

Laboratoire d'Océanologie et de Géosciences

Equipe 4 – Géologie du littoral

# Evolution morphosédimentaire de la plaine maritime flamande depuis l'Antiquité : apport des prospections géoradar à la géoarchéologie

**Thèse de doctorat**

Ecole doctorale SMRE

(Sciences de la Matière du Rayonnement et de l'Environnement)

Présentée par

**Rachid Ouchaou**

Thèse soutenue le 19 décembre 2023 à Villeneuve d'Ascq devant un jury composé de :

**Rapporteurs :**

Bernadette Tessier, *Présidente du jury, DR CNRS, Laboratoire M2C, Université de Caen*

Vanessa Heyvaert, *Professeure, Service géologique de Belgique, Université de Gand*

**Examineurs :**

Alain Trentesaux, *Professeur, Université de Lille*

Anne-Lise Montreuil, *Docteure, Vrije Universiteit Brussel*

Laurent Deschodt, *Docteur, Institut National de Recherches Archéologiques Préventives (INRAP)*

**Invité :**

Mathieu Lançon, *Chercheur, Institut National de Recherches Archéologiques Préventives (INRAP)*

**Directeur de thèse :**

Jean-Yves Reynaud, *Professeur, Université du Lille*



©Kobalt Musealdiensten.nl.

*«Au Nord, c'était les corons,*

*La terre, c'était le charbon»*

*Jean-Pierre Lang / Pierre Andre Bachelet*

***Mais la terre, c'était aussi l'eau !!***



*(Cerema, octobre 2023)*

*“Il ne faut pas se méprendre : la terre commence là où la mer s'arrête - et pas l'inverse. La mer n'est pas la fin de la terre, comme tout le monde le pense.”*

***Le monde comme il me parle (2013)***

**Olivier de Kersauson**

## *Remerciements*

Enfin, la boucle est bouclée, marquant la conclusion de long périple qu'est une thèse.

Avant tout, je tiens à exprimer ma profonde gratitude envers mon directeur de thèse, Jean-Yves Reynaud. Le jour mémorable de fin mai où tu m'as contacté pour m'annoncer mon admission au concours doctoral et solliciter un engagement sans faille restera gravé dans ma mémoire. C'est avec un enthousiasme débordant que j'ai accepté, moi qui nourrissais une passion pour la sédimentologie, mais qui trouvais aussi une fascination particulière dans l'étude des failles ! Grâce à toi, j'ai plongé dans ton domaine d'expertise, la stratigraphie et la sédimentologie, et tu m'as guidé vers des horizons variés, incluant la géologie littorale, la géophysique et la géoarchéologie. Ta disponibilité inébranlable, tes conseils éclairés et ton efficacité manifeste au cours de ces derniers mois de rédaction méritent toute ma reconnaissance. Ton influence va bien au-delà de l'aspect académique, et pour tout cela, je te suis profondément reconnaissant. Cette thèse a véritablement vu le jour grâce à tes orientations éclairées, à tes conseils judicieux, et à ton soutien indéfectible. Ton expertise et ta passion pour la recherche ont été des sources d'inspiration constantes.

Je tiens à exprimer ma sincère reconnaissance envers les membres du jury qui ont accepté d'évaluer ce travail. Un merci particulier à Mmes Bernadette Tessier, Directrice de recherche au CNRS, et Vanessa Heyvaert, Directrice du Service Géologique à l'Institut Royal de Belgique, pour avoir accepté le rôle de rapportrices de cette thèse. Mes remerciements s'adressent également à M. Alain Trentesaux, Professeur à l'Université de Lille, à Mme Anne-Lise Montreuil, Chercheuse à l'Université Libre de Bruxelles, et à M. Laurent Deschodt, Chercheur à l'INRAP, pour avoir consacré leur temps à examiner ce travail. Je tiens également à exprimer ma gratitude envers Mathieu Lançon pour avoir accepté de participer aussi à mon jury.

Je tiens à exprimer ma gratitude envers l'équipe de MDS Paris, et plus particulièrement à Christophe Norgeot pour la formation sur l'outil géoradar au début de ma thèse. Ses connaissances, son engagement à répondre patiemment à mes questions et les discussions stimulantes ont considérablement enrichi mon apprentissage.

Je tiens à exprimer mes chaleureux remerciements à l'Institut de Recherche Archéologique Préventive (INRAP) pour la collaboration précieuse mise en place, et pour avoir financé le stage de M2 d'Amel Boualem qui m'a grandement aidé à avancer sur le chantier de Loon-Plage. Un merci particulier à Laurent Deschodt, Samuel Desoutter et Mathieu Lançon, Guillaume Hulin et Michael Ocadiz pour les échanges scientifiques enrichissants et les coups de main techniques. La découverte de ce monde de l'archéologie a été une expérience passionnante, et je suis reconnaissant pour l'accueil chaleureux reçu à chaque visite sur le terrain. Je vous suis extrêmement reconnaissant pour les données géophysiques, géodésiques et archéologiques mises à ma disposition.

J'adresse également mes remerciements à tous les membres de l'équipe 4 du LOG pour leur accueil chaleureux au sein de l'équipe, ainsi que pour les échanges et collaborations qui ont grandement enrichi mon parcours.

Je souhaite également exprimer ma gratitude envers tous les collègues qui m'ont accompagné sur le terrain et qui m'ont inclus dans leurs projets. Les chantiers ont été nombreux, mais je vais en citer quelques-uns. Je commence par le premier terrain, qui était le chantier archéologique à Loon-Plage. Je tiens absolument à remercier Romain Abraham, mon binôme absolu, avec qui j'ai parcouru mes 40 kilomètres de profil. Je tiens également à exprimer ma gratitude envers Sandra Ventalon, qui m'a accompagné à plusieurs reprises sur le terrain.

Puisque le géoradar est un outil particulier, nous avons décidé de l'essayer sur une cible emblématique, la dune de Pilat, dans le cadre du projet Pirex. Je tiens à souligner l'apport de tous les membres du projet Pirex, en particulier Nicolas Robin et Bernadette Tessier, qui ont eu confiance en moi même si j'étais encore novice dans ce domaine. Je remercie également Franck Adou, Sonia Campos Soto, Maribel Benito Moreno, et Emma Quijada qui ont rendu ces moments inoubliables. Je tiens à exprimer ma reconnaissance envers la SFR Campus de la mer qui a financé ce projet.

Mon aventure avec les dunes littorales s'est poursuivie, mais cette fois-ci vers le nord, à la rencontre d'une dune mystérieuse, la dune de Ghyvelde, qui a nécessité deux missions. Je tiens à exprimer ma sincère reconnaissance envers Aline Bué et l'équipe des gardes du Conservatoire du Littoral pour nous avoir donné accès à ce terrain. Leur précieuse collaboration a été essentielle dans cette aventure. Je tiens également à remercier chaleureusement Sarah Zallouz et Aurélie Aillaud, qui m'y ont accompagné au cours de leurs stages de Master. Enfin, je souhaite exprimer à nouveau mes remerciements envers la SFR Campus de la mer, qui a financé les deux stages et a ainsi rendu cette exploration possible.

En passant la frontière belge, j'ai eu l'opportunité d'explorer les dunes littorales belges grâce au projet porté par Anne-Lise Montreuil et Marie-Hélène Ruz. Je tiens à cette occasion à exprimer ma gratitude envers toute l'équipe Dunkerquoise du LOG, composée également d'Arnaud Héquette, Emmanuel Blaise, Olivier Cohen et Vincent Sipka. Merci de m'avoir épaulé sur le terrain et de m'avoir permis de présenter les premiers résultats au Journées des Jeunes Géomorphologues.

Je tiens aussi à exprimer mes remerciements à Alain Trenteseaux et François Guillot, qui m'ont invité à intégrer leur projet et à explorer la dune de la Slack. Je tiens également à remercier Théodore Deloux et Lucas Junique, qui ont réalisé leur stage de Licence 3 avec les données géoradar récoltées lors des deux missions sur ce site. Pour conclure cette aventure avec les dunes, je tiens à exprimer ma gratitude envers Olivier Cohen et Emmanuel Blaise, qui m'ont intégré dans un projet multidisciplinaire appliqué sur la baie de Wissant. Je tiens surtout à vous remercier pour votre sympathie et l'accueil chaleureux que vous m'avez réservé à chaque fois que je suis venu à Dunkerque.

Lors de cette thèse, j'ai eu la chance de pouvoir utiliser le géoradar aussi hors des sentiers battus. D'abord, Laurent Deschodt m'a entraîné sur les thermokarsts de la forêt de Marchienne. Ensuite, Emilie Lloret et Franck Bourdelle m'ont fait tirer des profils sur le terril d'Ostricourt. Puis, Rik Houthuys nous a indiqué des endroits pour essayer d'obtenir des profils sur les sables bruxelliens de Bierbeek. Enfin, je souhaite remercier les membres de l'équipe 6 qui m'ont invité à tester le géoradar sur les failles (retour aux sources !), à savoir Louise Watremez, Frank Chanier, Fabien Graveleau, Olivier Averbuch, Anthony Dofalet Aboubakar Dibousse. Un grand merci à vous tous pour ces aventures passionnantes.

Lorsqu'on parle de travail sur le terrain, on parle de rencontres exceptionnelles. C'est pourquoi je tiens à exprimer ma gratitude envers Marina Pagli et Luc Vallin, qui m'ont invité à participer à leur exploration archéologique du site du Typhonium à Wissant. Merci aussi à Sophie Leleu grâce à qui j'ai pu aller faire du géoradar sur les barres fluviales de la Garonne. Un grand merci à Pierre Weill pour ses précieux conseils lors de cette aventure. Même si ça a été jusque là surtout un travail d'acquisition de données, soyez tous assurés que les résultats finaux vont bientôt arriver !

Pour conclure cette aventure sur le terrain, je tiens à exprimer ma profonde gratitude envers les acteurs clés qui m'ont aidé à atteindre les objectifs de chaque projet. Un immense merci à tous les stagiaires de L3, M1 et M2 que j'ai eu le plaisir de co-encadrer au cours de ces trois années de thèse, dont j'ai déjà cité quelques uns, mais pas tous : Franck Adou, Aurélie Aillaud, Andres Mejia Duran, Amel Boualem, Sarah Zallouz, Théodore Deloux, Yala Joséphine Soro, Youn Besse, Anissa Tileghouatine et Lucas Junique. Votre contribution a été inestimable pour la réussite de ces projets. Un immense merci à Jean-Yves pour sa confiance en me confiant la responsabilité de ces co-encadrement aussi formateurs !!

Je tiens à exprimer une pensée toute spéciale pour Vincent Sipka, qui a apporté une touche d'amusement à nos expéditions sur le terrain. Sa joie de vivre et sa bonne humeur ont fait de lui le maître incontesté de la collecte des données géodésiques sur nos chantiers, et je lui suis particulièrement reconnaissant pour m'avoir formé à l'utilisation de l'outil GPS. Et tu avais tout à fait raison, je suis étonnamment trop calme pour être un vrai dz !!

Je souhaite exprimer ma sincère reconnaissance envers Nicolas Robin et Olivier Raynal pour m'avoir initié à une nouvelle méthode géophysique et pour avoir fourni des données essentielles à ma thèse, en particulier la

sismique MASW. Je dois admettre que le marteau était plutôt lourd, mais quand on découvre des données aussi attrayantes, la fatigue devient soudainement un problème oublié !!

Je tiens à exprimer ma sincère reconnaissance envers les membres de mon comité de suivi de thèse, à savoir Edward Anthony, Nicolas Robin, Nicolas Tribovillard, et Laurent Deschodt. Leurs conseils et directives ont été d'une valeur inestimable et, à chaque réunion, nous avons engagé des discussions enrichissantes. Leurs encouragements ont été très importants. Merci du fond du cœur.

Je tiens à exprimer ma sincère gratitude envers nos gestionnaires, Monique Gentric et Marie-Christine Guiot, pour leur précieuse aide dans l'organisation administrative des missions. Un immense merci à Monique, qui a toujours su trouver des solutions magiques pour résoudre tous les problèmes d'argent ! Je tiens particulièrement à m'excuser pour toutes les fois où j'ai demandé un OM la veille de ma mission ! Tu es véritablement la meilleure !!

Je tiens à rendre un hommage spécial à Malika, pour toutes les fois où elle a pris le temps de passer à mon bureau pour m'encourager et prendre de mes nouvelles. Je lui suis reconnaissant pour avoir enchanté nos moments de travail avec sa magnifique voix et partagé les merveilles de l'art oriental.

Un deuxième hommage est dédié aux étudiants de Géobas 2020/2021. Comme je l'avais promis, vous n'êtes pas passés inaperçus. Je tiens à remercier chaleureusement Jordan Tchadji, Aboubakar Dibousse, Mohammed Diakité, Abdel Abderamane et Amel Boualem pour les moments que nous avons partagés ensemble au cours de ma première année de thèse. Lorsque je suis arrivé tout nouveau et tout seul à Lille, votre soutien et votre amitié ont été inestimables.

Je tiens à exprimer ma profonde gratitude envers l'ensemble des professeurs et chercheurs du Bâtiment SN5 et du LOG. Leurs encouragements et les moments que nous avons partagés, que ce soit à la pause déjeuner ou lors de la pause café, ont été très précieux pour moi.

Un remerciement tout particulier s'adresse à tous les collègues qui ont pris l'habitude de passer régulièrement dans mon bureau pour m'encourager lors des moments difficiles et pendant les phases de rédaction intense. Je tiens tout particulièrement à mentionner Emilie, Gaga, Mathou, Emiliano et tous mes voisins géographes. Votre soutien a été d'une grande importance pour moi, je n'oublierai jamais votre solidarité !!

Un remerciement tout spécial est adressé à Roy, le plus généreux des professeurs junior ! Je tiens à le remercier pour la touche libanaise qu'il a apportée au pot de thèse, ainsi que pour sa patience à écouter mes préoccupations et mes réclamations. Même s'il passait parfois au bureau juste pour obtenir les potins partagés avec Imene.

Un remerciement spécial s'adresse également au directeur du LOG, Hubert Loisel. Je tiens à le remercier pour ses encouragements constants et sa disponibilité à traiter rapidement l'ensemble de mes démarches administratives.

Je tiens également à exprimer ma profonde gratitude envers tous les enseignants avec qui j'ai partagé les séances d'enseignement au cours de mes deux années de monitorat. Un sincère remerciement à Franck Bourdelle, Cyril Durand et Michel Dubois pour m'avoir formé et soutenu dans les TP et TD de minéralogie. Merci aux ATER, Marie Genge, Anthony Dofal et Fabien Caroir pour leur générosité dans le partage de connaissances et l'allègement de la charge de travail. Anthony : bien que son séjour ait été de courte durée, son impact sur mon parcours au LOG a été considérable. Marie : pour toutes les fois où elle a frappé à ma porte pour prendre de mes nouvelles au début de ma thèse.

Un immense et chaleureux merci aux autres thésards : Gaia Travan, Fabien Caroir, Maiwenn Herledan, Romain Sylvain, Mathilde Bon... et tous les autres, étudiants et collègues : Jorge, Bouba, Zhenyu, Erine, Léa, Cesar, Marina, Maxime, Muriel, Raouia, Franck, Allan, Louise Watremez... pour les moments inoubliables que nous

avons partagés ensemble durant les pauses au laboratoire, les sorties, les soirées et les voyages. Vous êtes, sans aucun doute, les meilleures personnes que j'aurais pu espérer avoir à mes côtés durant ces 3 ans de thèse !

Un grand merci à mes deux amies stars du labo ! Commençons par la diva tunisienne. Sa voix mémorable est tellement incroyable qu'on devrait la pousser à construire une carrière musicale. Qui sait, peut-être que le prochain tube planétaire sortira tout droit de notre labo ? Un grand merci à la Aya Nakamura du SN5, même si on se battait pour le lait, nos moments de solidarité ont été inoubliables. Merci d'avoir été à mes côtés lors de ces derniers mois difficiles de thèse, Chafia et Yensinga : votre présence et vos vibes uniques ont vraiment pimenté cette aventure académique !

Je ne peux pas clore cette longue liste « SN5 » sans exprimer un sincère remerciement et même rendre hommage à Imène Metatla, dite "Bent Bladi", la personnification de la résilience et de la patience en personne ! Au commencement de cette aventure, je croyais que réunir deux "dz" dans la même pièce pourrait créer une explosion, mais au fil des jours, l'entente et la solidarité ont eu raison de toute cette dynamite potentielle ! Je tiens à te remercier d'avoir survécu à mon tempérament, ma voix de bois et mes coups de stress. Tu mérites une médaille d'honneur ! Le destin nous a conduit à partager le même bureau, le même directeur, et à soutenir nos thèses à seulement deux jours d'écart. Mais nous avons également partagé les mêmes moments de stress, de doutes, de faiblesses, de vides et d'angoisse. Cependant, quelqu'un qui porte le prénom "Imène" doit incarner sa signification. La "croyance" était notre arme à deux pour avancer, et ensemble, nous avons eu foi en un dénouement plus positif, même si le chemin était long et semé d'épines.

Je tiens à exprimer ma gratitude envers les personnes les plus précieuses que la vie m'a données. Il est impératif que je commence par toi, Sido. Depuis le début de mon parcours universitaire, tu as été mon pilier, mon complice, mon confident. Beaucoup nous voient comme des frères, voire des jumeaux, mais peu savent que tu es en réalité le deuxième frère que la vie m'a offert. Ta présence a été constante, que ce soit lorsque j'avais besoin de soutien, de conseils ou simplement d'une épaule sur laquelle m'appuyer. Je n'oublierai jamais les moments où tu as eu foi en moi, même lorsque je doutais de moi-même. Tes encouragements m'ont propulsé à travers les moments difficiles, me poussant à persévérer lorsque l'envie d'abandonner me guettait. Tu es un ami exceptionnel, un géologue hors pair, et bientôt ce sera ton tour de briller. Je suis prêt à m'envoler sur ces 2000 kilomètres pour venir célébrer ton succès à venir, même si je dois porter des chaussures de randonnée et marcher dans les nuages pour y arriver !

La vie m'a vraiment gâté en mettant Yanis sur mon chemin. Toi qui as toujours exprimé ta fierté pour mes réalisations, tu as été le témoin de toutes les phases de ma vie, depuis mes années de collège studieuses jusqu'à mes années de lycée remplies d'ambition, puis mes années d'études pleines de rêves, et enfin mes années de doctorat remplies de doutes. Nous avons partagé ensemble les triomphes, les moments de joie, les peines les plus profondes, et même les moments de stress qui ont jalonné notre chemin. Je tiens simplement à te dire un immense merci d'avoir toujours été à mes côtés.

Une autre personne en or, c'est toi, Idir. Tu m'as connu lorsque j'étais encore un enfant rempli de rêves. Nos premiers jours au collège me reviennent en mémoire, lorsque je te parlais de mon rêve de devenir docteur en géologie. À l'époque, cette idée était très précoce dans ma tête, mais aujourd'hui, ce rêve est devenu réalité, et tu as toujours été là pour me pousser en avant.

Je ne peux en aucun cas terminer ma liste d'amis VIP sans mettre en avant Tunisiano mio. Jamais je n'aurais pu imaginer, au cœur de ce climat sombre et triste, que Lille me réserverait l'amitié d'une âme aussi lumineuse que la tienne. Durant ces trois années passées à Lille, nous avons tout partagé ensemble, les moments de joie les plus éclatants, les moments de tristesse les plus profonds, les instants d'angoisse, les aventures de voyage, les escapades au marché, les dîners au restaurant, les tâches ménagères, les séances de sport, et même les désaccords. Aujourd'hui, avec une profonde émotion, je tiens à te dire mille fois merci Abderrahmane. Tu as été mon réconfort lorsque j'avais besoin d'une épaule sur laquelle m'appuyer, et tu as été mon pilier inébranlable lorsque j'étais le plus vulnérable. Merci aussi d'avoir été aux commandes de la préparation de pot dès qu'on a eu

la date de la soutenance en poche. Cette fois, c'est à mon tour, "nat9alach" ! J'espère seulement que tu as déjà revu tous tes talents de chef cuisinier !

En évoquant mes amis, je tiens à exprimer une immense gratitude envers Kahina. Mon tout premier jour à Paris, j'étais submergé par la solitude, la peur et les doutes. C'est à ce moment-là que tu m'as tendu la main, sans hésitation, quand personne d'autre n'était là pour moi. Mille mercis, ma chère sœur !

En restant toujours à Paris, je tiens à exprimer ma profonde gratitude à ma chère cousine. Tu as été celle qui m'a ouvert les portes de sa maison, partageant avec moi ces moments familiaux qui m'avaient tant manqué. Je n'oublierai jamais ton soutien durant mes premiers temps à Paris, c'était les moments les plus difficiles de ma vie. Merci infiniment, Rachida !

En traversant la Méditerranée et en me dirigeant vers l'autre rive, je tiens à exprimer ma gratitude envers Ammar, Madjed et Rabah. Même lorsque la distance semblait infranchissable, j'ai toujours ressenti votre soutien et vos encouragements constants.

À ma chère famille !! Je tiens à exprimer ma profonde gratitude pour le soutien que vous m'avez apporté tout au long de mon parcours académique. Permettez-moi tout d'abord de m'excuser de vous avoir un peu délaissés au cours de ces derniers mois de rédaction. Je souhaite débiter en adressant un hommage sincère à mes grandes sœurs, Zina, Samira, Kahina, et à mon petit frère Ahmed. J'aimerais vous exprimer à tous les mêmes degrés d'admiration et de reconnaissance, c'est pourquoi je ne vais pas vous citer individuellement. Je tiens à vous remercier pour les moments de soutien moral et financier que vous m'avez accordés. Merci d'avoir écouté mes préoccupations et mes frustrations, et merci également d'avoir compris mes silences. Votre encouragement constant et vos paroles réconfortantes m'ont donné la force de persévérer, même lorsque la charge de travail était accablante. Je ne trouve pas les mots qui rendraient justice à votre dévouement, mais sachez que ma réussite est également la vôtre. En tant que ma famille proche, vous avez été les témoins de mes hauts et de mes bas tout au long de ce parcours académique exigeant. Ma réussite dans ma thèse n'est pas seulement la mienne, elle est le fruit de notre collaboration permanente en tant que frères et sœurs.

Je tiens également à exprimer ma gratitude envers mes beaux-frères Mustapha et Hocine pour leur accueil chaleureux, leurs encouragements constants et leur soutien inébranlable.

Je tiens également à exprimer ma profonde gratitude envers mon père pour son soutien financier, qui a rendu possible la poursuite de mes études supérieures. Sa confiance en moi a été un moteur puissant qui m'a inspiré à persévérer.

Pour finir, je réserve ces mots les plus précieux à la personne qui mérite la plus profonde gratitude. À toi, ma chère maman, "Yemma ezizen af wul S tlufa iyi-d rebbad" !! Depuis mon plus jeune âge, tu as été mon modèle, ma source de force, et mon exemple vivant. En te voyant surmonter les difficultés avec une patience infinie, une détermination sans faille, et une résilience à toute épreuve, j'ai appris des leçons inestimables sur la force intérieure, la persévérance, et la valeur du travail acharné. Tu m'as montré que même lorsque la vie est difficile et que les obstacles sont nombreux, il est toujours possible de continuer à avancer. Ma thèse est un hommage à toi, maman, et à tout ce que tu as sacrifié pour ma réussite. Je suis conscient qu'un simple bout de papier ne peut pas compenser les jours et les nuits que tu as passés dans la solitude, mais sache, maman, que tu peux relever la tête avec fierté. Ton petit garçon est aujourd'hui devenu docteur !!



## Table des matières

Résumé .....	22
Abstract .....	24
Introduction Générale.....	26
Chapitre I.....	33
Estuaires, Environnements Côtiers et Histoire Climatique de l'Holocène .....	33
Introduction .....	33
1. Typologie morpho-sédimentaire des milieux côtiers.....	33
2. Estuaires - définitions, formation et caractéristiques géologiques.....	36
3. Évolution géologique et avancées conceptuelles des estuaires.....	37
4. Dynamique complexe des estuaires entre marées, vagues et courants fluviaux.....	39
5. Faciès sédimentaires et zonation des estuaires .....	40
6. Estuaires dominés par la marée.....	41
7. Estuaires dominés par les vagues.....	42
8. Histoire climatique de la région Nord-Atlantique durant l'Holocène .....	43
8.1. Dryas récent.....	44
8.2. Début de l'Holocène.....	44
8.3. Milieu de l'Holocène.....	45
8.4. Transition du milieu à la fin de l'Holocène.....	45
8.5. Holocène tardif .....	46
9. Variabilité climatique holocène et estuaires .....	48
10. Impacts des facteurs dynamiques et des changements spatiaux-temporels sur les estuaires et les environnements cotioers .....	50
Conclusion.....	51
Chapitre II .....	52
Géologie et histoire de la Plaine Maritime Flamande Française.....	52
1. Présentation générale .....	52

2. Cadre stratigraphique de l'Holocène.....	54
3. Evolution géologique antéholocène .....	55
4. Organisation stratigraphique de l'Holocène .....	57
5. Variation du niveau marin .....	59
6. Variation du climat et tourbes holocènes.....	62
7. Evolution du paysage holocène.....	66
8. Source des sédiments .....	70
9. Barrière littorale .....	72
10. Réseau hydrographique et poldérisation .....	75
11. Anthropisation.....	77
12. Conclusion.....	80
Chapitre III.....	82
Exemples de prospection Géoradar dans des dépôts littoraux .....	82
Résumé.....	83
1. Introduction.....	85
2. Un peu de technique.....	88
3. Dunes littorales : mobilité du trait de côte .....	95
a. Dunes de la Slack .....	95
b. Dune du Pilat.....	99
4. Marais maritimes et anciens polders.....	105
a. Paléoestuaire de la rivière Aa.....	106
b. Dune de Ghyvelde.....	111
5. Aux frontières de la méthode.....	116
a. Les sables éocènes du bassin de Belgique .....	116
b. Les faluns d'Anjou .....	121
6. Conclusion .....	126
Chapitre IV.....	127

La Sismique MASW : un outil d'imagerie des formations quaternaires profondes de la plaine maritime flamande.....	127
1. Introduction.....	127
2. Sondages carottés.....	128
3. Transects de la paléovallée en sondage.....	131
4. Principe et mise en œuvre de la MASW.....	135
5. Résultats et interprétation de la sismique MASW.....	138
6. Discussion.....	143
7. Conclusion.....	148
Chapitre V.....	150
Évolution de l'estuaire de la Denna sous l'influence de la poldérisation : Apport des méthodes géophysiques.....	150
1. [Article:] The depositional record of the French Flemish Coastal plain since antiquity: Impacts of land reclamation in a tide-dominated estuary.....	151
2. Application du géoradar à l'échelle d'une fouille archéologique.....	175
2.1. Structures révélées par la prospection archéologique.....	175
2.2. Présentation du site d'étude.....	182
2.3. Méthodologie.....	184
2.4. Analyse des profils géoradar.....	186
2.5. Cartographie des chenaux.....	192
2.6. Formation et remplissage des mares.....	194
2.7. Synthèse : évolution géomorphologique.....	203
Conclusions du chapitre V.....	205
Chapitre VI.....	207
Évolution du Paysage de la Plaine Maritime Flamande et impact de l'activité humaine, Inondations et Gestion des Eaux depuis le Moyen Âge: Discussion.....	207
Conclusion générale.....	214
Perspectives.....	217

Bibliographie.....	218
Annexe .....	263

## Table des figures

Figure 1: Carte illustrant la proportion de terrains artificialisés en France selon les régions administratives.....	26
Figure 1: Plan de la région de Dunkerque montrant les canaux et élévation de la digue de l'ouest.....	29
Figure I-1 : Classification côtière triangulaire.....	34
Figure I-2 : La classification de Boyd et al. (1992).....	35
Figure I-3: Coupe longitudinale idéalisée d'un système simple de vallées encaissées montrant la distribution des environnements de dépôt.....	36
Figure I-4: Classification estuarienne ancienne de Reinson (1992).....	38
Figure I-5 : Estuaires dominés par la marée selon Dalrymple et al, (1992).....	38
Figure I-6 : Illustration simplifiée d'un estuaire sous l'influence des marées.....	40
Figure I-7 : Schéma illustrant les définitions de Pritchard (1967) et Dalrymple et al. (1992) pour les estuaires.....	41
Figure I-8 : Estuaires dominés par les vagues selon Dalrymple et al, (1992).....	43
Figure I-9 : Cette carte illustre la répartition spatio-temporelle du maximum thermique de l'Holocène (HTM) dans l'Arctique occidental.....	47
Figure I-10 : Carte montrant les anomalies de précipitations et de températures hivernales (décembre à mars) associées à l'Oscillation Nord-Atlantique (NAO) dans la région de l'Atlantique Nord.....	49
Figure II-1 : Carte de la Plaine maritime flamande franco-belge.....	52
Figure II-2 : Cartographie de la plaine maritime flamande française à l'aide du Modèle Numérique de Terrain.....	53
Figure II-3 : Carte géologique de la partie septentrionale du Bassin sédimentaire parisien....	56
Figure II-4 : Carte paléogéographique dépeignant le réseau fluvial du nord-ouest de l'Europe à l'apogée des glaciations à la fin du Weichselien.....	57

Figure II-5 : Topographie du substrat antéquatenaire et dépôt pléistocènes dans la plaine maritime flamande.....	58
Figure II-6 : Coupe stratigraphique de la séquence holocène le long des côtes du nord-ouest de l'Europe.....	59
Figure II-7: Relations stratigraphiques en 3D entre les unités sédimentaires holocènes de la plaine maritime flamande.....	59
Figure II-8 : Évolution du trait de côte en mer du Nord au cours des 18 000 dernières années.....	60
Figure II-9 : Courbes de remontée du niveau de la mer au cours de l'Holocène.....	61
Figure II-10 : Courbes de variation du niveau relatif de la mer dans le sud de la mer du Nord.....	62
Figure II-11: Vue schématique de la formation de la tourbe pendant l'Holocène.....	64
Figure II-12 : Inversion de relief de la plaine maritime flamande.....	65
Figure II-13: Etapes de la sédimentation terminale de la plaine maritime flamande.....	68
Figure II-14 : Synthèse de l'évolution du système côtier de la Plaine Maritime Française.....	69
Figure II-15 : Corps sableux et directions de transport résiduel dans le détroit du Nord Pas-de-Calais.....	71
Figure II-16: Morphologie des fonds de la Côte d'Opale, avec la localisation des bancs sableux d'offshore.....	71
Figure II-17 : Une des premières cartographies des bancs côtiers au large de Gravelines et Dunkerque.....	72
Figure II-18 : Cordons littoraux de l'Holocène dans la plaine flamande.....	73
Figure II-19 : Carte historique de 1619 par R. Gérard montrant les dunes côtières.....	74
Figure II-20: Watergang de la région de Loon-Plage.....	75

Figure II-21 : Carte de Dunkerque et de ses environs en 1700.....	77
Figure II-22 : Le paysage de la Denna pendant l'époque mérovingienne.....	78
Figure II-23 : Description du paysage au Xe siècle.....	80
Figure III-1 : Différentes antennes géoradar.....	86
Figure III-2: Localisation des chantiers étudiés sur le littoral de la Côte d'Opale sur la carte géologique de la France au million.....	88
Figure III-3 : Schéma synthétique de l'outil géoradar et les étapes de traitement des données.....	91
Figure III-4 : Différentes configurations de mise en œuvre de l'antenne MLF3200 sur le terrain.....	94
Figure III-5: Champ de dunes de la Slack.....	96
Figure III-6 : Localisation des profils dans le secteur du siffle-vent étudié sur les dunes de la Slack.....	97
Figure III-7 : Profil 1, le long du thalweg du siffle-vent.....	98
Figure III-8 : Profil 2, le long du thalweg du siffle-vent.....	98
Figure III-9 : Profil 4 transversal au siffle-vent.....	99
Figure III-10 : La dune du Pilat dans le cadre géographique du bassin d'Arcachon.....	100
Figure III-11 : Coupe et modèle d'âge de la dune de Pilat.....	101
Figure III-12: Présentation du site d'étude et localisation des profils GPR.....	102
Figure III-13: Interprétation du profil P2 acquis avec l'antenne 350 MHz.....	103
Figure III-14: Interprétation du profil P1 acquis avec l'antenne 350 MHz.....	103
Figure III-15 : Profil acquis avec l'antenne 900 MHz.....	104
Figure III-16 : Profil avec l'antenne 80 MHz et l'antenne 20 MHz en wiggle.....	104

Figure III-17 : Plaine maritime flamande et localisation du secteur d'étude.....	105
Figure III-18 : Localisation du chantier de Loon-Plage.....	106
Figure III-19 : Restitution de l'estuaire de la Denna entre le Xe et le XIIe siècle.....	107
Figure III-20 : Ensemble morphosédimentaires de la plaine maritime flamande française...	108
Figure III-21 : Carte de conductivité électrique établie par l'Inrap sur le chantier de Loon-Plage.....	109
Figure III-22 : Profils géoradar acquis sur le chantier de Loon-Plage durant les campagnes de 2020 et 2021.....	110
Figure III-23 : Interprétation d'un profil (P1) acquis avec l'antenne 350 MHz sur le chantier de Loon-Plage.....	110
Figure III-24 : Interprétation d'un profil (P2) acquis avec l'antenne 200 MHz sur le chantier de Loon-Plage.....	111
Figure III-25: Carte géologique superposée à la carte IGN de la région de Ghyvelde.....	112
Figure III-26: Sondages réalisés autour de la dune de Ghyvelde.....	113
Figure III-27: Position des profils géoradar acquis sur la dune de Ghyvelde durant les campagnes de 2021 et 2022.....	114
Figure III-28: Profil P1 acquis avec l'antenne MLF3200 en configuration 80 MHz et en mode temps.....	115
Figure III-29 : Profil P1 acquis avec l'antenne 200 MHz.....	115
Figure III-30 : Carte des directions d'accrétion des dépôts à stratification inclinée de la dune de Ghyvelde.....	116
Figure III-31 : Carte des sables du Bruxellien dans le bassin de Belgique.....	117
Figure III-32 : Modèle montrant l'architecture des sables bruxelliens dans le secteur de Bierbeek.....	118



Figure : III-33 : Localisation de la sablière Godts, et position des profils GPR.....	119
Figure III-34: Affleurement principal de la sablière Godts à Bierbeek.....	119
Figure III-35 : Profils GPR (P4) basse fréquence.....	120
Figure III-36 : Carte paléogéographique montrant l'extension maximale supposée de la mer des faluns au cours du Miocène moyen.....	122
Figure III-37: Localisation des profils géoradar sur le site des Perrières dans les faluns de Doué-la-Fontaine.....	123
Figure III-38: Profil P4 acquis avec l'antenne 200 MHz sur le secteur des Perrières.....	124
Figure III-39 : Profil P2 acquis en mode temps avec l'antenne MLF3200 sur le secteur des Perrières en configuration 40 MHz.....	125
Figure IV-1: Localisation des carottes profondes prélevées dans le port maritime de Dunkerque.....	129
Figure IV-2 : Typologie et interprétation simplifiée des faciès observés dans les sondages carottés.....	129
Figure IV-3 : Description de quelques carottes de la Fig. IV-1.....	130
Figure IV-4: Localisation des transects stratigraphiques réalisés par l'INRAP.....	132
Figure IV-5: Transect I transverse nord après correction des altitudes.....	133
Figure IV-6 : Transect II après correction des altitudes.....	134
Figure IV-7 : Transect III après correction des altitudes.....	135
Figure IV-8: Principe de la sismique MASW et dispositif d'acquisition des données sur le terrain.....	136
Figure IV-9 : Acquisition des données sismiques MASW sur le chantier archéologique de l'INRAP.....	137
Figure IV-10 : Les étapes de traitements des profils sismiques MASW.....	138

Figure IV-11 : Position des deux profils sismiques MASW acquis en suivant deux transects de carottes profondes.....	139
Figure IV-12: Diagramme de l'essai au pénétromètre.....	140
Figure IV-13: Profil sismique MASW (P1) de direction ouest-est.....	141
Figure IV-14 : Profil sismique MASW (P2) de direction sud-nord.....	142
Figure IV-15 : Profil géoradar acquis sur a même trajectoire que le profil sismique P1.....	143
Figure IV-16: Topographie de la base du Quaternaire.....	144
Figure IV-17 : Localisation des profils P1 et P2 sur la cartographie détaillée du toit de l'Yprésien établie par l'Inrap.....	146
Figure IV-18: Localisation des profils P1 et P2 sur la cartographie détaillée de la base des dépôts holocènes établie par l'Inrap.....	147
Figure IV-19 : Profil de sismique réflexion montrant les faciès sismiques des dépôts holocènes.....	148
FigureV-1: (A) Holocene coastal plains of the Southern Bight of the Southern North Sea. (B) French coastal plain with main geomorphic features. ....	154
Figure V-2: Study area hydrographic network and coastal morphology at present (A) and as reconstructed in the Middle Age based on archaeological data (B) Stratigraphic section of Quaternary deposits observed during excavation of Dunkerque harbour (C).....	155
Figure V-3: Map from 17th century picturing the Aa delta and other features of the Flemish coastal plain like people of that time could imagine it was in Antiquity.....	156
Figure V-4: (A) Map of GPR profiles collected. (B) Detail of the square frame in A.....	157
Figure V-5: (A) Archaeological diagnostic trench . (B) The GSSI GPR 350HS and SIR4000 equipment. (C) This light vibrocorer allows remote places of the coastal plain to be accessed for the collection of up to 6 m-long cores.....	158
Figure V-6: Conductivity maps extracted at various depths, showing a decrease in resolution with depth but without change in pattern.....	159

Figure V-7: (A) Satellite image of a grass field in spring. (B) Same area with superimposed conductivity map. (C) GPR profile showing the inclined heterolithic stratification of a point bar .....	160
Figure V-8: Conductivity map, with buried channel network highlighted in blue.....	161
Figure V-9: GPR profiles P1 and P2 .....	162
Figure V-10: GPR profiles P3 and P4.....	163
Figure V-11: Reconstructed network of channels and canals.....	164
Figure V-12: Vibrocore logs.....	165
Figure V-13: Grain-size variation with depth in cores C4 and C5.....	165
Figure V-14: Photographs of samples taken from cores C3 and C5.....	166
Figure V-15: Pictures from an archaeological pit crosscutting the GPR units.....	167
Figure V-16: Schematic interpretation of the relationship between the stratigraphic architecture and embankment of the area in the Middle Age.....	168
Figure IV-17 : Visualisation aérienne des tranchées archéologiques.....	175
Figure V-18 : Vue en plan de fossés sur un carreau.....	177
Figure V-19 : Vue en coupe d'un fossé anthropique.....	177
Figure V-20 : Coupe schématique d'un fossé anthropique observé sur le terrain.....	178
Figure V-21 : Vue en plan d'une fenêtre montrant des fossés circulaires.....	179
Figure V-22: Coupe du remplissage d'une mare avec indication des différents niveaux repérés.....	180
Figure V-23 : Coupe schématique réalisée en se basant sur les observations des fosses archéologique mis en évidence la présence d'une mare.....	180
Figure V-24 : Essai de restitution du creusement possible et projection des hauteurs de marées pour le port de Dunkerque ouest.....	181

Figure V-25: Digues et contournement d'ombilic de brèche.....	182
Figure V-26: Cadastre du XIXe siècle, avec les prospections photographiques et géophysiques menées en 2019, 2020 et 2021, superposées aux données LiDAR du littoral.....	183
Figure V-27 : Le site d'étude présentant une série de structures anthropiques identifiées à la fois sur le terrain par l'INRAP et sur les photographies aériennes.....	184
Figure V-28 : Équipement d'acquisition sur le terrain.....	185
Figure V-29: Projection sur le plan de fouille réalisé par l'INRAP de l'ensemble des données géoradar recueillies sur le terrain.....	186
Figure V-30 : Fouille par paliers successifs réalisé en octobre 2023.....	187
Figure V-31: Site de fouille vu sur la carte de conductivité (A) et en photo satellite (B).....	188
Figure V-32 : Profils géoradar P1 et P2 effectués au niveau de la mare et des fossés anthropiques.....	189
Figure V-33 : Profils géoradar P3 et P4 traversant des zones argileuses (mares et fossés) ainsi que des zones sablonneuses.....	190
Figure V-34 : Profils géoradar P5 et P7 traversant des zones sableuses.....	191
Figure V-35: Cartographie des chenaux enfouis, des chenaux superficiels, et des fossés d'origine anthropique.....	193
Figure V-36: Directions d'accrétion des chenaux géoradar.....	194
Figure V-37 : Fosse creusée dans la mare principale.....	198
Figure V-38 : Fosse creusée dans la mare principale.....	199
Figure V-39 : Fosse creusée dans la mare principale.....	200
Figure V-40 : Coupe schématique élaborée à partir des observations sur le terrain de la fouille par paliers successifs.....	201

Figure V-41 : Profil géoradar, illustrant le recouvrement du complexe chenalisé estuarien par des sables agardants de polder.....203

Figure V-42 : Bloc 3D schématique représentant l'image du paysage en surface à la conclusion de la poldérisation.....204

## **Liste des tableaux**

Tableau III-1 : Différents chantiers étudiés entre les années 2020 et 2022.....90

Tableau IV-1. Avantages et biais de l'utilisation du géoradar et de la sismique MASW .....143

## Résumé

Le géoradar est un outil de prospection géophysique non destructive basé sur les principes de propagation des ondes électromagnétiques (réfraction, réflexion et diffraction) dans le sous-sol. Cette méthode permet d'imager les discontinuités stratigraphiques les plus fines et de retracer ainsi la structure des premiers mètres du sous-sol, quand le substrat n'est pas trop conducteur. Un équipement géoradar a été acquis en 2020 par le Laboratoire d'Océanologie et de Géosciences (LOG) dans le cadre du contrat de plan état-région (CPER) MARCO, ce qui a donné lieu à des travaux d'étudiants en licence et master réalisés dans le cadre de cette thèse, ainsi qu'à des collaborations académiques et industrielles. L'architecture géoradar des dunes côtières permet de reconstituer les mécanismes d'érosion et de dépôt du sable, depuis l'échelle d'événements saisonniers jusqu'à celle de l'édification dunaire à l'échelle millénaire, comme cela est montré à partir de l'exemple de la dune du Pilat (Gironde). L'espace à l'arrière du trait de côte est également prospecté. La plaine maritime flamande contient des corps sableux d'extension kilométrique, en partie enfouis sous les limons des polders, et qui sont stratégiques autant pour les ressources en eau que pour la diversité des milieux naturels. Un des plus connus est la dune fossile de Ghyvelde, un espace géré par le Conservatoire du littoral. Les profils géoradar réalisés sur la dune de Ghyvelde permettent d'imager à quelques mètres sous la dune sa racine estuarienne. Les polders eux-mêmes constituent une cible, contre toute attente étant donné la composante argileuse et conductive de ces terrains. Moyennant un décapage préalable de la couche de terre arable, le signal géoradar pénètre suffisamment dans les polders pour imaginer les derniers chenaux qui ont drainé la plaine avant son assèchement. Enfin, deux exemples montrent le potentiel du géoradar dans des études géologiques de couches sédimentaires plus profondes ou rocheuses. Dans les sables éocènes de la région de Leuven (Belgique), une profondeur de pénétration de plus de 30 mètres a été obtenue, permettant d'extrapoler en profondeur le gisement des sablières de la région. Dans les faluns d'Anjou, sur le géosite patrimonial et touristique des Perrières, des profils géoradar imagent parfaitement l'architecture des couches rocheuses exposées dans les carrières souterraines, même à travers la route, ce qui laisse apercevoir un potentiel de cartographie extensive en installant l'outil sur un véhicule. Les résultats obtenus sur ces chantiers montrent que le géoradar est un outil versatile pour les géoressources, le géopatrimoine, les géorisques et l'environnement. Le mémoire de thèse présente ces différents résultats d'ordre méthodologique à travers un chapitre soumis pour publication dans un ouvrage faisant état des travaux scientifiques financés par le CPER MARCO. Un autre chapitre de la thèse,

correspondant au chantier principal et justifiant le titre du mémoire, fait l'objet d'un manuscrit soumis pour publication dans un journal international à comité de lecture (The Depositional Record). Il concerne l'évolution depuis le Moyen-Âge de la rive orientale de la paléo-Denna (un des bras de l'ancien delta du fleuve Aa) dans le secteur de Loon-Plage entre Gravelines et Dunkerque. Près de 40 km de profils géoradar acquis dans le cadre du diagnostic archéologique préalable à l'extension du Grand Port Maritime de Dunkerque ont permis de cartographier les derniers chenaux estuariens et leur évolution au cours du Moyen-Âge. Les étapes de la poldérisation correspondant à la migration progressive des digues vers l'ouest se marquent dans la stratigraphie géoradar, et se traduisent par un remplacement des systèmes de chenaux par une nappe plus sableuse que les sédiments estuariens sous-jacents et formant le substrat agricole de la plaine.

Mots clés : géoradar, environnements sédimentaires, estuaire, Holocène, France, poldérisation

## Abstract

Ground-penetrating radar (GPR) is a non-destructive geophysical prospecting tool used to image the finest discontinuities of the underground where the soil is not too conductive. GPR equipment was acquired in 2020 by the Oceanology and Geosciences Laboratory (LOG), which gave rise to bachelor's and master's internships supervised as part of this thesis, as well as academic and industrial collaborations. The first part of the results presented in this memoir is a summary of the surveys carried out on a variety of targets to test the method. GPR gives excellent results on wind-blown sands, and makes it possible to reconstruct the evolution of the coastal dunes affected by climate change. Examples of very-high resolution architectures are provided on the Slack and Pilat dunes. The combined use of different GPR antennas allows describing the mechanisms of sand erosion and deposition, from the scale of seasonal events to that of dune construction on a millennial scale. The backshore area is also explored. The Flemish coastal plain contains sandbodies of kilometer extension, partly buried under the silt of the polders, and which are strategic both for water resources and for the diversity of natural environments. One of the best known is the Ghyvelde fossil dune, an area managed by the Coastal Conservatory. The GPR profiles carried out on the Ghyvelde dune make it possible to image a few meters below the dune a sandy unit of marine or estuarine origin. The polders themselves constitute a target, against all expectations given the clayey and conductive component of these lands. By previously stripping the topsoil, the GPR signal penetrates sufficiently (4m) to image the last channels that drained the plain before it dried up. Finally, two examples show the potential of GPR in geological studies of deeper sedimentary or rocky layers. In the Brussels sands of the Leuven region (Belgium), a penetration depth of more than 30 meters was obtained with a low frequency antenna, making it possible to reconstruct the geometry of tidal sand bar cropping in a sand pit and thereby to guide the sand mining. In the faluns of Anjou, on the heritage and tourist geosite of Perrières, the profiles obtained show the possibility of perfectly imaging the architecture of the rock layers exposed in the subterranean quarries. Profiles realized on the roads show the feasibility of potential extensive mapping by installing the tool on a vehicle. The results obtained on these targets opened up possibilities for developing other areas of research in applied geosciences, particularly with regard to georesources, geoheritage, geohazards and geoenvironment. The memoir presents these different aspects through an article manuscript submitted for publication in a co-edited book produced for decision makers. The second part of the thesis



results presented in this memoir is focused on the work done in collaboration with INRAP (the National Institute of Research in Preventive Archaeology) on the Flemish coastal plain. It justifies the title of the dissertation, and is the subject of a manuscript submitted for publication in an international peer-reviewed journal (The Depositional Record). This concerns the evolution since the Middle Age of the eastern bank of the paleo-Denna, a branch of the paleo-delta of the Aa river that had its mouth between Gravelines and Dunkirk. About 30km of GPR profiles acquired as part of the archaeological diagnosis prior to the extension of the Grand Harbour of Dunkirk were used to map the last estuarine channels and their evolution during land reclamation. They show progressive shift of the front dikes towards the west which resulted in replacement of the channel system by a continuous layer sandier than the underlying estuarine sediments. This ultimate deposit forms the substrate of the modern agricultural soil of the coastal plain.

Keywords: Ground-penetrating radar, sedimentary environments, estuary, Holocene, France, land reclamation.

## Introduction Générale

Près de 60 % de la population mondiale fait le choix stratégique de s'installer le long des côtes, attirée par une combinaison séduisante d'avantages économiques et culturels que ces régions offrent (Ray, 2005). En France, bien que les zones côtières ne couvrent que 4 % du territoire métropolitain, une population permanente de 5,8 millions de personnes vit sur les littoraux, ce qui correspond à une densité de 272 habitants par km<sup>2</sup>, soit 2,5 fois la moyenne nationale (Observatoire du Littoral et Institut français de l'environnement, 1999). Cette concentration humaine connaît une augmentation significative pendant la saison estivale, où les plages françaises attirent des millions de touristes, mettant à l'épreuve la capacité d'accueil déjà sollicitée des zones côtières.

L'attractivité côtière considérable entraîne inévitablement une artificialisation croissante de ces espaces côtiers (Fig. 1). Selon l'Ifen (1999), le littoral français est 2,7 fois plus artificialisé que l'ensemble du territoire national. Cette transformation découle de pratiques anciennes parmi lesquelles l'endiguement des marais maritimes, connu sous le nom de poldérisation.

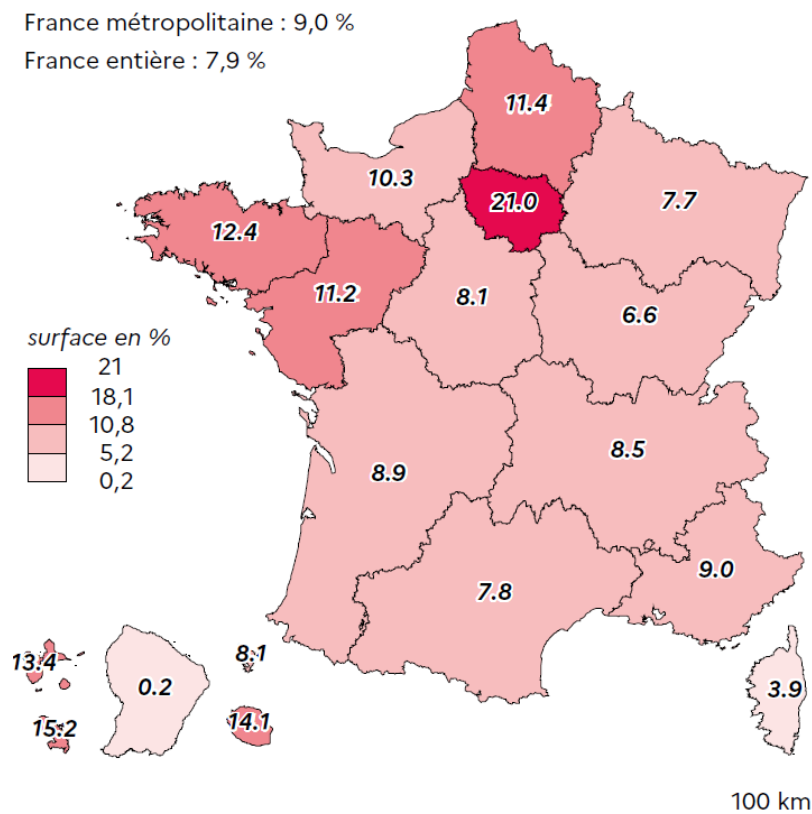


Figure 1: Carte illustrant la proportion de terrains artificialisés en France selon les régions administratives en 2018 (Source : Agreste - Enquêtes Teruti 2017-2018-2019).

Ces interventions anthropiques ont des conséquences notables sur les paysages côtiers, en particulier la perte significative des zones intertidales, des biotopes essentiels pour de nombreuses espèces (McLusky et al., 1992). Par exemple, l'estuaire de la Seine a perdu 100 km<sup>2</sup> de zones intertidales entre 1850 et aujourd'hui, mettant en exergue la transformation rapide de ces milieux (Dauvin, 2008). Les estuaires britanniques ont également subi d'importantes pertes, avec entre 25 et 50 % de leurs zones intertidales et la moitié de leurs schorres disparus au cours des deux derniers siècles en raison des actions d'endiguement (Goeldner, 1999). Au-delà de ces pressions, les écosystèmes estuariens font face aux défis posés par le changement climatique. L'élévation du niveau de la mer, résultant du réchauffement climatique, ébranle la stabilité des zones côtières. Ce phénomène peut entraîner un déplacement latéral du schorre, mais la présence de digues limite souvent cette migration, entraînant une perte accrue des zones intertidales. Ainsi, la combinaison de l'urbanisation croissante, de l'artificialisation des côtes et des changements climatiques exerce une pression considérable sur les zones côtières, nécessitant une approche équilibrée entre développement et préservation.

