30). Sur la figure, la différenciation entre sable fins vaseux (SFV) et vase (V) est bien visible, permettant d'étendre la donnée ponctuelle du prélèvement à toute la surface de même propriété.

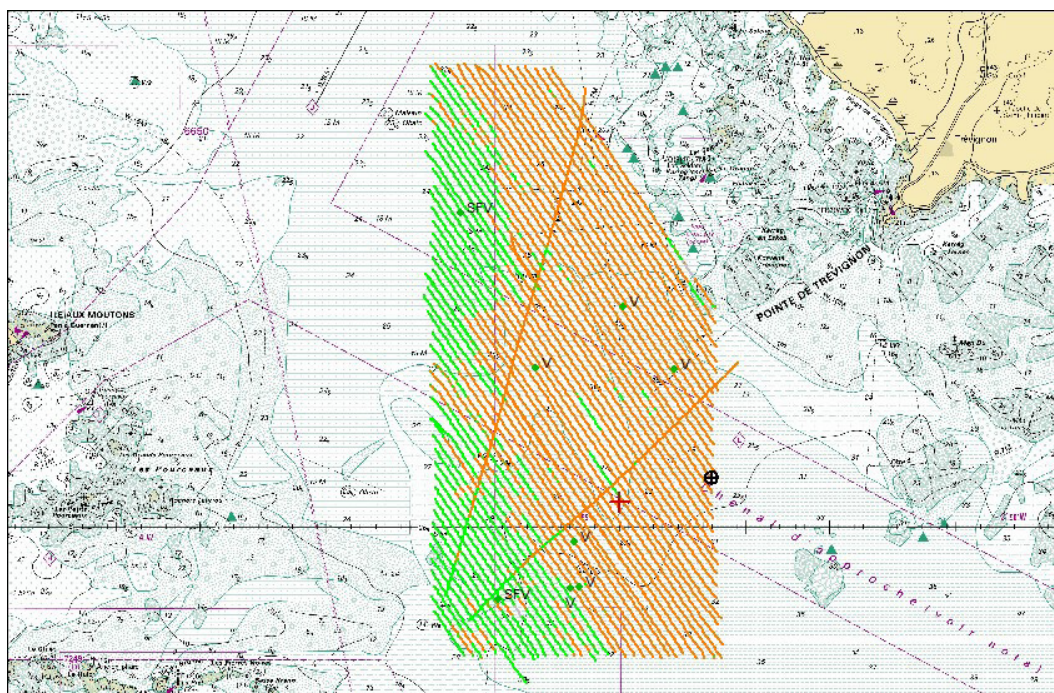


Fig. 30 : Exemple de classification des fonds sur la zone de Concarneau (campagne DYNSEDIM2016 - Shom) après traitement du sondeur monofaisceau par les logiciels SIVA et POSEIDON (rugosité/dureté). En vert, sables fins vaseux (SFV) et en orange, vase (V). Les points de prélèvements sont représentés par des triangles verts sur la carte.

### Classification des fonds via les données Lidar topobathymétriques

Le LiDAR topobathymétrique permet de construire deux nuages de points 3D à une très grande résolution spatiale des scènes scannées à partir de deux longueurs d'onde spécifiques : 1064 nm et 532 nm (Le Guennec *et al.* 2018). A partir de ce nuage de point, il est possible d'extraire des caractéristiques morphologiques de la surface étudiée : rugosité, pente, densité de point (Lague et Feldmann, 2020). Ces caractéristiques

vont permettre de classer manuellement les fonds selon leur nature (Janowski *et al.*, 2022). Depuis quelques années, le développement de traitement automatique des nuages de points via le machine learning est en plein essor. Cette technique permet de traiter un nombre important de données mais est encore en plein développement.

## Calibration des données acoustiques par la vérité-terrain

### Vidéo sous-marine

La vidéo sous-marine est un complément utile pour affiner la caractérisation de la couverture sédimentaire superficielle et de sa variabilité métrique (Figure 27-b et 27-c). Cette donnée est qualitative mais peut fournir des ordres de grandeur de taille des particules sédimentaires et des structures sédimentaires lorsque le système peut être posé sur le fond ou dispose de pointeurs laser. Cet outil permet notamment de : (i) calibrer l'imagerie acoustique obtenue par sonar à balayage latéral ou par SMF, (ii) visualiser des petites structures sédimentaires comme les rides qui sont indécélabes par les méthodes acoustiques et non préservées dans les prélèvements sédimentaires, (iii) visualiser le sédiment en place et observer l'agencement des grains les uns par rapport aux autres. La mise en œuvre de ce type de mesure est opérée lors des périodes d'étales de la marée et nécessite des conditions météorologiques relativement bonnes pour permettre la mise à l'eau de la caméra et éviter que l'eau ne soit troublée par le sédiment mis en suspension du fait de l'agitation du milieu.

### Prélèvements sédimentaires

A l'inverse des outils présentés précédemment, les prélèvements sédimentaires de la couverture superficielle fournissent une information directe, quantifiée, sur les sédiments composant le fond marin, même si cela n'est que ponctuel. Plusieurs types de bennes peuvent être utilisées pour réaliser ces prélèvements : benne à

main mise en œuvre par des plongeurs, benne Shipeck, benne Hamon, benne van Veen, carottier boîte, etc. Elles se distinguent les unes des autres par leur encombrement et leur poids, par les volumes de sédiments prélevés et la profondeur de prélèvement, par leurs mécanismes de déclenchement, entre autres. Le choix du type de benne est fonction de la granularité du sédiment à prélever.

Les prélèvements sédimentaires sont nécessaires à toute étude sédimentologique car ils permettent d'accéder à la « réalité terrain ». Les échantillons sont prélevés selon une stratégie anticipée. Classiquement, ils font l'objet d'une analyse granulométrique afin de définir précisément la distribution de taille des particules sédimentaires, parfois complétée par une analyse calcimétrique afin d'identifier, en particulier, la fraction coquillière du sédiment. Cette caractérisation permet notamment une calibration fine des données d'imagerie acoustique.

Pour caractériser le sédiment sur la verticale, des carottages peuvent être effectués et les mêmes analyses de laboratoire peuvent être réalisées pour différentes profondeurs (e.g. granulométrie, calcimétrie). En outre, des mesures scissométriques peuvent être réalisées sur les sédiments prélevés par carottage, du fait de la conservation de la structure du sédiment, et permettent de fournir des informations sur la porosité et la compaction du sédiment, des paramètres influençant la réponse acoustique des fonds (imagerie).

## Architecture interne des corps sédimentaires par sismique très haute résolution : exemples de sondeurs de sédiments

La sismique très haute résolution (THR) permet d'accéder aux structures internes des corps sédimentaires. Grâce à cet outil, il est possible d'analyser la signature des différents agents dynamiques et mieux comprendre les processus à l'origine de la migration des dunes (Berné, 2000 ; Berné *et al.*, 1988 ; Le Bot and Trentesaux, 2004) (Figure 31). La résolution verticale des sondeurs de sédiment (*Sub Bottom Profilers - SBP*) dépend principalement de la fréquence

d'émission (plus elle est haute, meilleure est la résolution) et du type de sédiment constituant les fonds marins. Par exemple, lors de l'utilisation d'un sondeur de sédiment 3,5 kHz pour étudier des fonds sablo-graveleux, la résolution est de l'ordre de quelques décimètres (Maroni, 1997 ; Weber *et al.*, 2004), pour une profondeur de pénétration variant entre 10 et 15 mètres environ. Pour exemple, au Shom, sur les navires de grande taille, le sondeur SBP 27 peut pénétrer

entièrement le banc d'Ouessant (Figure 32), soit environ 40 m de sable, avec une résolution verticale inférieure à 25 cm. Sur les vedettes, navires de faible tirant d'eau destinés à sonder des zones

peu profondes, les sondeurs SBP ECHOES 10000 (iXblue) fournissent une résolution verticale d'environ 10 cm et peuvent pénétrer de 7 à 10 m dans le sable.

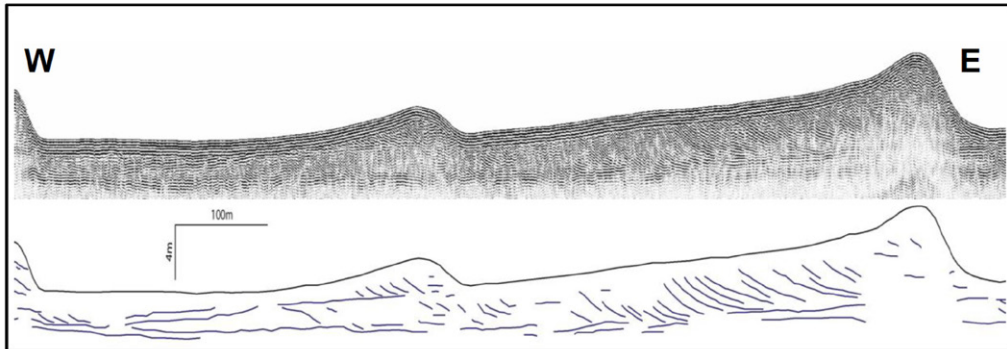


Fig. 31 : Exemple de profil sismique permettant la description de l'architecture interne de corps sédimentaires sableux (Ferret, 2011).

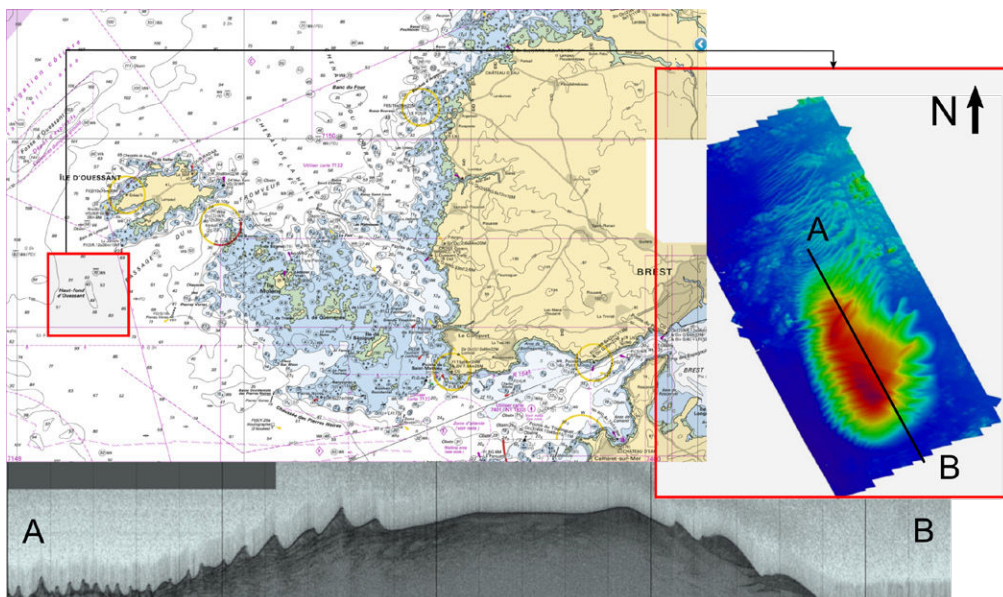


Fig. 32 : Exemple de profil de sondeur de sédiment sur les hauts fonds d'Ouessant. Des dunes surimposées au banc sont bien identifiables.

### 2.1.2. Conditions hydrodynamiques

Dans le but de comprendre les processus gouvernant la dynamique globale du système et de les quantifier, il est indispensable de caractériser l'hydrodynamique de l'environnement. Les mesures de courant réalisées grâce à des courantomètres permettent d'accéder aux caractéristiques de l'écoulement du fluide liées aux courants tidaux et non-tidaux (vent et houle). Les informations concernant l'hydrodynamique du milieu sont primordiales puisqu'elles permettent de définir les périodes où les sédiments peuvent être mobilisés et d'estimer les quantités de sédiment transportées. Différents types de courantomètres peuvent être utilisés, dans différentes configurations.

#### Mesures de courant

Les courantomètres dits « ponctuels » constituent un premier type de courantomètres. Il existe des courantomètres à rotor, dont le principe de fonctionnement est le suivant : le déplacement de l'eau de mer oriente une plaque qui détermine la direction horizontale du courant. Par ailleurs, un rotor à pales est entraîné par le courant et sa vitesse de rotation permet de déterminer la vitesse du courant. La direction horizontale et la vitesse sont enregistrées dans la mémoire de l'appareil. Il existe également des courantomètres ponctuels plus sophistiqués, permettant de mesurer les composantes tridimensionnelles du courant, basés sur le principe de l'effet Doppler (e.g. Vector - Nortek Group). Les courantomètres utilisant l'effet Doppler sont dotés de plusieurs transducteurs piézoélectriques jouant le rôle d'émetteurs et de récepteurs. Ces capteurs émettent un train d'ondes acoustiques (appelé *ping*) à une fréquence  $f_E$  qui se propage dans l'eau et dont une partie est réfléchiée par les particules en suspension à une

fréquence de retour  $f_R$ . Si les particules sont immobiles, la fréquence de retour  $f_R$  sera identique à la fréquence d'émission  $f_E$ . En revanche, si ces particules sont en mouvement (advection par le courant), la fréquence est affectée d'un décalage, appelé « décalage Doppler », proportionnel à la vitesse des particules qui, par hypothèse, est égale à celle du courant. A chacune des composantes horizontales du courant est associée une valeur de champ magnétique fournie par un magnétomètre intégré. Suite à un calcul vectoriel, il est alors possible d'obtenir les composantes nord-sud et est-ouest du courant. Ces courantomètres sont limités à une mesure ponctuelle mais sont souvent utilisés en dynamique sédimentaire du fait qu'ils permettent de mesurer la vitesse du courant au plus près de l'interface eau-sédiments, particulièrement intéressante pour l'étude de la dynamique dunaire, dont le mode de transport privilégié des particules est le charriage sur le fond.



Fig. 33 : Exemple de profileurs de courant à effet Doppler.

© FEM

Les profileurs de courant constituent un second type de courantomètres. (Figure 33). Ils fonctionnent également sur le principe de l'effet Doppler, et dans le cas des profileurs, les capteurs émettent dans tout ou partie de la colonne d'eau et non en un point. La colonne d'eau est alors divisée en couches de différentes tailles, dépendant de la fréquence d'émission, pour lesquelles une valeur moyenne du courant est calculée. Plus la fréquence d'émission de l'appareil sera élevée, moins sa portée sera grande mais meilleure sera la résolution verticale. Les profileurs de courant peuvent être positionnés en point fixe, regardant vers le haut (instrument posé sur une structure au fond) ou vers le bas (installés sur des lignes de mouillage dédiées ou sur du balisage), permettant d'enregistrer des séries temporelles du courant sur différentes couches de la colonne d'eau en station. Ils peuvent également être montés sur des navires pour effectuer des mesures en route. Il est alors possible d'effectuer un balayage spatial et ainsi avoir une vision plus synoptique des courants mais ces mesures ne peuvent s'effectuer que pour des conditions météorologiques clémentes et ne permettent donc pas d'enregistrer les courants en périodes de tempêtes. En station, des courants liés à des événements extrêmes peuvent être mesurés. Toutefois, si les profileurs sont déployés sur le fond dans le cadre d'une étude de la dynamique des dunes, il convient d'être vigilant car ces derniers peuvent se retrouver ensevelis par une migration dunaire (il en va de même pour les courantomètres ponctuels déployés sur le fond pour les études de dynamique dunaire). Bien que ce type d'instruments fournissent une mesure sur une bonne partie de la colonne d'eau, ils sont incapables de fournir une mesure correcte à proximité directe de leurs transducteurs ou aux interfaces (air-mer et eau-sédiments) (Figure 34). En effet, après chaque émission de train d'onde, les transducteurs continuent à résonner pendant un certain temps, rendant impossible la mesure juste à proximité de l'instrument. Aux interfaces,

c'est également le cas. En effet, si le profileur est orienté vers le bas, le train d'onde est réfléchi par le fond et le signal retour de ce dernier est assez fort pour masquer celui des courants proches du fond. Si le profileur est orienté vers le haut, l'écho important produit par la surface implique le même phénomène de masquage et ne permet pas de mesure du courant près de la surface. Ces instruments sont donc très performants pour les mesures de flux de sédiments en suspension mais pas pour les flux charriés sur le fond.

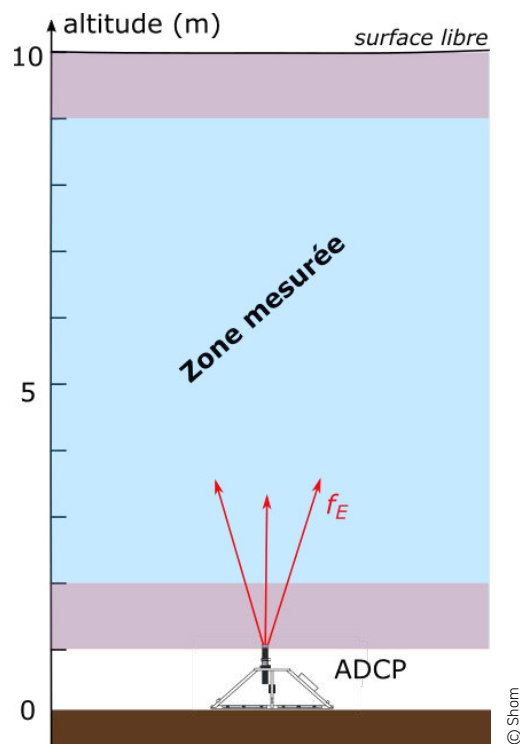


Fig. 34 : Schéma illustrant les zones "blanches" d'une mesure de profileur de courant. Exemple d'un ADCP posé au fond, regardant vers le haut, échantillonnant la colonne d'eau par cellules de 1 m de haut.  $f_E$  est la fréquence d'émission de l'appareil.

## Mesures de houle

En pratique, les instruments *in situ* les plus courants pour les mesures de houle sont des bouées suivant la surface libre ou, depuis le fond, des capteurs de pression ou des ADCP dotés de modules de mesure des vagues (Ardhuin, 2021). Les bouées mesurent soit les positions et les vitesses successives, déterminées par un positionnement GPS précis, soit l'accélération verticale de la bouée flottant à la surface libre, donnant après une double intégration dans le temps, un signal d'élévation de la surface  $\zeta(x, y, t)$ . Lorsque les mesures d'élévation de la surface par bouée sont trop coûteuses ou impossibles (e.g. conditions de courants forts ou vagues déferlantes, incompatibles avec un amarrage solide des bouées sur le fond), des capteurs positionnés

sur le fond peuvent être déployés. La mesure la plus courante est d'utiliser des capteurs de pression, qui donnent également une mesure des niveaux de marée. Il est également possible d'utiliser des ADCP regardant vers la surface et dotés de modules de mesure de houle. La combinaison des vitesses mesurées par les différents faisceaux acoustiques permet une mesure intéressante des vagues et de leur direction.

Des capteurs de pression de surface ou encore le recours à des méthodes optiques (stéréo-photos, vidéos, images satellitaires) peuvent également être envisagés pour avoir une information sur les caractéristiques des vagues d'un site d'étude.

2

### 2.1.3. Flux sédimentaires

Pour estimer des flux sédimentaires, on peut utiliser des approches discrètes visant à quantifier le flux sur de très courts pas de temps, de l'ordre de la seconde à la minute (e.g. couplage des mesures courantométriques avec des mesures de matières en suspension) ou utiliser des approches indirectes plus intégratives (e.g. estimation des flux sédimentaires à partir de la dynamique des dunes ou à partir de l'analyse de différentiels bathymétriques).

Dans le premier cas, il convient de coupler les mesures courantométriques à des mesures de matières en suspension, disponibles par prélèvement direct, ou d'utiliser des méthodes indirectes, acoustiques ou optiques (e.g. turbidimètres). Dans le cas d'une utilisation de ces méthodes indirectes, il convient de calibrer les appareils à partir de mesures de concentrations en matières en suspension réalisées *in situ*. L'inversion des signaux acoustiques est performante pour les

particules assez grossières (typiquement plus grosses que les sables très fins) mais pas pour les particules fines, cohésives. En revanche, c'est l'inverse pour les méthodes optiques, performantes pour les particules fines (typiquement plus petites que les sables) mais pas pour les particules grossières. Un couplage des deux approches est donc recommandé pour estimer le plus exactement la concentration en particules en suspension par méthode indirecte.

Le couplage de courantomètres et de mesures de concentration en particules en suspension peut également permettre d'identifier des seuils de mise en mouvement du sédiment. Les profileurs de courant sont aussi souvent utilisés dans des contextes sédimentaires présentant des formes de fond afin d'étudier l'impact de la morphologie du fond sur l'écoulement dans la colonne d'eau (Figure 34).

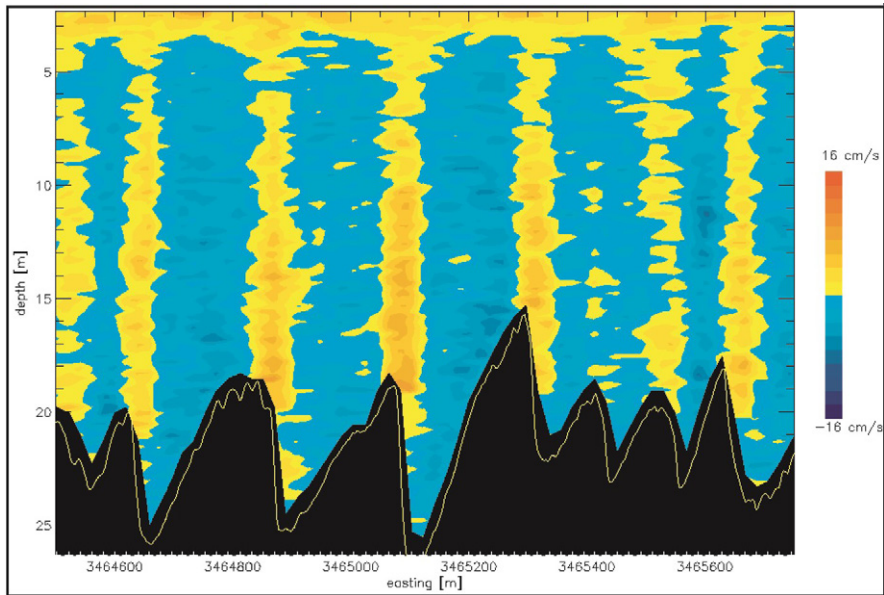


Fig. 35 : Composante verticale du courant issu de mesure de profileur acoustique à effet Doppler (ADP), à l'aplomb de dunes sous-marines (Lister Tief, mer du Nord) (Hennings *et al.*, 2004).

Dans le deuxième cas, les flux sédimentaires sont approchés à partir de la migration et de la morphologie des dunes par la méthode du « Dune Tracking » (Hoekstra *et al.*, 2004 ; Ferret, 2011 ; Schmitt & Mitchell, 2014 ; Michel, 2016). Les différents paramètres qui rentrent en compte dans le calcul des flux avec cette méthode sont la vitesse de migration des dunes ( $c$ ), la hauteur des dunes ( $H$ ), la largeur des dunes ( $L$ ), la longueur d'onde des dunes ( $\lambda$ ), la surface des dunes ( $V$ ), le facteur de forme de la dune ( $f$ ) et la porosité du sédiment ( $\phi$ ). Les flux sédimentaires (en  $m^3/m/s$ ) s'obtiennent avec l'équation suivante (Hoekstra *et al.*, 2004 ; Ferret, 2011 ; Schmitt & Mitchell, 2014 ; Michel, 2016) :

$$Q_b = cHf(1-\phi)$$

Avec  $c$  : la vitesse de migration de la dune,  $H$  : la hauteur de la dune,  $f$  : le facteur de forme de la dune et  $\phi$  : la porosité du sédiment.

Le facteur de forme (sans dimension) s'obtient selon l'équation suivante :

$$f = \frac{V}{\lambda H}$$

Avec  $V$  : la surface de la dune,  $\lambda$  : la longueur d'onde et  $H$  : la hauteur de la dune.

La surface des dunes (en  $m^2$ ) s'obtient quant à elle de la manière suivante :

$$V = \frac{LH}{2}$$

Avec  $L$  : la largeur de la dune et  $H$  : la hauteur de la dune. Afin d'exprimer les flux sédimentaires en masse sédimentaire sèche (en  $t/m/an$ ), les flux sédimentaires sont multipliés par la masse volumique de la silice ( $2650 \text{ kg}/m^3/s$ ).

### 2.1.4. Morphodynamique des formes de fond

Dans les précédentes sections, les différentes approches instrumentales, leur complémentarité et leur rôle selon l'échelle spatiale considérée ont été décrites. C'est également le cas de l'échelle temporelle. Le **Tableau 2** présente les pas de temps d'observation pour lesquelles les différentes méthodes mentionnées plus haut sont employées. Afin d'avoir une vision synoptique de l'évolution des fonds marins, les

données bathymétriques sont les plus couramment analysées car les plus pertinentes du fait de leur précision et résolution élevées. Cela dit, afin d'appréhender la dynamique des fonds, le sonar à balayage latéral, la sismique THR (pour des échelles de temps longues) et les mesure hydrosédimentaires (pour des échelles de temps plus courtes) sont indispensables.

Outils	Bathymétrie	Sonar à balayage latéral	Sismique THR	Mesures hydrosédimentaires (courantométrie, turbidimétrie, etc.)
<b>Echelle</b>				
Cycle de marée	(X)			X
Saisonnière	X	X	(X)	X
Pluri-annuelle	X	X	X	
Pluri-décennale	X	X	X	

Tab. 2 : Présentation des outils disponibles pour étudier la morphodynamique des corps sédimentaires en fonction des échelles de temps pour lesquelles ils sont adaptés.

Les sondages bathymétriques, qu'ils soient mono-faisceau ou multi-faisceaux, se révèlent être pertinents pour suivre l'évolution des fonds marins, quel que soit le pas de temps considéré. Toutefois, lorsque les dunes sont de grandes dimensions et peu dynamiques, la précision des sondeurs bathymétriques peut s'avérer insuffisante pour permettre de déterminer la migration des dunes sur des pas de temps courts (e.g. cycle semi-diurne ou semi-lunaire). En effet, sur des pas de temps courts, la migration des dunes peut fréquemment être dans la marge d'erreur de la mesure bathymétrique. Grâce à ces mesures, la mise en évidence et la quantification de l'évolution morphologique des fonds marins peut se faire simplement en réalisant par exemple un différentiel bathymétrique entre deux dates de levés et il est ainsi possible de mettre en évidence les migrations résiduelles de corps sédimentaires (Chaumillon *et al.*, 2008a ; Degrendele *et al.*, 2004 ; Eilertsen *et al.*, 2008 ; Ernstsens *et al.*, 2004 ; Idier, 2003 ; Idier *et al.*, 2002 ; Le Bot, 2001) (**Figure 36**). Avec ce type de quantification,

il est possible d'obtenir les zones en érosion et en accrétion mais il ne sera pas possible d'extraire la dynamique des dunes directement. Pour obtenir de telles données, il est nécessaire de suivre l'évolution et le déplacement de leurs crêtes et leurs creux. Par ailleurs, pour l'analyse morphologique, l'analyse sur profils bathymétriques est intéressante. Il est aussi intéressant de quantifier les paramètres morphologiques des dunes (e.g. longueur d'onde, sinuosité, etc.) sur chaque date de levé et de les comparer d'un levé à l'autre. Un différentiel bathymétrique ou une comparaison crête à crête des dunes pour l'étude de leur dynamique est difficile dès lors que la distance de migration d'une dune dépasse sa longueur d'onde caractéristique. De plus, Wever (2004) rappelle que l'identification et le suivi d'une figure sédimentaire lors de mesures bathymétriques répétées peut se révéler être délicate lorsque le laps de temps entre les levés est trop important car la morphologie d'une dune peut totalement changer (phénomène d'amalgamation, lissage de la dune, etc.).

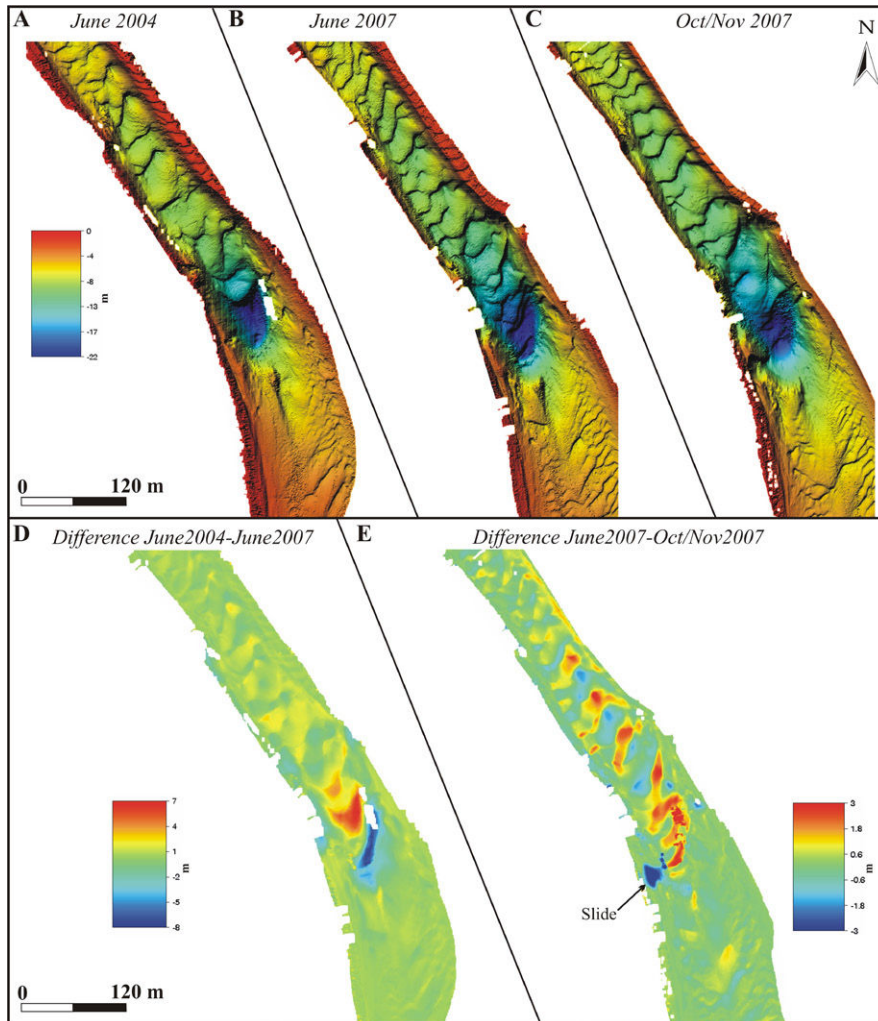


Fig. 36 : Bathymétrie du chenal Storrraka (Norvège) à 3 périodes différentes [A-C], et changements survenus [différentiels bathymétriques] sur des périodes de 3 ans (D) et 4 - 5 mois (E) (Eilertsen *et al.*, 2008).

Les méthodes pour étudier les formes de fond varient de l'étude de figures sédimentaires singulières (e.g. suivi de l'évolution d'une dune en particulier) à l'analyse quantitative de champs de dunes à partir des informations sur l'élévation du fond d'après les MNT.

Afin d'étudier les orientations et les longueurs d'onde de différents groupes de formes de fond (e.g. bancs, dunes, mégarides), il est possible d'effectuer une analyse de variabilité sur les MNT (Dorst, 2004 ; Goovaerts, 1997 ; Pluymaekers *et al.*, 2007), en utilisant par exemple des algorithmes

permettant d'extraire des métriques de dunes (e.g. Damen *et al.*, 2016 ; Ogor, 2018 ; Tersleer, 2019) (Figure 37). En effet, une fois les variations de profondeur dans différentes directions (2D) extraites et moyennées de façon automatique, il est possible d'identifier les formes de fond. Par exemple, la variabilité le long d'une crête de dune est faible en comparaison à la variabilité dans la direction transverse à la crête. L'analyse de variabilité permet alors d'identifier les directions des dunes et leur espacement. Une autre approche, par analyse spectrale 2D (Fourier) sur les MNT permet également d'obtenir ces caractéristiques de groupes de formes de fond (Cazenave

*et al.*, 2013 ; Lefebvre *et al.*, 2011 ; van Dijk and Egberts, 2008 ; Wang *et al.*, 2019). Ces méthodes ne permettent cependant pas d'avoir une information sur la géométrie et la dynamique de corps isolés. Des algorithmes complémentaires peuvent être appliqués afin d'obtenir l'enveloppe de chaque forme de fond et d'en extraire par exemple leur crête et si plusieurs séries de MNT peuvent être analysées, alors il est possible d'en déduire la dynamique des dunes (e.g. Best *et al.*, 2013 ; Dorst *et al.*, 2007 ; Franzetti *et al.*, 2013 ; Knaapen *et al.*, 2005).

2

Méthodes d'étude

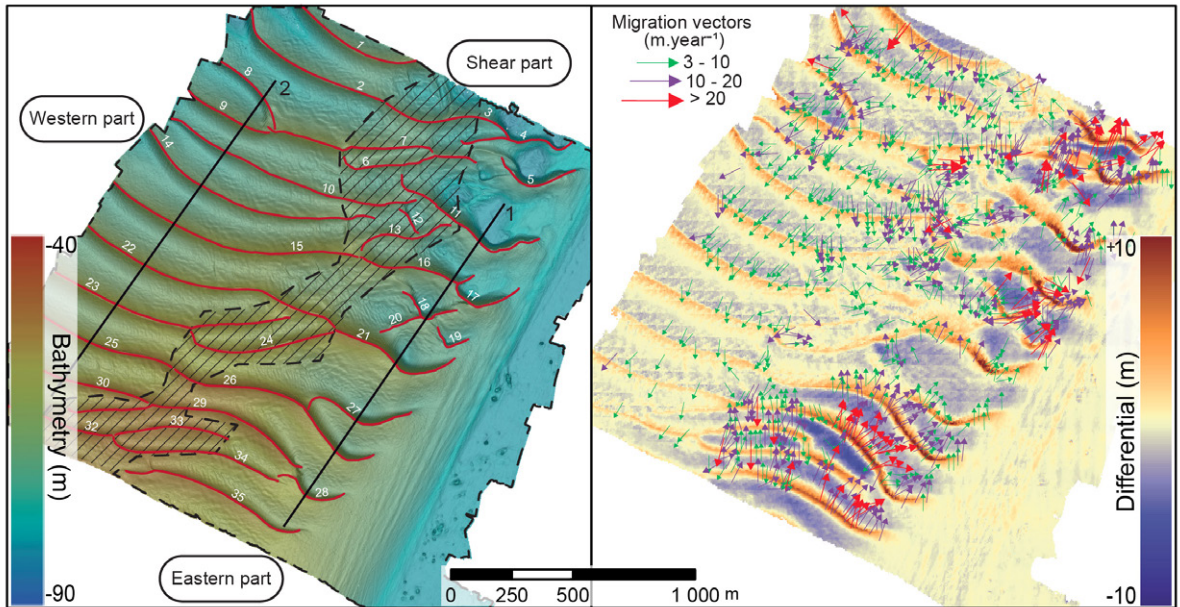


Fig. 37 : Différentiel bathymétrique d'une zone du banc du Four entre 2009 et 2010 montrant les vecteurs de migration de dunes obtenus par une méthode de cross-corrélation utilisant les paramètres morphologiques des dunes extraits : crêtes de dune et pieds de dune (Franzetti *et al.*, 2013).

## 2.2. Modélisation physique

### 2.2.1. Expérimentations en canal

La modélisation physique (ou analogique) est un outil très intéressant pour étudier le comportement des formes de fond de taille réelle. Cette technique est utilisée depuis plus d'un siècle et est appliquée à différentes disciplines (hydraulique des rivières, design de structures fluviales, etc.), et notamment à l'étude du transport sédimentaire et des formes de fond sous l'action des vagues et des courants depuis environ un siècle [e.g. Shields, 1936 ; Straub, 1935 ; Gilbert, 1914 dans Van Rijn *et al.*, 1993]. Le but de la modélisation physique en canal est avant tout d'étudier un ou plusieurs processus en particulier. En ce sens, il convient de simplifier la complexité du milieu naturel après identification des variables jouant un rôle important dans le processus à étudier. Les expériences sont alors généralement conduites dans des conditions idéalisées, recourant par exemple à des fonds horizontaux, des ondes monochromatiques, des sédiments uniformes, des écoulements unidirectionnels. Il est également possible de substituer des variables à d'autres. Par exemple, pour étudier l'impact des vagues sur les formes de fond, la période des vagues ( $T$ ) peut être remplacée par le diamètre orbital ( $d_0 = u_w T / \pi$ ) (Simarro & Galán, 2017). C'est grâce à ce type d'expériences que la majorité des formulations physiques concernant le transport sédimentaire ou l'initiation, l'évolution et la migration des formes de fond ont été énoncées. Par exemple, « en granulométrie étendue, les études en canaux ont notamment permis d'étudier le seuil de mise en mouvement différentiel, le transport partiel, la stratigraphie

des dépôts, le phénomène de pavage, le phénomène d'affinement granulométrique à l'aval d'un écoulement, le tri granulométrique sur un fond ridé, ou encore d'évaluer la contrainte de frottement en présence de grosses aspérités » (Blanpain, 2009).

Un modèle physique présente pour principale limite d'être réalisé à une échelle différente de la nature. Ainsi, les conditions expérimentales doivent être ajustées afin que les deux systèmes soient, dans la mesure du possible, proportionnels aussi bien géométriquement qu'en termes de forces et de mouvements (notamment en termes d'écoulement) dans le but d'obtenir deux systèmes qualifiés de dynamiquement similaires. Si le dimensionnement des variables géométriques comme les rapports de hauteur et de largeur des formes de fond est relativement aisé, le respect de la dynamique et de la composition granulométrique est plus problématique. En ce sens, beaucoup d'études se focalisent sur les rides plutôt que les dunes. En effet, reproduire des champs de dunes en canal à courant impose des dimensions de canal trop importantes.

Les canaux utilisés mesurent généralement plusieurs mètres de long et la largeur est souvent de l'ordre de 0,5 m mais peut être plus large afin de limiter au maximum les effets de bord. La profondeur d'eau varie autour de 0,5 m. Le lit sédimentaire est placé en milieu de canal. Un exemple d'un canal, utilisé par Dreano (2009), est présenté en [Figure 38](#).

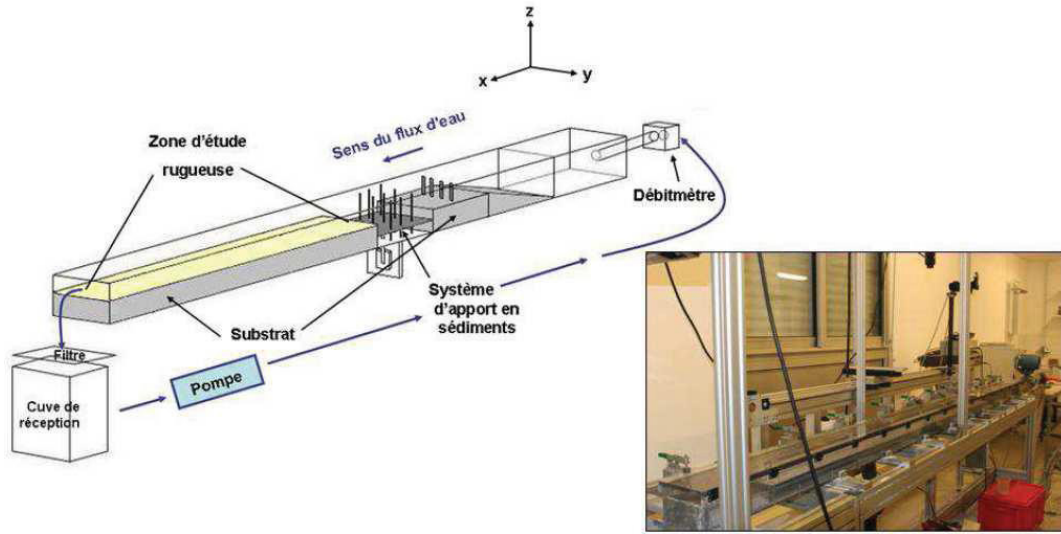


Fig. 38 : Exemple de canal à courant [Dreano, 2009].

2

### 2.2.2. Principaux axes d'étude

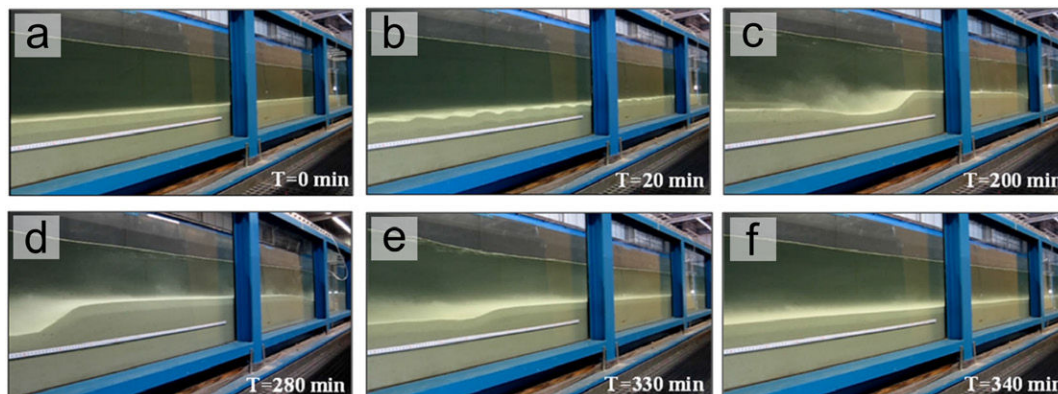
Le but de cette section n'est pas de faire l'inventaire des différentes études réalisées dans ce domaine mais plutôt de fournir quelques exemples d'études récentes sur les principaux axes de recherche en modélisation physique des dunes sous-marines. Lors de ces vingt dernières années, les travaux de recherches dans ce domaine se sont notamment orientés sur (i) la formation des dunes et leur domaine de stabilité, (ii) les différents modes de transports parti-

culaires impliqués dans leur dynamique, et (iii) l'influence des caractéristiques sédimentaires du milieu dans lequel elles se développent sur leur morphodynamique. Des travaux de modélisation physique en canal orientés vers d'autres thématiques existent néanmoins, comme par exemple l'étude de la formation des dunes sur les zones de débordement de canaux (Kane *et al.*, 2008 ; Keevil *et al.*, 2008).

#### Formation des dunes sous-marines et domaines de stabilité

Une des premières motivations de l'utilisation de canaux expérimentaux était de mieux comprendre la formation des dunes sous-marines, notamment en rivière (sécurité de la navigation), et de mieux connaître leur domaine de stabilité. Le lecteur peut se référer aux parties du premier chapitre de cet ouvrage consacré à la formation des dunes et à leur domaine de stabilité dont les résultats présentés sont en grande partie issus d'études menées au moyen de la modélisation physique en canal. Quelques

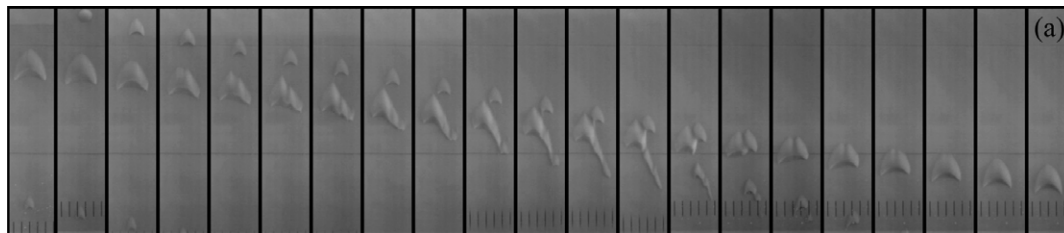
études n'ayant pas été mentionnées dans le premier chapitre peuvent néanmoins être citées ici, concernant notamment l'interaction entre barkhanes (Hersen *et al.*, 2004 ; Hersen and Douady, 2005), la déformation des dunes lorsqu'elles sont organisées en champ (Reesink *et al.*, 2018), la transition entre dunes et lit plan supérieur (Naqshband *et al.*, 2016) (Figure 39), ou encore les formes de fond sous courant supercritique (Alexander, 2008).



**Fig. 39 :** Images d'une expérience en canal sous courant unidirectionnel visant à étudier les échelles de temps liées à leur formation, leur état stable et la transition vers un lit plan supérieur. L'intensité du courant augmente à chaque capture présentée. [a] lit plan initial, [b] rides bien organisées, [c] dune développée et à l'équilibre, [d - e] état transitoire de la dune, et [f] lit plan supérieur. Le débit initial est de  $0.08 \text{ m}^3/\text{s}$ . Après 250 min, les dunes étaient à l'équilibre et le débit a été doublé ( $0.16 \text{ m}^3/\text{s}$ ). La vitesse de migration des dunes a augmenté et leur hauteur diminuée jusqu'à être entièrement balayées au bout de 40 min, laissant place au lit plan supérieur (Naqshband et al., 2016).

Hersen et Douady (2005) étudient la collision entre barkhanes dans un corridor ainsi que la régulation de la taille de ces dernières. Les dunes les plus petites, migrant plus vite, fusionnent avec les plus grandes, qui se divisent ensuite (Figure 40). Les résultats de leurs expériences en canal ont montré que les collisions entre barkhanes peuvent expliquer la maintenance des champs (ou corridors) de barkhanes : les petites barkhanes sont souvent créées à la suite d'une collision, ce qui expliquerait pourquoi de petites barkhanes se retrouvent toujours dans

les corridors. Cela sous-entend que la génération des barkhanes serait étroitement liée à des mécanismes de collision. Ce mécanisme peut également être responsable de l'observation de barkhanes asymétriques, une corne de barkhane pouvant être allongée suite à une collision (Figure 40). Ces auteurs ont également proposé que la redistribution des masses sédimentaires entre barkhanes joue un rôle crucial dans la tendance naturelle de ces dernières à être toujours instables.



**Fig. 40 :** Observations expérimentales de collision entre deux barkhanes (Hersen et Douady, 2005). Sur cette figure, le courant est orienté du haut vers le bas.

Différents patterns de déformation de dunes dans un champ de dunes peuvent être observés. Les analyses de Reesink et al. (2018) montrent que les dunes, lorsqu'elles sont organisées en champs, agissent comme des sources et des puits locaux de sédiments, au sein d'un même champ. Cela peut avoir un impact sur les résul-

tats d'analyses de « dune tracking », l'application de l'équation d'Exner ou encore l'interprétation des flux de sédiments charriés. Ces auteurs, bien que ne pouvant pas prendre en compte tous les processus naturels de dispersion des sédiments en canal, observent l'opération de différents processus de dispersion en simultanément.

Ils rappellent alors qu'il faut être prudent quant à l'utilisation d'une équation. Lorsque le courant devient assez intense et que le nombre de Froude dépasse la valeur de 1 (régime torrentiel), le courant est qualifié de supercritique. Dans ces conditions, des ondes stationnaires sont formées en surface, générant des antidunes (Figure 41). Les travaux d'Alexander (2008) confirment cette affirmation en précisant que les ondes stationnaires provoquent à la fois des variations de la contrainte de cisaillement au fond dans le sens du courant et des mouvements complexes de

sédiments. Ces variations et ces mouvements sédimentaires complexes forment alors des antidunes, à peu près en phase avec les ondes stationnaires en surface. Dans ces expériences, il est également observé, à l'inverse, que la croissance d'une forme de fond isolée peut entraîner une décélération de l'écoulement supercritique et le développement spontané d'un saut hydraulique. L'accélération sur le flanc raide ramène alors le courant à un état supercritique et initie la formation d'une forme de fond similaire en aval.



Fig. 41 : Capture vidéo d'une expérience en canal à courant montrant une onde stationnaire au-dessus d'une antidune (Carling *et al.*, 2008).

### Écoulement autour des dunes et transport sédimentaire

Depuis les œuvres pionnières de Straub (1935) et Shields (1936), un grand nombre de travaux ont été menés en laboratoire, sur des canaux à courant, afin d'étudier les perturbations de l'écoulement (complexe) par les formes de fond et les modes de transport sédimentaire. L'effet de l'accélération du courant par les rides et les dunes sur la turbulence a notamment été étudié par McLean (2004) et l'impact des rides sur les courants induits par les vagues par Marin (2000). Best *et al.* (2004) ont également étudié les écoulements spécifiques aux dunes avec des flancs raides de petits angles (typiquement entre 2° et

10°). Les résultats d'études de ce type sont de plus en plus précis et détaillés grâce aux avancées technologiques, notamment de la mesure de la turbulence près du fond et à petite échelle, ainsi que l'amélioration des techniques de traçage de particules par imagerie (particle image velocimetry - PIV) (Bristow *et al.*, 2018, 2019b ; Palmer *et al.*, 2012). Ces techniques permettent de mieux détailler les écoulements à l'échelle de la dune et avec les récents travaux sur la PIV, comme ceux de Bristow *et al.* (2019a, 2021), il est possible d'obtenir le champ de courant complet en 3D autour d'une barkhane (Figure 42).

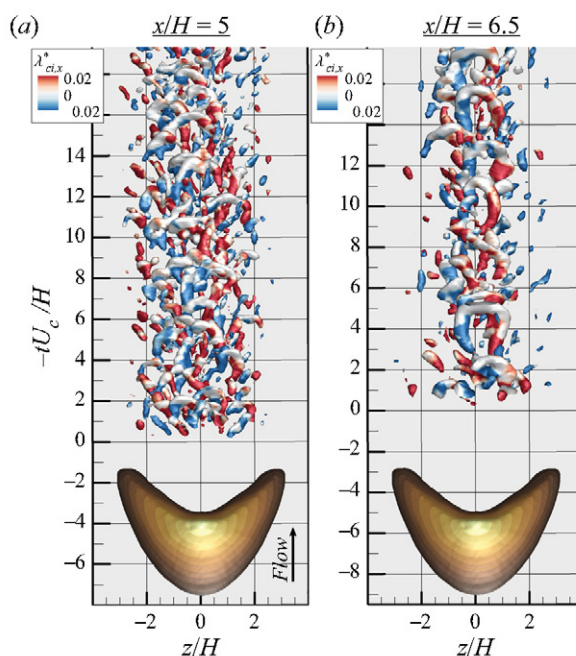


Fig. 42 : Isocontours des tourbillons 3D dans la traînée d'une barkhane (Bristow *et al.*, 2021).