Les zones côtières françaises, composées principalement d'estuaires, se révèlent être des environnements géologiquement riches. Du point de vue géologique, l'estuaire est un milieu clastique sédimentaire agissant comme un puits de particules sédimentaires, provenant à la fois du continent et de la mer (Harris & Heap, 2003). Ce milieu, généralement peu profond, est géologiquement jeune (Ray, 2005) et éphémère, car il finit par se combler sous l'effet des apports sédimentaires, évoluant finalement en delta si ces derniers viennent du fleuve estuarien, ou en trait de côte progradé si ces derniers viennent de la mer sous l'effet de la dérive littorale. Les estuaires subissent l'influence de trois énergies majeures : le flux fluvial, la marée et les vagues (Dalrymple et al., 1992). La plupart des systèmes estuariens européens résultent de l'inondation de vallées fluviales due à la montée du niveau de la mer lors de la dernière déglaciation (10-15 000 BP ; Elliott & McLusky, 2002). Ils sont principalement dominés par l'énergie tidale, surtout dans des vallées surdimensionnées par rapport au fleuve estuarien, comme c'est le cas du Severn (Royaume-Uni), mais même à l'aval d'un système fluvial majeur, comme celui de la Tamise ou du Rhin. Ils peuvent également subir l'influence mixte de la marée et des vagues, comme c'est le cas pour les estuaires de la Gironde (France) et du Humber (Royaume-Uni).

Cependant, il est crucial de souligner que les systèmes estuariens sont intrinsèquement sujets à une variabilité marquée, rendant souvent délicate la distinction entre les impacts d'origine naturelle et ceux résultant des activités humaines. Cette complexité est souvent désignée sous

le nom de Paradoxe de la Qualité Estuarienne (Elliott & Quintino, 2007). Dans ce contexte, la détection des effets des pressions anthropiques dans les estuaires se révèle être une tâche particulièrement délicate.

Au sein de cette thèse, notre objectif premier a été d'illustrer et de documenter la variabilité morpho-sédimentaire des systèmes côtiers attachés à un milieu estuarien, en nous focalisant sur les plaines maritimes des Hauts de France. La ligne directrice était de voir ce qui pouvait être anthropique dans cette variabilité et son enregistrement stratigraphique récent. Objectif certainement trop ambitieux pour une thèse mais motivé par l'utilisation au LOG d'un nouvel outil : le géoradar. Nous avons réalisé plusieurs applications sur des cibles types, tirant de nombreuses leçons méthodologiques de cette expérience. Notre attention s'est portée en priorité sur les dunes côtières et les polders.

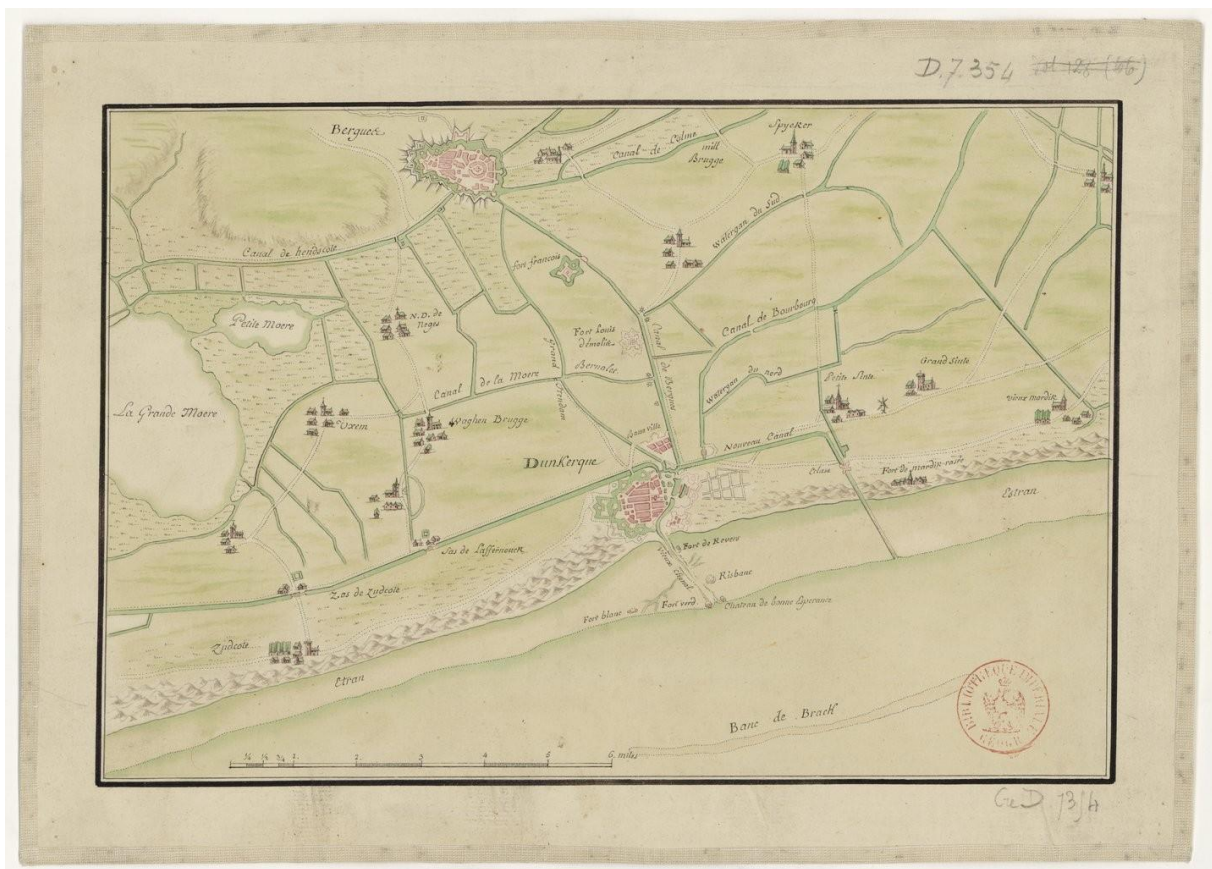
Concernant les dunes, nous avons considéré différentes échelles, depuis une perspective stratigraphique holocène avec la dune fossile de Ghyvelde, jusqu'à une perspective contemporaine avec le système dunaire de Westhoek et Koksidge. Les dunes côtières jouent un rôle crucial en tant que première barrière de défense contre les submersions, et l'étude de certains sites permet de retracer l'évolution du paysage depuis un estuaire jusqu'à un polder comblé et finalement recouvert par des dunes, comme c'est le cas du champ de dunes de la Slack, actuellement soumis à une forte érosion et à l'installation des siffle-vent.

Concernant les polders, nous avons eu la chance de pouvoir accompagner pendant 2 ans les diagnostics archéologiques réalisés par l'Inrap sur le paléostuaire de la Denna dans le secteur de Loon-Plage, un chantier de plus de 1000 ha mis en place dans le cadre du projet d'extension de la darse atlantique du Grand Port Maritime de Dunkerque. Les connaissances acquises par archéologues ont été décisives pour notre interprétation géophysique et sédimento-stratigraphique (Desoutter et al., 2020, 2021; Lancon et al., 2022). La complexité des dépôts estuariens, fortement influencée par l'intervention humaine et les phénomènes de poldérisation, a rendu l'utilisation du géoradar sur ce type d'environnement particulièrement stimulante. Nous avons essayé de comprendre les processus complexes de comblement du paléo-estuaire sur plusieurs siècles et sous l'influence de processus naturels et anthropiques combinés.

Les terres constituant cette zone de la plaine flamande, voire de l'ensemble de la plaine, ont été définitivement gagnées sur la mer au Moyen-Âge grâce à la poldérisation. Ce processus implique la mise en place de digues et la création de fossés de drainage (Lancon et al., 2022) (Fig. 2), connus sous le nom de watergangs (ou wateringues), qui dirigent l'eau vers des canaux, lesquels se vidangent vers la mer pendant les marées basses. L'énorme effort déployé

pour assécher cette plaine découlait de deux impératifs interdépendants : premièrement, la nécessité de se prémunir contre les inondations marines et les risques liés aux tempêtes, et deuxièmement, l'exploitation agricole des terrains gagnés (Desoutter et al., 2020).

Aujourd'hui, la plaine maritime flamande se caractérise par des densités de population élevées et une concentration significative d'activités économiques (agriculture, industrie, secteur tertiaire), reflétant ainsi l'histoire millénaire de la poldérisation. Cependant, cela pose également un défi important, car ces terres gagnées sur la mer demeurent vulnérables à l'élévation du niveau de la mer, une conséquence inéluctable du changement global. Cette situation soulève des enjeux cruciaux en matière de gestion et de préservation face aux impacts potentiels du changement climatique.



Source gallica.bnf.fr / Bibliothèque nationale de France

Figure 2: Plan de la région de Dunkerque montrant les canaux et élévation de la digue de l'ouest. - Plan du chenal de Dunkerque en 1763 (Gallica /Bibliothèque nationale de France).

Les questions centrales de cette thèse portent sur l'analyse de l'impact différencié des changements climatiques et des influences anthropiques sur l'évolution de paysage de plaine maritime flamande depuis l'antiquité, avec une attention particulière portée au chantier archéologique de Loon-Plage. L'objectif est de déterminer précisément la contribution

spécifique de chaque facteur et d'évaluer leur interdépendance. Quelle est la nature de leur interaction et quelle force prévaut dans le schéma évolutif observé ?

L'importance primordiale de ces questions réside principalement dans la projection possible d'une rupture potentielle de la barrière côtière ou des digues, envisagée à la lumière de l'intensification prévue des tempêtes et de l'élévation future du niveau de la mer.

Ce manuscrit de thèse s'organise en 6 chapitres distincts :

Le premier chapitre s'engage dans une exploration approfondie de l'état de l'art dans les domaines côtiers et estuariens. Cette démarche vise à établir une base solide de connaissances en examinant les travaux antérieurs, les avancées scientifiques, et les pratiques émergentes liées à la gestion des zones côtières et des estuaires. En se plongeant dans cet état de l'art, la thèse cherche à positionner de manière éclairée la problématique des polders au sein du contexte plus large des enjeux environnementaux côtiers. De plus, ce chapitre traitera également d'une partie significative dédiée à l'histoire du climat holocène et de son enregistrement dans les estuaires.

Le deuxième chapitre aspire à offrir une synthèse complète en examinant l'histoire géologique et stratigraphique de la plaine flamande au cours de l'Holocène. Ce faisant, il se base sur les travaux antérieurs tout en se nourrissant des avancées récentes, notamment les contributions de l'Inrap. En parallèle, ce chapitre s'attache à retracer l'histoire d'occupation humaine de cette région depuis l'Antiquité, en se fondant sur les recherches archéologiques les plus récentes menées par l'Inrap. Cette double approche, combinant les données géologiques et archéologiques, vise à fournir un cadre contextuel solide pour la compréhension des dynamiques évolutives de la plaine flamande, en mettant en lumière les interactions entre l'environnement naturel et l'occupation humaine au fil des siècles.

Le troisième chapitre s'engage dans une exploration méthodologique approfondie en mettant à l'épreuve le géoradar sur divers chantiers et cibles. Considérant cet outil comme l'élément clé pour décrypter les secrets de la stratigraphie des derniers dépôts de la plaine flamande, ce chapitre vise à tirer des leçons précieuses de ces expérimentations. En testant le géoradar dans des conditions variables, cette section cherche à affiner les méthodologies d'investigation, mettant en évidence les défis potentiels et les opportunités offertes par cet instrument. L'objectif est d'établir une base méthodologique solide pour la compréhension approfondie de

la stratigraphie complexe de la plaine flamande, ouvrant ainsi la voie à des interprétations plus précises des couches sédimentaires récentes.

Le quatrième chapitre demeure centré sur une approche méthodologique, mettant en lumière l'application de la sismique MASW, une méthode exploratoire rarement utilisée dans le domaine côtier. L'objectif principal de cette section était d'exploiter cette méthode novatrice pour imager le mur de la vallée quaternaire. L'enjeu était de fournir une représentation des limites stratigraphiques profondes qui n'étaient pas accessibles via le géoradar. À travers le déploiement de la sismique MASW, ce chapitre cherche à élargir les horizons d'investigation spécifiquement dans le contexte de la plaine flamande, offrant ainsi une perspective inédite sur la complexité de sa stratigraphie régionale et, potentiellement, sur des éléments jusque-là non détectés.

Le cinquième chapitre expose les résultats de la prospection géoradar réalisée sur le chantier archéologique de l'Inrap. Dans un premier temps, cette section offre une vue d'ensemble à l'échelle globale de chantier archéologique. L'analyse approfondie de ces résultats a pour objectif de fournir une compréhension détaillée des structures stratigraphiques détectées, en mettant particulièrement l'accent sur la distinction entre les comblements naturels et ceux influencés par l'intervention anthropique. L'effort est porté sur la cartographie spatiale de l'ensemble de ces corps sédimentaires, avec une discussion approfondie sur leurs origines et évolutions.

Dans un second temps, l'étude se concentre à l'échelle d'une fouille, visant à comprendre l'influence de l'interaction entre l'homme et la nature sur la configuration du paysage et l'évolution du processus de poldérisation. Cette approche microscopique permet d'explorer les dynamiques spécifiques à un site particulier, contribuant ainsi à une compréhension plus fine des mécanismes sous-jacents à la formation des dépôts sédimentaires dans la plaine flamande.

Le sixième chapitre est dédié à la discussion approfondie de la relation entre la mise en place des digues, les ruptures éventuelles, les signaux stratigraphiques identifiés sur les profils géoradar, et les événements de tempête survenus durant le Moyen Âge. En examinant ces composantes, cette section cherche à établir des liens significatifs entre les interventions humaines, les réponses environnementales, et les traces enregistrées dans la stratigraphie de la plaine flamande. L'analyse de ces éléments permet d'explorer comment la construction des digues a pu influencer la formation de certaines strates sédimentaires détectées par le

géoradar, en mettant particulièrement l'accent sur les ruptures éventuelles de ces défenses naturelles face aux tempêtes médiévales.



# Chapitre I

## Estuaires, Environnements Côtiers et Histoire Climatique de l'Holocène

### Introduction

Le terme 'estuaire' est issu du latin aestus, 'la marée', et aestuarium, 'lieu où le flux de la mer pénètre' dans une vallée. Les estuaires et les vallées, traités au plan de la sédimentologie et de la stratigraphie dans de très nombreux travaux car ce sont dans le sous-sol des cibles qui ont été privilégiées pour la prospection de géoréservoirs (Dolson et al., 1988; Zaitlin & Shultz, 1990 ; Van Wagoner & Mitchum, 1990 ; Brown, 1993), sont également le siège d'activités humaines en tension (Lotze, 2010) (villes portuaires, plaines maraîchères, etc...). L'influence combinée des vagues, des marées et des processus fluviaux dans l'espace somme toute restreint des vallées estuariennes, explique la variabilité temporelle et spatiale des paysages estuariens. Cela rend d'autant plus difficile de reconnaître l'impact de l'activité humaine sur l'évolution géologique des estuaires. Les aménagements côtiers, les activités portuaires et l'exploitation des ressources naturelles (notamment le pompage d'eau souterraine) modifient profondément ces environnements, affectant la répartition des sédiments et la dynamique des courants. En outre, les estuaires sont au premier chef menacés par les changements climatiques et l'élévation du niveau marin. Les risques accrus de submersion et d'inondation dus à ces facteurs soulignent l'importance de comprendre les processus combinés géologiques et anthropiques dans ces régions pour optimiser les politiques de gestion (Strauss et al., 2012) et d'adaptation face aux changements environnementaux.

### 1. Typologie morpho-sédimentaire des milieux côtiers

L'impact relatif des divers processus hydrodynamiques qui s'expriment dans l'environnement littoral, à savoir les crues fluviales, les tempêtes et les marées, peut être décrit à l'aide d'un diagramme ternaire (Fig.I-1). Les processus fluviaux ne dominent la construction littorale que dans le cas de deltas et en l'absence des autres agents dynamiques. Les marées et les vagues concourent à l'édification de la plupart des littoraux mais avec des résultats

morphosédimentaires qui dépendent des flux. La typologie des côtes en catégories transgressives et régressives en fonction de critères géomorphologiques (Boyd et al., 1992) va nous permettre d'aborder la question des plaines maritimes, qui est le sujet de cette thèse (Fig.I-1 et I-2).

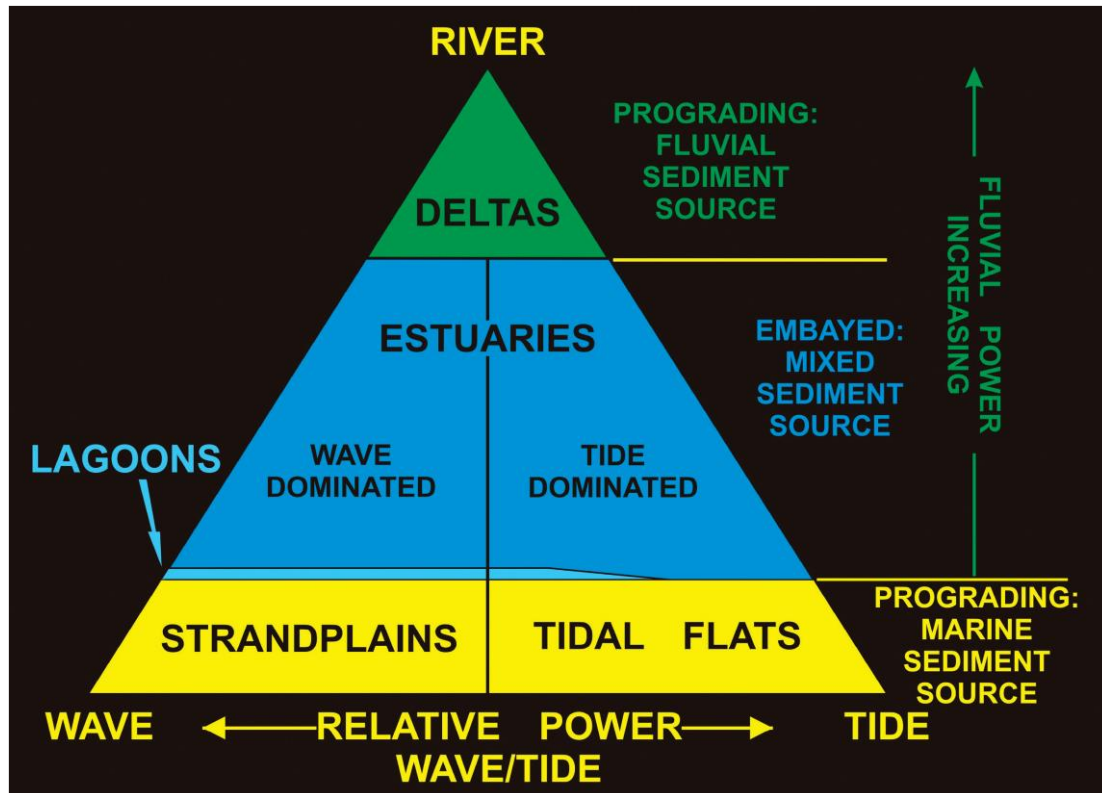


Figure I-1 : Classification côtière triangulaire : Intégration des processus fluviaux, des vagues, des marées, et de la direction des sédiments (Boyd et al., 1992).

Sur les côtes régressives, l'apport sédimentaire par les processus marins ou fluviaux excède l'accommodation créée par la hausse du niveau marin relatif pour stocker ces sédiments en maintenant le trait de côte et le caractère maritime de l'espace littoral émergé. En conséquence, selon la dynamique qui prévaut à la côte, on a des mangroves boueuses, des deltas sableux, ou des barrières littorales progradantes. Le caractère maritime de l'espace littoral émergé transparaît sur les côtes transgressives où l'accommodation excède les apports sédimentaires. Il se traduit par la présence d'estuaires et de lagons bordés par des marais maritimes. La fermeture progressive de cet espace sous l'effet du ralentissement de l'accommodation des sédiments est une caractéristique du passage d'un cortège transgressif à un cortège régressif, ce qui a été conceptualisé dans le modèle de remplissage des vallées incisées (Zaitlin et al., 1994 ; Fig.I-3).

Dans ce modèle, on considère uniquement les environnements situés au droit d'une vallée qui va constituer un estuaire pendant les transgressions et devenir un delta pendant les

régressions. L'avulsion des rivières et la migration long shore des systèmes sédimentaires peut déconnecter les sources des dépôts, de sorte qu'une vallée incisée peut exister sous des dépôts régressifs formés uniquement par la dynamique marine.

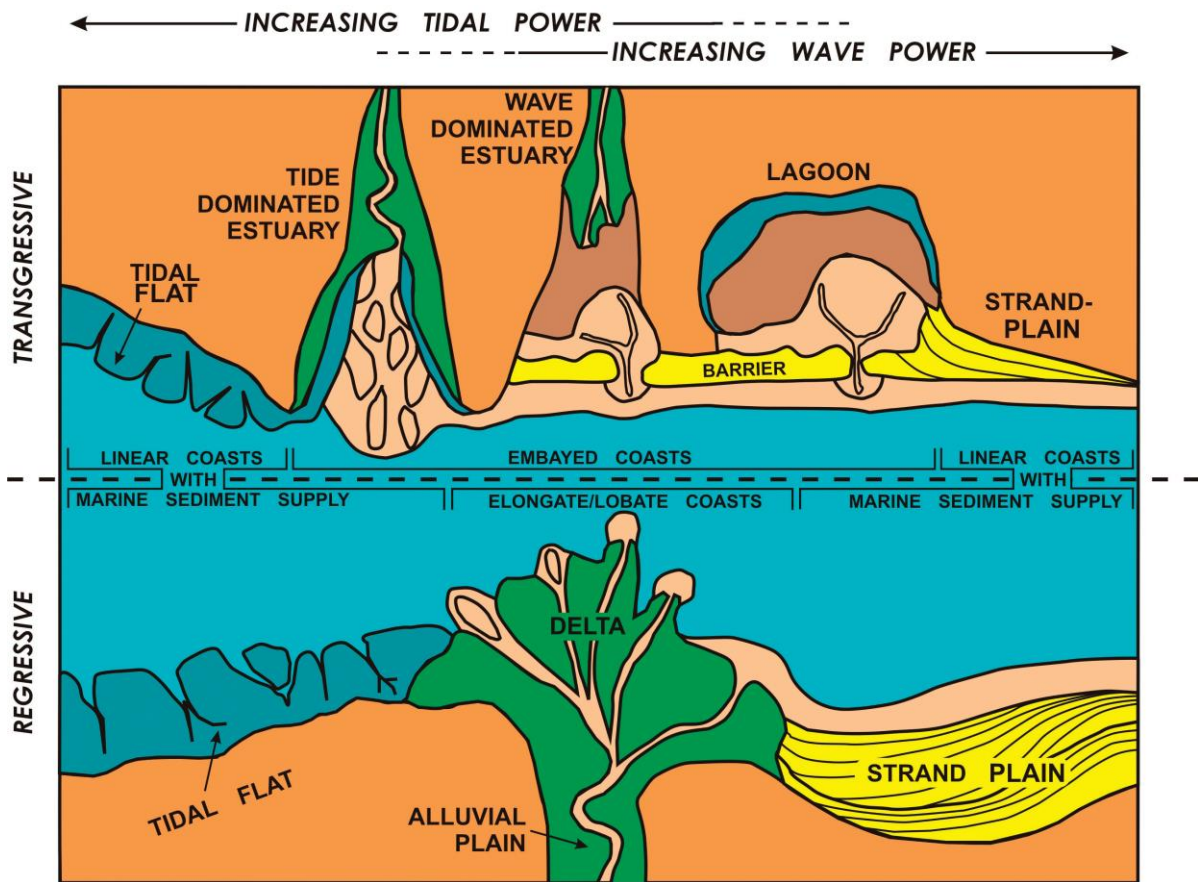


Figure I-2 : La classification de [Boyd et al. \(1992\)](#) organise les environnements côtiers en fonction de la direction du littoral et de la puissance relative des vagues, des courants de marée et des courants fluviaux.

Dans le cas du sud de la Mer du Nord, et le littoral étudié dans cette thèse, les grands fleuves (Rhin, Escaut) forment des estuaires qui ne sont actuellement pas encaissés dans des vallées incisées mais qui continuent d'exister sur une côte ennoyée sous les sédiments et qui latéralement est caractérisée par une barrière et un espace arrière-barrière entièrement comblé : la plaine maritime.

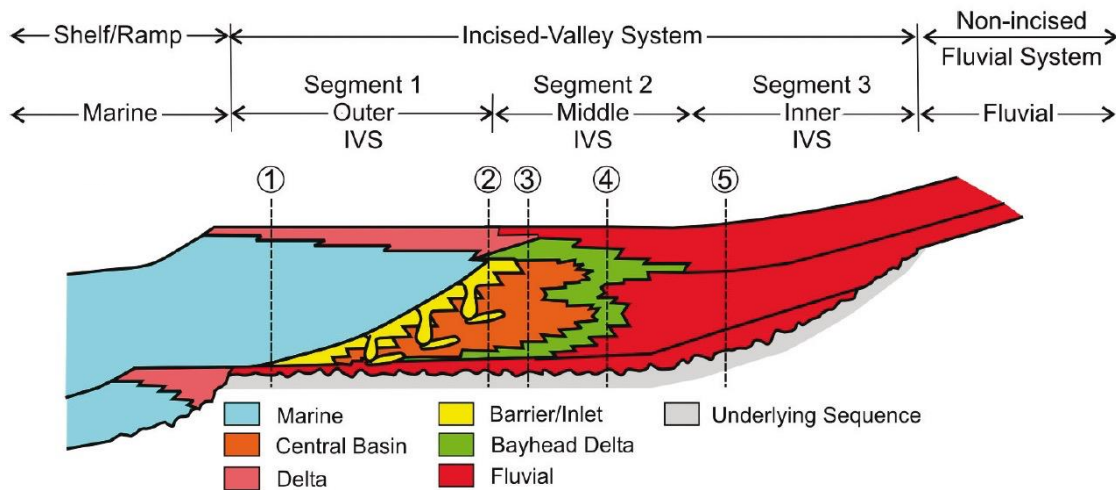


Figure I-3: Coupe longitudinale idéalisée d'un système simple de vallées encaissées montrant la distribution des environnements de dépôt. Un estuaire dominé par les vagues a été utilisé dans ce modèle. Les segments 1 et 3 sont généralement beaucoup plus longs que le segment 2, et sont comprimés ici pour des raisons de présentation (Zaitlin et al. 1994).

## 2. Estuaires - définitions, formation et caractéristiques géologiques

La notion d'estuaire comporte deux définitions distinctes : selon (Pritchard, 1967), c'est une masse d'eau côtière semi-fermée où la salinité est diluée par de l'eau douce provenant du drainage des terres, avec une importance centrale accordée à la présence d'eau salée. À l'inverse, la définition de (Dalrymple et al., 1992) sédimentologique et stratigraphique, considère l'estuaire comme un environnement côtier transgressif à l'embouchure d'une vallée fluviale passant graduellement de la dynamique de la rivière à celle des vagues, avec l'influence intermédiaire des marées. La formation des estuaires résulte d'une élévation relative du niveau de la mer, créant une accommodation dans la zone de l'embouchure du fleuve, comblée ensuite par les sédiments issus des processus fluviaux et marins. Actuellement, les estuaires sont fréquents en raison de la transgression postglaciaire, certains encore actifs tandis que d'autres ayant évolué vers des systèmes de delta depuis la stabilisation du niveau marin à l'optimum climatique holocène (Stanley & Warne, 1994). L'influence de la dynamique des marées dans un estuaire est associée à leur amplification dans des passes tidales (dans le cas où une barrière littorale limite l'entrée des vagues) ou à cause de la forme en entonnoir de la vallée (estuaires hyper synchrones). La topographie de la vallée transgressée et les flux de sédiment contrôlent la variabilité du remplissage estuarien, comme cela est bien illustré sur les littoraux français (Chaumillon et al., 2010). Des exemples bien

étudiés d'estuaires hyper synchrones comprennent la baie de Cobequid et la rivière Salmon dans la baie de Fundy (Dalrymple et al., 1990, 1992), l'estuaire de la rivière Severn en Grande-Bretagne (Allen, 1990; Harris & Collins, 1985; McLAREN et al., 1993), la baie du Mont-Saint-Michel en France (Billeaud et al., 2007; Tessier et al., 2006, 2010) et l'estuaire de la rivière Fitzroy en Australie (Bostock et al., 2007; Ryan et al., 2007). Ces estuaires se caractérisent par un remplissage dominé par des barres et des estrans tidaux séparés par des chenaux à forte mobilité latérale et longitudinale (Leuven et al., 2018).

### **3. Évolution géologique et avancées conceptuelles des estuaires**

Les premières recherches sur les estuaires, axées sur des aspects appliqués et environnementaux en tant que ports ou zones d'habitation, soulignent l'importance de l'influence des marées dans leur définition (Pritchard, 1967). Une des signature des marées dans les estuaires est leur apport de sédiments fins qui décantent dans des vasières, ou estrans boueux (Klein, 1967). Les années 1960-1970 ont été marquées par des études approfondies de la morphologie estuarienne, notamment sur les bras de marée, influencées par les idées de Hayes (Hoyt & Henry, 1965; Hubbard, 1975; Vallianos, 1975). (Hayes, 1975) classifie les estuaires en microtidaux, mésotidaux, et macrotidaux selon le marnage (Davies, 1964). (Clifton, 1982) répertorie des structures sédimentaires estuariennes et propose un modèle de faciès pour les chenaux de marée. Les revues de Reinson (1992) et Dalrymple (1992) synthétisent les travaux antérieurs, mettant l'accent sur le rôle de la dynamique tidale dans la zonation et l'organisation stratigraphique des faciès sédimentaires estuariens. Reinson (1992) propose une première classification « tripartite » des estuaires (Fig. I-4), identifiant un bassin estuarien rempli de sédiments boueux et bordé à l'amont et l'aval par des dépôts sableux. Dalrymple et al. (1992) présentent un modèle conceptuel de faciès estuariens dans lequel cette division tripartite est minorée dans le cas d'estuaires dominés par la marée (Fig. I-5). Ces modèles renforcent la compréhension des rétroactions entre morphologie et dynamique des estuaires.

COASTAL - PLAIN ESTUARIES				
	WAVE DOMINATED			TIDE DOMINATED
	LAGOONAL	PARTIALLY-CLOSED	OPEN-ENDED	TIDAL
MORPHOLOGICAL CONFIGURATION	CLOSED, PARTIALLY OPEN, SHORE-PARALLEL 	SHORE-PARALLEL TO SHORE-NORMAL 	SHORE-NORMAL 	SHORE-NORMAL 
TIDAL RANGE	MICROTIDAL	MICROTIDAL TO MESOTIDAL	MESOTIDAL TO LOW MACROTIDAL	HIGH MACROTIDAL (EXTREME TIDAL RANGES)
CIRCULATION PATTERN	PARTIALLY MIXED	PARTIALLY MIXED TO WELL STRATIFIED (DEPENDENT ON RIVER DISCHARGE)		HOMOGENEOUS (VERTICALLY AND LATERALLY)
SEDIMENT DISTRIBUTION PATTERN		MUDDY SEDIMENTS FLUVIAL SAND LITTORAL SAND 		
AXIAL SECTION		SEA LEVEL 		
EXAMPLE :	GREAT SOUND, NEW JERSEY	MIRAMICHI, NEW BRUNSWICK	GIRONDE	BROAD SOUND, AUSTRALIA

I-4: Classification estuarienne ancienne de [Reinson \(1992\)](#).

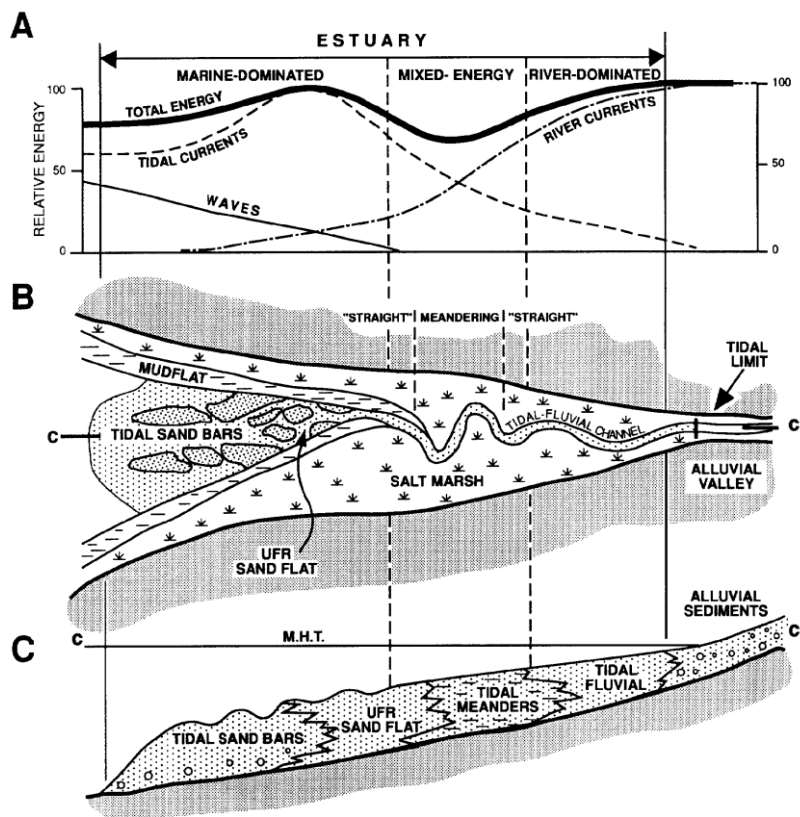


Figure I-5 : Répartition de A) type d'énergie, B) éléments morphologiques en vue plan, et C) faciès sédimentaires en coupe longitudinale au sein d'un estuaire idéalisé dominé par les marées ([Dalrymple et al., 1992](#)).

#### **4. Dynamique complexe des estuaires entre marées, vagues et courants fluviaux**

Les estuaires dominés par les marées subissent des processus d'érosion et de sédimentation influencés principalement par les courants de marée, bien que les vagues et les courants fluviaux puissent également jouer un rôle local important (Yang et al., 2005; Yang et al., 2007). Les vagues exercent un contrôle prépondérant sur la face externe de la barrière littorale ou sur les plages de l'estuaire externe en l'absence de barrière littorale (Fig. I-6). L'action des vagues diminue à l'intérieur de l'estuaire en raison de la dissipation sur l'énergie sur le fond, laissant place à une sédimentation de plus en plus dominée par la marée. La limite d'extension de l'action des vagues sur les rivages estuariens est localisée le plus à l'intérieur de l'estuaire lors des tempêtes survenant à marée haute (Pye, 1996; Tessier et al., 2006). L'influence de la dynamique de la rivière estuarienne est limitée à la partie la plus amont, où il devient difficile de séparer l'effet des crues et des marées dans la cyclicité sédimentaire caractérisée par des alternances entre des dépôts boueux et sableux (Dalrymple & Choi, 2007). La limite de l'estuaire vers l'intérieur des terres est alors définie là où les mouvements de l'eau liés à la marée ne sont plus perceptibles (la « tidal limit »), parfois à plusieurs dizaines ou centaines de kilomètres à l'intérieur des terres (Van Den Berg et al., 2007). La forme en entonnoir des estuaires dominés par les marées concentre l'énergie de l'onde de marée dans une section transversale de plus en plus étroite à mesure qu'elle pénètre dans l'estuaire (Fig. I-6), avec une augmentation de l'amplitude de la marée atteignant son maximum à une certaine distance de la côte (Li et al., 2006; Dalrymple & Choi, 2007). Lorsque la profondeur d'eau diminue, comme pour les vagues mais avec une influence moindre étant donnée la grande longueur d'onde de la marée, la friction devient prépondérante, entraînant une asymétrie de la marée et une diminution de son amplitude (Fig. I-6). En conséquence, le remplissage de l'estuaire sous l'effet des marées commence dans sa partie interne, progressant ensuite vers la mer, marquant la transition vers un delta une fois l'estuaire comblé (Dalrymple et al., 1992; Choi, 2010).

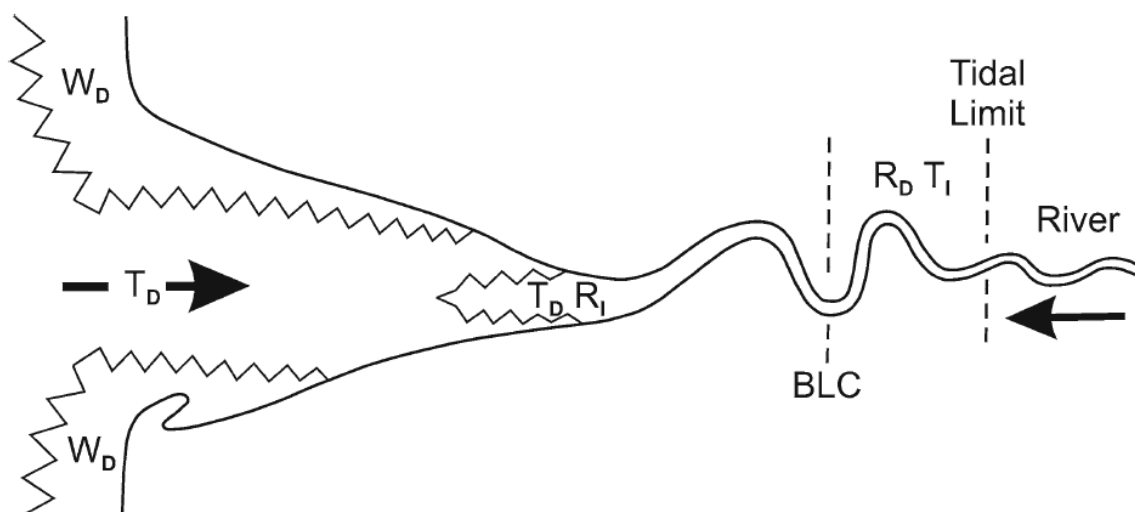


Figure I-6 : Illustration simplifiée (Dalrymple et al., 2012) d'un estuaire sous l'influence des marées, mettant en évidence la répartition spatiale des processus: WD (Wave Dominated - dominé par les vagues), TD (Tide Dominated - dominé par les marées), TD RI (Tide Dominated, River Influenced - dominé par les marées, influencé par la rivière) et RD TI (River Dominated, Tide Influenced - dominé par la rivière, influencé par les marées). Les flèches noires indiquent les directions prédominantes du transport sédimentaire, soulignant la coexistence de deux sources de sédiments et une convergence des charges de fond (BLC) au sein de l'estuaire.

## 5. Faciès sédimentaires et zonation des estuaires

Perillo (1995) offre une analyse approfondie des définitions et classifications des estuaires, intégrant des perspectives océanographiques, biologiques, et morpho-sédimentaires. Les critères pertinents pour la génération d'un modèle de faciès utilisable par les géologues pour identifier des dépôts estuariens dans l'ancien sont synthétisés par Dalrymple et al. (1992). Ce modèle (Fig. I-7), qui a notamment pris le pas sur l'approche océanographique de (Pritchard, 1967) basée sur la salinité, intègre les dépôts estuariens dans des cortèges transgressif-régressifs, ce qui a ensuite donné lieu au modèle de comblement des vallées incisées (Zaitlin et al., 1994).

Dans le modèle de Dalrymple et al. (1992), qu'ils soient dominés par la marée ou par les vagues dans leur embouchure, les estuaires comportent trois zones (Fig. I-7) : une zone extérieure caractérisée par les processus dominant sur le trait de côte, une zone centrale énergétiquement équilibrée entre les courants de marée et fluviaux, et une zone intérieure dominée par les processus fluviaux. Cette zonation correspond aux modèles généraux de transport sédimentaire, avec une convergence de la charge de fond dans la zone centrale (Guilcher, 1967; Kulm & Byrne, 1967; Roy et al., 1980; Dalrymple & Zaitlin, 1989).



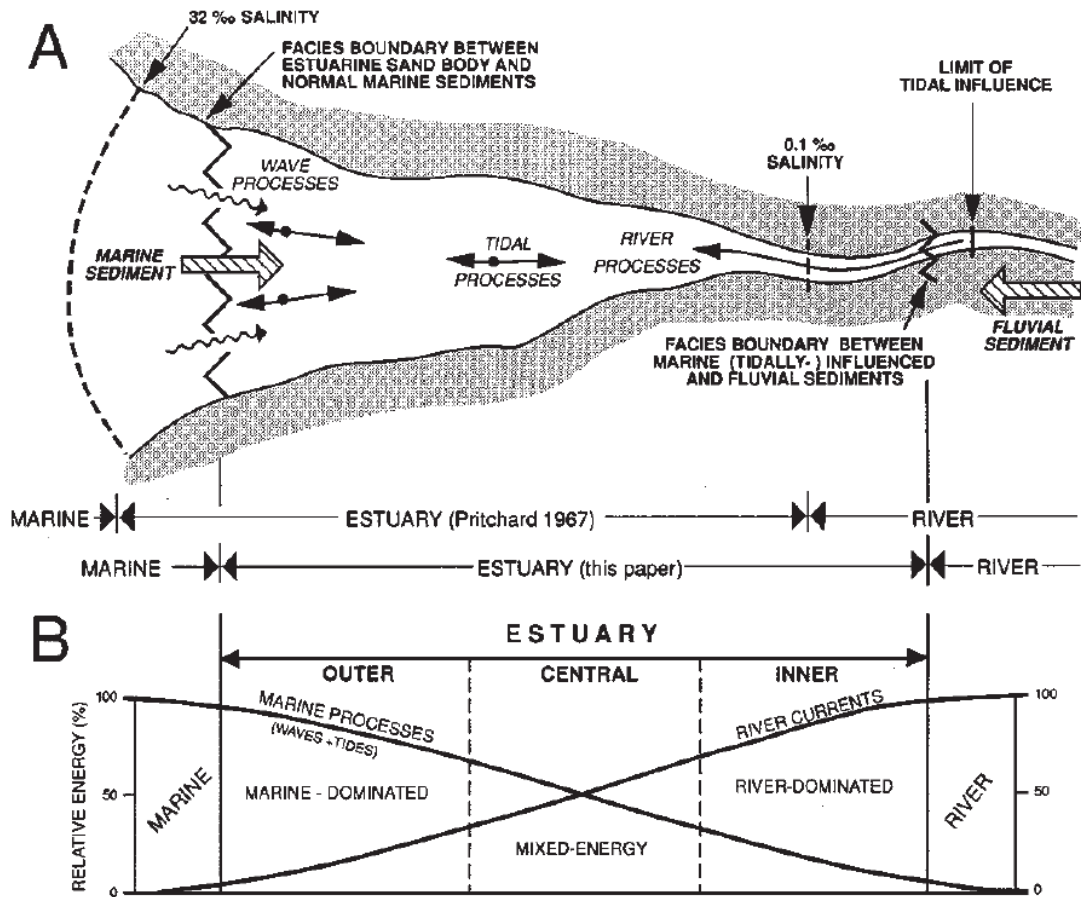


Figure I-7 : Schéma illustrant les définitions de Pritchard (1967) et Dalrymple et al. (1992) pour les estuaires, ainsi que la répartition des processus physiques et la zonation tripartite des faciès qui en découle (Dalrymple et al, 1992).

## 6. Estuaires dominés par la marée

Dans les estuaires dominés par la marée, l'énergie du courant de marée prévaut sur celle des vagues sur le trait de côte, favorisant le développement de barres de sable étendues qui dissipent l'énergie des vagues (Hayes, 1975 ; Dalrymple et al., 1990). La marée est comprimée dans une section de plus en plus étroite vers l'amont en raison de la géométrie conique caractéristique de ces estuaires, provoquant une accélération des courants de flot (marée montante) vers la terre (Langbein, dans Myrick & Leopold, 1963; Wright et al., 1973). Vers l'amont, la dissipation par frottement contrarie cet effet, la combinaison des deux produisant une asymétrie temps-vitesse des courants de marée particulière à chaque endroit de l'estuaire. Dans ces estuaires dominés par la marée, le résultat du continuum tidal, donne une

distribution moins prononcée des faciès tripartites (sable/argile/sable) et la présence ubiquiste de barres et chenaux. Des barres tidales longitudinales sont construites sous l'effet d'un transport résiduel par le flot dans la zone de l'embouchure, et des barres de chenal fluvial influencé par la marée sous l'effet d'un transport résiduel par le jusant (combiné au transport par la rivière) dans la zone interne (Fig. I-5). La zone intermédiaire abrite des barres sinueuses ou des point bars où le transport est symétrique et où les cycles tidaux se marquent par une stratification hétérolithique (Chaumillon et al., 2013; Musial et al., 2012; Dalrymple & Zaitlin, 1989). Les sédiments boueux ne sont donc pas accumulés dans un bassin estuarien central mais sur les estrans des plages de l'estuaire et dans les marais et les plaines d'inondation avoisinants (Woodroffe et al., 1989; Dalrymple et al., 1990). Les dépôts des estuaires dominés par la marée sont formés et préservés dans les cortèges transgressifs des remplissages de vallée incisée, où il surmonte en général des formations tourbeuses. Dans l'embouchure estuarienne, ils passent vers le haut à des dépôts où s'enregistrent de plus en plus l'effet des vagues (Davis & Clifton, 1987; Demarest & Kraft, 1987).

## **7. Estuaires dominés par les vagues**

Dans un estuaire dominé par les vagues, le rôle des marées demeure relativement mineur par rapport à l'impact significatif des vagues à l'entrée de cette zone (Dalrymple et al., 1992) (Fig. I-8). Cette convergence entre les vagues et les courants de marée provoque le déplacement des particules de sédiments le long du rivage, les dirigeant vers l'embouchure de l'estuaire où émerge ou se forme une barrière/spit (Dalrymple et al., 1992). Cette structure agit comme une barrière, restreignant l'intrusion des vagues à l'intérieur de l'estuaire. Bien que des courants de marée légèrement plus intenses puissent maintenir ouvertes quelques ouvertures, une grande partie de l'énergie des marées est dissipée au niveau de l'entrée, réduisant ainsi l'amplitude des marées et affaiblissant les courants de marée à l'arrière de cette barrière (Fig. I-8) (Roy et al., 1980; Boyd & Honig, 1992). Le schéma de répartition de "l'énergie totale" dans un estuaire idéalement influencé par les vagues présente deux pics distincts : l'un à l'embouchure, attribuable à l'énergie des vagues, et l'autre à la tête, provoqué par les courants fluviaux, laissant entre eux une zone d'énergie minimale au centre de l'estuaire (Dalrymple et al., 1992). Cette distribution énergétique résultante génère une séparation nette et "tripartite" des lithofaciès (grossier-fins-grossier) dans la majorité des estuaires soumis à l'influence des vagues (Nichol, 1991; Nichols et al., 1991; Roy et al., 1980; Zaitlin & Shultz, 1990).

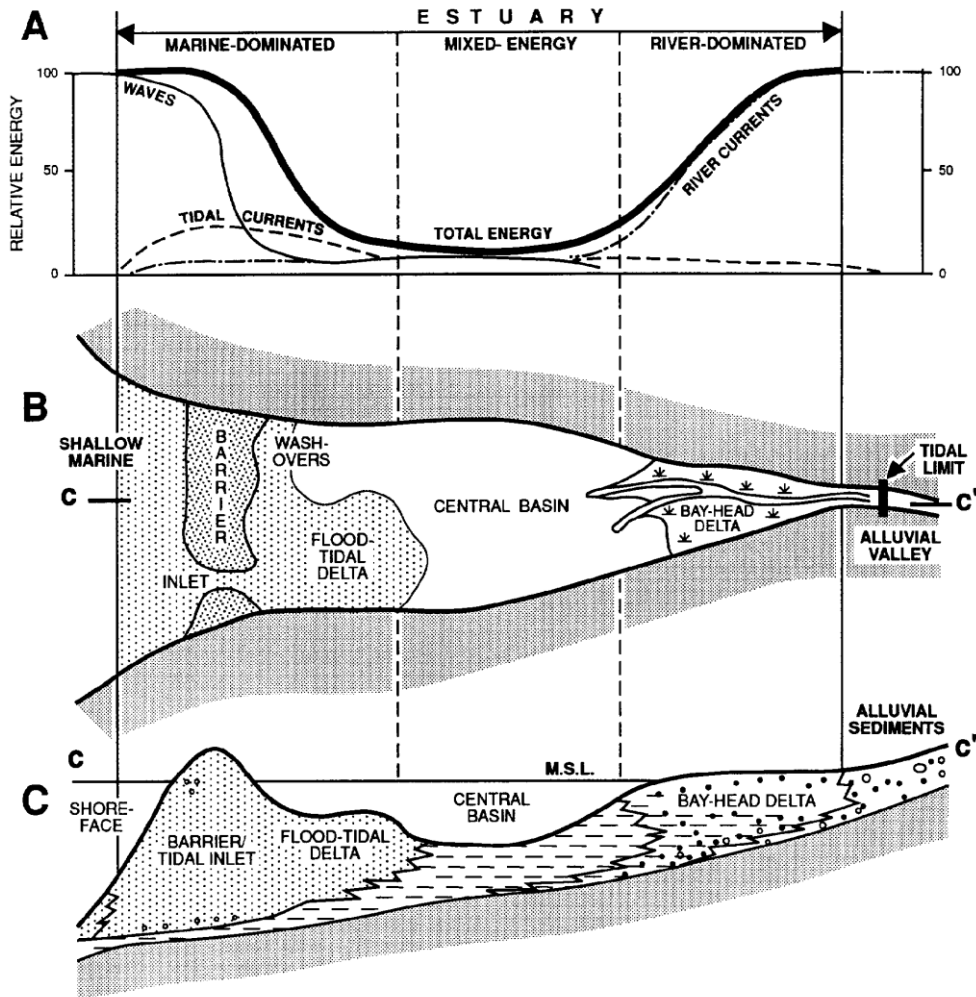


Figure I-8 : Répartition A) des types d'énergie, B) des composants morphologiques en vue en plan, et C) des faciès sédimentaires en coupe longitudinale à l'intérieur d'un estuaire idéalisé dominé par les vagues (Dalrymple et al, 1992).

## 8. Histoire climatique de la région Nord-Atlantique durant l'Holocène

Au fil des décennies récentes, les avancées technologiques et les études menées à travers diverses régions géographiques ont considérablement enrichi notre compréhension du climat de l'Holocène, générant de nouvelles données, perspectives et avancées conceptuelles. Malgré sa relative stabilité par rapport à la période glaciaire précédente, l'Holocène pose encore des défis significatifs pour la reconstruction de son climat. Parmi ces défis figurent la complexité des schémas spatio-temporels des changements climatiques holocènes, les divergences d'interprétation des observations, la variabilité de la sensibilité climatique des différents

organismes, ainsi que la difficulté à appréhender et quantifier les interactions avec les facteurs de forçage externes (Rombaut, 2010).

### **8.1. Dryas récent**

Le Dryas récent marque la transition entre la période glaciaire et l'Holocène, marquée par une hausse rapide des températures de plusieurs degrés. Ce réchauffement, daté à  $\pm 11,5$  ka BP, est largement documenté dans les enregistrements de température (Hughen et al., 2000; Taylor et al., 1997). Il est associé à une revitalisation de la circulation thermohaline de l'Atlantique, favorisant ainsi le renforcement de la circulation océanique (McManus et al., 2004). La transition du Dryas récent à l'Holocène s'accompagne également d'une diminution de l'afflux des eaux du Courant d'Irminger vers le plateau nord-islandais et d'une reprise brusque de la mousson africaine (Knudsen et al., 2004). Au Groenland, l'élévation des températures est estimée entre 5 et 10°C, avec une augmentation concomitante des précipitations (R. B. Alley, 2000). Des phénomènes similaires sont observés dans la région méditerranéenne, ainsi que dans la mer du Nord et la mer de Norvège, où une augmentation de température comparable est enregistrée (Hald et al., 2007).

### **8.2. Début de l'Holocène**

Les oscillations pré-boréales, caractérisées par des périodes de froid intense au début de l'Holocène, témoignent de la grande variabilité climatique de cette époque (Björck et al., 2001). Cette variabilité est attribuée à des afflux réguliers d'eau douce résultant de la fonte des glaciers résiduels et de la banquise de l'ère glaciaire, favorisée par une insolation estivale accrue (Berger, 1978) et les fluctuations de l'activité solaire, engendrant des alternances entre périodes de faible et forte circulation thermohaline (Bauch et al., 2001; Björck et al., 2001). Cette dynamique est renforcée par des différences saisonnières marquées (De Vernal & Hillaire-Marcel, 2006) et par des eaux froides et riches en nutriments dans le bassin sud-islandais au début de l'Holocène (Eynaud et al., 2004). La circulation océanique actuelle a été établie vers 10,2 ka BP (Knudsen et al., 2004), tandis que l'effet d'albédo glaciaire a atténué l'augmentation de la température dans les régions où les glaciers étaient encore présents (Kaufman, 2004). Dans d'autres régions de l'Atlantique Nord, un optimum holocène précocemilieu est observé, notamment le long de l'axe principal SO-NE du Courant Nord-Atlantique, où des anomalies positives de température jusqu'à 6°C au-dessus des valeurs actuelles sont

enregistrées (De Vernal & Hillaire-Marcel, 2006). Ces anomalies perdurent jusqu'à 7,5-8,5 ka BP.

### **8.3. Milieu de l'Holocène**

Le milieu de l'Holocène, également connu sous le nom de Maximum Thermique de l'Holocène (MTH), représente la période la plus chaude de l'interglaciaire, particulièrement notable aux latitudes intermédiaires à élevées (Duplessy et al., 2001; Marchal et al., 2002; Sarnthein et al., 2003; Eynaud et al., 2004; Kim et al., 2004; De Vernal & Hillaire-Marcel, 2006).

Dans le nord-est de l'Atlantique, on observe une des températures atteignant leur maximum pendant cette période (De Vernal & Hillaire-Marcel, 2006; Solignac et al., 2008). C'est également à ce moment que la fonte rapide de la calotte glaciaire laurentienne se produit (Barber et al., 1999) et que la Méditerranée orientale connaît des conditions très humides (Arz et al., 2003). Vers 8,2 ka BP, on observe un changement majeur dans les schémas de circulation océanique et atmosphérique en raison du drainage des lacs glaciaires canadiens dans le nord-est de l'Atlantique (R. B. Alley et al., 1997). Cet événement de 8,2 ka a duré environ 200 ans et a eu le plus grand impact au Groenland (baisse de température d'environ 5 °C), mais a également influencé toute la région de l'Atlantique Nord et éventuellement d'autres parties de l'hémisphère nord (Alley & Agustsdottir, 2005).

Les enregistrements proxy indiquent un affaiblissement de la production d'eau profonde dans le nord-est de l'Atlantique tout au long de l'Holocène. Cela est probablement lié à une légère augmentation de la variabilité de la glace de mer et de la durée saisonnière moyenne. Cela suggère un renforcement progressif de la branche occidentale de la circulation méridionale de retournement de l'Atlantique par rapport à sa route nord-est (De Vernal & Hillaire-Marcel, 2006).

### **8.4. Transition du milieu à la fin de l'Holocène**

La période de transition du milieu à la fin de l'Holocène, s'étendant approximativement de 7 à 5,4 milliers d'années avant le présent (ka BP), est marquée par d'importantes modifications dans la circulation atmosphérique et océanique (deMenocal et al., 2000). Cette phase critique est concomitante à l'épuisement progressif des réserves d'eau de fonte issues des calottes glaciaires en déclin (Dyke et al., 2003), à un minimum de la couverture de glace de mer (De Vernal & Hillaire-Marcel, 2006) et à une nette tendance à l'augmentation de l'insolation

estivale (Berger & Loutre, 1991). Au cours de la période comprise entre 5 et 6 ka BP, on observe une expansion des glaciers à l'échelle planétaire et un refroidissement dans la région de l'Atlantique Nord (Mayewski et al., 2004). Par ailleurs, un changement notable est enregistré dans l'apport de glace de dérive en provenance des régions sous l'influence du Courant Nord-Atlantique vers des sites influencés par les courants froids (Moros et al., 2006).

## 8.5. Holocène tardif

Les températures de surface de la mer dans le domaine de l'Atlantique Nord montrent une diminution continue dans le nord-est et le nord-ouest de l'Atlantique vers la fin de l'Holocène, tandis qu'un réchauffement persistant se produit sur l'ouest de l'Atlantique subtropical, la mer Méditerranée orientale et la mer Rouge septentrionale (Kim et al., 2004; Sachs, 2007). Les enregistrements des températures de surface de la mer basés sur l'été indiquent une tendance à long terme de déplacement vers le sud du front polaire océanographique dans la région du détroit du Danemark, initiée vers 5-4 ka BP. Cette tendance pourrait être liée à une réduction de l'insolation estivale de l'hémisphère nord (Andresen & Bjorck, 2005). La tendance à long terme autour de l'Islande se caractérise par une baisse des températures et une augmentation des dérivations de glace entre environ 6,7 et 3,7 ka BP (Marchal et al., 2002; Andersson et al., 2003). Depuis le déclin des températures, l'amplitude des variations climatiques à court terme a augmenté (Risebrobakken et al., 2003), ce qui est cohérent avec le début de la néoglaciation (Nesje et al., 2000). Une période instable mais généralement plus chaude se produit en Atlantique Nord entre 3,7 et 2 ka BP. La période de 2 à 0,5 ka BP est marquée par une deuxième tendance à la néoglaciation, accompagnée d'une augmentation des précipitations neigeuses (Andersson et al., 2003; Risebrobakken et al., 2003). Selon Moros et al., 2004, l'instabilité des températures entre 3700 et 2000 peut être associée à une augmentation de l'insolation hivernale tardive aux latitudes nordiques élevées. La variabilité climatique accrue est liée à une diminution des précipitations hivernales en Scandinavie lors des événements froids (Nesje et al., 2000) et à une augmentation de la couverture de glace de mer arctique dérivée des enregistrements de diatomées (Koc & Jansen, 1994).

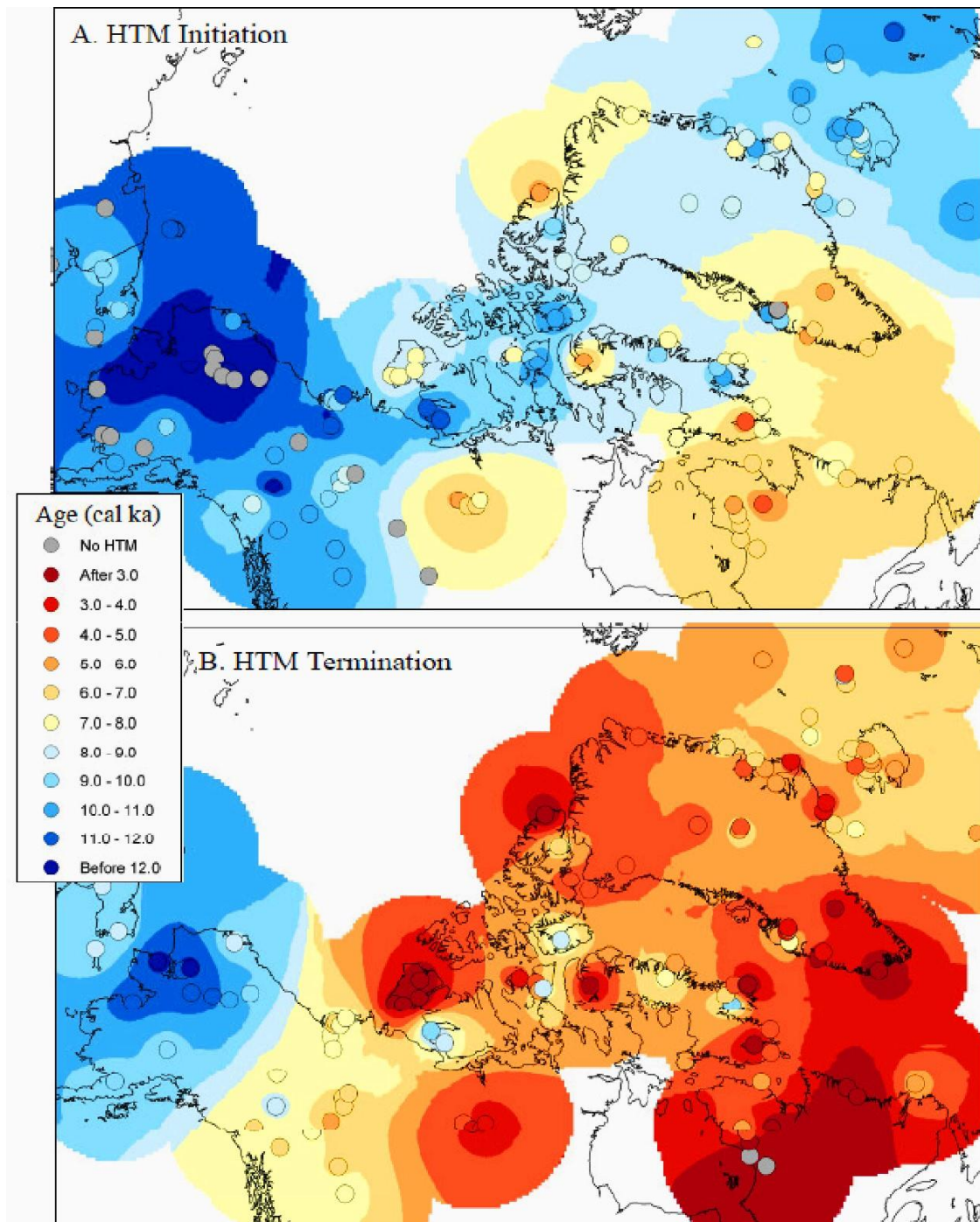


Figure I-9 : Cette carte illustre la répartition spatio-temporelle du maximum thermique de l'Holocène (HTM) dans l'Arctique occidental, avec (a) son début et (b) sa fin. Les points gris signalent des preuves incertaines du HTM. Les couleurs des points indiquent les âges encadrant le HTM, délimités selon le même schéma de couleurs (Rombaut, 2010).

## 9. Variabilité climatique holocène et estuaires

Les estuaires représentent une source inexploitée de données paléoclimatiques à haute résolution, en raison de leurs taux élevés de sédimentation et de leur sensibilité aux fluctuations décennales à centennales des précipitations, du débit fluvial et de la salinité estuarienne (Cronin et al., 2005). Malgré cela, notre compréhension des schémas et des causes de la variabilité climatique holocène à l'échelle submillénaire demeure incomplète. De même, l'évolution à long terme de l'Oscillation Nord-Atlantique (NAO), principal mode de variabilité climatique dans la région de l'Atlantique Nord, reste peu claire (Hurrell, 1995; Hurrell et al., 2003). La NAO, définie comme une oscillation nord-sud de la masse atmosphérique centrée sur les systèmes de haute pression des Açores et de basse pression islandais, influence les conditions hivernales moyennes en Europe et dans l'est des États-Unis. Bien que la variabilité interannuelle de la NAO observée dans les enregistrements instrumentaux ne montre pas de périodicité distincte et puisse être induite par des processus atmosphériques internes stochastiques (Czaja et al., 2003; Wunsch, 1999), des études atmosphériques, océaniques et de modélisation suggèrent que des schémas multidecennaux pourraient caractériser la NAO (Delworth & Mann, 2000; Schlesinger & Ramankutty, 1994). Les paléorecords holocènes tardifs de la variabilité de type NAO, provenant des cernes d'arbres, des carottes de glace, des sédiments et des isotopes de mollusques, fournissent des preuves solides de la variabilité climatique multidecennale dans la région de l'Atlantique Nord (Cullen et al., 2001; Cook et al., 2002; Kirby et al., 2002; Luterbacher et al., 2004; Schöne et al., 2003; Cronin et al., 2005). Cependant, la plupart des paléorecords de la variabilité de la NAO ne remontent que de quelques siècles, et aucune image claire de la variabilité multidecennale au début de l'Holocène n'a encore émergé (Cronin et al., 2005).



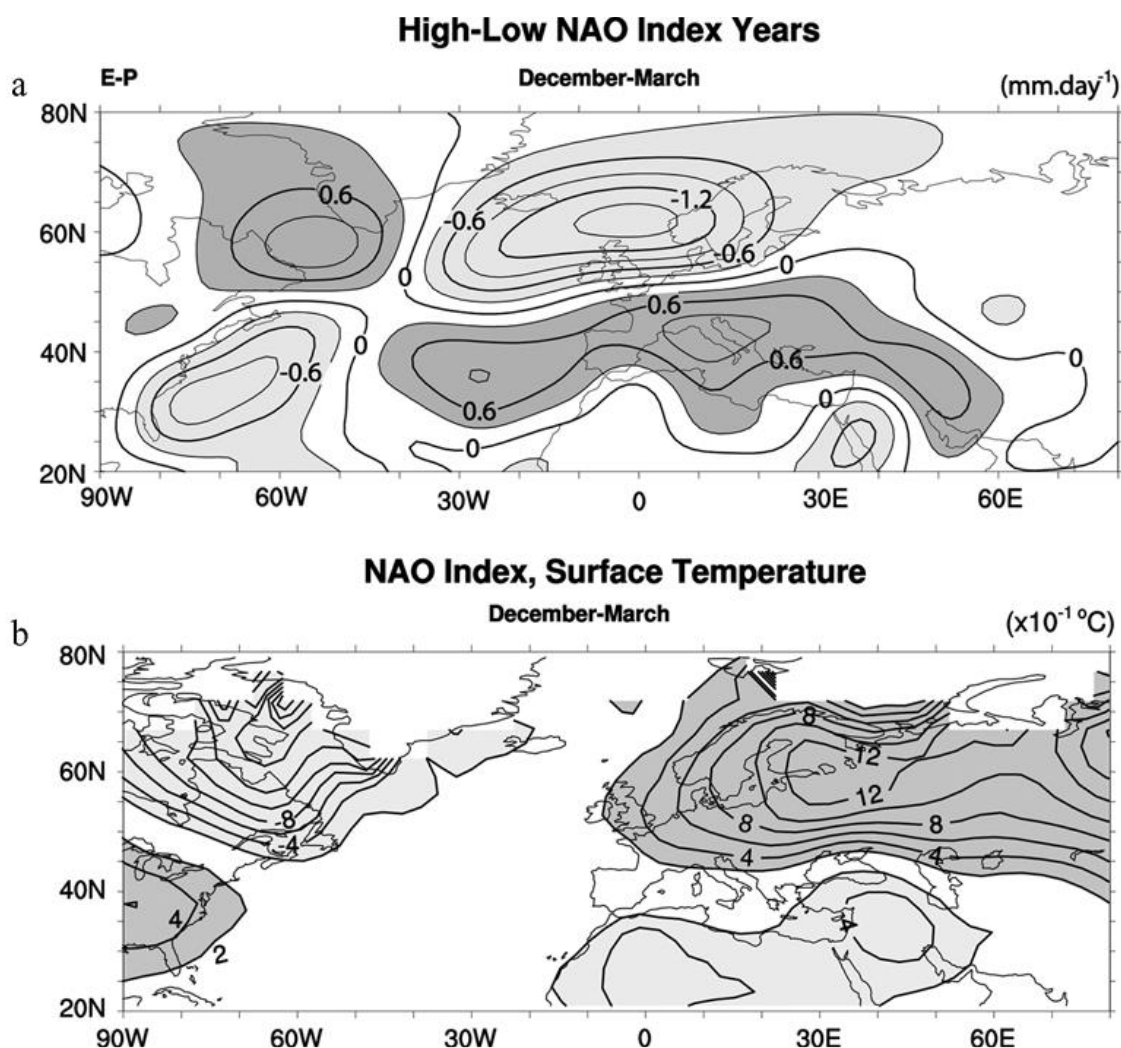


Figure I-10 : Carte montrant les anomalies de précipitations et de températures hivernales (décembre à mars) associées à l'Oscillation Nord-Atlantique (NAO) dans la région de l'Atlantique Nord, (a) Différences dans l'évaporation moyenne hivernale (E) moins les précipitations (P) entre les années où la NAO dépasse 1 écart type pour la période 1958–2001. Le champ E-P est le résidu du bilan d'humidité atmosphérique tel que discuté par Hurrell [1995] basé sur les réanalyses du National Centers for Environmental Prediction/National Center for Atmospheric Research (NCEP/NCAR) de 1958 à 2003. Les contours sont de 0,3 mm par jour. La zone légèrement ombrée sur la région de la baie de Chesapeake reflète des précipitations dépassant l'évaporation pendant la phase positive de la NAO. (b) Changement de la température moyenne hivernale de la surface terrestre et marine (multipliée par  $10^{-1}^{\circ}\text{C}$ ) correspondant à une déviation unitaire de l'indice de la NAO pour la période 1900–2002. Les contours sont de  $0,2^{\circ}\text{C}$  ; l'ombrage foncé montre des changements de température supérieurs à  $0,2^{\circ}\text{C}$  (Cronin et al, 2005).

## **10.Impacts des facteurs dynamiques et des changements spatiaux-temporels sur les estuaires et les environnements côtiers**

Les estuaires, en leur qualité d'interface entre les systèmes marins et terrestres, sont sujets à des variations environnementales résultant de multiples mécanismes de contrôle, avec une interaction complexe entre les déterminants prédominants qui présentent une variabilité spatiale et temporelle. L'élévation relative du niveau de la mer et l'approvisionnement en sédiments sont des facteurs clés susceptibles d'exercer une influence significative sur ces changements environnementaux. Leur influence respective variant dans l'espace et le temps. Les changements dans les taux d'élévation relative du niveau de la mer et la disponibilité des sédiments ont joué des rôles significatifs dans les transformations environnementales côtières au cours de l'Holocène (Metcalfé et al., 2000; Plater et al., 2000; Hepp et al., 2019), et sont prévus comme des moteurs importants de l'évolution future des systèmes estuariens (Robins et al., 2016; Leuven et al., 2018).

Au début de l'Holocène, des taux moyens d'élévation du niveau de la mer supérieurs à 7 mm par an ont été enregistrés dans la région sud de la mer du Nord, entraînant un recul côtier, une prédominance de la sédimentation des marées et la formation de zones humides limitées aux zones les plus marginales. Les taux plus lents d'élévation du niveau de la mer, à partir de la limite du début-milieu de l'Holocène, il y a environ 8200 ans BP (Walker et al., 2012), ont favorisé la formation de tourbières et l'établissement de zones humides côtières dans la région sud de la mer du Nord et ses environs (Waller & Kirby, 2021).

Vers la fin du milieu de l'Holocène, il y a environ 4200 ans BP (Walker et al., 2012), le taux moyen de montée du niveau de la mer a continué de ralentir et les mécanismes régionaux et locaux ont pris une importance croissante, avec des variations dans leur prédominance spatiale et temporelle (Shennan et al., 2000; Hamilton et al., 2019; Waller & Kirby, 2021).

## Conclusion

La première partie du texte présente une synthèse détaillée sur les estuaires, mettant en évidence leur complexité géologique et leur grande sensibilité aux influences naturelles et humaines. Les estuaires sont décrits comme des zones de convergence entre les eaux douces des rivières et les eaux salées de la mer, où les processus fluviaux, marins et côtiers interagissent pour former des écosystèmes uniques. Les changements dans la morphologie estuarienne, la distribution des sédiments et la dynamique des courants sont discutés en relation avec les fluctuations naturelles et les pressions anthropiques, soulignant l'importance critique de comprendre ces processus pour une gestion environnementale efficace.

Ensuite, le texte fait la transition vers la discussion sur l'histoire climatique de la région Nord-Atlantique pendant l'Holocène. Il met en lumière les changements significatifs qui ont marqué cette période, notamment la transition du Dryas récent à l'Holocène, caractérisée par un réchauffement rapide, ainsi que les oscillations climatiques importantes observées au début de l'Holocène. Le rôle des facteurs tels que l'insolation estivale accrue et les fluctuations de l'activité solaire dans ces changements est également souligné.

En reliant les deux parties, on comprend que les écosystèmes estuariens ont été façonnés par les variations climatiques passées, et qu'ils sont donc susceptibles d'être influencés par les changements climatiques actuels et futurs. La discussion sur l'histoire climatique holocène offre un cadre pour évaluer les impacts potentiels des changements climatiques sur les estuaires, en mettant en évidence l'importance de prendre en compte les interactions complexes entre les facteurs climatiques et les écosystèmes côtiers dans les efforts de gestion et de conservation.

## Chapitre II

### Géologie et histoire de la Plaine Maritime Flamande Française

#### 1. Présentation générale

La plaine maritime flamande s'étend dans la partie nord de la France, se déployant le long de tout le littoral belge jusqu'à l'estuaire de l'Escaut à Anvers (Fig. II-1). Elle fait partie d'un ensemble littoral qui s'étend au-delà du delta du Rhin au Pays-Bas, en Allemagne et jusqu'au Danemark. En France, cette plaine maritime (ou plaine « côtière ») est une entité géomorphologique et géologique majeure du Quaternaire du Nord de la France (Sommé, 1975). Elle forme une bande littorale de 15km de largeur en moyenne, constituée de terrains dont l'altitude varie entre -2 et 5m (Fig. II-2), limitée à l'ouest par les falaises du cap Blanc-Nez, et au sud par le plateau mésozoïque du Boulonnais et de l'Artois et les collines cénozoïques des monts de Flandres (Blanchard, 1906; Dubois, 1924; Sommé, 1977) (Figs II-2 et -3).

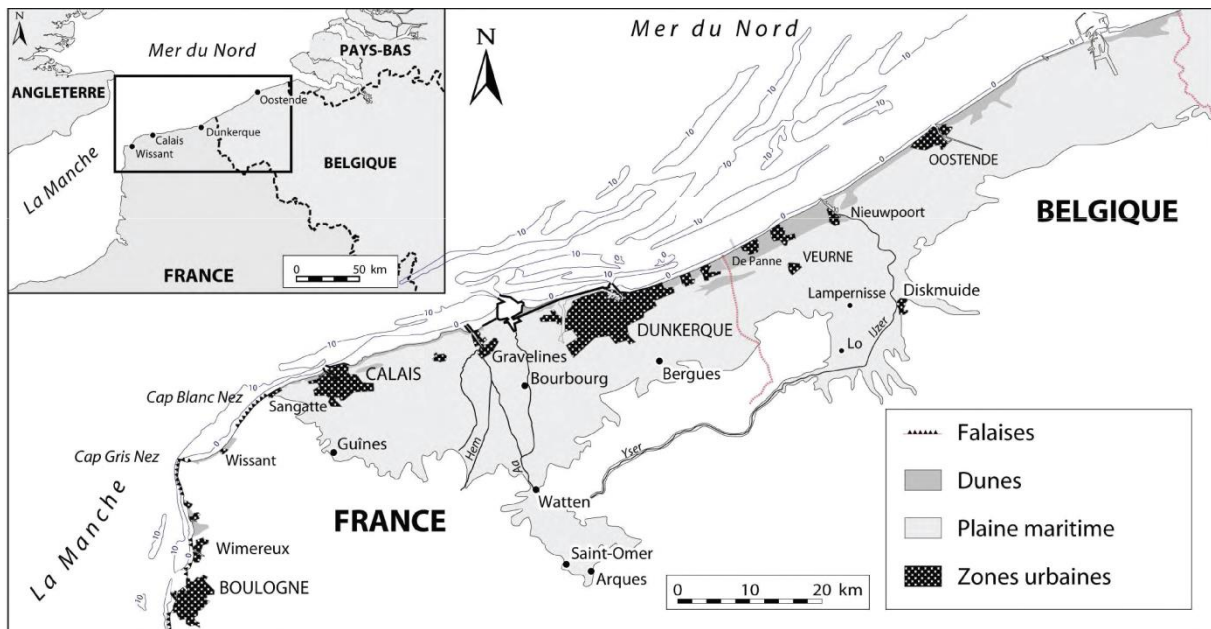


Figure II-1 : Carte de la Plaine maritime flamande franco-belge (Mrani Alaoui, 2006).

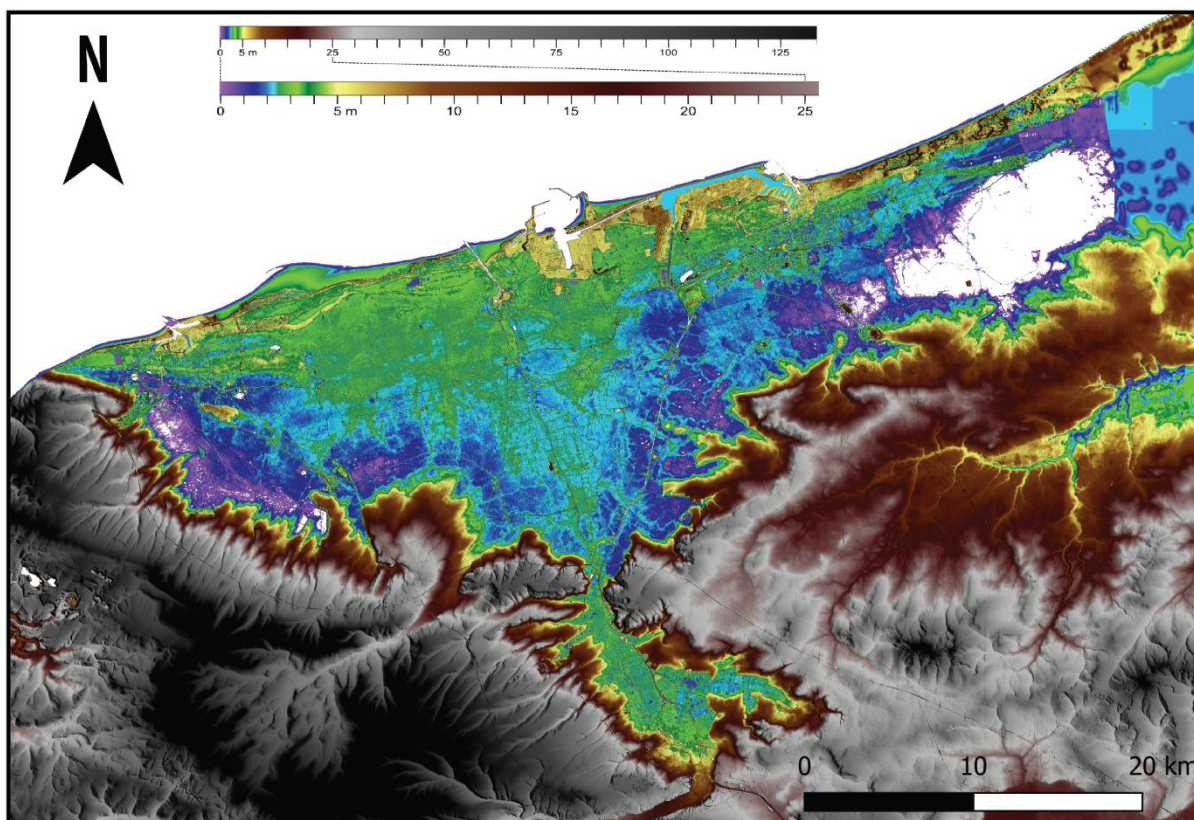


Figure II-2 : Cartographie de la plaine maritime flamande française à l'aide du Modèle Numérique de Terrain (MNT) généré par le Lidar côtier.

Au sud, à travers le passage de Watten, la plaine flamande communique avec les marais de Saint-Omer, qui correspondent à un paléostuaire de la rivière Aa (Sommé, 1979). Au nord, elle est protégée des submersions marines par un cordon dunaire rectiligne quasi-continu d'une hauteur moyenne de 10 mètres (Fig. I-1), s'étendant jusqu'en Belgique, qui a évolué en plusieurs étapes depuis le XIe siècle (Jelgersma et al., 1970; Berendsen & Zagwijn, 1984; De Ceunynck, 1985). La plaine maritime flamande coïncide avec l'extension des formations estuariennes ou marines d'âge quaternaire, principalement holocènes mais aussi en partie pléistocènes (Gosselet, 1893; Blanchard, 1906; Briquet, 1930; Dubois, 1924; Sommé, 1969, 1975, 1977). L'épaisseur de ces dépôts peut atteindre jusqu'à 25 mètres au niveau de l'axe des anciennes vallées incisées (Margotta, 2014). L'origine marine ou estuarienne de ces dépôts met en évidence l'émersion très récente de la plaine, en grande partie sous l'effet de sa poldérisation au Moye-Âge. L'empreinte laissée par la poldérisation est celle de l'immense réseau de canaux (ou wateringues) qui permettent toujours de drainer la plaine vers la mer du Nord. Ce chapitre retracera l'histoire des travaux entrepris dans cette région, évoquera le contexte géologique préexistant de la plaine flamande, avant de se pencher en détail sur le site d'étude de Loon-Plage.

## 2. Cadre stratigraphique de l'Holocène

Les premières études du Quaternaire de la plaine maritime flamande remontent au XIX<sup>e</sup> siècle, avec (Belpaire, 1855), (Rutot, 1897), et Blanchard (1906). Les premiers éléments de stratigraphie datent de 1827 avec les travaux de Belpaire et, entre 1851 et 1854, de Meugy (in Margotta, 2014). (Gosselet, 1893) et (Ladrière, 1879) ont contribué à la compréhension de la superposition des couches sédimentaires et de leurs variations régionales. (Ladrière, 1890) et Gosselet (1893) ont élaboré des systèmes stratigraphiques, mettant en évidence l'influence marine dans les dépôts sédimentaires côtiers.

Ces bases ont conduit à l'exploration approfondie de l'histoire du comblement de la plaine flamande par Dubois (1924), Briquet (1930), et Halet, (1931). Ces travaux ont résulté en la subdivision de la stratigraphie de la plaine en deux *assises* principales, nommées Calais et Dunkerque, marquées par des épisodes transgressifs ayant laissé des sables coquilliers à l'intérieur des terres. Dubois (1924) ajoute l'assise d'Ostende surmontant la tourbe de fond, tandis que l'assise de Calais, connectée au cordon de galets fossile des Pierrettes, correspond aux dépôts marins localisés sous la tourbe de surface. Une troisième unité, l'assise de Dunkerque, correspond aux sédiments marins déposés au-dessus de la tourbe. Les assises de Calais et de Dunkerque ont été par la suite subdivisées en plusieurs pulsations transgressives distinctes. Le rôle du tassement de la tourbe à l'origine de ces transgressions locales a été discuté par (Tavernier, 1938, 1943, 1946). Alors que les assises de Calais et de Dunkerque constituent l'Holocène, l'assise d'Ostende a été attribuée à l'Eemienpar (Sommé, 1977). Ces recherches ont été approfondies par (Moormann, 1951), jetant les bases pour des études ultérieures (Sommé, 1975; Baeteman, 1991; Houthuys et al., 1993; Denys & Baeteman, 1995; Baeteman, 1999; Beets & Van Der Spek, 2000; Mrani Alaoui, 2006; Anthony et al., 2010; Margotta, 2014).

L'évolution de la plaine flamande est intimement liée aux variations du niveau marin, comme démontré par Denys & Baeteman (1995), suggérant une remontée rapide d'environ 5 mm/an sur 3 000 ans. (Meurisse-Fort, 2007) indique qu'au maximum transgressif de l'Holocène, la mer du Nord a atteint les reliefs crétacés ou jurassiques de l'Artois et du Boulonnais et les formations cénozoïques de Flandre (Mrani-Alaoui, 2006 ; Margotta, 2014). Margotta (2014) reconstitue les étapes du remplissage sédimentaire de la plaine maritime flamande française au cours de l'Holocène à partir de forages et de données sismiques à très haute résolution. Etant donné l'étendue de ce territoire, et avec une base de données malgré tout limitée, ce

modèle présente encore des zones d'ombres, notamment quant à la morphodynamique du système chenalisé du « paléodelta » de la rivière Aa et de ses affluents.

L'histoire de l'occupation humaine de la plaine flamande est également un pan important de la littérature scientifique permettant de faire le lien avec l'évolution morpho-sédimentaire. Les premiers travaux sur lesquels on peut bâtir une géographie fiable du territoire remontent à (Malbrancq, 1654), (Rigaux, 1873) et (Debray, 1873). Les avancées des travaux ultérieurs des historiens, prenant également en compte les données d'archives territoriales, sont inclus dans les synthèses récentes produites par les archéologues de l'INRAP avec qui nous avons collaboré (Desoutter, 2018; Desoutter et al., 2020, 2021; Lancon et al., 2022). Ces multiples études convergent pour fournir une vision continue de l'évolution géologique et humaine de la plaine maritime flamande jusqu'au XVIII<sup>e</sup> siècle.

### **3. Evolution géologique antéholocène**

La plaine maritime flamande est l'extension à l'ouest des dépôts liés à la progradation du delta du Rhin depuis l'Oligocène. Par la quantité de sédiments délivrés à la côte au débouché du rift d'Europe de l'Ouest dans le sud de la Mer du Nord (Ziegler, 1990), ce delta a accompagné la subsidence du bassin de Belgique au cours du Cénozoïque. La subsidence a été limitée au sud par la structure anticlinale Weald-Artois (Fig. II-3), contre le flanc nord de laquelle les paléorivages du bassin de Belgique sont venus buter. L'Eocène des Monts de Flandre, dominé par les argiles Yprésiennes correspondant aux biseaux des dépôts de plateforme de ce bassin contre le seuil de l'Artois (Vandenberghe et al., 1999), est coiffé par les grès ribéfiés du "Diestien", azoïque dans ce secteur. Autrefois interprété comme Pliocène, il s'agit plus probablement des derniers paléorivages grésifiés du Bruxellien, l'étage terminant l'Eocène moyen dans le bassin de Belgique (Houthuys, 2011). La surrection de la région lors de l'inversion Oligocène de la Manche a fait émerger la région et il n'y a pas de trace de Miocène sous la plaine flamande sous le Quaternaire.

Au cours du Pliocène supérieur et du Pléistocène ancien, la plaine correspondait à une vaste étendue continentale (Sommé, 1979). Les glaciations pléistocènes ont ensuite donné naissance à des calottes glaciaires (Fig II-4), issues du bouclier scandinave et de Grande-Bretagne (Jansen et al., 1979). Ces calottes ont convergé dans la partie septentrionale de la mer du Nord, butant sur le seuil Weald-Artois, bloquant ainsi l'accès de l'océan Atlantique aux eaux de la Tamise et du Rhin (Fig II-4). A la suite de (Destombes et al., 1975) et de (Lautridou et al., 1999), Gupta et al., (2007) ont repris l'hypothèse selon laquelle le détroit du Pas-de-Calais

correspond à une rupture glaciaire à l'origine des fosses du Pas de Calais et du « fleuve Manche », dont les paléovallées ont été reconnues dès les années 70 par des campagnes de sismique réflexion en Manche orientale (Auffret et al., 1980). L'ouverture du détroit n'est pas précisément datée mais remonte au Pléistocène moyen, et a modifié significativement la dynamique tidale dans le sud de la Mer du Nord Uehara et al., (2006). Donnant lieu à un régime macrotidal, voire hypertidal pendant les hauts niveaux marins du Pléistocène moyen et supérieur.

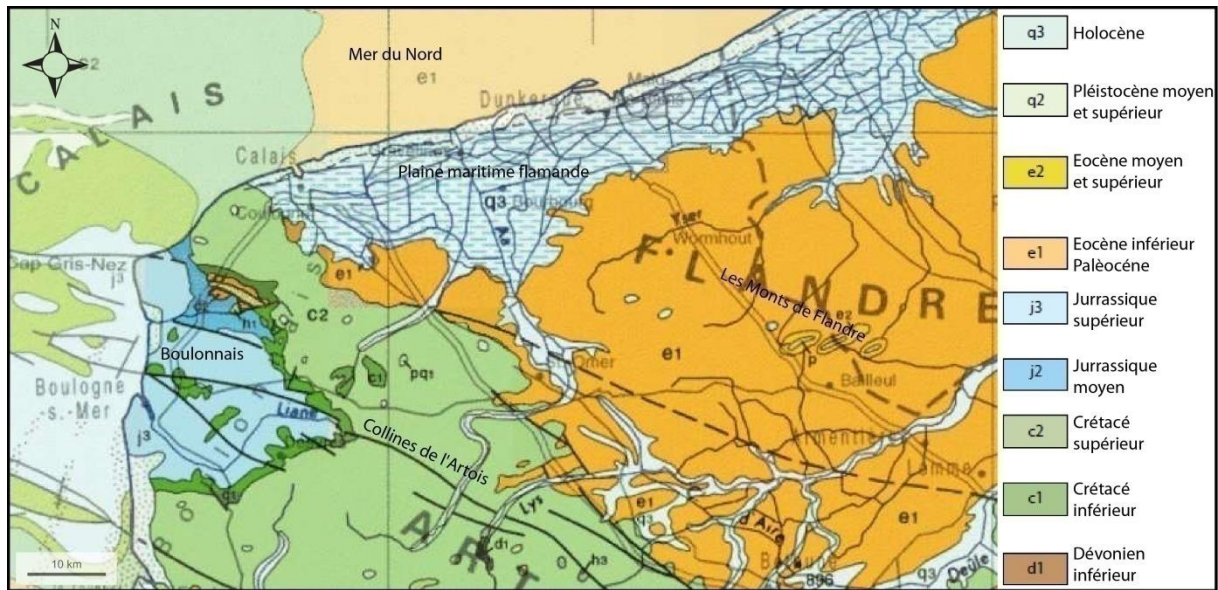


Figure II-3 : Carte géologique de la partie septentrionale du Bassin sédimentaire parisien incluant également la Plaine flamande (source : BRGM). La structure anticlinale du Weald-Artois passe par le Boulonnais et limite le bassin paléogène de Belgique au sud.

Des dépôts du Pléistocène marin sont présents dans des secteurs spécifiques de la plaine, comme à Coulogne et sur les falaises littorales de Sangatte (Sommé, 1977; Sommé et al., 1999). La paléotopographie pré-holocène de la surface de transgression (Baeteman & Declercq, 2002) et le phasage de la transgression (Törnqvist & Hijma, 2012) ont joué un rôle déterminant dans la distribution des sédiments holocènes et l'évolution du trait de côte.



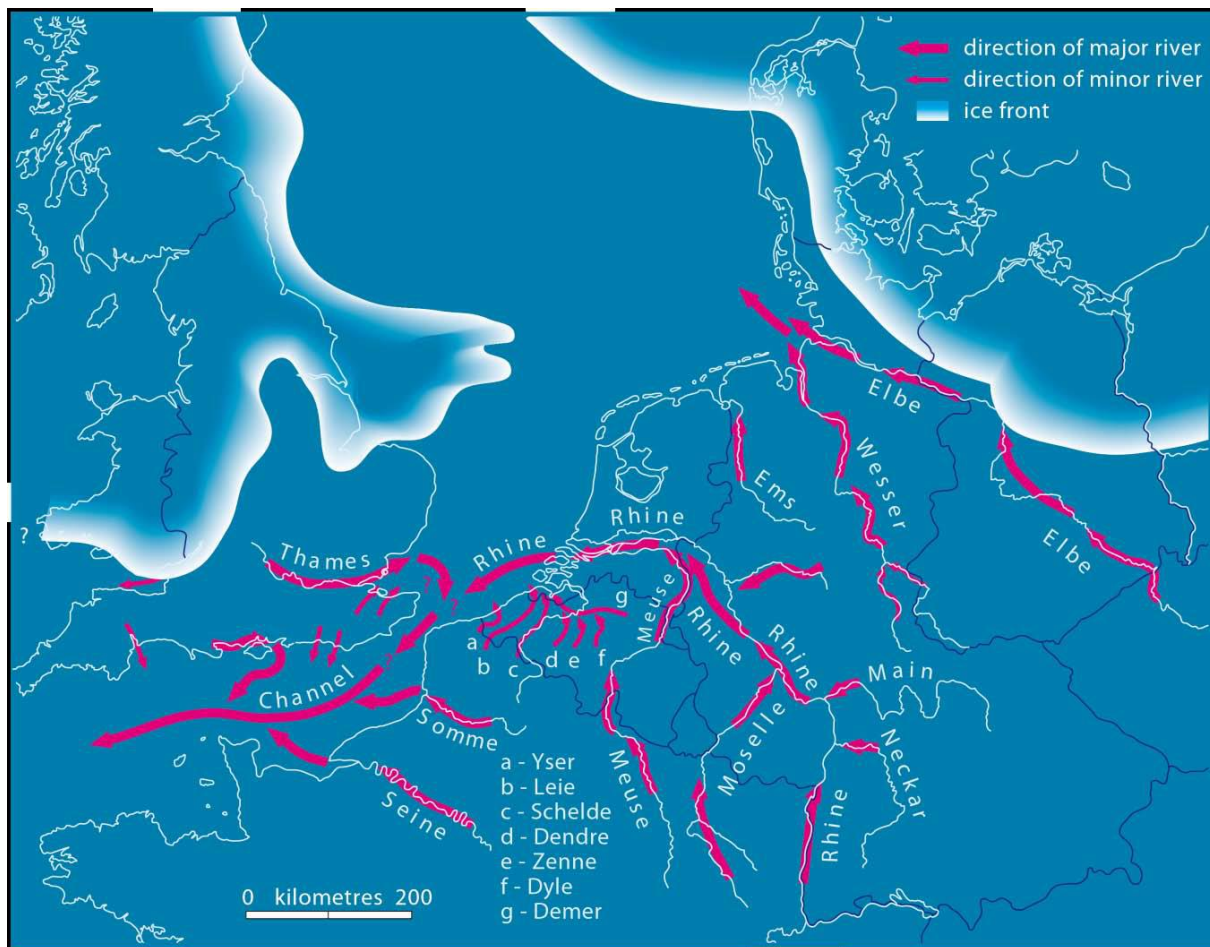


Figure II-4 : Carte paléogéographique dépeignant le réseau fluvial du nord-ouest de l'Europe à l'apogée des glaciations à la fin du Weichselien. Les données ont été initialement publiées par Philip Gibbard en 1988 et ont été actualisées dans le cadre du projet NEESDI en 2001. La carte est accessible sur le site [http://www.qpg.geog.cam.ac.uk/research/projects/nweurorivers/#The\\_maps](http://www.qpg.geog.cam.ac.uk/research/projects/nweurorivers/#The_maps).

#### 4. Organisation stratigraphique de l'Holocène

Les cours d'eau ont exercé une influence prépondérante sur l'évolution topographique de la plaine flamande au fil du temps (Fig II-4). La morphologie du réseau hydrographique tardiglaciaire est imprimée dans la topographie des vallées incisées sous l'Holocène, reconstituées grâce aux nombreux sondages géologiques et géotechniques (Fig II-5). Cette morphologie fossilisée a contrôlé la zonation des sédiments holocènes (Margotta, 2014). Dans la partie intérieure de la plaine, l'incision est moins profonde et des sédiments pléistocènes sont préservés sous les dépôts holocènes (Fig. II-6). Dans l'axe de la paléovallée, la séquence holocène débute avec des dépôts sablo-graveleux fluviaux, passant vers le haut à la tourbe de fond puis à des dépôts estuariens. Dans la partie littorale de la plaine, la tourbe de fond

n'est pas présente, érodée par le ravinement transgressif et les dépôts holocènes sont principalement sableux et contiennent des fossiles d'organismes marins. Le ravinement transgressif a été caractérisé par [Margotta \(20014\)](#) qui décrit une surface basale d'érosion par les vagues sous l'Holocène marin, et une reprise d'incision à l'intérieur du comblement estuarien sous la forme de surfaces de ravinement tidal (séparant un premier épisode correspondant à des barres et des chenaux estuariens d'un deuxième épisode constitué par des dépôts d'estran ; Fig. II-7).

Dans notre secteur d'étude, à Loon-Plage, des sondages effectués dans le cadre du diagnostic archéologique ont permis de préciser la topographie de la surface pré-holocène établie par [Sommé \(1977\)](#) (Fig. II-5) et mis en évidence à la base du Quaternaire des dépôts marins constitués de sables argileux verdâtres et jaunâtres (glaucanieux ?), avec une abondance de galets coquilliers ([Desoutter et al., 2020](#)). Ces dépôts ont été attribués à la formation de Loon, faisant référence à un ensemble stratigraphique attribué à l'Eemien marin par [Sommé, \(1979\)](#) et [Sommé, \(1987\)](#). Ils sont successivement surmontés par des limons brunâtres, interprétés comme des dépôts colluviaux et des loess, puis par des dépôts de marais et enfin des sables marins et/ou estuariens (Fig II-5).

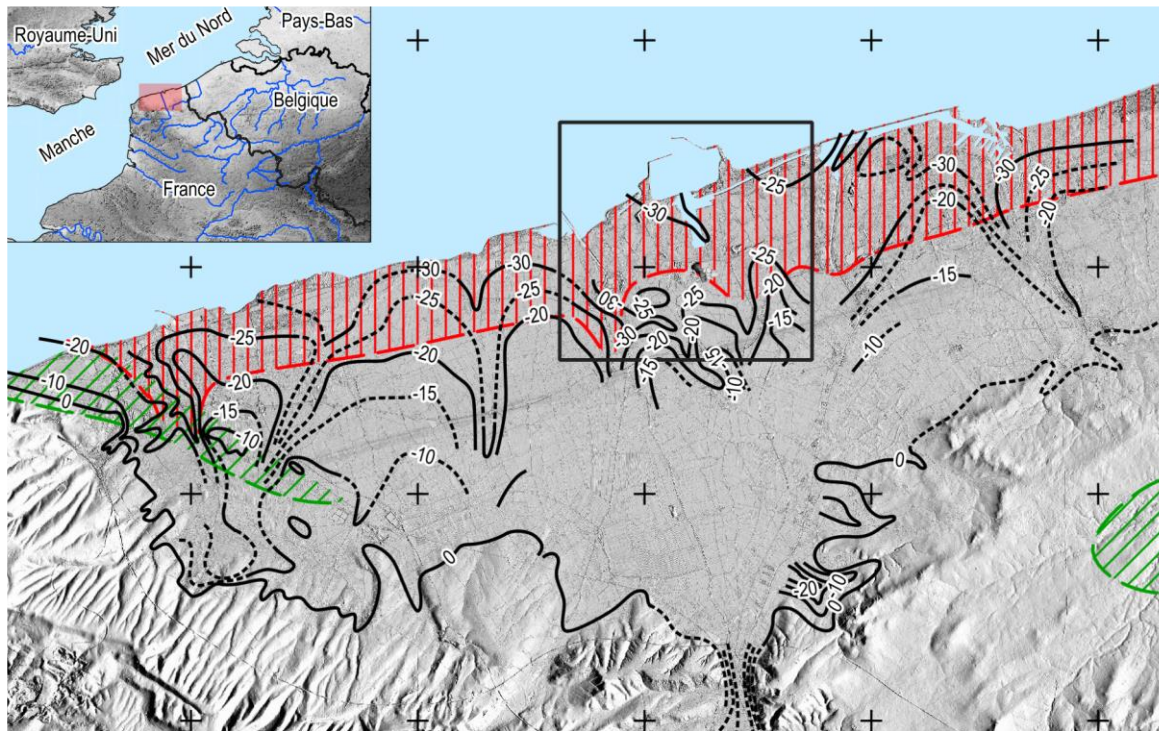


Figure II-5 : Topographie du substrat antéquatenaire et dépôts pléistocènes dans la plaine maritime flamande. Fond topographique : MNT avec ombrage d'après Bdalti 25 (IGN) et Lidar Littoral (DDTM59). Isobathes de la base du Quaternaire d'après [Sommé \(1977\)](#). Hachures rouges : extension de la formation de Loon (Eemien ?), d'après [Sommé \(2004\)](#). Hachures vertes : extension de la formation de Sangatte et d'Herzelee, d'après [Sommé \(2004\)](#). Repris de [Desoutter \(2020\)](#).

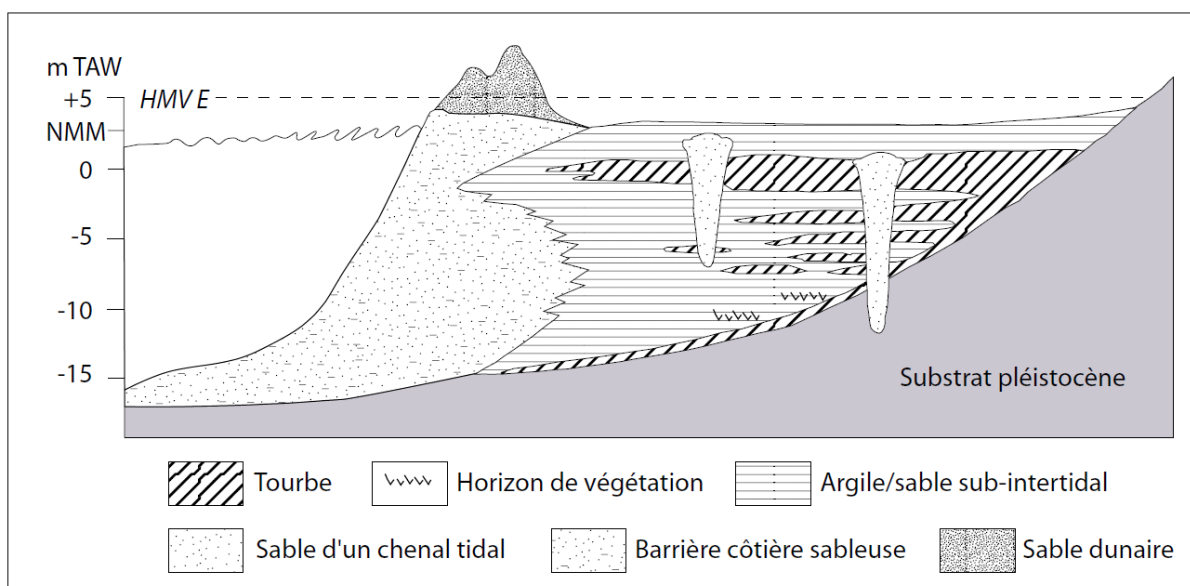


Figure II-6 : Coupe stratigraphique de la séquence holocène le long des côtes du nord-ouest de l'Europe (Baeteman et al., 2002). Ce schéma a été établi essentiellement à partir des données de la paléovallée de l'Yser.

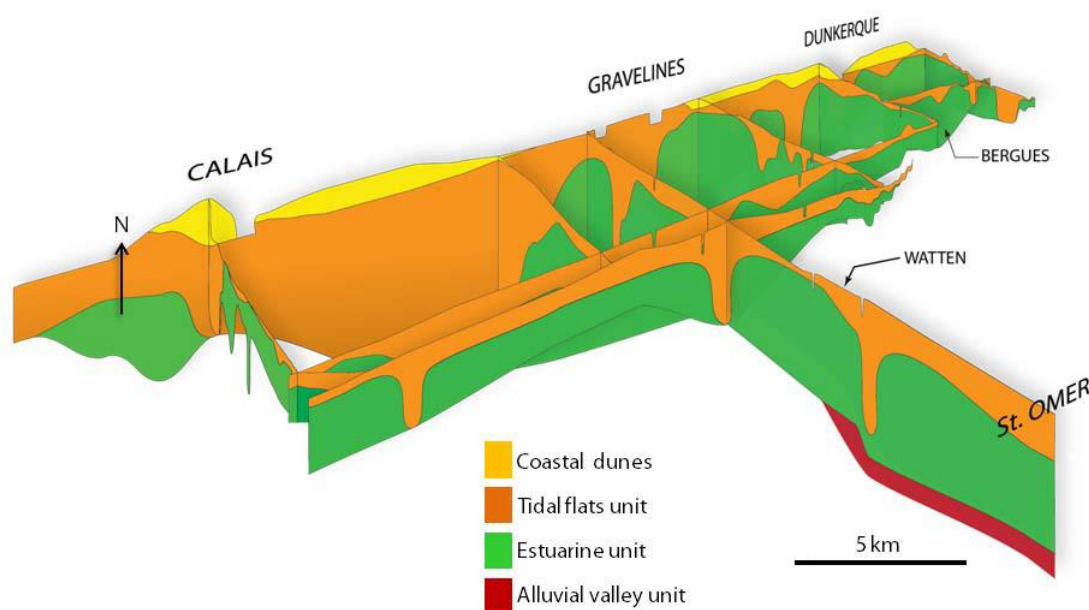


Figure II-7: Relations stratigraphiques en 3D entre les unités sédimentaires holocènes de la plaine maritime flamande (Margotta, 2014). L'extension verticale des dépôts est d'une vingtaine de mètres.

## 5. Variation du niveau marin

Selon Sommé, (1988), la formation de la plaine maritime holocène découle de l'inondation due à la connexion entre la Manche et la mer du Nord, résultant de la remontée post-glaciaire

de la mer après le dernier pléniglaciaire. Cette phase, appelée logiquement "transgression flandrienne", est bien détaillée par (Jelgersma, 1961; Jelgersma et al., 1970) et fait office de modèle pour la plupart des transgressions littorales holocènes (y-compris en dehors de la Mer du Nord). Au pléniglaciaire, les rivages de la Mer du Nord sont situés au nord du Dogger Bank (Fig. II-8). Entre 18000 et 10300 ans BP, le niveau marin passe de -130 à -65 m. La jonction entre la mer du Nord et la Manche se fait entre 9000 et 8600 ans BP (Prentice, 1972), avec une inondation du sud de la Mer du Nord à travers le Pas-de-Calais vers 9300 ans BP (Jelgersma 1961). Autour de 8700 ans BP, le niveau atteint -36 m, et la connexion entre les bassins de la mer du Nord se finalise vers 8300 ans BP à -30 m (Eisma et Mook in Jansen et al., 1979). Vers 8000 ans BP, la mer du Nord présente une configuration semblable à l'actuelle, avec un niveau de -20 m.