Des méthodes telles que le « dune tracking » permettent d'estimer le transport par charriage, sur des montages expérimentaux en canal mais aussi en milieu naturel (estimation des flux charriés par le suivi temporel des dunes). Cette méthode, utilisée depuis plusieurs dizaines d'années (e.g. Dietrich & Smith, 1984 ; Simons *et al.*, 1965) et toujours d'actualité (e.g. Aberle *et al.*, 2012 ; Nittrouer *et al.*, 2008 ; Schmitt & Mitchell, 2014). L'utilisation de canaux expérimentaux permet d'affiner les lois empiriques permettant d'obtenir ces flux. Par exemple, lorsque cette méthode est utilisée en environnement où le sédiment est limité (sur socle rocheux dans la nature par exemple), il est important de bien prendre en compte les espaces entre chaque dune (Branß *et al.*, 2019) et il est également important de prendre en compte un facteur surfacique représentant la surface occupée sur le fond par les

dunes (Vah *et al.*, 2020). Ces auteurs ont proposé une nouvelle équation pour le dune tracking dans ces conditions particulières. Des méthodes de mesure avancées sont également en développement et testées sur des canaux expérimentaux avec des grains calibrés. C'est notamment le cas de systèmes basés sur la rétrodiffusion acoustique de très haute résolution ou de profileurs de concentration par conductimétrie placés dans le sédiment (Figure 43) (Fromant *et al.*, 2018). Ces instruments de pointe permettent une mesure dans la couche de charriage des sédiments ainsi que dans celle en suspension. Dans la plupart des études, les flux de sédiments sont estimés par piégeage du sédiment en sortie ou par des mesures instrumentales utilisées également *in situ* (Vah *et al.*, 2021) (e.g. turbidimètres optiques ou signal acoustique rétrodiffusé pour la suspension).

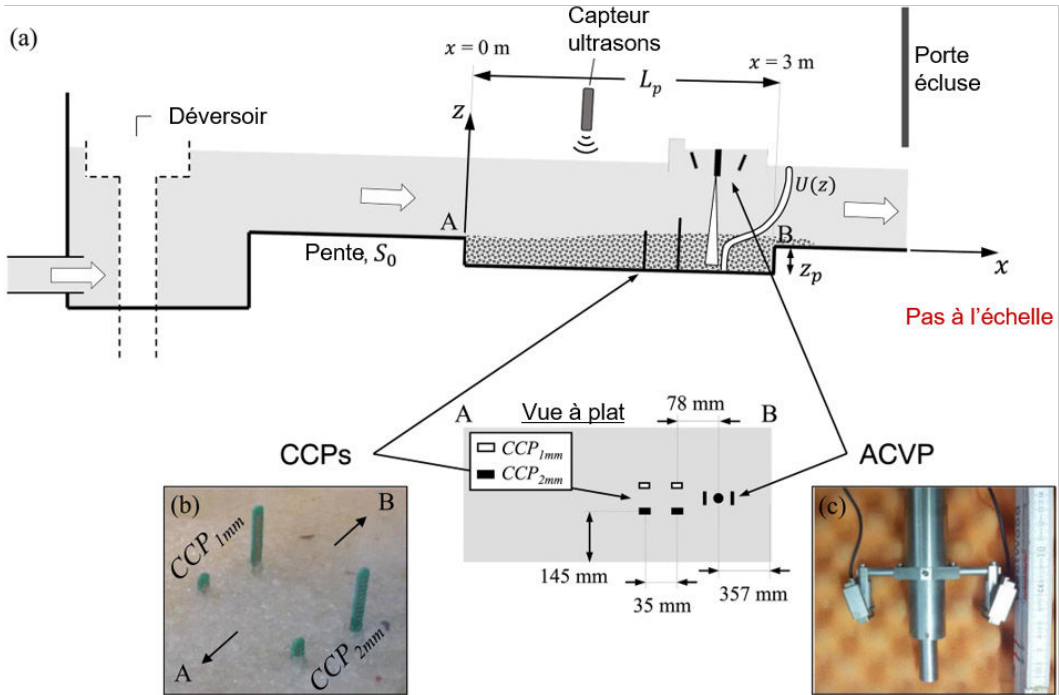


Fig. 43 : (a) Schéma de l'expérience sous un courant de gauche à droite et localisation des instruments. A et B délimitent les frontières de la fosse à sédiments, au-dessus de laquelle la couche de charriage se crée. (b) Image des sondes CCP (Conductivity Concentration Profiler). (c) Image de l'ACVP (Acoustic Concentration and Velocity Profiler) (Fromant *et al.*, 2018).

Le charriage étant le mode de transport privilégié en dynamique dunaire, Nelson *et al.* (2011) rappellent qu'un point sur lequel il paraît important de se focaliser, tant sur les observations

*in situ* que lors d'expériences en canal ou en modélisation numérique, est la mesure et la caractérisation détaillée de la longueur de déplacement des sédiments charriés.

### Influence des caractéristiques sédimentaires

L'impact des caractéristiques sédimentaires sur la morphologie et la dynamique des formes de fond est particulièrement intéressant à étudier dans des environnements contrôlés. En effet, il est possible de gérer le sédiment employé pour les expériences, que ces derniers soient issus de prélèvements *in situ* (dont la composition et la forme peuvent être investiguées en amont de la réalisation des expériences) ou bien qu'ils soient artificiels (sédiments calibrés de différentes natures).

Ainsi, il est par exemple possible d'étudier la formation de dunes dans des environnements sédimentaires particuliers tels que dans des sables fins à très fins (Baas, 1999, 1994 ; Baas *et al.*, 1993), des graviers (Carling *et al.*, 2005) ou des

mélanges sables-graviers (Carling *et al.*, 2008 ; McCarron *et al.*, 2016), d'étudier l'influence de la taille et de la forme des particules sur la morphologie des formes de fond (Bouvet *et al.*, 2019) ou encore d'étudier l'influence du disponible sédimentaire sur la morphodynamique des dunes (Dreano *et al.*, 2010 ; Vah *et al.*, 2020). L'influence de la teneur en sédiment cohésif en suspension sur la formation des formes de fond (Baas *et al.*, 2008) ou encore de la composante biologique sur le tri granulométrique en surface (Soissons *et al.*, 2019) et l'érodabilité du sédiment (Baas *et al.*, 2019 ; Baas and Malarkey, 2013 ; Malarkey *et al.*, 2015) font également l'objet de recherches utilisant la modélisation physique en canal.

Dans leurs travaux, Dreano *et al.* (2010) ont par exemple montré que, sur un socle non érodable, les dunes atteignent leur état d'équilibre après un certain temps, qui décroît avec la quantité de sédiment disponible. La hauteur moyenne des dunes étudiées augmente avec le disponible sédimentaire et ils remarquent que la vitesse de migration reste identique, quel que soit le disponible sédimentaire. Un autre résultat intéressant de cette étude est que plus le disponible sédimentaire était important, plus le transport par charriage était dominant. Les expériences de Vah *et al.* (2020) ont montré que les vitesses de migration des rides de canal sont plus élevées lorsque

le disponible sédimentaire est limité. Ces mêmes auteurs ont proposé deux nouvelles formulations de vitesse des formes de fond utilisables à la fois en environnement naturel et en environnement contrôlé (canaux) : pour le cas de stock sédimentaire illimité et celui de stock limité.

McCarron *et al.* (2016) étudient l'influence de l'hétérogénéité du sédiment (sables-graviers) sur le développement et la migration des rides. Il en ressort qu'en présence de gravier, les rides sont plus petites et que les flux sédimentaires sont réduits de 66 % dans les mélanges contenant 15 % de gravier par rapport à du sable pur.

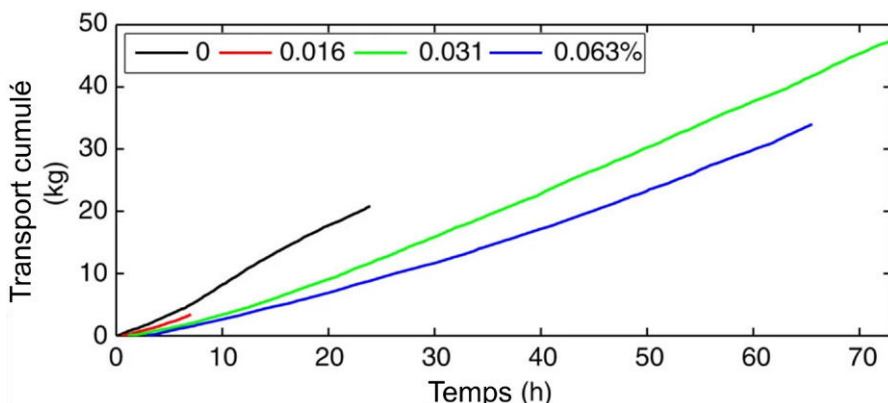


Fig. 44 : Transport sédimentaire cumulé au cours des différentes expériences en canal. La couleur des courbes est associée à la proportion d'EPS dans le sédiment étudié (sables fins) (Malarkey *et al.*, 2015).

Concernant l'influence de la teneur en sédiment cohésif en suspension, Baas *et al.* (2008) observent que plus la concentration en sédiments cohésifs en suspension était élevée, plus les rides avaient une longueur d'onde élevée. Les auteurs ont justifié cette observation par le fait que plus l'eau est chargée en sédiments, moindre est l'intensité turbulente près du fond. Dans leurs expériences avec des concentrations en sédiments cohésifs dépassant 9 % du volume d'eau, les turbulences deviennent rares voire absentes. Les forces cohésives étant alors plus importantes que les forces turbulentes, aucune forme de fond n'est observée dans ces conditions.

Enfin, la composante biologique sur le tri sédimentaire (Soissons *et al.*, 2019) ainsi que sur la

cohésion du sédiment (Baas and Malarkey, 2013 ; Malarkey *et al.*, 2015) est de plus en plus étudiée. Dans les environnements aquatiques, la plupart des sédiments sont composés de sédiments non cohésifs, de sédiments cohésifs et de substances polymériques extracellulaires (extracellular polymeric substances - EPS) sécrétées par les microorganismes, présents dans les sédiments cohésifs et non cohésifs (Malarkey *et al.*, 2015). Il apparaît donc important de considérer ces éléments, impactant les forces de cohésion du sédiment et par conséquent la dynamique sédimentaire du milieu. En effet, les taux de transport sédimentaire dans les expériences de Malarkey *et al.* (2015) se trouvent fortement affectés par la concentration en EPS dans le sable fin utilisé (D50 = 148  $\mu$ m), ces taux diminuant avec l'augmenta-

tion de la proportion en EPS dans le sable (Figure 44). Dans les sables très fins, cohésifs, (Baas & Malarkey, 2013) rappellent que la cohésion biologique est souvent plus importante que la cohé-

sion physique et que les modèles de processus (physiques ou numériques) devraient se focaliser sur l'étude des processus de biostabilisation.

### 2.3. Modélisation numérique

Idier *et al.* (2010) ont distingué trois classes principales de modèles morphodynamiques applicables à l'étude de la dynamique des dunes sous-marines :

- **Les modèles déterministes**, basés en théorie uniquement sur les processus physiques. Ils décrivent les processus à fine échelle et résolvent les équations dans l'espace physique (x, y, z, temps).
- **Les modèles idéalisés**, qui prennent en compte les processus physiques à une échelle voulue et résolvent les équations en partie dans l'espace spectral (vecteur d'onde, temps) et en partie dans l'espace physique.
- **Les modèles conceptuels**, qui visent à décrire des phénomènes de façon générale, sans décrire en détail l'ensemble des processus physiques.

#### 2.3.1. Modèles basés sur les processus physiques

Les modèles basés sur les processus permettent de traduire mathématiquement les processus physiques afin de simuler le système morphodynamique (Figure 45). Ils reposent donc sur les processus hydrodynamiques (vagues, courants, courants générés par le vent, interactions vagues-courant, etc.) et sédimentaires (modes de

transport sédimentaire, mélanges sédimentaires, etc.). Les expressions mathématiques sont généralement issues de lois physiques exprimées par des équations aux dérivées partielles complétées par des conditions aux limites appropriées.

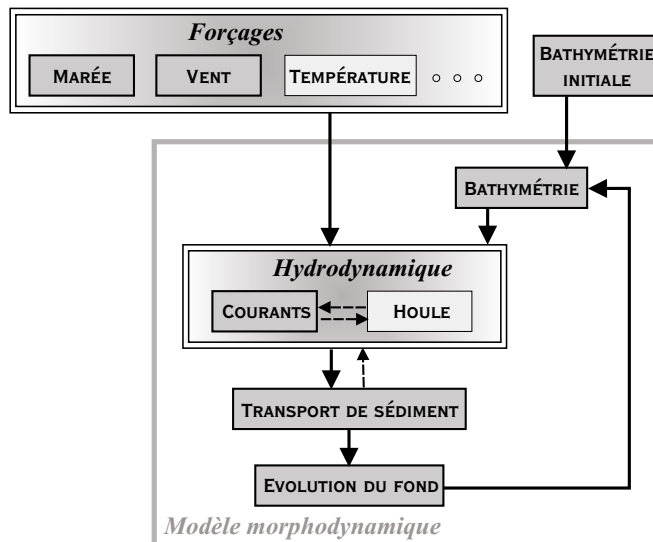


Fig. 45 : Schéma de fonctionnement classique d'un modèle de processus d'évolution morphodynamique (Idier, 2002).

Deux approches de modélisation des processus existent. Une approche entièrement basée sur les processus, complexes et résolvant les équations dans l'espace physique (x, y, z, temps), et une approche idéalisée, simplifiant certains processus (e.g. marées, vagues) et résolvant les équations en partie dans l'espace spectral (vecteur d'onde, temps) et physique. Chacune de ces approches de modélisation a ses avantages et inconvénients. Les modèles déterministes, complexes, permettent d'obtenir des résultats quantitatifs assez précis et sont souvent utilisés pour des applications d'ingénierie. Cependant, ces modèles ont besoin de mobiliser une grande ressource de calcul et sont donc limités en termes de nombre de simulations,

surtout si ces dernières doivent s'étendre sur des temps longs. Les modèles idéalisés nécessitent moins de temps de calcul mais sont moins précis. Ils sont souvent utilisés pour étudier les effets de différents processus hydrosédimentaires dans une approche qualitative et pour des pas de temps plus longs (e.g. plusieurs dizaines d'années). Ces deux approches de modélisation sont parfois combinées. Il est par exemple possible d'utiliser les modèles idéalisés pour identifier quels processus sont déterminants pour une étude donnée, et par la suite employer un modèle de processus plus complexe pour obtenir des résultats précis et quantitatifs pour des conditions ciblées.

### Modèles déterministes

Les modèles déterministes utilisés en morphodynamique sont des modèles qui sont généralement des couplages de modèles hydrodynamiques et de modèles d'évolution du fond. Certains modèles, dits « morphostatiques », orientés pour l'étude de la formation des formes de fond, qu'elle soit initiée naturellement ou suite à une perturbation anthropique, considèrent un fond fixe. Ils sont souvent utilisés sur des échelles de temps courtes et ne permettent pas de déterminer vers quel équilibre ou instabilité le système se développera. Pour la plupart des modèles déterministes, le fond sédimentaire est mis à jour régulièrement. Cela implique des temps de calcul beaucoup plus longs mais les échanges entre les modules sédimentaires et de vagues ou de courant permettent plus de précision. Certaines techniques, développées dans le paragraphe plus bas, permettent néanmoins d'effectuer des simulations sur une échelle de temps de l'ordre de plusieurs années voire dizaines d'années. Généralement, ces modèles ne sont pas utilisés pour des échelles de temps plus longues car les incertitudes liées à l'implémentation des processus physiques ou des conditions aux frontières se propagent rapidement. La limite d'utilisation serait atteinte lorsque ces incertitudes deviendraient du même ordre de grandeur que la physique étudiée (Idier *et al.*, 2010). Afin d'étendre la plage temporelle des simulations, limitées par les ressources numériques, plusieurs méthodes ont été développées. Latteux (1995) propose par exemple d'augmenter le pas de temps morpho-

logique par un facteur N couramment appelé « facteur morphologique » (Morphological factor – MF). Des valeurs typiquement utilisées de  $N = 100$  à  $1000$  permettent d'étendre la plage temporelle des simulations des modèles déterministes à la dizaine d'années. Par exemple, dans la configuration de Tonnon *et al.* (2007) (Delft3D), avec  $N = 100$ , une prédiction basée sur un cycle de marée de 12,5 h représenterait  $12,5 * 100 = 52$  jours. Dans la configuration de van Gerwen *et al.* (2018) (Delft3D), le facteur morphologique vaut 2000, pour lequel un cycle de marée représente environ 2,7 années.

Ces modèles peuvent être utilisés afin de reproduire des observations en canal (e.g. Goll *et al.*, 2013 ; Parteli *et al.*, 2014 ; dans Bristow *et al.*, 2019a), de prédire les premières étapes de formation des dunes (Borsje *et al.*, 2014, 2013), de simuler de façon réaliste les dimensions de dunes à l'équilibre (van Gerwen *et al.*, 2018) ou encore d'effectuer des tests de sensibilité à différents types de conditions aux frontières (Krabbendam *et al.*, 2019).

Les simulations numériques (Delft3D) présentées dans Borsje *et al.* (2014) ont montré que la prise en compte du transport en suspension dans la formation des dunes sur un sédiment grossier ( $D = 350 \mu\text{m}$ ) induit une augmentation de la longueur d'onde des dunes. En revanche, pour un sédiment plus fin ( $D = 200 \mu\text{m}$ ), l'effet d'atténuation de la croissance des dunes par le transport en suspension, couplé au phénomène d'avalanche, dominerait le mécanisme de croissance des

dunes, empêchant la formation de ces dernières. Un résultat notable de cette étude est que les dunes seraient formées sur la marge continentale néerlandaise.

Goll *et al.* (2012) ont configuré un modèle visant à reproduire la forme et la dynamique de dunes fluviales modélisées en canal (Figure 46). Leurs travaux ont montré la capacité des modèles à reproduire la dynamique des dunes. En revanche l'inclinaison et la courbure des pentes de dunes n'étaient pas complètement reproduites et la calibration

fut fastidieuse. De plus, les résultats étaient très sensibles au choix du modèle de turbulence ainsi qu'aux formules de transport gravitaire et par charriage. Le même modèle, paramétré de la même façon, a été testé sur une configuration modélisant une expérience dans un autre canal avec un sédiment de taille différente et générant des dunes 2D (Giri & Shimizu, 2006). Les résultats ont montré que la hauteur des dunes était bien reproduite.

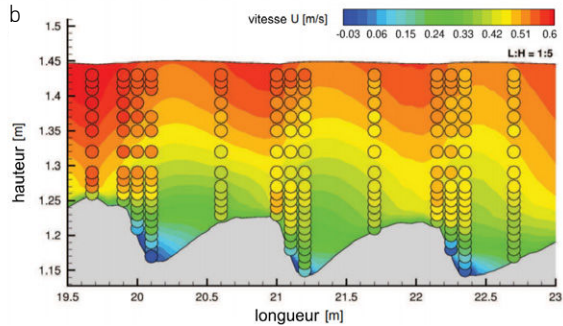


Fig. 46 : (a) Image du canal à courant (BAW, Karlsruhe, Germany) ; (b) Vitesses longitudinales du courant au-dessus de dunes calculées par le modèle (TELEMAC3D). Les cercles correspondent aux mesures ADV réalisées en canal (Goll *et al.*, 2012).

Afin d'étudier la sensibilité de l'évolution des dunes à différents types de conditions aux frontières (séries temporelles de courants, hauteurs d'eau), Krabbendam *et al.* (2019) ont utilisé le modèle hydrosédimentaire DELFT3D sur une période de 10 ans et à partir de données bathymétriques réelles (transect de 45 km au large des Pays Bas, en mer du Nord). Les comparaisons entre les simulations et les observations *in situ* sont réalisées pour les hauteurs de dune, leur longueur d'onde, leur forme et leur vitesse de migration le long du transect. Les auteurs montrent que c'est surtout la vitesse de migration des dunes qui est affectée par les changements de conditions aux frontières.

Van Gerwen *et al.* (2018) ont récemment utilisé la modélisation numérique (DELFT3D) afin d'étudier la croissance de dunes jusqu'à leur état d'équilibre. Ces auteurs ont testé la sensibilité de la vitesse de croissance et de mobilité des dunes ainsi que leur morphologie à l'équilibre pour différents facteurs, par exemple la prise en compte de différents régimes de transport sédimentaire. Les résultats ont montré que la prise en compte du

transport en suspension diminue la hauteur des dunes à l'équilibre et réduit également le temps pour atteindre ce stade. L'impact de l'intensité du courant de marée est différent selon la symétrie de ce dernier. Lorsque la marée est symétrique, la hauteur des dunes a tendance à augmenter avec l'intensité du courant, tout comme leur longueur d'onde. En revanche, si la marée est asymétrique, la longueur d'onde des dunes augmente avec l'intensité du courant mais la hauteur des dunes diminue (Figure 47). Concernant le courant résiduel, lorsque celui-ci augmente, la hauteur des dunes diminue et leur vitesse de migration augmente (Figure 48). Enfin, la variation du diamètre des grains n'affecte pas vraiment la hauteur des dunes à l'équilibre. Les auteurs expliquent cela par le fait que plus le diamètre (D) des grains est petit, moins la hauteur à l'équilibre sera grande mais plus leur longueur d'onde le sera (dans le cas d'un sédiment homogène, ici  $D = 350 \mu\text{m}$ ). Or, à l'équilibre, plus la longueur d'onde augmente, plus la hauteur augmente également. Il y aurait donc un phénomène de compensation.

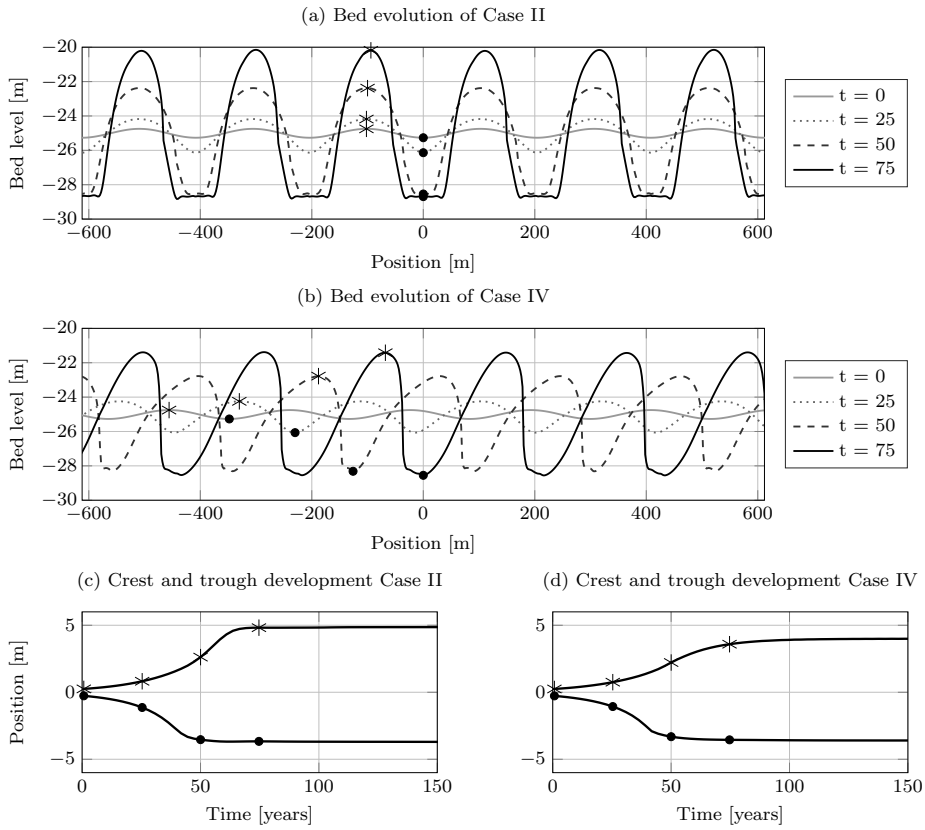


Fig. 47 : Évolution temporelle du fond pour un cas de (a) marée symétrique et (b) asymétrique. Chaque simulation prend en compte le transport en suspension. La croissance de la crête et du creux sont détaillés en (c) pour le cas symétrique et en (d) pour le cas asymétrique. Dans chaque figure, l'astérisque correspond à la crête et le point noir au creux [van Gerwen et al., 2018].

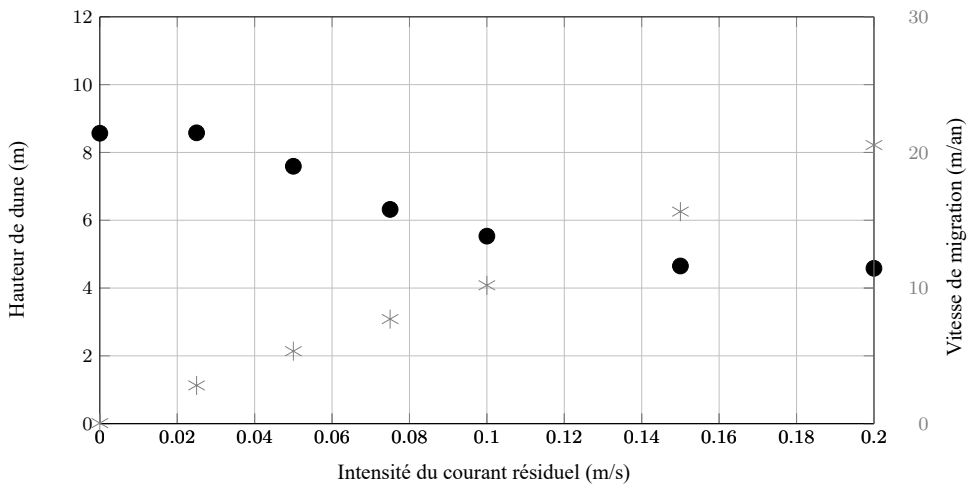


Fig. 48 : Influence de l'intensité du courant résiduel sur la hauteur de dune à l'équilibre (points noirs) et la vitesse de migration (astérisques) [van Gerwen et al., 2018].

## Modèles idéalisés

Les modèles idéalisés sont des modèles morphodynamiques destinés à décrire la dynamique (formation, croissance, stabilité) des formes de fond périodiques. Tout comme les modèles déterministes, ces modèles sont basés sur des processus physiques et sont ainsi limités par nos connaissances des processus (essentiellement à petite échelle) et l'implémentation des paramétrisations dans les modèles. Compte tenu de ces simplifications, ces modèles sont plutôt conçus pour fournir des informations telles que la longueur d'onde préférentielle, l'orientation, la hauteur maximale ou la forme des dunes sous certaines conditions (Idier *et al.*, 2010). Un aspect important de la modélisation idéalisée est que les équations sont en partie résolues dans l'es-

pace spectral (longueur d'onde et orientation), les résultats sont donc généralement présentés en fonction des vecteurs d'onde (inversement proportionnels à la longueur d'onde et exprimés en rad/m). Deux principales approches de modélisation idéalisée sont couramment employées pour résoudre les solutions des modèles mathématiques : les analyses de stabilité linéaire et non-linéaire. La première donne une information sur la formation des dunes (interactions linéaires uniquement) et font l'hypothèse que l'amplitude des formes de fond est très petite au vu de la profondeur. La seconde est appliquée lorsque cette hypothèse n'est plus valable, c'est-à-dire lorsque la dynamique de formes de fond de plus grande amplitude est étudiée.

2

### Analyse de stabilité linéaire

L'analyse de stabilité linéaire est une méthode d'analyse de la réponse d'un système à une perturbation (e.g. perturbation topographique) basée sur la linéarisation du problème mathématique autour d'un état initial faisant l'hypothèse de faibles amplitudes des formes de fond (i.e. l'amplitude des formes de fond est très petite par rapport à la hauteur d'eau). Le système dynamique  $\varphi$ , exprimé en fonction de variables/fonctions d'état, peut par exemple se développer en puissances de  $\varepsilon$ , où  $\varepsilon = \hat{h}^* / H^* \ll 1$ , avec  $\hat{h}^*$  l'amplitude des formes de fond et  $H^*$  la hauteur d'eau moyenne :

$$\varphi = \varphi_0 + \varepsilon \varphi_1 + \mathcal{O}(\varepsilon^2)$$

Où  $\varphi_0$  représente l'état initial,  $\varphi_1$  l'état perturbé et où les termes de plus grand ordre sont négligés compte tenu de l'hypothèse des faibles amplitudes ( $\varepsilon \ll 1$ ). Ce système simplifié peut alors se résoudre analytiquement. Lorsque l'état initial est perturbé (i.e. les amplitudes de fond croissent), le mode de croissance identifié comme le plus instable est considéré représenter les formes de fond (i.e. dunes, bancs sableux) qui se développent préférentiellement sur le fond. Il est en particulier possible de déterminer la longueur d'onde, l'orientation de la crête, le taux d'accroissement et le taux de migration des formes de fond dans ce mode. Ce mode est appelé, en anglais, *fastest growing mode* (FGM) (Figure 49).

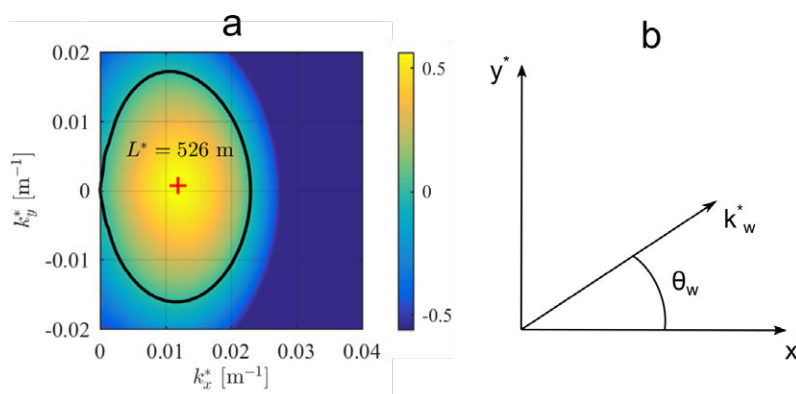


Fig. 49 : (a) Taux de croissance annuelle des dunes en fonction des vecteurs d'onde topographiques  $k_x^*$  et  $k_y^*$ . (b) Schéma de principe du vecteur d'onde topographique (pointant dans la direction vers laquelle l'onde se propage). La croix rouge sur l'illustration de gauche correspond au Fastest Growing Mode (FGM) identifié, pour lequel la longueur d'onde vaut 526 m, l'orientation est de  $3,0^\circ$ , le taux de croissance de  $0,56 \text{ an}^{-1}$  et la vitesse de migration est nulle (Campmans *et al.*, 2017).

Huthnance (1982) a été le premier à utiliser ce type de modèle pour étudier la formation des bancs de sable. Ce modèle n'a pas réussi, à l'époque, à prédire la formation de dunes, car la structure verticale des courants était négligée (Hulscher *et al.*, 1993). En prenant cette dimension verticale en compte, il a été montré que ces modèles étaient capables de prédire la formation de dunes sous-marines sous l'action de courants tidaux (Hulscher, 1996 ; Hulscher *et al.*, 1993). Cette intégration a permis d'expliquer que la formation des dunes sur un fond perturbé en présence d'un courant oscillatoire (e.g. marée) était due à la formation de cellules de recirculation verticales, dirigées du creux vers la crête des perturbations (Figure 50). Le modèle de Nemeth *et al.* (2002) a permis de commencer à prédire la migration des dunes par analyse de stabilité linéaire en intégrant les courants résiduels (induits par le vent ou la marée), tout comme le modèle de Besio *et al.* (2004), qui intègre plus de composantes

de la marée et son asymétrie. Ces modèles ont par la suite continué à être améliorés en prenant notamment en compte de nouveaux processus physiques. Un modèle de viscosité turbulente a par exemple été proposé par Komarova et Hulscher (2000). Les travaux de Blondeaux et Vittori (2016, 2005a, 2005b) ont permis d'améliorer ce modèle de turbulence et de prendre en compte le transport par suspension, le transport par charriage seul étant considéré jusqu'alors. Le modèle de Campmans *et al.* (2017) intègre l'influence des courants et des vagues induits par les tempêtes. En ce qui concerne le compartiment sédimentaire, des améliorations notables sont la possibilité de prendre en compte l'hétérogénéité du sédiment (Roos *et al.*, 2007 ; Van Oyen and Blondeaux, 2009), la non érodabilité de certaines couches (Blondeaux *et al.*, 2016), ou encore l'influence des organismes vivants (Borsje *et al.*, 2009a, 2009b ; Damveld *et al.*, 2019).

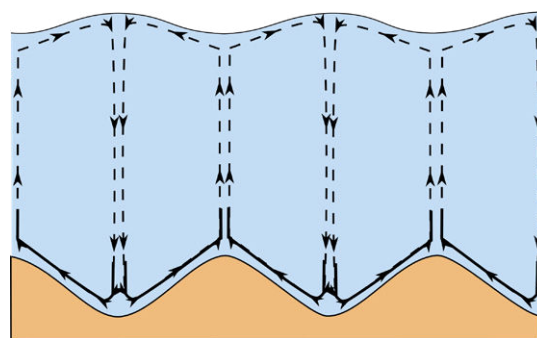


Fig. 50 : Circulation intense près du fond (traits gras), catalyseur de la formation des dunes en régime tidal. La circulation dans la partie plus haute de la colonne d'eau est plus étendue sur la verticale mais plus faible (Hulscher, 1996).

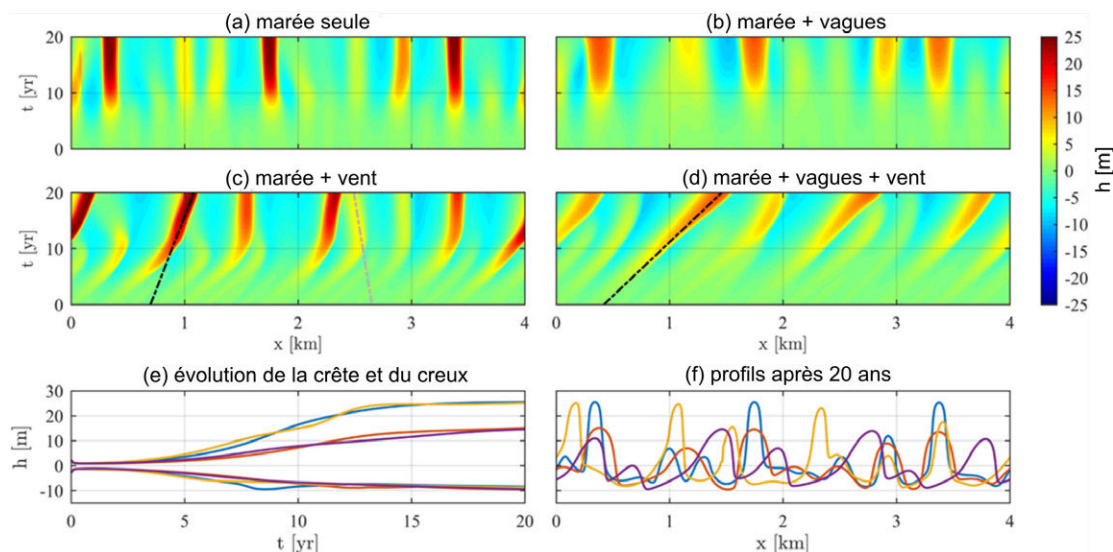
L'approche par analyse de stabilité linéaire est très intéressante pour étudier la formation des dunes, leurs tendances d'évolution et se révèle être un bon outil pour des études de sensibilité en 3D du fait de la faible consommation en ressources numériques. Pour des applications en ingénierie, ce type de modèle peut être utilisé pour étudier l'impact de l'implantation de structures ou autre intervention anthropique perturbant le fond (e.g. extraction de granulats, Roos

and Hulscher, 2003) sur la formation et le développement de structures sédimentaires. Cela dit, les modèles utilisant cette approche sont limités à une application sur des fonds dont la topographie vérifie l'hypothèse des faibles amplitudes uniquement. Afin de décrire les comportements de dunes d'amplitude importante (i.e. à l'équilibre), il est nécessaire de recourir à des modèles de stabilité non linéaires.

### Modèles non linéaires

Les modèles non linéaires peuvent être considérés comme des modules aux modèles linéaires (van Gerwen *et al.*, 2018). Ils ne considèrent pas l'hypothèse faite dans une approche de stabilité linéaire, qui permettait de simplifier la résolution du système d'équations  $\varphi$ . Ils résolvent directement ce dernier. Les équations sont alors discrétisées dans l'espace et dans le temps (par des méthodes de différences finies ou des volumes finis) et résolues temporellement par intégration numérique (Németh *et al.*, 2007) ou par le biais de méthodes spectrales (Sterlini *et al.*, 2009) afin d'étudier les dynamiques dunaires sur de plus grandes emprises spatiales (van den Berg *et al.*, 2012). En comparaison à l'approche par analyse de stabilité linéaire décrite plus haut, les temps de calculs sont plus longs afin de garantir la stabilité des modèles et leur précision (Campmans, 2018). En conséquence, ces modèles sont souvent utilisés dans une approche 2DV, bien que les temps de calculs soient bien moins élevés que ceux des modèles de processus plus complexes. En effet, une force de cette approche de modélisation est de permettre la modélisation des dunes sous-marines depuis un fond plat perturbé jusqu'à leur forme « finie », à l'équilibre, pour des temps de calculs de l'ordre de quelques dizaines de minutes (van den Berg *et al.*, 2012). Ces temps de calculs réduits permettent d'étudier les effets de différents processus sur la dyna-

mique des dunes de manière séparée et dans le détail, et ainsi avoir une meilleure vision des effets dominants sur la formation et l'évolution des dunes, au détriment de la prédiction exacte des changements des dunes en temps réel. Dans une approche 2DV, les variations de vitesse dans le sens longitudinal des dunes sont rarement prises en compte et les courants de marée sont considérés unidirectionnels, transversalement aux dunes. C'est le cas du modèle développé par Campmans *et al.* (2018b). Des forçages tels que des courants induits par des tempêtes dans des directions désalignées avec le courant de marée peuvent cependant être pris en compte. Toutefois, l'orientation transversale des dunes par rapport à la direction principale du courant est considérée inchangée au long d'une simulation alors que de tels forçages devraient en principe modifier cette orientation (modification de la sinuosité des dunes). Ces modèles sont généralement validés par comparaison avec des résultats d'analyse de stabilité linéaire pour les étapes de formation des dunes et de données bathymétriques pour les amplitudes finies (Campmans *et al.*, 2018a ; van den Berg *et al.*, 2012). L'approche non linéaire des modèles idéalisés peut être utilisée dans des travaux d'ingénierie comme le dragage de voies navigables (e.g. calcul des temps de restauration des dunes à l'équilibre ; Campmans *et al.*, 2021).



**Fig. 51** : Evolution du fond pour quatre conditions de forçage différentes : (a) marée seule, (b) marée+vagues, (c) marée+vent et (d) marée+vagues+vent. L'évolution de la hauteur moyenne de crête et de creux ainsi que les profils considérés après 20 ans de simulation (f) sont présentés en bas de figure. Les courbes bleues représentent le cas de marée seule, les rouges marée+vagues, les jaunes marée+vent et les mauves marée+vagues+vent. Les traits en pointillés noirs correspondent à des vitesses de migration constantes de (c) 19 m/an et de (d) 52 m/an. La droite en pointillés gris sur l'illustration (c) indique une migration de dune dans un sens opposé à la tendance générale (- 8 m/an) [Campmans et al., 2018b].

Campmans *et al.* (2018b) ont utilisé leur nouveau modèle idéalisé dans une approche non linéaire afin d'étudier l'influence des tempêtes sur l'évolution des dunes. L'impact de la prise en compte des vagues et du vent (Figure 51) ainsi que de leur orientation a été étudié. Les dunes de différentes longueurs d'ondes interagissent entre elles, causant des variations de leur vitesse de migration. C'est lorsque le vent est pris en compte dans les simulations que les dunes ont tendance à migrer. Les simulations avec une marée seule (symétrique) ou marée+vagues ne présentent pas de tendance à la migration des dunes sur 20 ans de simulation.

L'effet de la proportion des tempêtes dans les séries temporelles (Figure 52) a également été examiné. Les tempêtes considérées dans l'étude sont modélisées par des vents unidirectionnels de 10 m/s dans l'axe  $x$  et des vagues de 2 m de hauteur avec une période de 7 s dirigée selon le même axe  $x$ . Quatre durées annuelles de tempête

ont été testées : 1 semaine, 1 mois, 2 mois et 6 mois (correspondant à  $\mu = 1/52$  ;  $1/12$  ;  $1/6$  et  $1/2$ , respectivement, où  $\mu$  est le rapport de la durée de temps tempêteux sur la durée totale de simulation) ; ainsi que deux extrêmes : pas de tempête ( $\mu = 0$ ) ou des conditions de tempêtes tout au long de la simulation ( $\mu = 1$ ). Les intermittences testées de 1 semaine, 1 mois et 2 mois montrent respectivement des vitesses de migration de dunes d'environ 0,3, 1,3 et 2,8 m/an, des valeurs comparables à ce qui est décrit dans la littérature (Fenster *et al.*, 1990; Van Dijk & Kleinans, 2005). Pour ces deux dernières, les crêtes de dunes sont diminuées de 9 % et 16 %, respectivement. Pour les périodes de tempêtes plus longues (6 mois ou tempête constante), les crêtes de dunes sont diminuées de 39 % et 60 %, respectivement. Les résultats montrent globalement que, même si des conditions de tempête surviennent lors de courtes périodes sur l'année, leur influence est importante.

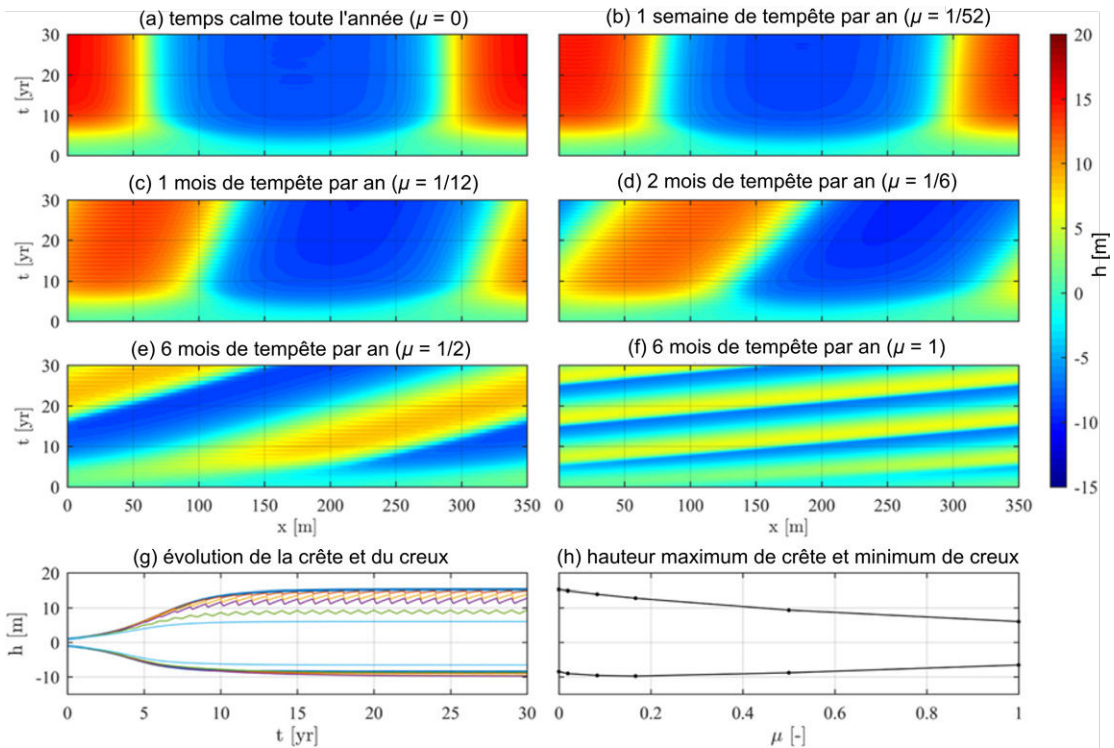


Fig. 52 : Evolution du fond pour six différentes configurations de tempête. (a) temps calme toute l'année, (b) une semaine de tempête, (c) un mois de tempête, (d) deux mois de tempête, (e) six mois de tempête et (f) conditions de tempête sur toute l'année. L'évolution du fond au niveau de la crête et du creux (g) est représentée pour des conditions de (bleu) temps calme, (cyan) tempête toute l'année, (rouge) une semaine par an, (jaune) un mois par an, (mauve) deux mois par an et (vert) six mois par an. Les maximums de hauteur au niveau de la crête et les minimums au niveau du creux en fonction du ratio de tempête à l'année ( $\mu$ ) sont représentés sur l'illustration (h) (Campmans et al., 2018b).

### 2.3.2. Modèles conceptuels

Les modèles conceptuels sont des modèles qui décrivent le comportement général d'un phénomène, sans rentrer dans le détail des processus physiques. Ils sont généralement alimentés par des observations et des mesures *in situ*. Pour reprendre l'exemple donné par Idier *et al.* (2010), un modèle conceptuel pour étudier l'évolution de la hauteur des dunes est proposé par Knaapen and Hulscher (2002) :

$$\frac{\partial A}{\partial t} = a_1 A - a_2 A^3$$

Où  $A$  est l'amplitude des dunes, le coefficient  $a_1$ , un coefficient lié à leur croissance linéaire et  $a_2$ , à leur hauteur à l'équilibre. Ces coefficients sont alors paramétrés à partir de résultats de simulations d'autres modèles numériques ou, plus couramment, à partir de mesures *in situ*.

Un autre exemple est le modèle proposé par Stive and Wang (2003), décrivant l'évolution d'une passe de courant vers un nouvel équilibre, forcé par de nouveaux forçages hydrométéorologiques ou par des interventions humaines sur sa géométrie. Sans rentrer dans les détails, le modèle repose sur le fait que chaque élément morphologique (delta, chenal, etc.) essaye toujours de retrouver son volume à l'équilibre.

Tout comme les approches de modélisation basées sur les processus physiques, ces modèles demandent des données bathymétriques afin d'être validés. De plus, les modèles conceptuels demandent un grand nombre de mesures *in situ* afin d'être paramétrés, étant empiriques et basés uniquement sur ces données.

### 2.3.3. Synthèses des approches de modélisation numérique

Chaque approche de modélisation présente des avantages et des inconvénients, rendant leur utilisation ciblée pour la réalisation de certains objectifs, de recherche ou d'ingénierie. Les modèles sont souvent complémentaires. Par exemple, les modèles conceptuels présentent de meilleurs résultats lorsque leur paramétrisation est facilitée par l'utilisation de résultats de simulation d'autres modèles (e.g. modèles idéalisés). Les modèles de processus sont tellement gourmands en ressources informatiques qu'il est souvent très fastidieux de les paramétrer. Dans ce cas, le recours, en amont, à la modélisation idéalisée pour cibler certaines paramétrisations s'avère d'une grande aide.

Pour l'étude de la dynamique de dunes à l'équilibre, il est conseillé de considérer les événements extrêmes et leur contribution aux courants induits par le vent et les vagues, et

d'utiliser les modèles en 3D pour la résolution des équations d'hydrodynamique afin d'être le plus précis possible, notamment pour le modèle de turbulence. En revanche, les temps de calculs engendrés par la morphodynamique 3D rend la modélisation d'un champ de dunes, par exemple, très compliquée, et d'autant plus sur du moyen terme (quelques mois). L'ensemble des études utilisant des modèles de processus présentées dans cette synthèse se restreignent finalement à la résolution de la morphodynamique des dunes en 2D. Faire de la morphodynamique 3D moyen à long terme dans des environnements dunaires très mobiles reste encore un challenge. Il est nécessaire d'investir des ressources pour la réalisation de cet objectif important pour les industriels, notamment dans le domaine des énergies marines renouvelables.

	Modèles de processus	Modèles idéalisés	Modèles conceptuels
Echelle spatiale	- Du m à la centaine de km	- Du m à la centaine de km	- Du m à la dizaine de km
Echelle temporelle	- De la min à la décennie	- De quelques années à la centaine d'année	- A la fois court terme et long terme
Points forts	- Précis sur de courtes échelles temporelles - Intègrent la complexité naturelle	- Analyses qualitatives poussées de processus particulier (adaptés pour des tests de sensibilité)	- Temps de calcul très faibles - Simplicité d'utilisation
Limites	- Sensibles aux conditions initiales et aux frontières - Temps de calculs élevés (pas adaptés pour des tests de sensibilité) - Peu précis sur le long terme (propagation d'erreurs)	- Difficilement applicables sur des sites spécifiques - Soucis de validation souvent rencontrés	- Nécessitent beaucoup de données <i>in situ</i> - Nécessitent un support qualitatif par un autre type de modélisation ou d'expériences
Quelques références	Borsje et al., 2009a ; Krabendam et al., 2019 ; Tonnon et al., 2007 ; van Gerwen et al., 2018	Besio et al., 2004 ; Campmans et al., 2018b ; Hulscher, 1996	Hommel et al., 2007 ; Knaapen and Hulscher, 2002

Tab. 3 : Synthèse des approches de modélisation numérique.

## SYNTHÈSE

Ce chapitre a abordé différentes méthodes d'étude de la dynamique des dunes sous-marines, présentant pour chacune les avancées scientifiques et techniques et exposant leurs intérêts ainsi que leurs limites.

- Ces différentes méthodes ont été catégorisées dans trois approches globales que sont les mesures de terrain, la modélisation physique et la modélisation numérique. Ces trois approches sont complémentaires dans l'étude de la dynamique des dunes sous-marines.
- Les mesures de terrain renseignent, pour des conditions hydrodynamiques spécifiques, sur la réalité des phénomènes tels qu'ils sont rencontrés dans le milieu naturel mais avec cette approche seule, il est difficile de faire la part du rôle de chaque forçage ou paramètre dans la réponse morphodynamique des dunes. De plus, les mesures sur le terrain peuvent s'avérer difficiles voire impossibles dans certains environnements, en conditions de mer agitée (en particulier sur les sites peu profonds). Pour pallier à ces limitations de la mesure en environnement naturel, l'utilisation de modèles est régulièrement nécessaire.
- La modélisation physique permet de tester des paramètres ou des forçages spécifiques de la dynamique dunaire, de la formation à la stabilisation des formes de fond. Les limites de cette approche sont liées à la mise à l'échelle des expériences (e.g. effets de bords ou dimensionnement de la taille des grains). Des forçages complexes non linéaires sont également difficiles à prendre en compte et reproduire des champs de dunes de taille réaliste en canal à courant impose des dimensions de canal trop importantes.
- La modélisation numérique permet également de tester spécifiquement des forçages ou des paramètres de la dynamique dunaire. De plus, en prenant en compte des forçages et des données d'entrée réalistes, les modèles peuvent indiquer des tendances d'évolution morphologique naturelles. Les limites de cette approche sont que les modèles actuels, afin d'être précis, nécessitent une résolution fine pour reproduire au mieux l'hydrodynamique près du fond ainsi que les processus sédimentaires, impliquant des temps de calcul très grands et limitant par conséquent la durée des périodes simulées. En outre, un ajustement des différents paramètres pris en compte dans les processus modélisés et une validation du modèle est nécessaire. Cet ajustement et cette validation sont effectués à l'aide de mesures de terrain ou de mesures réalisées lors d'expériences en canal.
- L'approche de modélisation numérique étant la seule à pouvoir prétendre anticiper les effets de l'environnement sur la morphodynamique des dunes sur le moyen et long terme, il convient, dans cet objectif, de les rendre les plus performants possibles et de rechercher ponctuellement sur le terrain l'origine des écarts des simulations à la réalité afin de les réduire a posteriori.
- Le projet DUNES, dans le cadre duquel a été créé ce document, avait pour objet de décrire la dynamique des dunes et a apporté des levés récurrents permettant de mesurer les déplacements de dunes au large de Dunkerque. Le projet MODULLES a pour objet de bénéficier des approches de modélisation (physique et numérique) et des différents progrès acquis dans les domaines qu'elles couvrent pour l'application à l'étude de l'impact de la dynamique dunaire sur les infrastructures EMR, piles et câbles en particulier.