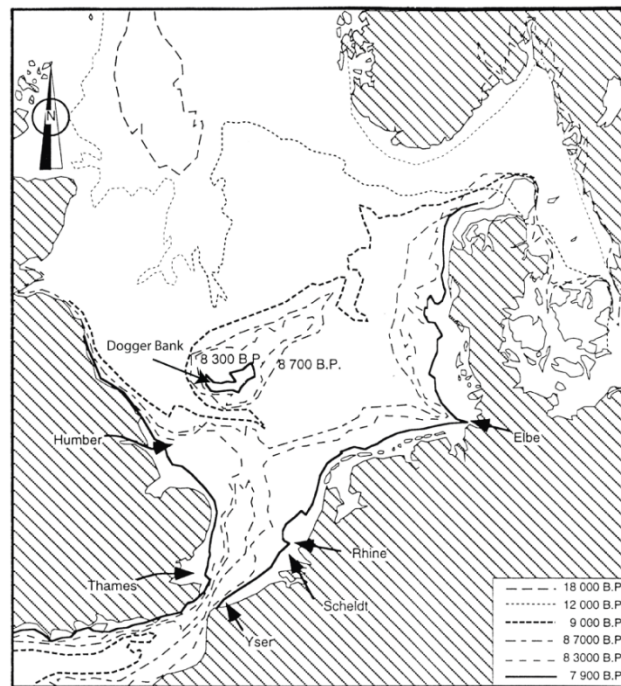


Figure II-8 : Évolution du trait de côte en mer du Nord au cours des 18 000 dernières années (Mrani Alaoui, 2006), basée sur les travaux de Jelgersma (1979).

La transgression holocène a donné lieu à des discussions quant à la forme de la courbe de remontée du niveau de la mer (Fig. II-9). La courbe de (Ters, 1973) montre des oscillations, fondées sur la présence de 7 incursions marines depuis 8250 ans le long du littoral de la Manche et de l'Atlantique. La courbe de Jelgersma, (1979), tirée des données de la plaine côtière des Pays-Bas et de la plaine maritime picarde, montre une remontée constante et avec une vitesse décroissante. Ces deux modèles continuent de coexister pour le sud de la mer du Nord jusqu'aux années 2000 (Fig.II-10). Le premier suggère un modèle oscillant basé sur le

système des assises « Calais-Dunkerque », utilisant des données d'Allemagne et d'investigations non publiées dans diverses régions côtières (Behre, 2004, 2007). Ce modèle est remis en question en raison d'incertitudes liées aux estimations d'âge et d'altitude des marqueurs des inondations marines, à cause notamment de la compaction, de la variation spatiale du marnage, et des possibles rebonds glacio-isostatiques (Baeteman, 2008; Baeteman et al., 2011). Le deuxième modèle d'élévation régulière et graduelle du niveau de la mer (Fig. II-10) intègre, outre les données (Jelgersma, 1979), celles de Kiden, (1995) et de Denys & Baeteman (1995). Il prend en compte les processus sédimentaires, et explique les incursions marines par des surcotes d'événements tempétueux (Baeteman, 1999). Une phase initiale d'élévation rapide au début de l'Holocène est suivie de deux décélérations, après quoi le niveau de la mer augmente à un rythme plus modéré.

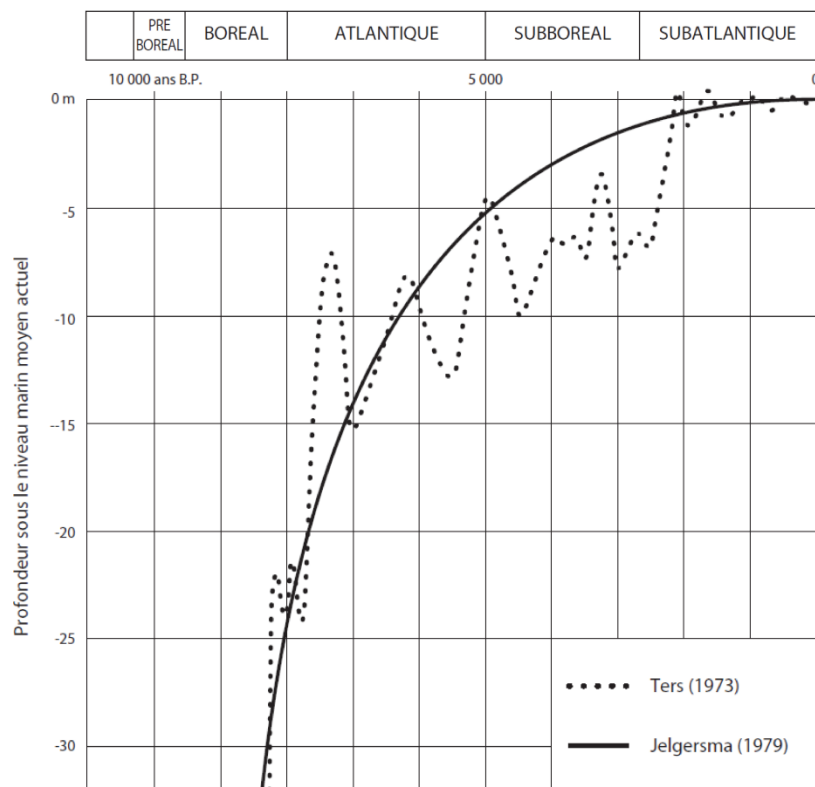


Figure II-9 : Courbes de remontée du niveau de la mer au cours de l'Holocène, basée sur les travaux de Ters (1973) et Jelgersma (1979).

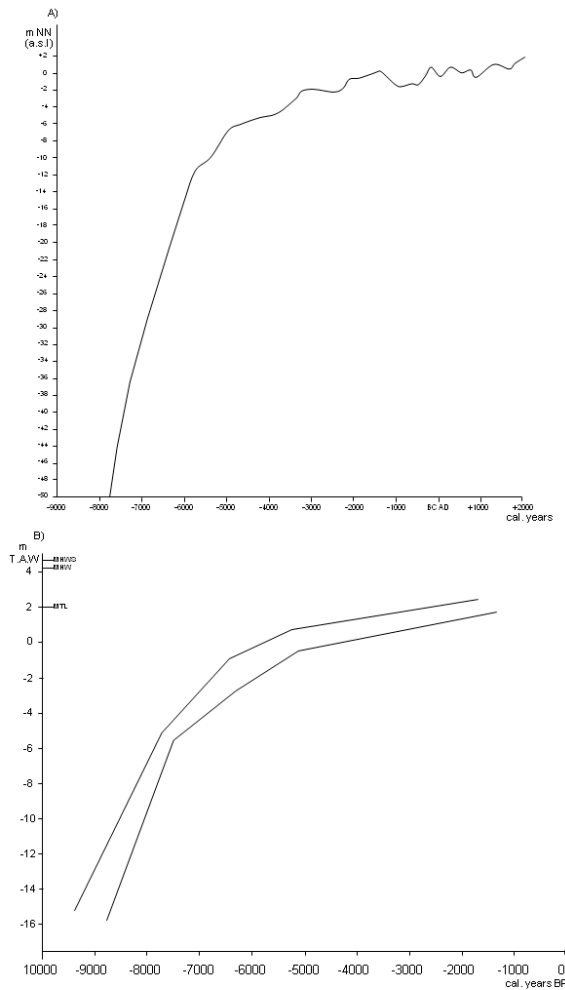


Figure II-10 : Courbes de variation du niveau relatif de la mer dans le sud de la mer du Nord (Margotta, 2014). A) Courbe du niveau de Behre (2007). L'altitude de référence allemande (NN) correspond au niveau moyen français (NGF). B) Courbe de Denys et Baeteman (1995). L'altitude de référence belge (TAW) est 2,33 mètres inférieure à l'altitude de référence française (NGF).

## 6. Variation du climat et tourbes holocènes

Les variations du niveau marin relatif à l'Holocène en mer du Nord sont difficiles à considérer séparément des variations du climat, les stades climatiques de la séquence de Blytt-Sernander ayant été définis sur les tourbes du Danemark au début du Xxe s. Cette séquence caractérise les alternances froides (boréale, approximativement de 10000 à 8000 ans BP, et sub-boréale, de 5000 à 3000 ans BP) et plus tempérées (atlantique, de 8000 à 5000 ans BP, et subatlantique, de 3000 ans BP à aujourd'hui). La période atlantique est celle où le niveau marin eustatique ralentit sa remontée et atteint son maximum interglaciaire, et c'est aussi la période pendant laquelle la température atteint son maximum : c'est l'Optimum Climatique

Holocène. La période subboréale est relativement plus froide. La période subatlantique, qui correspond en gros à la période historique (depuis l'Antiquité gréco-romaine), est elle-même subdivisée en plusieurs époques, qui s'appuient autant sur l'histoire des sociétés que sur les enregistrements physico-chimiques du climat. Sans entrer dans les détails, elle voit se succéder des épisodes chauds (âge du fer, vers 3000 ans BP ; optimum climatique romain, vers 2000 ans BP, optimum climatique médiéval, aux XI-XIIe s.) et froids (empire Grec, Haut Moyen-Âge, Petit Âge Glaciaire). Sans compter le réchauffement lié à la révolution industrielle depuis le XIXes., ces fluctuations du climat de la période historique sont corrélées aux fluctuations de Dansgaard-Oeschger et à leurs conséquences sur le système océan-atmosphère.

Les strates de tourbe sont les marqueurs emblématiques du climat holocène dans les estuaires et les anciennes zones humides du sud de la mer du Nord. Elles ont longtemps servi d'indicateur des variations du niveau de la mer (Godwin, 1940; Swinnerton, 1931; Reid, 1913) et ont été utilisées dans la reconstruction paléo-environnementale, la corrélation et la datation des dépôts côtiers (Godwin, 1943, 1945, 1978). Contrairement à leur abondance au cours de l'Holocène (Fig. II-11), la région compte actuellement peu de tourbières existantes, la plupart ayant subi des modifications significatives dues à l'activité humaine. Dans la plaine maritime flamande, deux strates de tourbe à valeur stratigraphique sont discernables. La tourbe de base, développée sur les surfaces pré-holocènes, est influencée par l'élévation du niveau de la nappe phréatique et la topographie. On la trouve fréquemment étendue dans les fonds de vallées incisées, sur des pentes à faible inclinaison et aux confluences des affluents (Vis et al., 2015). Au début de l'Holocène, avant la connexion de la mer du Nord avec la Manche il y a environ 9000 ans BP (par exemple, (Shennan et al., 2000)), les tourbes boréales sur les rivages transgressifs de la mer du Nord et de la Manche (Brown et al., 2018; Jelgersma, 1961; Shennan et al., 2000). La tourbe de surface date quant à elle de la période sub-boréale (Fig. II-11). Selon Reinson (1992), son expansion maximale a été observée vers 3200 ans BP, période pendant laquelle presque toute la plaine côtière, de Calais au sud du Danemark, était couverte de tourbières. Les tourbières servaient au pâturage estival, à la pêche et la chasse aux oiseaux sauvages (Rippon, 2000).

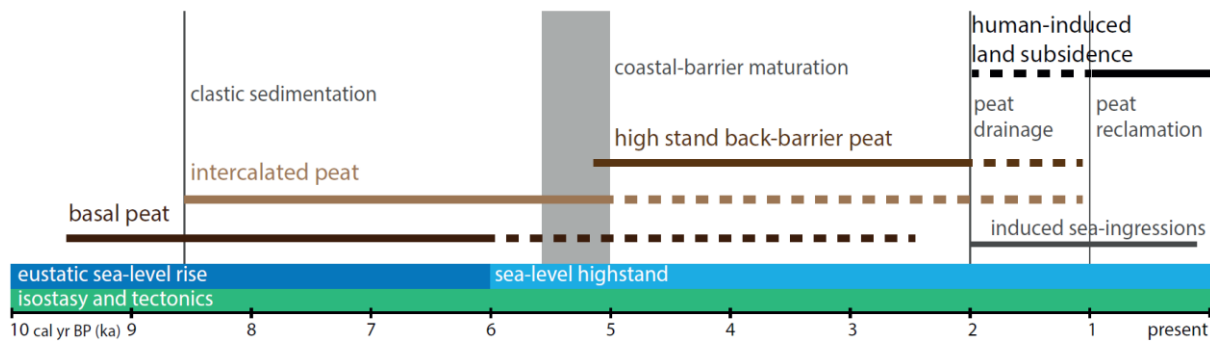


Figure II-11: Vue schématique de la formation de la tourbe pendant l'Holocène, de la montée du niveau de la mer et de la maturation des barrières littorales, ainsi que de l'affaissement du sol dû à l'activité humaine et des intrusions marines associées (Koster, 2017).

Les tourbières, sujettes à la compaction, peuvent subir une réduction de volume atteignant jusqu'à 90% avec des dépôts riches en matière organique (Shennan & Horton, 2002). Cette compaction peut entraîner des taux de sédimentation continus (Fig. II-11), renouvelés ou accrus, si elle est synchronisée avec la création d'espace d'accommodation (Haslett et al., 1998; Allen, 1999). Lorsque l'accumulation de sédiments est en phase avec la création d'espace, la compaction ne conduit pas nécessairement à un affaissement du sol (Van Asselen et al., 2009). En particulier, la compaction sélective des séquences dominées par la tourbe peut amplifier l'élévation des dépôts de chenaux et de levées composés de sable et de limon (Godwin, 1938; Green, 1968; D. M. Smith et al., 2010). Elle peut également provoquer l'avulsion des chenaux, déplaçant ainsi les systèmes fluviaux vers de nouvelles zones (Van Asselen et al., 2009). Au cours de l'Holocène tardif, des incursions marines significatives dans la plaine flamande ont laissé des dépôts d'argiles limoneuses d'une épaisseur généralement comprise entre 1 et 3 mètres dans les zones côtières. Dans le delta du système Rhin-Meuse, la tourbe a graduellement cédé sa place au dépôt d'argiles fluviales, un processus initié il y a environ 3500 ans (Vos, 2015). Avec le ralentissement du taux de montée du niveau de la mer, la compaction et l'érosion de la tourbe sous-jacente ont probablement fourni l'espace nécessaire pour le dépôt de ces sédiments (Long et al, 2006). D'autres facteurs sont mentionnés, comme l'appauvrissement des sources de nutriments près du rivage qui induit l'arrêt de la croissance et le tassement de la tourbière, ainsi que l'érosion et l'overwash des barrières littorales (Long et al, 2006; Hamilton et al., 2019). (Baeteman, 2005) suggère qu'une détérioration climatique ou, à partir de l'époque romaine, un changement des conditions hydrologiques lié à la déforestation anthropique, a entraîné le soutirage des sédiments des chenaux drainant la tourbe, augmentant le prisme tidal et permettant à la marée de recouvrir les tourbières. (Tavernier, 1947) démontre l'inversion de relief des tourbières passant de



topographie positive à puits sédimentaires (Fig. II-12). Ceci a été accéléré par la poldérisation qui a asséché la tourbe. L'exploitation de la tourbe comme combustible et pour la production de sel, très importante à l'époque romaine et continue jusqu'au XIXes., est une autre cause de la disparition des tourbières (Borger, 1992; Hall & Coles, 1994; Vos & van Heeringen, 1997; Baeteman, 2007). Au cours des 1000 dernières années, la diminution de la surface de la tourbe due à l'érosion et à l'excavation était en moyenne de 1,9 mètres sur l'ensemble des zones exploitées aux Pays-Bas (Erkens et al., 2016). L'espace d'accommodation créé par l'extraction de la tourbe parfois même sous le niveau de la mer dans le centre des Pays-Bas (Borger, 1992) a pour conséquence la formation d'étendues d'eau telles que les Norfolk Broads (Lambert et al., 1961), incidemment, l'augmentation du prisme tidal qui a une rétroaction positive sur l'érosion des tourbières en bordure de chenal ou leur recouvrement par des replats de marée. En dépit de ces altérations, certaines zones de tourbières aux Pays-Bas sont restées suffisamment élevées par rapport à la nappe phréatique, permettant la culture des céréales jusqu'au XIVe siècle (Borger, 1992).

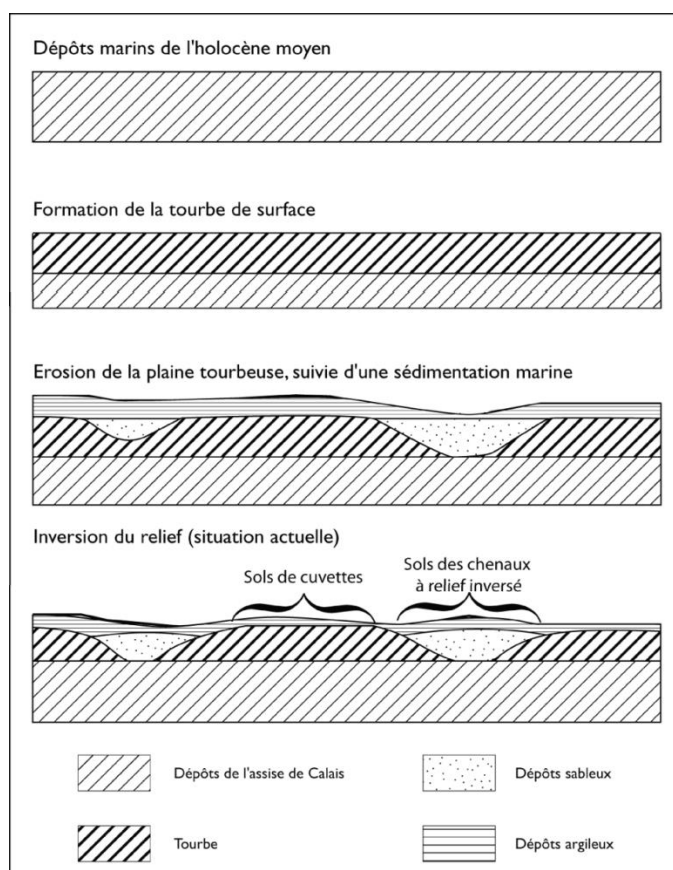


Figure II-12 : Inversion de relief de la plaine maritime flamande (d'après (Tavernier, 1947)).

## 7. Evolution du paysage holocène

Dans ce paragraphe on reprend et résume l'évolution des paysages sédimentaires de la plaine flamande au cours de l'Holocène et jusqu'à la poldérisation. La stratigraphie de l'Holocène, en assises « Calais-Dunkerque », déjà contestée par (Derville, 1984), avait été remise en cause aux Pays-Bas et en Belgique (Verhulst, 1980), puis à nouveau en France (Lebecq, 1996). En particulier, les « transgressions » Dunkerquiennes sont maintenant considérées comme résultant d'événements localisés et contrôlés par des submersions de tempêtes ou des envahissements de zones où la tourbe avait été exploitée. Incidemment, on peut noter qu'elles coïncident aussi avec des épisodes froids de la période subatlantique (Dunkerque I : antiquité grecque, Dunkerque II : Haut Moyen-Âge, Dunkerque III : Petit Âge Glaciaire). Cependant, du côté belge, la stratigraphie holocène est désormais interprétée comme la résultante de la morphologie de la surface de transgression combinée à la variation du niveau marin relatif et aux apports sédimentaires (Beets & Van Der Spek, 2000).

Avant 7500 ans BP, pendant la période boréale, la montée du niveau marin relatif était d'environ 7 mm/an (Beets & Van Der Spek, 2000), conduisant à une influence significative de la marée dès 8000 ans BP (Baeteman & Denys, 1997). Cette phase rapide a vu l'invasion des anciennes vallées pléistocènes par la mer, transformant les rivières en estuaires avec des vasières intertidales et le développement de tourbières locales. La tourbe de fond, localisée au mur de la paléovallée elle est diachronique et présente des âges plus jeunes à mesure qu'on s'éloigne de l'axe de la paléovallée et qu'on monte dans la topographie de la surface transgressive. Elle se forme pendant une phase de faible apport sédimentaire, de montée du niveau phréatique mais en l'absence de stagnation des eaux douces. Ces conditions cessent lors de l'ennoyage estuarien de la plaine, et pendant ce temps la tourbe est restreinte au biseau d'agradation de l'Holocène sur la paléofalaise de l'Artois-Boulonnais.

Pendant la période atlantique, la montée du niveau marin relatif ralentit, avec un taux estimé à 2,5 m/1000 ans (2,5 mm/an) (Denys & Baeteman, 1995; Baeteman, 1999). Cela réduit l'influence de la marée à l'intérieur des terres, et fait démarrer la progradation littorale, deux phénomènes favorisant le développement de la tourbe dans les marais maritimes internes. Cette période est datée par Baeteman (1999) à 7800-6000 ans BP dans la vallée de l'Yser. Plusieurs niveaux de tourbe se forment à cette époque, en partie disséqués par la suite par les surfaces de ravinement tidal dans l'axe de la paléovallée de l'Aa, mais mieux préservés dans le Calaisis et vers la frontière belge (Fig. II-6). Baeteman (1999) identifie dans la vallée de l'Yser plusieurs séquences de tourbes interstratifiées avec des dépôts subtidiaux, notamment

des dépôts de crevasses qu'ils corrèlent à des périodes d'augmentation de la dynamique des chenaux, peut-être liées à des périodes de dégradation climatique (Baeteman et al., 2002). Mrani-Allaoui (2006) identifie également de nombreux niveaux de tourbes, même à l'écart des paléovallées, confirmant le contrôle topographique local dans le développement des tourbes. Elle suggère aussi que le recouvrement correspond à des épisodes de recrudescence de la dynamique tidale (augmentation du prisme tidal), mais forcés par la compaction de la tourbe de surface (Mrani-Alaoui & Anthony, 2004).

Entre 6000 et 4000 ans BP la remontée du niveau marin connaît un ralentissement significatif, se stabilisant à seulement 0,7 mm/an. La réduction de l'accommodation conduit à l'amalgamation et à l'extension maximale des tourbières, formant la tourbe de surface. Ces conditions géomorphologiques favorables au développement de la tourbe sont confortées par la dégradation climatique de la période subboréale. La plaine maritime se transforme principalement en un marais d'eau douce (Baeteman et al., 2002). La tourbe de surface, d'une épaisseur de 1 à 2 mètres, datée de 4400 BP à 1000 BP, se forme à cette époque, et témoigne d'une compartimentalisation marquée de la plaine maritime. Les tourbes disparaissent au début de la période subatlantique, et les assises de Dunkerque en sont dépourvues. On essaiera de comprendre le rôle éventuel des activités humaines dans ce changement.

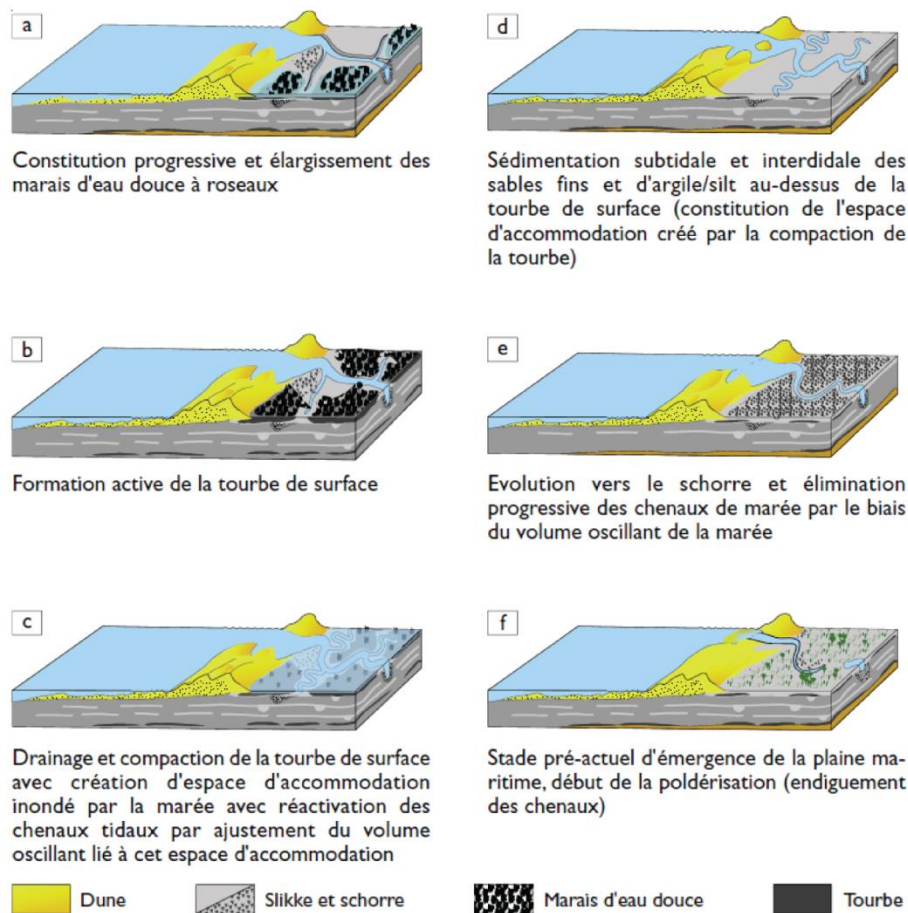


Figure II-13: Etapes de la sédimentation terminale de la plaine maritime flamande (Mrani-Allaoui, 2006).

Sur la base d'une synthèse de nombreuses carottes et de profils sismiques acquis à l'échelle régionale, (Margotta et al., 2016) reconstituent les paysages de l'Holocène suivant cette chronologie, en moyennant les épisodes tourbeux autour d'une surface qu'il considèrent comme le maximum transgressif holocène, établi autour de 5500 ans BP. Les dépôts silicoclastiques sous-jacents correspondent à des sédiments estuariens aggradants et les dépôts sus-jacents à des vasières intertidales en progradation (Fig. II-14). Les cartes de Margotta, toutefois, ne permettent pas d'identifier le trait de côte et donc la régression au sens strict. L'espace subtidal de ces cartes peut correspondre à un milieu marin ouvert ou à un environnement de baie, voire de bassin estuarien qui serait limité au nord du rivage actuel par une barrière littorale. Toutefois, la granularité des sédiments change peu et les cartes montrent finalement un équilibre général entre les apports sédimentaire et les conditions hydrodynamiques (Fig. II-14).

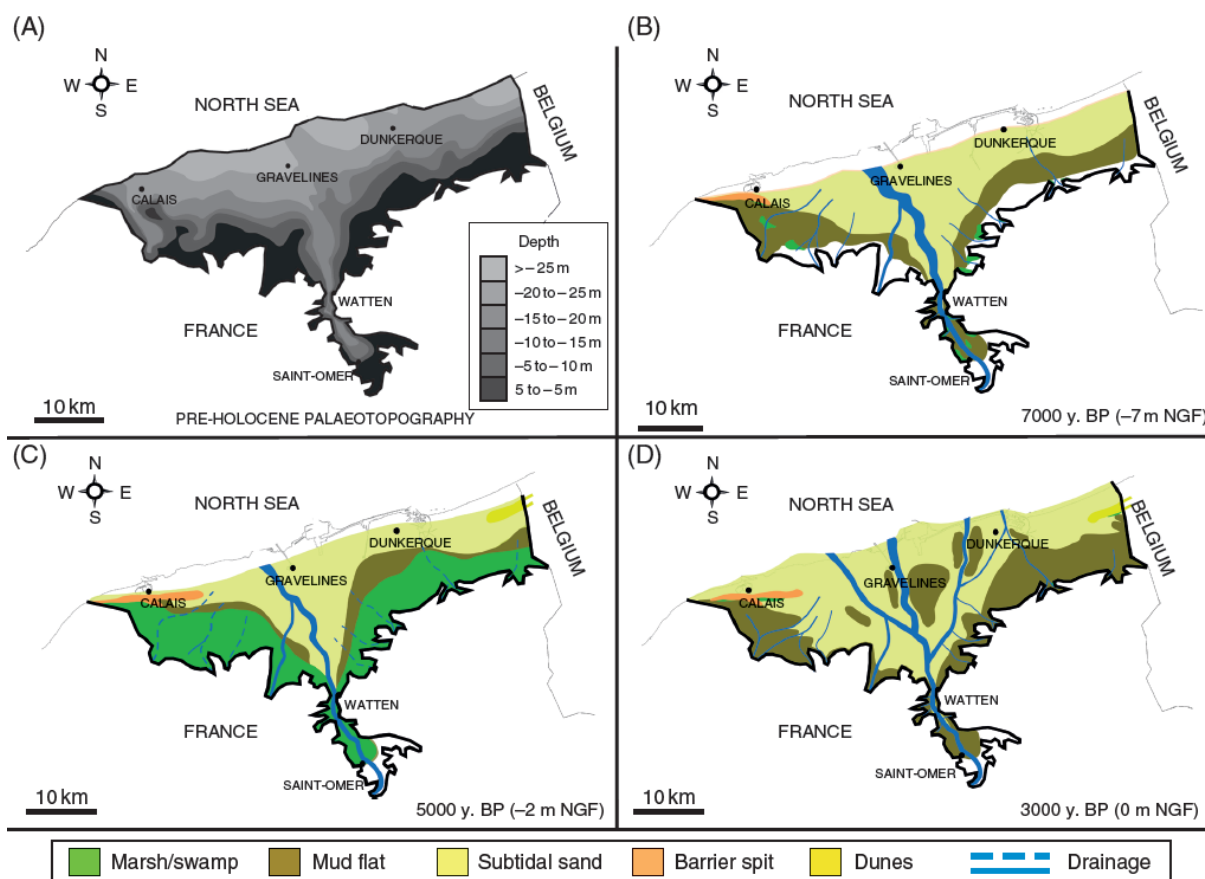


Figure II-14 : Synthèse de l'évolution du système côtier de la PMF. A) Paléotopographie initiale. B, C, D) Reconstructions paléogéographiques illustrant les changements environnementaux pour trois intervalles de temps à 7000 ans BP, 5000 ans BP et 3000 ans (Margotta et al, 2016).

L'époque historique n'est pas détaillée par Margotta et al. (2016). Vers 1800-1500 BP, la tourbe de surface, quand elle est encore présente, est ennoyée par des dépôts intertidaux de 1 à 3 mètres d'épaisseur (Baeteman & Van Strydonck, 1989). Ceci est interprété comme une augmentation du prisme tidal, peut-être lié au tassement de la tourbe (Mrani-Allaoui, 2006) ou à une période de dégradation climatique avec des submersions catastrophiques et reruptures de la barrière littorale (Baeteman, 1999). Les chenaux de marée restent actifs jusqu'à 1306-1274 BP (au VII<sup>e</sup> siècle). Autour du VI<sup>e</sup> siècle, la région présente des milieux littoraux abrités soumis aux marées, caractérisés par un marais maritime similaire à ceux observés actuellement dans la baie de Somme. La zone est parcourue par des chenaux de marée, constituant des zones sujettes à l'inondation lors des grandes marées ou des tempêtes. A partir du Xe siècle, des digues sont érigées dans la plaine maritime pour protéger les populations des incursions marines, plus abondantes lors des épisodes de dégradation climatique du Haut-Moyen âge et du Petit Âge Glaciaire, et peut-être aussi favorisées par une exploitation intensive des tourbes à l'époque romaine (qui aurait majoré l'augmentation du prisme tidale

contrôlé par leur tassement naturel). La restriction du drainage liée à l'endiguement réduit drastiquement le gabarit des chenaux de marée (Paskoff, 1994) et empêche définitivement la reformation de tourbières. Cette évolution accélère également la fermeture des passes tidales, la stabilisation de la ligne de rivage et la formation d'un cordon dunaire presque continu (Mrani-Alaoui & Anthony, 2003).

## 8. Source des sédiments

Les sédiments de la plaine maritime flamande proviennent principalement de la Manche et de la mer du Nord (Fig. II-15). Très peu de sédiment vient des fleuves côtiers (le système de l'Aa dans notre secteur d'étude), et très peu d'argile en général. Les sédiments, composés principalement de sables, graviers et galets, proviennent des plus grands fleuves, de l'érosion littorale, ou sont remaniés depuis un stock ancien situé dans l'offshore (Sommé, 1979; Larssonneur et al., 1982; Hamblin et al., 1992). De l'estuaire de la Somme jusqu'à la frontière belge, on trouve dans les prismes littoraux et au large d'importantes accumulations de sables mobiles organisés en bancs tidaux ou attachés au shoreface (Beck et al., 1991) (Fig. II-16 et II-17). Cette abondance de sable se reflète dans la présence systèmes dunaires éoliens attachés aux embouchures estuariennes (Anthony, 2002). En Manche, les sables proviennent essentiellement du sud-ouest. Les accumulations sableuses contribuant au comblement de la plaine maritime flamande proviennent essentiellement du système Rhin-Meuse (Hijma et al., 2009; Mathys, 2009). Le transit le long de la côte de la mer du Nord se fait d'ouest en est par dérive littorale (Sipka, 1998; Anthony & Héquette, 2007; Héquette et al., 2008; Cartier & Héquette, 2011), mais une grande partie du sable est également apporté par le remaniement transgressif de dépôts littoraux pré-holocènes remaniés sous la forme des bancs de Flandre dans l'offshore proximal (Tessier, 1997). Sous l'influence de la houle, les bancs les plus côtiers migre vers la côte (Tessier et al., 1999; Hequette & Aernouts, 2010), contribuant ainsi à l'approvisionnement à long terme de la plage et de la dune côtière.

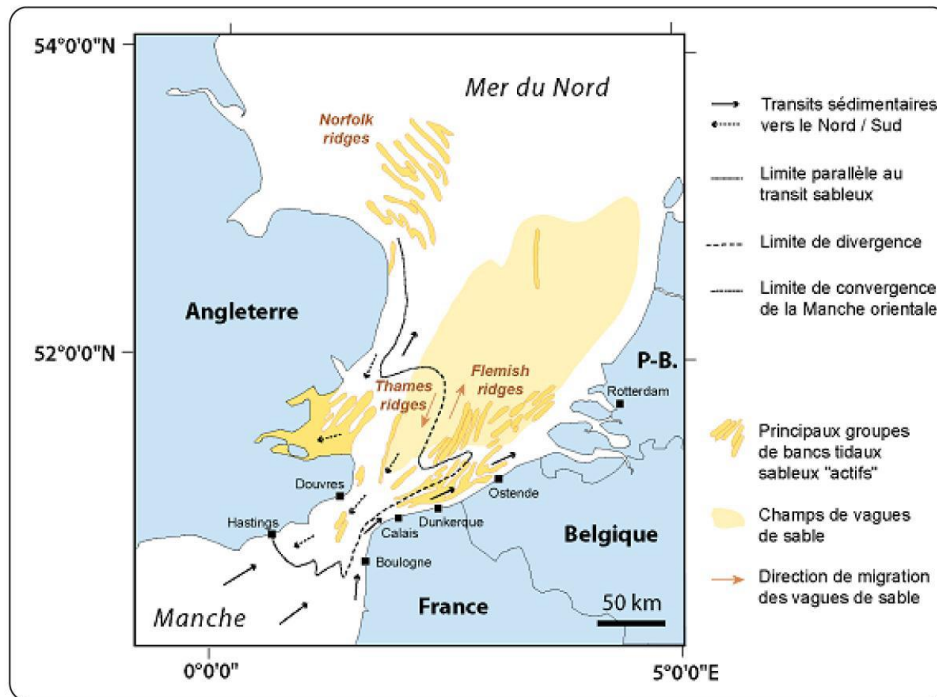


Figure II-15 : Corps sableux et directions de transport résiduel dans le détroit du Nord Pas-de-Calais (Cartier, 2011).

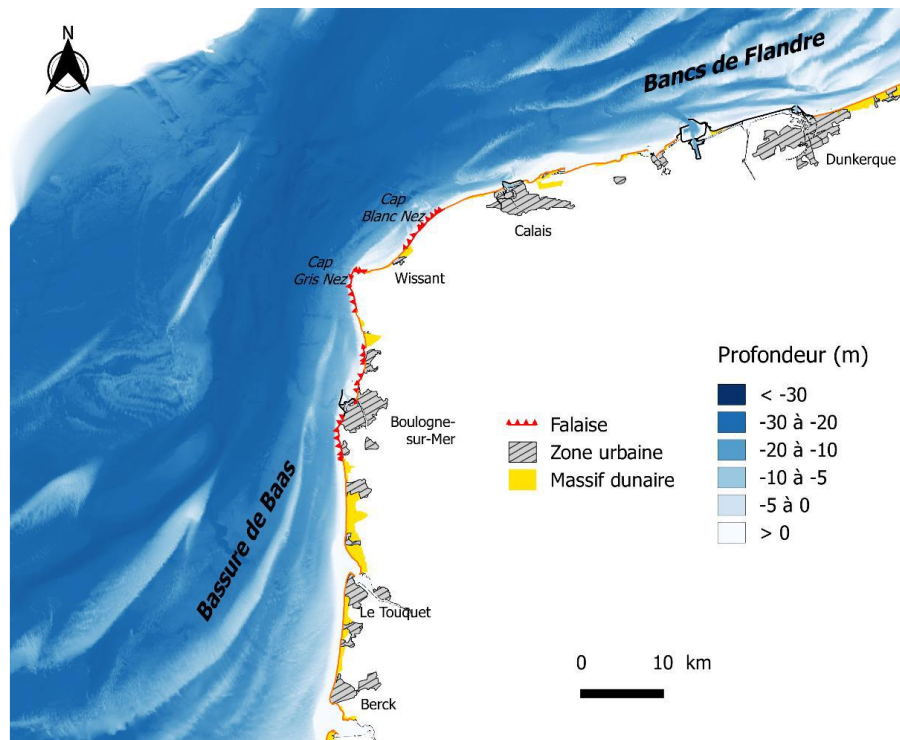
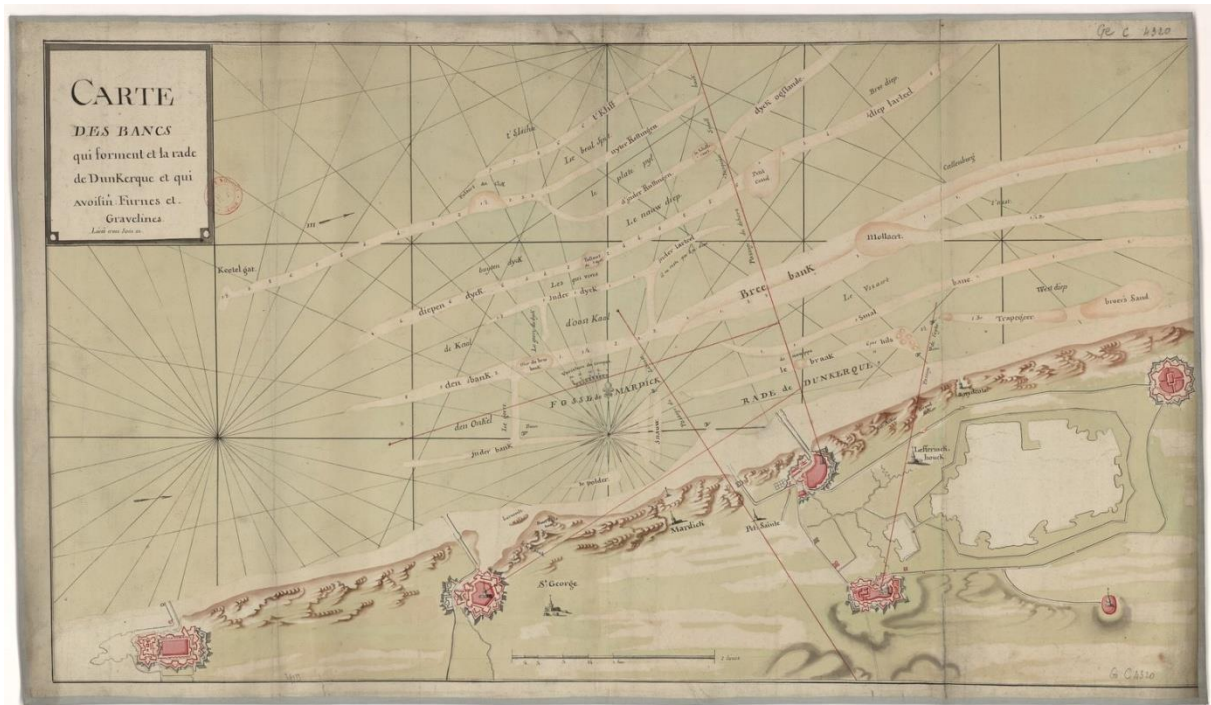


Figure II-16: Morphologie des fonds de la Côte d'Opale, avec la localisation des bancs sableux d'offshore échangeant avec le stock du prisme littoral (Zemmour, 2019).



Source gallica.bnf.fr / Bibliothèque nationale de France

Figure II-17 : Une des premières cartographies des bancs côtiers au large de Gravelines et Dunkerque (source : Gallica.bnf.fr/Bibliothèque nationale de France).

## 9. Barrière littorale

La barrière littorale est dominée par des massifs de dunes éoliennes. Des dunes anciennes (ou fossiles) situées à l'intérieur de la plaine flamande ont été étudiées par [Blanchard \(1906\)](#), [\(Briquet, 1923\)](#), [\(Depuydt, 1972\)](#), en fonction de leur morphologie, de leur granulométrie, de leur teneur en  $\text{CaCO}_3$ , ainsi que de leur couvert végétal. À l'est de Dunkerque, dans la commune de Ghyvelde, un massif de dunes internes s'étire de la localité d'Adinkerque en Belgique jusqu'au Meulenhock sur environ 4 à 5 km (Fig. II-18). Large de 500 à 600 mètres, il s'étend parallèlement à la barrière littorale actuelle, dont il est séparé par un polder d'environ 1500 mètres. Ce massif, en grande partie boisé, a une topographie peu prononcée (moins de 10 m en moyenne). L'emplacement de ces dunes suggère qu'au moment de leur formation, la côte était positionnée plus au sud. Des datations au radiocarbone de tourbes préservées à la base du massif indiquent un âge de  $4270 \pm 65$  BP et  $4300 \pm 65$  BP ([De Ceunynck, 1985](#)). Selon [Blanchard \(1906\)](#), ces anciennes dunes semblent avoir « émergé à partir d'un banc formé dans la mer flamande » pendant le Pléistocène ou le Quaternaire supérieur. Selon [Mrani-Allaoui \(2006\)](#) ce processus de formation suggère probablement l'existence d'une zone intertidale sableuse étendue, connaissant une accrétion jusqu'au niveau supratidal et étant directement en contact avec une plage sableuse, facilitant ainsi l'apport de sable par le vent.



Les tempêtes ont induit des dépôts significatifs de sable, surtout dans les zones les plus proches de la mer, créant ainsi une distinction nette entre une la face du massif dunaire tournée vers la terre, dont la racine serait plus silteuse, et une la face tournée vers la mer, dont la racine serait plus sableuse.

Un autre massif émerge de la plaine flamande au sud de l'agglomération de Calais (Fig. II-18), le « banc des Pierrettes». S'étirant sur une distance de 12 km entre Sangatte et le sud-est de Calais, ce relief discontinu présente une élévation variant de 1 à 3 mètres au-dessus de la plaine maritime. Il se manifeste sous la forme d'une flèche de galets, intégrant également des graviers et du sable. Le cordon des Pierrettes a été interprété initialement comme un équivalent des dépôts marins de l'assise de Calais (Dubois, 1924, 1926). Cette formation est toutefois raccordée à une paléoplage visible dans la coupe de la paléofalaise de Sangatte, où elle a été datée du Pléistocène moyen par OSL et réattribuée à la formation marine de Herzelee (Sommé et al., 1999). L'orientation WNW-ESE de la paléofalaise, parallèlement à l'axe Weald-Artois, suggère qu'elle a pu se former avant l'ouverture du détroit du Pas de Calais, ce qui est cohérent avec un âge Pléistocène moyen.

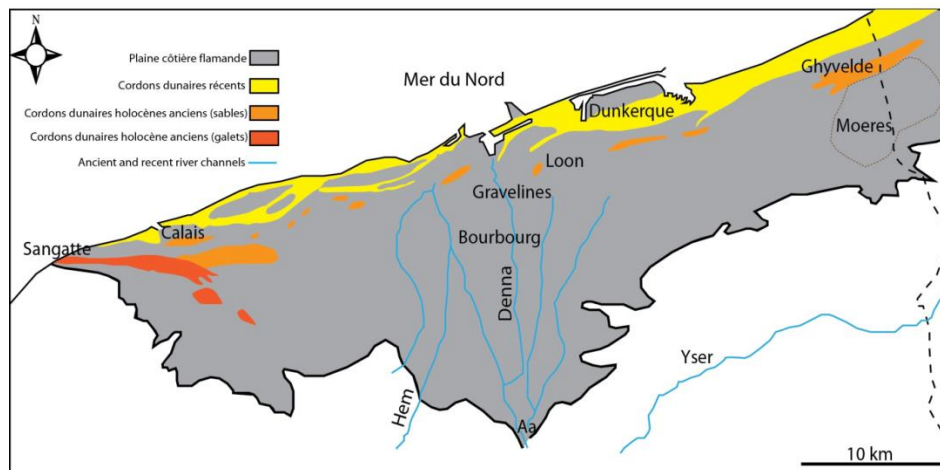


Figure II-18 : Cordons littoraux de l'Holocène dans la plaine flamande (adaptée de Sommé, 1975). A noter que le cordon des Pierrettes (en rouge), est plus probablement du Pléistocène moyen.

Les dunes récentes et subrécentes de la barrière littorale actuelle forment un long cordon presque rectiligne d'environ 1 km de large (Fig. II-18 et II-19), évoluant en plusieurs étapes. Ce cordon, interrompu par des estuaires et des embouchures de rivières, a souvent été aménagé pour les accès portuaires et les structures de protection contre l'érosion littorale (Fig. II-18). Sa continuité est aussi interrompue par des zones urbanisées ou industrialisées. Sans ce cordon dunaire et les digues associées, la plaine serait sujette à des inondations marines régulières, notamment dans le secteur est-dunkerquois où la plaine flamande est sous le

niveau de la mer (dépression des Moères, Fig. II-19). Initialement formé pendant la période romaine (entre le I<sup>er</sup> et le IV<sup>e</sup> siècle AD) selon (J. Ameryckx, 1961), le cordon dunaire a été rompu et détruit en plusieurs endroits lors des invasions marines entre l'IV<sup>e</sup> et le VIII<sup>e</sup> siècle, ne laissant que quelques fragments (Ozer, 1976). Entre les VIII<sup>e</sup> et XI<sup>e</sup> s., un nouveau cordon dunaire a pris forme (Houthuys et al., 1993), occupant approximativement la position actuelle du cordon littoral. D'après (Depuydt, 1972), ce cordon se composait de dunes paraboliques. Ces dunes médiévales sont décrites comme "subrécentes" par (Declercq & De Moor, 1996). Les noyaux des dunes de Koksijde et d'Oostduinkerke en Belgique, sont considérés par (De Ceunynck, 1992) comme un vestige de ces dunes médiévales, qui ont comblé d'anciennes vasières en plusieurs phases.

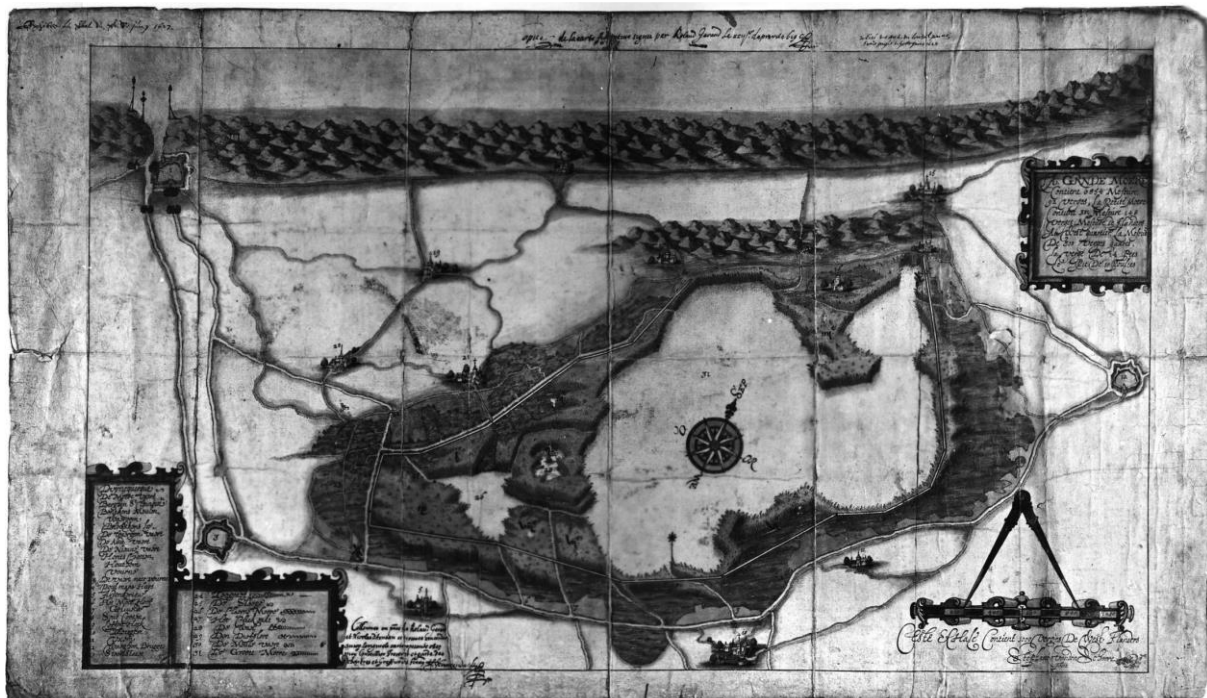


Figure II-19 : Carte historique de 1619 par R. Gérard montrant les dunes côtières, les dunes intérieures et l'étang des « Moeren » franco-belges (Archives générales de l'État de Bruxelles, n° 3024 ; tiré de (Bruneel, 1979)).

Du côté français, entre Zuydcoote et Leffrinckoucke, une zone de dunes paraboliques est également associée à cette catégorie de "dunes d'âge moyen" par (Briquet, 1930). Une deuxième ceinture de dunes paraboliques, plus récente, est présente entre Bray-Dunes et La Panne, incluant la dune dérivante du Westhoek, toujours active récemment. Cette ceinture est également bien définie entre Koksijde-Bad et Nieuwpoort-Bad. L'avant-dune, la troisième unité géomorphologique parmi les dunes les plus récentes, est souvent difficile à délimiter précisément en raison de l'urbanisation ou de la présence de formes dunaires complexes,

marquant une transition vers la ceinture dunaire parabolique. Ce paysage est parfois désigné comme la "dune de front chaotique" (De Ceunynck, 1992).

## 10. Réseau hydrographique et poldérisation

La Plaine maritime est exposée à deux types d'inondations, dues aux eaux pluviales et à l'infiltration souterraine des eaux marines. La menace majeure réside dans la rupture des digues, pouvant entraîner une destruction rapide par la mer. En réponse, les *watergangs* (ou *wateringues*), canaux pour le drainage des marais et l'approvisionnement en eau potable, ont été créés au Moyen-Âge (Fig. II-20). Ils font partie du processus de poldérisation sur lequel on reviendra. Le maintien d'un équilibre entre les eaux extérieures et intérieures est assuré par des écluses.



Figure II-20: Watergang la région de Loon-Plage.

Les principales rivières, telles que l'Aa et l'Yser, sont canalisés ou divisées en bras pour atteindre la mer. Des canaux, tels que ceux reliant Watten à Calais, Bourbourg à Dunkerque et Bergues à Dunkerque, dirigent les eaux vers la mer. Deux fleuves côtiers, l'Aa et l'Yser, coulent à travers la plaine maritime flamande. L'Aa, canalisée sur toute sa longueur, pénètre par un passage entre le Mont de Watten et la forêt d'Eperleeques, suivant une trajectoire directe vers la mer en passant par Gravelines. Après avoir traversé les marais près de Saint-Omer, l'Aa pénètrent dans la plaine par la trouée de Watten, se divisant instantanément en

deux bras : l'Aa proprement dite, avec une direction Nord/Nord-ouest vers la mer, et la Colme, suivant une trajectoire Nord-est le long des contreforts des hauteurs de Flandre (Fig. II-21). L'Yser, après la frontière belge, se divise également en deux bras, l'Yser et la Linde. La vallée de l'Yser a été importante pour la connaissance des tourbes holocènes (Baeteman & Declercq, 2002).