### 3. LES DUNES SOUS-MARINES ABRITENT DES COMMUNAUTÉS D'ORGANISMES ENCORE PEU ÉTUDIÉES

**Auteurs : Clémence Caille, Briz Parent, Alexandre Robert, Mahmoud Bacha, Nicolas Desroy, Rachid Amara, Eric Feunteun, Nolwenn Quillien**

Les dunes sous-marines, à l'instar des plages, sont considérées comme des environnements biologiquement déserts. Ce sont des habitats sédimentaires dynamiques (remaniement et déplacement sédimentaires) qui sont caractérisés par des communautés d'organismes spécialisés, dont la richesse spécifique est faible (système oligospécifique), et parfaitement adaptés à vivre dans des sédiments mobiles composant un environnement variable et rude (McLachlan & Brown, 2010). Ainsi, les dunes abritent une biodiversité unique composée d'espèces jouant un rôle important dans le fonctionnement écologique des systèmes dunaires, par exemple en tant que producteurs primaires (diatomées et algues), décomposeurs et consommateurs (bactéries hétérotrophes, meiobenthos, macrobenthos, ichtyofaune). La structure et le fonctionnement des dunes sous-marines assurent les fonctions de zones de nurserie et d'alimentation pour plusieurs espèces de poissons et d'oiseaux marins (Amara, 2003). Cependant, plusieurs pressions anthropiques s'exercent sur ces écosystèmes particuliers telles

que le clapage, la pêche et l'installation de parcs éoliens.

Les dunes sous-marines sont des habitats importants, protégés dans le cadre de la directive NATURA 2000 (c'est-à-dire FR3102004 - Ridens et dunes hydrauliques du détroit du Pas-de-Calais, 2008), mais dont l'écologie (fonctionnement, réseau trophique, dynamique fine échelle) est paradoxalement mal connue.

Dans ce chapitre, les connaissances existant sur différents groupes d'organismes vivant dans ou à proximité des dunes – méiofaune (très petits animaux benthiques dont la taille est comprise entre 42 µm et 1 mm), macrofaune (petits invertébrés mesurant de 1 mm à 10 cm), mégafaune benthique (taille >10 cm), ichtyofaune (poissons) et plancton (microalgues ou petits animaux vivant dans la colonne d'eau) seront présentées de manière synthétique. Ce chapitre abordera également les différentes pressions anthropiques qui s'exercent sur ce milieu ainsi que les réponses observées des écosystèmes dunaires.

#### 3.1. Compartiments biologiques benthiques des dunes sous-marines

##### 3.1.1. La mégafaune

Les dunes abritent des organismes vertébrés (poissons benthiques et démersaux) et de gros organismes invertébrés (taille > 10 cm appelée la mégafaune benthique composée d'oursins, d'étoiles de mer, de crustacés). Dans la plupart des communautés des bancs de sable de la mer du Nord, quelques espèces sont dominantes et peuvent donc être considérées comme des espèces clés d'un point de vue de la structure de l'habitat et du maintien du réseau trophique par exemple. C'est le cas des poissons tels que la petite vive (*Echiichthys vipera*), la plie commune (*Pleuronectes platessa*), le merlan (*Merlangius merlangus*), le lançon équille (*Ammodytes tobianus*), la sole commune (*Solea solea*), le lançon commun (*Hyperoplus lanceolatus*) et le sprat (*Sprattus sprattus*); des invertébrés de la mégafaune benthique tels que la crevette grise (*Crangon crangon*), le crabe vert (*Liocarcinus holsatus*), l'ophiure commune

(*Ophiura ophiura*), l'étoile de mer commune (*Asterias rubens*) et le bernard-l'hermite (*Pagurus bernhardus*) (Ellis *et al.*, 2000 ; Amara, 2003 ; Kaiser *et al.*, 2004 ; Mackie, 2004). Ces espèces sont présentes dans les dunes sous-marines et dans les fonds sableux propres et bien triés de manière générale.

L'épifaune vagile est également présente dans les zones inter-bancs avec : le crabe porcelaine à longues pinces (*Pisidia longicornis*), le macropode rostré (*Macropodia rostrata*), l'étoile de mer commune (*Asterias rubens*), l'ophiure commune (*Ophiura texturata*), l'oursin vert (*Psammechinus miliaris*). L'épifaune sessile y est pauvre et représentée par le sapin beige (*Halecium halecinum*), la sertulaire argentée (*Sertularia argentea*) et la serpule triangulaire (*Pomatoceros triquetra*) (Desroy, 2002).

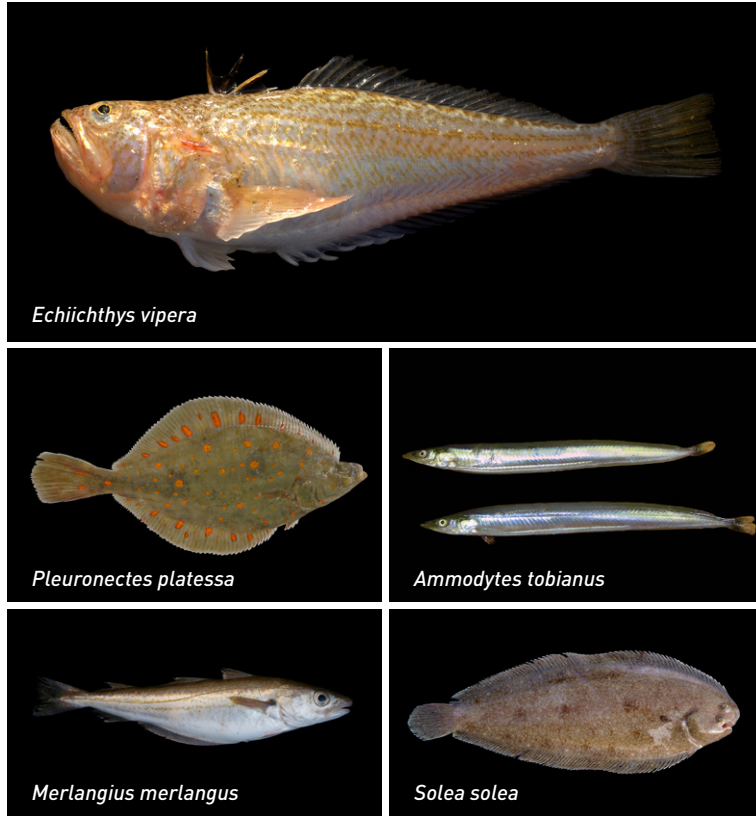


Fig. 53 : Quelques espèces de poissons caractéristiques des dunes sous-marines.

© Hans Hillewaert

3

Un écosystème dynamique

### 3.1.2. La macrofaune

La plupart des connaissances sur les zones dunaires proviennent d'études qui ont été menées dans une optique de cartographie des habitats. Deux principales communautés benthiques ont été décrites dans ces environnements. Toutes deux présentent une biodiversité remarquablement faible et une composition spécifique caractérisée par des espèces endémiques, rarement rencontrées ailleurs (Breine *et al.*, 2018 ; Cabioch et Glaçon, 1975 ; Coates, 2014 ; Coates *et al.*, 2016, 2014 ; Davoult *et al.*, 1988 ; Desroy, 2002 ; Ellis *et al.*, 2011 ; Van Hoey *et al.*, 2004).

La première communauté était largement distribuée dans le sud de la mer du Nord et dans la Manche orientale et était associée aux sables fins à moyens qui se trouvent dans les bancs de sable (Cabioch et Glaçon, 1975 ; Davoult *et al.*, 1988). Cette communauté a été divisée en deux sous-habitats par Van Hoey *et al.* (2004) : l'un associé aux sédiments sableux bien triés et dominé par

*Nephtys cirrosa* tandis que le second était lié aux sédiments sableux moyens et était caractérisé par *Ophelia borealis*. Ce dernier présentait des abondances totales plus faibles que le premier sous-groupe avec 190 ind/m<sup>2</sup> contre 402 ind/m<sup>2</sup>. Les deux sous-groupes présentaient une richesse spécifique similaire avec 5 et 7 espèces par mètre carré. Une étude de Breine *et al.* (2018) a révélé que les deux sous-communautés partageaient une composition de traits biologiques similaires : une forte proportion d'organismes libres (76 % des individus), capables de s'enfouir (49 %), nageurs (22 %) et rampants (18 %) et une répartition homogène des modalités d'alimentation (26 % de déposivores de surface ; 22 % de prédateurs ; 19 % de charognards/opportunistes ; 18 % de déposivores de subsurface et 15 % de suspensivores). La diversité fonctionnelle, la redondance fonctionnelle et le potentiel de bioturbation ont été estimés faibles.

La deuxième communauté occupe des sables hétérogènes envasés qui se trouvent dans les dépressions qui séparent deux bancs de sable et où la teneur en vase peut atteindre 4 % (Davoult *et al.* 1988). N. Desroy (2002) a révélé que cette communauté était caractérisée, entre autres, par le cnidaire *Sagartia troglodytes* et le polychète *Owenia fusiformis*. Cette communauté présentait une richesse spécifique de 11,7 espèces par 0,5 m<sup>2</sup> et une densité équivalente à 113,4 individus par 0,5 m<sup>2</sup>. La diversité est plus importante au sein de la deuxième communauté car l'habitat est plus hétérogène.

Desroy (2002) a également montré une augmentation de la biodiversité depuis le large vers la côte ainsi que dans les baies et les estuaires. Grâce à l'emploi d'une benne Hamon (0.25 m<sup>2</sup>, 5 réplicats par station), une véritable estimation quantitative de la biodiversité a pu être fournie. Les sables fins à moyens à *Ophelia borealis*, présentaient une richesse spécifique variant entre 3 et 7 taxons par 0,5 m<sup>2</sup> (moyenne de 4,7 taxons), une abondance comprise entre 7,0 et 51 ind/0,5 m<sup>2</sup> (moyenne de 19.2 ind/m<sup>2</sup>) et une biomasse allant de 0,076 à 0,756 g de poids sec libre de cendre par 0,5 m<sup>2</sup> (moyenne de 0,346 g). Les sables hétérogènes envasés (communauté de type 2) montraient une biodiversité légèrement plus élevée que les sables fins à moyens propres, avec une richesse spécifique comprise entre 7 et 17 taxons par 0,5 m<sup>2</sup> (moyenne de 11,7), une abondance fluctuante entre 25,4 et 196,0 individus par 0,5 m<sup>2</sup> (moyenne de 113,4) et une biomasse de 0,270 à 7,718 g de poids sec par 0,5 m<sup>2</sup> (moyenne de 4,128). L'étude de Desroy (2002) constitue une excellente base de référence quantitative sur laquelle notre étude pourra s'appuyer. Notons toutefois que seules quelques stations sont situées dans le périmètre de notre site étude. Cet auteur nous a d'ailleurs fourni l'inventaire faunistique établi au cours de cette étude, ce qui devrait faciliter l'identification des organismes macrobenthiques collectés au cours du projet DUNES.

L'étude des interactions entre les communautés benthiques et les structures topographiques est une question essentielle pour comprendre comment les communautés benthiques sont distribuées à plus grande échelle (Thrush *et al.*, 2006). Cependant, en raison de leur grande étendue spatiale (par exemple Van Hoey *et al.*, 2004 : 2600 km<sup>2</sup> ; Desroy, 2002 : 800 km<sup>2</sup>), les études mentionnées ci-dessus n'ont pas examiné si les communautés benthiques varient en fonction du type de dunes. De plus, elles n'ont pas étudié la répartition des communautés benthiques dans une troisième dimension, celle comprise entre le creux et la crête des dunes. A notre connaissance, seules les études de Ferret (2011) et Ellis *et al.* (2011) ont abordé ces questions, respectivement sur des dunes et des bancs de sable, à Dieppe (France) et dans le nord du Norfolk (UK).

Ferret (2011) a trouvé des différences dans la composition spécifique entre les habitats entre les bancs et hors bancs à Dieppe (France). Les habitats hors bancs présentaient une plus grande richesse spécifique et un nombre plus élevé d'espèces prédatrices macrobenthiques (par exemple *Nephtys hombergii*, *Aglaophamus rubella*, *Glycera fallax*, *Anaitides spp.* et *Sigalion mathildae*). La crête du banc de sable était caractérisée par une forte abondance d'organismes très mobiles tels que *Crangon crangon*. Cependant, ces schémas variaient d'une dune à l'autre. De plus, la variabilité intra-dunaire des communautés benthiques (environ 16 %) était plus faible que la variabilité inter-dunaire (environ 30 %). Des études menées sur des bancs de sable et des dunes par Ellis *et al.* (2011) et Damveld *et al.* (2018) ont conforté ces résultats : la richesse spécifique, l'indice de diversité de Shannon et l'abondance diminuent généralement du creux vers la crête, en relation avec une augmentation de la granulométrie des sédiments. Certains bivalves tels que *Laevicardium crassum*, *Spisula elliptica*, *Moerella donacina* ont caractérisé la pente douce des dunes tandis que certains crustacés tels que *Gnathia sp.*, *Apherusa bispinosa* et *Galathea intermedia* ont caractérisé le sommet et la pente raide des dunes.

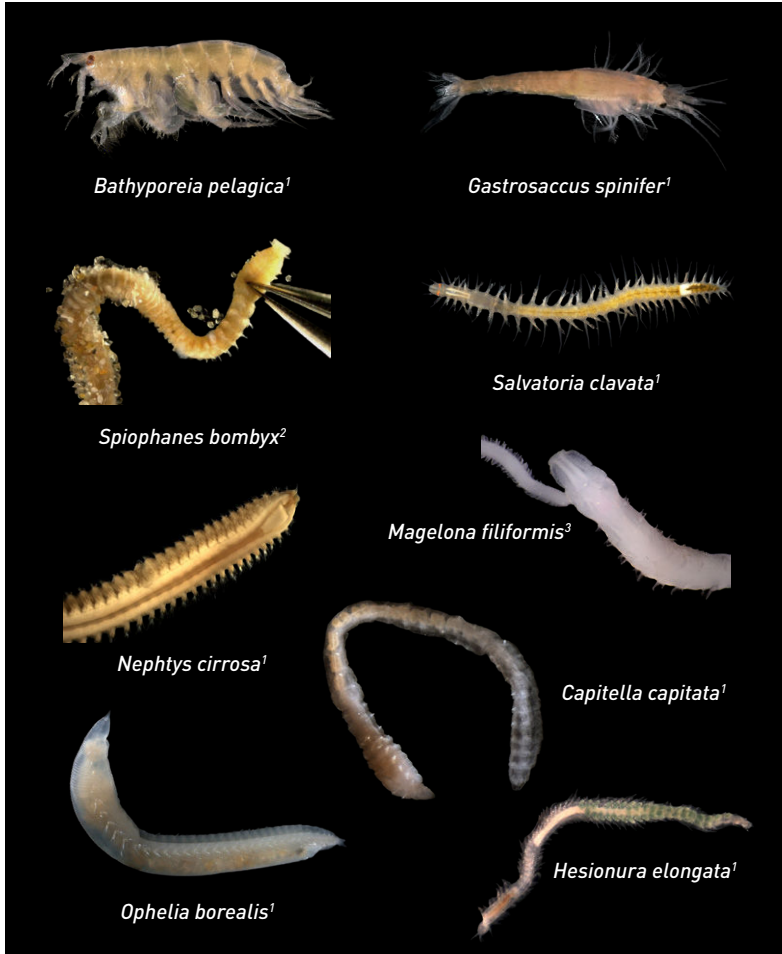


Fig. 54 : Photographies à la loupe binoculaire de quelques invertébrés caractéristiques des dunes au large de Dunkerque.

© Hans Hillewaert, <sup>2</sup>Lisa Latry (MNHN Dinard), <sup>3</sup>Katie Mortimer-Jones

Il existe une divergence dans la dynamique des bancs de sable, des dunes et des mégarides. En effet, les bancs de sable connaissent une stabilité importante (Le Bot *et al.*, 2005 ; Van Lancker *et al.*, 2009). Par exemple, une étude de Le Bot *et al.* (2005) suggère que la localisation de certains bancs de sable du plateau continental belge est restée relativement constante depuis 1800. A l'inverse, une revue de Le Bot (2001) a révélé une forte variabilité du taux de migration des dunes, allant de zéro à plusieurs centaines de mètres chaque année, en fonction du courant de marée et de houle, de la profondeur, de la granulométrie du sédiment mais aussi en fonction de la taille des dunes (Ernstsen *et al.*, 2004 ; Ferret, 2011 ; Garlan, 2004). En France, dans la partie orientale de la Manche, Garlan (données non publiées) a observé une migration de 58 m/an au large du port de Calais et entre 1,6 et 6 m/an

au Tréport. La variabilité inter-annuelle à décennale de l'activité des tempêtes peut également avoir un grand impact sur la morphologie des dunes (Ferret *et al.*, 2010). Enfin, la morphologie des dunes évolue à une échelle de temps courte (cycle des marées). Le remaniement des sédiments associé à la migration des dunes peut agir comme une source naturelle de perturbation pour les communautés benthiques. L'ampleur de cette perturbation peut varier en fonction du type de dunes mais aussi dans le temps : on s'attend à ce que de fortes migrations de dunes se produisent en hiver en relation avec les tempêtes alors que l'été est une période de relative stabilité. Cependant, les études menées jusqu'à présent sur les habitats dunaires n'ont pas considéré la variabilité temporelle des communautés benthiques en relation avec la migration des dunes.

### 3.1.3. La méiofaune

#### • Généralités

Les petits organismes, ayant une taille allant de 20  $\mu\text{m}$  à 1000  $\mu\text{m}$ , font partie de la méiofaune et représentent un groupe très diversifié en milieu marin. Les taxons dominants au sein du méiobenthos (*i.e.* la méiofaune benthique) sont les foraminifères benthiques, les nématodes et les copépodes harpaticoïdes. La méiofaune se trouve principalement dans et sur les sédiments mous mais aussi sur et parmi d'autres types de substrats (par exemple les plantes épiphytiques, les rochers, les tubes de vers ; Pinto *et al.*, 2013). Ces petits organismes constituent la classe de taille la plus abondante dans le benthos et sont étroitement liés aux autres compartiments du benthos (y compris les procaryotes et la macrofaune ; Baldrighi *et al.*, 2013). Ils jouent un rôle important dans les réseaux alimentaires benthiques, non seulement en tant que consommateurs (se nourrissant de détritiques, de diatomées et d'algues, et s'attaquant à d'autres petits métazoaires ; Pergent *et al.*, 1994 ; Gee & Somerfield 1997 ; Mascart *et al.*, 2013, 2015), mais aussi en tant que producteurs en étant une source de nourriture pour la macrofaune et les petits poissons (par exemple Gerlach, 1978 ; Carpentier *et al.*, 2014). La méiofaune peut également modifier le milieu et favoriser la dégradation de la matière organique en stimulant l'activité microbienne et en participant à la bioturbation des sédiments (*i.e.* remaniement des sédiments lié à l'activité biologique d'organismes marins ; Aller & Aller, 1992 ; Giere, 2009). L'abondance, la diversité, la distribution et les propriétés fonctionnelles de la méiofaune peuvent être affectées par plusieurs facteurs abiotiques, notamment la température, la salinité, les processus hydrodynamiques et sédimentaires, la granulométrie des sédiments, le niveau d'oxygénation et la disponibilité de la nourriture (par exemple Ingels *et al.*, 2011 ; Pusceddu *et al.*, 2014b). En raison de leur temps de génération court, ils sont caractérisés par une grande sensibilité aux changements environnementaux. Les modifications du milieu environnant ont, en général, un effet important sur ce groupe biologique. Cependant, certaines espèces de la méiofaune peuvent être favorisées par les

conditions extrêmes induites par la modification du milieu, car elles peuvent présenter des adaptations physiologiques remarquables (*e.g.* Langlet *et al.* 2013).

#### • Dans les dunes sous-marines

Très peu de littérature a été trouvée sur la méiofaune des dunes sous-marines côtières (profondeur d'eau > 10 m). Le faible taux de matière organique, les forts courants et la prédominance de sédiments de taille moyenne à grossière peuvent défavoriser certains taxons. La distribution spatiale de la plupart des taxons de la méiofaune est liée aux variations des propriétés physico-chimiques de la matrice sédimentaire (par exemple, Steyaert *et al.*, 2003 ; Mendes *et al.*, 2004), la granulométrie des sédiments étant l'un des principaux facteurs liés à la structure des assemblages de la faune. Les assemblages de foraminifères benthiques dans ce milieu sont principalement constitués de formes fragiles (couche organique et espèces agglutinées) et d'espèces opportunistes plus robustes (espèces calcaires). Les communautés de nématodes dans les sédiments relativement grossiers exposés à de fortes conditions hydrodynamiques sont plus susceptibles d'être soumises à des perturbations naturelles (remaniement sédimentaire) que les communautés dans les sédiments vaseux (environnement calme), et devraient donc être plus résilientes (Schratzberger & Warwick, 1998a). Ainsi, les espèces avec des cuticules épaisses et/ou ornementées sont généralement plus communes dans les sédiments sableux que dans les sédiments vaseux (Heip *et al.* 1985, Leduc & Probert 2011), probablement parce que l'ornementation cuticulaire élaborée facilite la locomotion et aide à prévenir les dommages mécaniques dans les sédiments grossiers et instables (Ward, 1975).

Des observations sur des nématodes et des foraminifères benthiques dans un système hydrodynamique ont montré que la faune peut s'accumuler dans des dépressions ou autour de structures biogènes en raison de l'agrégation des sources de nourriture et/ou de la réduction de l'hydrodynamisme (par exemple, Findlay, 1981 ;

Gooday *et al.*, 1988 ; DePrata & Levin, 1989 ; Swallow, 2000 ; Caille, 2015). Connell (1978) postule que la diversité maximale sera trouvée à des niveaux de perturbation intermédiaires, un environnement où les perturbations ne sont pas trop fortes et fréquentes, permettant aux communautés de se diversifier. Vanaverbeke *et al.* (2001) ont compilé toutes les données sur le méiobenthos (sauf les foraminifères benthiques) de 1970 à 1998 des bancs de sable du plateau belge. La diversité et l'abondance du méiobenthos dans les zones dunaires étaient, respectivement, faibles et médiocres par rapport aux sites extérieurs.

Cependant, les auteurs ont signalé une différence de méthodologie d'échantillonnage entre les études et donc la difficulté de comparer les résultats entre les zones. A Dunkerque, entre des mégarides (6-10 m de hauteur, 31 m de profondeur) composées de sable grossier, une abondance de 5,25 foraminifères g/sed. a été observée (observation personnelle à partir d'échantillons du Shom). Cette abondance est comparable à d'autres types d'environnements (*e.g.*, Mendes *et al.*, 2004). La conservation des échantillons n'a pas permis d'observer d'autres faunes.

## SYNTHÈSE

3

- Les communautés développées dans les dunes sous-marines ont une **biodiversité unique mal connue**.
- Les dunes sous-marines ont une **fonction de nurserie et d'alimentation** pour de nombreuses espèces de poissons et d'oiseaux. Ce sont donc des habitats importants et protégés dans le cadre de la directive **NATURA 2000**.
- **Deux types d'habitats benthiques** : sables fins à moyens sur les crêtes et les flancs et sables hétérogènes envasés (creux de dunes).
- A l'heure actuelle, **les variations temporelles** des communautés en relation avec la migration des dunes **n'ont pas été traitée** dans la littérature contrairement aux variations spatiales.
- **Un gradient côte/large** a été observé dans ce type d'habitat avec une richesse spécifique décroissante vers le large.
- **La richesse spécifique diminue du creux vers la crête** au fur et à mesure que la granulométrie augmente.
- Il y a peu d'information sur la **méiofaune** mais le faible taux de matière organique, les forts courants et les sédiments grossiers peuvent défavoriser les taxons.

## 4. LES DUNES SOUS-MARINES DE LA MER DU NORD ET LEUR ÉCOSYSTÈME SOUS CONTRAINTES ANTHROPIQUES

**Auteurs : Mathilde Bary, Maëlle Nexer, Sophie Le Bot, Nolwenn Quillien, Maryline Besnard, Thierry Garlan, Aurélien Gangloff**

De nombreuses activités humaines se sont développées en mer du Nord. Les milieux sédimentaires marins abritent des ressources qui conduisent l'homme à développer des activités pour les exploiter. L'exploitation des dunes sous-marines (extraction de sédiments, prélèvement d'organismes marins d'intérêt économique, etc.) génère des pressions qui s'exercent sur cet habitat. Il existe différents types d'activités (listées ci-dessous) qui vont avoir un effet à la fois sur la morphologie et la dynamique des dunes sous-marines, mais aussi sur leur écosystème fragile.

La mobilité sédimentaire, tant par le flux de particules que par la migration et l'évolution des structures sédimentaires, a des implications directes sur la conception, la mise en œuvre, la longévité et la sécurité des dispositifs d'énergies marines renouvelables. Les dunes sous-marines figurent parmi les corps sédimentaires les plus dynamiques et sont très présentes sur les côtes de la Manche et de la mer du Nord. Elles peuvent donc impacter les activités humaines en mer comme la navigation et l'implantation de parcs éoliens.

### 4.1. Les activités humaines en mer du Nord

#### • L'extraction de granulats

Le prélèvement de sables ou sédiments grossiers en milieu marin répond à une demande de matière première pour la construction. Cette activité entraîne des modifications du milieu marin avec notamment la mise en place d'un panache turbide (Duclos *et al.*, 2013), une modification de la topographie et de la nature du fond marin (Le Bot *et al.*, 2010) ainsi que des conditions hydrodynamiques ce qui modifie les communautés

macrobenthiques et ichtyofauniques des zones exploitées (Desprez *et al.*, 2010 ; Robert *et al.*, 2018) (Figure 55).

Les dunes sous-marines étant composées en grande partie de sables moyens bien triés, elles sont exploitées pour leurs granulats. Cette activité n'est actuellement pas pratiquée au large de Dunkerque, mais en Belgique et au Pays-Bas.

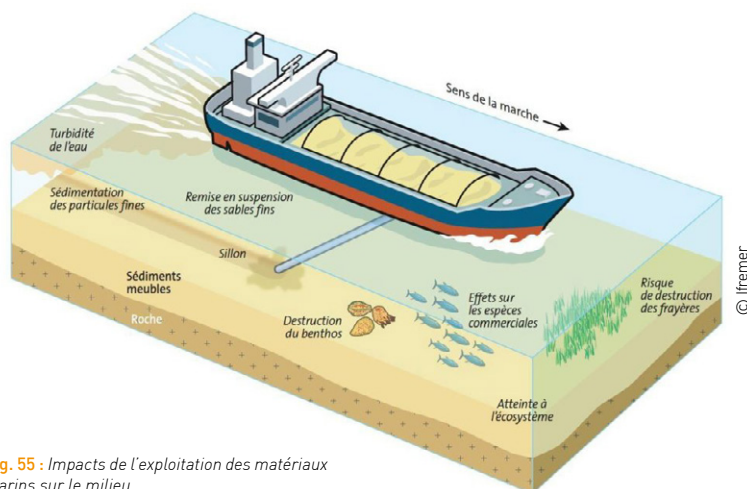


Fig. 55 : Impacts de l'exploitation des matériaux marins sur le milieu.

• Le dragage/clapage de sédiments

Le dragage consiste à extraire des sédiments situés sur les fonds, pour permettre la navigation dans un chenal par exemple, en augmentant la profondeur d'eau. Les ports étant le plus souvent situés en zones peu profondes, ils sont vulnérables à deux menaces : l'ensablement et l'envasement. Il faut donc régulièrement aspirer les sédiments pour maintenir les profondeurs de navigation. Pour cela un navire spécialisé, la drague, navigue à faible vitesse pour aspirer en marche les sédiments. Le clapage est l'opération consistant à déverser en mer des substances (généralement les résidus de dragage), à l'aide d'un navire dont la cale peut s'ouvrir par le fond.

A Dunkerque, des travaux de dragages sont nécessaires pour maintenir les tirants d'eau nécessaires à la navigation dans l'ensemble des bassins portuaires qui sont impactés par la sédimentation d'origine terrestre (via les cours d'eau), liée au ralentissement du transit particulière dans les eaux côtières et la zone portuaire (Figure 56). Chaque année, le volume dragué s'élève à 6,5 Mm<sup>3</sup>/an, dont 1,2 Mm<sup>3</sup> pour le port Est et 5,3 Mm<sup>3</sup> pour le port Ouest<sup>2</sup>.

Une partie des volumes dragués (5,8 Mm<sup>3</sup>/an) est ensuite déposée/clapée au large du port dans quatre zones d'immersion (Figure 56). L'autre partie (50 - 75000 m<sup>3</sup>/an) est gérée à terre.

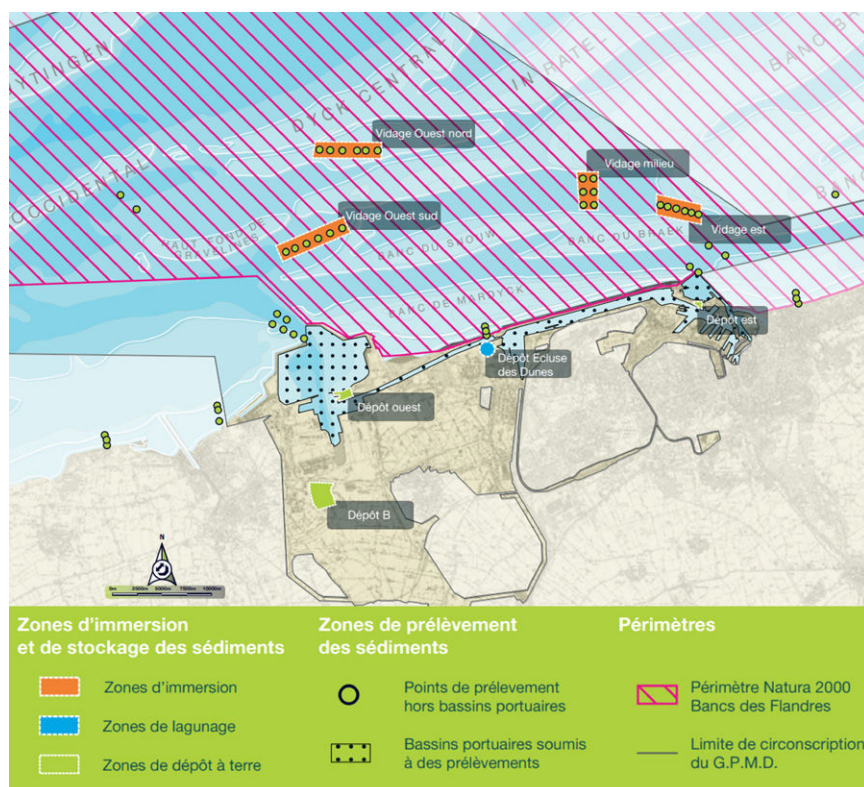


Fig. 56 : Zone de dragage et de clapage des sédiments du Grand Port Maritime de Dunkerque.

© Grand Port Maritime de Dunkerque

<sup>2</sup> <http://www.dunkerque-port.fr/fr/capitanerie/developpement-durable-dunkerque-port.html>

• La pêche

Les bancs de sable et les dunes situés au large de Dunkerque sont fréquentés par une grande partie de la flottille de pêche de la région Nord-Pas de Calais/Picardie. En 2012, cette région comptabilisait plus de 190 navires, dont 179 sont actifs à la pêche toute l'année, pour une puissance totale de 52 818 kW. Avec un débarquement de 27k tonnes, cette activité représentait, en 2012, 13 % de la production française en tonnage et 8 % en valeur (FranceAgriMer, 2013). La filière est toutefois confrontée à de nombreuses difficultés tels que l'augmentation du coût du carburant et le vieillissement de la flotte. En conséquence, entre 2002 et 2012, le nombre de navires a diminué de 21 %, le port de Dunkerque étant particulièrement atteint avec une baisse de 37 %. L'activité de pêche professionnelle sur le site des bancs des Flandres est diverse mais présente toute l'année dans la zone, avec des variations saisonnières. L'impact de la présence de cette flottille sur les habitats et les espèces classés au titre de

Natura 2000 dépend essentiellement de l'engin de pêche utilisé. Les arts traînants (chalut de fond, senne danoise/écossaise, chalut à perche, chaluts jumeaux) exercent différentes pressions sur l'écosystème dunaire. Par exemple, le chalutage peut induire une altération de la structure de certains habitats, une destruction des refuges pour les juvéniles de nombreuses espèces, une remise en suspension des sédiments, de contaminants et de certains métaux lourds, une perturbation des cycles biogéochimiques et une diminution de la capacité d'accueil de certains organismes. Le chalutage peut entraîner des changements dans la structure des habitats et des communautés qui leur sont associées (Figure 57), et par conséquent, modifier tout ou partie de l'écosystème. Quant aux arts dormants (fileyeurs), ils n'exercent qu'une pression biologique (prélèvement de différentes espèces).

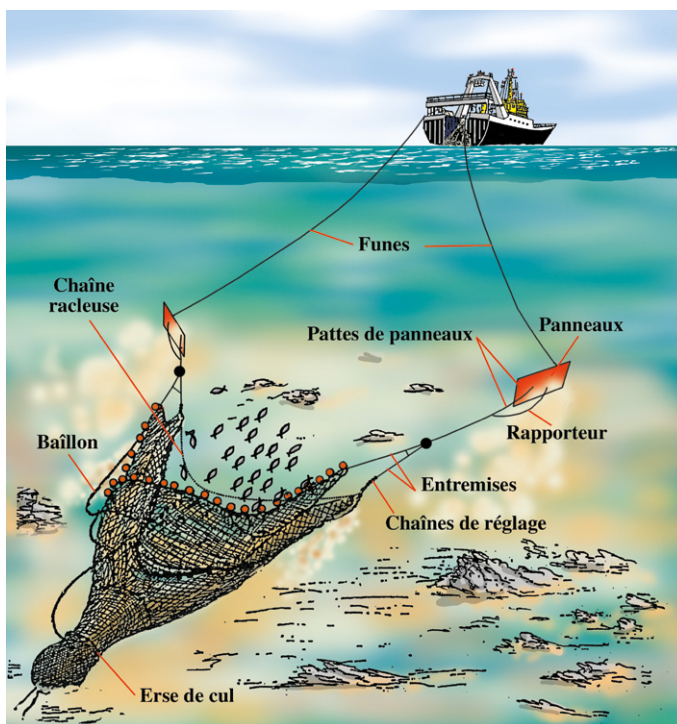


Fig. 57 : Chalut de fond

• **Les câbles de puissance, de télécommunication et les pipelines**

Le sud de la mer du Nord, qui borde les côtes françaises, belges et néerlandaises, est un carrefour d'échange de données et d'énergies (électricité, gaz et pétrole). Les grands bancs sableux sur lesquels sont surimposées les dunes sous-marines, sont donc parcourus par des câbles de télécommunication, des câbles de puissance et des pipelines permettant des échanges directs entre les pays (Figure 58). Dans la zone située au large de Dunkerque, une conduite de gaz

traverse des champs de dunes sous-marines. Ces câbles et pipelines peuvent être enfouis ou posés sur le fond. Dans le cas d'un enfouissement, c'est leur pose et leur retrait qui aura un impact plus important. Dans le cas de câbles ou de conduites simplement posés sur le fond, des zones d'érosion ou d'accrétion peuvent se développer perturbant la morphodynamique naturelle des dunes et leur écosystème.

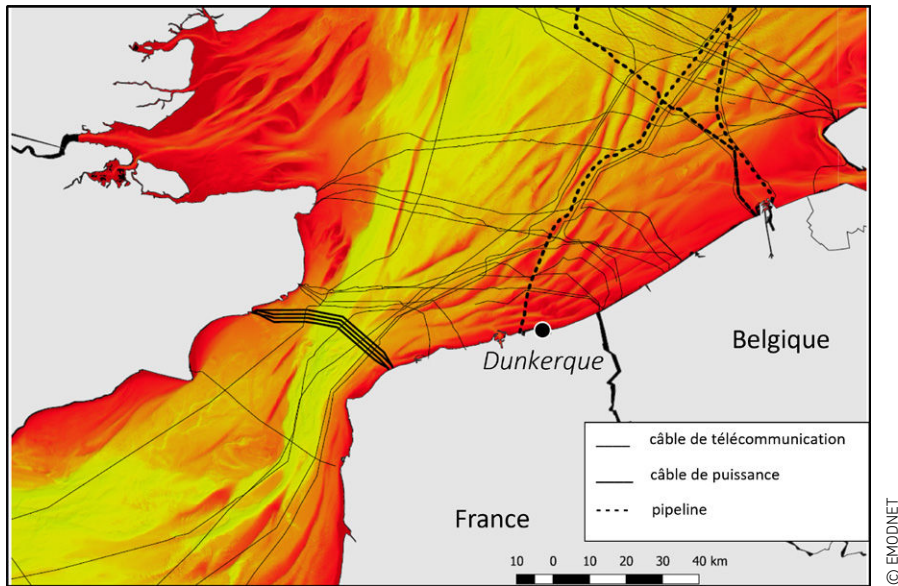


Fig. 58 : Câbles de télécommunication, câbles de puissance et pipelines présents dans le sud de la mer du Nord et le nord de la Manche Est (source : EMODNET). Les variations colorimétriques représentent la bathymétrie.

• **UXO**

Au large de Dunkerque, après la première et la seconde Guerre Mondiale, de nombreuses munitions non explosées (UXO) reposent sur les fonds et au sein des champs de dunes sous-marines,

sans que leur position et leur nombre exact soit connus. Leur explosion impactera la morphodynamique et l'écosystème dunaire.

• **L'installation de parcs éoliens en mer posés**

De nombreux parcs éoliens sont présents en mer du Nord et notamment en Belgique, Pays-Bas et Royaume-Uni (Figure 58). Certains sont placés

sur des bancs sableux sur lesquels sont surimposés des dunes sous-marines, en Belgique notamment.

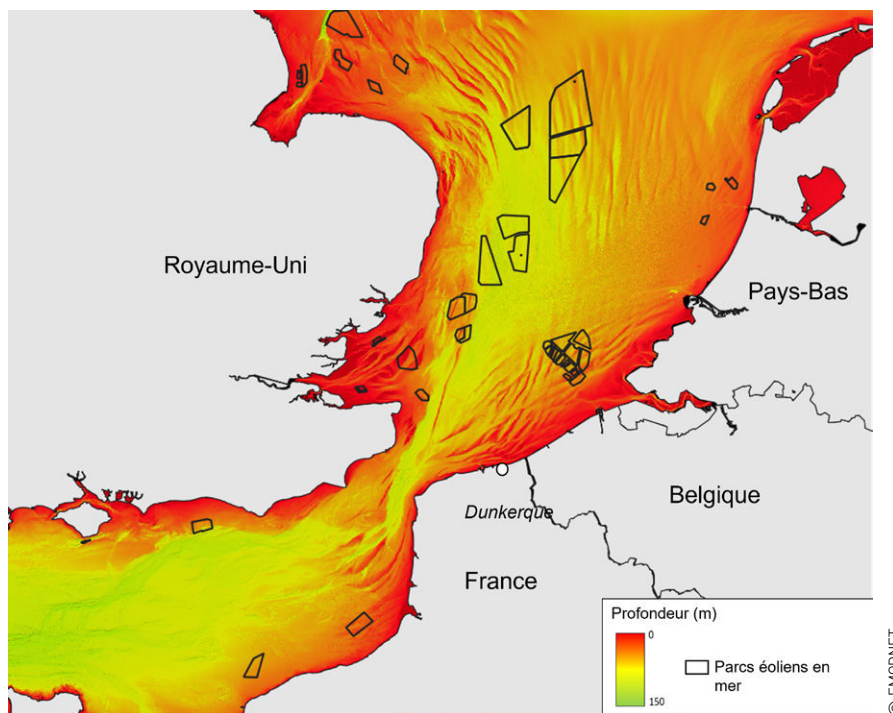


Fig. 59 : Parcs éoliens en mer du Nord (source : EMODNET)

Les parcs éoliens en mer sont composés de 20 à 50 éoliennes de plusieurs mégawatts de puissance unitaire. En mer du Nord, les éoliennes installées sont des éoliennes posées. Elles peuvent avoir plusieurs types de fondation : des fondations gravitaires, monopieux ou jackets (Figure 60).

À Dunkerque, les fondations des éoliennes seront de type "monopieu". Spécialement conçues pour résister à la corrosion, elles seront déployées pendant 25 à 30 ans.

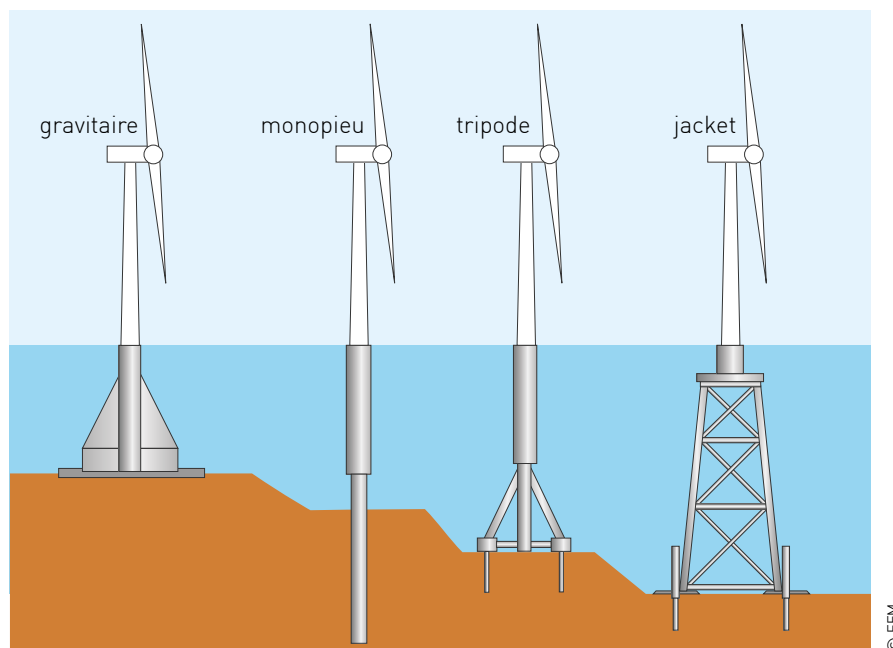


Fig. 60 : Différents types de fondations d'éoliennes posées en mer.

Les éoliennes sont reliées entre elles par des câbles inter-éoliennes qui rejoignent un poste électrique en mer (Figure 61). De celui-ci, part le câble de puissance qui est relié au poste électrique à terre. Afin d'ensouiller (ou enfouir) ce

câble au sein des fonds sédimentaires au large de Dunkerque, un dragage sera réalisé en amont avant l'ensouillage. Dans un parc éolien, c'est une centaine de kilomètres de câble qui peuvent être enfouis.



Fig. 61: Poste électrique en mer.

© RTE

4

## 4.2. Impact des activités humaines sur les fonds marins

La mobilité sédimentaire, tant par le flux de particules que par la migration et l'évolution des structures sédimentaires, a des implications directes sur la conception, la mise en œuvre, la longévité et la sécurité des dispositifs d'énergies marines renouvelables. L'installation des câbles

et des fondations d'un parc éolien en mer dans cet environnement est un défi en raison de la mobilité du fond marin. Cette mobilité peut entraîner des risques de sur- ou de désenfouissement des câbles et des incertitudes quant aux conditions d'affouillement autour des fondations (Figure 62).

### 4.2.1. Comportement et interactions des piles d'éoliennes et du poste électrique en mer avec les dunes sous-marines

Il a été établi dans différentes études que les interactions entre les dunes sous-marines et les structures éoliennes en mer (poste électrique et fondations d'éoliennes) varient selon le type de fondations utilisé (gravitaire, jacket ou monopieu) (Figure 60).

La préparation des fonds avant implantation n'est pas la même suivant le type de fondations.

Ceci va avoir un impact différent sur les dunes sous-marines. La surface située sous les fondations gravitaires doit être préparée et aplanie par dragage puis recouverte de graviers (Bolle *et al.*, 2010, 2012 et 2013). Le même type de préparation peut être réalisé pour les fondations jackets et monopieux, par exemple, lorsque la pente est trop importante.

Étant donné que les fondations gravitaires ont un diamètre plus important que les fondations jackets et monopieux, l'effet sur la morphologie du fond marin sera plus important lors de la construction des fondations gravitaires [Bolle *et al.*, 2013].

Il a par exemple été observé dans le canal de Bisanseto au Japon que les dunes sous-marines ont tendance à reprendre leur forme après le dragage et atteignent leur hauteur d'équilibre en 10 ans environ (Knaapen et Hulscher, 2002). De plus, Verboven (2017) a montré à partir de l'analyse de données de terrain et de modélisation que la régénération des dunes sous-marines après le dragage dépend des influences environnementales et de la profondeur. Ainsi, dans son étude,

l'échelle de temps avant la régénération des dunes sous-marines varie de 35 ans à 140 ans environ.

A notre connaissance, peu d'études se sont intéressées aux modifications morphologiques d'une dune sous-marines liées à la mise en place d'un parc éolien en mer.

Couldrey *et al.* (2020) ont étudié l'évolution morphologique d'une dune sous-marine de type barkhane (en forme de croissant) qui migre à travers la fondation monopieu de 5,8 m de diamètre d'une éolienne située en mer du Nord. L'installation de cette éolienne a engendré la formation d'empreinte dans le sol (Figure 62).

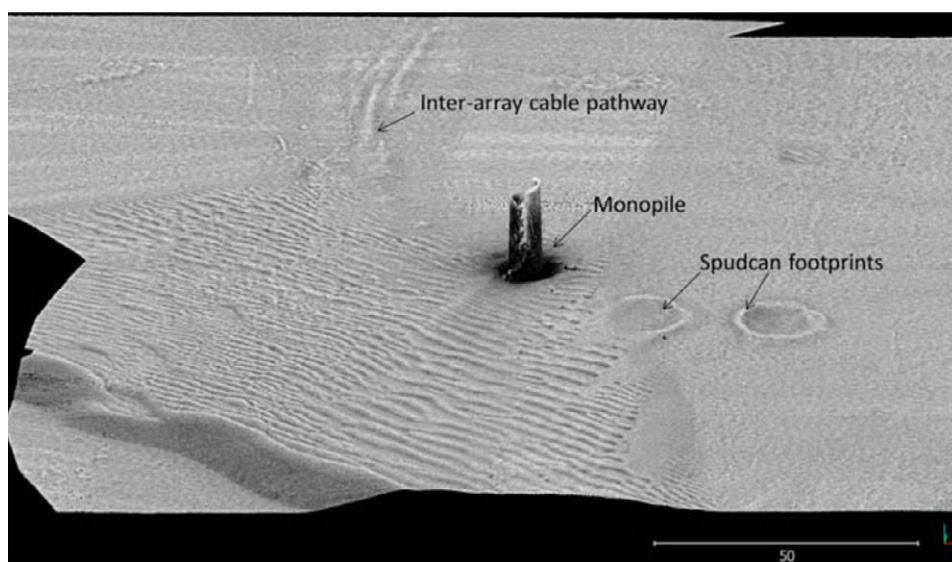
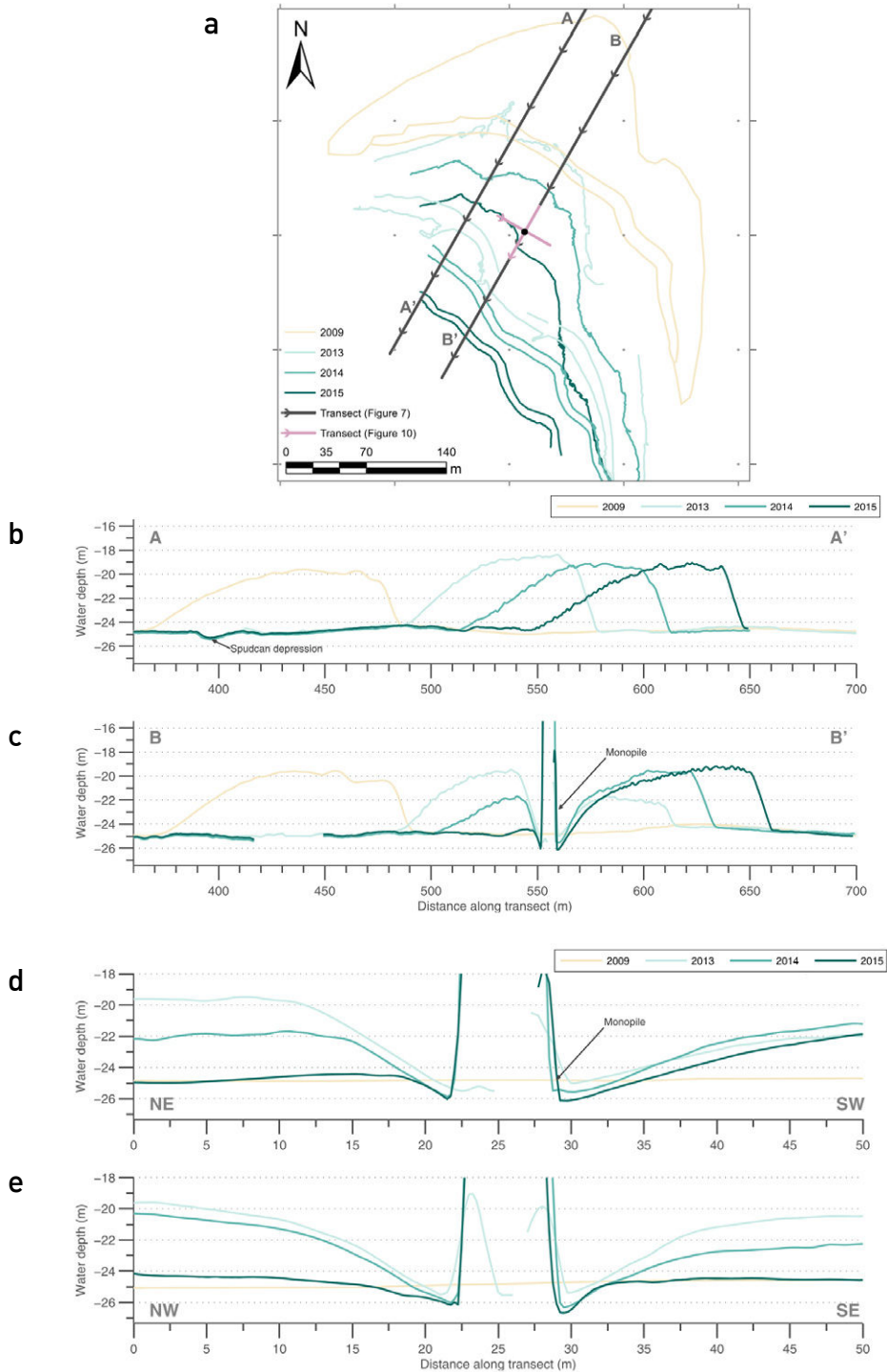


Fig. 62: Fondation monopieu installée dans une dune barkhane avec empreinte de la plateforme de forage (spudcan footprints) et du câble inter-éolienne [Couldrey *et al.* 2020].

Cette fondation monopieu a été installée à environ 30 m en aval d'une barkhane d'une hauteur de 6,9 m, d'une longueur de 190 m et d'une largeur de 370 m. Six levés bathymétriques multifaisceaux sur une période de 20 ans ont été réalisés pour mesurer l'impact de la fondation sur l'évolution de la dune sous-marine. Comme montré sur la Figure 62, la dune a « traversé » le monopieu entre 2009 et 2015 sans que sa morphologie finale (hauteur, longueur et pente) n'en soit affectée. Les auteurs ont donc démontré que la présence du monopieu n'a eu aucun impact

permanent sur la forme des crêtes au sommet de la dune et que la dune a vite retrouvé son état initial après les modifications qui sont intervenues quand la crête de la dune était alignée avec le monopieu. De plus, Couldrey *et al.* (2020) ont mis en évidence que le volume de matériaux qui a été déplacé dans le sillage de la dune n'a représenté que 8 % du volume total de la dune. Ainsi, l'impact du monopieu sur la morphologie de la dune a été jugé temporaire et la récupération a été rapide puisqu'elle a eu lieu en quelques années [Couldrey *et al.*, 2020].



**Fig.63 :** Migration d'une dune barkhane entre 2009 et 2015 au travers d'une fondation monopieu. a) Position de la barkhane (crête et pieds des flancs) en 2009, 2013, 2014 et 2015 et localisation des transects présentés sur les figures 4B (gris, AA' et BB') et 4C (lilas) ; b) Transects à travers la dune décalés de 25 m au nord-ouest de la ligne médiane ; c) Transects à travers la dune et le monopieu décalés de 25 m au sud-est de la ligne médiane ; d) Transects montrant le développement de l'affouillement dans la direction de l'écoulement ; e) Transects montrant le développement de l'affouillement dans la direction perpendiculaire à l'écoulement (Couldrey et al., 2020).

Couldrey *et al.* (2020) ont également étudié l'affouillement. Ils ont montré que l'affouillement se produit à une échelle de temps qui est beaucoup plus courte que la vitesse à laquelle la dune sous-marine migre et que l'affouillement s'établit sur toute l'épaisseur de la dune comme montré sur la **Figure 63**. Trois ans après l'installation du monopieu, l'affouillement local s'est matérialisé par une fosse circulaire relativement symétrique avec une largeur totale d'environ 40 m, ce qui représente environ 11 % de la largeur de la barkhane de 370 m. En comparaison, le rapport entre le diamètre du monopieu et la largeur de la dune n'est que de 1,6 %. De plus, les auteurs ont montré que la profondeur d'affouillement est similaire pour l'ensemble des fondations monopieux voisines. Cette observation permet de démontrer que la présence de la barkhane n'a pas de gros impact sur l'affouillement autour du monopieu. Ainsi, à l'issue de l'étude, Couldrey *et al.* (2020) ont mis en évidence que la présence de la barkhane n'a pas altéré la stabilité et donc les performances opérationnelles de l'éolienne en mer. En plus des observations bathymétriques, Couldrey *et al.* (2020) ont réalisé une modélisation numérique tridimensionnelle des écoulements et des sédiments. Les résultats de la modélisation ont permis aux auteurs de confirmer que

la dynamique de l'affouillement survient à une échelle de temps nettement moins longue que celle nécessaire pour la migration des dunes. Ainsi, Couldrey *et al.* (2020) ont conclu que l'affouillement se développe sur plusieurs marées tandis que, durant cette même période, les changements morphologiques de la dune sont limités à un abaissement de la crête pendant la marée montante qui se reforme lors de la marée descendante.

Bolle *et al.* (2013) ont réalisé une revue des études belges sur la morphodynamique des dunes aux abords de parcs éoliens en mer. Ils soulignent que la mise en place des parcs éoliens au large de la Belgique ont permis d'étudier plus en détail les dunes sous-marines.

Van den Eynde *et al.*, (2010) ont étudié les dunes sous-marines situées dans le parc éolien de Belwind en Belgique. Ils se sont intéressés à l'affouillement à la base des monopieux en suivant l'évolution bathymétrique autour de 6 monopieux. La profondeur des fosses d'érosion a varié entre 2,0 m et 6,5 m, dans le nord du parc. La variation indique cependant que la profondeur de la fosse d'érosion dépend probablement des sédiments du fond, du substrat géologique et de l'hydrodynamique.

#### 4.2.2. Comportement et interactions des câbles et pipelines sous-marins avec les dunes sous-marines

De nombreux câbles de puissance transitent en mer du Nord dont les fonds sont composés de bancs de sable recouverts pour la plupart de dunes sous-marines (**Figure 58**). Pour le parc éolien de Dunkerque, ces câbles de puissance vont être enterrés dans un champ de dunes sous-marines très mobiles. La mobilité de ces dunes peut entraîner des risques de sur- ou de désenfouissement des câbles. Un sur-enfouis-

sement peut causer des dommages liés à une évacuation insuffisante de la chaleur, alors qu'un désenfouissement expose le câble à l'action des courants et de la houle mais surtout au chalufrage (**Figure 64**). Il est donc important d'anticiper les variations d'épaisseur de la couche sédimentaire de fond afin de limiter les dommages aux infrastructures et de concevoir des protections anti-affouillement (**Figure 64**).

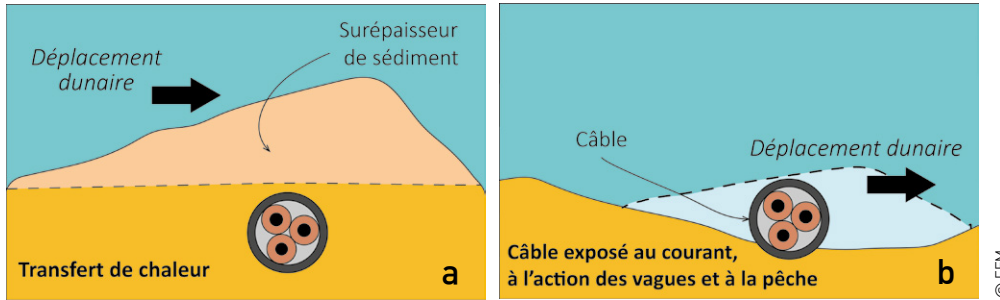


Fig. 64 : Effet d'une dune sous-marine sur les câbles composant un parc éolien en mer : (a) câble sur-enfoui sous une dune sous-marine ayant des problèmes de transfert de chaleur, (b) câble desenfoui après le déplacement d'une dune.

À notre connaissance, peu d'études traitent de l'interaction entre les dunes sous-marines et les câbles ensouillés. Nous avons donc intégré quelques références aux pipelines car ils ont la même géométrie que les câbles.

Zieleman (2003) a étudié la vulnérabilité aux impacts de la pêche d'un câble situé dans le sud de la mer du Nord. Ce câble traverse de nombreuses dunes sous-marines. Il a étudié et synthétisé toutes les défaillances de ce câble. Lors de cette synthèse, il a remarqué que le câble est moins vulnérable aux engins de pêches dans les zones de fonds plats alors qu'il se retrouve plus souvent exposé dans les milieux dunaires. Il a aussi expliqué que, sans connaître le taux de migration des dunes, il est compliqué de prévoir les endroits et les périodes où les câbles se retrouveront exposés. Même en s'appuyant sur l'historique retraçant les défauts des câbles déjà présents en mer du Nord, l'auteur n'a pas pu établir un lien entre ces périodes et la localisation des câbles découverts. Pour prévenir l'exposition des câbles aux possibles dommages causés par la pêche, Zieleman (2003) explique que l'une des solutions envisagées serait d'enfouir le câble sous les dunes de sable, là où le fond marin est stable. Les dunes, dont la hauteur peut atteindre 12 m, ne permettent pas d'envisager une telle installation car cette solution implique un dragage des sommets des dunes. Néanmoins, cette technique a été utilisée lors de l'installation des pipelines Zeepipe et NorFra en mer du Nord, mais elle

s'avère longue et coûteuse. De ce fait, pour suivre l'état d'enfouissement des câbles, Zieleman (2003) préconise d'utiliser un levé acquis par un ROV (véhicule sous-marin téléguidé) ou un sonar à balayage latéral. De plus, Zieleman (2003) expose que cet état des lieux doit être effectué une fois par an (du fait des coûts élevés) : en septembre, avant le début des tempêtes hivernales. Aussi, dans les zones considérées comme étant à risque, c'est-à-dire là où les câbles sont très peu enfouis ou là où ils sont exposés, une opération de ré-enfouissement des câbles s'avérera nécessaire (Zieleman, 2003).

Morelissen *et al.* (2003) ont modélisé la migration des dunes sous-marines en interaction avec les pipelines en mer du Nord. Ils ont conclu que les pipelines en mer du Nord pouvaient se retrouver découverts sur de petites sections par les mouvements des dunes sous-marines migrant à la vitesse de 10 à 20 m/an. Ils ont aussi observé qu'une érosion sous les pipelines pouvaient se produire.

Van den Eynde *et al.* 2010, ont réalisé un suivi des changements hydrodynamiques et morphologiques des sites des parcs éoliens offshore C-Power et Belwind au large de la Belgique. Ils citent l'étude de Galagan *et al.* (2005) qui ont observé l'exposition de câbles sous-marins après 6 à 18 ans. Ces câbles étaient enfouis de 1,8 m dans des dunes ayant une vitesse de migration de 1 à 3 m par an. Van den Eynde *et al.* (2010), recom-

mande donc le suivi régulier de la couverture sédimentaire au-dessus des câbles situés dans des dunes. Ils recommandent un suivi aussitôt après une forte tempête, un mois après, puis chaque année.

Bolle *et al.* (2013) ont étudié l'impact des dunes sous-marines lors de la conception et du développement de ces parcs éoliens en mer. Ils ont montré que l'installation des câbles (avec une charrue par exemple) se trouve entravée lorsque les pentes des dunes sont trop raides. L'enfouissement peut donc être insuffisant et l'exposition des câbles sera donc plus élevée par la suite. Néanmoins, les auteurs ont également

mentionné que ces structures rigides peuvent aussi influencer les dunes sous-marines sans toutefois décrire les mécanismes en jeu.

Un enfouissement trop prononcé des câbles peut gêner les opérations de maintenance. Il peut devenir difficile de soulever un câble défectueux pour le réparer sans causer d'autres dommages (Langhorne, 1978 *in* Whitehouse, 2000) et engendrer des défaillances du câble liées à la thermique. De ce fait, il est nécessaire de trouver le juste milieu entre la profondeur à laquelle le câble doit être enterré pour éviter son exposition future et le taux de recouvrement après le creusement des tranchées (Whitehouse, 2000).

#### 4.2.3. Les réponses des écosystèmes dunaires aux contraintes anthropiques

Les dunes sous-marines soumises à des pressions d'origine anthropique (e.g. pêche, clapage, extraction de granulats) voient leur structure sédimentaire modifiée ce qui peut avoir une influence sur la structure des communautés

d'organismes vivant dans cet environnement. Les études sur les réponses écologiques/biologiques des dunes face à un stress portent principalement sur la macrofaune benthique. Ces études sont répertoriées dans le [Tableau 4](#).

Auteurs	Date de publication	Titre	Journal
Desprez M.	2000	Physical and biological impact of marine aggregate extraction along the French coast of the Eastern English Channel: shortand long-term post-dredging restoration	ICES Journal of Marine Science, Volume 57, Issue 5, Pages 1428–1438
Boyd, S., Limpenny, D., Rees, H., Cooper, K.	2005	The effects of marine sand and gravel extraction on the macrobenthos at a commercial dredging site (results 6 years post-dredging).	ICES J. Mar. Sci. 62, 145–162
Coates, D.A.	2014	The effects of offshore wind farms on macrobenthic communities in the North Sea	PhD Thesis, Ghent University.
Coates, D.A., Deschutter, Y., Vincx, M., Vanaverbeke, J.	2014	Enrichment and shifts in macrobenthic assemblages in an offshore wind farm area in the Belgian part of the North Sea.	Mar. Environ. Res. 95, 1–12.
Coates, D.A., Kapasakali, D.-A., Vincx, M., Vanaverbeke, J.	2016	Short-term effects of fishery exclusion in offshore wind farms on macrofaunal communities in the Belgian part of the North Sea.	Fish. Res. 179, 131–138

Coates, D.A., Van Hoey, G., Colson, L., Vincx, M., Vanaverbeke, J.	2015	Rapid macrobenthic recovery after dredging activities in an offshore wind farm in the Belgian part of the North Sea	Hydrobiologia 756, 3–18
Cooper, K., Boyd, S., Eggleton, J., Limpenny, D., Rees, H., Vanstaen, K.	2007	Recovery of the seabed following marine aggregate dredging on the Hastings Shingle Bank off the southeast coast of England.	Estuar. Coast. Shelf Sci. 75, 547–558.
Cooper, K.M., Barry, J.	2017	A big data approach to macrofaunal baseline assessment, monitoring and sustainable exploitation of the seabed.	Sci. Rep. 7, 12431
Cooper, K.M., Curtis, M., Wan Hussin, W.M.R., Barrio Frojan, C., Defew, E.C., Nye, V., Paterson, D.M.	2011	Implications of dredging induced changes in sediment particle size composition for the structure and function of marine benthic macrofaunal communities.	Mar. Pollut. Bull. 62, 2087–2094
Hitchcock, D.R., Drucker, B.R.	1996	Investigation of benthic and surface plumes associated with marine aggregates mining in the United Kingdom.	Spearhead Publications, Surrey Conference Proceedings 2 In The global ocean-towards operational oceanography. Proceedings of Conference on Oceanology International., 221–84.
Krause, J.C., Diesing, M., Arlt, G.	2010	The Physical and Biological Impact of Sand Extraction: a Case Study of the Western Baltic Sea.	J. Coast. Res. 215–226
Krone, R., Gutow, L., Joschko, T.J., Schröder, A.	2013	Epifauna dynamics at an offshore foundation—implications of future wind power farming in the North Sea.	Mar. Environ. Res. 85, 1–12.
Vandendriessche, S., Reubens, J., Derweduwen, J., Degraer, S., Vincx, M.	2013	Offshore wind farms as productive sites for fishes.	Degraer Brabant R Rumes B2013 Environ. Impacts Offshore Wind Farms Belg. Part North Sea Learn. Past Optimise Future Monit. Programs R. Belg. Inst. Nat. Sci. Bruss. 153–161.
Newell, R.C., Seiderer, L.J., Hitchcock, D.R.	1998	The impact of dredging works in coastal waters: a review of the sensitivity to disturbance and subsequent recovery of biological resources on the sea bed.	Oceanogr. Mar. Biol. Annu. Rev. 36, 127–178.
Newell, R.C., Seiderer, L.J., Simpson, N.M., Robinson, J.E.	2004	Impacts of Marine Aggregate Dredging on Benthic Macrofauna off the South Coast of the United Kingdom.	J. Coast. Res. 115–125.

Tab. 4 : Références portant sur la résilience des écosystèmes dunaires suite à un stress d'origine anthropique

## SYNTHÈSE

À l'heure actuelle, **les principales activités humaines** générant des pressions sur les dunes sous-marines en mer du Nord sont : les extractions de granulats, les UXO, les activités de pêche (chalut de petite taille, filayeur, etc.), les câbles sous-marins de puissance et de télécommunication et pipelines, les opérations de dragage et clapage ainsi que les parcs éoliens en mer présents en Belgique, Pays-Bas, Danemark et Royaume-Uni.

Un parc éolien en mer peut générer des **pressions** sur la dynamique sédimentaire des dunes sous-marines via son installation (pose des

fondations, enfouissement des câbles) puis lors de son exploitation (affouillement au pied des piles). Cependant, la revue de littérature tend à conclure que ces **modifications sont transitoires** : les dunes sous-marines retrouvent leur morphologie initiale après la perturbation (enfouissement d'un câble ou passage d'une pile d'éolienne, par exemple).

En modifiant la morphologie et la dynamique des dunes sous-marines, l'implantation des parcs éoliens a également **un impact sur la structure des communautés d'organismes vivant** dans cet environnement dunaire.

## 5. OCCURRENCE DES DUNES SOUS-MARINES EN FRANCE ET DANS LE MONDE

**Auteurs : Thierry Garlan, Sophie Le Bot, Aurélien Gangloff, Maëlle Nexer**

L'étude des dunes est un enjeu pour les services hydrographiques, car ces structures sédimentaires constituent les seuls reliefs sous-marins présentant des variations au cours du temps. Même une fois les dunes hydrographiées, il est nécessaire de renouveler les levés afin de garantir la sécurité de la navigation. Les chenaux de navigation de la mer du Nord font ainsi l'objet par les services hydrographiques concernés de suivis récurrents depuis la fin des années 1970. Toujours en raison des problèmes liés aux dunes de la mer du Nord, l'Organisation hydrographique internationale a demandé en 1998 au Shom de faire une synthèse de la connaissance sur les dunes sous-marines et leur dynamique qui a débouché sur l'organisation des conférences Marine and River Dune Dynamics (MARID) et sur la création du *Resurvey Working Group de la North Sea Hydrographic Commission*, qui se réunit régulièrement depuis le début des années 2000. Dans ce cadre le Service hydrographique français : le Shom, réalise le suivi des dunes dans le chenal de la Mer du Nord depuis 1980 puis l'a étendu aux autres secteurs français concernés par la présence de dunes. Le besoin s'est également diversifié avec le temps en particulier pour répondre à des problèmes industriels : pose de câbles, prélèvements de granulats, mise en place de systèmes d'énergie marine renouvelable (EMR), besoins militaires avec l'enfouissement par les dunes des engins explosifs historiques. La recherche de la compréhension de la dynamique de ces structures sédimentaires a conduit au financement par le Shom de plusieurs thèses sur les dunes (Le Bot, 2001 ; Idier, 2002 ; Ferret, 2011 ; Franzetti, 2014 ; Doré, 2015) ou sur des secteurs comprenant des bancs et dunes (Mallet, 1998 ; Ehrhold, 1999 ; Weber, 2004, Grégoire, 2016). Ces travaux réalisés dans le

cadre des projets DUNES et MODULLES menés au Shom de 2000 à 2015 ont été accompagnés d'un recensement au niveau national des dunes détectées au cours des levés hydrographiques (Garlan, 2004, 2007) ainsi qu'au développement d'un système d'information géographique (SIG) des dunes décrites de par le monde dans des articles scientifiques et/ou présentés durant les conférences MARID (Trentesaux *et al*, 2000 ; Hulscher *et al*, 2004 ; Parsons *et al*, 2008 ; Van Lancker et Garlan, 2013 ; Van Landeghem *et al*, 2016 ; Lefebvre *et al*, 2019).

Nous décrivons ici la répartition des bancs et dunes sous-marines, c'est-à-dire dont la crête est en-dessous du zéro hydrographique, de France et dans le reste du monde. Concernant le plateau continental français nous distinguons quatre grands ensembles dont les fonds sont couverts de dunes : la mer du Nord, la Manche Est, La Manche Ouest et la mer Celtique) qui sont séparés de zones dépourvues de dunes. Plus ponctuellement des conditions locales fournissent des conditions favorables à la création de bancs et de champs de dunes isolés décrits dans le golfe de Gascogne et la Méditerranée. Pour chacune de ces régions, des sous-chapitres spécifiques décrivent les relations entre ces bancs et dunes et les zones EMR. Cet état de la connaissance se veut complet, mais il n'est pas pour autant exhaustif car, si la totalité des dunes de la planète Mars est connue, ce n'est pas le cas de nos côtes où, chaque année, des dunes voire des champs de dunes sont découverts. En dehors de la métropole, cet état de la connaissance repose sur une liste d'articles publiés perfectible car incomplète et souffrant de l'absence de publications dans bon nombre de régions.

## 5.1. Les dunes sur le plateau continental de la France métropolitaine

### 5.1.1. Les bancs et dunes au sud de la mer du Nord

#### Les bancs au sud de la mer du Nord

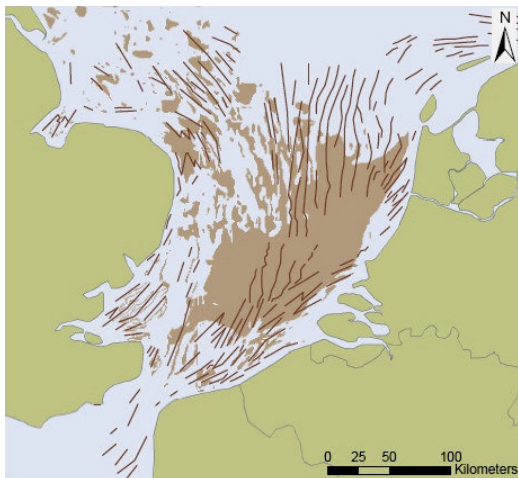


Fig. 65 : Répartition des bancs de la mer du Nord (Roos et Hulscher, 2006).

Les bancs sont très développés au sud de la mer du Nord couvrant la majeure partie des territoires anglais, belges et hollandais (Figure 65). Ils présentent des crêtes allongées et parallèles entre elles et le plus souvent parallèles à la côte dans la direction des courants de marée. Les dénivelés engendrés par rapport aux fonds plats environnants sont de 20 à 30 mètres. Ces bancs, larges de un à quelques kilomètres et dont la longueur peut dépasser 60 km (Bassure de Baas, Falls), constituent ainsi les principaux reliefs rencontrés dans cette région. Ces bancs sont presque tous dissymétriques avec leur flanc raide orienté vers la côte, c'est en particulier le cas de West-Dyck, Out-Ruytingen, Sandettié, Smal, Bassure de Baas et du Vergoyer. Près des côtes, les bancs peuvent s'imbriquer les uns dans les autres et constituer des ensembles fréquemment en V comme c'est le cas de la plupart des bancs de Calais à la frontière belge. Les bancs très nombreux et coalescents constituent des obstructions dangereuses pour la navigation avec des points hauts compris entre 1 et 9 mètres de profondeur (cote marine).

Les bancs sont réputés stables ou à faible dynamique mais l'étude des données anciennes permet de montrer que ces déplacements peuvent être assez importants. Les Ridins de la Rade, banc de 9 km de long faisant face au port de Calais, présente ainsi un accroissement de l'ordre de 400 000 m<sup>3</sup> par an depuis 1911 avec une migration vers le sud de 8,3 m/an à proximité de son point de rattachement à la côte et jusqu'à 27 m/an à l'extrémité occidentale du banc (Garlan, 1990). La structuration des bancs et des dunes répond à des flux sédimentaires longeant les littoraux français et anglais vers la mer du Nord, alors que la zone intermédiaire présente des flux sédimentaires du nord vers la Manche (Idier, 2002). Les voies de transport sédimentaire et les reliefs créés par les bancs forment des gyres de courants engendrant des différences de sens de déplacement des dunes parfois contrastés (Figure 66).

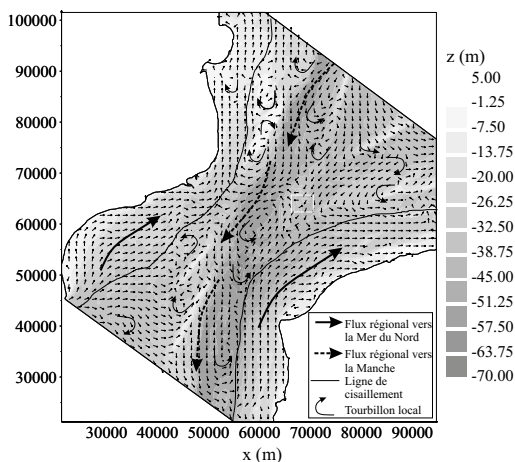


Fig. 66 : Circulations régionales à partir du courant cubique moyen (sur une marée de coefficient 95) adimensionné (Idier, 2002).

Les dunes françaises

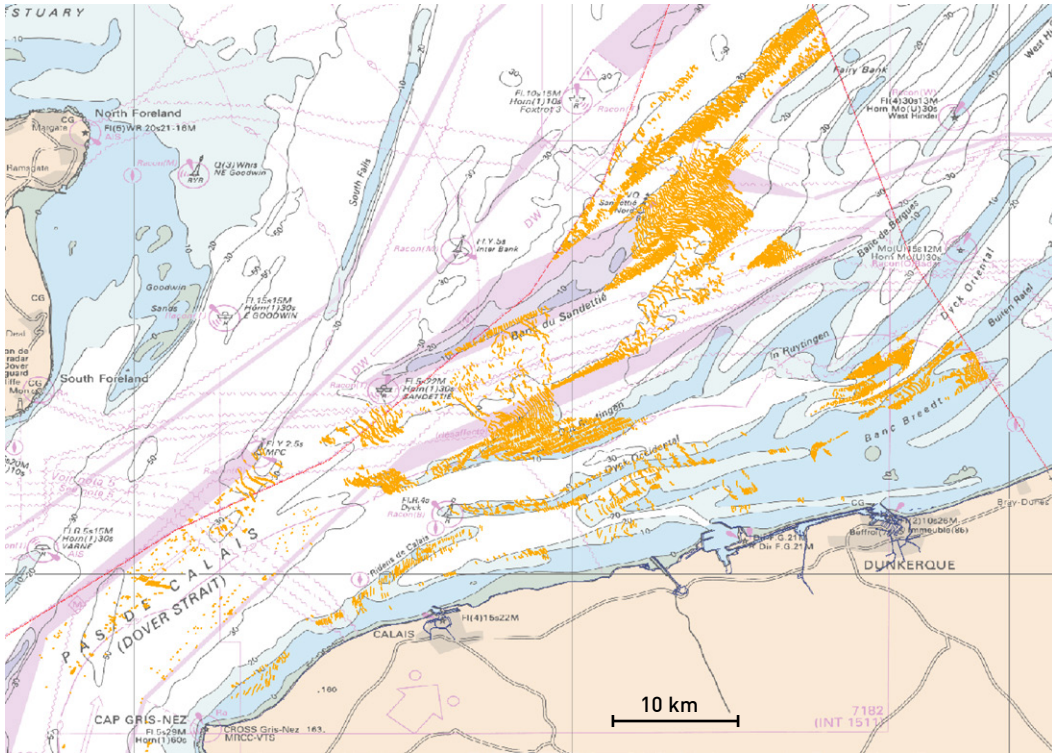


Fig. 67 : Répartition des dunes de la partie française de la mer du Nord répertoriées dans le SIG Dunes.

© Shom, 2022

Le faible nombre de publications dans des revues internationales engendre une absence de la représentation des dunes sur les côtes françaises (Figure 65), mais les dunes sont bien présentes du Pas-de-Calais aux frontières belges et anglaises. La totalité des données ne sont pas encore intégrées dans le SIG mais la Figure 66 met en évidence une couverture très importante des fonds par ces structures sédimentaires. Les premières études menées par l'Université de Lille en partenariat avec l'Ifremer dans les années 1990 ont permis la publication de cartes représentant la répartition des dunes près du littoral (Clabaut, 1988 ; Vicaire, 1991).

Situées plus au large, les dunes du chenal de navigation de la mer du Nord menant du Pas-de-Calais à la frontière belge et permettant aux plus gros porte-conteneurs existants de rejoindre les

ports hollandais et belges (Figure 67), sont les dunes du plateau français les plus surveillées. Après avoir effectué des levés triennaux de 1980 à 2000 sur quelques zones de ce chenal de navigation, un levé de la totalité du chenal a été réalisé de 2000 à 2012 (Figure 68). Depuis lors, un monitoring du chenal de navigation repose sur le suivi de quelques dunes sélectionnées. Une analyse des trois premiers levés bisannuels effectués en 2013, 2015 et 2017 indique que les mouvements sédimentaires sont importants, mais sont minimisés par l'action d'une ou plusieurs tempêtes qui, en inversant le sens de déplacement, ont contrebalancé les mouvements réguliers dus aux courants de marée. De telles inversions du sens de déplacement avaient été mises en évidence par Le Bot *et al.* (2000) et Le Bot (2001).

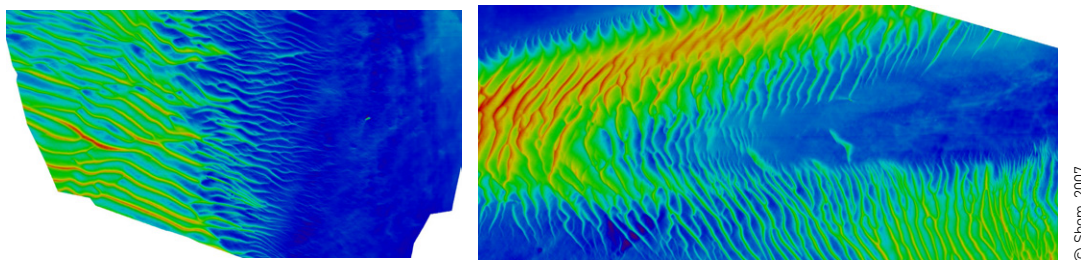


Fig. 68 : Extraits de levés bathymétriques réalisés au SMF dans le chenal de navigation de la mer du Nord.

Les études basées sur les levés de 2000 à 2007 sur 113 dunes ayant fait l'objet de plusieurs levés donnaient pour ce chenal des vitesses de 0 à 32,1 m/an avec une moyenne de 10,2 m/an. Le suivi des 14 dunes sélectionnées comme représentatives du chenal donnent respectivement pour les périodes 2007-2013, 2013-2015, 2015-2017, des vitesses moyennes de 24,6 - 34,4 et 22,8 m/an. La période 2013-2015 présente non seulement les vitesses les plus grandes mais se caractérise aussi par un mouvement général de toutes les dunes vers le nord-est, hormis deux dunes protégées par le banc du Ruytingen. Cette inversion de direction pour la plupart des dunes engendre que seules 2 des 14 dunes présentent un déplacement moyen annuel supérieur à 10 m (Garlan, 2019). Les vitesses déduites de levés très rapprochés fournissent les vitesses réelles de déplacement des dunes, mais les mouvements résultants, à plus longue échelle dans le temps, tendent à être beaucoup plus faibles du fait des inversions de sens de déplacement des dunes. Cette étude, qui se poursuit avec la prise en compte des levés de 2019 et 2021, montre également une grande variabilité de la hauteur des dunes avec une variabilité moyenne de 44 %. Certaines dunes présentent en effet un accroissement de la hauteur supérieure à la

hauteur initiale de la dune. De telles observations semblent absentes des publications scientifiques, les auteurs s'intéressant plus généralement à la migration horizontale mais très peu aux variations de hauteur.

Les dunes du plateau français de la mer du Nord sont très majoritairement transverses. Aucune dune trochoïdale n'y est répertoriée, mais quelques barkhanes y sont recensées dans le corridor de la zone EMR de Dunkerque et près de Calais (Figure 69). Pour ce dernier cas, deux barkhanes ont été découvertes lors de la recherche d'une épave décrite dans les années 1960 mais alors mal localisée. Un premier levé en 2004 n'ayant pas permis de retrouver l'épave, un second levé a été réalisé en 2011. Depuis 2019, ces dunes font l'objet d'un levé bisannuel. Les trois premiers levés SMF mettent en évidence :

- des vitesses de déplacement de ces barkhanes de l'ordre de 50 m/an,
- la possibilité de modification de la forme des dunes par le passage sur une épave,
- la possibilité pour une dune (la plus petite des deux barkhanes) de disparaître, sans doute en raison du passage sur une épave.

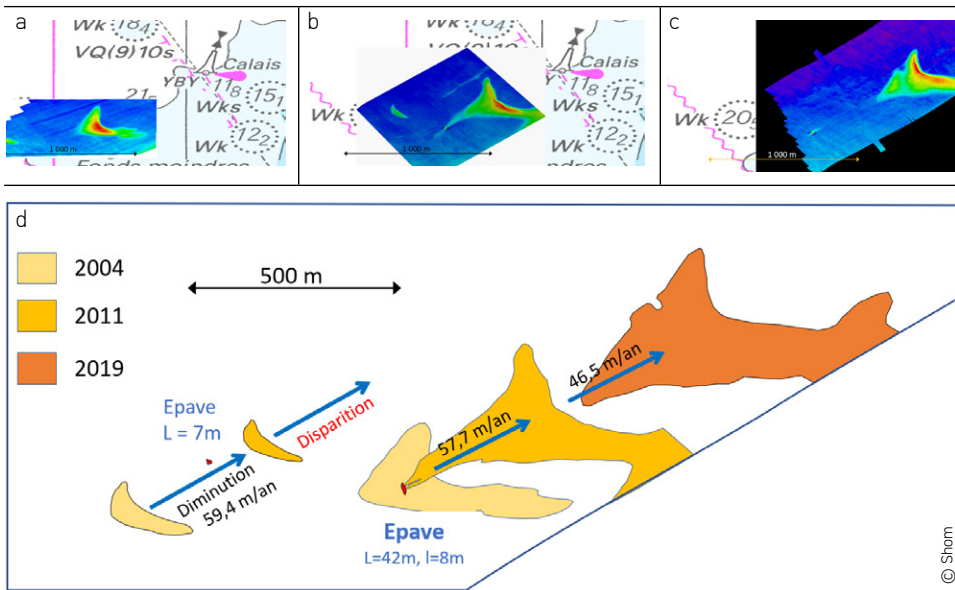


Fig. 69 : Dynamique de 2 barkhanes dans le chenal de navigation au nord de Calais. a : levé SMF Shom novembre 2004, b : levé SMF Shom mars 2011, c : levé SMF Shom avril 2019, d : synthèse des déplacements des deux barkhanes.

### Le parc éolien de Dunkerque

5

La zone du parc éolien de Dunkerque et son corridor comportent des bancs, des dunes, et des petites dunes surimposées, souvent appelées mégarides.

#### • Les bancs :

Le parc éolien comporte cinq bancs (Figure 70a) dont le Dyck oriental constitué du Dyck oriental nord qui ourle le nord du secteur et se développe ensuite sur le plateau belge, et le Dyck oriental sud dont la majeure partie est dans la zone EMR et qui présente dans sa terminaison orientale un éventail de dunes dont la forme est originale (Figure 70b). Au sud, le Binnen Ratel, se prolongeant en Belgique par le Buiten Ratel, et le banc

de Breedt qui borde toute la partie sud-est de la zone. A l'extrémité sud-est de la zone EMR, le banc Smal, qui est un banc de 23 km de long allant de Dunkerque à Nieuwport, a également un rôle sur la dynamique sédimentaire locale. Les bancs couvrent ainsi 56 % de la surface de la zone d'étude. De plus, à proximité de la côte le corridor traverse le banc de Snouw.

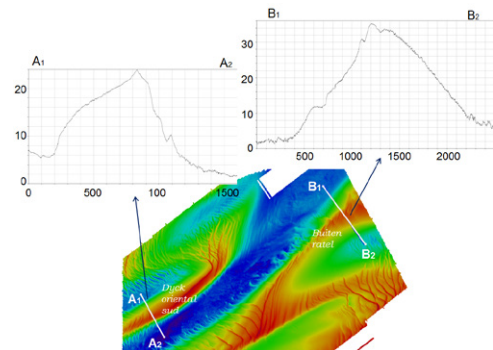
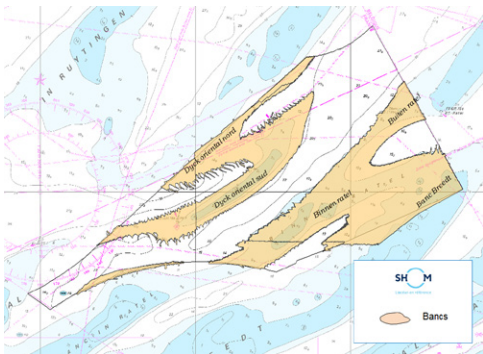


Fig. 70 : Localisation des bancs de la zone EMR de Dunkerque et profils caractérisant leur morphologie (Garlan et al, 2017).

• **Les dunes :**

La zone EMR comporte 808 dunes, et le corridor 79, qui sont toujours en surimposition aux bancs (données extraites des levés de la zone EMR de Dunkerque réalisés par le Shom de 2016 à 2017). Il s'agit en majorité de grandes dunes, dont la hauteur est comprise entre 1 et 5 m, et de treize très grandes dunes (Figure 6) plus une dans le corridor, dont les hauteurs varient de 5,5 à 6,3 m. 45 % d'entre-elles sont situées au nord-est en association avec le Dick oriental,

et 35 % d'entre elles se trouvent sur la frange septentrionale et sur les sommets du Binnen et du Buiten Ratel. Les autres dunes sont sur la crête du banc Breedt et dans l'intervalle entre ce banc et le Buiten Ratel (Figure 71). Certaines dunes peuvent traverser la totalité des bancs et présenter des sens de déplacement opposés à chacune de leurs extrémités (Garlan *et al.*, 2017).

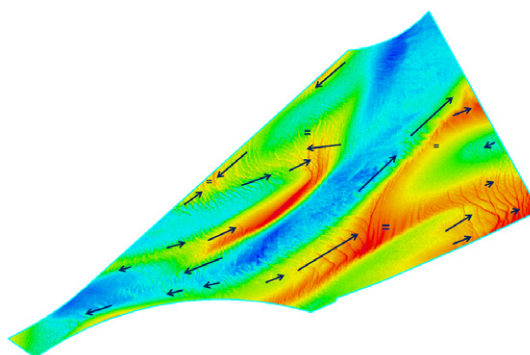
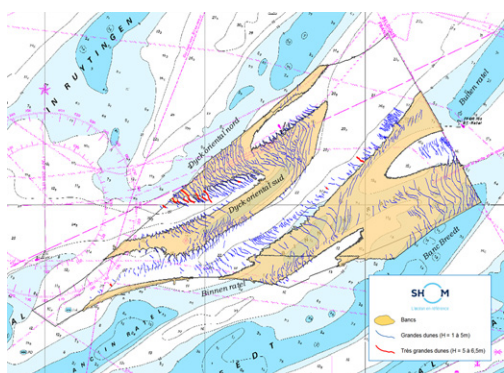


Fig. 71 : Localisation des 796 grandes (—) et 12 très grandes dunes (—) de la zone EMR avec leur sens de déplacement et les zones de dunes à l'équilibre (=) (Garlan *et al.*, 2017).

L'analyse de l'orientation des flancs des dunes monte des dunes allant vers le sud-ouest et d'autres allant dans le sens opposé, selon des orientations directement liées à la prédominance du jusant et du flot et la position de ces dunes sur les flancs des bancs. Des secteurs intermédiaires semblent à l'équilibre et présentent

des dunes symétriques. Neuf profils effectués en octobre 2016 et juillet 2017 sur 106 dunes permettent d'obtenir des vitesses de 0 à 50 m/an donnant une vitesse moyenne de 19 m/an. Les plus grandes vitesses sont liées au courant de jusant et se trouvent sur la façade méridionale des bancs.

• **Les mégarides :**

Les mégarides couvrent, à quelques pourcents près, l'intégralité de la zone EMR (Figure 72) et du corridor. Leur répartition ne semble pas corrélée à la nature des sédiments, mais plutôt à la morphologie créée par les bancs, les inter-bancs et les dunes. Elles forment des champs de structures régulières de longueur d'onde comprise entre quelques mètres et 30 mètres. L'évolution latérale de leurs crêtes montre que celles-ci se

ramifient et se subdivisent pour doubler à chaque fois la longueur d'onde et former ainsi des petites, moyenne et grandes mégarides ayant respectivement des longueurs d'ondes de 3 à 6 m, 6 à 10 m, 10 à 25 m (Figure 73). La vitesse moyenne de ces structures est de quelques mètres par mois pour les plus grandes et semble notablement supérieure pour les plus petites (Figure 74).

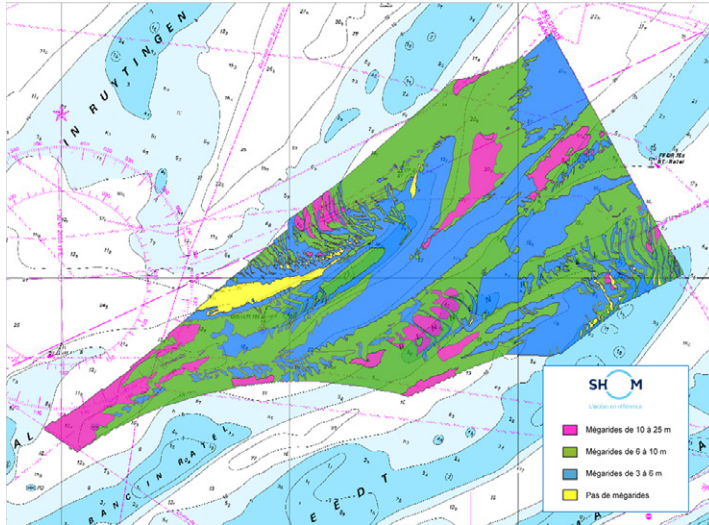


Fig. 72 : Carte de répartition des trois classes de mégarides, réalisée à partir des données d'imagerie SMF acquises en 2016 et 2017 (Gartan et al, 2017).

5

Occurrences dans le monde

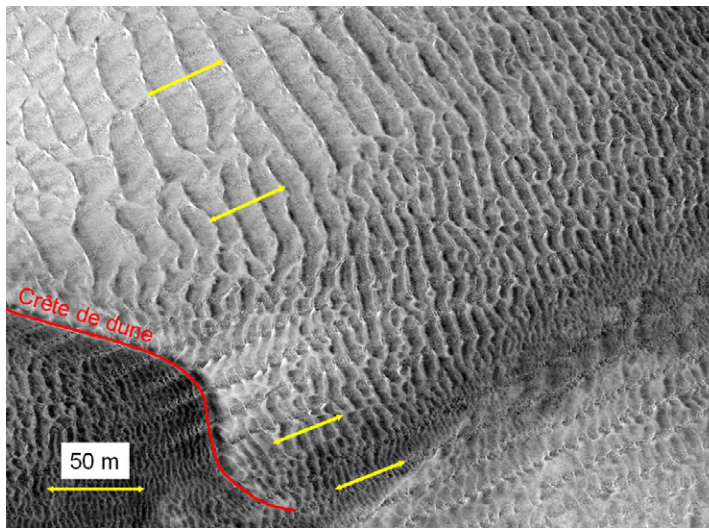


Fig. 73 : Imbrication des différentes familles de mégarides, surimposées sur une dune, aux longueurs d'ondes variant de 3,5 m en bordure de la dune à 25 m sur son sommet en passant par des structures intermédiaires de 10 à 17 m de longueur d'onde (Gartan et al, 2017).

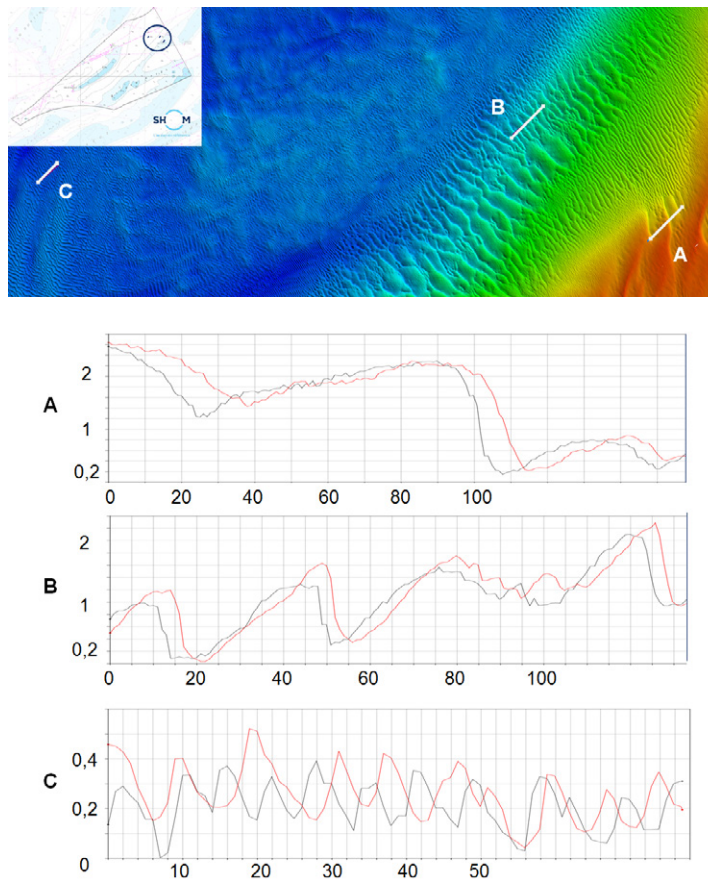


Fig. 74 : Localisation des profils d'analyse des déplacements des grandes (A), moyennes (B) et petites (C) mégarides réalisés en octobre 2016 (—) et janvier 2017 (—) (Garlan et al, 2017).

## 5.1.2. Les bancs et dunes de la Manche Est

### Les bancs du détroit du pas de Calais

Le détroit du pas de Calais dont la largeur minimale est de trente-trois kilomètres marque une limite entre les dunes et bancs de la mer du Nord et ceux de Manche occidentale. Il est marqué par une dépression centrale pouvant atteindre 68 mètres de profondeur, d'orientation nord-nord-est et large de six kilomètres. Au sud du détroit, les bancs forment comme un éventail ouvert des côtes anglaises aux côtes picardes.

Si l'on fait abstraction des reliefs constitués par les bancs, les pentes allant de la côte au chenal central sont le plus souvent douces. Ainsi, aux abords de Berck et au nord-est de Margate, la côte basse bordée de dunes se prolonge dans le domaine marin par une pente proche de  $0,2^\circ$ , l'isobathe 10 mètres se trouve alors repoussé à plus de 5 milles des côtes.

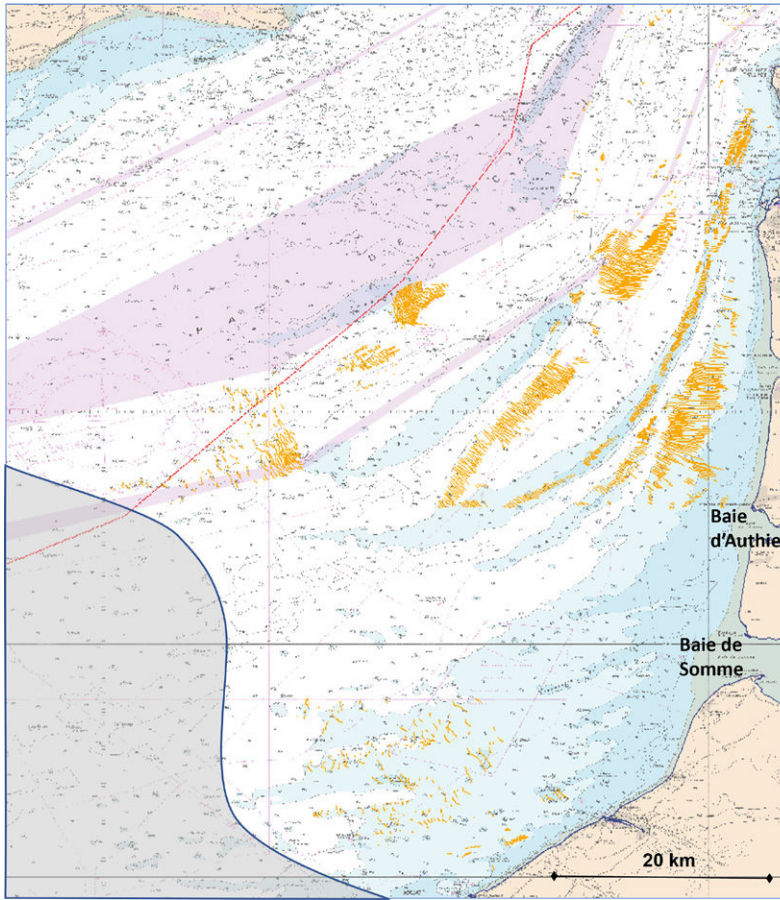


Fig. 75 : Répartition des dunes de Manche orientale répertoriées dans le SIG Dunes.

Les dunes ont fait l'objet d'une première étude dans les années 1990 (Dewez, 1999) permettant la cartographie de toutes les dunes réparties de la baie d'Authie au Pas-de-Calais (Figure 75). Près de la frontière anglaise et au sud près de Dieppe, les données proviennent de levés hydrographiques du Shom réalisés de 1993 à 2011. La limite représentée sur la Figure 75 correspond à la limite d'apparition des dunes et bancs dont la présence se poursuit jusqu'au nord des Pays-Bas. Au sud de cette limite, les dunes et quelques bancs côtiers existent ponctuellement mais demeurent rares. Les dunes des côtes picardes sont souvent réparties sur le flanc des bancs. Entre Dieppe et la Baie de Somme, de nombreuses dunes sablo-graveleuses (qui ne sont pas intégrés dans le SIG et donc non représentées sur la Figure 75) couvrent les bancs sableux. Elles ont fait l'objet d'une thèse (Ferret,

2011) et se trouvent sur la zone EMR au large du Tréport. Sur cette zone un gradient hydro-sédimentaire ouest-est (diminution de la vitesse et de l'asymétrie des courants de marée, diminution de la taille du sédiment) donne lieu à une diversité de morphologies (dunes barkhanes à sinueuses à l'ouest de 9 m de hauteur et 900 m de longueur d'onde ; dunes linéaires à l'ouest, de 6,5 m de hauteur et 425 m de longueur d'onde) (Figure 77) et de taux de migration des dunes (25 à 17 m/an de l'ouest vers l'est). Sur des périodes supérieures à trois ans, les dunes de ce secteur migrent dans la direction du résiduel de marée, à savoir vers le nord-est, alors qu'elles présentent des directions de migration plus variables (parfois orientées vers le sud-ouest) sur des périodes d'observation de moins de trois ans (Ponsolle, 2019).