La canalisation des rivières du « delta de l'Aa » a commencé dès le XIIe siècle pour la navigation (de Pas, 1931), et son évolution a été consignée dans les données d'archives et les cartes anciennes (Fig. II-21). L'estuaire de l'Aa, documenté au Xe siècle (Blanchard, 1906), avait initialement plusieurs bras s'étendant jusqu'à la mer, mais cette complexité a diminué au fil du temps, notamment par la canalisation du cours aval aux environs de 1114. Selon Blanchard (1906) et Briquet (1930), l'aménagement en ligne droite de l'Aa n'a été finalisé qu'en 1402, au détriment de la rivière Enna (ou Denna) qui en constituait le cours ancien. En opposition à cette hypothèse, (Derville, 1984) attribue aux comtes de Flandre de la maison d'Alsace, notamment à Philippe (1143-1191) et à son chancelier Robert d'Aire (mort en 1174), l'initiative de la canalisation de l'Aa. Il avance que si de tels aménagements avaient eu lieu au XVe siècle, ils auraient laissé des traces dans les sources. Justin de Pas (1931) propose également un aménagement du cours de l'Aa à des fins de navigation dès le XIIe siècle. Les travaux d'aménagement ont probablement même débuté au VIIIe siècle avec les moines de Saint-Bertin, incluant le drainage et la canalisation du cours amont. Au XIIe siècle, la politique d'aménagement du territoire des comtes de Flandre a joué un rôle crucial dans la valorisation des terres par l'exondation. L'hydrographie évolutive de la plaine maritime est caractérisée par la canalisation dynamique de l'Aa, alimenté par la Hem et la rivière d'Oye. Deux bras de rivière, la Colme et l'Enna, se dirigent vers l'est en direction de Dunkerque. La Colme, d'origine naturelle, a été canalisée vers 1165 (Derville, 1984). L'Enna traverse Bourbourg et se déverse dans un estuaire réduit à l'est de Gravelines jusqu'au XVe siècle (Briquet, 1930). Le cours d'eau actuel, reliant la Colme à plusieurs bras de chenaux (petit et grand Denna), demeure le dernier vestige d'un estuaire plus vaste, dont l'embouchure était probablement à l'emplacement actuel de la darse atlantique du Grand Port Maritime de Dunkerque.

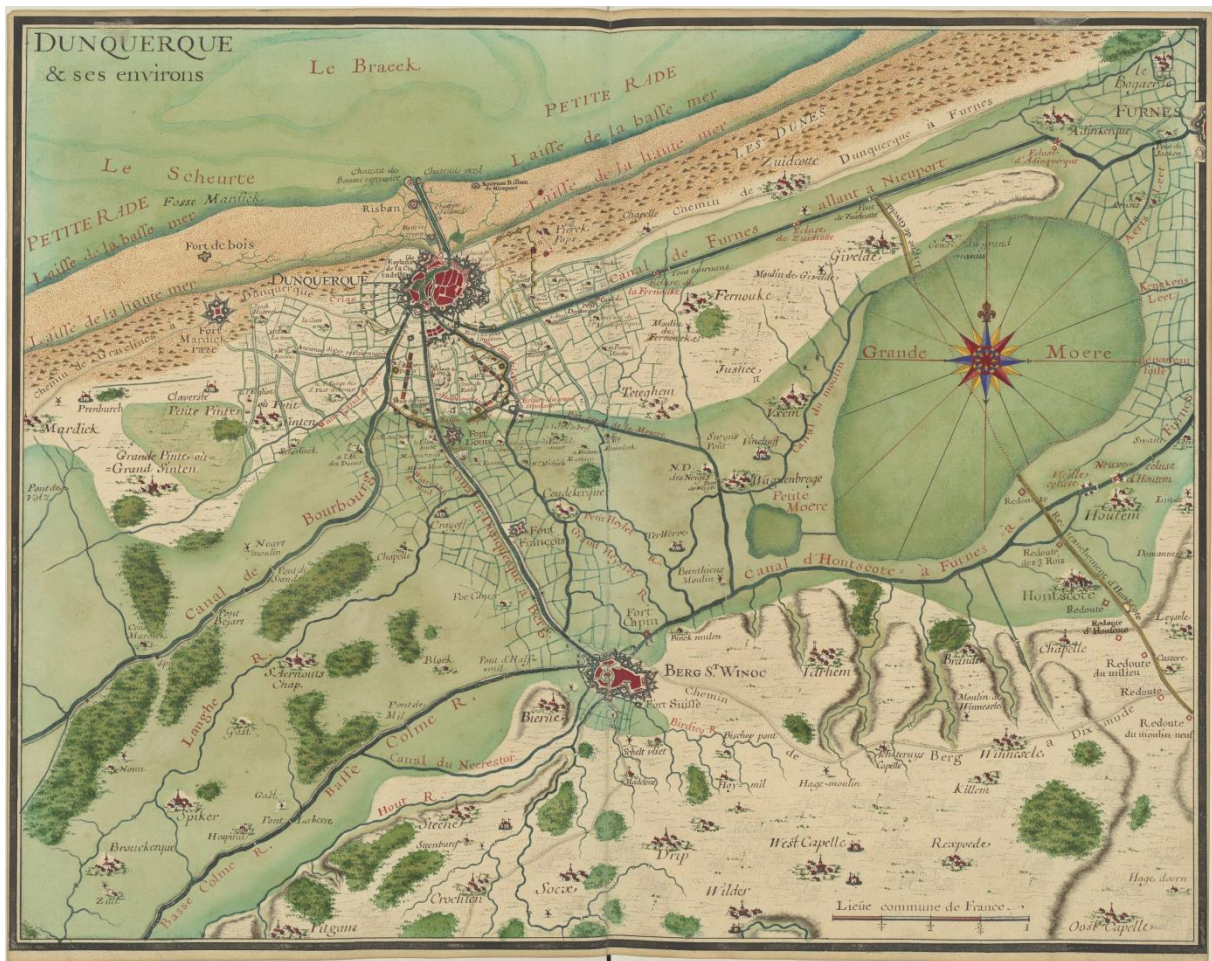


Figure II-21 : Carte de Dunkerque et de ses environs en 1700, illustrant le réseau de cours d'eau et les canaux de Watergangs (source : Gallica.bnf.fr/Bibliothèque nationale de France).

## 11. Anthropisation

La plaine maritime flamande a subi trois étapes majeures de transformation du paysage : (1) l'aménagement des marais salants au cours du Haut Moyen Âge ; (2) l'établissement des polders agricoles pendant le Moyen Âge classique ; (3) la mise en place des polders commerciaux à la fin du Moyen Âge et à l'époque moderne. Ces évolutions se retrouvent de manière similaire le long des autres rivages de la mer du Nord, bien que les chronologies puissent présenter des variations subtiles (Meier, 1997, 2007; Rippon, 2000; Thoen et al., 2013).

Le peuplement de la plaine maritime flamande française a débuté au cours de la période romaine, mais son essor a été brusquement interrompu par la « transgression » de Dunkerque II au IV<sup>e</sup> siècle AD, un épisode significatif marquant la dernière manifestation naturelle de l'évolution du paysage (Sommé, 1988). À Loon-Plage, plusieurs campagnes de fouilles ont

mis en lumière des vestiges d'une occupation remontant du Ier au IIIe siècle AD (Desoutter, 2010). À la fin du Ve siècle, l'influence croissante des activités humaines avait déjà modifié l'espace naturel du delta de l'Aa (Blanchard, 1906; Briquet, 1930; Sommé, 1977, 1988). Les premiers établissements du Haut Moyen-Âge semblent être constitués de fermes isolées (Fig. II-20), implantées sur des monticules artificiels érigés le long des crêtes de canaux anciens, comblés et débordant, comme mentionné par (Desoutter et al., 2020). Les bâtiments et les parcelles associées se répartissent de manière radiale (Fig. II-22).



Figure II-22 : Le paysage de la Denna pendant l'époque mérovingienne (VIIe-VIIIe siècle), dessin et aquarelle de Mathieu Lançon (INRAP).

Mais l'endiguement généralisé date du Moyen-Âge « classique », qui correspond aussi au Petit Âge Glaciaire et au Dunkerque III, pour lutter sans doute aussi contre la recrudescence des submersions marines (Blanchard, 1906; Bruyelle, 1967). Les digues, outre leur intérêt politique et foncier, visent à soustraire définitivement l'influence marine des territoires gagnés sur la mer, communément appelés polders. Le développement des polders commence au IXe siècle, bien que son initiation aux Pays-Bas remonte à la fin de l'âge de fer. Cette pratique implique la construction de digues, de fossés, et l'utilisation de vannes (Lascaris & De Kraker, 2013). Néanmoins, l'exploitation des environnements marécageux perdure le long de la plaine côtière belge jusqu'au XIIIe siècle (Tys, 2013 in (Waller & Kirby, 2021)). Les XIe, XIIe et XIIIe siècles marquent une période significative de conquête

de terres sur la mer. La « transgression » Dunkerque III est en partie contenue par les digues construites antérieurement. Une population d'environ 10 000 moutons prospère aux alentours de Furnes, Bruges, Gravelines et Dunkerque, élevée tant pour sa laine que pour sa viande, et répondant à la demande des marchés pré-urbains des Xe et XIe siècles. Les domaines ovins s'organisent autour d'un bâtiment situé dans ou à proximité d'une digue circulaire (Dssoutter et al, 2020). Au cours du Xe siècle, les propriétaires fonciers ont pris des mesures pour sécuriser les terrains contre les inondations causées par le débordement des chenaux de marée (Fig. II-23). Ils érigent systématiquement des digues le long des chenaux principaux des rivières Aa et Yser. Bien que les digues aient depuis disparu, elles demeurent dans la toponymie, comme en témoigne l'exemple de « Hogedijkweg » en bordure de l'Yser. En cas de tempêtes violentes, la pression de l'eau sur ces digues défensives entraîne leur rupture, provoquant ainsi des inondations dans les terres agricoles. Un exemple concret de cette vulnérabilité est observé dans les découvertes archéologiques à Tétéghem, datant des IXe-Xe siècles, qui ont été perturbées par l'impact des chenaux de marée actifs. Au XIIe siècle, les comtes de Flandre lancent une troisième étape d'endiguement, marquée par la construction de barrages sur d'anciens chenaux, le drainage des eaux stagnantes à l'arrière de la plaine, et l'installation de canaux et de digues de décharge (Desoutter et al, 2020).

Le processus « d'humanisation » (d'installation de villes et de routes) des polders dans la zone littorale entre le cap Blanc-Nez et Gravelines débute avec l'émergence d'un grand nombre de communes (paroisses) à partir du Xe siècle (Blanchard, 1906). Toutes les communes actuelles, à l'exception de celle des Attaques fondée au XIXe siècle, existent dès le début du XIe siècle.

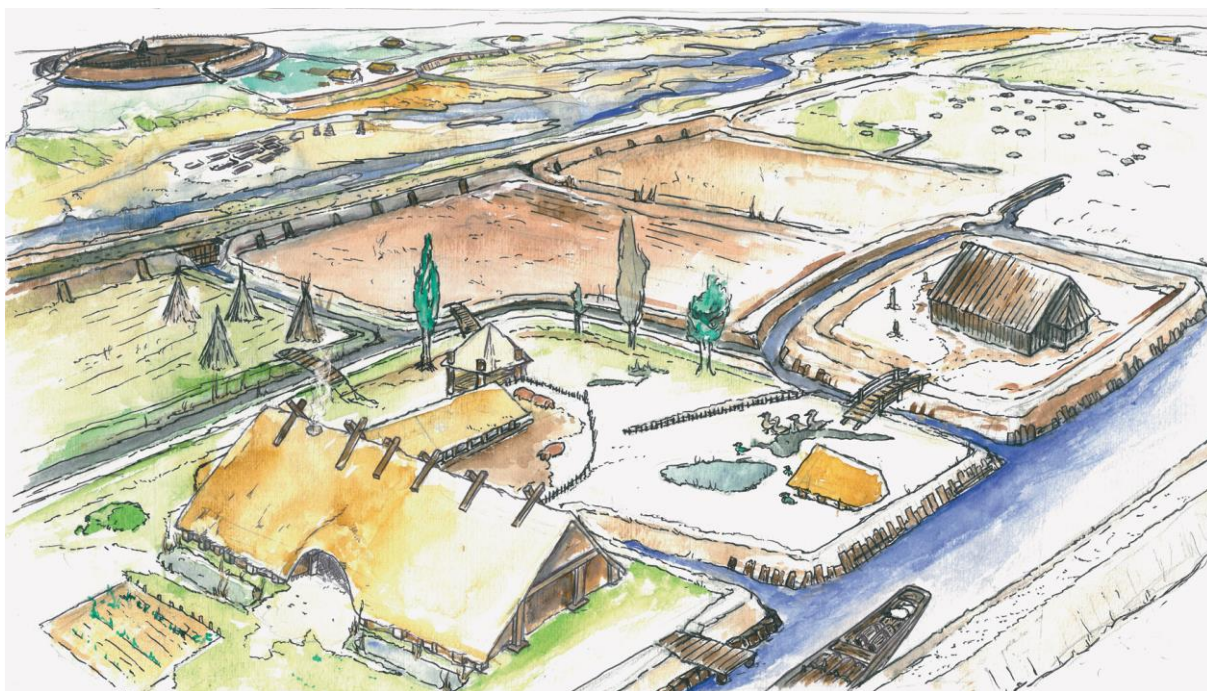


Figure II-23 : Description du paysage au Xe siècle, illustrée par l'exemple de Craywick, par M. Lançon (INRAP).

## 12. Conclusion

À l'issue de cette synthèse englobant l'intégralité des études menées sur la plaine maritime, on peut mettre en avant quelques conclusions majeures :

- L'étude géologique de la plaine maritime flamande remonte au XIXe siècle, et a donné lieu à une stratigraphie de l'Holocène subdivisée en assises de Calais et Dunkerque qui initialement étaient pensées comme des cycles transgressifs-régressifs.
- Ces cycles sont également contigus aux des cycles climatiques de Blytt-Sernander définis au Danemark. Les « transgressions » calaisiennes et dunkerquiennes coïncident avec des épisodes de détérioration du climat.
- La géomorphologie pré-holocène a joué un rôle crucial dans la distribution des sédiments au cours de l'Holocène. Elle consiste en un réseau de vallées incisées formées pendant le dernier glaciaire et comblées au cours de la transgression post-glaciaire.
- La montée post-glaciaire du niveau marin relatif est reconstituée à partir de marqueur locaux et corrélée à l'histoire du comblement holocène de la plaine maritime. Le comblement des vallées est constitué au début de l'Holocène par un système estuarien



chenalisé, incisé puis recouvert par des estrans tidaux après une phase de ravinement tidal.

- En marge des chenaux, une couche de tourbe très étendue marque la fin de la transgression. Le tassement de la tourbe consécutif au ralentissement de la transgression explique son recouvrement vers 4000 ans BP par des sédiments Dunkerquiens apparemment « transgressifs ».
- Les épisodes « transgressifs » des assises de Dunkerque, pendant la période historique (subatlantique) sont liés à des fluctuations climatiques rapides et/ou les conséquences des activités humaines d'exploitation de la tourbe ou de poldérisation.
- Les sédiments de la plaine maritime proviennent principalement de la Manche et de la mer du Nord, par le recul du trait de côte, la dérive littorale et le remaniement par les vagues et les courants de marée des paléoprismes littoraux stockés dans les bancs tidaux d'offshore.
- La barrière littorale comprend plusieurs éléments diachrones, dont des témoins restent visibles dans la topographie de la plaine plusieurs kilomètres à l'arrière du trait de côte. Les dunes côtières actuelles sont établies sur une plateforme constituée au Moyen-Âge par des dunes paraboliques.
- L'occupation humaine au Haut Moyen-Âge est caractérisée par la mise en place des digues pour contrer la submersion et protéger les fermes isolées existantes. Le développement massif des polders se fait à partir de IXe siècle.

## Chapitre III

### Exemples de prospection Géoradar dans des dépôts littoraux

Le géoradar, également désigné sous les termes de radar géologique ou GPR (acronyme de l'anglais "Ground Penetrating Radar"), représente un outil géophysique largement utilisé dans l'exploration des environnements côtiers, comme en attestent diverses études (par exemple, [Neal et al., 2002](#); [Jol & Bristow, 2003](#); [Engels & Roberts, 2005](#); [Tamura et al., 2008](#); [Bennett et al., 2009](#); [Tamura, 2012](#); [Weill et al., 2012](#); [Billy et al., 2014](#); [Robin et al., 2018](#); [Pancrazzi et al., 2022](#)). Dans les environnements côtiers, le géoradar agit en complément de la sismique haute résolution, offrant ainsi une perspective globale terre-mer. Sa principale limitation réside dans la dissipation du signal électromagnétique dans des sédiments fortement conducteurs, tels que les sables de plage saturés d'eau salée et les dépôts riches en boue ([Leatherman, 1987](#); [Van Heteren et al., 1996](#)). Bien que cette technique ait émergé dans les années 1950, elle n'a été pleinement exploitée par la communauté des géosciences qu'à partir des années 1990.

En 2020, le Laboratoire d'Océanologie et de Géosciences (LOG) a fait l'acquisition d'une suite géoradar de la marque GSSI dans le cadre du CPER MARCO. Ce chapitre reproduit le contenu d'un article qui a été accepté pour publication dans l'ouvrage de restitution du Contrat de Plan Etat Région (CPER) Marco en 2021. Il présente des exemples d'application du géoradar en milieu littoral depuis qu'on l'utilise au LOG. Plusieurs chantiers sont abordés, mettant l'accent sur la méthodologie. Ces chantiers ont été sélectionnés de manière à explorer à chaque fois des corps sédimentaires différents, présentant des architectures variées et des substrats divers, allant du sable dunaire au sable de carrière, des dépôts de polder au substrat rocheux. À chaque étape, des leçons sur la faisabilité et les limitations de l'outil ont été tirées.

## **Apports de l’outil géoradar pour la reconstruction des architectures stratigraphiques et des environnements de dépôts côtiers actuels et anciens**

Rachid Ouchaou<sup>1</sup>, Jean-Yves Reynaud<sup>1</sup>, Franck Adou<sup>1</sup>, Sarah Zallouz<sup>1</sup>, Aurélie Aillaud<sup>1</sup>, Andres Mejia Duran<sup>1</sup>, Théodore Deloux<sup>1</sup>, Laurent Deschodt<sup>2,7</sup>, Samuel Desoutter<sup>2,8</sup>, Mathieu Lancon<sup>2,8</sup>, Bernadette Tessier<sup>3</sup>, Nicolas Robin<sup>4</sup>, Marie-Hélène Ruz<sup>5</sup>, Arnaud Hequette<sup>5</sup>, Emmanuel Blaise<sup>5</sup>, Anne-Lise Montreuil<sup>6</sup>

<sup>1</sup>Université de Lille, LOG UMR 8187 - CNRS | ULille | ULCO | IRD

<sup>2</sup>INRAP, Institut National de Recherches Archéologiques Préventives

<sup>3</sup>UMR 6143 M2CCaen, Université de Caen

<sup>4</sup>UMR 5110 CEFREM, Université de Perpignan

<sup>5</sup>Université du Littoral Côte d’Opale, LOG UMR 8187 - CNRS | ULille | ULCO | IRD

<sup>6</sup>Hydrology and Hydraulic Engineering, Vrije Universiteit Brussel

<sup>7</sup>UMR 8591 LGP, Université de Créteil

<sup>8</sup>UMR 8593 IRHiS, Université de Lille

### **Résumé**

Le géoradar est un outil de prospection géophysique non destructive basé sur les principes de propagation des ondes électromagnétiques (réfraction, réflexion et diffraction) dans le sous-sol. Cette méthode permet d’imager les discontinuités stratigraphiques les plus fines et de retracer ainsi la structure des premiers mètres du sous-sol, quand le substrat n’est pas trop conducteur. Un équipement géoradar a été acquis en 2020 par le Laboratoire d’Océanologie et de Géosciences (LOG) dans le cadre du CPER MARCO, ce qui a donné lieu à des mémoires de thèse et masters, et des collaborations académiques et industrielles. Des essais ont été réalisés notamment avec une antenne basse fréquence, généralement utilisée en glaciologie ou en hydrogéologie. Le géoradar donne d’excellents résultats sur les sables éoliens, et permet de reconstruire l’architecture et l’évolution de l’ensablement ou de l’érosion du trait de côte, notamment sous l’effet des aménagements et du changement climatique. Plusieurs cibles sont étudiées dans ce sens, de la Côte d’Opale à la Mer du Nord, avec un suivi qui démarre sur les dunes de la Slack dans le cadre du Service National d’Observation du trait de côte (DYNALIT). L’utilisation combinée de différentes antennes permet pour la première fois de décrire les mécanismes d’érosion et de dépôt du sable, depuis l’échelle d’événements

saisonniers jusqu'à celle de la construction dunaire à l'échelle millénaire, comme cela est montré à partir de l'exemple la dune du Pilat (Gironde). L'espace à l'arrière du trait de côte est également prospecté. La plaine maritime flamande contient des corps sableux d'extension kilométrique, en partie enfouis sous les limons des polders, et qui sont stratégiques autant pour les ressources en eau que pour la diversité des milieux naturels. Un des plus connus est la dune fossile de Ghyvelde, un espace géré par le Conservatoire du littoral. Les profils géoradar réalisés sur la dune de Ghyvelde permettent d'imager à quelques mètres sous la dune une unité sableuse d'affinité marine ou estuarienne, dont la racine semble profonde. Les polders eux-mêmes constituent une cible, contre toute attente étant donné la composante argileuse et conductive de ces terrains. Moyennant un décapage préalable de la couche de terre arable, le signal géoradar pénètre suffisamment dans les polders pour imager les derniers chenaux à avoir drainé la plaine avant son assèchement. Les cartes résultant de ces travaux ont un intérêt majeur pour la prospection archéologique. Enfin, deux exemples montrent le potentiel du géoradar dans des études géologiques de couches sédimentaires plus profondes ou rocheuses. Dans les sables bruxelliens de la région de Leuven (Belgique), une profondeur de pénétration de plus de 30 mètres a été obtenue, permettant de reconstituer la géométrie d'une barre sableuse sous-marine enfouie depuis 48 millions d'années, et par là-même d'orienter l'exploitation des sablières. Dans les faluns d'Anjou, sur le géosite patrimonial et touristique des Perrières, des profils obtenus montrent la possibilité d'imager parfaitement l'architecture des couches rocheuses exposées dans les carrières souterraines, même à travers la route, ce qui laisse apercevoir un potentiel de cartographie extensive en installant l'outil sur un véhicule. Plusieurs leçons méthodologiques ont été acquises et une vraie expérience sur l'utilisation de l'outil a été développée. La majorité des résultats obtenus démontrent que le géoradar est un parfait complément de la sismique marine pour les études géomorphologiques et stratigraphiques à la transition terre-mer. Il ouvre également des possibilités de développer d'autres axes de recherche en géosciences appliquées, notamment en ce qui concerne les géoressources, le géopatrimoine, les géorisques et l'environnement.

Mots clés : géoradar, prospection géophysique, architecture sédimentaire, dunes littorales, plaine flamande.

## 1. Introduction

Le géoradar (en anglais ground-penetrating radar, GPR) est une méthode géophysique électromagnétique haute fréquence (de 10 MHz jusqu'à 2 GHz) utilisée depuis les années 1960 pour détecter des hétérogénéités dans les premiers mètres du sous-sol. Cette technique est basée sur l'analyse de la propagation d'ondes électromagnétiques induites par un appareil mobile. Comparée aux autres méthodes géophysiques, c'est une méthode permettant une investigation rapide et peu coûteuse, largement utilisée de nos jours pour des applications aussi diverses que la détection et la cartographie des réseaux enterrés et des pollutions en hydrocarbures (Lopes De Castro & Branco, 2003) ou la prospection archéologique (Goodman, 1994). En géosciences, le géoradar est utilisé pour la caractérisation des sols agricoles (Doolittle & Asmussen, 1992) ou pour imager le toit de la nappe phréatique (Beres & Haeni, 1991; Van Overmmeren, 1994), ainsi que pour l'étude de la géométrie des corps sédimentaires (Jol et al., 1996; Neal, 2004), ou failles actives (Dujardin, 2014). Sur l'ensemble de ces applications l'épaisseur d'investigation est de l'ordre d'un à quelques mètres, principalement dans des formations superficielles, ce qui fait du géoradar un outil versatile pour les études environnementales. Des prospections sur des cibles plus profondes sont plus rares, en général pour l'étude des glaciers (Bernard et al., 2014).

Une suite géoradar de marque GSSI a été acquise en 2020 par le LOG dans le cadre de CPER MARCO, avec plusieurs antennes permettant de couvrir l'ensemble des besoins en géosciences (Fig. III-1). L'objectif était d'étendre à l'arrière-plage et à l'ensemble de la plaine côtière l'étude des dépôts récents des côtes basses de la région des Hauts-de-France, essentiellement la plaine maritime flamande et la côte d'Opale (Tab.III-1 et Fig. III-2). Ceci venait en complément des études géomorphologiques et océanographiques réalisées jusque là dans le cadre des Services Nationaux d'Observation. Les plaines littorales sont au cœur des enjeux socio-économiques de développement du territoire. Dans le contexte du réchauffement climatique, la connaissance fine de leur stratigraphie est importante au plan des processus d'érosion ou d'accumulation de sédiment sur le trait de côte, ou bien de l'évolution de l'arrière-côte (subsidence induite par le tassement de la tourbe, salinisation de la nappe phréatique liée au pompage agricole, etc..). La chronique de ces processus est archivée dans l'architecture des dépôts du prisme littoral qui avance sur la mer depuis 5000 ans, et dont la plus grande partie émerge dans les plaines côtières.



Figure III-1 : Différentes antennes géoradar: (A) 350 MHz avec chariot sur le chantier archéologique à Loon-Plage, (B) 350 MHz avec roue codeuse sur la dune du Pilat, (C) 200 MHz avec roue codeuse sur la dune de Ghyvelde, (D) MLF3200 (en configuration 80 MHz) sur le chantier archéologique à Loon-Plage.

Dans cet article, nous présenterons quelques exemples d'opérations réalisées entre 2020 et 2022 mettant en valeur l'amplitude des applications possibles de l'utilisation du géoradar (Tab.III-1). La méthode a été testée sur des sédiments et des roches de natures diverses et à des profondeurs variées, à l'occasion de collaborations académiques et industrielles et de stages d'étudiants (Tab.III-1). Le chantier principal est la plaine maritime flamande, une côte basse sableuse caractérisée par la poldérisation au Moyen-Âge d'une plaine estuarienne entrecoupée par des systèmes dunaires (Fig. III-2). L'objectif est l'acquisition de données stratigraphiques dans les premiers mètres du sous-sol. Les dépôts médiévaux de l'estuaire de la Denna (un bras du fleuve côtier Aa), préservés sous les polders, ont été caractérisés grâce au partenariat de l'INRAP sur le chantier de diagnostic archéologique réalisé à Loon-Plage en prévision de l'extension de la darse atlantique du Grand Port Maritime de Dunkerque (Fig. III-2). La relation stratigraphique entre les colmatages estuariens, à composante argileuse, et la couverture dunaire est étudiée à Ghyvelde (Fig. III-2), avec l'aide du Conservatoire du Littoral. Les dunes littorales actives sont étudiées sur la façade de la Mer du Nord de part et d'autre de la frontière belge (dune du Perroquet, dune de Coxyde ; Fig. III-2) et dans les baies de la côte d'Opale (dunes de la Slack; baie de Wissant ; Fig. III-2). La possibilité d'imager plus profondément les dunes grâce à l'antenne basse fréquence a été testée sur la dune du Pilat (Tab.III-1, site 10), la plus haute dune côtière d'Europe, où une pénétration de plus de 100 m a été obtenue. La possibilité de prospecter plus profondément, dès lors que la nature du sous-sol est favorable, a été également testée dans une sablière de Belgique, à Bierbeek (Tab.III-1, site 13), où pour la première fois une pénétration de plus de 40 m sous la nappe phréatique a pu être réalisée. Un test a également été réalisé sur un site patrimonial des faluns d'Anjou (Tab.III-1, site 11), où une pénétration de plus de 10 m a été obtenue à travers des calcaires coquilliers. A cette occasion, des profils dans les faluns ont été réalisés à travers une ancienne route goudronnée, ce qui a permis d'envisager une exploration en suivant les routes ou les chemins empierrés. Cette technique a été appliquée pour prospecter un réseau de faille dans la craie, une coulée de solifluxion en pied de falaise littorale, ou des structures d'origine périglaciaire dans la vallée de la Scarpe (Tab.III-1, sites 7, 8 et 9). D'autres campagnes de prospection géoradar ont également été faites avec l'équipement acquis grâce au CPER MARCO, jusqu'en Argentine où l'objectif était d'imager les chenaux d'un delta fossile, affleurant sur les falaises de la Péninsule de Valdès. A cause probablement de l'imprégnation de gypse ou de minéraux conducteur d'origine volcanique, aucune pénétration n'a été obtenue, ce qui montre l'importance des conditions locales.

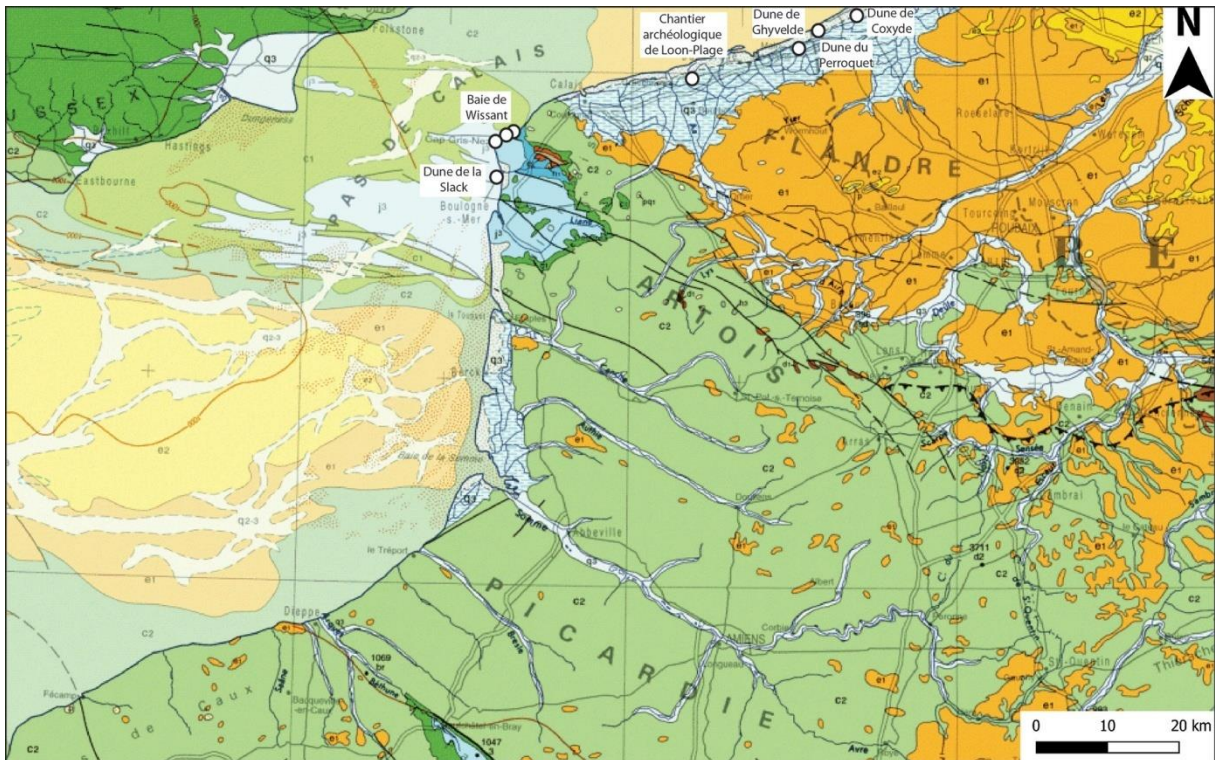


Figure III-2: Localisation des chantiers étudiés sur le littoral de la Côte d'Opale sur la carte géologique de la France au million.

## 2. Un peu de technique...

Le géoradar est composé de deux antennes, une antenne émettrice qui envoie dans le sol un train d'impulsion de courte durée (1 à 50 ns), et une antenne réceptrice de même géométrie (Fig. III-3). Les antennes sont constituées de tubes métalliques dont la longueur est inversement proportionnelle à la fréquence de la boucle électromagnétique générée (entre 20 cm et 3 m). L'équipement acquis par le LOG comprend une station d'acquisition GSSI SIR4000 et trois systèmes d'antennes (Fig. III-1 et III-3) équipés chacun d'un dispositif de mise en œuvre sur le terrain : 350 MHz, 200 MHz, et MLF3200 (cette dernière antenne permettant de travailler en 80, 40, 35, 20 et 16 MHz). Pour les antennes 350 et 200 MHz, l'émetteur et le récepteur sont rassemblés dans une boîte blindée protégeant la boucle électromagnétique des ondes parasites de la surface (Fig. III-1). Pour les antennes basse fréquence, les deux tubes sont des équipements séparés, trop grands pour être protégés par une boîte blindée (Fig. III-4).



Thématique	Sujet	Chantier	Cible géoradar	Fréquence utilisée (MHz)	Partenaires	Stages étudiants	Numéro du site
Dunes littorales	Morphodynamique des mésodunes, relation morphologie/architecture	Dune du Pilat (Gironde)	Sable éolien moderne, 100 m	900, 350, 200, 40, 20, 16	CEFREM, M2C, LOG (projet PIREX)	Adou, M2, 2021 ; Charpentier, M2, 2022	10
		Dune du Perroquet	Sable éolien moderne, 20 m	350	LOG, Vrije-U Bruxelles	Non	3
		Dune de Coxyde (Belgique)					4
	Dynamique des siffles-vent	Dunes de la Slack			LOG	Déloux, L3, 2022	5
	Stratigraphie et évolution holocène	Dune de Ghyvelde	Sable éolien holocène (sous couvert végétal), comblement estuarien, 20 m	350, 200, 80	LOG	Aillaud, M1, 2021 ; Zallouz, M2, 2022	2
Géoarchéologie	Comblement du paléostuaire de l'Aa	Loon-Plage	Comblement estuarien holocène, 5 m	350, 200	LOG, INRAP	Boualem, M2, 2021 ; Ouchaou, doctorat, 2020-2023	1
	Thermokarsts de la plaine de la Scarpe	Marchiennes	Drapages éoliens et paléosols glaciaires, sous les sols et sous la route, 2 m	350	LOG, INRAP	Non	8
	Cartographie d'un calloutis à bifaces	Wissant (Typhonium)	Sables et cailloutis pléistocènes, 5 m	350	LOG, DRAC	Soro, M1, 2022	6
	Architecture de la dune littorale	Wissant (Plage)	Sable éolien moderne, 10 m	350	LOG, SFR Campus de la	Non	7

					Mer		
Géopatrimoine	Architecture des stratifications du géosite des Perrières	Doué-la-Fontaine	Molasse bioclastique à l’affleurement et sous la route, 20 m	350, 200, 80, 40	LOG, LPG, Mystère des Faluns	Adou, M2, 2021	11
Granulats	Architecture des stratifications, sondage du mur du gisement	Sablière de Bierbeek (Belgique)	Sable éocène (non consolidé), sous le sol et en carrière, 50 m	350, 200,80, 40, 20	LOG, U-Leuven, Sablière Godts	Mejia-Duran, M1, 2021	13
	Architecture des stratifications, hétérogénéités horizontales du gisement	Gravières de la Garonne (Illats, Montpouillan)	Sable et gravier quaternaire, 10 m	350	U-Bordeaux, LOG, U-Caen, GSM Granulats	Non	12
Tectonique	Détection de failles diffuses dans la craie	Haubourdin	Craie sous le sol et sous la route, 10 m	350, 200	LOG, BRGM	Non	9
	Cartographie d’une coulée de solifluxion en pied de faille	Tardingham (Plage)	Sable consolidé, sous la route, 10 m	350	LOG	Non	7

Tableau III-1 : Différents chantiers étudiés entre les années 2020 et 2022.

L'onde électromagnétique émise en surface par l'antenne émettrice est modifiée à travers les différentes couches du sous-sol, en fonction des variations de leur constante diélectrique. Les contrastes de diélectrique provoquent des échos qui sont enregistrés par l'antenne réceptrice. La constante diélectrique représente la capacité de la couche géologique à se polariser dans le champ magnétique, et varie donc beaucoup en fonction de la présence d'eau. Plus la couche est électriquement conductrice, moins les contrastes inhérents à sa structure seront visibles. Le masquage peut être total en cas de présence d'humus sur le sol, ou d'argile, ou d'eau salée ou saumâtre. Le contact avec le sol (ou couplage) est également un paramètre important. Le déplacement du géoradar à la surface du sol permet d'avoir une succession de profils d'échos (appelés traces, ou scans), donnant une image (ou radargramme) en coupe des terrains (Fig. III-3).

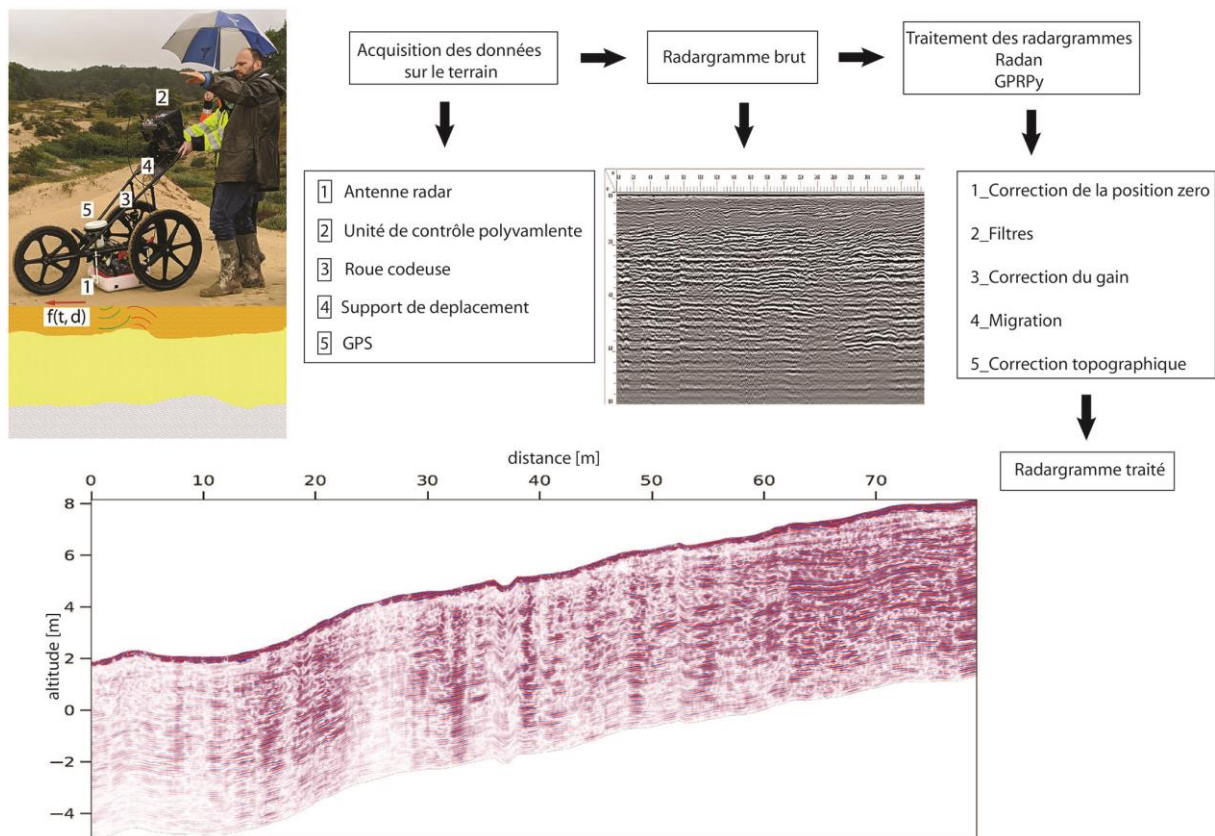


Figure III-3 : Schéma synthétique de l'outil géoradar et les étapes de traitement des données.

Les radargrammes sont visualisés et enregistrés en temps réel sur la station d'acquisition. La distance horizontale est mesurée par une roue codeuse attachée à l'antenne ou avec un GPS de terrain (Fig. III-3). En connaissant la vitesse de propagation des ondes électromagnétiques dans la couche, il est possible de déduire la profondeur des discontinuités génératrices d'échos. Les échos proviennent généralement des discontinuités du sous-sol, mais dans certains cas peuvent provenir aussi de réflexions de la partie aérienne de la boucle

électromagnétique, si l'antenne émettrice est mal couplée au sol ou si elle n'est pas blindée. La profondeur d'investigation est liée à la fréquence. Pour l'antenne de 350 MHz, une pénétration jusqu'à une dizaine de mètres est attendue dans de bonnes conditions, avec une résolution décimétrique des interfaces faisant écho. En configuration 16 MHz, la pénétration peut dépasser la centaine de mètres, mais avec une résolution métrique à plurimétrique qui empêche de voir les détails. Dans tous les cas, le signal est atténué en profondeur.

Des traitements sont appliqués pendant et après l'acquisition pour améliorer la lecture des radargrammes (Fig. III-3), avec des logiciels dédiés (GSSI Radan), ou open source (gprpy).

Les principales étapes du traitement des données géoradar sont :

- 1- La correction de la position zéro : permet de corriger l'échelle verticale de profil géoradar avec un ajustement temporel de la première réflexion, cela est faisable par soustraction du temps de propagation de l'onde dans l'air et de repositionner ainsi le début de la trace sur la surface du sol.
- 2- L'application de filtres : filtre passe-bas (IIR, FIR); filtre background removal de type passe haut/passe bas.
- 3- L'ajout de gain : permet de compenser l'atténuation du signal avec la profondeur. C'est possible d'appliquer une fonction de gain automatique ou d'ajuster le gain manuellement.
- 4- La migration : permet de supprimer les artefacts liés à la diffraction et de restaurer les géométries dans une échelle linéaire de profondeur. La migration permet de corriger notamment les distorsions liées d'une part à la forme en cône du front d'onde émis et reçu, et d'autre part au déplacement de l'antenne. Pour appliquer une bonne migration, il faut connaître la vitesse de propagation des ondes électromagnétiques dans le sol étudié. Cette vitesse dépend en particulier de la constante diélectrique. Il est possible d'utiliser des hyperboles de diffraction générées ponctuellement par des objets enfouis pour recalculer la vitesse réelle et appliquer une migration correcte.
- 5- La correction topographique : cette étape est indispensable lorsqu'on travaille sur un terrain accidenté, de manière à restaurer les géométries des discontinuités enregistrées sur les radargrammes. Cette correction nécessite l'enregistrement du déplacement vertical de l'antenne pendant l'acquisition (avec un GPS) ou a posteriori, à partir des coordonnées géographiques des points du profil, si on dispose d'une carte topographique assez précise (carte Lidar notamment, ou réalisée par photogrammétrie). Pour travailler dans les dunes littorales, un positionnement très

précis était nécessaire, réalisé en d-GPS à partir d'une base topographique installée à proximité.

L'antenne 350 MHz (Fig. III-1A) est la plus versatile et celle qui a été le plus utilisée lors de nos études. Elle est caractérisée par la technologie Hyper Stacking qui améliore d'une manière considérable le rapport signal sur bruit, avec une augmentation des profondeurs d'investigation et la résolution des données. La profondeur théorique maximale d'investigation de cette antenne est de 12 mètres, mais elle peut imager beaucoup plus profond sur des substratums favorables, comme c'était le cas sur la dune de Pilat, avec des profondeurs de pénétration dépassant les 20 mètres. Cette antenne peut multiplexer un signal GPS dans le signal géoradar en temps réel. Elle peut être embarquée sur un chariot tout-terrain à trois roues avec roue codeuse intégrée (Fig. III-1A, Fig. III-3). Cette configuration est très adaptée lorsqu'on travaille sur un terrain non accidenté et sans dénivelé ou sur des routes godronnées. C'était le cas lorsqu'on a acquis les données géoradar au niveau des tranchées archéologiques du chantier de l'INRAP à Loon-Plage, et également sur les chemins et routes goudronnées. En terrain meuble ou accidenté comme dans les dunes littorales, ce dispositif ne convient pas car outre qu'il est difficile de pousser le chariot dans le sable, le couplage entre l'antenne et la surface de la dune n'est pas toujours assuré. On peut aussi opérer l'antenne 350 MHz sans le chariot, mais dans ce cas il faut au moins deux opérateurs (l'un portant la station d'acquisition et l'autre tractant l'antenne), ainsi qu'une roue codeuse pour intégrer la distance (Fig. III-1B).

L'antenne 200 MHz est uniquement utilisée avec la roue codeuse (Fig. III-1C). Comme avec la 350 MHz, l'enregistrement des radargrammes est donc asservi au déplacement (mode distance). Elle peut aussi être reliée à un GPS pour l'enregistrement des variations d'altitude. De moins bonne résolution que la 350, elle est parfaitement adaptée à la prospection géologique, avec des profondeurs de pénétration pouvant dépasser les 20 mètres (plus de 30 m obtenus sur la dune du Pilat). Toutefois, plus lourde que l'antenne 350 MHz, cette antenne n'est pas facile à utiliser sur les pentes sableuses meubles des dunes en l'absence d'un véhicule pour la tracter.

L'antenne MLF3200 (Fig. III-1D, Fig. III-4) est l'antenne la plus délicate à mettre en œuvre. Les éléments émetteurs et récepteurs sont indépendants et uniquement reliés par un câble optique, ce qui fait qu'on peut les écarter ou les rapprocher en fonction de la fréquence scannée. La contrepartie, c'est que cette antenne n'est pas blindée et qu'elle est donc très sensible à toute perturbation électromagnétique de l'environnement (ligne haute tension, antennes relais, bâtiments, reliefs abrupts...). Chaque élément est constitué d'un bloc relié à

deux tubes avec des extensions télescopiques permettant une augmentation de leur longueur totale de 160 cm à 320 cm selon la fréquence (avec des pré-configurations définies : 80, 40, 35, 20 et 16 MHz). Les mesures peuvent être réalisées en mode distance, comme avec les autres antennes, à condition d'enregistrer le signal d'une roue codeuse, ou en mode temps (la cadence d'enregistrement n'étant plus asservie à la distance mais au temps), ou encore en mode point (au coup par coup). Cette antenne est prévue pour fonctionner avec les tubes parallèles entre eux et parallèles au sol, et à une distance du sol dépendant de la fréquence. Mais elle n'est accompagnée par le constructeur d'aucun dispositif sur lequel les éléments pourraient être embarqués. En conséquence, nous avons construit et testé différents systèmes (Fig. III-4).

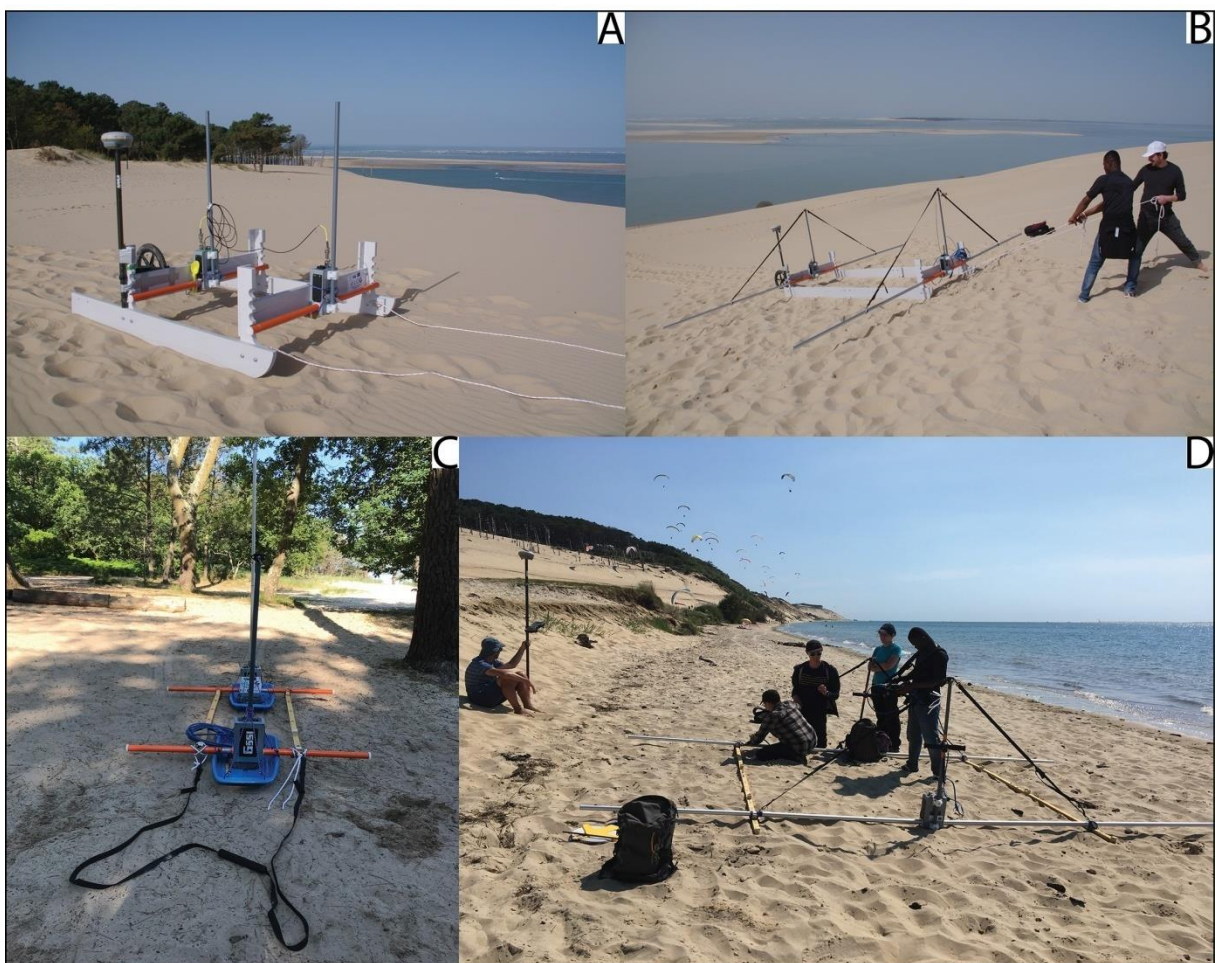


Figure III-4 : Différentes configurations de mise en œuvre de l'antenne MLF3200 sur le terrain : (A) 80 MHz avec le traineau (GPS et roue codeuse) sur la dune du Pilat, (B) 16 MHz avec le traineau sur la dune du Pilat, (C) 80 MHz avec les luges sur la dune du Pilat, (D) 40 MHz avec des entretoises, pour un portage manuel, sur la dune du Pilat.

Le premier système envisagé pour faire des profils dans les dunes est un traineau en bois sur lequel en outre une roue codeuse peut être installée pour enregistrer les profils en mode distance, ainsi qu'un GPS (Fig. III-4A et Fig. III-4B). Ce système est très lourd et ne peut être opéré sans véhicule pour le tracter. En configuration 80 MHz, ce système a été remplacé par un système à deux luges en plastique reliées par des entretoises (Fig. III-4C). Le système avec les entretoises est également celui qui est le plus pratique avec l'antenne en configuration « étendue » (35 à 16 MHz ; Fig. III-4D). Dans ce cas, les luges ne peuvent pas être utilisées car les tubes risqueraient de toucher le sol. Des haubans sont nécessaires pour les empêcher de ployer et trois opérateurs doivent être mobilisés pour l'opération : un porteur sur chaque élément, et un opérateur sur la station d'acquisition. Très léger, le système sans roue codeuse présente l'inconvénient de ne pas pouvoir être opéré en mode distance. En mode temps, il est possible de mettre des marques numériques dans le fichier de données au passage de repères préalablement matérialisés sur le terrain le long des profils, et dont les coordonnées géographiques (mesurées indépendamment avec un d-GPS) sont réassociées ensuite aux données géoradar.

### **3. Dunes littorales : mobilité du trait de côte**

#### **a. Dunes de la Slack**

Les dunes de la Slack sont un géosite touristique majeur de la Côte d'Opale. Elles couvrent un secteur triangulaire de 220 ha entre les affleurements rocheux de la Pointe aux Oies et le Fort d'Ambleteuse (Fig. III-5). D'âge holocène, elles correspondent au comblement de l'ancienne baie estuarienne de la Slack. La quasi-totalité du sable vient de la mer, transporté vers le Nord par la dérive littorale le long de la côte et soufflé dans cet espace par les vents dominants d'ouest. La barrière littorale en avant des dunes possède une morphologie typique des estuaires picards, avec une flèche sablo-graveleuse (un « poulier ») s'étendant vers le nord et repoussant vers le nord l'embouchure du fleuve, ce qui cause une érosion sévère sur la rive opposée (le « musoir ») au sud d'Ambleteuse.

Comme la Pointe aux Oies, le sud du massif dunaire est en érosion sur la plage, sous l'effet du recul de la côte. Cette érosion concerne principalement la dune côtière, la plus haute (>30 m), à travers laquelle elle forme des couloirs de déflation éolienne appelés siffle-vent. Les siffle-vent dans le massif de la Slack se sont beaucoup développés depuis les années 1940 (époque des premières photos aériennes dont on dispose). Dans les siffle-vent transite le sable érodé

par le vent sur la plage et l'estran sableux à marée basse. Le sable se dépose dans les pannes à l'aval de la dune côtière. Des profils géoradar ont été acquis sur l'un de ces systèmes dans le cadre du stage de Licence de Théodore Deloux avec l'antenne 200 MHz (Fig. III-6).