## Le parc éolien en mer du Tréport

Ferret (2011) observe sur sa zone d'étude qui englobe la zone EMR du Tréport que les structures sédimentaires présentent une modification de leur morphologie allant des rubans sableux à l'ouest puis à des barkhanes très grandes et géantes (jusqu'à 11 m de hauteur) qui vers l'est deviennent rectilignes (Figure 76). À noter que dans cet environnement, les seuls critères présentant une bonne corrélation sont le pourcentage de sables grossiers avec la hauteur de ces dunes. Ces dunes, différenciées en six classes (Figure

77) présentent des vitesses de déplacement peu rapides. Une analyse du temps d'enfouissement des mines potentiellement présentes dans cet environnement particulièrement affecté par la présence d'UXO montre qu'en tenant compte des longueurs d'ondes et de la vitesse de ces dunes, le temps de recouvrement d'un objet est compris pour les différentes dunes du parc éolien du Tréport entre 210 et 340 années.

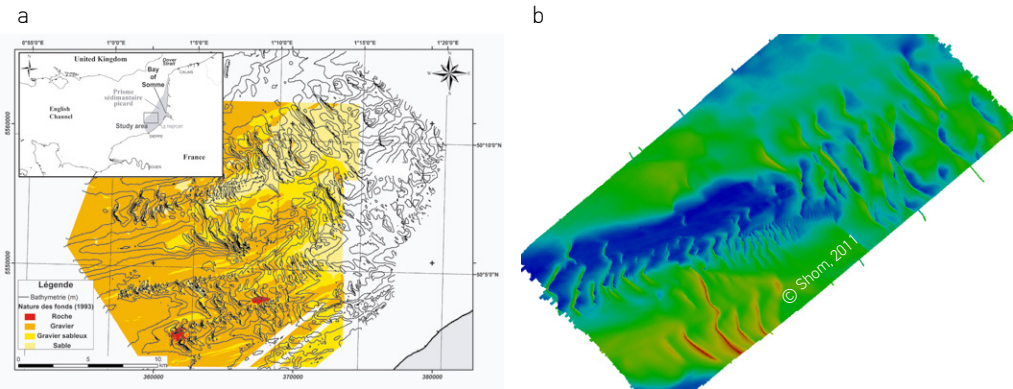


Fig. 76 : [a] Cadre morpho-sédimentaire de la zone englobant le parc éolien du Tréport basé sur le levé Shom 1993 (Ferret, 2011) et [b] zoom sur la zone EMR du Tréport.

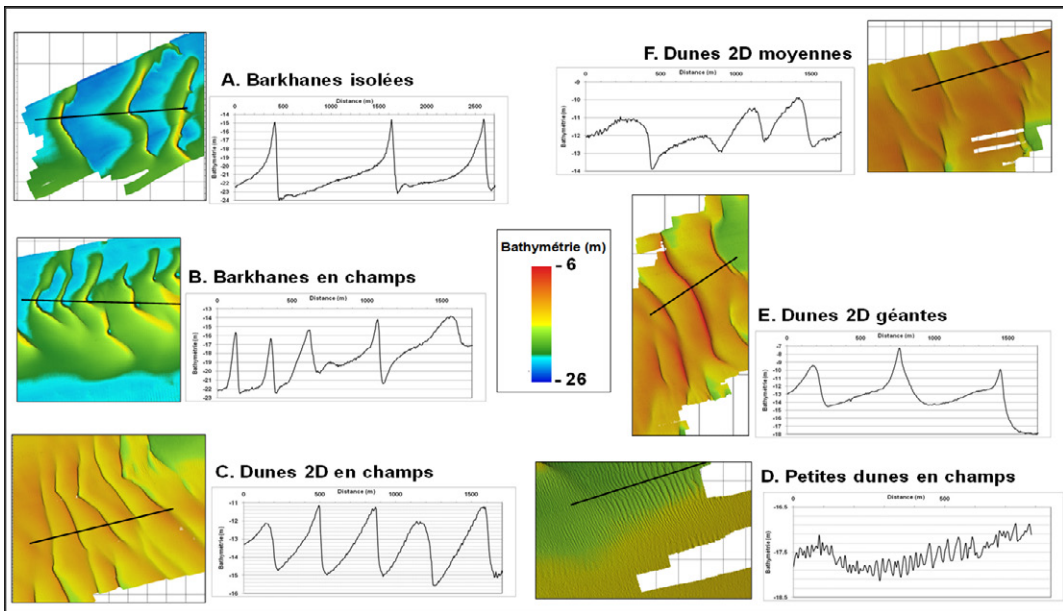


Fig. 77 : Caractéristiques des différents types de dunes observées sur la zone Dieppe - le Tréport (Ferret, 2011).

### Parc éolien en mer de Courseulles-sur-Mer : les dunes du plateau du Calvados

Un champ de dunes a été découvert en 1993 entre la pointe de la Percée et Courseulles-sur-Mer, à l'occasion d'un levé hydrographique réalisé pour la préparation du cinquantième du débarquement de Normandie. Ce champ situé à 5 km au sud-est de la zone EMR de Courseulles-sur-Mer

a une largeur de 4 à 5 km. Il est confiné entre les isobathes 10 et 20 m avec une direction de déplacement de ses dunes d'est en ouest, c'est-à-dire perpendiculaire au rivage (Figure 78).

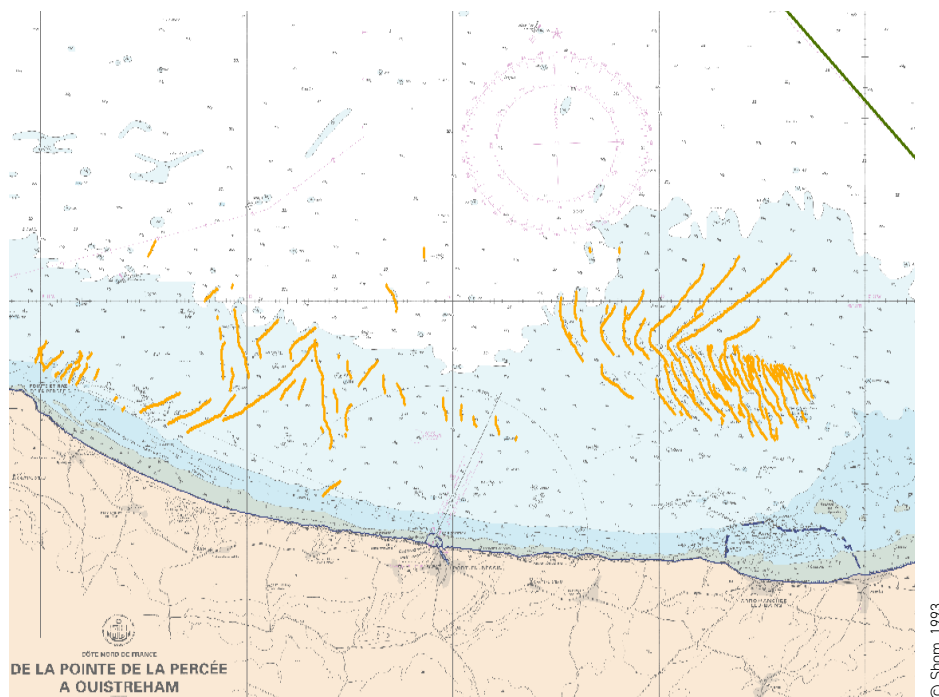


Fig. 78 : Champ de dunes du plateau du Calvados.

**Parc éolien en mer Centre Manche : les bancs de l'est du Cotentin et les dunes associées**

Les trois bancs du Cardonnet, de Saint-Marcouf et de la Rade sont alignés parallèlement à la côte orientale du Cotentin sur une vingtaine de kilomètres (Larsonneur, 1971). Ils présentent une épaisseur de 10 à 15 m et sont en partie couverts de dunes (Figure 79). Le corridor de la zone éolienne Centre-Manche doit nécessairement recouper ces bancs, le choix a été fait de traverser l'extrémité nord du banc de la Rade

avec une série de dunes associées (Figure 80a). Au centre de ce corridor a été récemment découvert une dune trochoïdale (Figure 80b). Plus au nord à proximité du phare de Gatteville, ont été décrits les quatre bancs sableux de Barfleur qui semblent être couverts de très grandes dunes et de dunes géantes, leur hauteur variant de 5 à 22 m selon Larsonneur (1971).

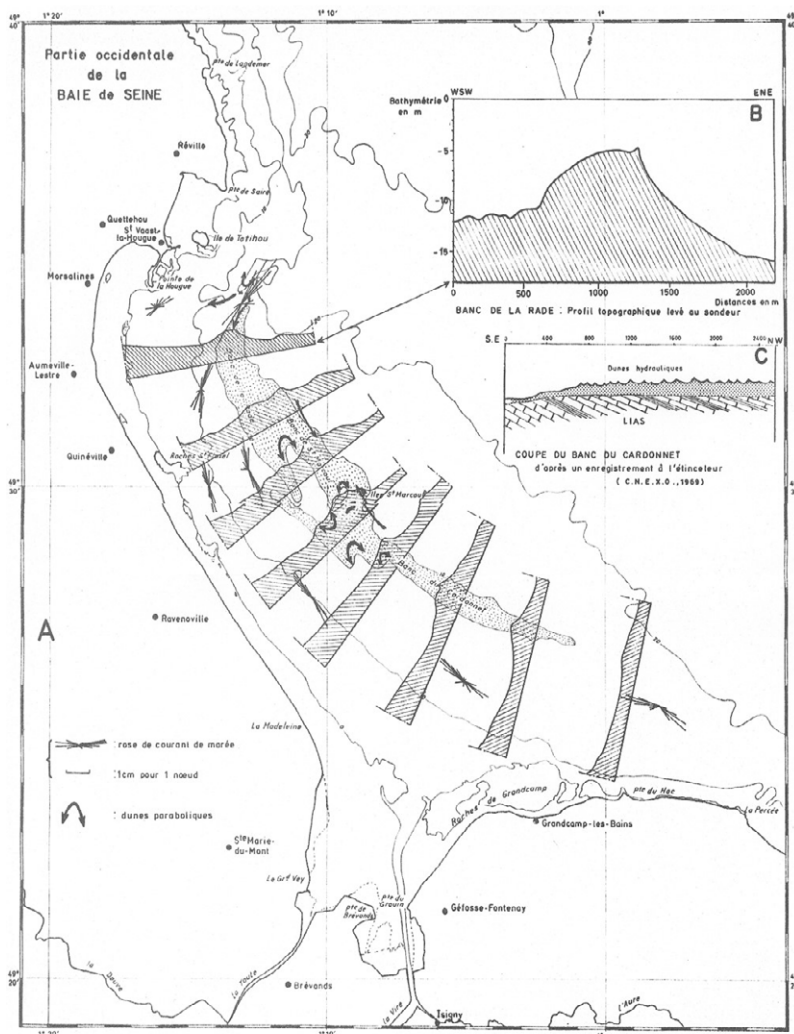


Fig. 79 : Bancs et dunes de l'est Cotentin (Larsonneur, 1971).

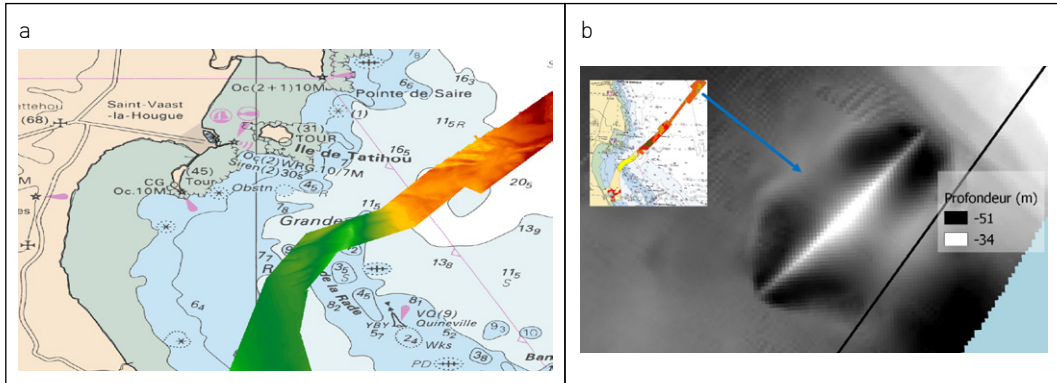


Fig. 80 : Dunes du corridor du Parc Eolien Centre Manche. (a) corridor pour le passage des câbles à l'extrémité du Banc de la Rade, (b) Dune trochoïdale sur la zone corridor (Le Cour Grandmaison, 2022).

### 5.1.3. Les bancs et dunes de la Manche Ouest

#### Les bancs et dunes du golfe Normand-Breton

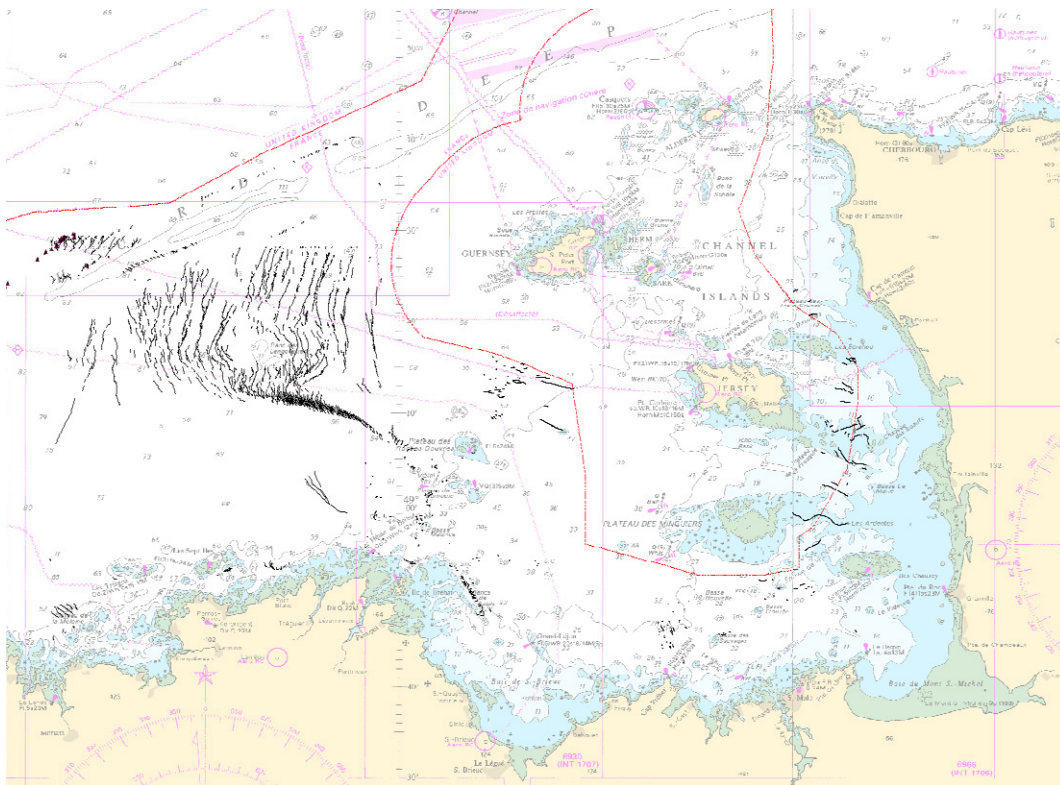


Fig. 81 : Répartition des dunes du golfe Normano-breton répertoriées dans le SIG Dunes.

### Des dunes dans la fosse centrale de la Manche

A la limite entre le platier et la bordure méridionale de la fosse centrale de la Manche, empreinte fossile de la paléo-Seine, sont alignées des dunes symétriques dont la longueur est de l'ordre de 1 km et la hauteur de 5 à 6 m (Garlan, 2004). L'absence de dunes sur le versant nord de cette fosse pourrait indiquer un lien avec la circulation des courants, mais le manque d'informations

pertinentes ne permet pas de conclure sur l'origine de la dissymétrie de ces structures. Mais les caractéristiques de ces dunes montrent qu'elles sont encore actives avec un sens de déplacement vers le sud-ouest, en accord avec les schémas de dynamique sédimentaire de la Manche (Auffret et al 1975).

### Les bancs et dunes à proximité du parc hydrolien du raz Blanchard

Dans le raz Blanchard les courants sont trop puissants pour permettre la mise en place de dunes de sables. Les sédiments traversant ce chenal se déposent à la faveur d'une diminution de l'énergie au niveau des lieux de convergence des courants ou de gyres de courant et engendrent de part et d'autre du raz Blanchard les bancs de la Schôle et des Casquets au sud, et le banc de la Hague au nord-ouest dont l'existence ne repose que sur des écrits sans aucune information sur

la granularité et la morphologie de la structure. Théoriquement, au regard des conditions hydrodynamiques, aucune dune ne peut se développer dans un tel environnement. Cependant, des structures dunaires actives sont bien visibles (Figure 82). Les conditions hydrodynamiques imposent que la nature des sédiments permettant de construire de telles dunes avec cette vitesse de déplacement doivent nécessairement être des dunes de graviers et/ou de galets.

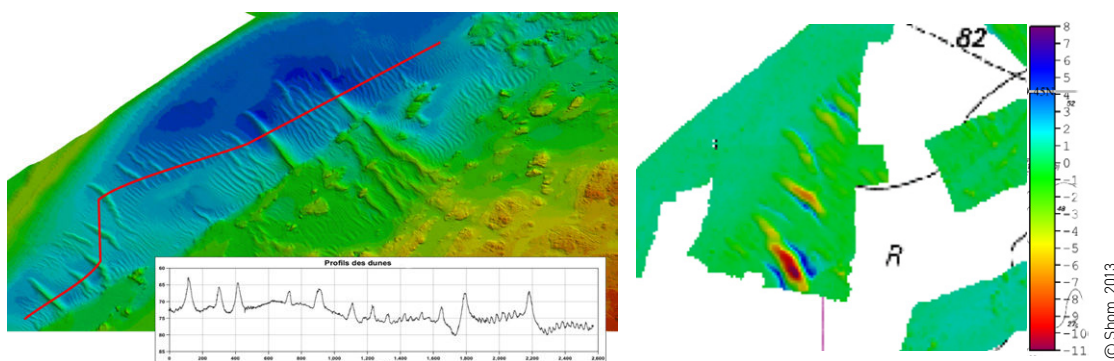
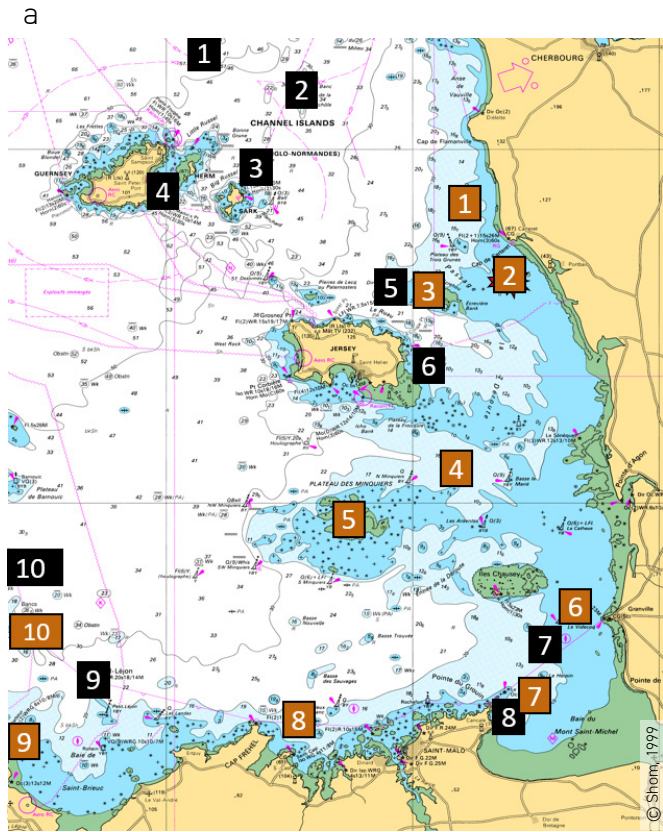


Fig. 82 : Caractéristiques des dunes du raz Blanchard : (a) levé SMF et profil recoupant les dunes, (b) comparaison des MNT bathymétriques de 2012 et 2013 mettant en évidence une dynamique des dunes.

### Les bancs et champs de dunes épars dans le golfe Normand-Breton

La région comprise entre les îles Anglo-Normandes, le cotentin et les Côtes-d'Armor comprend des champs de dunes et de nombreux bancs dont la plupart sont eux même couverts

de dunes. L'analyse des données bathymétriques et des données bibliographiques de cette région permet de répertorier 10 bancs et autant de champs de dunes (Figure 83)



Bancs (■) :

- 1 : des Casquets (Shom)
- 2 : de la Schôle (Walker, 2001 ; Garlan, 2008)
- 3 : de Sercq (M'hammdi, 1994)
- 4 : Great Bank (Shom)
- 5 : de l'Ecrevière (Shom)
- 6 : du Château (Walker, 2001)
- 7 : de Rondehaie (Shom)
- 8 : des Corbières (Ehrhold, 1999)
- 9 : du Petit et Grand Léjon
- 10 : du Trieux (Shom)

Dunes (■) :

- 1 : de Surtainville (Berné *et al.*, 1989)
- 2 : Basse Taillepieds - bancs fêlés (Garnaud, 2000)
- 3 : des Ecrehous (Shom)
- 4 : de la Déroute - le Marié (Shom)
- 5 : des Minquiers (Shom)
- 6 : de Granville (Shom, Augris *et al.* 2008)
- 7 : des Banchets (Ehrhold, 1999)
- 8 : de l'Etendrée (Shom)
- 9 : de Lézardrieux (Garlan, 2008)
- 10 : de la Horaine (Shom)

5

Occurrences dans le monde

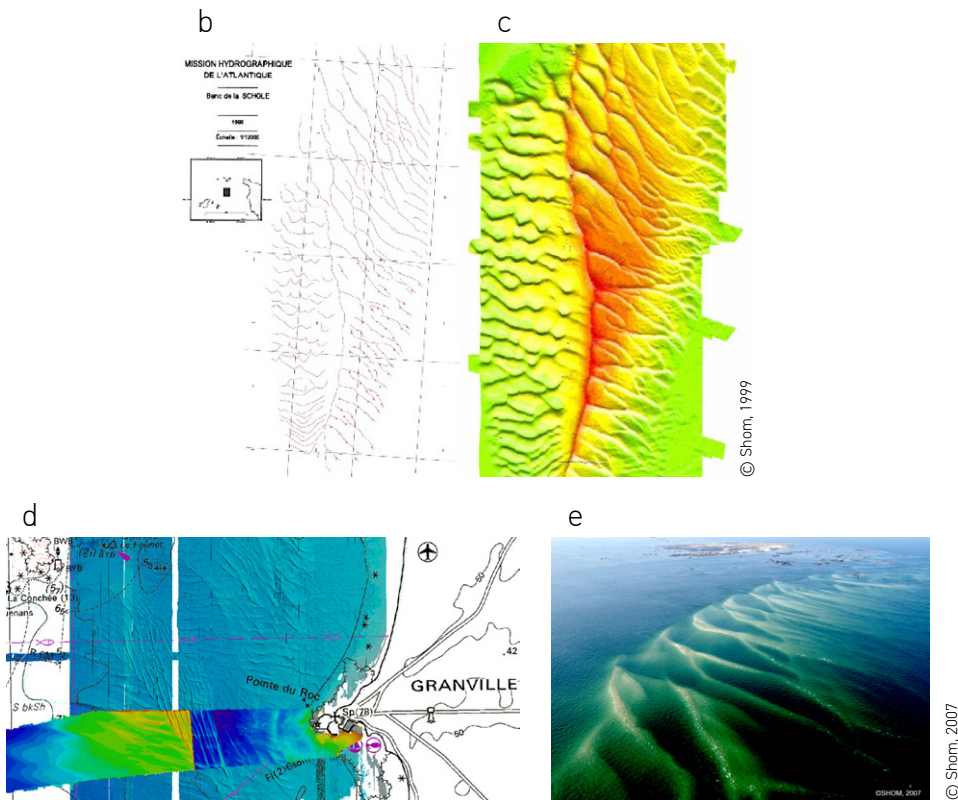


Fig. 83 : (a) Localisation et liste des bancs et champs de dunes du golfe Normand-Breton, (b) et (c) MNT du banc de la Schôle et délimitation des dunes le couvrant, (d) Couplage des données lidar LITTO3D et SMF du champ de dunes de Granville (MNT Shom, 2016) et (e) Dunes des Ecrehous.

Le banc de la Schôle, situé entre les îles Anglo-Normandes, est une structure de 7 km de long sur 3 km de large, de 40 m de haut par des fonds de 45 m (Figure 83). Sur son flanc est les dunes anastomosées, de plus de 15 m de hauteur, présentent un sens de déplacement vers le sud. Sur son flanc ouest, une partie abrupte et lisse ourle la crête puis laisse place à un système complexe de chevrons et de rides en V caractérisant un déplacement vers le nord (Figure 83b). Le banc, composé d'un flanc doux, d'un flanc abrupt et couvert de dunes, est structuré par un vortex

d'une dizaine de kilomètres. Il ne présente pas l'angle caractéristique des bancs classiques par rapport aux courants. Comme dans le cas du banc appelé les ridins de Calais (Garlan, 1990), nous observons la rotation de dunes de sable autour d'un banc qui reste stable. Comme les bancs du Four et d'Ouessant situés de part et d'autre du Fromveur, le banc de la Schôle a un banc miroir appelé banc de la Hague (Larsonneur, 1971) situé au nord-ouest du raz Blanchard.

#### • Les bancs et dunes de la baie de Saint-Brieuc à proximité du parc éolien en mer

Au sud et surtout à l'ouest de la zone EMR de la baie de Saint-Brieuc sont cartographiés plusieurs champs de dunes correspondants à la décrois-

sance de l'énergie des courants en particulier sur le littoral occidental de cette baie (Figure, 84).

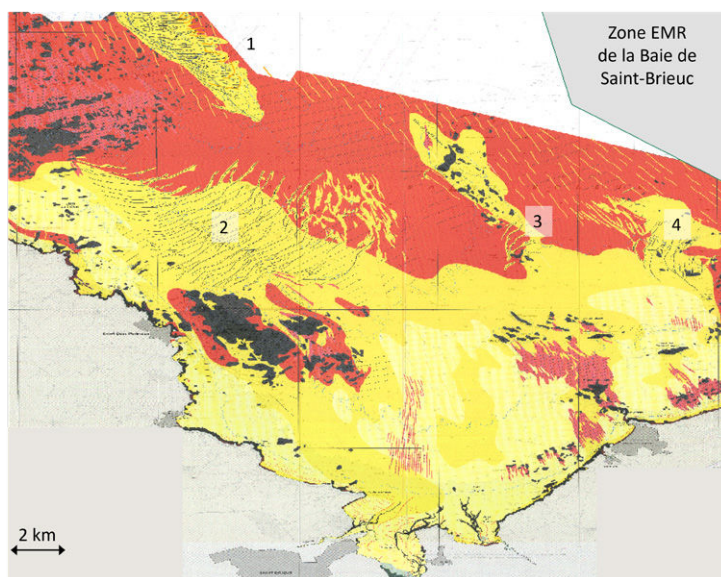


Fig. 84 : Répartition des dunes et bancs de la baie de Saint-Brieuc reportés sur la carte des formations superficielles de l'anse de Paimpol à Saint-Malo. (1) Dunes de sables des basses de Bec Bras, de Bec Bihan et du Sud-est (dit banc de la Horaine), (2) dunes de la basse des Oiseaux, (3) banc du Grand Léjon et (4) dunes de la Pierre du Banc (Augris et al., 2006).

#### Les bancs et dunes de la baie de Morlaix

Plus à l'ouest, au nord de la baie de Morlaix, des études ont été menées dans les années 1970 en vue de l'exploitation de granulats. Ces structures observées par Boillot (1960) comportent, du nord vers la baie de Morlaix, le banc des Triagoz, le banc de sable Trezen Vraz (Auffret et al., 1972), la série de dunes Bank ar Forest (Auffret et al.,

1972), les champs de dunes Trépieds et Dunes ar Rater et au nord de Plouescat, le banc Trezen ar Skoden (Figure 85). Quelques-uns d'entre eux sont représentés sur la carte des formations sédimentaires superficielles de la baie de Morlaix (Ehrhold & Gautier, 2015).

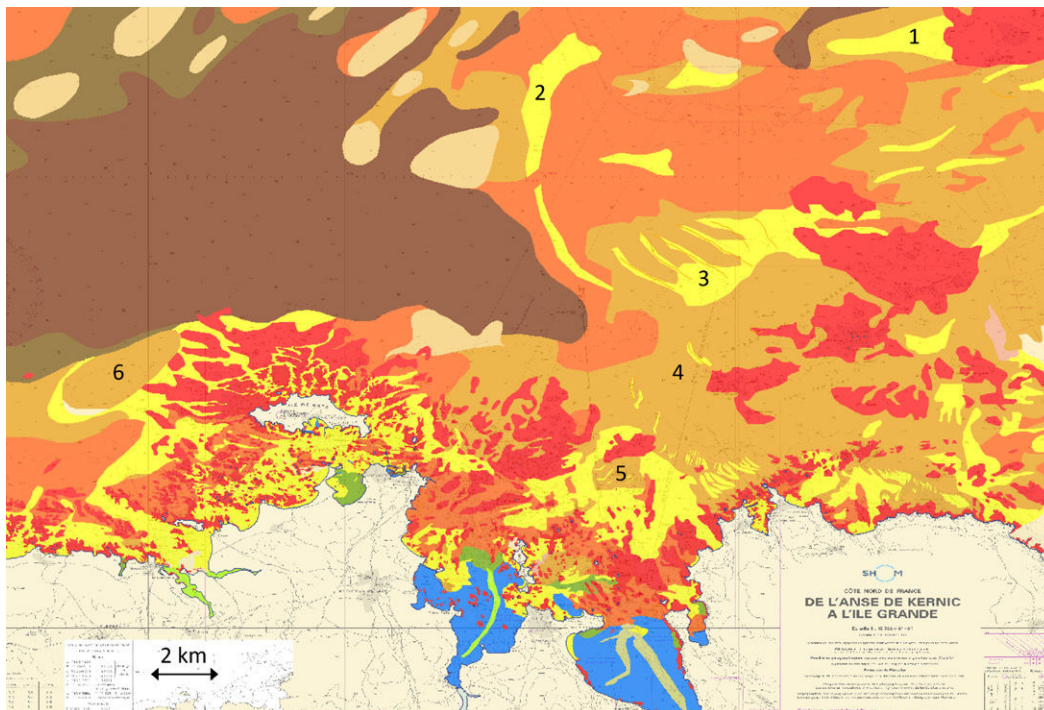


Fig. 85 : Répartition des dunes et bancs de la baie de Morlaix reportés sur la carte de natures de fond 7151G. (1) Banc des Triagoz, (2) Trezen Vraz, (3) Bank ar Forest, (4) Dunes des Trépieds, (5) Dunes ar Rater, (6) Banc Trezen ar Skoden (Gabelotaud, 2022).

5

### Le champ de dunes profond au large de la Bretagne Nord

Au large des Côtes-d'Armor et du nord du Finistère, les levés hydrographiques menés par le Shom de 1998 à 2002 ont mis en évidence un champ de dunes de près de 3 500 km<sup>2</sup> (Figure 86), jusqu'alors mal connu. Il présente des dunes à crêtes méridiennes de 5 à 13 m de hauteur par des fonds de 70 à 80 m. La Figure 86b montre que dans cet environnement les dunes sont souvent très distantes ce qui traduit un déficit en sable. Les dunes sont parfois imbriquées, voire même croisées (Figure 86b) semblant mettre en évidence une double direction de l'hydrodynamisme. Ces dunes 3D éparses couvrent toute la région ; certaines sont arquées de type barkhanoïde, mais la plupart sont rectilignes. Elles ont le plus souvent leur flanc abrupt dirigé vers l'ouest et

une hauteur le plus souvent comprise entre 5 et 10 m. L'une des particularités de ce secteur est la longueur des crêtes de dunes qui peuvent parfois atteindre 10 km. Le déficit en sédiments se traduit par une très mauvaise corrélation entre la hauteur et la longueur d'onde (Garlan *et al.*, 2013). Il est de plus observé dans ce secteur une augmentation de la hauteur des dunes avec la profondeur (Cartier, 2008). La forme et les dimensions de ces dunes semblent indiquer qu'elles peuvent être actives. La comparaison de levés semble confirmer cette tendance, mais les levés étant trop proches, les déplacements sont du même ordre de grandeur que la précision des données. Seuls de nouveaux levés permettront de quantifier leur dynamique.

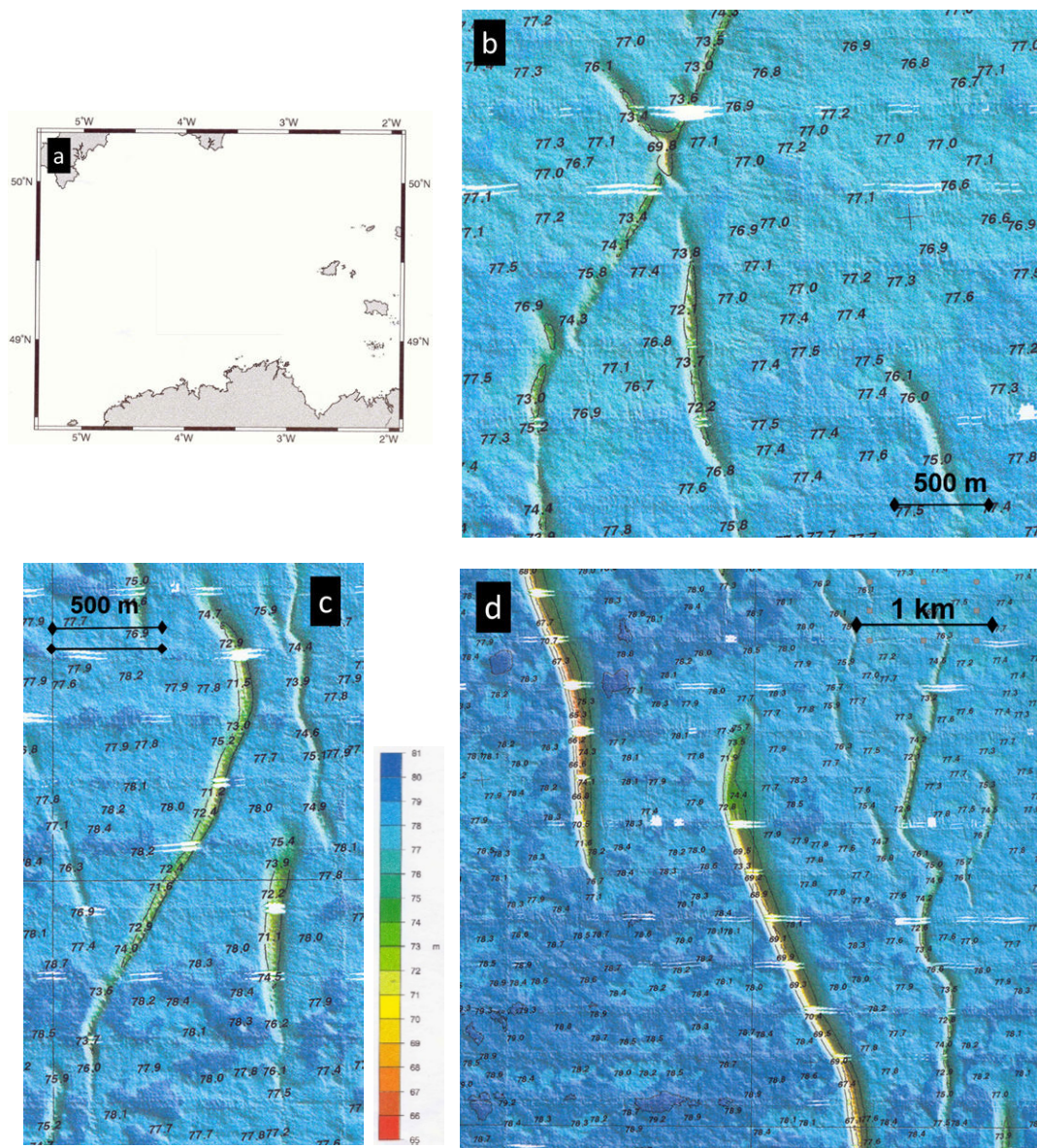


Fig. 86 : Dunes couvrant la plateforme continentale au nord de la Bretagne : (a) localisation, (b) dunes croisées, (c) dunes barchanoides, (d) dunes géantes (Garlan, 2004).

Localement, les dunes de ce secteur présentent des crêtes tronçonnées en séries de petites dunes hectométriques, plus ou moins sigmoïdes, formant un angle d'une trentaine de degrés par rapport à l'axe de la crête. Ces structures composites apparaîtraient à la limite entre le transit vers

l'ouest et un transit vers la baie du Mont-Saint-Michel (Garlan, 2004). Cartier (2008) distingue dans cette région quatre domaines caractérisés par le sens de déplacement des dunes (Figure 87). De telles dunes composites sont également observées en mer Celtique.



Les bancs de la mer d'Iroise sont des bancs côtiers correspondant aux dépôts de sédiments lors de la perte d'énergie des courants tidaux (Figure 88b). Ils sont ainsi comparables aux bancs du golfe Normand-Breton. Les bancs de la mer Celtique (Figure 88a) proviennent d'un autre mode de mise en place. Ils sont présents par des fonds compris entre 120 et 200 m et sont perpendiculaires à la bordure du talus. Ils sont longs de plusieurs dizaines de kilomètres, jusqu'à plus de 100 km pour certains d'entre eux. Le Kaiser Hind par exemple, fait 70 km de long, 7 km de large et peut dépasser localement 50 m de hauteur

(Marsset *et al.*, 1999). De telles structures ont ainsi été reconnues dès les premiers levés hydrographiques du début du XIX<sup>e</sup> siècle, et pendant longtemps les études se sont focalisées sur l'origine de ces grandes structures en ne faisant qu'aborder la présence des dunes (Hinschberger, 1963). Des études des dunes de cette région et de leur dynamique ont été réalisées depuis lors sur les dunes du banc du Four (Franzetti, 2014), du chenal du goulet au nord de Camaret (Grégoire, 2016) et du banc de la Cormorandière dans la rade de Brest (Grégoire, 2016).

### Les dunes de la mer Celtique

Dans les années 1970, un champ de dunes a été détecté à l'occasion des levés de recherche pétrolière, par des fonds de 130 à 150 m, et a fait l'objet de la première carte de répartition des dunes, sur un petit secteur par 48°N et 6°W (SNEAP-Shom, 1972). Avec plus de 13 000 dunes

recensées en mer Celtique dont moins de 20 % de leur superficie a été explorée, cette région constitue le plus vaste système de dunes de la plateforme continentale française, et l'un des plus grands d'Europe, si l'on intègre son équivalent de Grande-Bretagne (Figure 89).

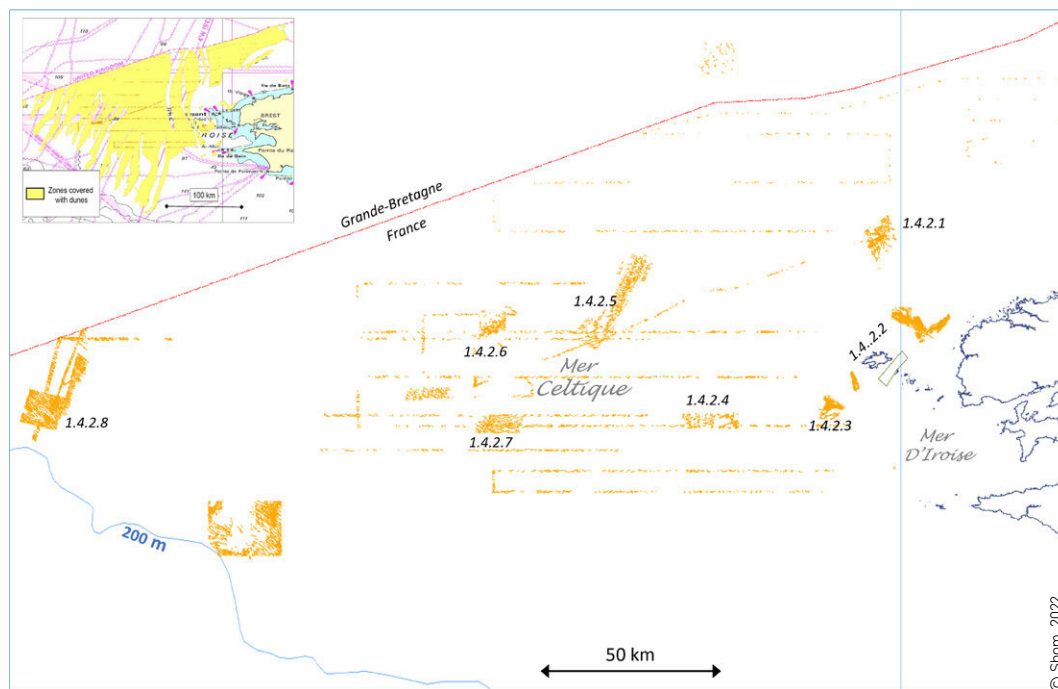


Fig. 89 : Répartition des dunes de la mer Celtique représentées par leurs crêtes le long de profils, dans les 12 secteurs hydrographiés et répertoriées dans le SIG Dunes.

Les bancs de la mer Celtique sont des bancs reliques comme l'indiquent leurs reliefs émoussés et leurs structures internes (Marsset *et al.*, 1999). Certaines dunes proches de ces bancs présentent quand-à elles des hauteurs du

même ordre de grandeur et des morphologies bien marquées. Il semble probable que les dunes de la mer Celtique sont des structures sédimentaires actuelles en mouvement sur des bancs reliques.

### Les dunes de Portsall : impact d'une épave sur la dynamique des dunes

Le champ de dunes de Portsall est un bon exemple de la méconnaissance des dunes du plateau continental. Situé à 50 km des côtes bretonnes, il n'a en effet été découvert qu'en octobre 2012 à l'occasion d'une des premières campagnes de recherche des limites du champ de dunes de la mer Celtique.

A une profondeur comprise entre 90 et 100 m, 300 dunes sont regroupées pour former un banc de sable à très faible relief. Près de 8 % de ces dunes sont des dunes géantes et certaines de ces plus hautes dunes sont des barkhanes (Figure 91).

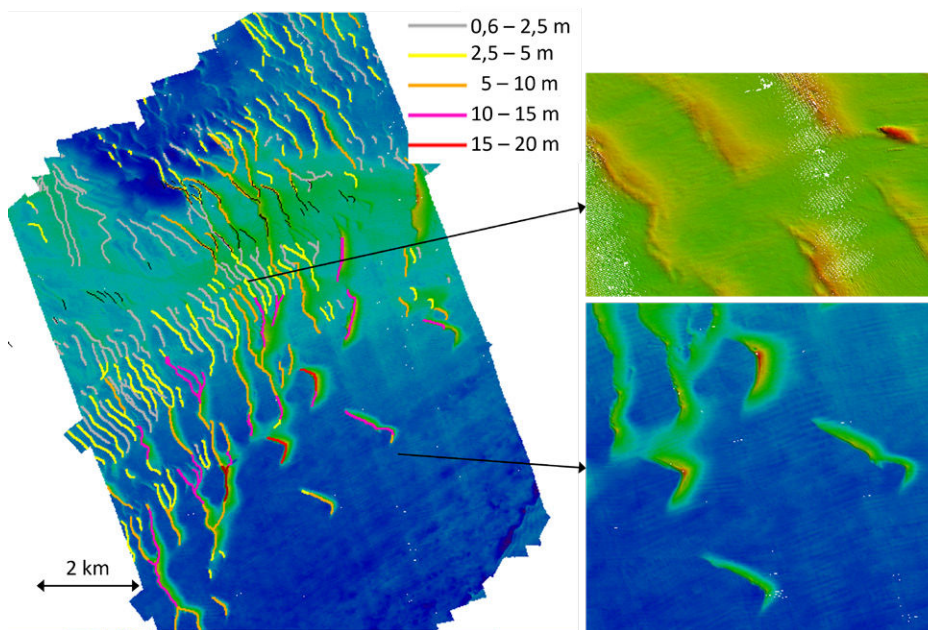


Fig. 90 : Champ de dunes de Portsall avec les crêtes de dunes figurées selon leur hauteur et comprenant des barkhanes géantes au sud (Garlan *et al.*, 2013) et, en son centre, un corridor d'érosion de part et d'autre de l'épave du Flimston (Garlan *et al.*, 2015).

Le *Flimston* est un bateau anglais de 109 m qui transportait du matériel vers la France durant la première guerre mondiale et a été coulé en 1916. Cette épave située au milieu du champ de dunes de Portsall a entraîné un phénomène de scouring, puis l'érosion s'est développée engendrant la disparition d'un tronçon des dunes se trouvant en amont et en aval de cette épave. Il n'est pas

possible de savoir si cette érosion a eu lieu dans les semaines qui ont suivi l'échouage ou sur la période des 97 années séparant l'échouage du levé réalisé par le Shom. Le volume estimé de sédiments ayant été érodés sur un couloir de 1 900 m de longueur est de 140 000 m<sup>3</sup>, ce qui donne une érosion moyenne annuelle théorique de 1 440 m<sup>3</sup>/an (Garlan *et al.*, 2015). Cet impact

d'une épave située à 102 m mètres de profondeur, au milieu d'un champ de dunes, démontre que la dynamique sédimentaire existe à de telles profondeurs. L'érosion de part et d'autre de l'épave semble indiquer que ce phénomène ne provient pas du passage des dunes sur l'épave,

mais d'une augmentation du courant sur un corridor. Le caractère non symétrique de cette érosion indique un processus plus important avec les courants de jusant qu'avec ceux du flot dirigé vers la Manche (Garlan *et al.*, 2015).

### Les bancs et dunes à proximité du parc hydrolien d'Ouessant

La bathymétrie de la mer d'Iroise est essentiellement modelée par les reliefs du substrat rocheux avec une couverture sédimentaire presque toujours inférieure à 2 m. Les seules exceptions sont les bancs d'Ouessant et du Four. Tous deux se situent aux deux extrémités du Fromveur, qui est un chenal à fort courant de fond pouvant atteindre 2,5 m/s, et correspondent à la zone de dépôt des sables lors de la diminution de compétence des courants tidaux. Au nord du Fromveur, le banc du Four (Figure 91a) de trois fois 1,5 km a une pente douce vers le nord et une pente forte orientée vers le sud-est et le sud-ouest. Construit sur des fonds de 75 à 80 m, il culmine à 35 m de profondeur. Il comporte un champ de dunes de 10 à 15 m de hauteur et de plusieurs centaines de mètres de longueur d'onde. Une dune géante

orientée dans la même direction est également décrite au sud-ouest de ce banc.

Au sud de cette zone de forts courants, le haut-fond d'Ouessant, de plus petite taille, a une épaisseur de 53 m (Figure 91b). C'est un banc de sables grossiers, ellipsoïdal, dissymétrique, avec une pente forte orientée vers l'ouest et des flancs couverts de dunes décamétriques. Le sable forme une sorte de couloir de dunes venant du nord et rejoignant le banc de sable du haut-fond d'Ouessant. Puis le long de ce banc, les dunes tournent dans le sens inverse des aiguilles d'une montre avec des vitesses de l'ordre de 20 m/an (mesurées sur deux relevés espacés de 11 mois) (Garlan *et al.*, 2013).

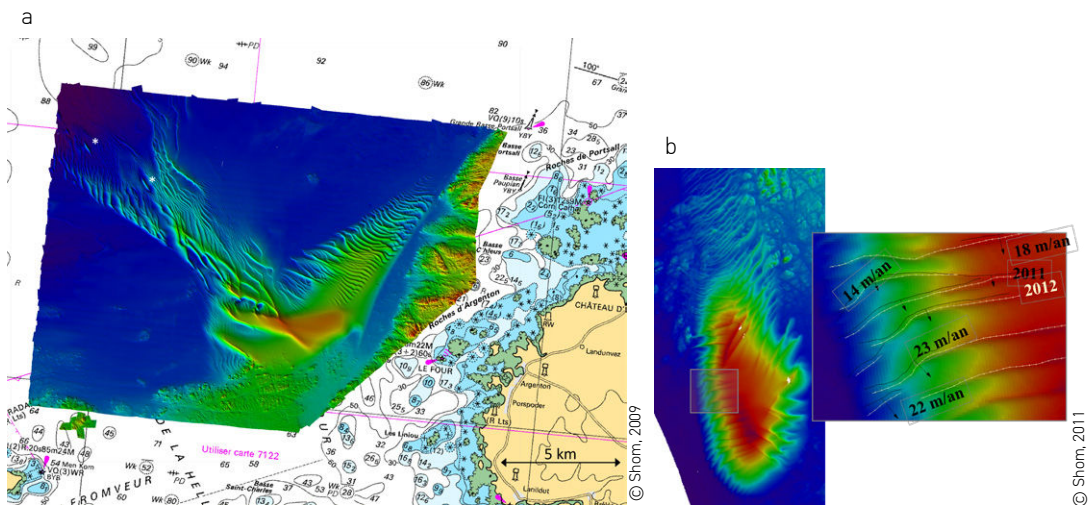


Fig. 91 : (a) MNT bathymétriques des dunes des bancs du Four et (b) d'Ouessant. (\*) Dunes trochoïdales.

### Le champ de dunes d'Ouessant : dunes trochoïdales associées à des hauts fonds rocheux

Située à la limite de la mer d'Iroise par 94 m de profondeur, le champ de dunes du sud-ouest d'Ouessant comporte 473 dunes transversales, essentiellement moyennes et grandes, ainsi que 2 dunes trochoïdales. La dune trochoïdale géante (> 10 m de haut) présentée en Figure 92 a une longueur de 506 m, une largeur ou longueur d'onde de 150 m et une hauteur de 13 m sans la prise en compte des dépressions à ses extrémités. De telles dunes trochoïdales s'observent en de

nombreux endroits de la mer Celtique (Figures 91a, 95, 96) où elles se caractérisent par un rapport de l'allongement de leur crête comparé à la longueur d'onde de l'ordre de 3,5, par une absence de sinuosité, par la présence de dépressions à leurs deux extrémités et par des hauteurs importantes relativement aux autres dimensions de la dune. Cette dune semble liée à la présence d'un haut fond rocheux. Elle est composée de sables grossiers bioclastiques (grain moyen = 1,17 mm)

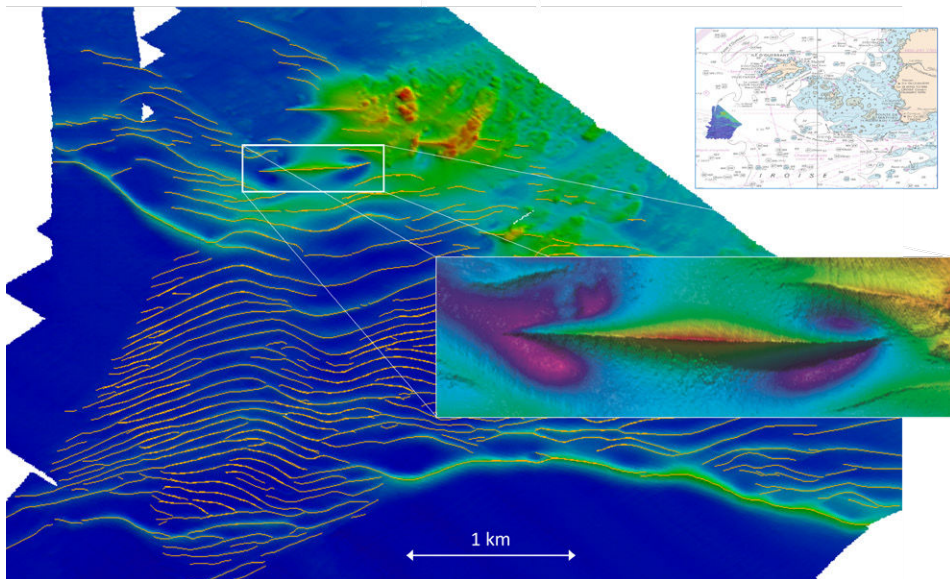


Fig. 92 : Champ de dunes au sud-ouest d'Ouessant associé à un relief rocheux et composé de dunes transversales plurikilométriques et de dunes trochoïdales (zoom) [Garlan et al., 2013].

### Le champ de dunes aux abords de l'épave du Gino

Les levés en mer Celtique ont consisté en 2011 et 2012 à faire de grands profils traversiers pour délimiter la zone contenant des dunes. Celle-ci étant généralisée, ou presque, au-delà de 100 m, les campagnes suivantes de 2013, 2015, 2016, 2018 et 2020 se sont focalisées sur des secteurs particuliers tels que les abords d'épaves. Parmi elles, l'épave du Gino, un pétrolier libérien de 216 m de long, 29 m de large et 12,4 m de haut, qui a coulé en 1979 à 43 km à l'ouest de l'île d'Ouessant

En tout, ce sont 32 000 t de sa cargaison de noir de carbone, très visqueuse, qui ont été déversées. Cela n'a pas engendré de marée noire à la côte, mais a englué les dunes environnantes dont seuls les sommets des crêtes étaient encore visibles selon les descriptions des vues du fond réalisées dans les semaines ayant suivi le naufrage. Le champ de dunes levé par le Shom en 2013 autour de cette épave du Gino présente 222 dunes transversales, avec un quart des dunes ayant des

hauteurs de 1 à 2 m, la moitié de 2 à 4 m et un quart de 4 à 8 m (Figure 93). De part et d'autre de l'épave, une dépression de 2 545 m sur 380 m de large, présentant une profondeur moyenne de 0,35 m, indique un manque de 335 000 m<sup>3</sup> de sables coquilliers soit une érosion ramenée en moyenne annuelle à près de 10 000 m<sup>3</sup>/an. C'est une valeur très comparable à celle observée aux abords de l'épave du *Flimston* (Garlan *et al.*, 2015). Les boîtes

ainsi levées permettent d'avoir un état des lieux précis devant permettre, à l'issue d'une attente minimale d'une décennie, de mesurer la dynamique de ces structures. En tout état de cause, la présence de telles structures d'érosion autour des épaves montre un hydrodynamisme suffisant pour que ces dunes, même à ces profondeurs, soient en mouvement.

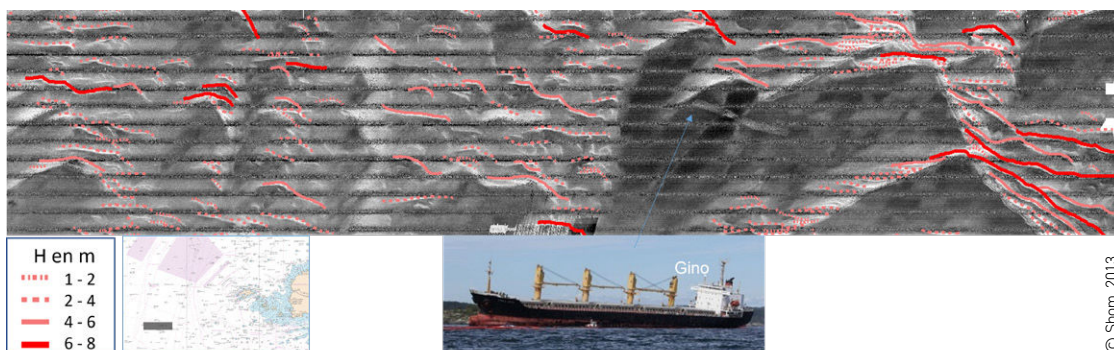


Fig. 93 : Champ de dunes autour de l'épave du *Gino* composé de dunes transverses de 1 à 8 mètres de hauteur.

© Shom, 2013

5

### Le champ de dunes du rail de navigation et les épaves de containers

Le 14 février 2014, le porte-container *Svenborg* perd plusieurs containers à l'extrémité sud du dispositif de séparation du trafic d'Ouessant. À son escale suivante en Espagne, 517 containers sont manquants. Dans le cadre de l'enquête, un levé est réalisé par le Shom du 2 au 29 juillet 2014 dans le secteur où se trouvait le bateau au moment de la perte de containers. Là où deux profils espacés de 10 nautiques et réalisés en 2011 indiquaient

pour ce secteur la présence de 48 dunes, le levé de 2014 met en évidence une région presque totalement couverte de dunes orientées vers le sud. Les hauteurs des 1 084 dunes recensées sont pour 53 % d'entre-elles inférieures à 2 m, 41 % ont des hauteurs comprises entre 2 et 4 m, et les 6 % les plus hautes vont de 4 à 7 m.

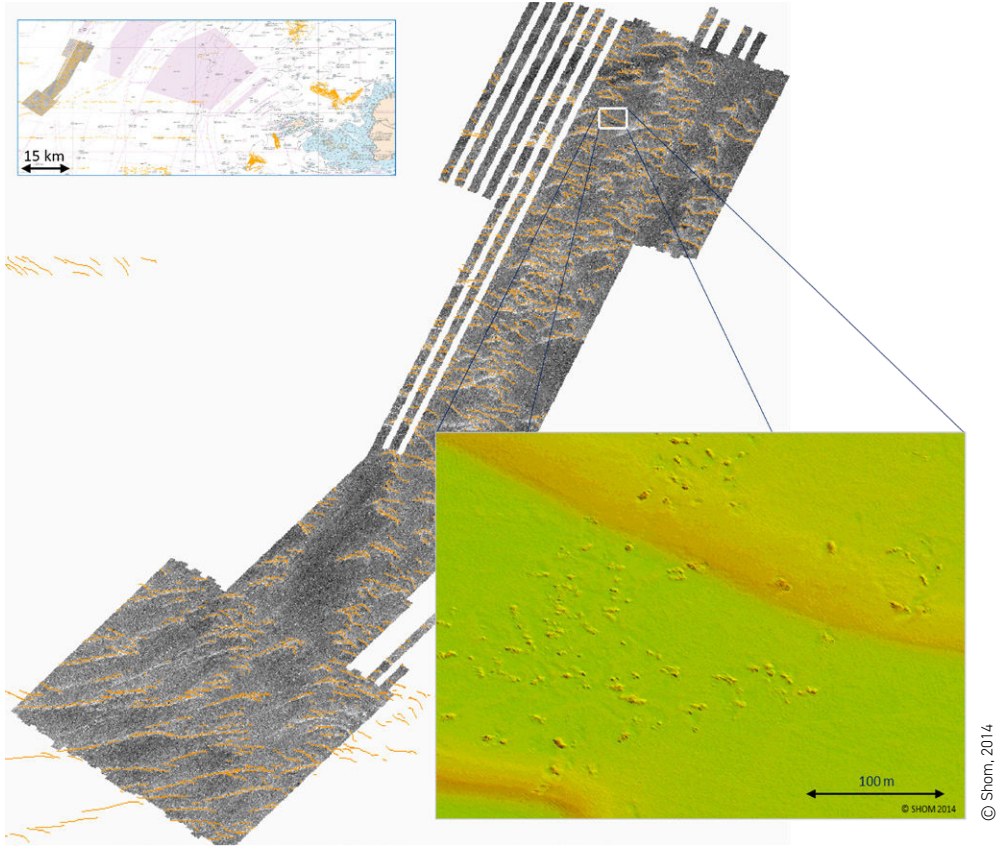


Fig. 94 : Champ de dunes du rail de navigation descendant. Crêtes de dunes du SIG Dunes reportées sur l'imagerie SMF. Zoom : répartition des containers et débris sur les dunes avec localement des traces d'affouillement.

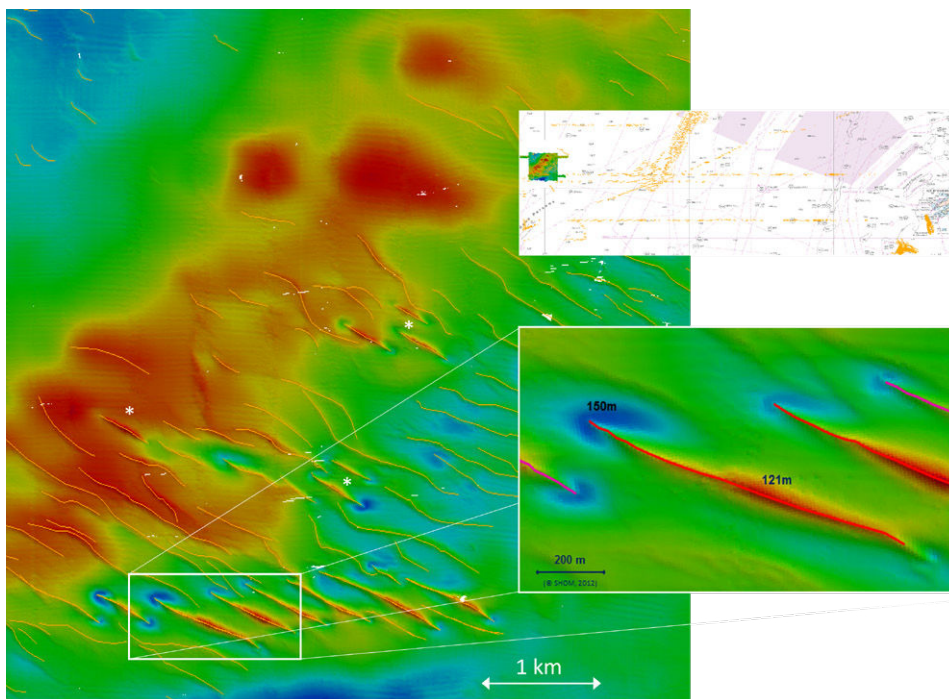
5

Occurrences dans le monde

### L'alignement de dunes trochoïdales géantes

A 100 km à l'ouest d'Ouessant, un secteur de 7 km de côté a été levé en 2012 sur l'un des bancs de la mer Celtique : le banc Parsons. La Figure 95 représente le MNT obtenu. Il présente des reliefs vallonnés de faible pente caractérisant le banc, mais aussi 142 dunes éparses, dont 13 dunes

trochoïdales, plus nombreuses sur son flanc sud-est. L'originalité de ses dunes est que les plus hautes présentent la même amplitude que le banc. La plus haute dune trochoïdale présente un creux à son extrémité nord de 150 m de profondeur et une crête culminant à 121 m de profondeur.



© Shom, 2012

Fig. 95 : Relation entre un banc de la mer Celtique (banc Parsons) et des dunes surimposées parfois trochoïdales (\*). Zoom : dune trochoïdale présentant une amplitude similaire au banc avoisinant.

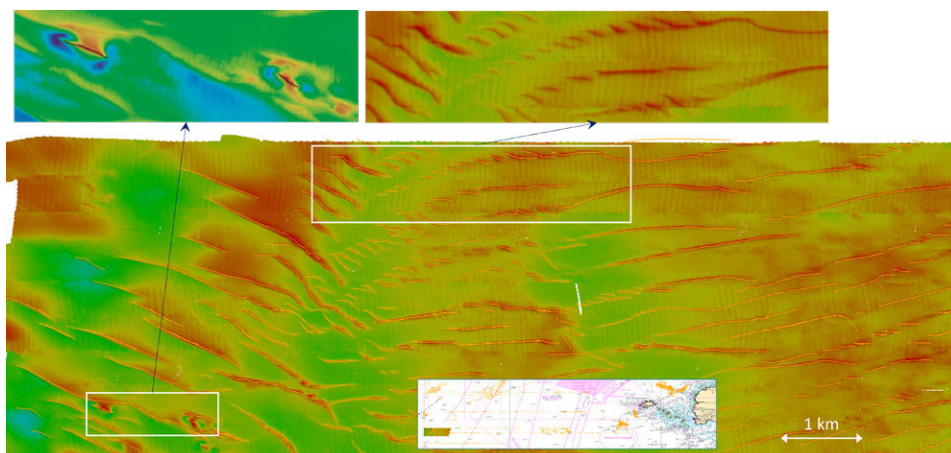
### Un cas d'inversion du sens de déplacement des dunes

La zone de dunes présentée ici a fait l'objet d'un levé en 2012 après une première reconnaissance en 2011. Composée de 325 dunes, le secteur présente deux particularités :

- La dégradation des crêtes de dunes en structures sigmoïdes perpendiculaires à la direction principale « crest split » (Garlan *et al.*, 2016). Cela caractérise des environnements où deux courants tendent à agir sur la morphologie de

la dune et engendrent son découpage. Ces deux directions sont ici vers le sud-ouest à l'ouest et vers le sud-est à l'est, la partie centrale étant concernée par ce découpage des crêtes (Figure 96).

- La présence de mini dunes trochoïdales insérées dans la crête de certaines dunes. Ce phénomène ne semble pas avoir été décrit ailleurs et n'est pas expliqué (Figure 96).



© Shom, 2012

Fig. 96 : Champ de dunes à deux directions de transit avec la création de dunes découpées, et mini dunes trochoïdales.

### Les vastes champs de dunes de bordure du talus

La mer Celtique en bordure de la plateforme continentale présente un champ de dunes très dense avec une dynamique dans deux directions opposées. Ce champ comporte des dunes mises probablement en mouvement par les ondes internes qui remontent le talus du golfe, et des dunes en provenance de la mer Celtique, et peut être même de la Manche, qui se dirigent vers le talus. Dans la zone de convergence à proximité de l'isobathe 200 m, des dunes particulières apparaissent. Celles-ci comportent des crêtes aplaties formées par l'accumulation de plusieurs crêtes et dont le sommet peut être large de plus de 300 m (Figure 97). Cet environnement présente

en plus des dunes en bordure du talus continental qui, du fait de la pente, et peut être de courants de contours, tendent à se déplacer perpendiculairement aux précédentes. Dans ce secteur s'observent également des marques d'affouillement autour d'une épave. Ainsi, même à près de 200 m de profondeur, il existe une dynamique sédimentaire suffisante pour que ces dunes soient encore actuellement en mouvement. La bordure de la plateforme présente ainsi des dunes en très grand nombre pouvant présenter des morphologies inhabituelles semblant montrer la nécessité de revenir sur la classification des dunes selon leur morphologie (Garlan *et al.*, 2016).

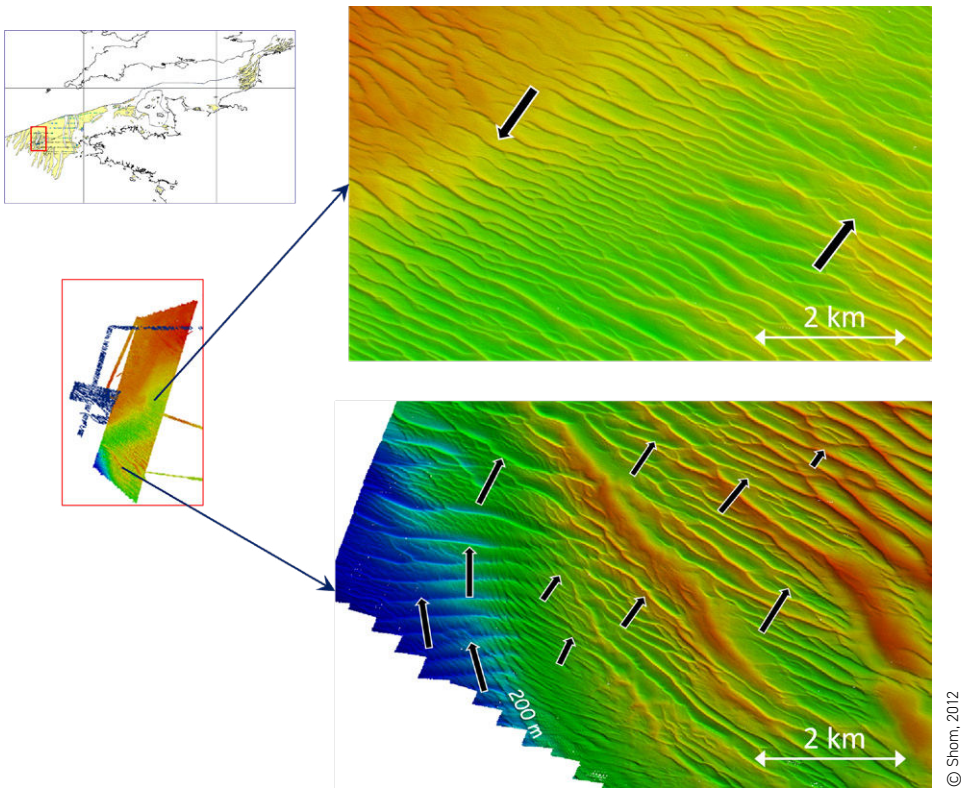


Fig. 97 : Champ de dunes de la bordure du talus continental présentant différentes directions de déplacement des dunes le long de la pente (associables à des courants de contours), vers le continent (associables aux ondes internes) et vers le talus (associables aux courants de marée).

### 5.1.5. Les bancs et dunes du golfe de Gascogne

Aux abords immédiats du sud de la chaussée de Sein existe un champ de dunes appelé dunes de Kafarnao (Hinschberger, 1963). Ce champ est la limite sud d'extension méridionale des grands champs de dunes de plateforme qui existent de la chaussée de Sein jusqu'aux côtes de la mer du Nord aux Pays-Bas et en Grande-Bretagne. Les seules interruptions étant les secteurs à courants trop importants du Nord-Cotentin et la zone située entre le port d'Antifer et la zone EMR du Tréport. Une fois passée cette limite méridio-

nale, les dunes deviennent excessivement rares et les bancs le sont plus encore. Les structures sableuses du golfe de Gascogne sont toutes confinées près du littoral, dans des environnements où la morphologie engendre une accélération suffisante des courants pour que de telles structures se construisent. De telles caractéristiques se retrouvent dans le golfe du Morbihan, la baie de Bourgneuf, les pertuis charentais, l'estuaire de la Gironde et le chenal d'accès au bassin d'Arcachon.

#### Les dunes du golfe du Morbihan

Les dunes du golfe du Morbihan (Figure 98) et leur dynamique sont décrites de manière très complète dans les thèses de Perez Belmonte (2008) et Homrani (2018). Ces études portent essentiellement sur le comportement du banc du Creizic et de ses dunes surimposées. Ce banc composé de sable coquiller très grossier comprend dans sa partie centrale des grandes dunes migrant d'en-

viron 10 m/an dans le sens du jusant. Ces mouvements sont associés à une gyre tidale comme pour les bancs d'Ouessant et de la Schôle. Pour tous ces bancs, la dynamique des dunes associées varie de 10 à 20 m/an, mais le volume global est quasi-constant, traduisant une stabilité générale sur le long terme.

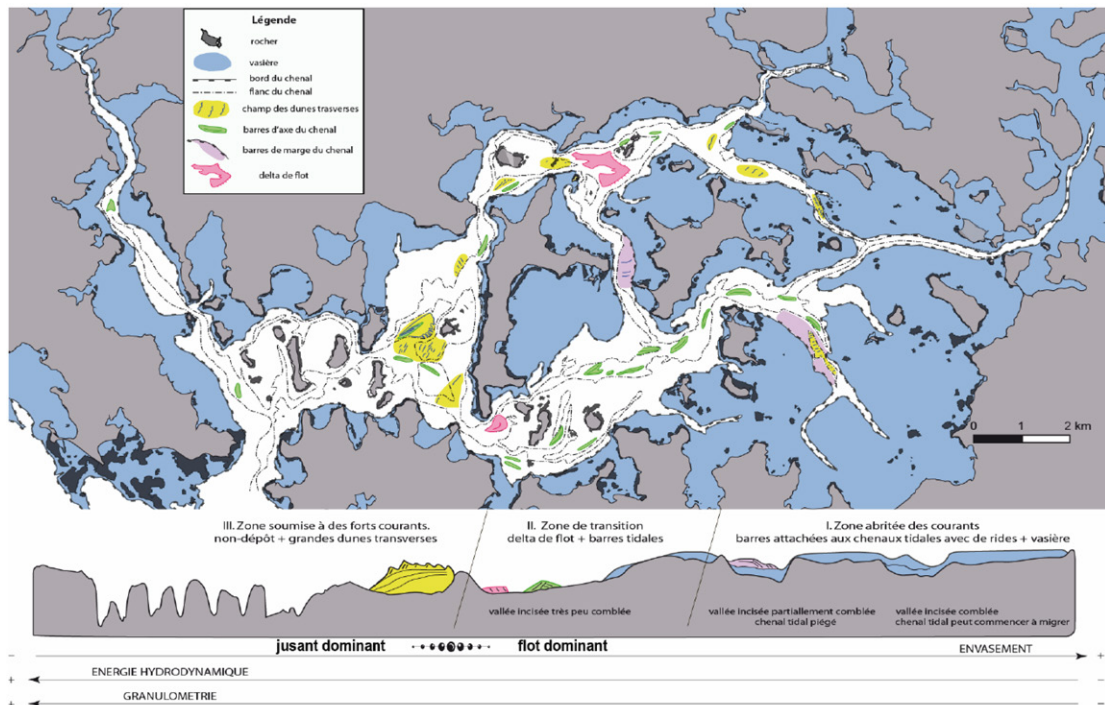


Fig. 98 : Dunes du golfe du Morbihan (Perez Belmonte, 2008).

### Les dunes de la baie de Bourgneuf

De nombreux levés ont été réalisés sur la baie de Bourgneuf dans le cadre des études environnementales pour le site de prélèvements de granulats du Pilier. De 1986 à 2017, ce dernier a été le principal site français d'exploitation de granulats marins, avec une extraction de l'ordre de 2,25 millions de m<sup>3</sup>/an. Au nord de l'île de Noirmoutier, se trouve le banc de la Blanche qui est recouvert sur son extrémité orientale de dunes de sables transverses. Entre l'ancienne zone de prélèvements de granulats et l'extrémité est du

banc existent plusieurs barkhanes ayant fait l'objet de levés de suivi durant la période d'exploitation par les sociétés Créocéan et iXblue au profit des Sablières de l'Atlantique (Figure 99). Ces dunes étudiées par Berné (1991) se poursuivent vers l'est où elles présentent des hauteurs comprises entre 0,7 et 9,4 m, la majeure partie étant entre 2 et 4 m. Cette analyse comprend des carottages et une étude complète des structures internes et de leurs origines.

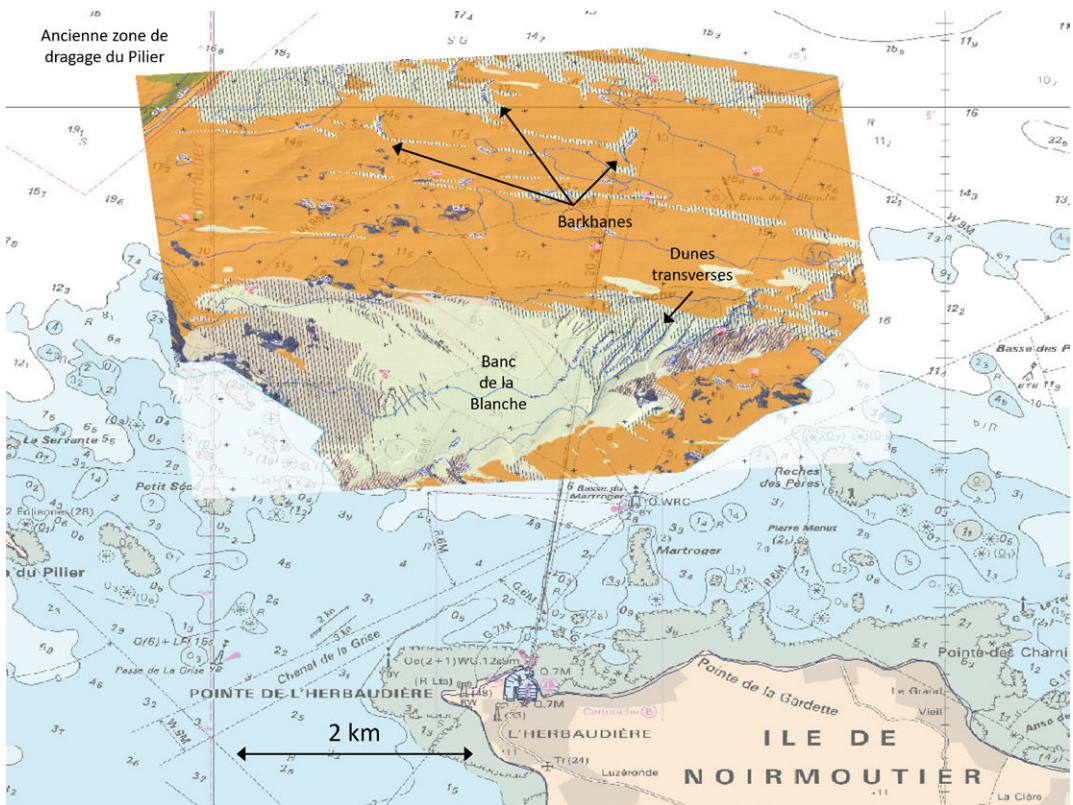


Fig. 99 : Banc de la Blanche et Barkhanes au nord de l'île de Noirmoutier [Sablières de l'Atlantique, 2018].

## Les dunes des pertuis charentais

Situés dans les chenaux situés au nord et au sud de l'île de Ré, respectivement appelés les pertuis Breton et d'Antioche, sont décrits trois champs de dunes comportant des dunes de 2 à 10 m d'amplitude (Weber, 2004 ; **Figure 100**). L'analyse des données sismiques et de carottages mettent en évidence que le champ de dunes Ouest-Chevarache est actif, alors que les dunes du champ Est-Chevarache présente des dunes moribondes qui, autrement dit, ne présentent pas

de dynamique sédimentaire. Le champ de dunes Chauveau serait quant à lui un domaine intermédiaire avec un enfouissement partiel des dunes par la vase (Weber et Chaumillon, 2008). Plus au sud, entre île d'Oléron et l'île d'Aix, la longe de Boyard est un banc estuarien, comme il en est également observé dans la Seine, la Loire et la Gironde, présentant une dynamique complexe (Chaumillon *et al.*, 2008).

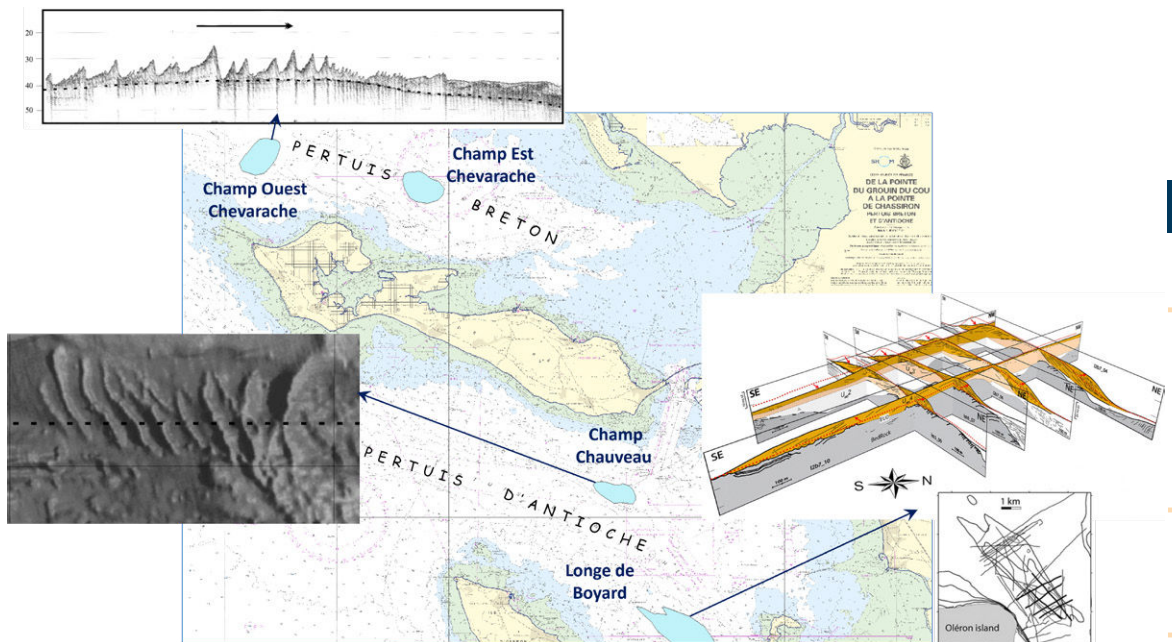


Fig. 100 : Longe de Boyard (Chaumillon *et al.*, 2008) et les champs de dunes des pertuis charentais (Weber, 2004).

### Les dunes de l'estuaire de la Gironde

Les bancs et champs de dunes sont nombreux dans le plus grand estuaire français qu'est la Gironde (Figure 101). Si les études se sont essentiellement concentrées sur le platin de Graves (Berné *et al.*, 1986) et sur le banc Saint-Georges associé au champ de dunes de la fosse de la Palmyre (Berné, 1991 ; Mallet, 1998), cet estuaire comporte plusieurs autres bancs et systèmes dunaires moins bien connus. La grande dynamique de tout le système estuarien s'observe par la grande variabilité des structures sédimentaires intertidales,

avec l'apparition d'une île sur le plateau de Cordouan en 2019, ainsi que par une grande variabilité de la répartition des dunes sur les prises de vues aériennes de Bonne Anse (Shom 2005, 2006, 2007). Dans le domaine marin, la connaissance reste réduite à l'étude des dunes de la Palmyre qui présentent des inversions de direction de déplacement liées à l'interaction combinée du fleuve, des tempêtes, de la marée et de la dynamique du banc Saint-Georges (Berné, 1991 ; Mallet, 1998).

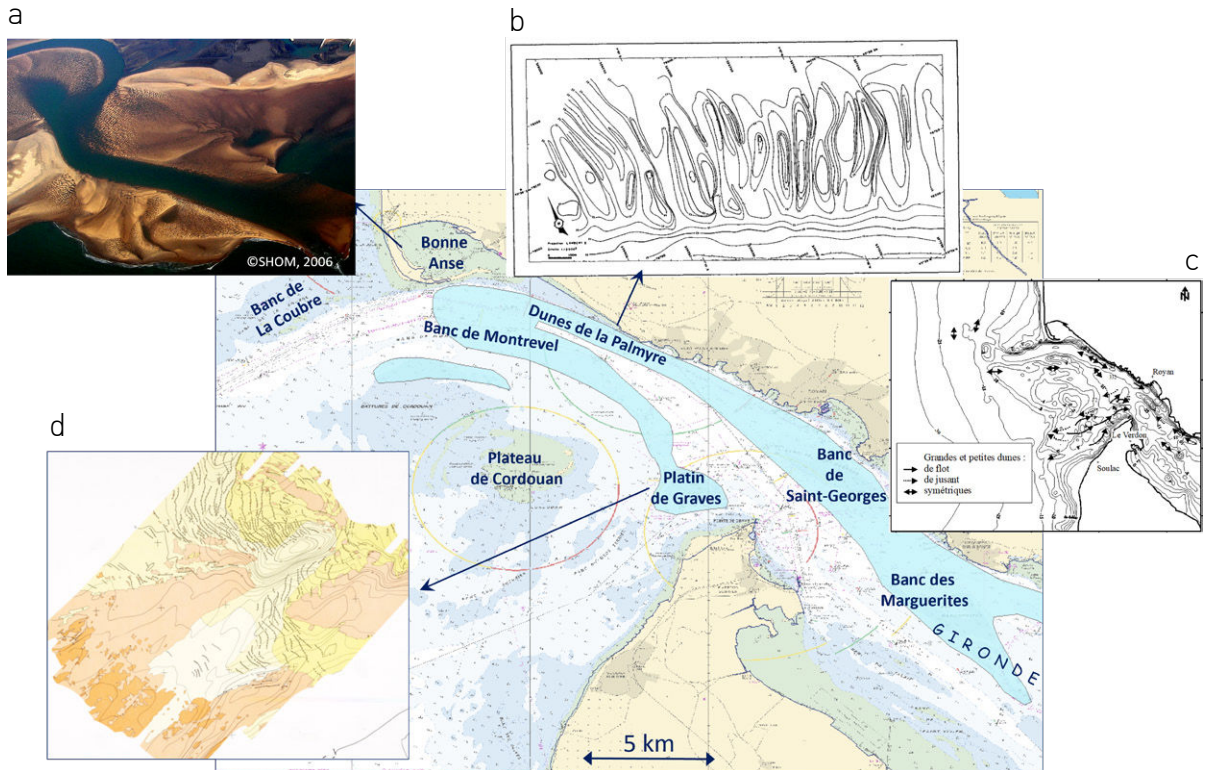


Fig. 101 : Répartition des bancs et dunes dans l'estuaire de la Gironde. (a) Dunes intertidales sur le plateau de Cordouan et à Bonne Anse, (b) Dunes de la Palmyre (Berné, 1991), (c) la circulation des dunes (Mallet, 1998) et (d) le banc et les dunes du platin de Graves (Berné *et al.*, 1986).

### Les dunes du chenal d'accès au bassin d'Arcachon

L'étude des dunes du chenal d'accès au bassin d'Arcachon a montré une répartition selon deux zones de développement privilégié, à l'est de l'extrémité du cap Ferret et le long de la dune du Pila (Figure 102). Ces dunes ont fait l'objet d'une étude approfondie à partir de levés *in situ*

(Thauront, 1995) et d'images satellites (Dehouck *et al.*, 2009). Un suivi de quelques dunes a ainsi été réalisé sur des échelles de temps de quelques heures, puis les mouvements rapides observés ont été modélisés (Doré, 2015).

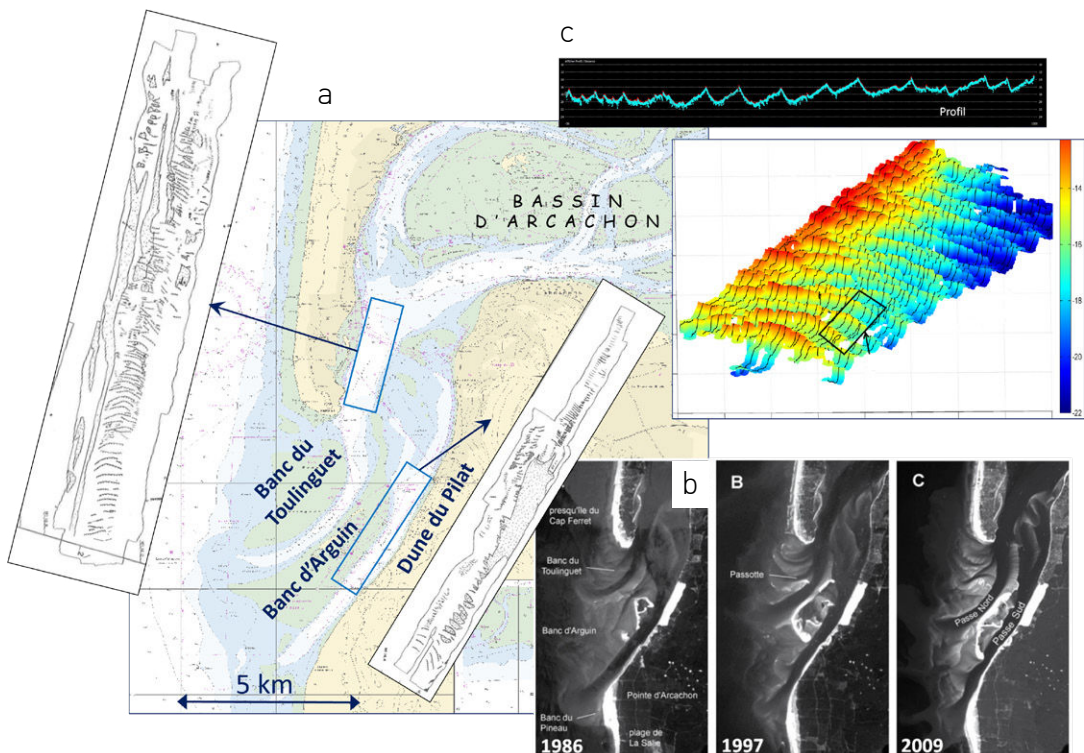


Fig. 102 : Répartition des bancs et dunes dans le chenal du bassin d'Arcachon. (a) Cartographies des champs de dunes (Thauront, 1995), (b) Dynamique des bancs et dunes à partir d'images satellitaires (Dehouck *et al.*, 2009) et (c) Profil bathymétrique et MNT très haute résolution (Doré, 2015).

### 5.1.6. Les dunes de Méditerranée

Les dunes sous-marines sont exceptionnelles en Méditerranée et il existe très peu de références sur leur existence et leur extension. Grenard-Grand (2017) observe sur les profils sismiques que le

prisme sableux a été en partie érodé et que le sable a été remobilisé sous forme de dunes qui ont été étudiées dans le cadre du projet CARTHAM en 2013.

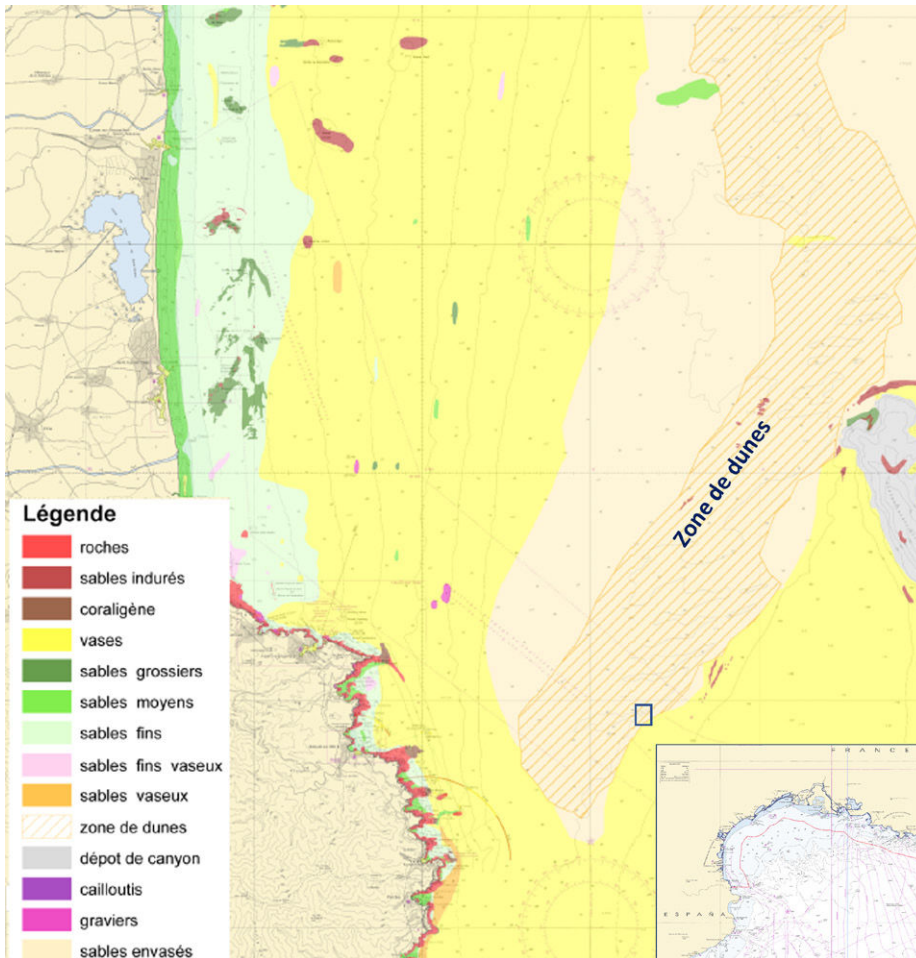


Fig. 103 : Seul champ de dunes répertorié sur les côtes méditerranéennes françaises (Grenard-Grand, 2017).

## 5.2. Les dunes sous-marines dans le monde

Auteurs : Thierry Garlan, Maëlle Nexer

La cartographie de la répartition des dunes éoliennes et de leur forme a été réalisée à partir de photographies aériennes et satellites, et du modèle de sol GLDAS (Figure 104). Il existe également une telle cartographie pour la planète Mars qui a été réalisée à l'aide des très nombreuses

photographies de sa surface. Les dunes sont très nombreuses dans son hémisphère sud, les scientifiques ont été capables d'identifier leurs morphologies et même leur dynamique (<https://mars.nasa.gov/>).

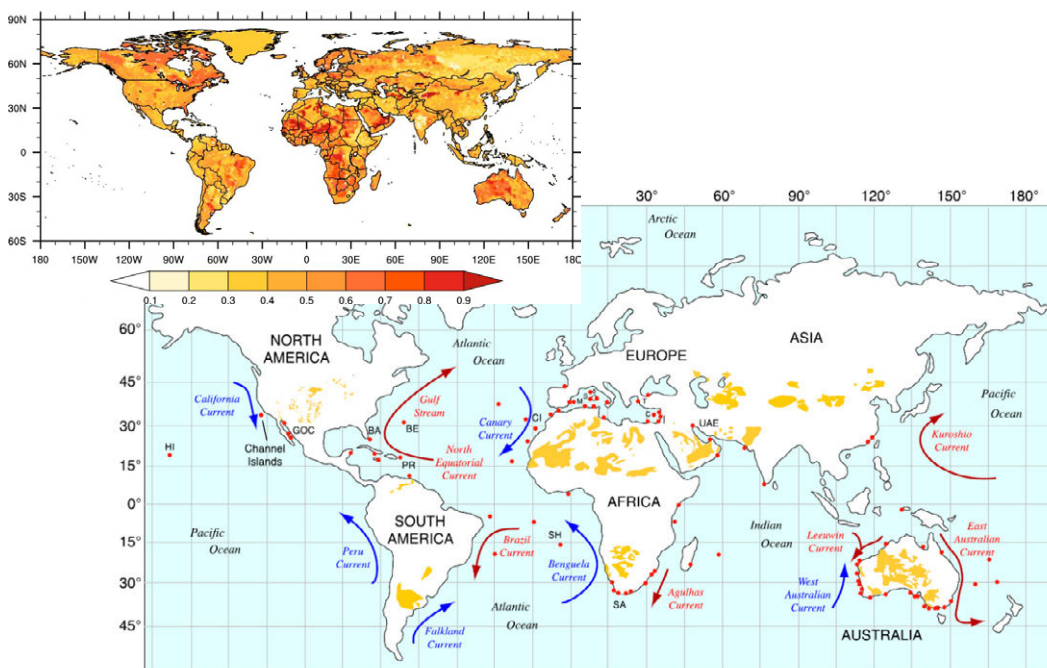


Fig. 104 : (a) Fraction de sable dans les sols (à partir du GLDAS Soil Land Surface, Rodell et al. 2022) et (b) répartition des dunes éoliennes décrites dans la littérature scientifique à partir des données satellitaires (adapté de Rodell et al. 2022 et de Muhs et al. 2018).

Dès que l'eau recouvre le sol, que l'on soit en milieu fluvial ou marin, il est beaucoup plus difficile de cartographier la répartition des dunes. Et si, en présence d'eaux peu turbides, la cartographie des dunes les moins profondes demeure possible, dès que les profondeurs sont supérieures à une vingtaine de mètres, la connaissance de l'existence de ces dunes repose sur des moyens nautiques coûteux. La couverture des levés réalisés avec

des sondeurs multifaisceaux ne représentent que quelques dizaines de pourcents des plateaux continentaux et de vastes secteurs demeurent non explorés. La plupart des champs de dunes des plateaux continentaux ne sont donc probablement pas connus et la carte mondiale de répartition des dunes sous-marines ne peut qu'être une ébauche incomplète.

Dans la Manche, nous observons une relation directe entre la présence de dunes et la vitesse des courants de fond (figure 105), avec des dunes préférentiellement développées dans les secteurs où les courants près du fond sont compris entre 0,5 et 1 m/s ce qui est conforme au schéma de Belderson *et al.* (1982). Une telle approche au niveau mondial permettrait de définir les lieux où la présence de dunes est probable. Mais cette approche cartographique par modélisation des courants nécessiterait des mailles suffisamment fines, et donc des temps de calculs longs, pour obtenir des vitesses de courant représentatives. Une solution intermédiaire serait de limiter l'usage de ces modèles aux seuls secteurs de forts marnages. La modélisation des courants de fond dans les environnements

macrotidaux couplée à une carte de répartition des sédiments pourrait permettre de délimiter les secteurs de répartition théorique des dunes. Mais là encore, la connaissance est trop faible au niveau de la répartition des sédiments. La carte mondiale des sédiments met en évidence des défauts importants dans le domaine côtier où les fonds ont longtemps été estimés sableux alors que l'intégration de nouvelles données dans la carte sédimentaire mondiale engendre souvent le remplacement de sables par des sédiments vaseux. C'est ainsi que le domaine macrotidal du golfe du Tonkin ne doit pas contenir de dunes malgré son caractère macrotidal, puisque ces fonds sont constitués de sédiments vaseux (Garlan *et al.*, 2022).

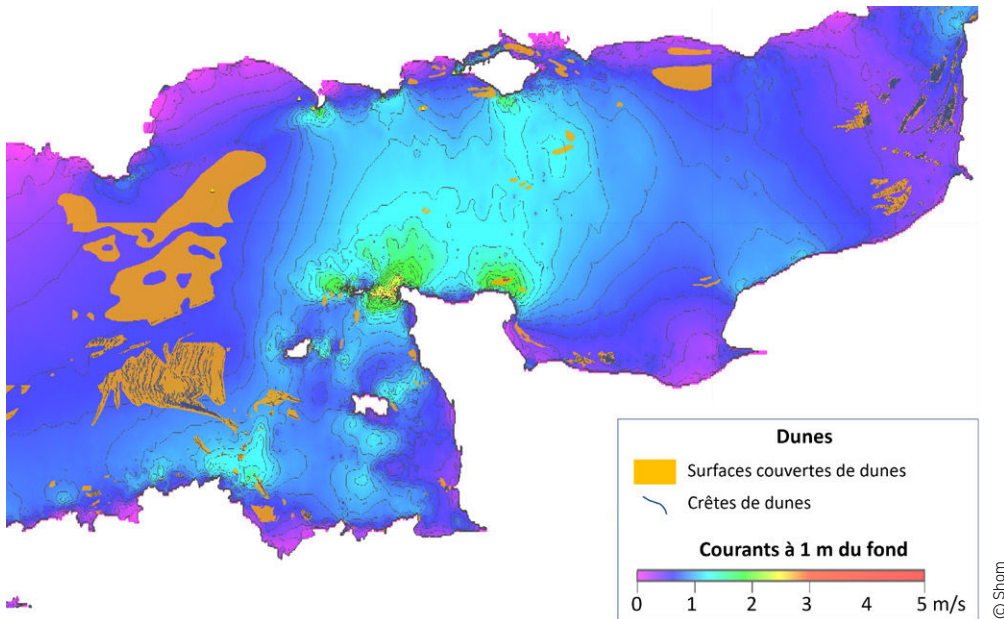
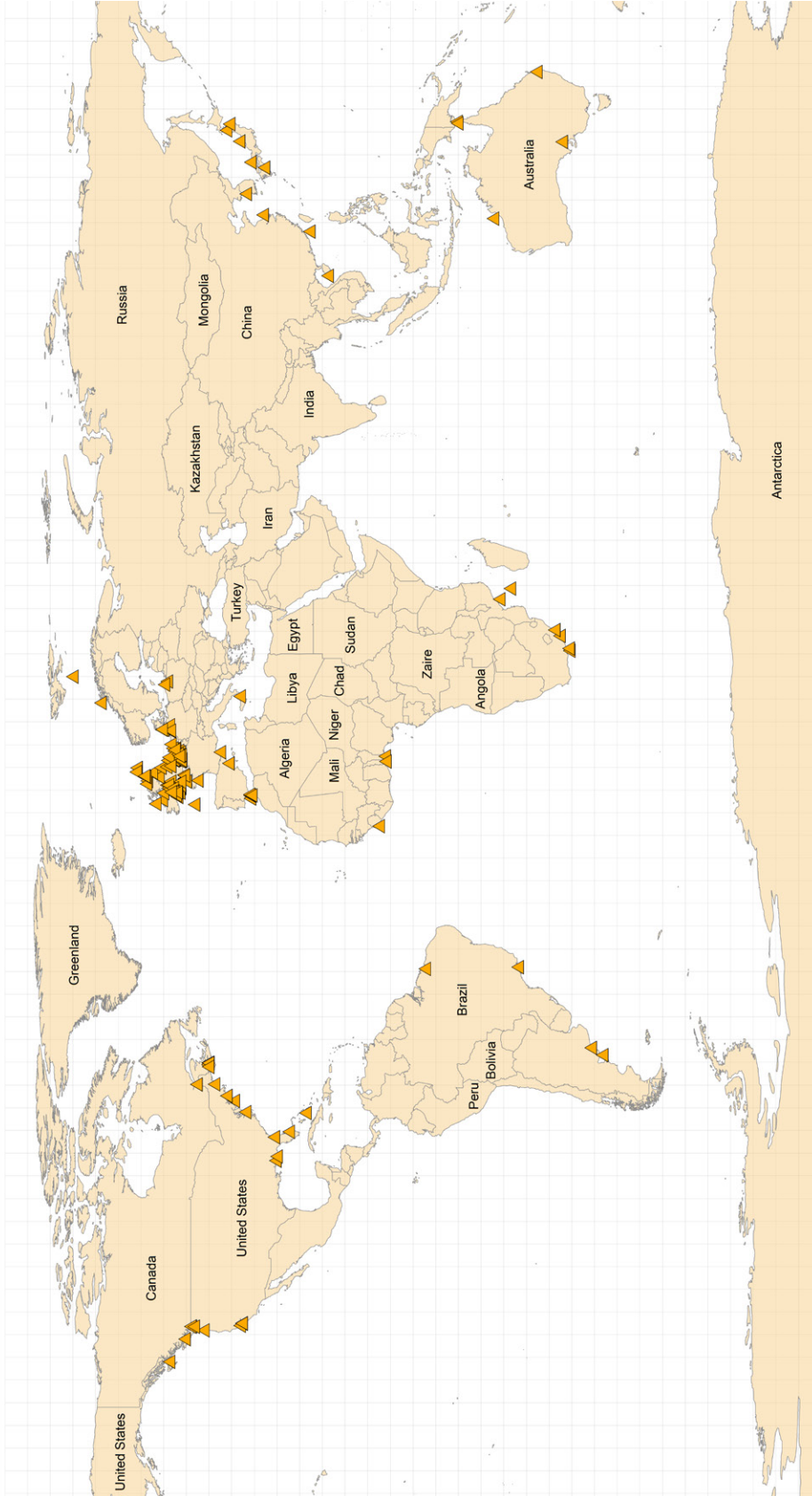


Fig. 105 : Répartition des dunes et champs de dunes (SIG dunes Shom 2021) replacée sur les vitesses de courant près du fond.