Figure III-5: Champ de dunes de la Slack (Deloux, 2022). La forme triangulaire correspond à celle de l'ancienne baie estuarienne de la Slack avant son comblement. Elle est bordée de falaises anciennes recouvertes de talus

Un profil réalisé dans l'axe du siffle-vent montre une pénétration allant de zéro sur la plage, à cause de la présence d'eau salée qui rend le milieu conducteur (Fig. III-7), à une dizaine de mètres à l'arrière de la dune (Fig. III-8). Le plancher en érosion du siffle-vent tronque des dépôts dunaires à stratification horizontale, correspondant à la racine de la dune côtière. Dans la partie médiane du couloir de déflation, le radargramme montre des dépôts remplissant une dépression. La présence de ces dépôts dans le siffle-vent atteste d'un ralentissement de l'activité érosive du système. Le couloir de déflation suit une pente ascendante qui débouche à l'arrière de la dune sur un abrupt formé par des dépôts d'avalanches avançant sur une panne végétalisée. Les dépôts horizontaux de la panne, essentiellement limoneux, sont également imagés sur plusieurs mètres (Fig. III-8).



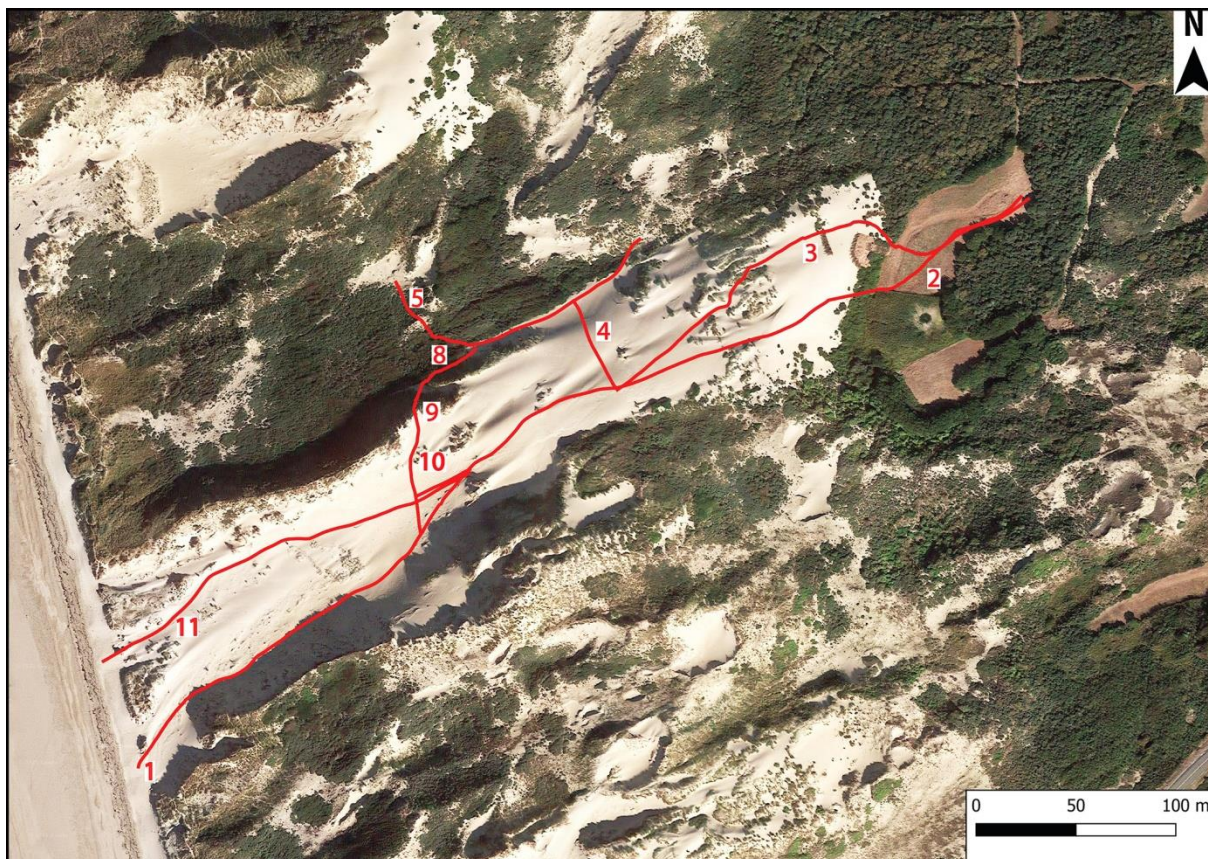


Figure III-6 : Localisation des profils dans le secteur du siffle-vent étudié sur les dunes de la Slack

Les radargrammes des profils réalisés transversalement au siffle-vent apportent des informations complémentaires (Fig. III-9). Les réflecteurs, globalement inclinés dans le sens de la pente des bordures en érosion du siffle-vent, sont organisés en unités construites par des avalanches et limitées par des réactivations de l'érosion. Les avalanches dominent dans la partie basse et les réactivations, soulignées par des placages de petites dunes remontant la pente, dominent dans la partie haute. On voit ainsi la pulsation des événements d'élargissement puis de colmatage du siffle-vent, avec ici une tendance générale à la diminution de la pente de ses bordures. Cette diminution est cohérente avec l'élargissement du siffle-vent observé sur les photographies aériennes depuis 1957.

La prochaine étape de cette étude est de généraliser le modèle d'allongement et d'élargissement des siffle-vent de la Slack en intégrant également les changements de morphologie qu'on peut quantifier en réalisant des cartes de différentiel des modèles numériques de la topographie obtenus par lidar aéroporté. Ceci permettra de donner un âge aux différentes phases observées dans les radargrammes, et éventuellement de les associer à des phénomènes d'augmentation ou de diminution du régime des tempêtes sur la Côte d'Opale.

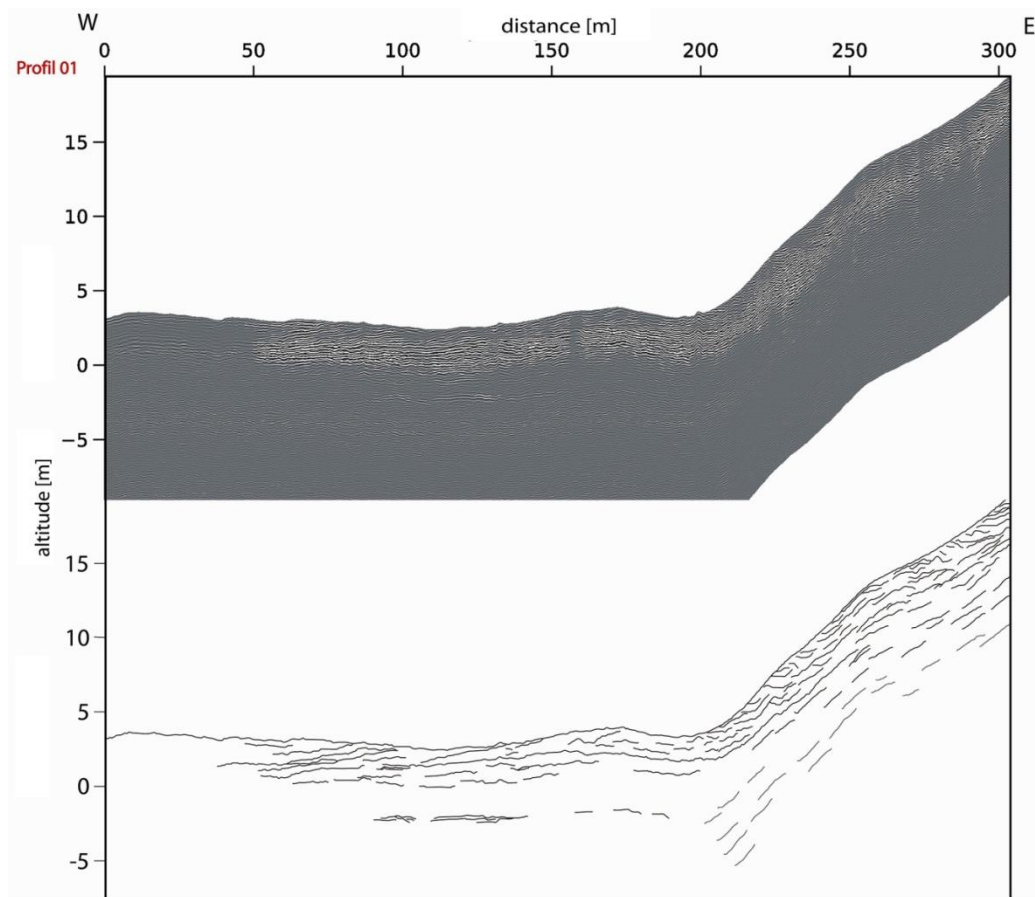


Figure III-7 : Profil 1, le long du thalweg du siffle-vent, la pénétration de signal était absente sur la plage et elle est plus importante en avançant à l'intérieur de siffle-vent (Deloux, 2022).

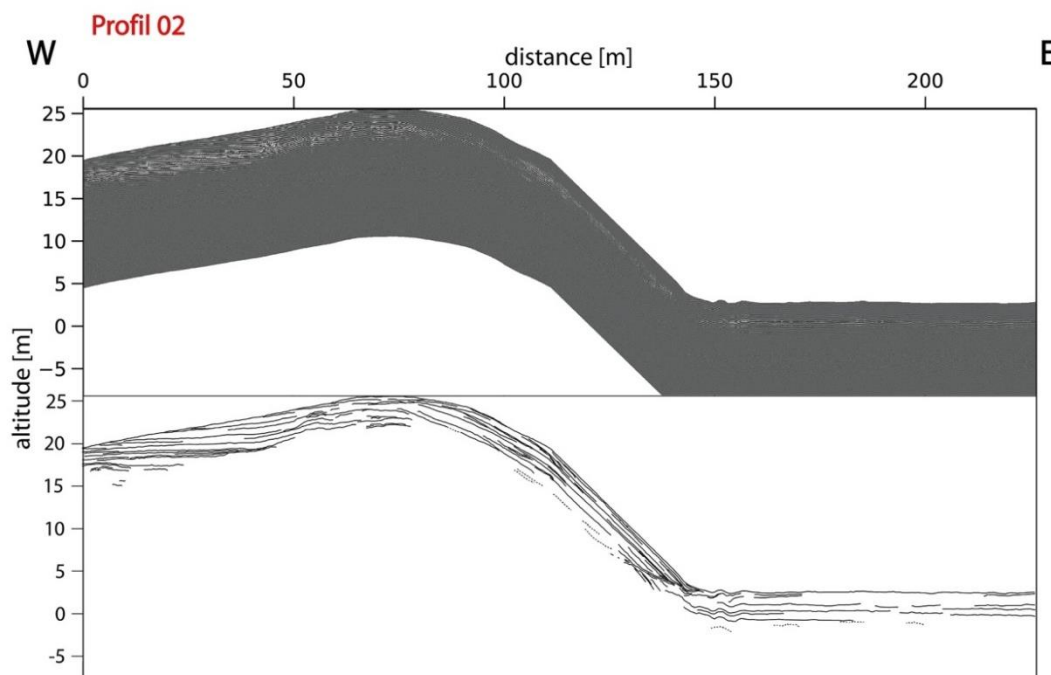


Figure III-8 : Profil 2, le long du thalweg du siffle-vent montrant des surfaces d'érosions et un lobe de dépôt du siffle-vent sur la panne végétalisée (Deloux, 2022).

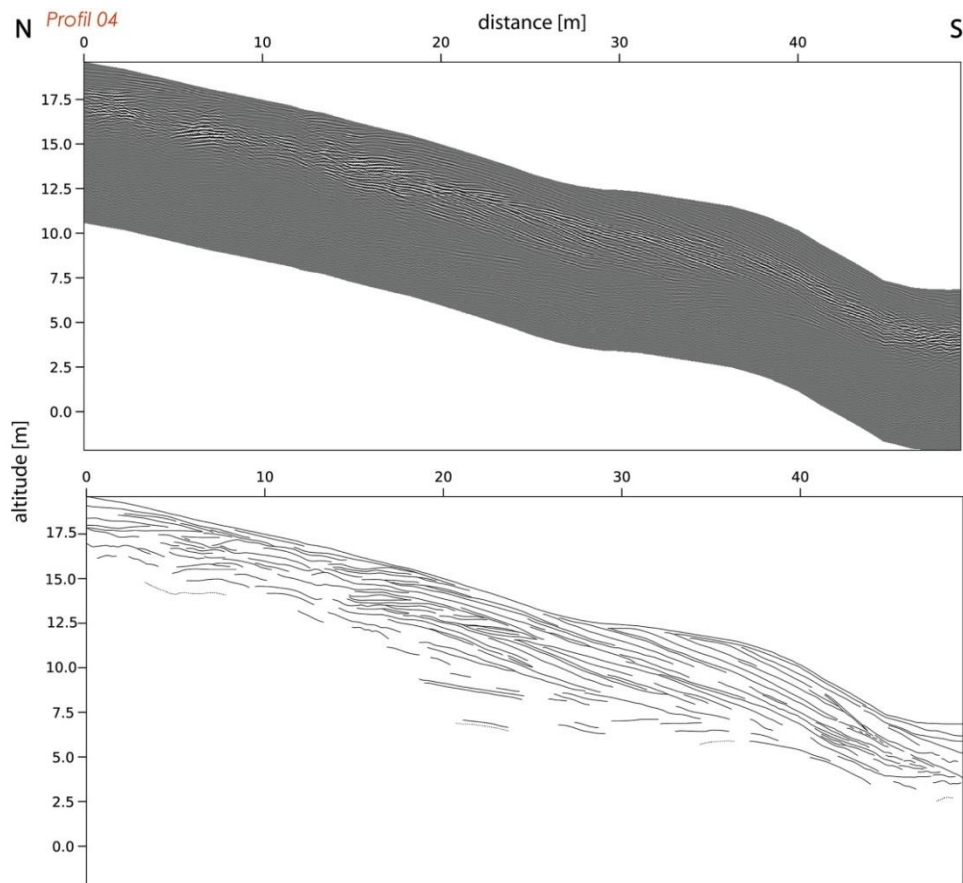


Figure III-9 : Profil 4 transversal au siffle-vent montant différentes unités construites par des avalanches et limitées par des réactivations de l'érosion (Deloux, 2022).

### b. Dune du Pilat

La dune du Pilat n'est pas une cible régionale mais elle est emblématique car c'est la plus haute dune littorale d'Europe et l'une des plus grandes dunes transgressives au monde. Elle a une altitude de plus de 100 m et elle est longue de 2.9 km et large de 0.6 km. Elle occupe une superficie de 1,7 km<sup>2</sup>, à l'embouchure du bassin d'Arcachon, à l'extrémité nord de la forêt landaise (Fig. III-10). La plage au pied de la dune est soumise à l'action mixte des vagues du secteur ouest-nord-ouest et à de forts courants de marée.

La dune du Pilat est caractérisée par un sable de quartz fin à moyen ( $D_{50} \sim 0,35$  mm) (Cayocca, 1996). Il provient principalement des bancs et barres sableuses de la passe d'accès au bassin d'Arcachon, notamment le Banc d'Arguin (Bousquet-Bressolier et al., 1990). La dune migre vers l'est sous l'effet des vents dominants de secteur ouest et du déplacement dans la même direction du chenal qui la borde. Sa vitesse moyenne de migration est estimée entre 5 et 10 m/an (Mugica & Hoareau, 2010). Sa face au vent est inclinée de  $11^\circ$  et largement érosive, balayée par de plus petites dunes (ou mésodunes) qui transitent rapidement vers la

crête ou elles s'amalgament. Sa face sous le vent est inclinée de 25° et entièrement dépositionnelle, formée par des avalanches en provenance de la crête. Le pied de la dune de ce côté recouvre, à une altitude d'environ 40 m, la forêt des landes, elle-même installée sur une racine dunaire plus ancienne.



Figure III-10 : La dune du Pilat dans le cadre géographique du Bassin d'Arcachon.

L'érosion fait apparaître sur la face au vent de la dune quatre discontinuités stratigraphiques correspondant à des sols fossiles (paléosols). Ils sont datés au radiocarbone, et par des analyses palynologiques et archéologiques (Fig. III-11). À la base de la dune (près du 0 NGF) le paléosol P1 est daté entre 3680 et 3460 BP. Entre 3 et 4 m NGF, le paléosol P2 est daté à 2900 BP. Ces deux paléosols possèdent une géométrie plane, suggérant un arasage des dunes préexistantes avant l'installation de la végétation, ou l'installation de cette végétation au toit de la nappe phréatique. Des niveaux riches en diatomées (algues siliceuses) attestent du caractère lacustre temporaire de cet espace au début de la construction dunaire (Bousquet-Bressolier et al., 1990; Froidefond & Prud'homme, 1991). Entre 20 et 40 m NGF, le paléosol P3 est daté du XVIème siècle. Il a une géométrie ondulée, montrant qu'il a fixé une construction de dunes convexes basses (dunes paraboliques). Le paléosol P4 correspond à un niveau d'incendie de la forêt des landes au XIXe siècle, fixant une morphologie dunaire

dénommée dune de la Grave dans les cartes anciennes (Froidefond & Prud'homme, 1991). La dune du Pilat sensu stricto est donc uniquement le sommet de cet édifice composite.

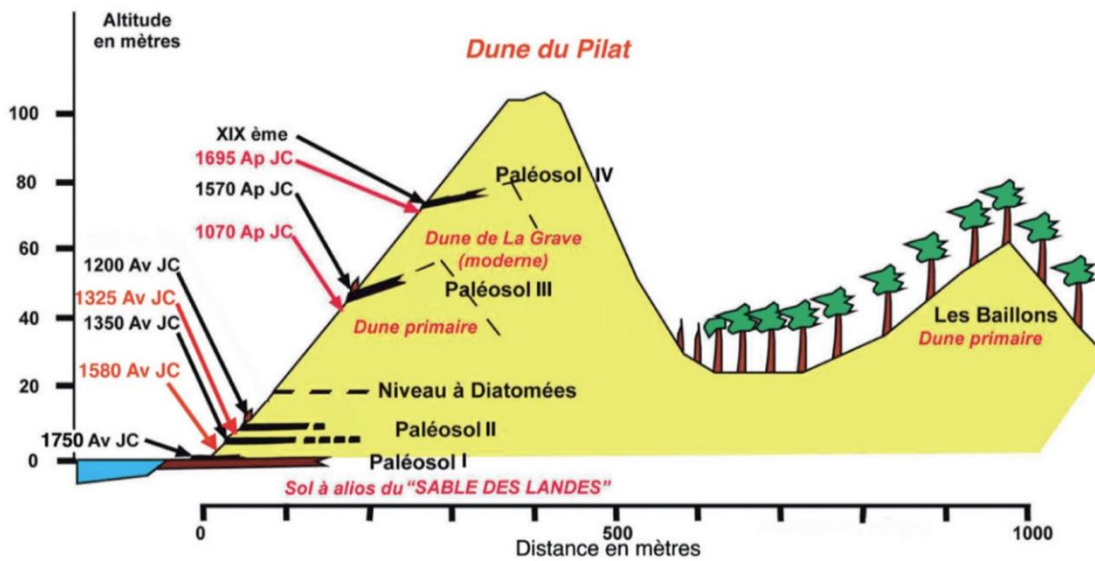


Figure III-11 : Coupe et modèle d'âge de la dune de Pilat (Tastet and Pontee, 1998).

La dune du Pilat a déjà été étudiée au géoradar, avec des antennes de moyenne et haute fréquence. Grâce à ces études, les propriétés physiques du sable de la dune du Pilat sont relativement bien connues, en particulier leur constante diélectrique, leur permittivité et leur conductivité électrique (Grandjean et al., 1999; Jouen et al., 2014; Paillou et al., 2002; Tatum & Francke, 2020). L'objectif de notre étude était de refaire des profils dans la partie sud de la dune, où l'architecture interne affleure bien en surface et où l'évolution topographique fait l'objet d'un suivi au lidar sur des transects de référence. Ce fut l'occasion de lancer le projet PIREX (Pilat REFlector EXperiment) avec deux autres laboratoires (CEFREM-Perpignan et M2C-Caen). Dans ce cadre, deux missions géoradar ont été réalisées en avril et juin 2021 et 46 profils acquis, avec les antennes 200, 350, 900 MHz et MLF3200 en configuration 20 et 80 MHz (Fig. III-12). Les résultats de ces missions ont fait l'objet du Master 2 de Franck Adou (2021). Le projet a continué en 2022 avec le Master 2 de Malaurie Charpentier.

Les structures de la partie inférieure de la dune, côté mer, sont parfaitement imagées avec l'antenne 350 MHz jusqu'à une profondeur d'environ 17 m (Fig. III-13). Les réflecteurs à très forte amplitude représentent les paléosols qui forment les discontinuités majeures entre les sables. Ils coiffent des dépôts sub-horizontaux amalgamés qui représentent probablement le piégeage du sable sur la topographie en phase de végétalisation. Ils sont surmontés abruptement de couches à stratification inclinées vers la terre, représentant l'avancée de la face d'avalanche des dunes qui ont recouvert la végétation à chaque nouvelle phase éolienne.

L'épaisseur de ces couches augmente vers le haut de la construction dunaire, ce qui traduit un taux de sédimentation éolienne en augmentation.



Figure III-12: Présentation du site d'étude et localisation des profils GPR.

La crête de la dune présente des éléments-clé, jamais étudiés, de la transition entre la partie en transfert et la partie dépositionnelle des dunes et leur relation dans l'enregistrement stratigraphique (Fig.III-14). Ces données, généralisées en 3 dimensions dans le cadre du projet PIREX et du Master de Malaurie Charpentier, feront l'objet de développements fondamentaux. L'architecture interne des mésodunes transitant sur la face au vent de la dune révèle leur formation par étape, chaque épisode de migration vers la terre étant suivi par un épisode d'érosion aplanissant la mésodune, sous l'effet saisonnier des vents de terre. Cette architecture est similaire à celle qui est préservée dans les unités sableuses sous la surface principale de la dune, ce qui montre que la crête de la dune est plus sensible à l'érosion que ne l'étaient à cet endroit les dunes paraboliques médiévales ou la dune de la Grave, toutes plus basses et moins proéminentes au dessus de la topographie à l'arrière.

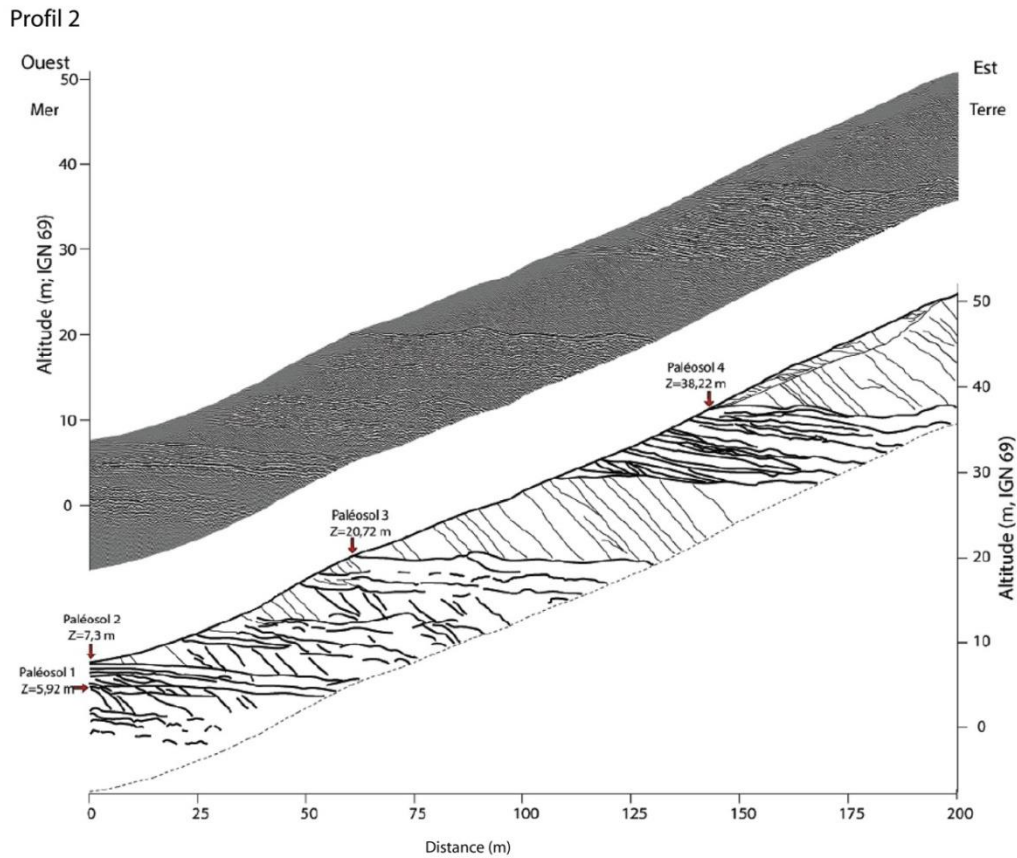


Figure III-13: Interprétation du profil P2 acquis avec l'antenne 350 MHz (Adou, 2021). L'unité affleurant avec une couleur blanchâtre coïncide avec un dépôt riche en fossiles de diatomées. Localisation voir Fig.III-12.

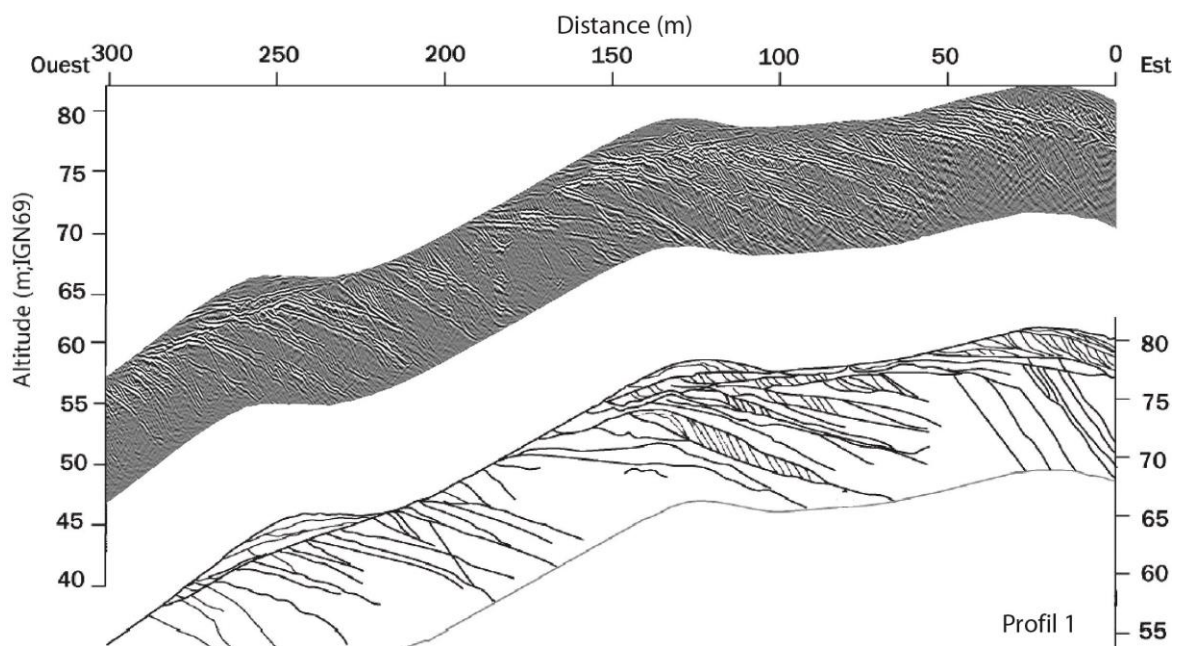


Figure III-14: Interprétation du profil P1 acquis avec l'antenne 350 MHz montrant les crêtes successives des dunes (Adou, 2021). Localisation voir Fig.III-12.

Avec l'antenne 900 MHz, la pénétration est également excellente, jusqu'à 3 m, et permet même d'imager le piétinement causé par la fréquentation humaine sur la dune (Fig. III-15). L'antenne basse fréquence a quant à elle permis d'imager la dune jusqu'à une profondeur supérieure à 100 m à 20 MHz, les paléosols étant bien distinguables à ces fréquences, mais pas le détail des unités qu'ils séparent. L'envergure du dispositif et la forte pente de la dune n'ont pas permis un enregistrement en continu mais en mode point (Fig. III-16).

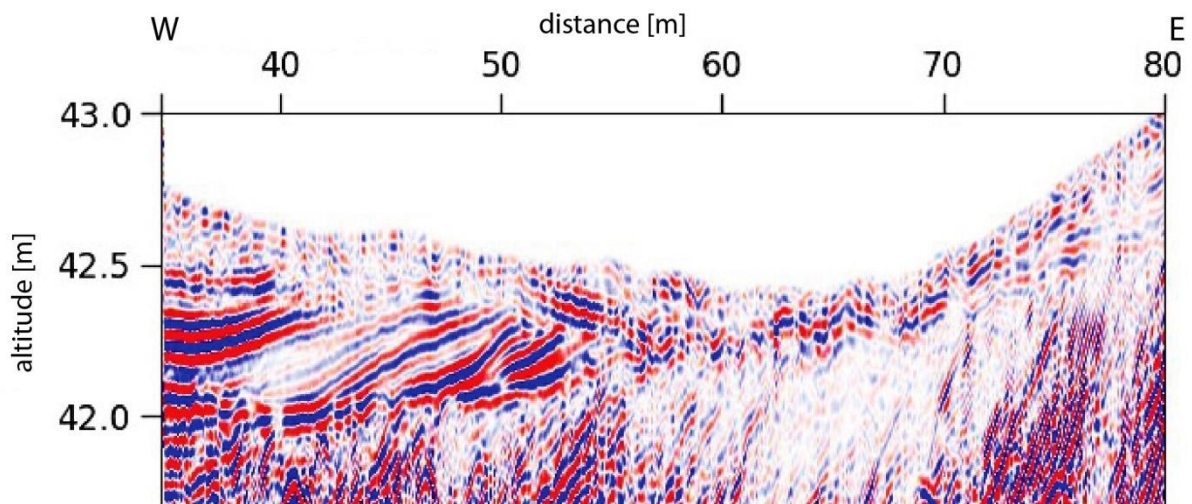


Figure III-15 : Profil acquis avec l'antenne 900 MHz montrant la stratification primaire interne de la dune déformée (failles et fluage), probablement par le piétinement.

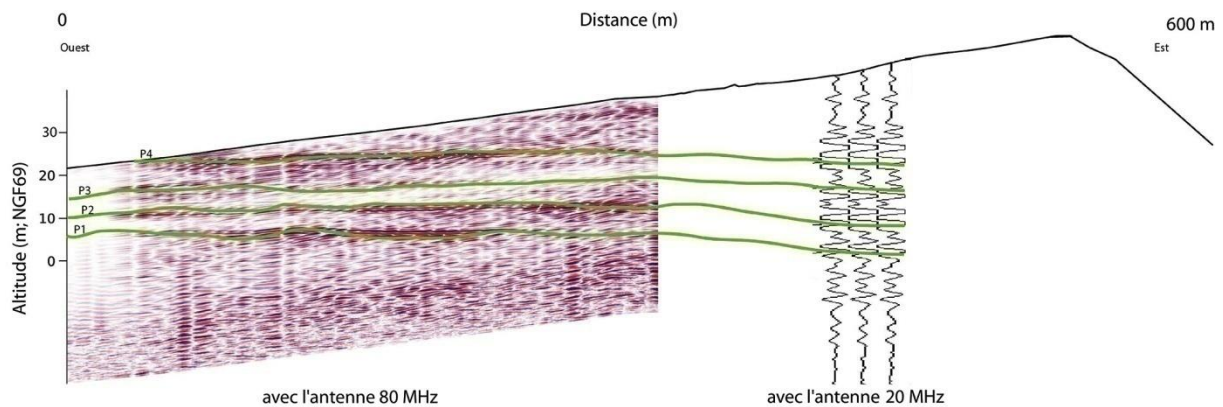


Figure III-16 : Profil avec l'antenne 80 MHz et l'antenne 20 MHz en wiggle. Les surfaces en vert correspondent aux paléosols, qui traversent la dune avec un léger pendage vers la terre. A 20 MHz, le signal a encore du contenu fréquentiel sous le niveau de la mer.

Les radargrammes réalisés sur la dune de Pilat montrent l'importance d'avoir un rejeu de la topographie très précis. Dans le cas d'un décalage, la dune peut apparaître comme une dépression remplie de sable. Enfin, une meilleure pénétration générale a été obtenue sur les profils réalisés en juin par rapport aux profils du mois d'avril, probablement parce que la dune était plus désaturée en humidité.



#### 4. Marais maritimes et anciens polders

Les plaines maritimes forment un espace densément peuplé et critique à maints égards, de par leur position au niveau de la mer (voire en-dessous), qui en fait des zones fragilisées par le changement climatique et la pression anthropique (eaux superficielles, pollutions...). Elles occupent la majorité des côtes du Sud de la Mer du Nord (Fig. III-17). En France, la plaine maritime flamande occupe un linéaire côtier de 60 km entre Sangatte et la frontière belge, et elle est large d'une douzaine de km en moyenne (jusqu'à 20 km au droit de Saint-Omer). Toute cette surface a été gagnée sur la mer depuis moins de 10 000 ans (l'époque Holocène des géologues), essentiellement grâce à l'apport des sédiments provenant du delta du Rhin, qui ont transité vers l'ouest sous l'effet de la dérive littorale imprimée par les vagues (Van Straaten, 1965). Les dépôts holocènes de la plaine maritime, du plus récent au plus vieux, sont constitués de sédiments limono-argileux de comblement de « wadden », de sables d'estran anté-poldérisation riches en coquilles de mollusques d'affinité marine, de niveaux de tourbe (dont le plus récent date de l'époque romaine) et d'anciens cordons littoraux sableux (Sommé, 1973, 1988).

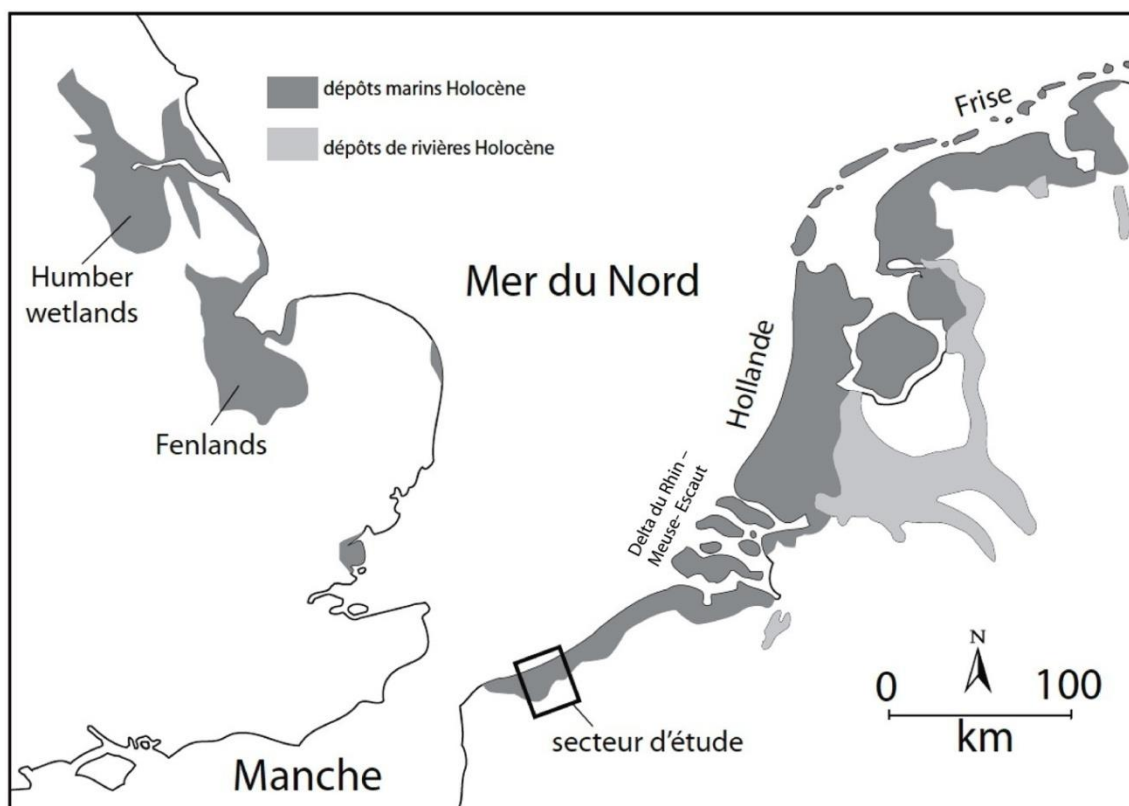


Figure III-17 : Plaine maritime flamande et localisation du secteur d'étude (modifié par M.Lançon (Inrap) d'après (de Noort, 2000)).

### a. Paléostuaire de la rivière Aa

Des opérations de diagnostic archéologique sont réalisées depuis 2019 par l'INRAP à Loon-Plage dans le cadre du projet Cap 2020, ayant comme objectif l'agrandissement de la darse atlantique du Grand Port Maritime de Dunkerque (Fig. III-18). L'emprise de ce secteur se situe sur la bordure orientale du paléostuaire de la rivière Aa (ou Denna), à 3 km de la côte actuelle (Fig. III-19). Cet espace a été comblé et poldérisé entre le Xe et le XIIIe siècle dans sa partie amont, et plus tardivement en aval (Deschodt et al., 2021). L'objectif des diagnostics archéologiques est de mettre en évidence et documenter les niveaux d'occupation successifs et leurs vestiges avant leur destruction par les travaux d'aménagement. En marge de l'approche archéologique, la question posée aux géologues est celle de l'influence des endiguements dans la dynamique de la rivière et la progression du comblement des marais maritimes (Fig. III-20). C'est le sujet de la thèse de Rachid Ouchaou (soutenance fin 2023).

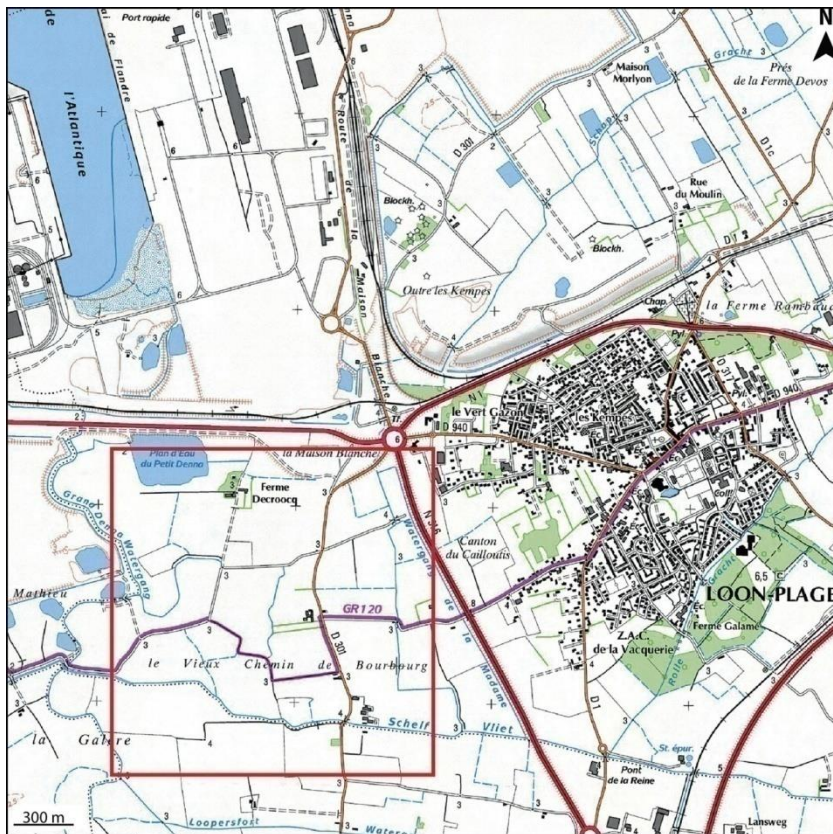


Figure III-18 : Localisation du chantier de Loon-Plage (cadre rouge) sur un extrait de la carte IGN au 25 000e.

Le travail des archéologues repose sur une prospection de surface, réalisée dans des tranchées parallèles de 100 à 400 m de long, 3 m de large et où le sol arable est retiré sur une épaisseur d'environ 50 cm. En complément, des fosses de 2 à 3 m de profondeur sont creusées aux

endroits où des indices suggèrent la présence de niveaux archéologiques plus profonds. Ces fosses sont les seuls endroits où la stratigraphie des dépôts estuariens antérieurs aux polders est accessible. La prospection est guidée par l'acquisition de cartes de conductivité électrique, qui permettent d'estimer l'argilosité des terrains, et en l'occurrence de révéler le dernier réseau de chenaux ayant drainé la plaine avant son assèchement définitif (Fig. III-21). L'objectif de la collaboration entreprise avec l'INRAP sur ce chantier est de profiter du décapage réalisé par les pelles mécaniques pour réaliser des radargrammes le long des tranchées, et donc d'accéder à l'architecture stratigraphique du système.

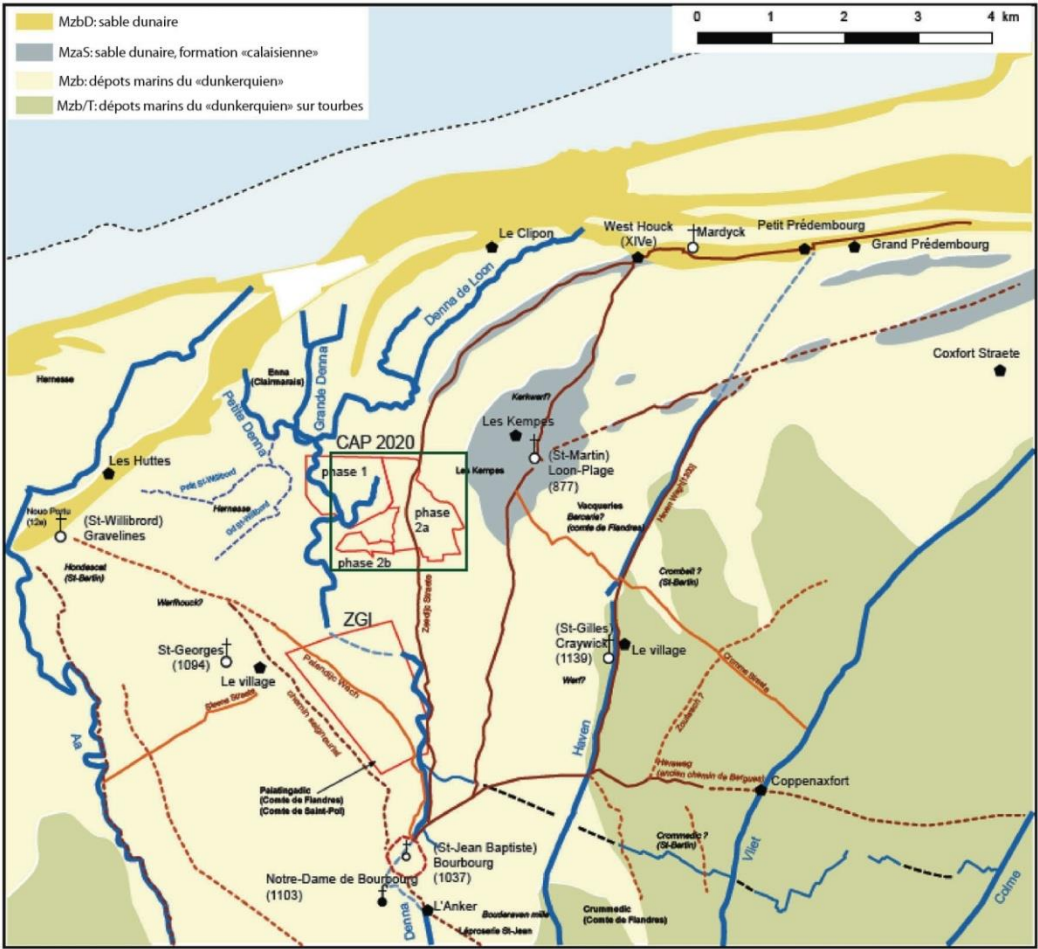


Figure III-19 : Restitution de l'estuaire de la Denna entre le Xe et le XIIe siècle (M. Lançon et C. Cercy - Inrap) et localisation du site d'étude (cadre vert).

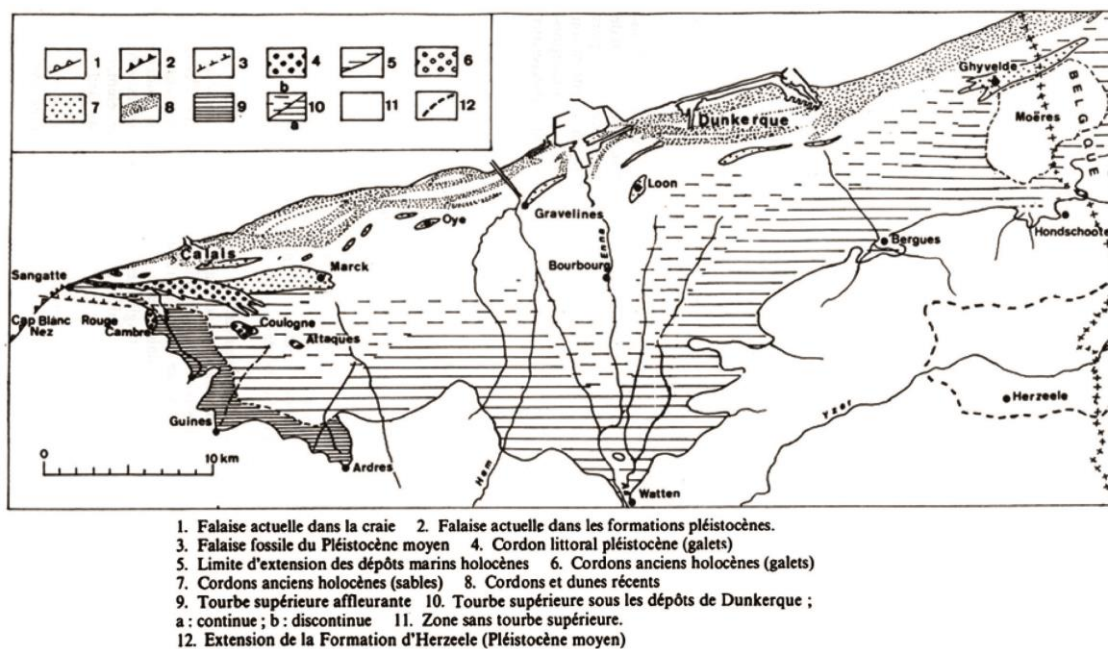


Figure III-20 : Ensemble morphosédimentaire de la plaine maritime flamande française (Sommé, 1975).

Les données géoradar de cette étude ont été acquises au cours de deux saisons de fouille (Fig. III-22). Durant la première saison, entre juillet et octobre 2020, 7 jours d'acquisition avec les antennes 200 MHz et de 350 MHz ont permis d'obtenir 31 km de profils cumulés dans 176 tranchées. Lors de la deuxième saison, entre mai et juin 2021, 3 jours d'acquisition avec l'antenne de 350 MHz a permis d'obtenir 11,5 km de profils cumulés dans 91 tranchées. Sur l'ensemble de ces données, la pénétration est limitée à 2-4 mètres, à cause de l'argilosité des terrains et de la présence du coin salé (Lebbe et al., 2018). La conductivité des terrains augmente d'est en ouest, et de manière abrupte au voisinage de la bordure du paléostuaire, qui devait donc être marquée par des estrans boueux. La plaine à l'est est plus sableuse, mais sillonnée par de nombreux chenaux méandriformes, qui sont les derniers chenaux de marée à avoir drainé le secteur (Fig. III-21).

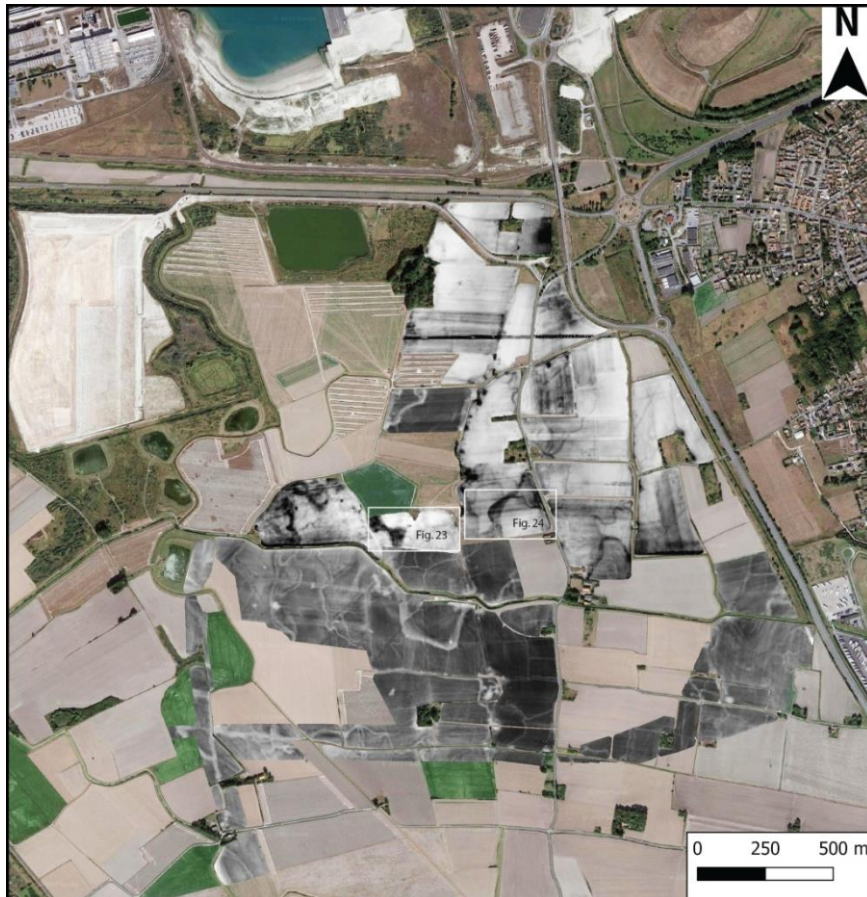


Figure III-21 : carte de conductivité électrique établie par l’Inrap sur le chantier de Loon-Plage. Les terrains conducteurs, plus argileux, apparaissent dans des gris sombres, et les terrains moins conducteurs, plus sableux, dans des gris clairs.

La figure III-23 montre un profil géoradar acquis avec l’antenne 350 MHz, à travers la berge d’un chenal méandrique comblé par des dépôts plus argileux que leur encaissant. Le radargramme montre que le comblement est constitué par des couches inclinées, représentant les dépôts accumulés sur la berge convexe du chenal tandis qu’il se déplaçait latéralement (cette organisation est appelée « accréation latérale »). Les dépôts de l’encaissant du chenal sont en revanche stratifiés horizontalement, avec des discontinuités qui limitent des unités stratigraphiques, ce qui suggère une élévation par étapes du niveau de la plaine estuarienne. A l’intérieur de ces unités, quelques surfaces inclinées suggèrent la présence de corps sédimentaires formés également par des courants, peut-être dans des systèmes de chenaux plus anciens.

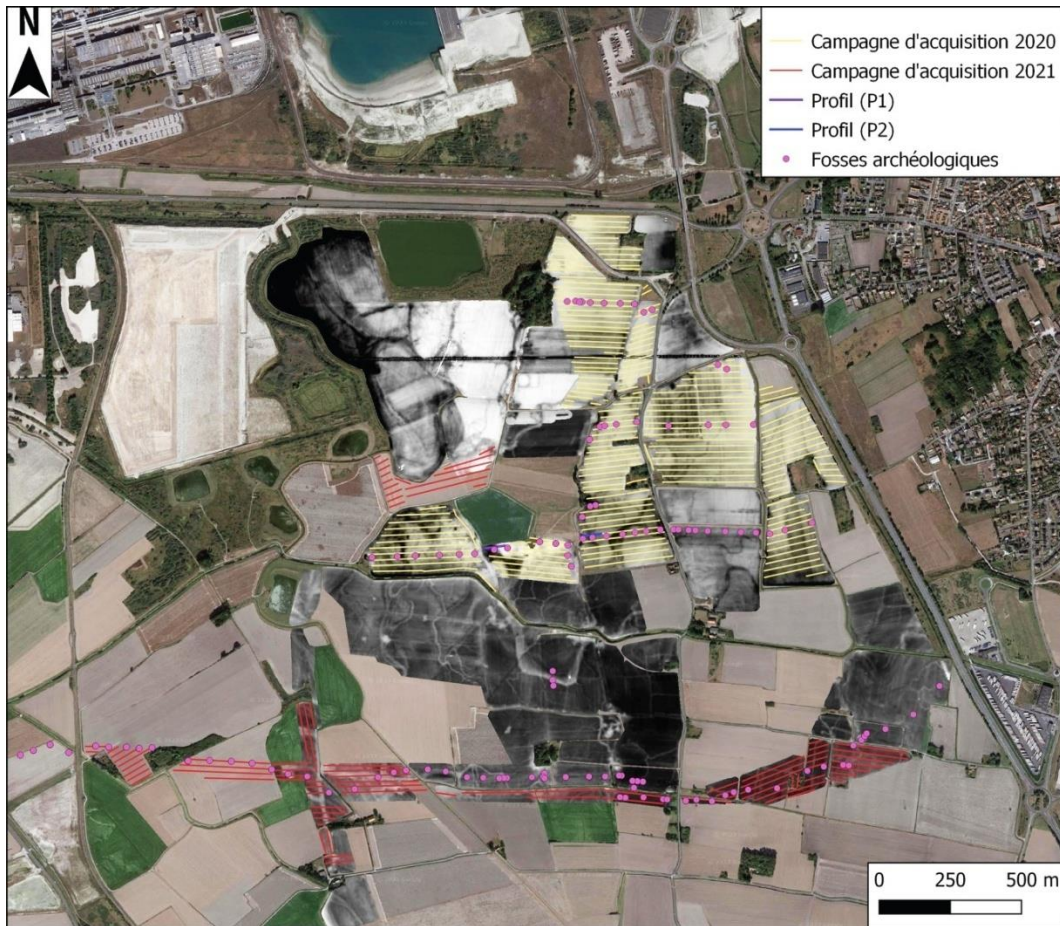


Figure III-22 : Profils géoradar acquis sur le chantier de Loon-Plage durant les campagnes de 2020 et 2021, superposées à la carte de conductivité électrique établie par l’Inrap pour ce projet. Les terrains conducteurs, plus argileux, apparaissent dans des gris sombres, et les terrains moins conducteurs, plus sableux, dans des gris clairs.

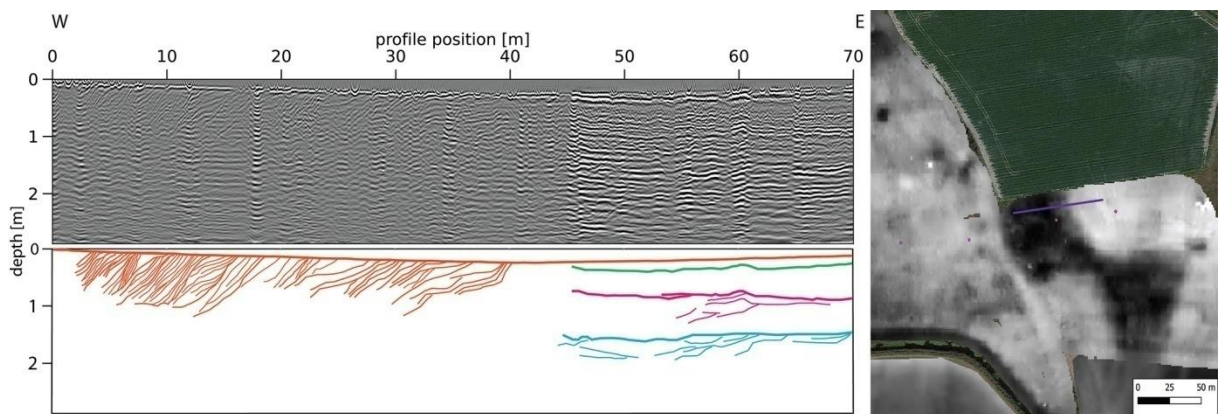


Figure III-23 : Interprétation d’un profil (P1) acquis avec l’antenne 350 MHz sur le chantier de Loon-Plage. Les zones plus conductrices correspondent au comblement de chenaux, plus argileux que leur encaissant, plus sableux et drainant. L’inclinaison des strates obliques sur le radargramme est très exagérée car l’échelle verticale est dilatée par rapport à l’échelle horizontale. Localisation voir Fig. III-22.

La figure III-24, montre un profil géoradar acquis avec l'antenne 200 MHz. La carte de conductivité montre que le profil traverse un petit chenal, qu'on retrouve entre 10 et 30 m sur le radargramme. L'encaissant plus sableux des chenaux est ici aussi constitué de trois unités superposées horizontalement, recoupées localement par des surfaces concaves signalant la présence de chenaux enfouis. Ces chenaux, dont la profondeur n'excède pas 1 m, correspondent aux structures de vidange de la plaine estuarienne lors des dernières étapes de son comblement.

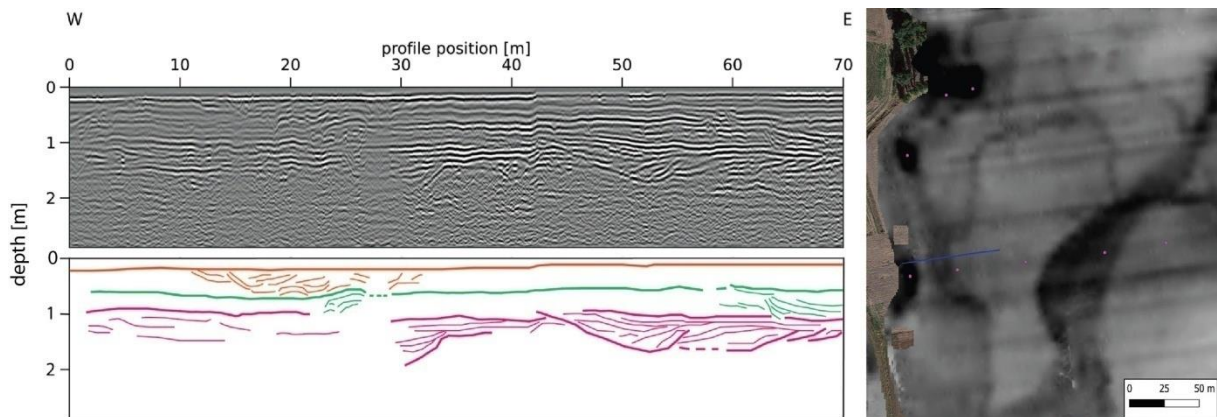


Figure III-24 : Interprétation d'un profil (P2) acquis avec l'antenne 200 MHz sur le chantier de Loon-Plage. La carte de conductivité rend compte du dernier système de chenaux, mais le radargramme montre en-dessous d'autres des unités chenalisées de comblement plus anciennes. Localisation voir Fig.III-22.

Le travail de cartographie de ces chenaux est toujours en cours, et un des objectifs est de voir si la forme et le gabarit des chenaux, ainsi que les directions de drainage changent d'une unité à l'autre, en rapport avec le changement de position de la berge estuarienne principale, située à l'ouest du chantier, et de l'exhaussement à long terme du secteur.

## b. Dune de Ghyvelde

La dune fossile de Ghyvelde dans la plaine maritime flamande est située sur la frontière entre la France et la Belgique (Fig. III-25). C'est une dune fossile (presque entièrement végétalisée), entourée d'anciens polders, à 3 km du rivage actuel. Son âge et son mode de formation ont fait l'objet d'un débat qui pourrait être résolu à partir d'une étude de l'architecture de la racine de la dune. Large de 500 m en moyenne et longue de 7 km, elle est largement boisée ou recouverte de garennes buissonnantes. Sa topographie ne dépasse pas en moyenne la dizaine de mètres au-dessus du niveau des polders, mais elle est localement accidentée, autant à cause des activités humaines (excavations, trous d'obus de la première guerre mondiale...) que par son modelé éolien.

(Baeteman et al., 2011) et (Baeteman & Mauz, 2012) considèrent que la dune de Ghyvelde a pu se former il y a 5000 ans à l'intérieur du domaine estuarien de la plaine maritime, sous l'effet d'une accumulation ponctuelle de sable issu d'une brèche provoquée par des tempêtes dans la barrière littorale. Cette interprétation contredit celle de Mrani-Alaoui (2006), Anthony et al., (2010), et Mrani-Alaoui & Anthony, (2011) qui argumentent une formation de la dune il y a 3000 ans en domaine d'avant-plage sous l'effet de la soudure de barres de déferlement, lors d'une période tempétueuse ayant duré plusieurs décennies.

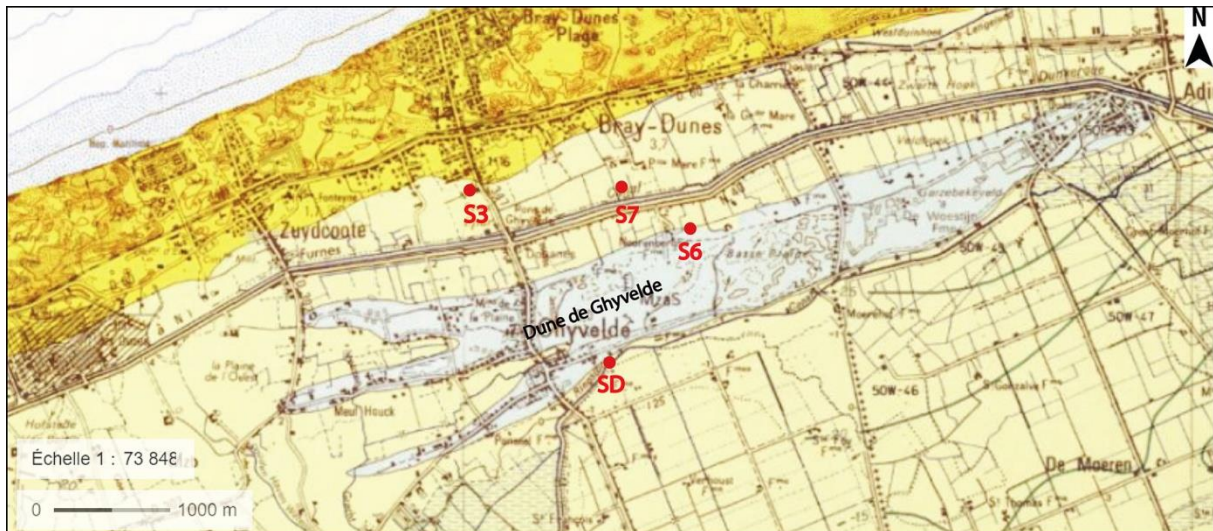


Figure III-25: Carte géologique superposée à la carte IGN de la région de Ghyvelde (Géoportail, 2019). Mzb : Sable, limons et argiles de l'Assise de Dunkerque au Flandrien Supérieur. – MzbD : Dunes et cordons littoraux récents du Flandrien Supérieur. – MzaS : Cordon littoraux sableux de l'Assise de Calais au Flandrien Moyen. L'assise de Calais (dénomination inusitée) correspond à la période de l'Holocène antérieure à 3500 BP.

Plusieurs carottages montrent la présence autour de et sous la dune de sables gris à coquilles, représentant un environnement estuarien, entrecoupés de niveaux de tourbe, et surmontés vers -2 m NGF par des sables roux éoliens, dont la base est datée à -3500 ans par radiocarbone (Fig. III-26). Le sable de la dune, quartzueux, fin et bien trié (médiane granulométrique 0,20 mm), est modérément éolisé (patiné par le vent), du fait de la proximité de la mer et de la vitesse d'avancée du trait de côte durant l'Holocène (Anthony, 2002; Anthony & Héquette, 2007). Le problème c'est que l'unité des sables gris sous la dune peut aussi bien correspondre à un environnement estuarien qu'à un environnement d'avant-plage. L'intérêt d'une étude de la dune au géoradar est de pouvoir apporter des éléments architecturaux permettant de départager les deux hypothèses.



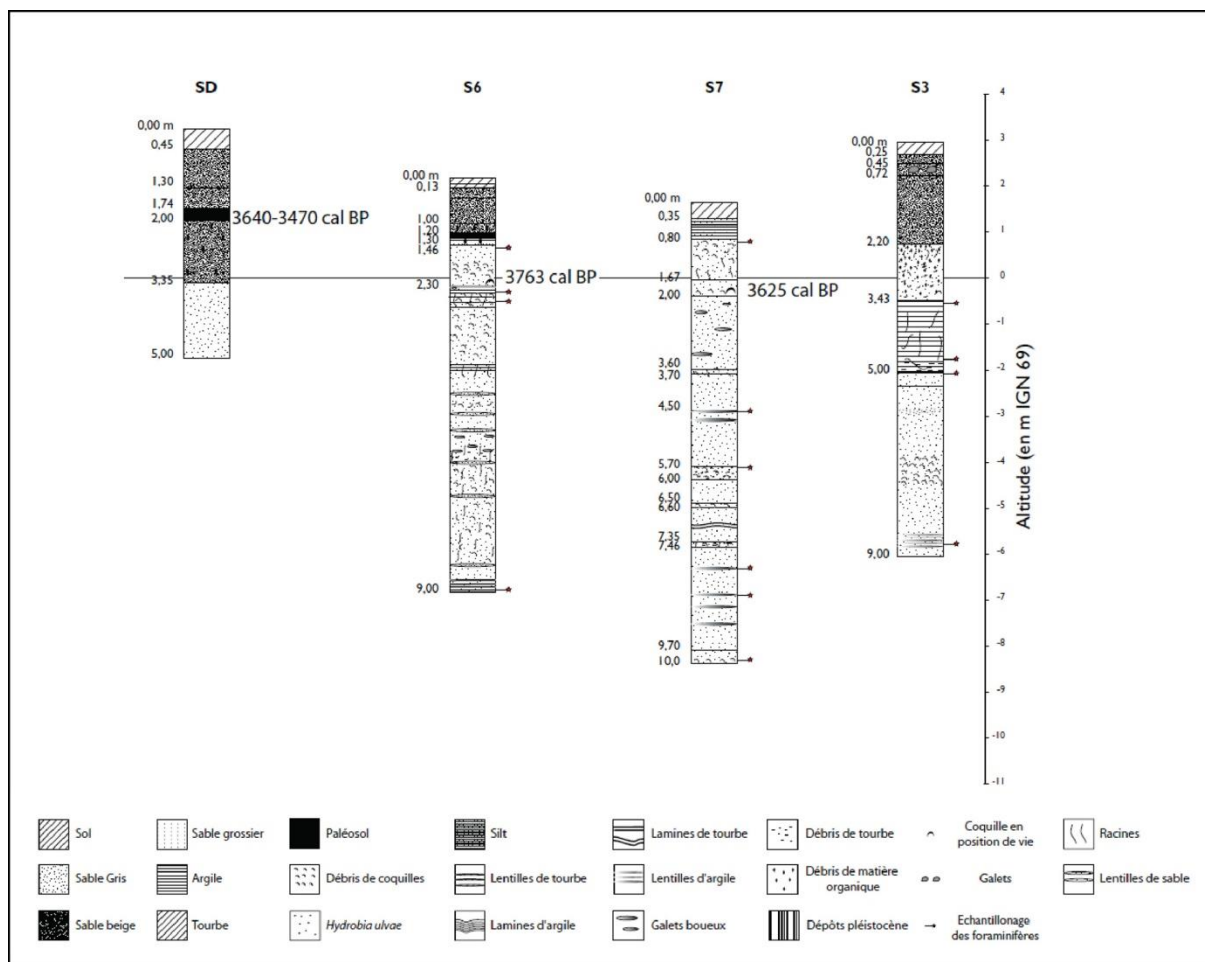


Figure III-26: Sondages réalisés autour de la dune de Ghyvelde (Mrani-Alaoui, 2006). Localisation voir Fig.III-25.

L'espace de la dune de Ghyvelde, est classé Natura 2000 depuis les années 1990. Nous avons obtenu les autorisations d'accès auprès du Conservatoire du littoral, avec l'idée de donner à connaître au public les résultats de notre étude. Ceci nous a permis de réaliser les campagnes d'acquisition géoradar dans le cadre du stage de M1 d'Aurélien Aillaud et de M2 de Sarah Zallouz. Une première campagne d'acquisition a été réalisée en avril 2021, pendant laquelle 16 profils ont été réalisés (Fig. III-27) avec trois antennes (350 MHz, 200 MHz et la MLF3200 avec la configuration correspondant à la fréquence 80 MHz). Le secteur de la dune qui a été ciblé est celui jouxtant la route de frontière avec la Belgique (Fig. III-27), dans lequel le relief est le plus accidenté et le terrain est le plus découvert. C'est aussi là que la dune résiduelle est reprise par une activité récente. Le sol est constitué d'une garenne parsemée de terriers de lapins, ce qui aura eu une incidence sur l'homogénéité de la pénétration du signal radar.

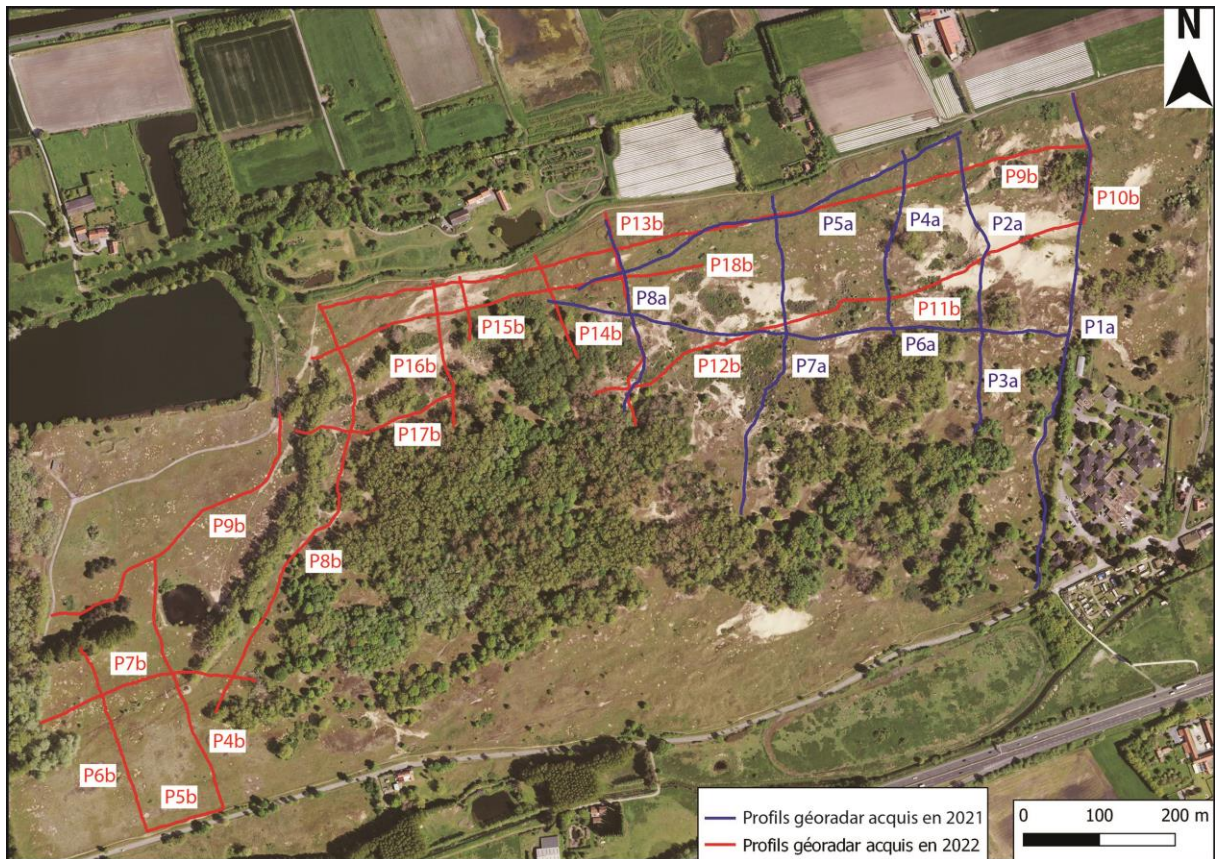


Figure III-27: Position des profils géoradar acquis sur la dune de Ghyvelde durant les campagnes de 2021 et 2022.

Les radargrammes obtenus avec l'antenne basse fréquence (80 MHz) présentent beaucoup de bruit électromagnétique (Fig. III-28). Malgré cela, ils montrent bien le niveau de la nappe phréatique correspondant à un réflecteur de forte amplitude (Fig. III-28). Les radargrammes acquis avec l'antenne 200 MHz, montrent jusqu'à 4 m sous la surface les détails de la structure et de l'organisation des sables roux et des sables gris (Fig. III-29). On arrive à reconnaître deux unités au niveau de ces profils. Les sables roux sont traversés par des surfaces d'érosion ondulées interprétées comme des siffle-vent. Les sables éoliens entre ces surfaces présentent une stratification inclinée vers la terre. Les sables gris ont une organisation plus complexe, en couches moins épaisses et sub-horizontales limitées par des surfaces d'érosion de faible inclinaison. La stratification interne de ces couches indique une accrétion dominante en direction de la mer. Cette organisation est cohérente avec la progradation (accumulation vers la mer) des dépôts d'avant-plage mais n'exclut pas l'hypothèse estuarienne. Une interprétation en 3D, à partir du recoupement de profils réalisés dans plusieurs directions, est alors nécessaire.

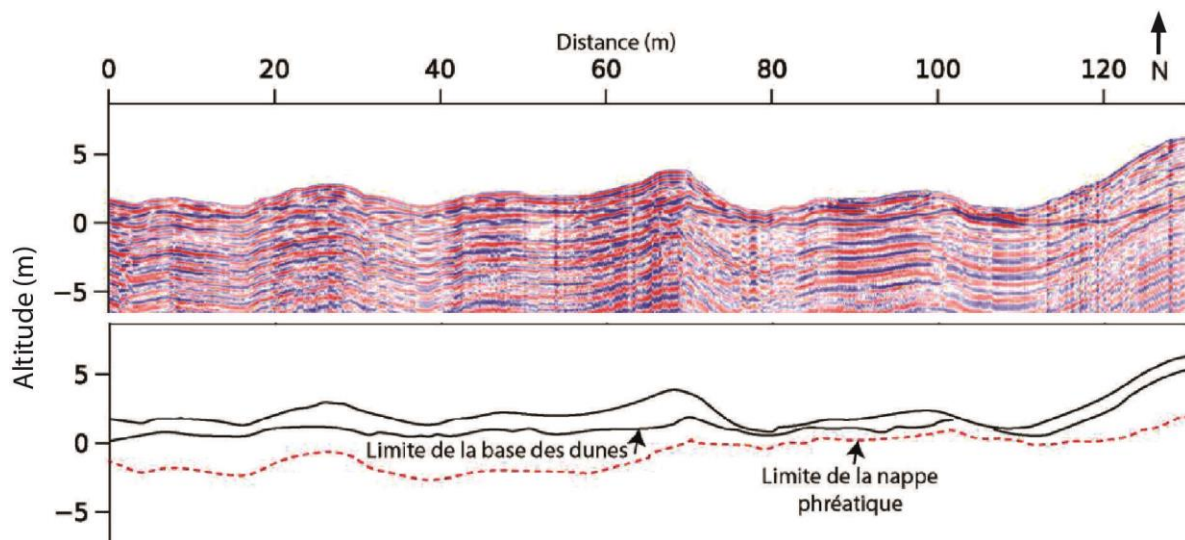


Figure III-28: Profil P1 acquis avec l'antenne MLF3200 en configuration 80 MHz et en mode temps (Aillaud, 2021). Localisation voir figure III-27.

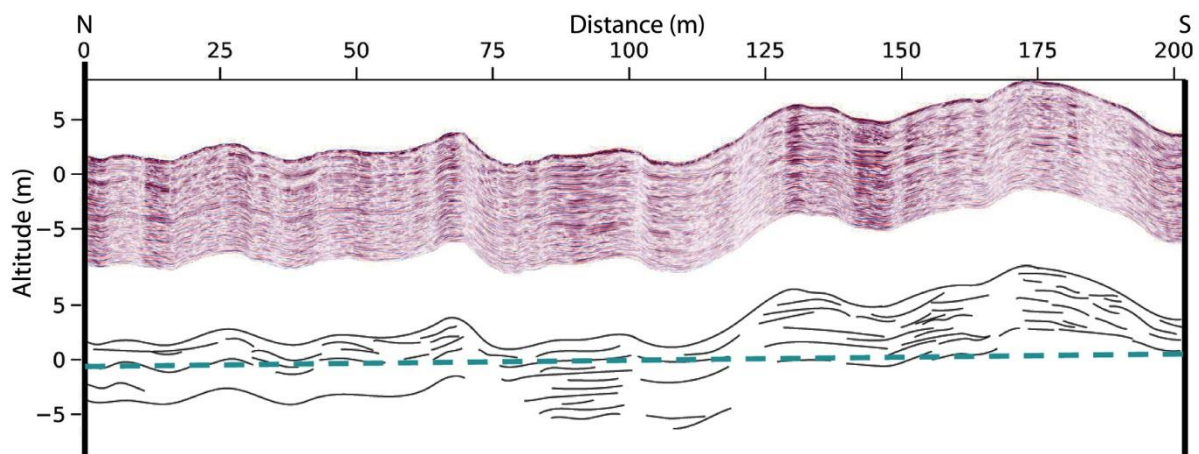


Figure III-29 : Profil P1 acquis avec l'antenne 200 MHz montrant les deux unités stratigraphique de la dune de Ghyvelde (Aillaud, 2021). Localisation voir figure III-27.

Une deuxième campagne a donc eu lieu en avril 2022 avec l'antenne 350 MHz, au cours de laquelle 18 profils supplémentaires ont été acquis (Fig. III-27). L'unité des sables gris a été analysée à partir de la hiérarchisation des surfaces internes. Les surfaces d'ordre inférieur recoupent les surfaces d'ordre supérieur. Les surfaces d'ordre supérieur représentent les étapes élémentaires et le temps court de la construction sédimentaire. Les surfaces d'ordre inférieur jalonnent les étapes d'un temps plus long. Deux points sont relevés à ce stade de l'étude, qui doivent encore être confirmés : (i) il y a une grande variabilité directionnelle de l'accrétion sur les surfaces d'ordre inférieur (Fig. III-30) ; (ii) à un endroit donné, les surfaces d'ordre supérieur ont une direction d'accrétion perpendiculaire aux surfaces d'ordre inférieur (Fig. III-30). Sans entrer dans le détail, ceci caractérise un système de dépôts de chenaux

sinueux, similaires à ceux imagés sur le chantier de Loon-Plage. Si ces résultats se confirment, l'environnement de dépôt du sommet des sables gris serait estuarien et il faudrait alors chercher plus profondément les dépôts d'avant-plage.

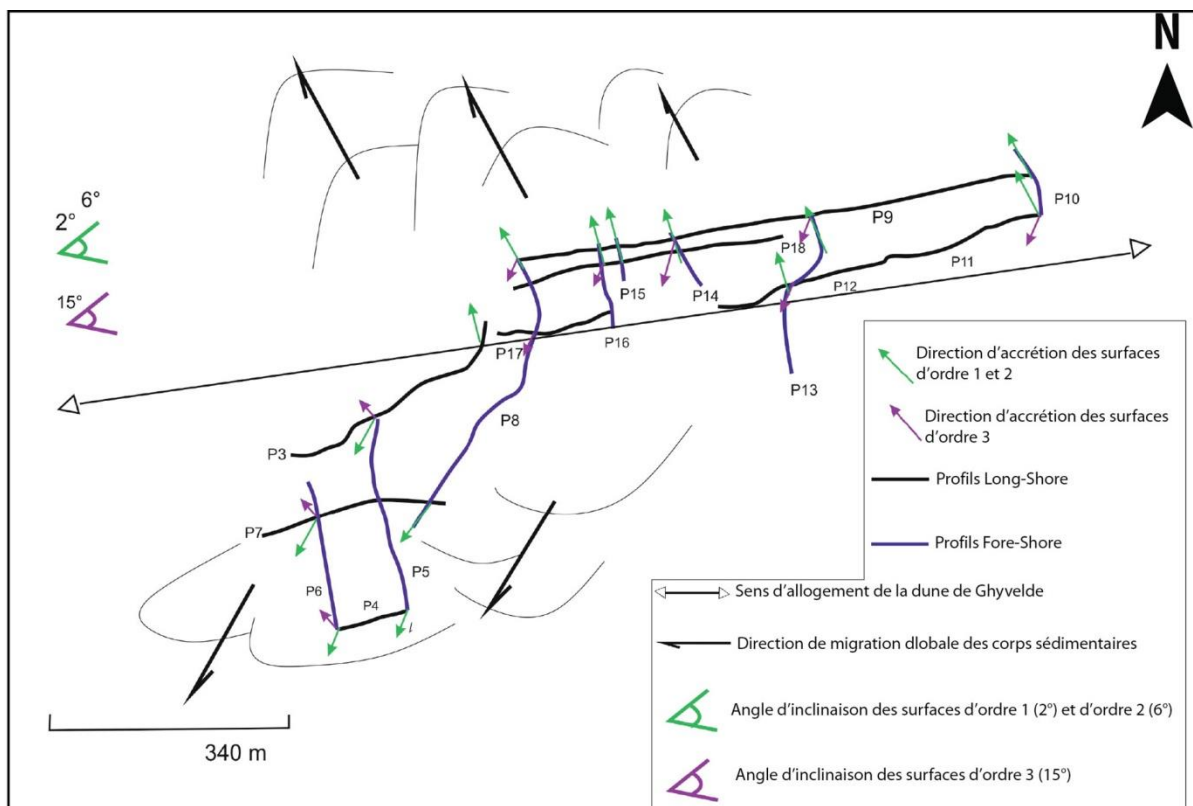


Figure III-30 : Carte des directions d'accrétion des dépôts à stratification inclinée de la dune de Ghyvelde, réalisée à partir des profils 350 MHz, d'après (Zallouz, 2022).

## 5. Aux frontières de la méthode

Evoquons pour terminer deux exemples d'études stratigraphiques montrant le potentiel du géoradar pour l'étude d'unités géologiques plus anciennes que l'Holocène, soit profondes, soit rocheuses.

### a. Les sables éocènes du bassin de Belgique

Le bassin de Belgique qui se développe pendant l'Eocène, présente la forme d'un golfe large de 40 km adossé à l'anticlinal de Londres-Brabant et s'ouvrant vers la mer du Nord (Fig. III-31). Ce golfe est comblé au début du Lutétien (ou Bruxellien, selon la stratigraphie locale, soit entre 47 et 41 Ma) par des dépôts littoraux à dominante sableuse provenant du delta du Rhin via la dérive littorale (Houthuys, 2011). Les caractéristiques marines de ces sables tiennent à leur composition glauconitique et à quelques traces laissées par des invertébrés fossiles

(Vandenberghe et al., 2014). Leur architecture à l'échelle métrique est bien documentée dans les sablières de la région de Leuven. La présence de joints argileux (appelés « drapages ») interstratifiés à toute échelle dans les sables indique l'influence dominante des courants de marée, dans un environnement de baie estuarienne protégé des vagues.

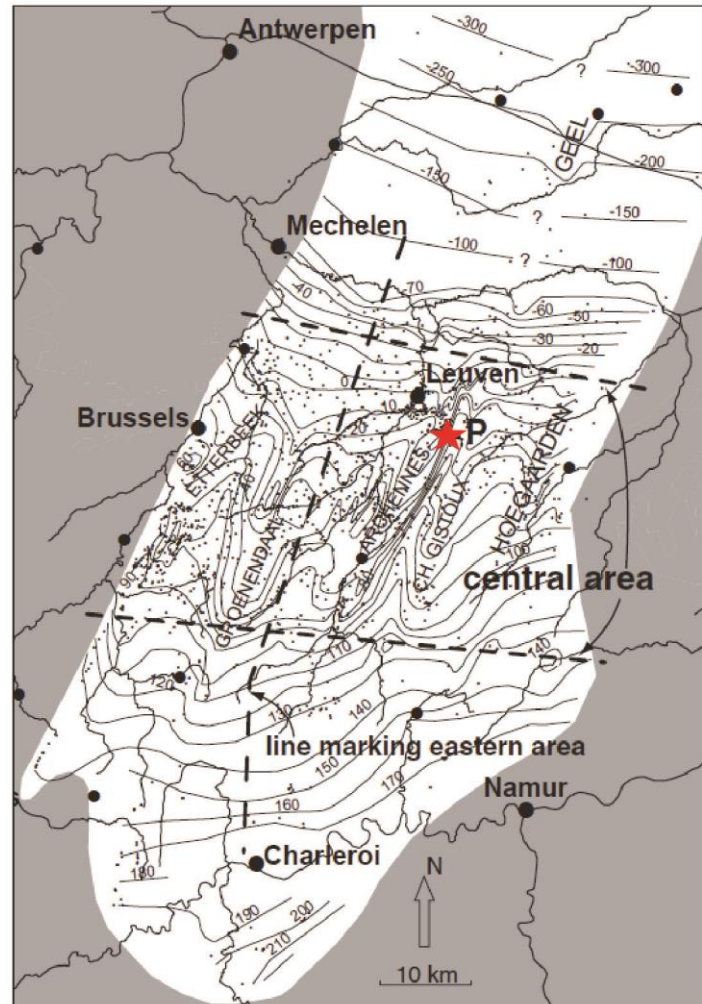


Figure III-31 : Carte des sables du Bruxellien dans le bassin de Belgique, avec les isohypses montrant la topographie de sa base érosive (Houthuys, 2011). L'étoile rouge représente la position de la sablière Godts.

Houthuys (2011) a reconstitué l'architecture à grande échelle des sables bruxelliens en se basant sur des observations d'affleurements et lors de travaux publics et sur des données de forages (Fig. III-32). Les sables, dont la base repose sur une surface d'érosion irrégulière, probablement le fond d'anciennes paléovallées, constituent des barres de chenal en accrétion latérale dont la partie supérieure est visible dans les sablières de Braine l'Alleud et de Bierbeek. Les surfaces d'accrétion sont faiblement inclinées ( $5-10^\circ$ ) vers l'est, et limitent des sous-unités de taille métrique. Ces sous-unités sont constituées par des sédiments laissés par la migration vers le nord-ouest de dunes sous-marines. L'épaisseur de la formation des sables

de Bruxelles peut dépasser les 50 m, ce qui en fait une cible idéale pour la prospection géoradar à différentes échelles. L'objectif de ce test était donc double : (1) imager en subsurface les structures visibles dans les fronts de taille des sablières avec l'antenne 350HS ; (2) tester la pénétration de l'outil avec l'antenne basse fréquence MLF3200.

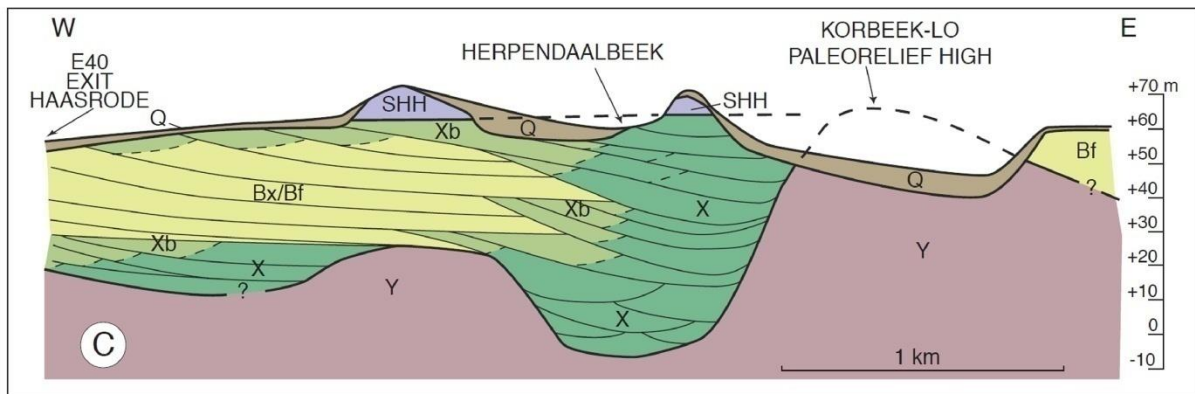


Figure III-32 : Modèle montrant l'architecture des sables bruxelliens dans le secteur de Bierbeek, avec une stratification générale légèrement inclinée et une base érosive (Houthuys, 2011).

Des radargrammes ont été acquis dans la sablière Godts à Bierbeek (Fig. III-33). A noter que dans cette sablière la proportion d'argile est inférieure à 2%, concentrée dans des drapages argileux infracentimétriques, et donc trop faible pour limiter la propagation du signal ou pour créer des barrières de perméabilité pouvant causer des variations abruptes de conductivité. En revanche, les profils ayant été réalisés en période hivernale, la nappe phréatique était très proche de la surface du carreau principal de la sablière. Les stratifications de dunes sont très bien imagées avec l'antenne 350HS, et cohérentes avec celles observées à l'affleurement dont elles permettent d'extrapoler la structure jusqu'à 3m sous la surface (Fig. III-34).

Les radargrammes réalisés avec l'antenne MLF3200, en configuration 80, 40, et 20 MHz, ne permettent pas de visualiser les stratifications de dune. Le profil à 80 MHz s'est révélé inexploitable, pour une raison qui reste à élucider. Néanmoins, les profils à 40 et 20 MHz fournissent, une image géophysique sur plus de 30 m de profondeur, ce qui est une première dans des sédiments aussi anciens (Fig. III-35). Sur les premiers 8 m, les réflexions enregistrées en basse fréquence correspondent aux surfaces d'accrétion principales, avec ici une apparence horizontale (car le profil est parallèle à la direction du pendage de ces surfaces), ce qui correspond à ce qu'on voit sur le front de taille de la sablière (Fig. III-34).



Figure III-33 : Localisation de la sablière Godts à Bierbeek, et position des profils géordar.

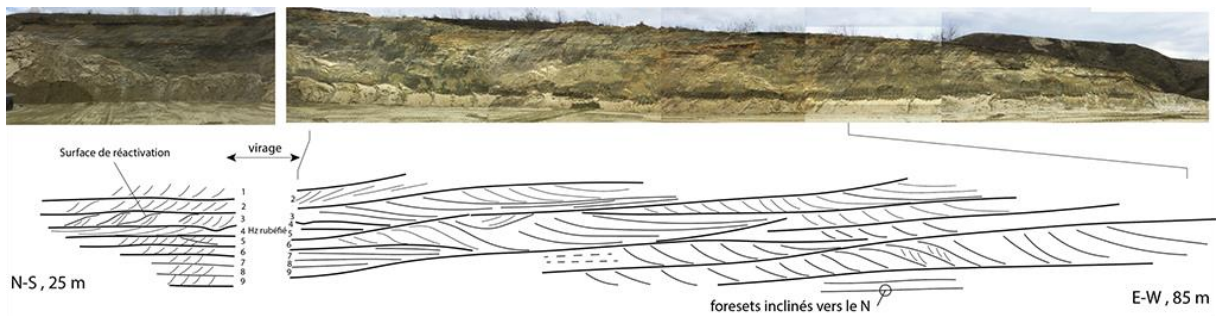


Figure III-34: Affleurement principal de la sablière Godts à Bierbeek. La hauteur du front de taille est de 12 m au maximum. Le schéma (sans échelle) est réalisé d'après les observations de terrain et non pas à partir du pointé des photos. Cette architecture à deux ordres de surfaces est typique des barres sableuses formées sous l'action des courants de marée.

Dans la partie profonde des profils, des réflexions de même aspect sont inclinées à environ  $10^\circ$  vers le nord-est apparent, et sont donc interprétées comme les surfaces principales d'accrétion d'une deuxième barre sableuse présente sous la première. Dans le modèle de

Houthuys (2011), les stratifications de cet ordre traversent toute la formation de son toit à son mur (Fig. III-32). Toutefois, Houthuys, (1990) évoque la possibilité d'incisions et d'emboîtements, et Houthuys (2011) dessine implicitement des troncatures internes au système de barre tidale, ce qui rend plausible la présence de deux unités décamétriques superposées. La surface d'érosion sous les sables bruxelliens, qui peut descendre localement à plus de 50 m sous la surface, n'a pas pu être détectée sur ces profils.

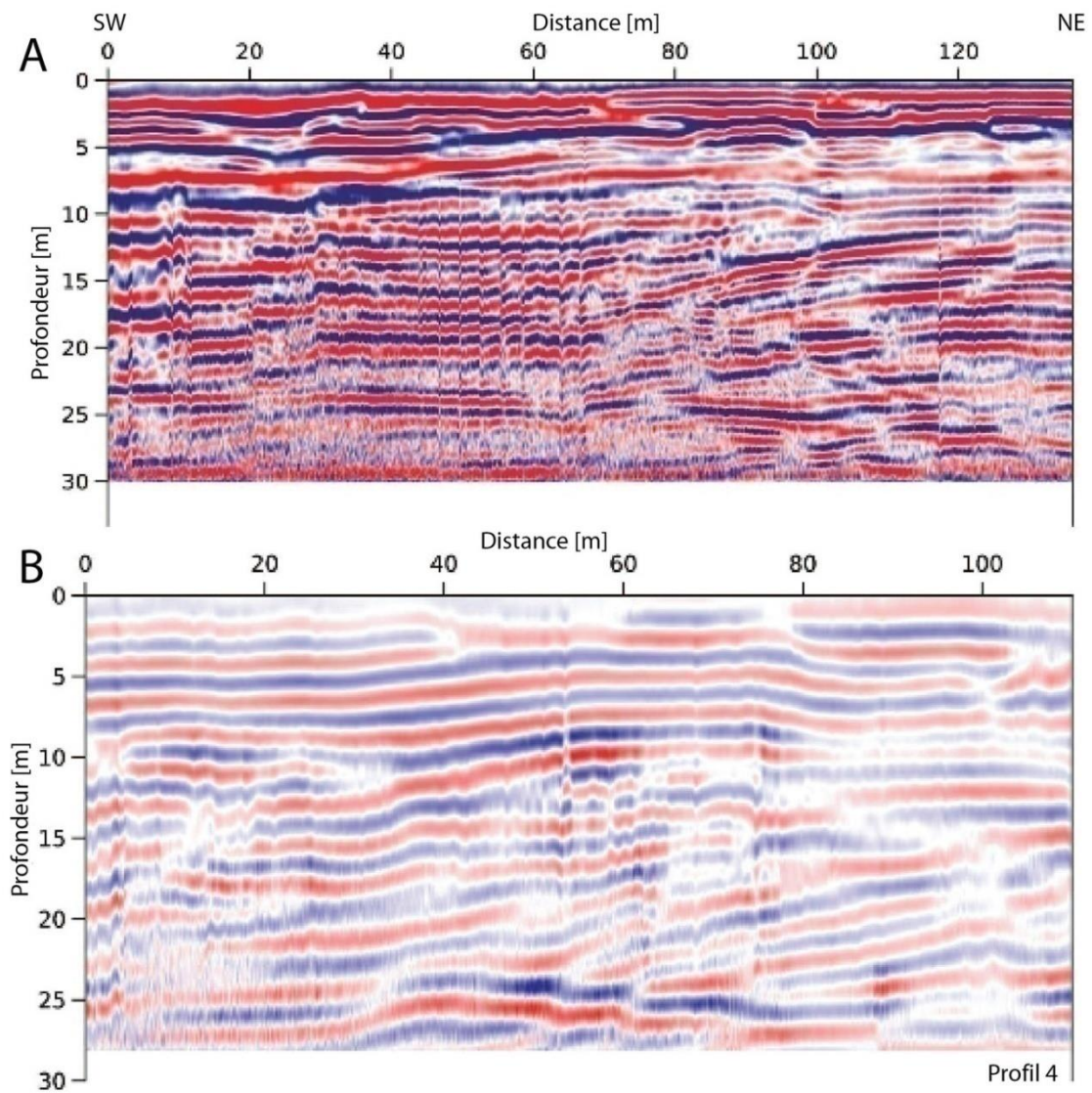


Figure III-35 : Profils GPR (P4) basse fréquence A) 40 MHz, et B) 20 MHz (Adou, 2021; Mejia-Duran, 2021). Localisation voir figure III-33.

Ce test sur les sables bruxelliens montre que le géoradar est un bon outil de prospection à l'échelle tactique dans des exploitations de grande taille comme ces sablières de Belgique. Les résultats sont néanmoins contrastés. Malgré un bon drainage de la partie superficielle du



gisement, et une faible teneur en argile, la pénétration avec l'antenne 350HS est limitée. La lithologie du sable, riche en glauconie, pourrait être le facteur limitant. Une pénétration nulle, dans toutes les configurations d'antenne, et malgré un excellent couplage au sol, a été constatée sur différents sites avec des sables volcanogéniques lors d'une mission en Argentine (J.-Y. Reynaud et B. Tessier). L'hypothèse d'une trop grande conductivité liée à la lithologie pourrait être testée à partir d'une mesure directe de la constante diélectrique des échantillons. Il semble que sur les sables bruxelliens l'atténuation soit plus faible quand on utilise une plus basse fréquence. Les profils réalisés à 40 et 20 MHz montrent une pénétration jusqu'à 30 m, ce qui est étonnant si on prend en compte le fait que les sables traversés étaient saturés en eau et donc à priori conducteurs. La cartographie des plus grandes discontinuités est possible dans ces conditions.

### **b. Les faluns d'Anjou**

La validité de la méthode géoradar dans le cas de roches dures et compactes a été démontrée par [Bristow \(2003\)](#). Le Miocène (de 23 à 5 Ma) est une époque géologique où, à la faveur de hauts niveaux marins (jusqu'à plus de 100 m au-dessus du niveau actuel), la France continentale est en de nombreux endroits le siège d'une sédimentation marine peu profonde. C'est le cas notamment du sillon ligérien (l'actuelle vallée de la Loire), ou du bas Cotentin, où des golfes marins se développent et s'interconnectent au Tortonien (11 à 7 Ma) pour former la « Mer des Faluns » ([Estéoule-Choux, 1970](#)). Le terme falun est utilisé pour désigner une roche biodétritique calcaire à matrice sablo-argileuse très riche en bioclastes (en particulier des bivalves et des bryozoaires ([Ginsburg, 2001](#))). Les faluns d'Anjou sont bien développés dans le secteur de Doué-la-Fontaine, où ils forment une couche d'épaisseur moyenne 30 m, discordante sur les formations du Crétacé du Bassin de Paris et les formations Paléozoïque du Massif Armoricaïn (Fig. III-36). Ces faluns ont été exploités pour la pierre de taille dans des carrières souterraines. Les carrières ont été ensuite utilisées comme champignonnières et aujourd'hui parfois même comme espaces muséaux. Certaines carrières ont des parties à ciel ouvert qui offrent des affleurements permettant de reconstituer en 3D l'architecture des faluns (Fig. III-37B). Les faluns de Doué-la-Fontaine sont caractérisés par une stratification de dunes sous-marines de grande dimension, formées dans les détroits de la Mer des Faluns par de puissants courants de marée ([André et al., 2003](#)).

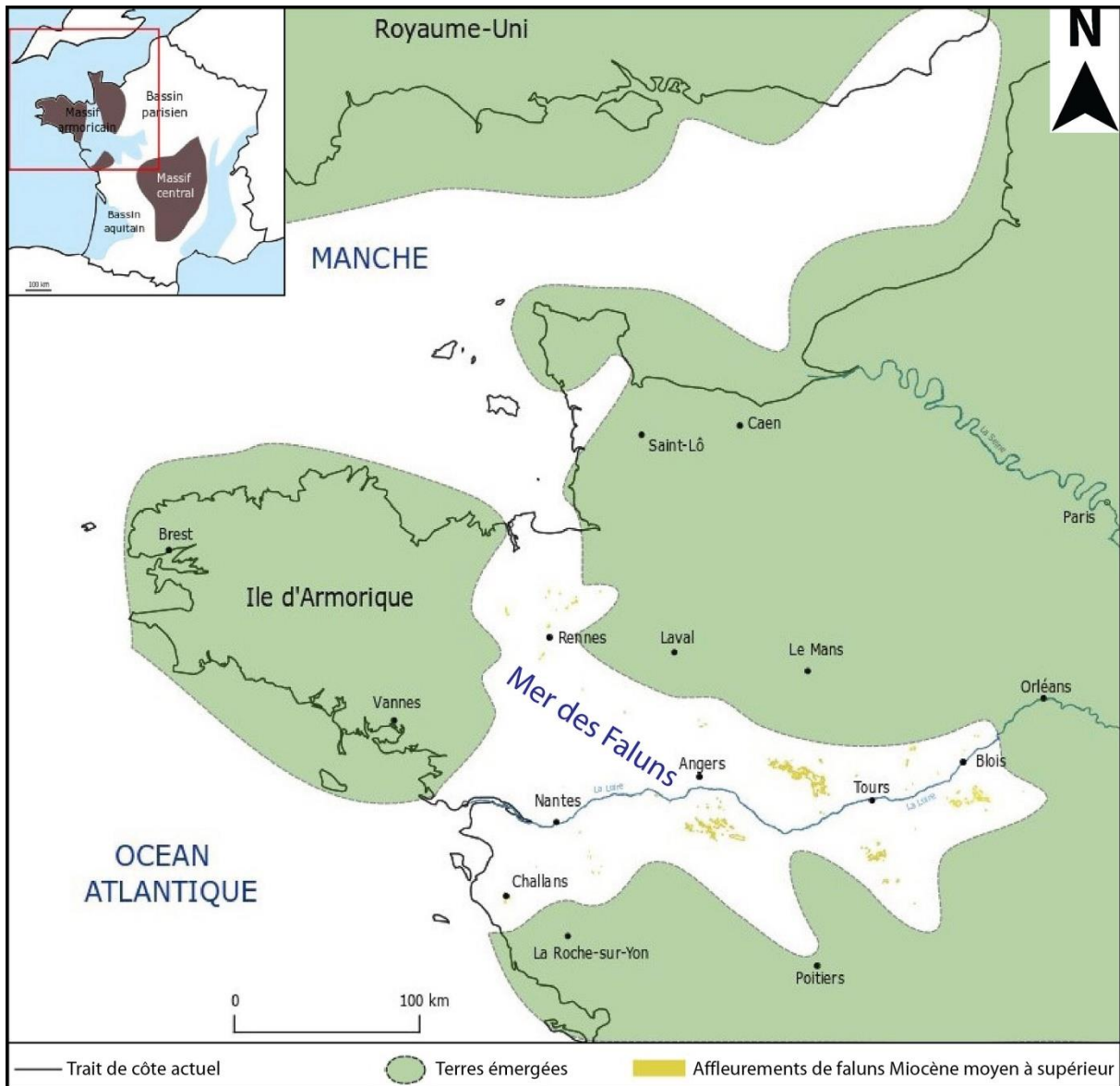


Figure III-36 : Carte paléogéographique montrant l'extension maximale supposée de la mer des faluns au cours du Miocène moyen et répartitions des affleurements du Miocène moyen à supérieur (modifiée d'après [Van Vliet Lanoë et al., 2002](#) et [Gibbard, Lewin, 2003](#)).

Une campagne géoradar a été réalisée en collaboration avec le laboratoire M2C de l'Université de Caen ([Adou, 2021](#)). Le site qui a été choisi est celui des Perrières, un complexe d'anciennes carrières réhabilitées en musée (le Mystère des Faluns). L'objectif était d'obtenir des radargrammes à partir de profils réalisés dans différentes conditions : sur route, dans des champs, et en fond d'excavation (Fig. III-37A). En tout, 25 radargrammes ont été obtenus avec les antennes de 200, 350 et 400 MHz (Fig. III-37A), ainsi que l'antenne MLF3200 en configuration 40 MHz. Les profils réalisés avec l'antenne MLF3200 présentent des zones bruitées (Fig. III-39), à cause de l'interférence générée par une ligne électrique. En

milieu urbain comme celui de ce site, cette antenne non blindée est difficile à mettre en œuvre.