En prenant tous les documents décrivant l'existence de dunes sous-marines : les publications scientifiques, dont les cartes sédimentaires, ainsi que les rapports de services hydrographiques, nous utilisons ici une approche simple de mise en œuvre. Celle-ci présente pour inconvénients l'absence

de publications dans de nombreuses régions du monde et un manque d'exhaustivité des articles pris en compte. La répartition des dunes sous-marines obtenue doit donc être considérée comme une première ébauche (Figure 106).



© Garlan

Fig. 106 : Répartition mondiale des dunes sous-marines.

### 5.2.1. Les dunes aux abords des côtes américaines

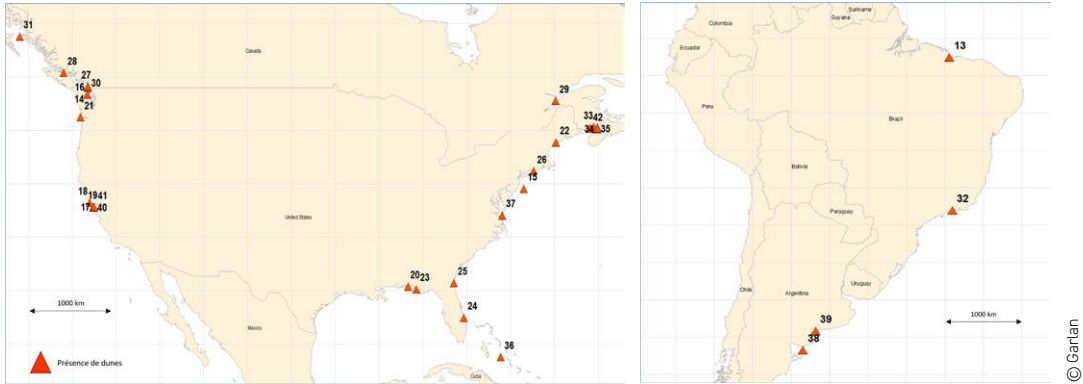


Fig. 107 : Répartition des dunes sous-marines américaines décrites dans la littérature scientifique (numéros cf bibliographie).

Vingt-cinq références ont été trouvées sur les dunes des côtes américaines (Figure 107). Deux zones sont particulièrement décrites : les abords de San Francisco et la baie de Fundy. Tous les articles concernant ces deux environnements n'ont

pas été relevés. Concernant l'Amérique du Sud, tous les articles portent sur le domaine atlantique avec deux secteurs sur les côtes argentines et deux le long des côtes brésiliennes.

### 5.2.2. Les dunes aux abords des côtes d'Afrique et d'Asie

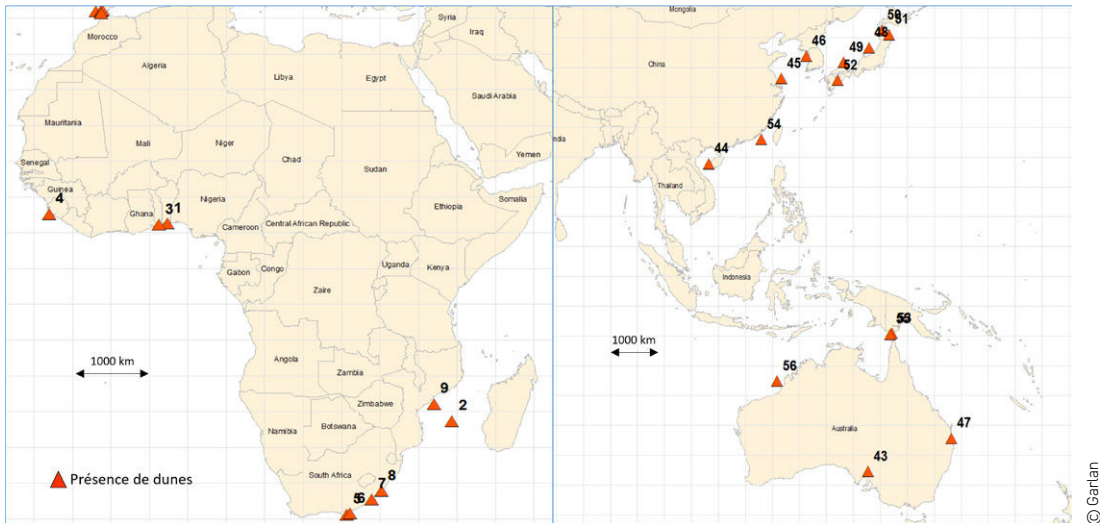


Fig. 108 : Répartition des dunes sous-marines d'Afrique et d'Asie décrites dans la littérature scientifique (numéros cf bibliographie).

Seules 7 références ont été trouvées concernant les dunes des côtes africaines (Figure 108). Avec les apports en sable du Sahara, il est probable que les dunes y soient nombreuses, mais seules les côtes d'Afrique du Sud avec les études de Flemming (1980) ont été décrites.

Sur les 17 références concernant les côtes asiatiques, 10 proviennent de cartes sédimentaires

à 1/200 000 publiées par le Geological Survey of Japan. La région des bancs de sables des côtes de Chine semble comprendre un vaste champ de dunes mais les publications en anglais n'ont pas pu être trouvées, à l'exception d'un rapport ancien au large de Taiwan (Aizhi *et al.*, 1990) et de l'article de Ma *et al.* (2016).

### 5.2.3. Les dunes aux abords des côtes européennes

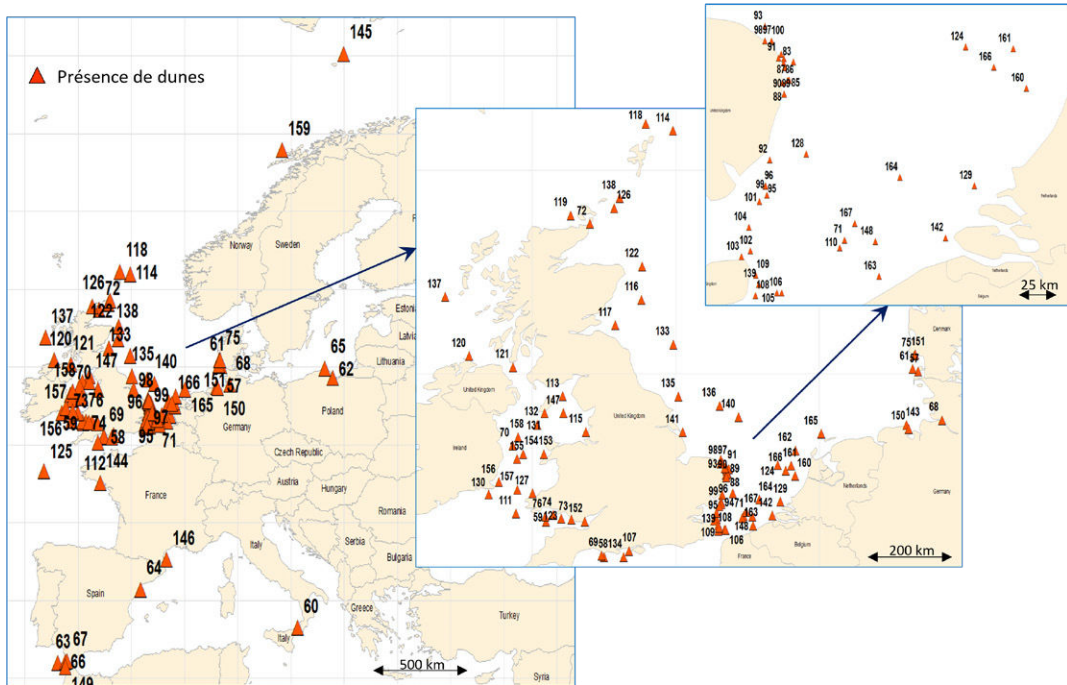


Fig. 109 : Répartition des dunes sous-marines européennes décrites dans la littérature scientifique (numéros cf bibliographie).

Concernant les côtes européennes, la bibliographie est riche de centaines de publications. Les côtes françaises faisant l'objet d'un chapitre dédié, ce présent chapitre concerne les côtes européennes en dehors des eaux françaises. 89 publications ont été répertoriées (Figure 109). La littérature est en particulier très développée sur la plateforme de Grande-Bretagne. Outre des publications scientifiques, 29 cartes sédimentaires à 1/250 000 publiées par le British Geological Survey (BGS) ainsi que 22 rapports de l'United Kingdom Hydrographic Office (UKHO) décrivent la répartition des dunes et

leur dynamique par comparaison aux levés réalisés les années précédentes. Toutes ces publications permettent de visualiser une vaste zone de dunes allant de la mer Celtique au sud du Danemark et s'étendant tout autour de la Grande-Bretagne jusqu'aux îles Shetland. En dehors de cette zone principale, des publications décrivent des dunes dans les détroits (Gibraltar et Sicile) et ponctuellement sur les côtes d'Espagne, de Pologne et de Norvège.

### 5.2.4. Conclusion

Lorsque l'on croise cette synthèse mondiale avec les différentes zones tidales (Figure 110), on remarque qu'il existe des zones macrotidales où aucune publication sur les dunes sous-marines n'a été recensée : ouest de la baie d'Hudson, mers d'Okhotsk, de Corail, de Tasmanie et de Barents, abords du cap Horn et du Panama. Les autres secteurs macrotidaux ont fait l'objet d'au moins une publication décrivant des dunes, mais c'est surtout le cas de la mer du Nord et dans une moindre

mesure des frontières occidentales et orientales du Canada avec les États-Unis. La Figure 71 met également en évidence des dunes en milieu mésotidal, comme par exemple au large du Japon ou de la Norvège, et même en milieu microtidal en Méditerranée et dans le golfe du Mexique. Nous sommes dans ces cas probablement en présence de phénomènes locaux d'accélération des courants dues à des particularités morphologiques : passes entre des îles, estuaires, etc.

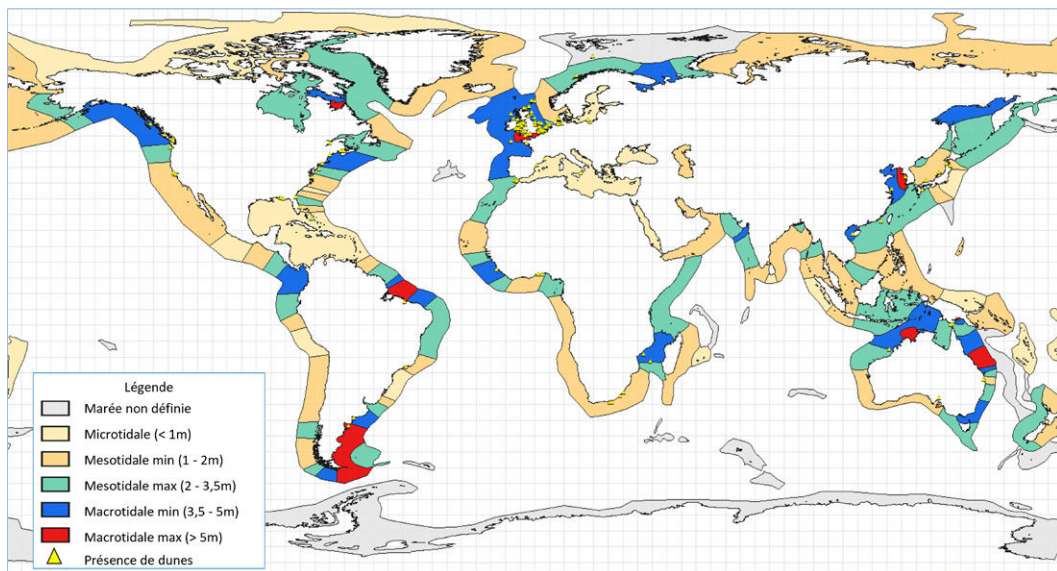


Fig. 110 : Répartition des publications sur les dunes décrites dans la littérature scientifique (présente synthèse) replacée sur les zones de marées (modifié de Fleming, 2012).

Si la synthèse des dunes éoliennes et martiennes est exhaustive, les dunes sous-marines demeurent assez mal connues en dehors du secteur compris entre la Bretagne et les îles Shetland. Des dunes ont été décrites autour de tous les continents de 75°N (Bellec *et al.*, 2019) à 41°S (Gagliardini *et al.*, 2005)

et de 131°W (Barrie *et al.*, 2009) à 153°E (Harris & Jones, 1988) et dans tous types d'environnements tidaux. Leur répartition semble ainsi très importante, mais demeure connue de façon lacunaire, ce qui limite les conclusions scientifiques qui pourraient être tirées de cette répartition.

## 6 - Bibliographie

- Aberle, J., Coleman, S.E., Nikora, V.I.**, 2012. Bed load transport by bed form migration. *Acta Geophys.* 60, 1720-1743. <https://doi.org/10.2478/s11600-012-0076-y>
- Abbot, J.E., Francis, J.R.D.**, 1977. Saltation and suspension trajectories of solid grains in a water stream. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A* 284, 225-254. <https://doi.org/10.1098/rsta.1977.0009>
- Alexander, J.**, 2008. Bedforms in Froude-supercritical flow. *Marine and River Dune Dynamics*, Leeds 1-5.
- Allen, J.R.L.**, 1968. Current ripples.
- Allen, J.R.L.**, 1968. The nature and origin of bed-form hierarchies. *Sedimentology*, vol. 10 (3), pages 161-182. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1968.tb01110.x>
- Allen, J.R.L.**, 1980b. Large transverse bedforms and the character of boundary-layers in shallow-water environments. *Sedimentology* 27, 317-323. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1980.tb01181.x>
- Allen, J.R.L.**, 1980a. Sand waves: A model of origin and internal structure. *Sedimentary Geology*, Vol. 26, 281-328. [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(80\)90022-6](https://doi.org/10.1016/0037-0738(80)90022-6)
- Allen, J.R.L.**, 1982a. Sedimentary structures, their character and physical basis. Elsevier.
- Allen, J.R.L.**, 1982b. Simple models for the shape and symmetry of tidal sand waves: (3) dynamically stable asymmetrical equilibrium forms without flow separation. *Marine Geology* 48, 321-336. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(82\)90102-5](https://doi.org/10.1016/0025-3227(82)90102-5)
- Amos, C.L., King, E.L.**, 1984. Bedforms of the Canadian eastern seaboard: A comparison with global occurrences. *Marine Geology* 57, 167-208. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(84\)90199-3](https://doi.org/10.1016/0025-3227(84)90199-3)
- Ashley, G.M.**, 1990. Classification of Large-Scale Subaqueous Bedforms: A New Look at an Old Problem-SEPM Bedforms and Bedding Structures. *SEPM JSR* Vol. 60. <https://doi.org/10.1306/212F9138-2B24-11D7-8648000102C1865D>
- Ashley, G.M.**, 1990. Classification of large-scale subaqueous bedforms: A new look at an old problem. *Journal of sedimentary petrology*, vol. 60 (1), pages 160-172.
- Auffret, G.A., Berthois, L., Cabioch, L., Douville, J.L.**, 1972. Contribution à l'étude et à la cartographie des fonds sédimentaires au large de Roscoff. *Mémoire du BRGM*, 79, 293-302.
- Auffret, G.A., Berthois, L., Douvillé, J.L.**, 1975. Observations sur les rides sous-marines du plateau continental. *La Houille Blanche*, 7, 467-478.
- Augris, C., Bonnot-Courtois, C., Mazé, J.P., Le Vot, M., Crusson A., Simplet, L., Blanchard, M., Houlgatte E.**, 2006. Carte des formations superficielles du domaine marin côtier de l'Anse de Paimpol à Saint-Malo. EPHE - CNRS - IFREMER Ed., Carte à 1/50 000.
- Augris, C., Bonnot-Courtois, C., Ehrhold, A., Mazé, J.P., Le Vot, M., Blanchard, M., Simplet, L.**, 2008. Carte des formations superficielles du domaine marin côtier de Saint-Malo à Granville. EPHE - CNRS - IFREMER Ed., Carte à 1/50 000.
- Baas, J.H.**, 1994. A flume study on the development and equilibrium morphology of current ripples in very fine sand. *Sedimentology* 41, 185-209. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1994.tb01400.x>
- Baas, J.H.**, 1999. An empirical model for the development and equilibrium morphology of current ripples in fine sand. *Sedimentology* 46, 123-138. <https://doi.org/10.1046/j.1365-3091.1999.00206.x>
- Baas, J.H., Best, J.L., Peakall, J.**, 2016. Predicting bedforms and primary current stratification in cohesive mixtures of mud and sand. *Journal of the Geological Society* 173, 12-45. <https://doi.org/10.1144/jgs2015-024>
- Baas, J.H., Baker, M.L., Malarkey, J., Bass, S.J., Manning, A.J., Hope, J.A., Peakall, J., Lichtman, I.D., Ye, L., Davies, A.G., Parsons, D.R., Paterson, D.M., Thorne, P.D.**, 2019. Integrating field and laboratory approaches for ripple development in mixed sand-clay-EPS. *Sedimentology* 66, 2749-2768. <https://doi.org/10.1111/sed.12611>

- Baas, J.H., Best, J.L., Kellman, P.**, 2008. Bedform development below transient turbulent, partly cohesive open-channel flows. Presented at the MARID, Leeds, United Kingdom, p. 2.
- Baas, J.H., Malarkey, J.**, 2013. Physical and Biological Cohesion Within Mixed Sand-Mud Beds: Implications for Erosion and Bedform Development. Presented at the MARID, Bruges, Belgium, p. 2.
- Baas, J.H., Oost, A.P., Sztano, O.K., Boer, P.L., Postma, G.**, 1993. Time as an independent variable for current ripples developing towards linguoid equilibrium morphology. *Terra Nova* 5, 29–35. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.1993.tb00223.x>
- Baldrighi, E., Aliani, S., Conversi, A., Lavaleye, M., Borghini, M., Manini, E.**, 2013. From microbes to macrofauna: an integrated study of deep benthic communities and their response to environmental variables along the Malta Escarpment (Ionian Sea), *Sci Mar.*, 77(4), 625–639. <https://doi.org/10.3989/scimar.03811.03B>
- Bao, J., Cai, F., Shi, F., Wu, C., Zheng, Y., Lu, H., Sun, L.**, 2020. Morphodynamic response of sand waves in the Taiwan Shoal to a passing tropical storm. *Marine Geology* 426, 106196. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2020.106196>
- Bassetti, M. A., Jouet, G., Dufois, F., Berné, S., Rabineau, M., Taviani, M.**, 2006. Sand bodies at the shelf edge in the Gulf of Lions (Western Mediterranean): Deglacial history and modern processes. *Marine Geology*, 234(1–4), 93–109.
- Beck, C., Clabaut, P., Dewez, S., Vicairé, O., Chamley, H., Augris, C., Hoslin, R., Caillot, A.**, 1991. Sand bodies and sand transport paths at the English Channel-North Sea border: morphology, hydrodynamics and radioactive tracing. *Oceanologica Acta*, vol. (11), pages 111–121.
- Belderson, R.H., Johnson, A.H., Kenyon, N.H.**, 1982. Bedforms Offshore tidal sand, processes and deposits. In: A.H. Stride (Eds), Chapman & Hall, London, England, pages 27–57.
- Berné, S.**, 1991. Architecture et dynamique des dunes tidales. Université des sciences et techniques de Lille Flandres-Artois.
- Berné, S.** (1991). Architecture et dynamique des dunes tidales. Exemples de la marge atlantique française. Thèse de doctorat, Université de Lille Flandres-Artois, 313 pages.
- Berné, S.**, 2000. Architecture, dynamics and preservation of marine sand waves (large dunes). Presented at the MARID, Lille, France, p. 4.
- Berné, S., Allen, G., Auffret, J.-P., Chamley, H., Durand, J., Weber, O.**, 1989. Essai de synthèse sur les dunes hydrauliques géantes tidales actuelles. *Bulletin de la Société géologique de France* 6, 1145–1160. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.V.6.1145>
- Berné, S., Auffret, J.-P., Walker, P.**, 1988. Internal structure of subtidal sandwaves revealed by high-resolution seismic reflection. *Sedimentology* 35, 5–20. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1988.tb00902.x>
- Berné, S., Bourillet, J.F., Durand, J., Lericolais, G., Ondreas, H.**, 1989b. Les dunes subtidales géantes de Surtainville (Manche Ouest). *Bull. Centres Rech. Expl.-Prod. Elf-Aquitaine*, vol. 13 (2), pages 395–415.
- Berné, S., Castaing, P., Le Drezen, E., Lericolais, G.**, 1993. Morphology, Internal Structure, and Reversal of Asymmetry of Large Subtidal Dunes in the Entrance to Gironde Estuary (France). *SEPM JSR Vol. 63*. <https://doi.org/10.1306/D4267C03-2B26-11D7-8648000102C1865D>
- Berné, S., Jaouen, Y., Mazé, J.P., Petit de la Viléon, L., Prud'Homme, C., Quentel, J., Raillard, J.M., Braud, F., Weber, O.**, 1986. Carte des formations superficielles du Platin de Grave à 1/10000. IFREMER-IGBA Eds.
- Besio, G., Blondeaux, P., Brocchini, M., Hulscher, S.J.M.H., Idier, D., Knaapen, M.A.F., Németh, A.A., Roos, P.C., Vittori, G.**, 2008. The morphodynamics of tidal sand waves: A model overview, *Coastal Engineering*, 55 (7–8), 657–670.
- Besio, G., Blondeaux, P., Brocchini, M., Vittori, G.**, 2004. On the modeling of sand wave migration. *Journal of Geophysical Research: Oceans* 109.

- Best, J.**, 2005. Kinematics, Topology and Significance of Dune-Related Macroturbulence: Some Observations from the Laboratory and Field, in: Blum, M.D., Marriott, S.B., Leclair, S.F. (Eds.), *Fluvial Sedimentology VII*. Blackwell Publishing Ltd., Oxford, UK, pp. 41–60. <https://doi.org/10.1002/9781444304350.ch3>
- Best, J., Ashworth, P., Nicholas, A., Parsons, D., Prokocki, E., Smith, S., Simpson, C., Sandbach, S.**, 2013. Bedform morphology across the fluvio-tidal transition, Columbia River, USA. Presented at the MARID, Bruges, Belgium, p. 2.
- Best, J., Kostaschuk, R., Hardy, R.**, 2004. The fluid dynamics of low-angle river dunes: results from integrated field monitoring, laboratory experimentation and numerical modelling. Presented at the MARID, Enschede, the Netherlands, p. 7.
- Bijsterbosch, L.W.W., Németh, A.A., & Hulscher, S.J.M.H.**, 2004. Modelling offshore sand waves: Effect of suspended sediment transport. In Proc Int Workshop on Marine Sandwave Dynamics. University of Twente (pp. 24-31).
- Blanpain, O.**, 2009. Dynamique sédimentaire multiclasse : de l'étude des processus à la modélisation en Manche 396.
- Blom, A., Ribberink, J., Van der Scheer, P.**, 2000. Sediment transport in flume experiments with a trimodal sediment mixture. Presented at the Special Publication CD-ROM of the New Zealand Hydrological Society, Gravel Bed Rivers Conference.
- Blondeaux, P.**, 2012. Sediment mixtures, coastal bedforms and grain sorting phenomena: An overview of the theoretical analyses. *Advances in Water Resources* 48, 113–124. <https://doi.org/10.1016/j.advwatres.2012.02.004>
- Blondeaux, P., Vittori, G.**, 2005a. Flow and sediment transport induced by tide propagation: 1. The flat bottom case. *J. Geophys. Res.* 110, C07020. <https://doi.org/10.1029/2004JC002532>
- Blondeaux, P., Vittori, G.**, 2005b. Flow and sediment transport induced by tide propagation: 2. The wavy bottom case. *J. Geophys. Res.* 110, C08003. <https://doi.org/10.1029/2004JC002545>
- Blondeaux, P., Vittori, G.**, 2016. A model to predict the migration of sand waves in shallow tidal seas. *Continental Shelf Research* 112, 31–45. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2015.11.011>
- Blondeaux, P., Vittori, G., Mazzuoli, M.**, 2016. Pattern formation in a thin layer of sediment. *Marine Geology* 376, 39–50. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2016.03.011>
- Boillot, G.**, 1960. Carte de la répartition des fonds sédimentaires et rocheux au large de Roscoff (Finistère) à 1/45 260. *Cahiers de biologie marine*, 1-1, 3-23.
- Bokuniewicz, H.J., Gordon, R.B., Kastens, K.A.**, 1977. Form and migration of sand waves in a large estuary, Long Island Sound. *Marine Geology* 24, 185-199. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(77\)90027-5](https://doi.org/10.1016/0025-3227(77)90027-5)
- Bolle, A., Mathys, M., Haerens, P.**, 2013. How the Belgian wind farm business made us discover the challenging environment of marine sand dunes. In: Van Lancker, V., Garlan, T., (Eds.). *Proceedings of 4th International Conference on Marine and River Dune Dynamics*, 15-16 April 2013, Brugge, Belgium, pages 45-52.
- Bolle, A., De Winter, J., Goossens, W., Haerens, P., Dewaele, G.**, 2012. Scour monitoring around offshore jackets and gravity based foundations. *Proceedings of the ICSE6*, 27-31 August 2012, Paris, France, pages 127-134.
- Bolle, A., Mercelis, P., Goossens, W., Haerens, P.**, 2010. Scour monitoring and scour protection solution for offshore gravity based foundations. *Proceedings of ICSE5*, 7-10 November 2010, San Francisco, USA. *Geotechnical Special Publication* N° 120. [https://doi.org/10.1061/41147\(392\)47](https://doi.org/10.1061/41147(392)47)
- Borsje, B.W., Kranenburg, W.M., Roos, P.C., Matthieu, J., Hulscher, S.J.M.H.**, 2014. The role of suspended load transport in the occurrence of tidal sand waves. *J. Geophys. Res. Earth Surf.* 119, 701–716. <https://doi.org/10.1002/2013JF002828>
- Borsje, B.W., Buijsmanoo, M.C., Besio, G., de Vries, M.B.**, 2009a. On the Modeling of Bio-physical Influences on Seasonal Variation in Sandwave Dynamics. *Journal of Coastal Research* SI 56, 698-702.

- Borsje, B.W., Hulscher, S.J.M.H., Herman, P.M.J., de Vries, M.B.**, 2009b. On the parameterization of biological influences on offshore sand wave dynamics. *Ocean Dynamics* 59, 659–670. <https://doi.org/10.1007/s10236-009-0199-0>
- Borsje, B.W., de Vries, M.B., Bouma, T.J., Besio, G., Hulscher, S.J.M.H., Herman, P.M.J.**, 2009. Modeling bio-geomorphological influences for offshore sandwaves. *Continental Shelf Research* 29 (2009) 1289–1301. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2009.02.008>
- Borsje, B.W., Hulscher, S.J.M.H., Herman, P.M.J., Degraer, S.**, 2013. Biogeomorphological self-organization in sandy shelf seas. Presented at the MARID, Bruges, Belgium, p. 6.
- Borsje, B.W., Kranenburg, W.M., Roos, P.C., Matthieu, J., Hulscher, S.J.M.H.**, 2014. The role of suspended load transport in the occurrence of tidal sand waves. *J. Geophys. Res. Earth Surf.* 119, 701–716. <https://doi.org/10.1002/2013JF002828>
- Bouvet, E., Jarno, A., Blanpain, O., Garlan, T., Marin, F.**, 2019. Experimental study of ripple dimensions under steady current. Bremen, Germany, p. 6.
- Boye, H., Caquot, E., Clément, P., de La Cochetière, L., Nataf, J.M., Sergent, P.**, 2013. Rapport de la mission d'étude sur les énergies marines renouvelables. 104 pages.
- Bradley, R.W., Venditti, J.G.**, 2019. The Growth of Dunes in Rivers. *J. Geophys. Res. Earth Surf.* 124, 548–566. <https://doi.org/10.1029/2018JF004835>
- Branß, T., Nunez-Gonzalez, F., Aberle, J.**, 2019. Estimation of bedload by tracking supply-limited bedforms. Bremen, Germany, p. 6.
- Bristow, N.R., Blois, G., Best, J., Christensen, K.T.**, 2019a. PIV measurements of flow around interacting barchan dunes in a refractive index matched flume. Bremen, Germany, p. 4.
- Bristow, N.R., Blois, G., Best, J.L., Christensen, K.T.**, 2019b. Spatial Scales of Turbulent Flow Structures Associated With Interacting Barchan Dunes. *J. Geophys. Res. Earth Surf.* 124, 1175–1200. <https://doi.org/10.1029/2018JF004981>
- Bristow, N.R., Blois, G., Best, J.L., Christensen, K.T.**, 2018. Turbulent Flow Structure Associated With Collision Between Laterally Offset, Fixed Bed Barchan Dunes. *J. Geophys. Res. Earth Surf.* 123, 2157–2188. <https://doi.org/10.1029/2017JF004553>
- Bristow, N.R., Blois, G., Best, J.L., Christensen, K.T.**, 2021. Unsteady dynamics of turbulent flow in the wakes of barchan dunes modulated by overlying boundary-layer structure. *Journal of Fluid Mechanics*, Vol. 920, A51. [doi:10.1017/jfm.2021.476](https://doi.org/10.1017/jfm.2021.476)
- Cabioch, L., Glaçon, R.**, 1975. Distribution des peuplements benthiques en Manche orientale, de la baie de Somme au Pas-de-Calais. *Comptes Rendus Académie Sci. Paris* 280 Sér. 491–494.
- Campmans, G.H.P., Roos, P.C., de Vriend, H.J., Hulscher, S.J.M.H.**, 2017. Modeling the influence of storms on sand wave formation: A linear stability approach. *Continental Shelf Research* 137, 103–116. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2017.02.002>
- Campmans, G.H.P., Roos, P.C., Vriend, H.J., Hulscher, S.J.M.H.**, 2018. The Influence of Storms on Sand Wave Evolution: A Nonlinear Idealized Modeling Approach. *J. Geophys. Res. Earth Surf.* 123, 2070–2086. <https://doi.org/10.1029/2018JF004616>
- Campmans, G.H.P.**, 2018. Modeling storm effects on sand wave dynamics (PhD). University of Twente, Enschede, The Netherlands. <https://doi.org/10.3990/1.9789036546003>
- Campmans, G.H.P., Roos, P.C., Schrijen, E.P.W.J., Hulscher, S.J.M.H.**, 2018a. Modeling wave and wind climate effects on tidal sand wave dynamics: A North Sea case study. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 213, 137–147. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2018.08.015>
- Campmans, G.H.P., Roos, P.C., Vriend, H.J., Hulscher, S.J.M.H.**, 2018b. The Influence of Storms on Sand Wave Evolution: A Nonlinear Idealized Modeling Approach. *J. Geophys. Res. Earth Surf.* 123, 2070–2086. <https://doi.org/10.1029/2018JF004616>

- Carling, P.A., Breakspear, R.M.D., Leclair, S.,** 2008. Hydrodynamics and Sedimentary Structures of Antidunes in Gravel and Sand Mixtures. Presented at the MARID, Leeds, United Kingdom, p. 4.
- Carling, P.A., Richardson, K., Ikeda, H.,** 2005. A flume experiment on the development of subaqueous fine-gravel dunes from a lower-stage plane bed. *J. Geophys. Res.* 110, n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2004JF000205>
- Carling, P.A.,** 1999. Subaqueous gravel dunes. *Journal of Sedimentary Research*, 69 (3), 534-545.
- Carling, P.A., Götz, E., Orr, H.G., Radecki-Pawlik, A.,** 2000. The morphodynamics of fluvial sand dunes in the River Rhine, near Mainz, Germany. I. Sedimentology and morphology. *Sedimentology* 47, 227-252. <https://doi.org/10.1046/j.1365-3091.2000.00290.x>
- Carling, P.A., Radecki-Pawlik, A., Williams, J.J., Rumble, B., Meshkova, L., Bell, P., Breakspear, R.,** 2006. The morphodynamics and internal structure of intertidal fine-gravel dunes: Hills Flats, Severn Estuary, UK. *Sedimentary Geology* 183, 159-179. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2005.07.007>
- Carling, P.A., Götz, E., Orr, H.G., Radecki-Pawlik, A.,** 2014. Feeding ecology of *Liza* spp. in a tidal flat: evidence of the importance of primary production (biofilm) and associated meiofauna. *J. Sea. Res.* 92, 86-91.
- Caulle, C.,** 2015. Les foraminifères benthiques dans la Zone à Minimum d'Oxygène dans la Mer d'Arabie (Océan Indien) : développement d'un outil de paleo-oxygenation, PhD, Univ. Angers.
- Carter, L., Gavey, R., Talling, P.J., Liu, J.T.,** 2014. Insights into Submarine Geohazards from Breaks in Subsea Telecommunication Cables. *Oceanography*, vol. 27 (2), pages 58-67.
- Cartier, A.,** 2008. Morphodynamique des dunes sous-marines du Golfe Normand Breton au passage de la Deroute.
- Cartier, A.,** 2008. Morphodynamique des dunes sous-marines du Golfe Normand Breton - Caractérisation et détermination de la dangerosité des corps sédimentaires pour le trafic maritime. Mémoire de Master 2, Université de Bordeaux. 53 p.
- Cattrijsse, A., Vincx, M.,** 2001. The biodiversity of the benthos and the avifaune of the Belgian coastal waters
- Cazenave, P.W., Dix, J.K., Lambkin, D.O., McNeill, L.C.,** 2013. A method for semi-automated objective quantification of linear bedforms from multi-scale digital elevation models. *Earth Surf. Process. Landforms* 38, 221-236. <https://doi.org/10.1002/esp.3269>
- Chamley, H.,** 1987. Bases de sédimentologie. Editions Dunod, Paris.
- Chaumillon, E., Bertin, X., Falchetto, H., Allard, J., Weber, N., Walker, P., Pouvreau, N., Woppelmann, G.,** 2008a. Multi time-scale evolution of a wide estuary linear sandbank, the Longe de Boyard, on the French Atlantic coast. *Marine Geology* 251, 209-223.
- Chaumillon, E., Gillet, H., Weber, N., Tesson, M.,** 2002. Évolution temporelle et architecture interne d'un banc sableux estuarien: la Longe de Boyard (littoral atlantique, France). *Comptes Rendus Geoscience* 334, 119-126.
- Chaumillon, E., Proust, J.N., Menier, D., Weber, N.,** 2008b. Incised-valley morphologies and sedimentary-fills within the inner shelf of the Bay of Biscay (France): a synthesis. *Journal of Marine systems* 72, 383-396.
- Cheng, C.H., Soetaert, K., Borsje, B.W.,** 2020. Sediment Characteristics over Asymmetrical Tidal Sand Waves in the Dutch North Sea. *JMSE* 8, 409. <https://doi.org/10.3390/jmse8060409>
- Cirac, P., Berne, S., Castaing, P., Weber, O.,** 2000. Processus de mise en place et d'évolution de la couverture sédimentaire superficielle de la plate-forme nord-aquitaine. *Oceanologica Acta* 23, 663-686. [https://doi.org/10.1016/S0399-1784\(00\)00110-9](https://doi.org/10.1016/S0399-1784(00)00110-9)
- Clabaut, P.,** 1988. Dynamique sédimentaire dans le détroit du Pas de Calais. Mémoire de doctorat, Université de Lille : 251 p.
- Coco, G., Murray, A.B., Green, M.O., Thielert, E.R., Hume, T.M.,** 2007. Sorted bed forms as self-organized patterns: 2. Complex forcing scenarios. *J. Geophys. Res.* 112, F03016. <https://doi.org/10.1029/2006JF000666>

- Coleman, S.E., Nikora, V.I.**, 2008. Initiation and growth of fluvial dunes. Presented at the MARID, Leeds, United Kingdom, p. 7.
- Colombini, M.**, 2004. Revisiting the linear theory of sand dune formation. *Journal of Fluid Mechanics* 502, 1–16.
- Cooper, K.M., Barry, J.**, 2017. A big data approach to macrofaunal baseline assessment, monitoring and sustainable exploitation of the seabed. *Sci. Rep.* 7, 12431.
- Cooper, W., Beiboer, F.**, 2002. Potential effects of offshore wind developments on coastal processes. ETSU W/35/00596/00/REP, 127 pages.
- Costello, W.R., Southard, J.B.**, 1981. Flume Experiments on Lower-Flow-Regime Bed Forms in Coarse Sand. *SEPM JSR Vol.* 51. <https://doi.org/10.1306/212F7DC4-2B24-11D7-8648000102C1865D>
- Couldrey, A.J., Benson, T., Knaapen, M.A.F., Marten, K.V., Whitehouse, R.J.S.**, 2020. Morphological evolution of a barchan dune migrating past an offshore wind farm foundation. *Earth Surface Processes and Landforms*, vol. 54 (12), pages 2745–3068.
- Dalrymple, R.W.**, 1984. Morphology and internal structure of sandwaves in the Bay of Fundy. *Sedimentology* 31, 365–382. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1984.tb00865.x>
- Dalrymple, R.W., Knight, R.J., Lambiase, J.J.**, 1978. Bedforms and their hydraulic stability relationships in a tidal environment, Bay of Fundy, Canada. *Nature* 275, 100–104. <https://doi.org/10.1038/275100a0>
- Damen, J.M., van Dijk, T.A.G.P., Hulscher, S.J.M.H.**, 2018. Spatially Varying Environmental Properties Controlling Observed Sand Wave Morphology. *J. Geophys. Res. Earth Surf.* 123, 262–280. <https://doi.org/10.1002/2017JF004322>
- Damen, J.M., van Dijk, T.A.G.P., Hulscher, S.J.**, 2016. Spatial variations in sand waves superimposed on sand banks: an automated analysis method. Presented at the Marine and River Dune Dynamics, MARID V, Wales, UK.
- Damveld, J.H., Roos, P.C., Borsje, B.W., Hulscher, S.J.M.H.**, 2019. Modelling the two-way coupling of tidal sand waves and benthic organisms: a linear stability approach. *Environ Fluid Mech.* <https://doi.org/10.1007/s10652-019-09673-1>
- Damveld, J.H., Van Der Reijden, K.J., Cheng, C., Koop, L., Haaksma, L.R., Walsh, C.A.J., Soetaert, K., Borsje, B.W., Govers, L.L., Roos, P.C., others**, 2018. Video transects reveal that tidal sand waves affect the spatial distribution of benthic organisms and sand ripples. *Geophys. Res. Lett.* 45, 11–837.
- Dankers, N.M.J.A., van Duin, W.E., Baptist, M.J., Dijkman, E.M., Cremer, J.S.M.**, J. 2012. The Wadden Sea in the Netherlands : Ecotopes in a World Heritage Barrier Island System. *Seafloor Geomorphology as Benthic Habitat*, p. 211–222
- Davoult, D., Dewarumez, J.-M., Prygiel, J., Richard, A., Josephe, N.**, 1988. Carte des peuplements benthiques de la partie française de la mer du Nord.
- Dehouck, A., Lafon, V., Sénéchal, N., Froidefond, J.M., Almar, R., Castelle, B., Martiny, N.**, Evolution morphodynamique interannuelle du littoral sud de la Gironde. *Rev. Française de Photogrammétrie et de Télédétection*, 197, 31–42.
- Degrendele, K., Roche, M., Schotte, P.**, 2004. Three years of bedform evolution on the Flemish banks, based on successive multibeam surveying of 2 monitoring areas. Presented at the MARID, Enschede, the Netherlands, p. 8.
- den Boon, J.H., Sutherland, J., Whitehouse, R., Soulsby, R., Stam, C.J.M., Verhoeven, K., Høgedal, M., Hald, T.**, 2004. Scour Behaviour and scour protection for monopile foundations of offshore wind turbines. *European Wind Energy Conference & Exhibition*, 22–25 November 2004, London, England, 14 pages.
- Desroy, N.**, 2002. Macrobenthic resources of the shallow soft-bottom sediments in the eastern English Channel and southern North Sea. *ICES J. Mar. Sci.* 60, 120–131. <https://doi.org/10.1006/jmsc.2002.1333>

- Dewez, S.**, 1988. Sédimentation et dynamique en Manche Orientale (De la baie d'Authie au cap d'Alprech). Thèse de doctorat, Université de Lille Flandres-Artois, 255 pages.
- Dewez, S.**, 1988. Sédimentation et dynamique en Manche Orientale (De la baie d'Authie au cap d'Alprech). Mémoire de doctorat, Université de Lille : 251 p.
- Dietrich, W.E., Smith, J.D.**, 1984. Bed Load Transport in a River Meander. *Water Resour. Res.* 20, 1355–1380. <https://doi.org/10.1029/WR020i010p01355>
- Doré, A.**, 2015. Modélisation de l'évolution morphodynamique des dunes sous-marines. Mémoire de doctorat, Université de Bordeaux. 194 pp.
- Dorst, L.L.**, 2004. Geodetic deformation analysis: a new method for the estimation of seabed dynamics. Presented at the MARID, Enschede, the Netherlands, p. 8.
- Dorst, L.L., Roos, P.C., Hulscher, S.J.M.H.**, 2007. Estimation of sand wave dynamics in the southern North Sea, in: *Coastal Engineering 2006*. World Scientific Publishing Company, pp. 2630–2642. [https://doi.org/10.1142/9789812709554\\_0222](https://doi.org/10.1142/9789812709554_0222)
- Dreano, J.**, 2009. Dynamique et morphologie de dépôts sédimentaires en chenal expérimental. Rennes 1, Rennes.
- Dreano, J., Valance, A., Lague, D., Cassar, C.**, 2010. Experimental study on transient and steady-state dynamics of bedforms in supply limited configuration. *Earth Surf. Process. Landforms* 35, 1730–1743. <https://doi.org/10.1002/esp.2085>
- Dyer, K. R.**, 1971. Current velocity profiles in a tidal channel. *Geophysical Journal International*, 22(2), 153–161.
- ECUME**, 2019. GT sur les effets cumulés des énergies renouvelables en mer. Synthèse préliminaire, 163 pages.
- Ehrhold A.**, 1993. Cartographie et dynamique des sédiments meubles de la baie de Seine occidentale. Mémoire de DEA, Univ. Caen 1, 115 p.
- Ehrhold, A.**, 1999. Dynamique du comblement d'un bassin sédimentaire soumis à un régime mégatidal. Mémoire de doctorat, Université de Caen. 303 pp.
- Ehrhold, A.**, 2000. Méthodologie de traitement des données RoxAnn: validation au large de la plateforme sud-armoricaine. Rapport interne, EPSHOM 22.
- Ehrhold, A., Gautier, E.**, 2015. Carte des formations sédimentaires superficielles de la baie de Morlaix à 1/30 000. IFREMER Ed.
- Eilertsen, R.S., Olsen, N.R.B., Røther, N., Zinke, P.**, 2008. Bedform evolution in distributary channels of the lake Øyeren delta, southern Norway, revealed by interferometric sonar. Presented at the MARID, Leeds, United Kingdom, p. 7.
- Ellis, J.R., Maxwell, T., Schratzberger, M., Rogers, S.I.**, 2011. The benthos and fish of offshore sandbank habitats in the southern North Sea. *J. Mar. Biol. Assoc. U. K.* 91, 1319–1335.
- Ernstsen, V.B., Noormets, R., Winter, C., Bartholomä, A., Flemming, B.W., Bartholdy, J.**, 2004. Development of subaqueous barchan dunes due to lateral grain size variability. Presented at the MARID, Enschede, the Netherlands, p. 8.
- Fenster, M.S., Fitzgerald, D.M., Bohlen, W.F., Lewis, R.S., Baldwin, C.T.**, 1990. Stability of giant sand waves in eastern Long Island Sound, U.S.A. *Marine Geology* 91, 207–225. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(90\)90037-K](https://doi.org/10.1016/0025-3227(90)90037-K)
- Ferret, Y.**, 2011. Morphodynamique de dunes sous-marines en contexte de plate-forme mégatidale (Manche Orientale). Approche multi-échelles spatio-temporelles. Thèse de doctorat, Université de Rouen. 303 pp.
- Ferret, Y.**, 2009. Etude de la dynamique des dunes sous-marines en milieu sous-saturé. Large de Dieppe, Manche orientale. (Rapport d'étude Shom No. 115).
- Ferret, Y., Le Bot, S., Tessier, B., Garlan, T., Lafite, R.**, 2010. Migration and internal architecture of marine dunes in the eastern English Channel over 14 and 56 year intervals: the influence of tides and decennial storms. *Earth Surf. Process. Landforms*, 35 (12), 1480–1493.
- Flemming, B.W.**, 1988. Zur klassifikation subaquatischer, strömungstransversaler Transportkörper. *Bochumer geologische und geotechnische Arbeiten* 29.

- Flemming B.W.**, 1988. Zur Klassifikation Subaquatischer, Strömungstransversaler Transportkörper. *Boch. Geol. Geotech. Arb.*, vol. 29, pages 44-47.
- Flemming, B.W.**, 1980. Sand transport and bedform patterns on the continental shelf between Durban and Port Elizabeth (southeast African continental margin). *Sedimentary Geology* 26, 179-205. [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(80\)90011-1](https://doi.org/10.1016/0037-0738(80)90011-1)
- Flemming, B.W.**, 2019. Ripples and dunes: do flumes tell the whole story? Bremen, Germany, p. 6.
- Flemming, B.W.**, 2000. On the dimensional adjustment of subaqueous dunes in response to changing flow conditions: a conceptual process model. Presented at the MARID, Lille, France, p. 7.
- Flemming B.W.**, 2000. The role of grain size, water depth and flow velocity as scaling factors controlling the size of subaqueous dunes. In: A. & Garlan Trentesaux, T. (Eds), *Marine Sandwave Dynamic, International Workshop, Université de Lille 1*, pages 55-60.
- Foti, E., Blondeaux, P.**, 1995. Sea ripple formation: the heterogeneous sediment case. *Coastal Engineering* 25, 237-253. [https://doi.org/10.1016/0378-3839\(95\)00005-V](https://doi.org/10.1016/0378-3839(95)00005-V)
- Francken, F., Wartel, S., Parker, R., Taverniers, E.**, 2004. Factors influencing subaqueous dunes in the Scheldt Estuary. *Geo-Marine Letters* 24, 14-21. <https://doi.org/10.1007/s00367-003-0154-x>
- Franzetti, M.**, 2014. Dynamique des bancs et dunes sableuses de plateforme en contexte macrotidal. Université de Bretagne Occidentale.
- Franzetti, M., Roy, P.L., Garlan, T., Delacourt, C., Cancouet, R., Graindorge, D., Prunier, C.**, 2013. Short and long term evolution of deep giant submarine dunes in continental shelf environment: the example of the "Banc du Four" (Western Brittany, France). Presented at the MARID, Bruges, Belgium, p. 8.
- Fredsøe, J.**, 1974. On the development of dunes in erodible channels. *Journal of Fluid Mechanics* 64, 1-16.
- Fromant, G., Mieras, R.S., Revil-Baudard, T., Puleo, J.A., Hurther, D., Chauchat, J.**, 2018. On Bedload and Suspended Load Measurement Performances in Sheet Flows Using Acoustic and Conductivity Profilers. *J. Geophys. Res. Earth Surf.* 123, 2546-2562. <https://doi.org/10.1029/2017JF004560>
- Gabelotaud, I.**, 2022. Cartes de Natures de Fond de l'Anse de Kernic à l'île Grande. Carte 7151G à 1/48 700. Shom Ed.
- Galagan C., Isaji T., Swanson C.**, 2005. Estimates of seabed scar recovery from jet plow cable burial operations and possible cable exposure on Horseshoe Shoal from sand wave migration. ASA Report 05-128, Appendix 3.14-A, 16 pages.
- Garlan, T.**, 1990. L'apport des levés bathymétriques pour la connaissance de la dynamique sédimentaire. L'exemple des Ridens de la Rade aux Abords de Calais. *Proceedings Eurocoast 90, Marseille*, 71-75.
- Garlan, T.**, 2004. Apports de la modélisation dans l'étude de la sédimentation marine récente. Mémoire d'HDR, Université des Sciences et Techniques de Lille: 155 p.
- Garlan, T.**, 2007. Study on marine sandwave dynamics. *International Hydrographic Review*, 8 (1) : 26-37.
- Garlan, T., Le Faou, Y., Guyomard, P., Gabelotaud, I.**, 2008. French Marine sand dune project. *Proceedings of the third Int. Conf. on Marine and River Dune Dynamics - MARID. Leeds, UK, 1-3 April 2008* : 133-139.
- Garlan, T., Le Faou, Y., Guyomard, P., Gabelotaud, I.**, 2013. Complex morphology and organization of dunes in a giant dunes field. *Proceedings of the fourth Int. Conf. on Marine and River Dune Dynamics - MARID. Bruges, Belgique, 15-16 April 2013* : 113-118.
- Garlan, T., Marchès, E., Brenon, E.**, 2015. A classification of scouring marks in macrotidal environments from analysis of long-term wreck marks. *Proceedings of Coastal Sediment, San Diego, 12-15 May 2015*, 14p.

- Garlan, T., Brenon, E., Marchès, E., Blanpain, O.**, 2016. From regional variability of the morphology of dunes to a new method for their classification. Int. Conf. on Marine and River Dune Dynamics - MARID. North Wales, UK, 4-5 April 2016 : 73-76.
- Garlan, T., Marchès, E., Le Faou, Y., Guyomard, P., Brenon, E., Mathias, X., Gabelotaud, I., Gauduin, H., Guerra, E.**, 2017. EMR Dunkerque - Dossier de reconnaissance géophysique - Volet Sédimentologie v2.0 - Lot 3 - référence T3 S. Rapport SHOM/MEEM [DGEC], SHOM n°51/2016 - 2201023658 : 59p.
- Garlan, T., Brenon, E.**, 2019. Biennial survey method of marine dunes in the French part of the North Sea shipping channel. Proceedings of the sixth Int. Conf. on Marine and River Dune Dynamics - MARID. Bremen, Germany, 1-3 April 2019: 95-100.
- Garnaud, S., Ehrhold, A., Garlan, T., Trentesaux, A.**, 2000. Setting of atypical marine sandwaves by rotary currents: impact of island and shoal, Ecréhou archipelago, in the local modification of tidal currents. Proceedings of the first Int. Conf. on Marine Dune Dynamics. Lille, France, 23-24 March 2000 : 69-75.
- Gerwick Jr. B.C.**, 2007. Construction of Marine and Offshore Structures. In: CRC Press (Eds), Boca Raton, USA, 840 pages.
- Giri, S., Shimizu, Y.**, 2006. Numerical computation of sand dune migration with free surface flow. Water Resour. Res. 42. <https://doi.org/10.1029/2005WR004588>
- Goll, A., Kopmann, R.**, 2012. Dune simulation with TELEMAC-3D and SISYPHE: A parameter study. Presented at the XIXth TELEMAC-MASCARET User Conference, Oxford, UK, October 18-19, 2012, pp. 19-25.
- Goll, A., Kopmann, R., Villaret, C.**, 2013. Numerical Modelling of flumes with moving dunes - TELEMAC3D and Sisyphé. Presented at the MARID, Bruges, Belgium, p. 2.
- Goovaerts, P.**, 1997. Geostatistics for natural resources evaluation. Oxford University Press on Demand.
- Gradowczyk, M.H.**, 1968. Wave propagation and boundary instability in erodible-bed channels. Journal of Fluid Mechanics 33, 93-112.
- Grant, W.D., Madsen, O.S.**, 1986. The Continental-Shelf Bottom Boundary Layer. Annual Review of Fluid Mechanics 18, 41.
- Grégoire, G.** 2016. Dynamique sédimentaire et évolution holocène d'un système macrotidal semi-fermé : l'exemple de la rade de Brest. Mémoire de Doctorat Université de Bretagne Occidentale. 264 p.
- Grenard-Grand, E.**, Cartographie sédimentaire du Golfe du Lion: du Cap Creus à Port Barcarès. Mémoire de Master 1, Université de Perpignan. 38 p.
- Guy, H. P., Simons, D. B., & Richardson, E. V.**, 1966. Summary of alluvial channel data from flume experiments, 1956-61. US Government Printing Office.
- Harris, P. T.**, 1991. Reversal of subtidal dune asymmetries caused by seasonally reversing wind-driven currents in Torres Strait, northeastern Australia. Continental Shelf Research, 11(7), 655-662.
- Hendershot, M.L., Venditti, J.G., Bradley, R.W., Kostaschuk, R.A., Church, M., Allison, M.A.**, 2016. Response of low-angle dunes to variable flow. Sedimentology 63, 743-760. <https://doi.org/10.1111/sed.12236>
- Hennings, I., Herbers, D., Prinz, K., Ziemer, F.**, 2004. On waterspouts related to marine sandwaves. Presented at the MARID, Enschede, the Netherlands, p. 9.
- Herget, J., Carling, P.A.**, 2004. Review on large scale gravel dunes caused by Pleistocene ice-dammed lake outburst floods. Presented at the MARID, Enschede, the Netherlands, p. 6.
- Hersen, P., Andersen, K.H., Elbelrhiti, H., Andreotti, B., Claudin, P., Douady, S.**, 2004. Corridors of barchan dunes: Stability and size selection. Phys. Rev. E 69, 011304. <https://doi.org/10.1103/PhysRevE.69.011304>

- Hersen, P., Douady, S.**, 2005. Collision of barchan dunes as a mechanism of size regulation. *Geophysical Research Letters* 32. <https://doi.org/10.1029/2005GL024179>
- Hinschberger, F.**, 1963. Les hauts fonds sableux de l'Iroise et leurs rapports avec les courants de marée. *Bull. Com. Trav. Hist. et Sci.*, 75, 53-80.
- Hjulstrom, F.**, 1935. Studies of the morphological activity of rivers as illustrated by the River Fyris, *Bulletin. Geological Institute Upsalsa* 25, 221-527.
- Hollister, C.D., Flood, R.D., Johnson, D.A., Lonsdale, P., Southard, J.B.** 1974. Abyssal Furrows and Hyperbolic Echo Traces on the Bahama Outer Ridge. *Geology* [28]. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1974\)2<395:AFHET>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1974)2<395:AFHET>2.0.CO;2)
- Hommes, S., Hulscher, S.J.M.H., Stolk, A.**, 2007. Parallel Modeling Approach to Assess Morphological Impacts of Offshore Sand Extraction. *Journal of Coastal Research* 236, 1565-1579. <https://doi.org/10.2112/06-0698.1>
- Huang, Y., Bao, Y., Zhang, M., Liu, C., Lu, P.**, 2015. Analysis of the mechanism of seabed liquefaction induced by waves and related seabed protection. *Natural Hazards*, vol. 79 [2], pages 1399-1408.
- Hulscher, S., Garlan, T., Idier, D.**, 2004. *Proceedings of the 2nd Int. Conf. MARID, SHOM Ed., Twente, The Netherlands: 351p.*
- Hulscher, S.J.M.H.**, 1996. Tidal-induced large-scale regular bed form patterns in a three-dimensional shallow water model. *J. Geophys. Res.* 101, 20727-20744. <https://doi.org/10.1029/96JC01662>
- Hulscher, S.J.M.H., de Swart, H.E., de Vriend, H.J.**, 1993. The generation of offshore tidal sand banks and sand waves. *Continental Shelf Research* 13, 1183-1204. [https://doi.org/10.1016/0278-4343\(93\)90048-3](https://doi.org/10.1016/0278-4343(93)90048-3)
- Huthnance, J.M.**, 1982. On one mechanism forming linear sand banks. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 14, 79-99. [https://doi.org/10.1016/S0302-3524\(82\)80068-6](https://doi.org/10.1016/S0302-3524(82)80068-6)
- Idier, D.**, 2002. Dynamique des bancs et dunes de sable du plateau continental : observations in-situ et modélisation numérique. Mémoire de doctorat INP Toulouse.
- Idier, D.**, 2003. Dynamique des dunes de sable sous-marines: exploitation de la campagne de mesures permod en Mer du Nord méridionale (Pas-de Calais) (Rapport d'étude EPSHOM No. 001/03). Shom.
- Idier, D., Astruc, D.**, 2004. Mechanisms of megaripple generation: from dunes to megaripples. Presented at the MARID, Enschede, the Netherlands, p. 8.
- Idier, D., Ehrhold, A., Garlan, T.**, 2002. Morphodynamique d'une dune sous-marine du détroit du pas de Calais. *Comptes Rendus Geoscience* 334, 1079-1085. [https://doi.org/10.1016/S1631-0713\(02\)01852-7](https://doi.org/10.1016/S1631-0713(02)01852-7)
- Idier, D., Hommes, S., Brière, C., Roos, P.C., Walstra, D.J.R., Knaapen, M.A.F.**, 2010. Morphodynamic Models Used to Study the Impact of Offshore Aggregate Extraction: a Review. *Journal of Coastal Research* 14.
- Ikehara, K., Kinoshita, Y.**, 1994. Distribution and origin of subaqueous dunes on the shelf of Japan. *Marine Geology*, 120(1-2), 75-87.
- IMDC**, 2012d. Milieueffectenrapport windturbinepark Rentel. Report prepared for Rentel NV, I/ RA/11397/11.188/RDS.
- Iwen, D.**, 2017. Horizontal accuracy issues during MBES surveys. *Annual of navigation* 24, 67-73.
- Jackson, R.G.**, 1976. Sedimentological and fluid-dynamic implications of the turbulent bursting phenomenon in geophysical flows. *Journal of Fluid Mechanics* 77, 531-560.
- James, J.W.C.**, 2008. Sand wave morphology and development in the Outer Bristol Channel (OBel) Sands. Presented at the MARID, Leeds, United Kingdom, p. 8.
- Jonsson, I.G.**, 1967. Wave boundary layers and friction factors, in: *Coastal Engineering 1966*. pp. 127-148.
- Julien, P.Y., Klaassen, G.J., Ten Brinke, W.B.M., Wilbers, A.W.E.**, 2002. Case Study: Bed Resistance of Rhine River during 1998 Flood. *J. Hydraul. Eng.* 128, 1042-1050. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)0733-9429\(2002\)128:12\(1042\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-9429(2002)128:12(1042))

- Kane, I., McCaffrey, W.D., Peakall, J.,** 2008. Experimental sediment wave morphologies – insights into complex flow behaviour at submarine channel margins. Presented at the MARID, Leeds, United Kingdom, p. 8.
- Karl, H.A., Cacchione, D.A., Carlson, P.R.,** 1986. Internal-wave currents as a mechanism to account for large sand waves in Navarinsky Canyon head, Bering Sea. *Journal of Sedimentary Research*, 56(5), 706-714.
- Keevil, G.M., Peakall, J., Best, J.L.,** 2008. The formation and dynamics of sediment waves. Presented at the MARID, Leeds, United Kingdom, p. 5.
- Kennedy, J.F.,** 1969. The formation of sediment ripples, dunes, and antidunes. *Annual review of fluid mechanics* 1, 147-168.
- Kenyon, N.H., Cooper, B.,** 2005. Sand banks, sand transport and offshore wind farms. 106 pages.
- KercKhof, F., Houziaux, J.-S.,** 2003. Biodiversity of the Belgian Marine Areas. In: Peeters, M., Franklin, A. & Van Goethem, J.L. (eds): "Biodiversity in Belgium". Royal Belgian Institute of Natural Sciences, Brussels, p. 350-385.
- Kleinhans, M.G., Passchier, S., van Dijk, T.,** 2004. The origin of megaripples, long wave ripples and Hummocky Cross-Stratification in the North Sea in mixed flows. Presented at the MARID, Enschede, the Netherlands, p. 10.
- Kleinhans, M.G., van Rijn L.C.,** 2002. Stochastic prediction of sediment transport in sand-gravel bed rivers. *Journal of hydraulic engineering*, 128(4), 412-425.
- Knaapen, M.A.F., Hulscher, S.J.M.H.,** 2002. Regeneration of sand waves after dredging. *Coastal Engineering* 46, 277-289. [https://doi.org/10.1016/S0378-3839\(02\)00090-X](https://doi.org/10.1016/S0378-3839(02)00090-X)
- Knaapen, M.A.F., van Bergen Henegouw, C.N., Hu, Y.Y.,** 2005. Quantifying bedform migration using multi-beam sonar. *Geo-Mar Lett* 25, 306-314. <https://doi.org/10.1007/s00367-005-0005-z>
- Komarova, N.L., Hulscher, S.J.M.H.,** 2000. Linear instability mechanisms for sand wave formation. *J. Fluid Mech.* 413, 219-246. <https://doi.org/10.1017/S0022112000008429>
- Kondrat'ev, N., Lyapin, A., Popov, I., Pin'kovskii, S., Fedorov, N., Yakunin, I.,** 1959. Channel processes. Leningrad: Gidrometeoizdat.
- Kostaschuk, R.A., Blair, J., Villard, P., Best, J.,** 2004. Morphological response of estuarine subtidal dunes to flow over a semidiurnal tidal cycle: Fraser River, Canada. Presented at the MARID, Enschede, the Netherlands, p. 8.
- Kostaschuk, R.A., Villard, P.,** 1996. Flow and sediment transport over large subaqueous dunes: Fraser River, Canada 15.
- Kostaschuk, R.A., Church, M.A., Luternauer, J.L.,** 1989. Bedforms, bed material, and bedload transport in a salt-wedge estuary: Fraser River, British Columbia. *Can. J. Earth Sci.* 26, 1440-1452. <https://doi.org/10.1139/e89-122>
- Krabbendam, J.M., Nnafie, A., Perk, L.M., Borsje, B.W., de Swart, H.E.,** 2019. Modelling the past evolution of observed tidal sand waves: the role of boundary conditions. Bremen, Germany, p. 6.
- Lague, D., Feldmann, B.,** 2020. Chapter 2 - Topobathymetric airborne LiDAR for fluvial geomorphology analysis. *Developments in Earth Surface Processes*, v 23, 25-54. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-64177-9.00002-3>
- Lanckneus, J., De Moor, G.,** 1991. Present-day evolution of sandwaves on a sandy shelf bank. *Oceanologica Acta* 11, 5.
- Langbein, W.B., Leopold, L.B.,** 1968. River channel bars and dunes: Theory of kinematic waves. US Government Printing Office.
- Langhorne, D.N.,** 1982. A study of the dynamics of a marine sandwave. *Sedimentology* 29, 571-594. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1982.tb01734.x>
- Langhorne, D.N.,** 1978. Offshore Engineering and Navigational Problems - The Relevance of Sandwave Research. Society for Underwater Technology in Conjunction with the Institute of Oceanographic Sciences. 21 pages.
- Larsonneur, C.,** 1971. Manche centrale et Baie de Seine : Géologie du substratum et des dépôts meubles. Mémoire de Doctorat d'Etat, Université de Caen : 349p.

- Latapy, A.**, 2020. Influence des modifications morphologiques de l'avant-côte sur l'hydrodynamisme et l'évolution du littoral des Hauts-de-France depuis le XIXe siècle. Thèse de doctorat, Université du Littoral Côte d'Opale, 218 pages + annexes.
- Latteux, B.**, 1995. Techniques for long-term morphological simulation under tidal action. *Marine Geology* 126, 129-141. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(95\)00069-B](https://doi.org/10.1016/0025-3227(95)00069-B)
- Le Bot, S.**, 2001. Morphodynamique de dunes sous-marines sous influence des marées et des tempêtes. Processus hydro-sédimentaires et enregistrement. Exemple du Pas-de-Calais. Thèse de doctorat, Université de Lille I, 310 pages.
- Le Bot, S., Garlan, T., Trentesaux, A., Astruc, D.**, 2000. Dune dynamics: from field measurements to numerical modelling. Application to bathymetric survey frequency in the Calais-Dover Strait. Presented at the MARID, Lille, France, p. 8.
- Le Bot, S., Trentesaux, A.**, 2004. Architecture of very large submarine dunes influenced by tide and wind-generated processes (Dover Strait, northern France). Presented at the MARID, Enschede, The Netherlands.
- Le Cam, H., Baraer, F.**, 2012. Caractéristiques et état écologique Manche - Mer du Nord. 10 pages.
- Le Cour Grandmaison, B., Gauduin, H., le Faou, Y., Moutoussamy, L., Gabelotaud, I., Le Borgne, E., Garlan, T.**, 2022. Analyse, traitement et qualification des données acquises lors du levé morpho-sédimentaire de reconnaissance environnementale mené sur le corridor de raccordement de la zone éolien en mer de Normandie Manche Est - Volet Sédimentologie marine - Lot 4 T4.S4. Rapport d'environnement final, convention Shom/MTES [DGE], SHOM n°79/2019, 34p.
- Le Hir, P.**, 2008. Aide mémoire de dynamique sédimentaire.
- Leckie, S.H.F., Draper, S., White, D.J., Cheng, L., Griffiths, T., Fogliani, A.**, 2018. Observed changes to the stability of a subsea pipeline caused by seabed mobility. *Ocean Engineering*, vol. 169, pages 159-176.
- Leckie, S.H.F., Mohr, H., Draper, S., McLean, D.L., White, D.J., Cheng, L.**, 2016. Sedimentation-induced burial of subsea pipelines: observations from field data and laboratory experiments. *Coast Eng.*, vol. 114, pages 137-158.
- Leckie, S.H.F., Draper, S., White, D.J., Cheng, L., Fogliani, A.**, 2015. Lifelong embedment and spanning of a pipeline on a mobile seabed. *Coast Eng.*, vol. 95, pages 130-146.
- Lefebvre, A.**, 2019. Three-dimensional flow above a natural bedform field. Bremen, Germany, p. 5.
- Lefebvre, A., Garlan, T., Winter, C.**, 2019. Proceedings of the Sixth Int. Conf. on Marine and River Dune Dynamics - MARID. Bremen, Germany, 1-3 April 2019. 260 p.
- Lefebvre, A., Paarlberg, A.J., Ernstsen, V.B., Winter, C.**, 2014. Flow separation and roughness lengths over large bedforms in a tidal environment: A numerical investigation. *Continental Shelf Research* 91, 57-69. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2014.09.001>
- Lefebvre, A., Paarlberg, A.J., Winter, C.**, 2016. Characterising natural bedform morphology and its influence on flow. *Geo-Mar Lett* 36, 379-393. <https://doi.org/10.1007/s00367-016-0455-5>
- Lefebvre, A., Ernstsen, V.B., Winter, C.**, 2011. Bedform characterization through 2D spectral analysis. *Journal of Coastal Research* 6.
- Le Guennec, A., Lague, D., Lefèvre, S., Corpetti, T.**, 2018. Classification de données LiDAR bi-spectral topo-bathymétriques par une approche multi-échelle : Application en milieu fluvial. Conférence Française de Photogrammétrie et de Télédétection 2018, Marne-la-Vallée, France
- Li, M.Z., Amos, C.L.**, 1999. Sheet flow and large wave ripples under combined waves and currents: field observations, model predictions and effects on boundary layer dynamics. *Continental Shelf Research*, 19(5), 637-663.
- Liang, Z., Jeng, D.S., Liu, J.**, 2020. Combined wave-current induced seabed liquefaction around buried pipelines: Design of a trench layer. *Ocean Engineering*, vol. 212, article 107764.

**Liu, H.K.**, 1957. Mechanics of sediment-ripple formation. *Journal of the Hydraulics Division* 83, 1–23.

**Liu, B., Zhang, Y., Ma, Z., Andersen, K.H., Jostad, H.P., Liu, D., Pei, A.**, 2020. Design considerations of suction caisson foundations for offshore wind turbines in Southern China. *Applied Ocean Research*, vol. 104, article 102358.

**Liu, Z., Berné, S., Saito, Y., Yu, H., Trentesaux, A., Uehara, K., Yin, P., Paul Liu, J., Li, C., Hu, G., Wang, X.**, 2007. Internal architecture and mobility of tidal sand ridges in the East China Sea. *Continental Shelf Research* 27, 1820–1834. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2007.03.002>

**Lonsdale, P., Malfait, B.**, 1974. Abyssal Dunes of Foraminiferal Sand on the Carnegie Ridge. *GSA Bulletin*, 85 (11).

**Longhitano, S.G.**, 2018. Between Scylla and Charybdis (part 2): The sedimentary dynamics of the ancient, Early Pleistocene Messina Strait (central Mediterranean) based on its modern analogue. *Earth Science Reviews*, 179, 248–286.

**Lukasz Janowski, Radoslaw Wroblewski, Maria Rucinska, Agnieszka Kubowicz-Grajewska, Pawel Tysiac**, 2022 Automatic classification and mapping of the seabed using airborne LiDAR bathymetry. *Engineering Geology*, Volume 301, <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2022.106615>

**Maddux, T.B., McLean, S.R., Nelson, J.M.**, 2003a. Turbulent flow over three-dimensional dunes: 2. Fluid and bed stresses. *J. Geophys. Res.* 108, n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2003JF000018>

**Maddux, T.B., Nelson, J.M., McLean, S.R.**, 2003b. Turbulent flow over three-dimensional dunes: 1. Free surface and flow response. *J. Geophys. Res.* 108, n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2003JF000017>

**Malarkey, J., Baas, J.H., Hope, J.A., Aspden, R.J., Parsons, D.R., Peakall, J., Paterson, D.M., Schindler, R.J., Ye, L., Lichtman, I.D., Bass, S.J., Davies, A.G., Manning, A.J., Thorne, P.D.**, 2015. The pervasive role of biological cohesion in bedform development. *Nat Commun* 6, 6257. <https://doi.org/10.1038/ncomms7257>

**Malikides, M., Harris, P.T., Tate, P.M.**, 1989. Sediment transport and flow over sandwaves in a non-rectilinear tidal environment: Bass Strait, Australia. *Continental Shelf Research* 9, 203–221. [https://doi.org/10.1016/0278-4343\(89\)90024-1](https://doi.org/10.1016/0278-4343(89)90024-1)

**Mallet, C.**, Etude de la dynamique des sédiments non-cohésifs de l'embouchure de la Gironde. Mémoire de Doctorat, Université de Bordeaux 1, 184 p. 1998.

**Marin, F.**, 2000. Experimental investigation of the wave-induced currents above rippled beds. Presented at the MARID, Lille, France, p. 7.

**Maroni, C.S.**, 1997. Détermination automatique de la stratification des fonds sous-marins à l'aide d'un sondeur de sédiments.

**Marsset, T., Tessier, B., Reynaud, J.Y., De Batist, M., Plagnol, C.**, 1999. The Celtic Sea banks: an example of sand body analysis from very high-resolution seismic data. *Marine Geology*, 158, 89–109.

**Martin, R., Jerolmack, D.**, 2013. Validity of the quasi-steady assumption for bed forms under time-varying flows in rivers. Presented at the AGU Fall Meeting Abstracts.

**McCarron, C., Howard, N., Van Landaghem, K., Baas, J., Amoudry, L.**, 2016. Sediment transport and bedform morphodynamics in sand-gravel mixtures. Presented at the MARID Conference V.

**McCave, I.N.**, 1971. Sand waves in the North Sea off the coast of Holland. *Marine Geology* 10, 199–225. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(71\)90063-6](https://doi.org/10.1016/0025-3227(71)90063-6)

**McCave, I.N., Langhorne, D.N.**, 1982. Sand waves and sediment transport around the end of a tidal sand bank. *Sedimentology* 29, 95–110. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1982.tb01712.x>

**McKee, E.D.**, 1979. A study of global sand seas.

**McLean, S.**, 2004. The Effect of Bedform-induced Spatial Acceleration on Turbulence and Sediment Transport. Presented at the MARDI, Enschede, the Netherlands, p. 8.

**McLean, S., Smith, J.D.**, 1986. A model for flow over two-dimensional bed forms. *Journal of Hydraulic Engineering* 112, 300–317.

- Mewis, P.**, 2004. Are 3D morphodynamic simulations without dunes reasonable? Presented at the MARID, Enschede, the Netherlands, p. 8.
- M'hammdi, N.**, 1994. Architecture du banc sableux tidal de Sercq (Iles anglo-normandes). Mémoire de Doctorat, Université de Lille 1, 203p.
- Michel, C.**, 2016. Morphodynamique et transferts sédimentaires au sein d'une baie mégatidale en comblement (Baie de Somme, Manche Est). Stratégie multi-échelles spatio-temporelles. Thèse de doctorat, Université de Rouen, 325 pages.
- Migniot, C.**, 1977. Action des courants, de la houle et du vent sur les sédiments. La Houille Blanche 9-47. <https://doi.org/10.1051/lhb/1977001>
- Morelissen, R., Hulscher, S.J.M.H., Knaapen, M.A.F., Németh, A.A., Bijker, R.**, 2003. Mathematical modelling of sand wave migration and the interaction with pipelines. Coastal Engineering, vol. 48 (3), pages 197-209.
- Mosher, D.C., Thomson, R.E.**, 2000. Massive submarine sand dunes in the eastern Juan de Fuca Strait, British Columbia. Presented at the MARID, Lille, France, p. 12.
- Murray, J.M.H., Meadows, A., Meadows, P.S.**, 2002. Biogeomorphological implications of microscale interactions between sediment geotechnics and marine benthos: a review. Geomorphology, 47 issue 1, 15-30
- Nagel, T., Chauchat, J., Wirth, A., Bonamy, C.**, 2017. On the multi-scale interactions between an offshore-wind-turbine wake and the ocean-sediment dynamics in an idealized framework - A numerical investigation. Renewable Energy, vol. 115, pages 783-796.
- Naqshband, S., van Duin, O., Ribberink, J., Hulscher, S.**, 2016. Modeling river dune development and dune transition to upper stage plane bed: IMPROVING THE SIMULATION OF DUNE TRANSITION TO UPPER STAGE PLANE BED. Earth Surf. Process. Landforms 41, 323-335. <https://doi.org/10.1002/esp.3789>
- Nelson, J.M., Logan, B.L., Kinzel, P.J., Shimizu, Y., Giri, S., Shreve, R.L., McLean, S.R.**, 2011. Bedform response to flow variability. Earth Surf. Process. Landforms 36, 1938-1947. <https://doi.org/10.1002/esp.2212>
- Németh, A.A., Hulscher, S.J.M.H., de Vriend, H.J.**, 2002. Modelling sand wave migration in shallow shelf seas. Continental Shelf Research 22, 2795-2806. [https://doi.org/10.1016/S0278-4343\(02\)00127-9](https://doi.org/10.1016/S0278-4343(02)00127-9)
- Németh, A.A., Hulscher, S.J.M.H., Van Damme, R.M.J.**, 2007. Modelling offshore sand wave evolution. Continental Shelf Research 27, 713-728. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2006.11.010>
- Nielsen, P.**, 1992. Coastal bottom boundary layers and sediment transport. World scientific.
- Nigam, R.**, 1974. Living benthonic foraminifera in a tidal environment: Gulf of Khambhat (India). Marine Geology, 58, 415-425.
- Nikuradse, J.**, 1933. Stromungsgesetze in rauhen Rohren. vdi-forschungsheft, 361, 1.
- Niño, Y., Atala, A., Barahona, M., Aracena, D.**, 2002. Discrete particle model for analyzing bedform development. Journal of Hydraulic Engineering 128, 381-389.
- Nittrouer, J.A., Allison, M.A., Campanella, R.**, 2008. Bedform transport rates for the lowermost Mississippi River. J. Geophys. Res. 113, F03004. <https://doi.org/10.1029/2007JF000795>
- Ogor, J.**, 2018. Design of algorithms for the automatic characterization of marine dune morphology and dynamics. Université de Bretagne Occidentale.
- Oh, K.Y., Nam, W., Ryu, M.S., Kim, J.Y., Epureanu, B.I.**, 2018. A review of foundations of offshore wind energy convertors: Current status and future perspectives. Renewable and Sustainable Energy Reviews, vol. 88, pages 16-36.
- Oh, K.Y., Kim, J.Y., Lee, J.S.**, 2013. Preliminary evaluation of monopile foundation dimensions for an offshore wind turbine by analyzing hydrodynamic load in the frequency domain. Renewable Energy, vol. 54, pages 211-218.
- Omidyeganeh, M., Piomelli, U.**, 2013. Large-eddy simulation of three-dimensional dunes in a steady, unidirectional flow. Part 1. Turbulence statistics. J. Fluid Mech. 721, 454-483. <https://doi.org/10.1017/jfm.2013.36>

- Palmer, J.A., Mejia-Alvarez, R., Best, J.L., Christensen, K.T.**, 2012. Particle-image velocimetry measurements of flow over interacting barchan dunes. *Exp Fluids* 52, 809–829. <https://doi.org/10.1007/s00348-011-1104-4>
- Parsons, D.R., Best, J.L., Lane, S.N., Kostaschuk, R.A., Orfeo, O., Hardy, R.J.**, 2004. The morphology and flow fields of three-dimensional dunes, Rio Paraná, Argentina: results from simultaneous multibeam echo sounding and acoustic Doppler profiling. Presented at the MARID, Enschede, the Netherlands, p. 6.
- Parsons, D.R., Best, J.L., Orfeo, O., Hardy, R.J., Kostaschuk, R.A., Lane, S.N.**, 2005. Morphology and flow fields of three-dimensional dunes, Rio Paraná, Argentina: Results from simultaneous multibeam echo sounding and acoustic Doppler current profiling: THREE-DIMENSIONAL ALLUVIAL DUNES, RIO PARANÁ. *J. Geophys. Res.* 110, n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2004JF000231>
- Parsons, D., Garlan, T., Best, J.**, 2008. Proceedings of the 3rd Int. Conf. MARID, SHOM Ed., Leeds, UK: 352p.
- Parteli, E.J.R., Kroy, K., Tsoar, H., Andrade, J.S., Pöschel, T.**, 2014. Morphodynamic modeling of aeolian dunes: Review and future plans. *Eur. Phys. J. Spec. Top.* 223, 2269–2283. <https://doi.org/10.1140/epjst/e2014-02263-2>
- Passchier, S.**, 2004. Distribution, geometry and orientation of megascale bedforms on the inner shelf, coast of Holland, 52-53° N, based on echosounder data and side-scan sonar. Presented at the MARID, Enschede, the Netherlands, p. 8.
- Passchier, S., Kleinhans, M.**, 2004. Monitoring bedform development and distribution on a lower shoreface, central Dutch coast. Presented at the MARID, Enschede, the Netherlands, p. 8.
- Passchier, S., Kleinhans, M.G.**, 2005. Observations of sand waves, megaripples, and hummocks in the Dutch coastal area and their relation to currents and combined flow conditions: SAND WAVES, MEGARIPPLES, AND HUMMOCKS. *J. Geophys. Res.* 110, n/a-n/a. <https://doi.org/10.1029/2004JF000215>
- Perez-Belmonte, L.**, 2008. Caractérisation environnementale, morphosédimentaire et stratigraphique du Golfe du Morbihan pendant l'Holocène terminal : implications évolutives. Stratigraphie. Mémoire de Doctorat, Université de Bretagne Sud, 220p.
- Pluymaekers, S., Lindenbergh, R., Simons, D., de Ronde, J.**, 2007. A deformation analysis of a dynamic estuary using two-weekly MBES surveying. Presented at the OCEANS 2007-Europe, IEEE, pp. 1–6.
- Ponsolle J.** (2019). Les dunes sous-marines comme marqueurs du transfert sédimentaire large-littoral. Exemple du prisme sédimentaire picard (bassin oriental de la Manche). Rapport de stage de Master 2, Université de Rouen, 67 pages.
- Porcile, G., Blondeaux, P., Vittori, G.**, 2017. On the formation of periodic sandy mounds. *Continental Shelf Research* 145, 68–79. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2017.07.011>
- Raudkivi, A.**, 1966. Bed forms in alluvial channels. *Journal of Fluid Mechanics* 26, 507–514.
- Reesink, A.J.H., Parsons, D.R., Ashworth, P.J., Best, J.L., Hardy, R.J., Murphy, B.J., McLelland, S.J., Unsworth, C.**, 2018. The adaptation of dunes to changes in river flow. *Earth-Science Reviews* 185, 1065–1087. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2018.09.002>
- Reynaud, J.-Y., Tessier, B., Berné, S., Chamley, H., Debatist, M.**, 1999. Tide and wave dynamics on a sand bank from the deep shelf of the Western Channel approaches. *Marine Geology* 161, 339–359.
- Richards, K.J.**, 1980. The formation of ripples and dunes on an erodible bed. *Journal of Fluid Mechanics* 99, 597–618.
- Roos, P.C., Hulscher, S., Van Der Meer, F., Van Dijk, T., Wientjes, I.G., van den Berg, J.**, 2007. Grain size sorting over offshore sandwaves: Observations and modelling. Presented at the 5th IAHR Symposium on River, Coastal and Estuarine Morphodynamics, Twente, Citeseer.
- Roos, P.C., Hulscher, S.J.M.H.**, 2003. Large-scale seabed dynamics in offshore morphology: Modeling human intervention. *Rev. Geophys.* 41, 1010. <https://doi.org/10.1029/2002RG000120>

- Roos, P., Hulscher, S.,** 2006. Nonlinear modeling of tidal sandbanks: Wavelength evolution and sand extraction. Proceedings of the 30th Int. Conf. on Coastal Engineering.
- Rubin, D. M., & McCulloch, D. S.,** 1980. Single and superimposed bedforms: a synthesis of San Francisco Bay and flume observations. *Sedimentary Geology*, 26(1-3), 207-231.
- Salvatierra M.M., Ginsberg S.S.,** 2015. Morphology and dynamics of large subtidal dunes in Bahía Blanca estuary, Argentina. *Geomorphology*, vol. 246, pages 168-177.
- Sablères de l'Atlantique,** 2018. Carte morpho-sédimentaire de Fermeture de la concession du Pilier. Rapport iXblue d'interprétation des acquisitions du 3 au 17/11/2017, Carte à 1/15 000.
- Schmitt T., Mitchell N.C.,** 2014. Dune-associated sand fluxes at the nearshore termination of a banner sand bank (Helwick Sands, Bristol Channel). *Continental Shelf Research* 76, 64-74.
- Schmidt, A., Rottensteiner, F., Soergel, U.,** 2013. Monitoring Concepts for Coastal areas using Lidar Data. *International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial, Inf. Sci.*, XL-1/W1, pp. 311-316
- Sherman, K.M., Coull, B.C.,** 1980. The response of meiofauna to sediment disturbance. *J.Exp.Mar. Bio.Ecol.*, 46.
- Schratzberger, M., Warwick, R.M.,** 1998a Effects of physical disturbance on nematode communities in sand and mud: a microcosm experiment, *Mar. Biol.*, 130, 643-650.
- Shi, W., Han, J., Kim, C., Lee, D., Shin, H., Park, H.,** 2015. Feasibility study of offshore wind turbine substructures for southwest offshore wind farm project in Korea. *Renewable Energy*, vol. 74, pages 406-413.
- Shields, A.,** 1936. Anwendung der Aehnlichkeitsmechanik und der Turbulenzforschung auf die Geschiebebewegung. PhD Thesis Technical University Berlin.
- Simarro, G., Galán, Á.,** 2017. Principles of Physical Modelling of Bedforms Under Waves and Currents, in: *Atlas of Bedforms in the Western Mediterranean*. Springer, pp. 15-17.
- Simons, D.B., Richardson, E.V., Nordin, C.F.,** 1965. Bedload equation for ripples and dunes. US Government Printing Office.
- Smith, J.D.,** 1970. Stability of a sand bed subjected to a shear flow of low Froude number. *Journal of Geophysical Research* 75, 5928-5940.
- SNEAP-SHOM,** 1972. Carte topographique sous-marine ST0001 à 1/50 000 de la zone 48°00'N-48°10'N-05°50'W-06°20'W.
- Soissons, L.M., Gomes da Conceição, T., Bastiaan, J., van Dalen, J., Ysebaert, T., Herman, P.M.J., Cozzoli, F., Bouma, T.J.,** 2019. Sandification vs. muddification of tidal flats by benthic organisms: A flume study. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 228, 106355. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2019.106355>
- Soulsby, R.,** 1997. Dynamics of marine sands: a manual for practical applications. Thomas Telford.
- Soulsby, R., Hamm, L., Klopman, G., Myrhaug, D., Simons, R., Thomas, G.,** 1993. Wave-current interaction within and outside the bottom boundary layer. *Coastal engineering* 21, 41-69.
- Southard, J.B., Boguchwal, L.A.,** 1990. Bed configuration in steady unidirectional water flows ; Part 2, Synthesis of flume data. *Journal of Sedimentary Research* 60, 658-679. <https://doi.org/10.1306/212F9241-2B24-11D7-8648000102C1865D>
- Sterlini, F., Hulscher, S.J.M.H., Hanes, D.M.,** 2009. Simulating and understanding sand wave variation: A case study of the Golden Gate sand waves. *J. Geophys. Res.* 114, F02007. <https://doi.org/10.1029/2008JF000999>
- Stive, M.J., Wang, Z.,** 2003. Morphodynamic modeling of tidal basins and coastal inlets, in: *Elsevier Oceanography Series*. Elsevier, pp. 367-392.
- Stolk, A.,** 2000. Variation of sedimentary structures and grain size over sand waves. Presented at the MARID, Lille, France, p. 5.
- Stow, D.A., Hernández-Molina, F.J., Llave, E., Sayago-Gil, M., Díaz del Río, V., Branson, A.,** 2009. Bedform-velocity matrix: the estimation of bottom current velocity from bedform observations. *Geology*, 37(4), 327-330.

- Straub, L.G.**, 1935. Some observations of sorting of river-sediments. *Trans. AGU* 16, 463. <https://doi.org/10.1029/TR016i002p00463>
- Sumer, B.M., Bakioglu, M.**, 1984. On the formation of ripples on an erodible bed. *J. Fluid Mech.* 144, 177–190. <https://doi.org/10.1017/S0022112084001567>
- Svenson, C., Ernstsen, V.B., Winter, C., Bartholomaj, A., Hebbeln, D.**, 2009. Tide-driven Sediment Variations on a Large Compound Dune in the Jade Tidal Inlet Channel, Southeastern North Sea. *Journal of Coastal Research* 6.
- Terseleer, N.**, 2019. Automated estimation of seabed morphodynamic parameters. Bremen, Germany, p. 6.
- Terwindt, J.H.J.**, 1971. Sand waves in the southern bight of the North Sea. *Marine Geology* 10, 51–67. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(71\)90076-4](https://doi.org/10.1016/0025-3227(71)90076-4)
- Terwindt, J.H.J., Brouwer, M.J.N.**, 1986. The behaviour of intertidal sandwaves during neap-spring tide cycles and the relevance for palaeoflow reconstructions. *Sedimentology* 33, 1–31. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1986.tb00742.x>
- Thauront, F.**, 1995. Les transits sédimentaires subtidaux dans les passes internes du Bassin d'Arcachon. Mémoire de Doctorat Université de Bordeaux.
- Tonnon, P.K., van Rijn, L.C., Walstra, D.J.R.**, 2007. The morphodynamic modelling of tidal sand waves on the shoreface. *Coastal Engineering* 54, 279–296. <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2006.08.005>
- Trentesaux, A., Garlan, T., Le Bot, S.**, 2000. Proceeding of "Marine sandwave Dynamics" International Workshop, SHOM Ed., Lille, France: 240p.
- Trentesaux, A., Malengros, D., Leroy, P., Babonneau, N., Rabineau, M., Sahabi, M., Maad, N., Mhamdi, N.**, 2008. Uncommonly-deep giant dunes offshore the Moroccan Atlantic Coast. Presented at the MARID, Leeds, United Kingdom, p. 4.
- Twichell, D.C.**, 1983. Bedform distribution and inferred sand transport on Georges Bank, United States Atlantic Continental Shelf. *Sedimentology* 30, 695–710. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1983.tb00703.x>
- UICN France**, 2014. Développement des énergies marines renouvelables et préservation de la biodiversité. Synthèse à l'usage des décideurs, Paris, France, 88 pages.
- Vah, M., Jarno, A., Le Bot, S., Ferret, Y., & Marin, F.**, 2020. Bedload transport and bedforms migration under sand supply limitation. *Environmental Fluid Mechanics*, 20(4), 1031–1052. Van Lancker, V., Honeybun, S.D., Moerkerke, G.P.M., 2000. Sediment transport pathways in the Broers Bank - Westdiep coastal system. Presented at the MARID, Lille, France.
- Vah, M., Jarno, A., Le Bot, S., Marin, F. Bedload**, 2020 transport and bedforms migration under sand supply limitation. *Environ Fluid Mech* 20, 1031–1052. <https://doi.org/10.1007/s10652-020-09738-6>
- Vanaverbeke, J., Steyaert, M., Bonne, W., Vincx, M.**, 2001. Three decades of meiobenthos research on the Belgian Continental Shelf: an overview. Biodiversity of the benthos and the avifauna of the Belgian Coastal Waters, Federal Office for Scientific, Technical and Cultural Affairs.
- Van den Berg, J., Sterlini, F., Hulscher, S.J.M.H., van Damme, R.**, 2012. Non-linear process based modelling of offshore sand waves. *Continental Shelf Research* 37, 26–35. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2012.01.012>
- Van den Eynde, D., Brabant, R., Fettweis, M., Francken, F., Melotte, J., Sas, M., Van Lancker, V.**, 2010. Monitoring of hydrodynamic and morphological changes at the C-Power and the Belwind offshore wind farm sites – A synthesis. In: Degraer S, Brabant R., Rumes B. (Eds.), *Offshore wind farms in the Belgian part of the North Sea*, pages 19–36.
- Van der Werf, J.J., Ribberink, J.S., O'Donoghue, T., Doucette, J.S.**, 2006. Modelling and measurement of sand transport processes over full-scale ripples in oscillatory flow. *Coastal Engineering*, 53(8), 657–673.
- Van Dijk, T.A.G.P., Egberts, P.J.P.**, 2008. The variability of sand wave migration in the North Sea. Presented at the MARID, Leeds, United Kingdom.

- Van Gerwen, W., Borsje, B.W., Damveld, J.H., Hulscher, S.J.M.H.**, 2018. Modelling the effect of suspended load transport and tidal asymmetry on the equilibrium tidal sand wave height. *Coastal Engineering* 136, 56–64. <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2018.01.006>
- Van Hoey, G., Degraer, S., Vincx, M.**, 2004. Macrobenthic community structure of soft-bottom sediments at the Belgian Continental Shelf. *Estuar. Coast. Shelf Sci.* 59, 599–613.
- Van Lancker, V., Garlan, T.**, 2013. Proceedings of the 4th Int. Conf. MARID, Shom Ed., Bruges, Belgium, VLIZ Spec. Pub. 65: 338p.
- Van Landeghem, K.J.J., Garlan, T., Baas, J.H.**, 2016. 5th International Conference on Marine & River Dune Dynamics (MARID), Proceedings, April 4th–6th, Caernarfon, UK. ISBN 9782111284173
- Van Landeghem, K.J.J., Uehara, K., Wheeler, A.J., Mitchell, N.C., Scourse, J.D.**, 2009. Post-glacial sediment dynamics in the Irish Sea and sediment wave morphology: Data–model comparisons. *Continental Shelf Research* 29, 1723–1736. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2009.05.014>
- Van Landeghem, K.J.J., Wheeler, A.J., Mitchell, N.C., Sutton, G.**, 2009. Variations in sediment wave dimensions across the tidally dominated Irish Sea, NW Europe. *Marine Geology*, vol. 263 (1–4), pages 108–119.
- Van Maren, D.**, 1998. Sandwaves, a state-of-the-art review and bibliography. Report Ministry of Transport, Public Works and Water Management, North Sea Directorate, Rijswijk, the Netherlands.
- Van Oyen, T., Blondeaux, P.**, 2009. Tidal sand wave formation: Influence of graded suspended sediment transport. *J. Geophys. Res.* 114, C07004. <https://doi.org/10.1029/2008JC005136>
- Van Oyen, T., Blondeaux, P., Van den Eynde, D.**, 2013. Comparing field observations of sorting patterns along tidal sand waves with theoretical predictions. Presented at the MARID, Bruges, Belgium, p. 6.
- Van Rijn, L.C., Nieuwjaar, M.W., Van Der Kaay, T., Nap, E., van Kampen, A.**, 1993. Transport of fine sands by currents and waves. *Journal of waterway, port, coastal, and ocean engineering* 119, 123–143.
- Van Rijn, L.C.**, 1990. Principles of fluid flow and surface waves in rivers, estuaries, seas and oceans. Aqua Publications Amsterdam.
- Van Rijn, L.C.**, 1989. Handbook sediment transport by currents and waves. Delft Hydraulic Laboratory.
- Van Rijn, L.C.**, 1984. Sediment transport, part III: bed forms and alluvial roughness. *Journal of hydraulic engineering* 110.
- Van Veen, J.**, 1935. Sand waves in the North Sea.
- Velikanov, M.**, 1955. Dynamics of alluvial streams, vol II, Sediment and bed flow.
- Venditti, J.G.**, 2007. Turbulent flow and drag over fixed two- and three-dimensional dunes. *J. Geophys. Res.* 112, F04008. <https://doi.org/10.1029/2006JF000650>
- Venditti, J.G.**, 2003. Initiation and development of sand dunes in river channels (Text).
- Venditti, J.G., Church, M., Bennett, S.J.**, 2006. On interfacial instability as a cause of transverse subcritical bed forms: Bedform initiation by interfacial instability. *Water Resour. Res.* 42. <https://doi.org/10.1029/2005WR004346>
- Venditti, J.G., Church, M., Bennett, S.J.**, 2005a. On the transition between 2D and 3D dunes: Dune transitions. *Sedimentology* 52, 1343–1359. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2005.00748.x>
- Venditti, J.G., Church, M., Bennett, S.J.**, 2005b. Bed form initiation from a flat sand bed. *J. Geophys. Res.* 110, F01009. <https://doi.org/10.1029/2004JF000149>
- Venditti, J.G., Church, M., Bennett, S.J.**, 2005c. Morphodynamics of small-scale superimposed sand waves over migrating dune bed forms: MORPHODYNAMICS OF SUPERIMPOSED SAND WAVES. *Water Resour. Res.* 41. <https://doi.org/10.1029/2004WR003461>
- Verboven I.**, 2017. Regeneration of tidal sand waves after dredging: Field data analysis, model behavior study, and synthesis to dredging strategies. Thèse de Master, Université de Twente, 94 pages.

- Vicaire, O.**, 1991. Dynamique hydro-sédimentaire en Mer du Nord méridionale : du Cap Blanc-Nez à la frontière belge. Mémoire de doctorat, Université de Lille : 251 p.
- Walker, P.**, 2001. Dynamique sédimentaire dans le Golfe Normand-Breton - Intérêt de l'imagerie par sonar à balayage latéral. Mémoire de Doctorat Université de Caen. 317p.
- Wang, Z., Liang, B., Wu, G., Borsje, B.W.**, 2019. Modeling the formation and migration of sand waves: The role of tidal forcing, sediment size and bed slope effects. *Continental Shelf Research* 190, 103986. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2019.103986>
- Ward, A.R.**, 1975. Studies on the sublittoral free-living nematodes of Liverpool Bay. II. Influence of sediment composition on the distribution of marine nematodes. *Mar. Biol.* 30: 217-225.
- Weber, N.**, 2004. Morphologie, architecture des dépôts, évolution séculaire et millénaire du littoral charentais. Mémoire de Doctorat Université de La Rochelle. 294 p.
- Weber, N., Chaumillon, E.**, 2004. Long term evolution of sandwaves in estuaries illustrated by active, intermediate and moribund sandwaves of the French Atlantic coast (Charente-maritime). Presented at the MARID, Enschede, the Netherlands, p. 8.
- Weber, N., Chaumillon, E.**, 2004. Long term evolution of sandwaves in estuaries illustrated by active, intermediate and moribund sandwaves of the French Atlantic coast (Charente-maritime). 2th International Conference on Marine & River Dune Dynamics (MARID), Proceedings , April 1th-2th, Enschede, The Netherlands : 314-321.
- Weber, A., van Dalssen, J., Passchier, S.**, 2004. Eco-morphodynamics of the North Sea seafloor and macrobenthos zonation. Presented at the MARID, Enschede, the Netherlands, p. 6.
- Weihua, L., Cheng, H.Q., Jiufa, L., Ping, D.**, 2008. Temporal and spatial changes of dunes in the Changjiang (Yangtze) estuary, China. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 77, 169-174.
- Wells, J.T., Ludwick, J.C.**, 1974. Application of Multiple Comparisons to Grain Size on Sand Waves. *Journal of Sedimentary Petrology* 44, 8.
- Welzel, M., Schendel, A., Hildebrandt, A., Schlurmann, T.**, 2019. Scour development around a jacket structure in combined waves and current conditions compared to monopile foundations. *Coastal Engineering*, vol 152, article 103515.
- Wever, T.F.**, 2004. Bedforms and bedform Migration: A Data Review. Presented at the MARID, Enschede, the Netherlands, p.9.
- Whitehouse, R.J.S., Damgaard, J.S., Langhorne, D.N.**, 2000. Sandwaves and seabed engineering ; the application to submarine cables. In: Trentesaux A., Garlan T. (Eds), *Marine Sandwave Dynamics*, International workshop, Université de Lille, pages 227-234
- WindEurope**, 2020. Offshore Wind in Europe - Key trends and statistics 2019. 40 pages.
- Yalin, M.S.**, 1992. River mechanics.
- Yalin, M.S.**, 1964. Geometrical properties of sand wave. *Journal of the Hydraulics Division* 90, 105-119.
- Yalin, M.S.**, 1977. *Mechanics of Sediment Transport*: 2d Ed. Pergamon Press.
- Zanke, U.**, 1976. Über den Einfluß von Kornmaterial, Strömungen und Wasserständen auf die Kenngrößen von Transportkörpern in offenen Gerinnen. Franzius-Inst.
- Zedler, E.A., Street, R.L.**, 2001. Large-Eddy Simulation of Sediment Transport: Currents over Ripples. *J. Hydraul. Eng.* 127, 444-452. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)0733-9429\(2001\)127:6\(444\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-9429(2001)127:6(444))
- Zhou, D., Mendoza, C.**, 2005. Growth model for sand wavelets. *Journal of Hydraulic Engineering* 131, 866-876.
- Zhou, J., Wu, Z., Zhao, D., Guan, W., Zhu, C., Flemming, B.**, 2020. Giant sand waves on the Taiwan Banks, southern Taiwan Strait: Distribution, morphometric relationships, and hydrologic influence factors in a tide-dominated environment. *Marine Geology* 427, 106238. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2020.106238>
- Zieleman, W.**, 2003. TAT 14 Segment I Cable Fault Report, 18 pages



A la fin de l'année 2023, les éoliennes en mer représentaient 34 GW de capacité installée en Europe, en grande majorité en mer du Nord. La Commission européenne ambitionne 300 GW de puissance installée en 2050. En 2023, la France comptait un parc éolien en mer en fonctionnement, trois projets éoliens en mer posés en cours de construction et trois autres en phase de développement, dont le projet de parc situé au large de Dunkerque. Prévu pour une mise en service en 2028, ce projet vise à construire 46 éoliennes au maximum, pour une puissance d'environ 600 MW. Le parc éolien en mer de Dunkerque se situe dans un des champs de dunes sous-marines les plus remarquables de France. Les dunes sont parmi les corps sédimentaires les plus dynamiques et occupent une grande partie de la côte Manche - Mer du Nord où de nombreux parcs éoliens français et européens sont envisagés. Les développeurs de ces parcs sont confrontés à des défis techniques majeurs liés aux déplacements des dunes sous-marines comme l'affouillement, l'enfouissement et le désenfouissement des câbles. Par exemple, l'affouillement à proximité des postes électriques en mer et des fondations des éoliennes pourrait être plus important en raison de la dynamique sédimentaire élevée des dunes sous-marines. Le passage

de dunes sous-marines au-dessus de câbles peut provoquer leur désenfouissement, les rendant ainsi vulnérables aux courants, aux vagues et aux actions humaines. Par ailleurs, les dunes sous-marines sont des zones fonctionnelles essentielles en tant que zones d'alimentation et de reproduction. Elles sont classées par la directive-cadre "Stratégie pour le milieu marin" (DCSMM) et également par Natura 2000 comme habitat clé. Le Ministère en charge de l'environnement demande donc d'évaluer l'impact des parcs éoliens en mer sur l'habitat qu'offrent les dunes sous-marines et sur leur écosystème. Pour répondre à cette question ainsi qu'à celle de l'impact des dunes sur les systèmes d'éoliennes en mer, le projet DUNES a été lancé en 2019 et s'est terminé en 2022. Il a été coordonné par France Energies Marines et piloté scientifiquement par le Shom. Le projet a fédéré un consortium de neuf partenaires académiques et privés aux compétences et aux contributions complémentaires. Un des objectifs du projet DUNES a été de rédiger un état de l'art sur les dunes sous-marines et leur écosystème afin d'apporter aux acteurs de l'éolien en mer toutes les connaissances nécessaires pour appréhender l'installation d'un parc dans un tel environnement.



Bâtiment Cap Océan  
Technopôle Brest Iroise  
525, avenue Alexis de Rochon  
29280 PLOUZANÉ

02 98 49 98 69

[www.france-energies-marines.org](http://www.france-energies-marines.org)

ISBN 978-2-493115-31-7



9 782493 115317

© France Energies Marines Editions - 2024