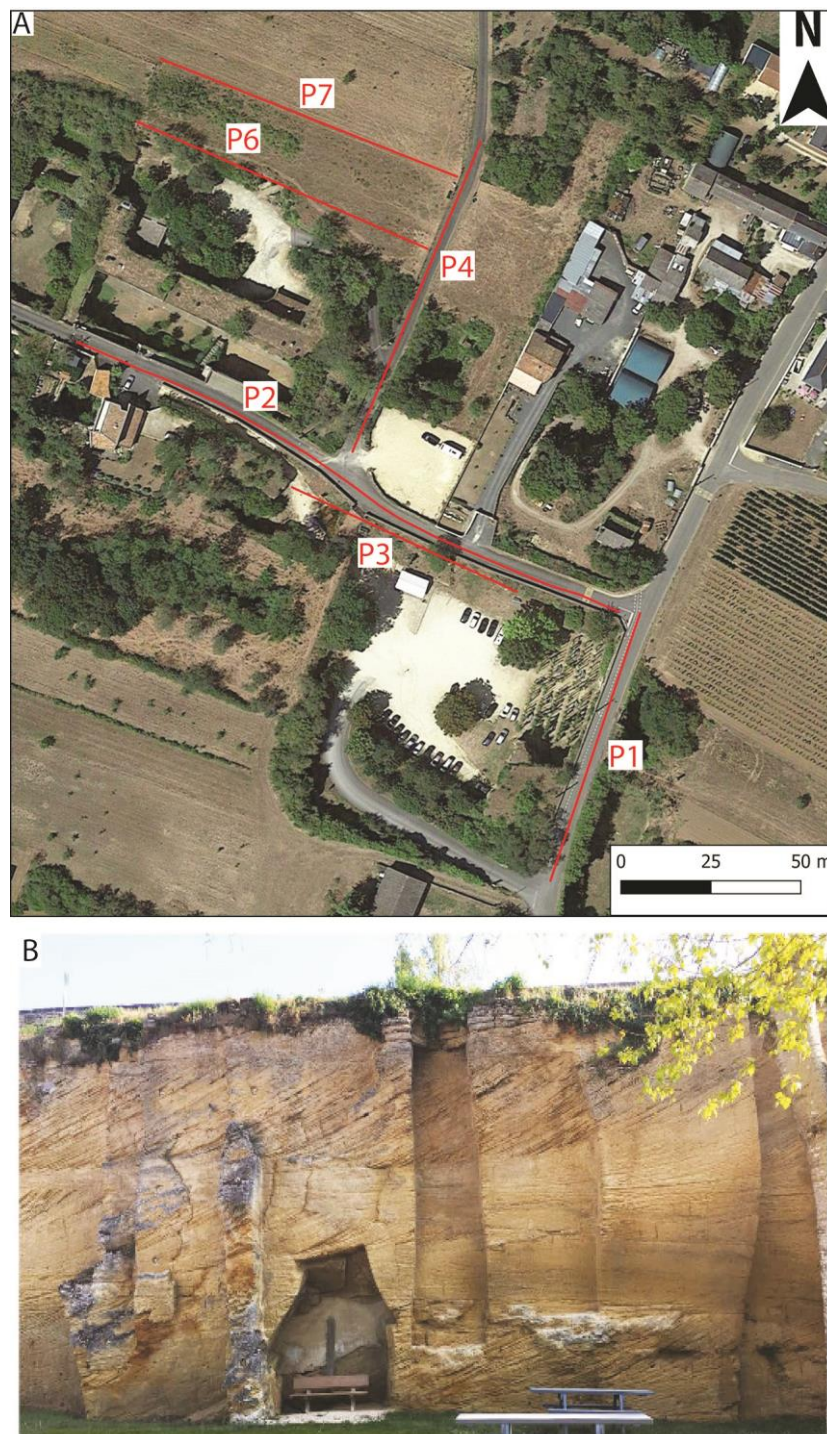


Figure III-37 : Localisation des profils géoradar sur le site des Perrières dans les faluns de Doué-la-Fontaine. L'affleurement de la photo du bas est indiqué en vert. Il montre les stratifications typiques des grandes dunes sous-marines fossiles constituant les faluns.

Les résultats obtenus avec les antennes de moyenne fréquence sont en revanche très bons, avec une pénétration de 4 m permettant d’imager les stratifications et les discontinuités liées à la migration des grandes dunes. Les radargrammes à 200 MHz montrent parfaitement l’architecture typique des faluns, avec des biseaux formés par les chevauchements de ces dunes (André et al., 2003). Sur les profils de 400 MHz, on remarque également la présence de discontinuités internes montrant des rythmes dans la construction dunaire, avec des périodes d’érosion suivies de périodes de reconstruction. C’est également ce qui est observé sur l’affleurement, où la dynamique des marées est enregistrée jusqu’à l’échelle des lamines constitutives des épisodes de construction dunaire (Fig. III-38 ; mais cette lamination élémentaire n’est pas visible sur les radargrammes).

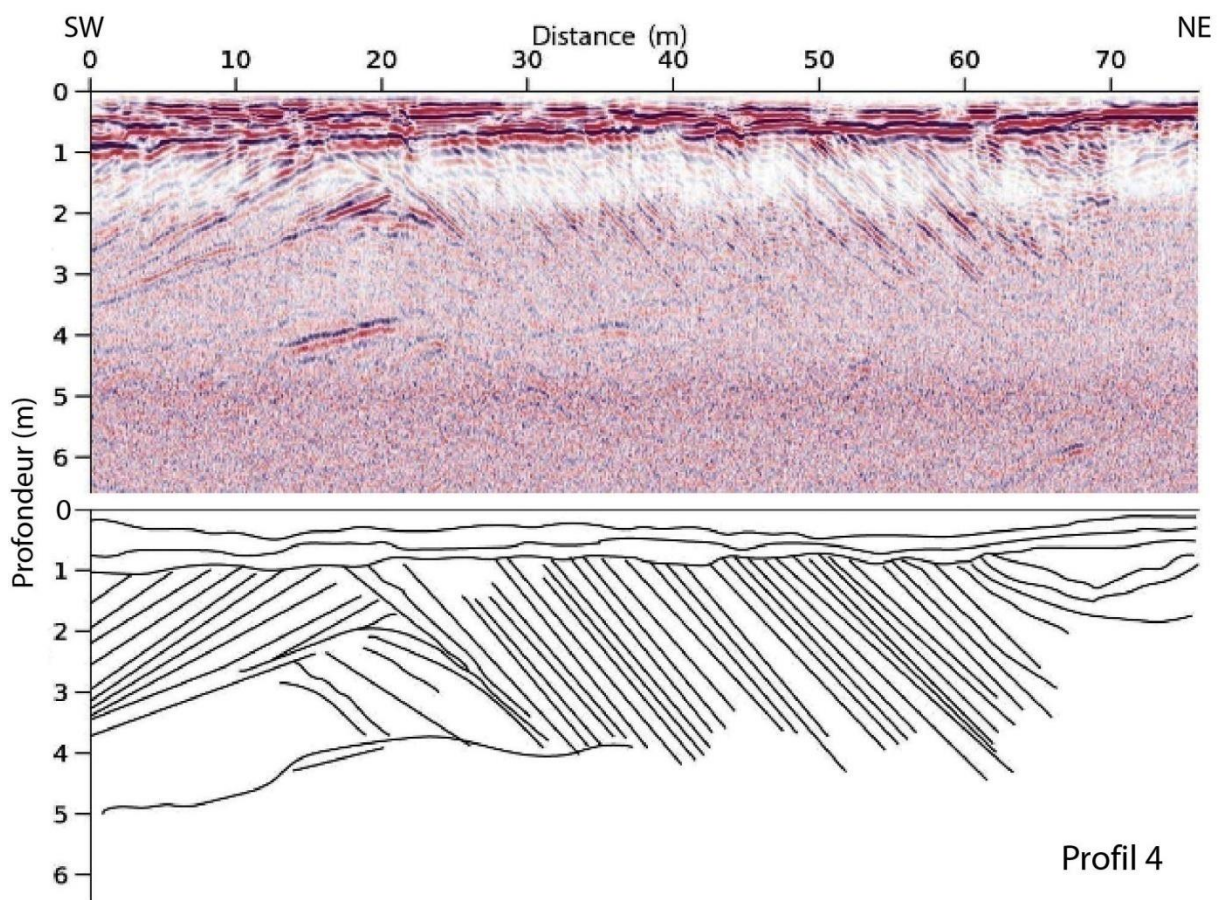


Figure III-38: Profil P4 acquis avec l’antenne 200 MHz sur le secteur des Perrières. La géométrie des stratifications inclinées correspond à celle des affleurements à proximité. La couche sommitale correspond au remblai et à l’asphalte de la route (Adou, 2021). Localisation voir figure III-37.

En comparant les profils, une surprise est de constater que de meilleurs résultats sont obtenus sur la route goudronnée (P2 et P4) qu’à travers champs (P5 et P6, Fig.37). Ceci laisse entrevoir des perspectives de profilage extensif à partir d’un véhicule. Et en comparant les profils réalisés à travers les champs, les résultats sont meilleurs sur les semis que dans les

vignes, probablement à cause de la profondeur de la perturbation induite par les racines. Avec l'antenne basse fréquence, la pénétration atteint 30 m à 40 MHz (P2, Fig. III-39). Les réflexions sont subhorizontales, et les stratifications obliques identifiées à plus petite échelle sur ce même profil avec l'antenne 400 MHz ne sont donc pas détectées. Plus profondément, les réflexions captées à basse fréquence deviennent plus inclinées et dessinent ce qu'on pourrait interpréter comme des berges de chenaux (P2, Fig. III-39). Une discontinuité majeure, subhorizontale, semble apparaître vers 15 m de profondeur, soit 60 m NGF. Cette surface peut correspondre soit à la base des faluns, soit à la surface piézométrique (établie à 54 m dans le Cénomaniens sous-jacent et mesurée sur le site des Perrières dans d'anciens puits). Cependant, le signal se perd abruptement vers 30 m de profondeur (45 m NGF).

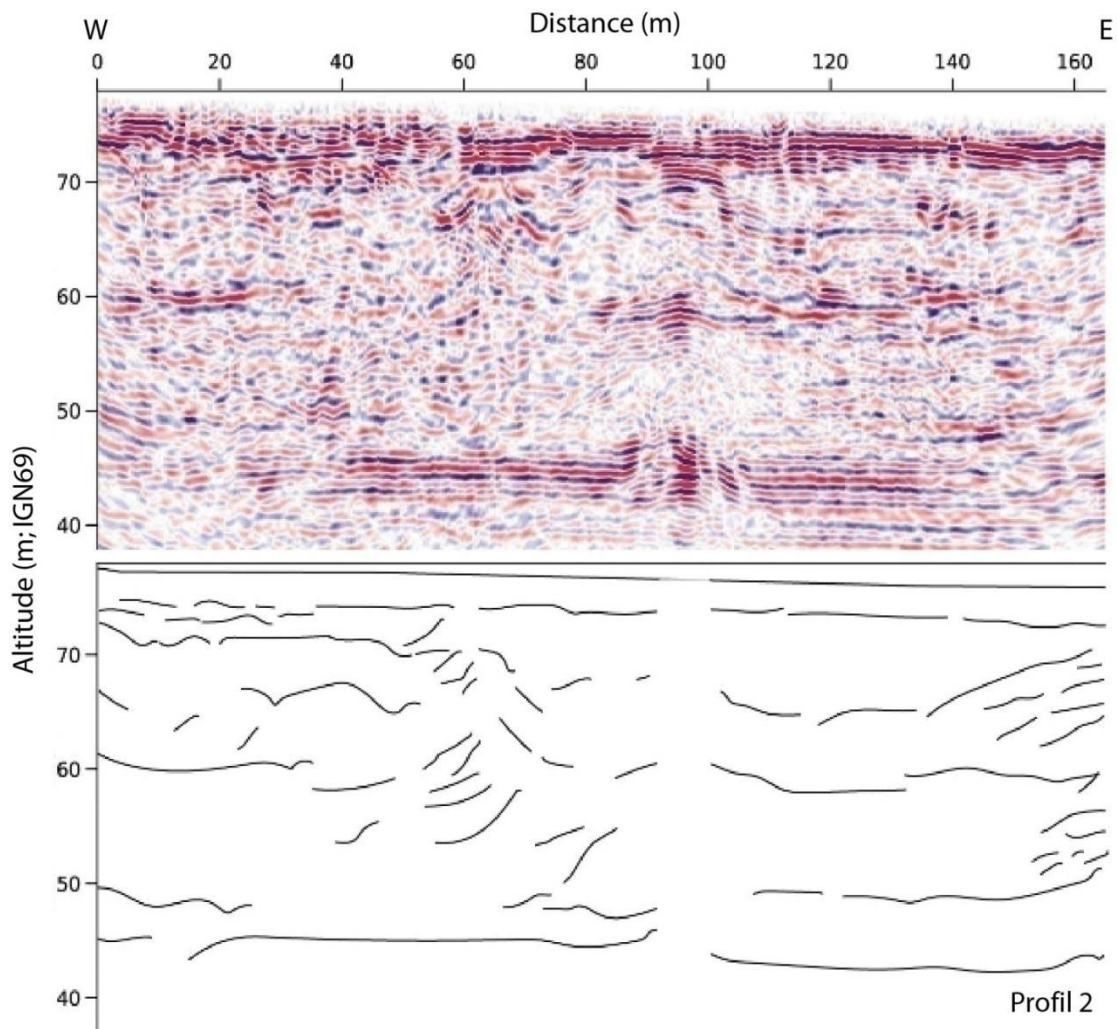


Figure III-39 : Profil P2 acquis en mode temps avec l'antenne MLF3200 sur le secteur des Perrières en configuration 40 MHz (Adou, 2021). Localisation voir figure III-37.

## 6. Conclusion

Le géoradar est utilisé en routine par les entreprises de travaux publics pour la localisation des réseaux enterrés ou le sondage des structures. Il est également utilisé en archéologie et dans la police scientifique. Son utilisation en géosciences est moins connue. Ce rapide (et non exhaustif) tour d'horizon montre l'intérêt du géoradar pour les études de sédimentologie et stratigraphie des dépôts enfouis dans le proche sous-sol. C'est un outil très facile à mettre en œuvre sur le terrain, associé à un positionnement d-GPS, mais peu utilisé en raison de la très grande variabilité de la réponse du signal en fonction de paramètres physiques mal contraints, comme la conductivité ou le couplage des ondes entre les antennes et le sous-sol. Dans le cadre de cette étude, plusieurs tests ont été faits afin d'illustrer des cas où la méthode peut être utilisée avec confiance. Parmi ces tests, certains n'ont pas été détaillés ici, comme la prospection d'un réseau de failles dans la craie ou d'une coulée de solifluxion en pied de falaise littorale. Le géoradar est un outil essentiel pour l'étude architecturale des sédiments formant les barrières littorales modernes. Sur ces cibles, on utilise des antennes à moyenne fréquence (200-400 Mhz), permettant d'imager une profondeur de quelques mètres, selon la nature du sous-sol. Le substrat le plus favorable est le sable des dunes littorales qui archive les avancées et les reculs du trait de côte de l'échelle décennale à millénaire, ainsi que l'histoire des modifications anthropiques de l'environnement dunaire. Des images du sous-sol sont obtenues également sur les sédiments estuariens holocènes des plaines maritimes, où les enjeux environnementaux sont nombreux. La géométrie des anciens chenaux de marée et les étapes de l'émersion des polders contrôlés par les endiguements successifs sont archivés dans les derniers mètres du comblement holocène de la plaine maritime flamande. La contrainte dans ces environnements est la nécessité d'opérer sur un sol nu, ce qui impose le décapage préalable de la terre végétale qui empêche la pénétration des ondes électromagnétiques. Les antennes de moyenne fréquence, blindées et insensibles aux parasites de la surface, sont très simples à mettre en œuvre, contrairement aux antennes basse fréquence. Néanmoins, ces dernières sont utilisables pour l'exploration des gisements de sable à plusieurs dizaines de mètres sous la surface, voire de roches dures, et même à travers les écrans formés par le soubassement et le revêtement des routes (en l'absence de matériaux métalliques). Les radargrammes, pour être bien interprétés, doivent être correctement corrigés des effets de la topographie, ce qui impose d'avoir un géopositionnement satellite très précis des antennes pendant l'acquisition

## Chapitre IV

### **La Sismique MASW : un outil d'imagerie des formations quaternaires profondes de la plaine maritime flamande**

Dans ce court chapitre, nous faisons le bilan de la dernière campagne de géophysique réalisée dans le cadre de cette thèse, au printemps 2023, avec l'aide des collègues du CEFREM-Perpignan (Nicolas Robin et Olivier Raynal). Devant l'impossibilité de pénétrer plus de quelques mètres avec le géoradar, l'objectif était de tenter d'imager les dépôts plus profonds de l'Holocène de la paléovallée de l'Aa. Les résultats, préliminaires, seront présentés en congrès en 2024.

#### **1. Introduction**

L'étude de l'évolution à long terme des zones côtières, nécessaire pour améliorer la compréhension de leur dynamique à court terme (et notamment via les événements catastrophiques dont le temps de retour est long), passe par leur reconnaissance stratigraphique en subsurface. Traditionnellement, plusieurs méthodes d'investigation géologique, telles que le carottage et les tranchées, ont été largement utilisées. Cependant, ces méthodes présentent des inconvénients en raison de leur impact potentiel sur l'écologie et l'équilibre des systèmes environnementaux de la zone d'étude, ce qui peut limiter leur utilisation. Les vibrocarottages, les sondages pédologiques et les profils géoradar étant limités à quelques mètres maximum à proximité du trait de côte (Neal, 2004; Billy et al., 2014), il est nécessaire à recourir à d'autres méthodes : les sondages profonds et de sismique réfraction. Sur notre chantier principal, la plaine maritime flamande, l'apport des sondages a été décisif pour la première cartographie du mur de l'Holocène (Sommé, 1975). Dans le cadre des travaux préparatoires au chantier d'extension de la darse atlantique du Grand Port Maritime de Dunkerque, un nouvel ensemble de sondages carottés sur une grille serrée a été réalisé par l'entreprise GINGER (Fig. IV-1), et étudié par Laurent Deschodt (Fig. IV-2). Ces données, dans l'emprise du terrain également étudié dans le cadre du diagnostic archéologique de l'INRAP (et dont l'étude géoradar des horizons superficiels fait l'objet du chapitre V de cette thèse), fournissaient l'occasion de tester des méthodes de sismique réfraction et de voir dans quelle mesure elles peuvent permettre de suivre les horizons holocènes calés sur les sondages.

Deux méthodes ont été testées, la réfraction des ondes P et S, et l'analyse multiple des ondes de surface (Multiple Analysis of Surface Waves, ou MASW), avec le matériel et la méthode utilisés par [Robin et al. \(2018\)](#). Les analyses comparatives et les discussions concernant l'utilisation simultanée de ces deux méthodes géophysiques sur une même zone d'étude sont relativement rares ([Schwamborn et al., 2002](#); [Sass, 2006](#)). Deux objectifs découlent de cette étude. D'abord, elle vise à démontrer l'expertise dans l'utilisation de la géophysique terrestre, notamment la sismique en ondes de surface, en milieu côtier. De plus, l'étude cherche à mettre en évidence la complémentarité de cette technique par rapport aux études réalisées avec le géoradar, en exposant ses avantages et ses limites. L'objectif le plus ambitieux lors de la décision d'utiliser cet outil est d'obtenir une imagerie du mur de la vallée holocène ainsi que des formations sédimentaires pré-holocènes.

## **2. Sondages carottés**

Le secteur d'étude est situé au sud du Grand Port Maritime de Dunkerque (Fig IV-1), entre les communes de Gravelines et de Loon-Plage, précisément à l'emplacement où est prévue la construction de deux kilomètres de quais, suivie de l'agrandissement de la darse Atlantique vers le sud (Fig IV-1). C'est un parcellaire agricole de 200 ha, segmenté par des chemins communaux et des routes départementales, et par des watergangs. 73 sondages carottés suivant une maille de 200 m couvrent le secteur dans l'axe de la darse, qui est aussi l'axe supposé de la paléovallée de l'Aa. L'interprétation des faciès observés dans les sondages est calquée sur la typologie de [Sommé \(2004\)](#) (Fig. IV-2). Les plus profonds de ces sondages atteignent 34 m et touchent le substratum Yprésien de la plaine maritime (Fig. IV-3).

Les sédiments quaternaires, pléistocènes ou holocènes, sont discordants par l'intermédiaire d'un cailloutis à silex sur les argiles yprésiennes, brunes et compactes, à une profondeur variable selon la topographie accidentée de la première paléovallée quaternaire. Certaines carottes comprennent, sous l'Holocène, des dépôts marins attribués au Pléistocène (Fig. IV-3). Ces dépôts sont attribués, selon leur localisation, à plusieurs formations distinctes : la formation de Sangatte, la formation de Loon, et dans la vallée de l'Yser, la formation d'Herzeele ([Desoutter et al., 2020](#)). Dans le secteur d'étude, il s'agit de la formation de Loon, attribuée à l'Eemien ([Sommé et al., 2004](#)). Cette formation avait déjà été identifiée par Jean Sommé lors des travaux de creusement de la darse Atlantique dans les années 1970.



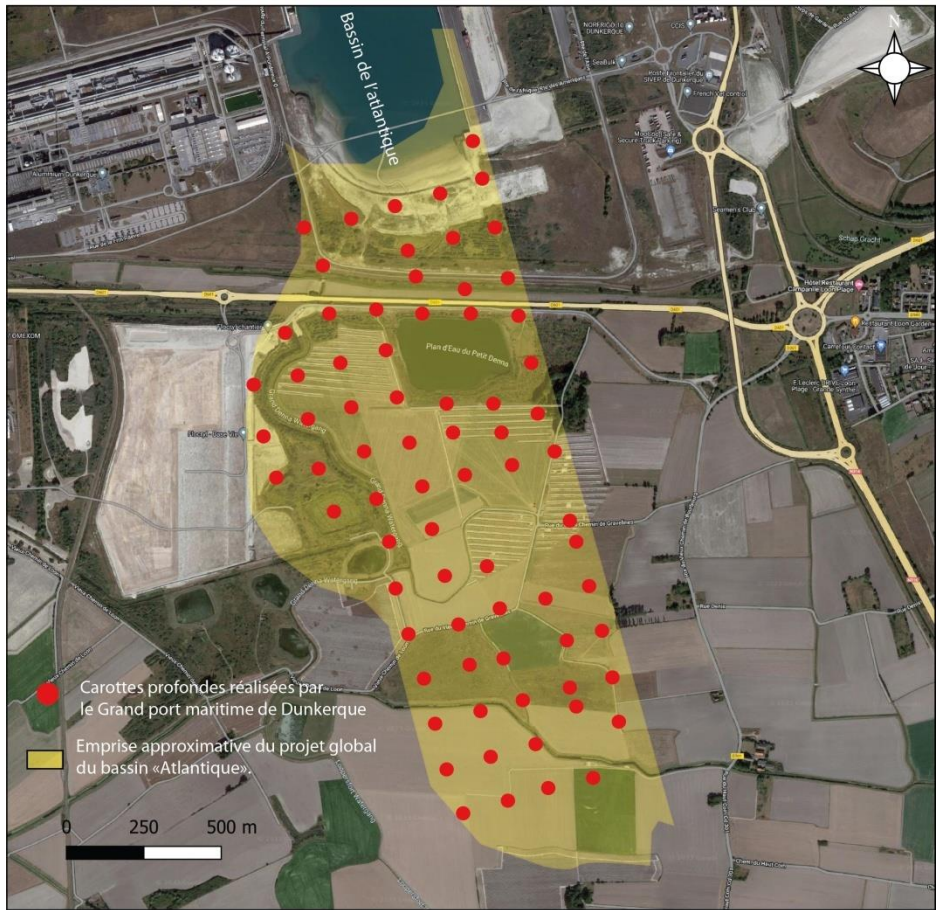


Figure IV-1 : Localisation des carottes profondes prélevées dans le port maritime de Dunkerque, ainsi que l'emprise approximative du projet global du bassin atlantique.

		faciès	
		environnement	chronologie
	1	marin	Holocène
	2	estuarien/ lagunaire	
	3	"tourbe de fond"	
	4	sable éolien ?	Pléistocène
	5	versant	
	6	versant avec marin remanié	
	7	marin, "f. de Loon"	Yprésien
	8	argile brune très compacte	

Figure IV-2 : Typologie et interprétation simplifiée des faciès observés dans les sondages carottés (Desoutter et al, 2020).

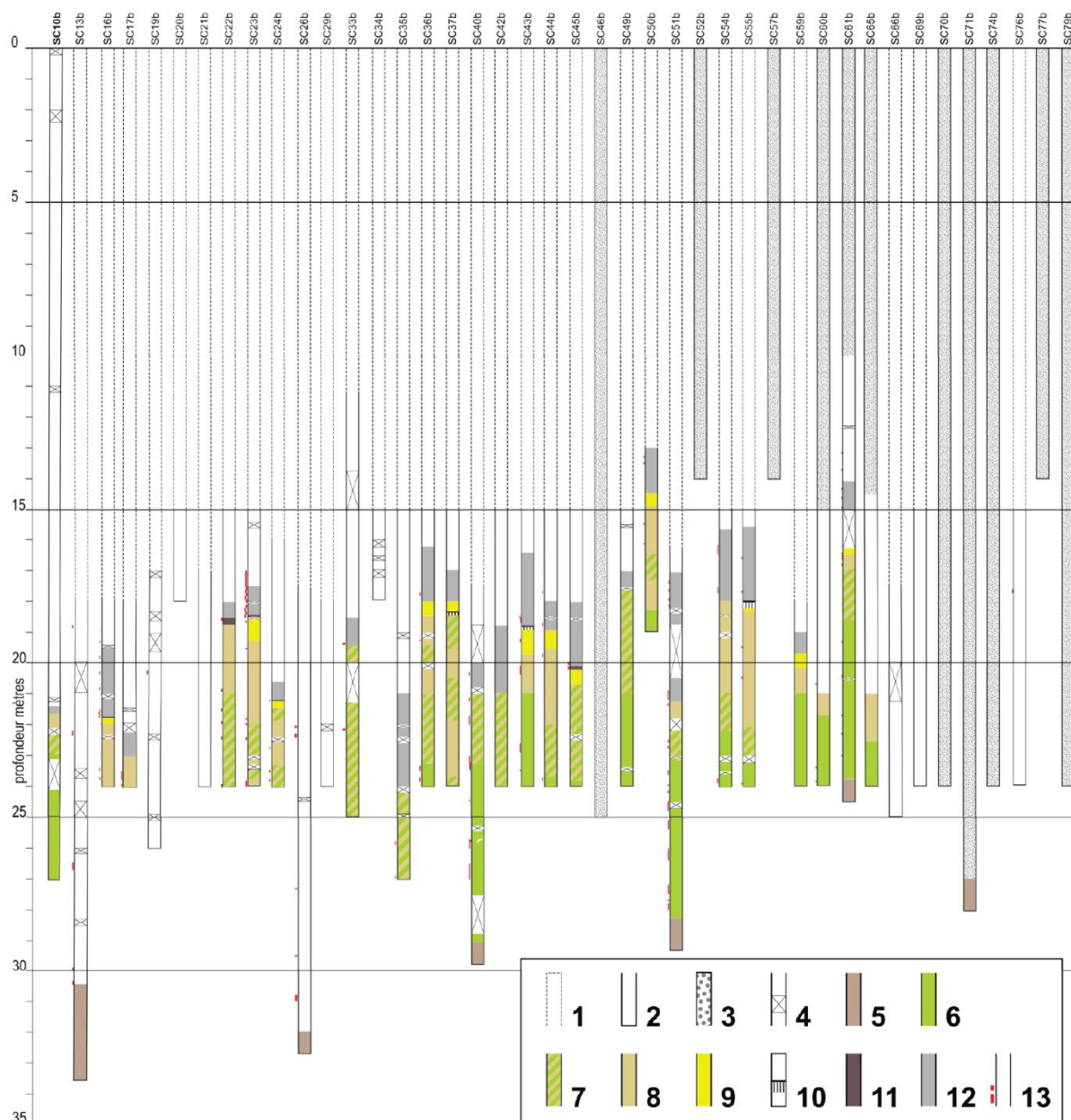


Figure IV-3 : Description de quelques carottes de la Fig. IV-1 (Desoutter et al, 2020). (1) partie supérieure du sondage, non observée (2) partie observée du sondage, jusqu'au fond du sondage ou jusqu'à l'apparition de l'argile yprésienne (sans couleur = sable marin) (3) partie observée mais qui n'a pas fait l'objet d'un levé précis, majoritairement sable marin (4) section de carotte non observable : prélèvement préalable par la société de sondage ou par les équipe du port, tube manquant ou tassement du sédiment dans le tube (5) argile yprésienne (6) formation de Loon (7) formation pléistocène de versant avec incorporation de sédiment marin (8) formation pléistocène de versant limoneux ou argileux (9) sable éolien probable (dépôt précédent la transgression flandrienne) (10) horizon de sol superficiel probable (11) dépôt tourbeux, « tourbe de fond » (12) sédiment limoneux ou

argileux plastique, présence d'hydrobies fréquente, dépôt lagunaire ou estuarien sous les dépôts sableux marins (13) échantillons prélevés (Desoutter et al, 2020).

La formation de Loon se compose principalement de sables riches en coquillages, agrémentés de quelques lits d'argiles, et est parsemée de gros galets de silex et de grès (Fig. IV-3). Sa caractéristique distinctive est une teinte verdâtre foncée observée en profondeur. Elle est située à une profondeur comprise entre 20 et 30 m et, quand sa base est la plus profonde, atteint une épaisseur de 5 m. Au-dessus de cette formation, on trouve des heads glaciaires argilo-silteux ou crayeux, et des loess portant parfois quelques débris coquilliers.

Les dépôts holocènes démarrent avec une couche métrique d'argile grise contenant des hydrobies, occasionnellement des coquillages ainsi que quelques débris végétaux (Fig. IV-3). Ce niveau est interprété comme un dépôt lagunaire transgressif. Il est surmonté par des sables plus ou moins coquilliers comportant localement des drapages argileux, ce qui indique leur signature tidale. Mais ils ne présentent pas en sondage de contraste remarquable au point qu'on puisse distinguer les unités décrites dans Margotta (2014). Le contact abrupt de ces sables tidaux sur le substratum Yprésien dans la carotte SC71b suggère un surcreusement des dépôts pléistocènes, ce qui est en accord avec l'interprétation d'un ravinement tidal (Margotta et al., 2016). Ceci confirme que les carottes sont bien implantées au droit d'une paléovallée estuarienne.

### 3. Transects de la paléovallée en sondage

Une corrélation des carottes sédimentaires disponibles a été effectuée par Laurent Deschodt à l'occasion du stage de M1 d'Amel Boualem. Ces corrélations ont été établies sous forme de trois transects (Fig. IV-4). L'objectif du stage était de mieux appréhender la géométrie et la logique sous-jacentes à la distribution spatiale des différentes unités sédimentaires, en mettant un accent particulier sur la formation de Loon et des argiles Yprésiennes.

**Le transect I**, long de 780 mètres et orienté d'ouest en est (Fig. IV-5), regroupe les carottes SC21, SC22, SC23, SC16 (par projection), SC24, SC25 et SC26. Ce transect présente une caractéristique particulière, la présence d'argiles yprésiennes à l'est, situées à environ 27 mètres de profondeur dans la carotte SC26. Ces argiles sont recouvertes en discordance par les dépôts holocènes. La formation de Loon est absente. Les dépôts de versant sont surmontés au-dessus de 18 m par des dépôts loessiques, coiffés d'une fine couche de tourbe. La datation de cette couche tourbeuse a révélé un âge d'environ  $23790 \pm 200$  ans BP. Les dépôts

pléistocènes sont surmontés par les dépôts estuariens transgressifs de l'Holocène, caractérisés par des épaisseurs variables. Ils sont suivis par des dépôts tidaux épais, composés de sables coquilliers, qui prédominent dans la partie supérieure de toutes les carottes.

**Le transect II**, long de 800 mètres et orienté est-ouest (Fig. IV-6), englobe les carottes SC34, SC35, SC42, SC43, SC44 et SC45. Aucune de ces carottes n'a pénétré les argiles yprésiennes. En revanche, les carottes situées à l'est de ce transect ont traversé la formation de Loon, dont le toit est situé à une profondeur de 20-22 mètres. Cette formation est recouverte en discordance par des dépôts de versant, qui ont été traversés par la majorité des carottes. Comme sur le transect I, les dépôts de versant sont surmontés par des dépôts de loess au-dessus de 18m, coiffés par une fine couche de tourbe traversée par la carotte SC45. Les dépôts pléistocènes sont drapés par une couche relativement isopaque d'argile estuarienne transgressive suivie par les sables tidaux riches en coquilles.

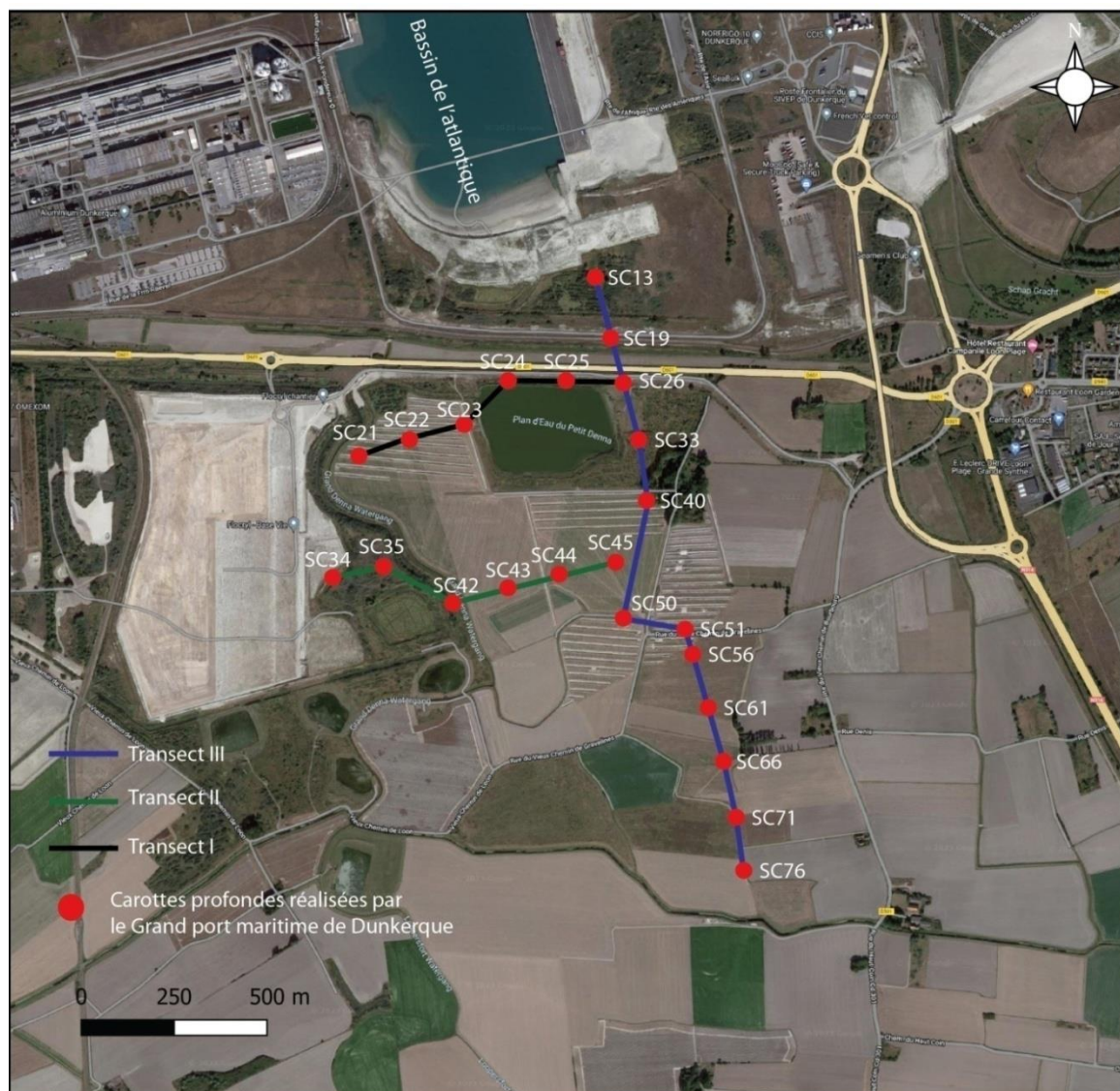


Figure IV-4: Localisation des transects stratigraphiques réalisés par l'INRAP.

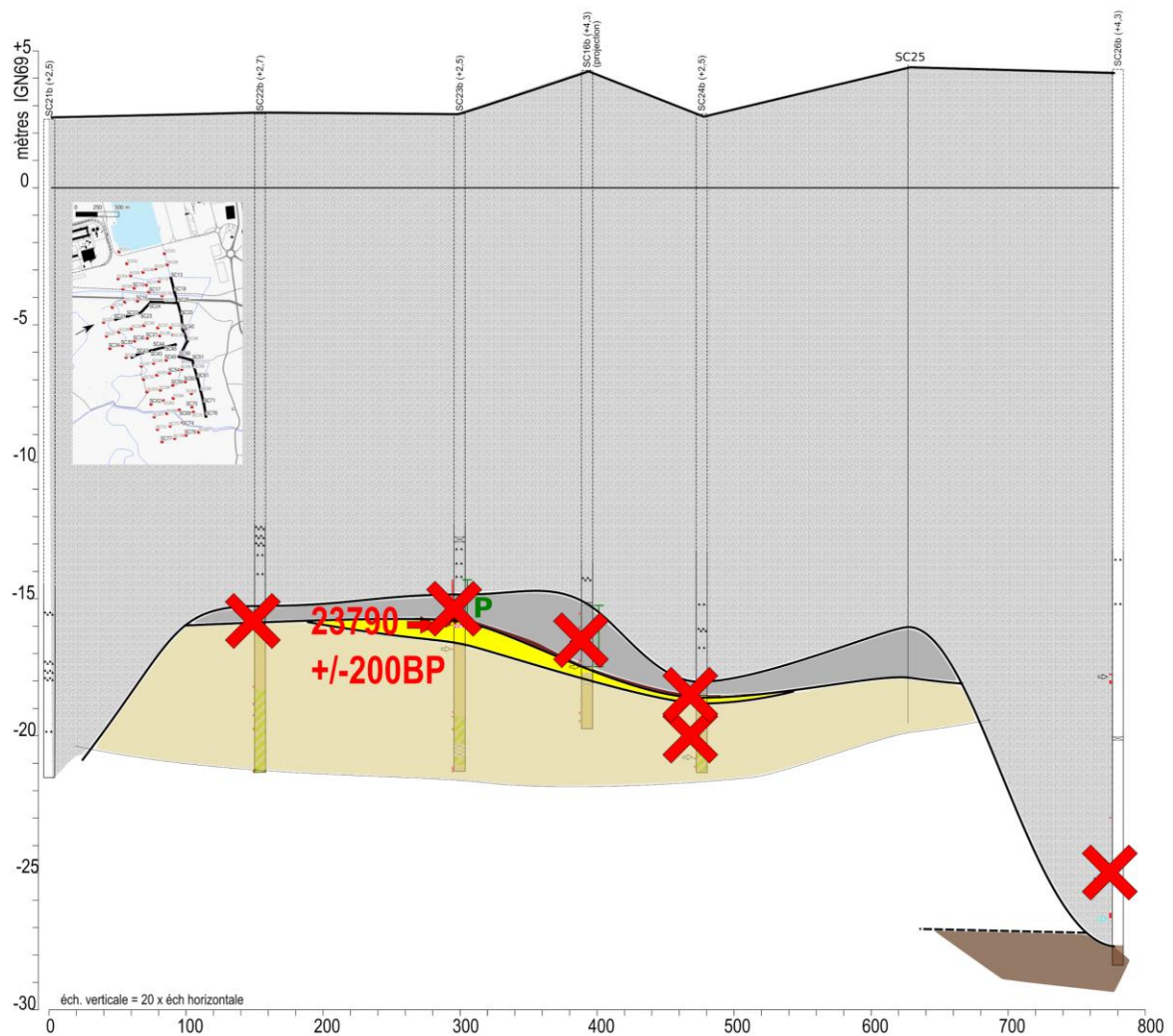


Figure IV-5: Transect I transverse nord après correction des altitudes et projection des mesures de probabilité d'âges radiocarbone. Croix rouge/ hors de la limite radiocarbone, plus vieux que 45000 BP, P/ localisation des tests palynologiques (L.Deschodt, INRAP).

**Le transect III**, long d'environ 1800 mètres (Fig. IV-7), orienté nord-sud, englobe les carottes SC13, SC19, SC26, SC33, SC40, SC50, SC5, SC56, SC6, SC66, SC71 et SC76. Les argiles yprésiennes, dont le toit descend en pente douce de 23 mètres au sud du transect et à 26 mètres au nord du transect, ont été traversées par cinq carottes. L'Yprésien est raviné par l'Holocène tidal aux extrémités nord et sud du transect, mais ce ravinement ne modifie pas la planéité de la surface. Les carottes situées au centre de ce transect ont pénétré la formation de Loon, située à une profondeur d'environ 20 mètres, et sur une épaisseur constante de 5m. Cette formation est recouverte par des dépôts de versant, suivis par une fine couche de loess drapée par un niveau tourbeux daté entre 43400 BP et 7955 BP. Ces dépôts sont à leur tour recouverts par les argiles estuariennes transgressives suivis des sables tidaux coquilliers.

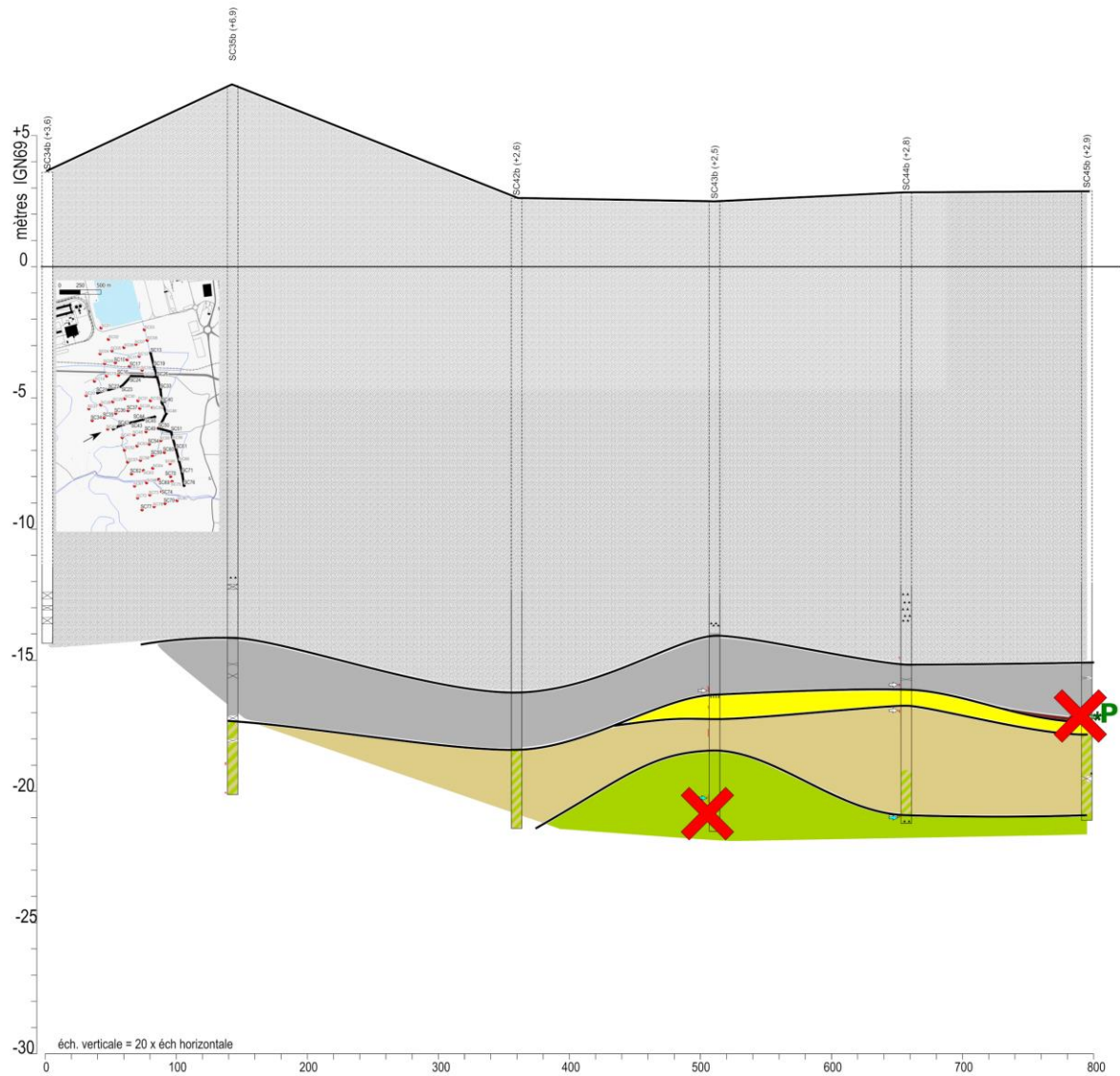


Figure IV-6 : Transect II transverse sud après correction des altitudes et projection des mesures de probabilité d'âges radiocarbone. Croix rouge/ hors de la limite radiocarbone, plus vieux que 45000 BP, P/ localisation des tests palynologiques (L.Deschodt, INRAP).

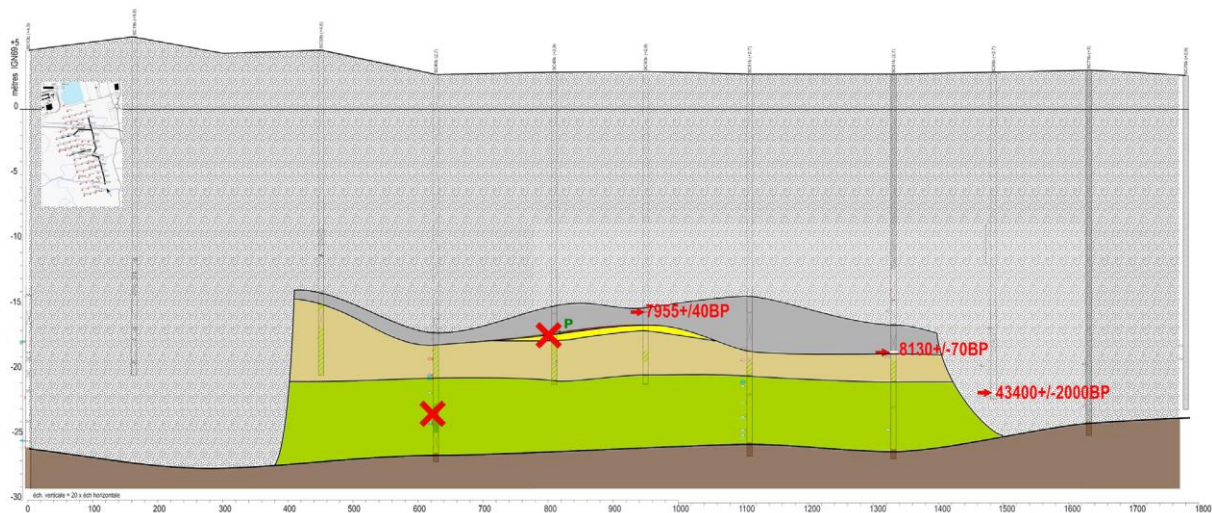


Figure IV-7 : Transect III après correction des altitudes et projection des mesures de probabilité d'âges radiocarbones. Croix rouge/ hors de la limite radiocarbones, plus vieux que 45000 BP, P/ localisation des tests palynologiques. (L.Deschodt, INRAP)

#### 4. Principe et mise en œuvre de la MASW

La méthode de sismique MASW (Multichannel Analysis of Surface Wave) est une technique d'exploration sismique largement utilisée pour évaluer la rigidité du sol, principalement dans le domaine de l'ingénierie géotechnique pour estimer les caractéristiques mécaniques des terrains. Depuis son introduction initiale à la fin des années 1990, elle a gagné une large acceptation parmi les praticiens de la géophysique terrestre et est devenue un outil couramment employé par de nombreux chercheurs dans le domaine des géosciences.

Cette approche de sismique active implique la création de vibrations à la surface (ondes de Rayleigh et Love) et l'enregistrement du déplacement de ces ondes depuis la source vers une série de géophones reliés à une centrale d'acquisition (Fig IV-8 et Fig. IV-9). L'objectif est de déduire les variations verticales de la vitesse des ondes de cisaillement ( $V_s$ ) sous le profil d'acquisition, car la  $V_s$  est un indicateur précieux du comportement élastique des sols. Pour estimer ces variations en fonction de la profondeur, on recourt à l'analyse et à l'inversion de la dispersion des ondes de surface.

Les distances entre la source sismique, les capteurs et les espacements entre les capteurs sont déterminées en fonction de l'objectif de profondeur visé (Fig IV-8). La profondeur d'exploration effective de la méthode MASW est généralement située dans la plage de 20 à 30 mètres, bien que cette valeur puisse varier en fonction des propriétés mécaniques des sols traversés. Lorsque les ondes de surface se déplacent à travers un milieu

composé d'une seule couche, leur vitesse de propagation reste constante. En revanche, lorsque ce milieu est constitué de plusieurs couches ayant des propriétés différentes, la vitesse de propagation des ondes devient dispersée. Cela signifie que la vitesse de propagation dépend de la profondeur, ce qui est équivalent à dire que la profondeur de pénétration varie en fonction de la fréquence (les basses fréquences offrent une plus grande profondeur de pénétration et les hautes fréquences donnent lieu à une pénétration moins profonde).

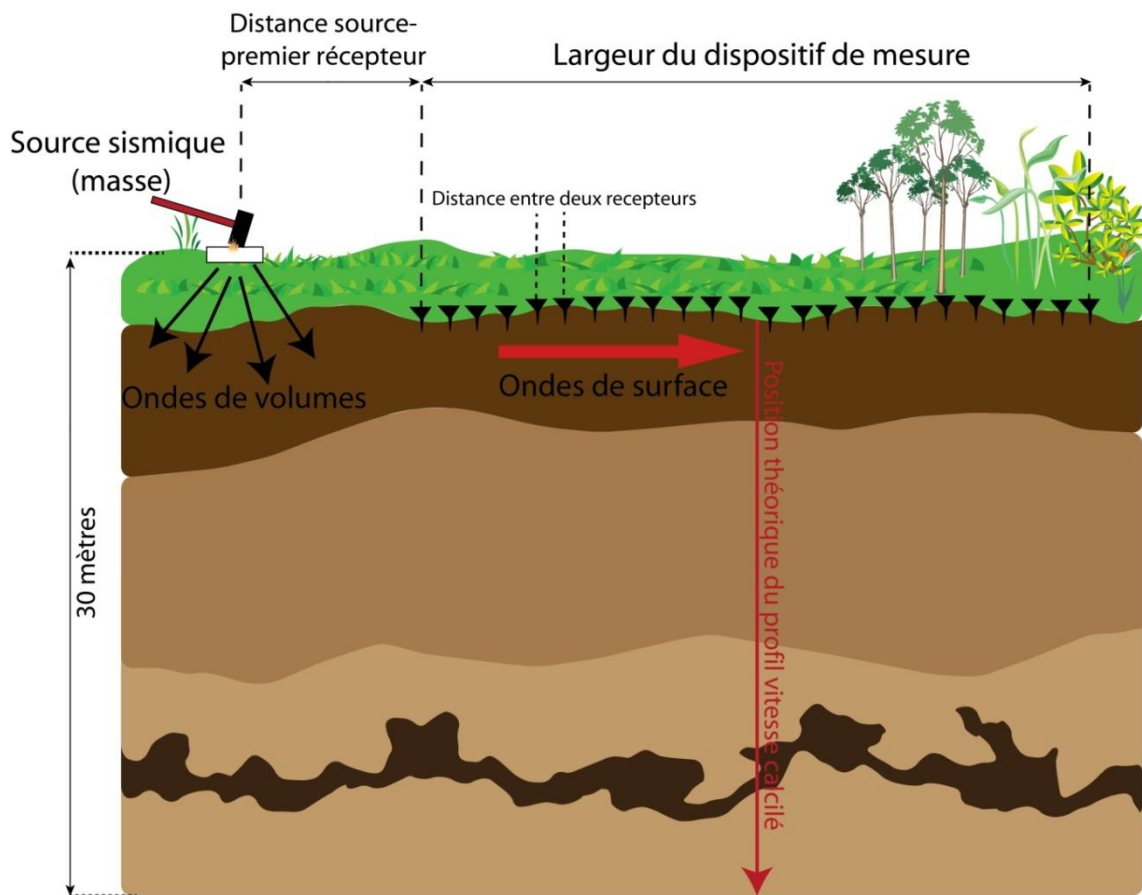


Figure IV-8: Principe de la sismique MASW et dispositif d'acquisition des données sur le terrain.

La technique MASW est légère à déployer (elle utilise une ligne de 24 géophones espacés de 2 mètres et peut être tractée par un quad) (Fig IV-8). Une masse en chute, agissant comme source sismique, engendre des ondes de surface captées par un ensemble de capteurs (24 capteurs) connectés à un dispositif d'enregistrement sismique. Dans le cadre de cette étude, des profils s'étendant sur 1,3 kilomètre ont été réalisés parallèlement à la grille définie par les sondages carottés. La collecte de données a été effectuée en utilisant l'équipement de laboratoire Cefrem à Perpignan (Fig. IV-9), avec les directives et l'assistance sur le terrain de Nicolas Robin et Olivier Raynal.

Le traitement des données a également été réalisé par nos collègues à Perpignan. Le processus de traitement des données commence par la création de courbes de dispersion pour chacun des



points de tir, illustrant la relation entre la vitesse de phase et la fréquence pour chaque jeu de données acquis (Fig. IV-10, a). Cela implique l'ajustement des paramètres et l'identification du point d'amplitude maximale. Ensuite, on procède à l'inversion de ces courbes de dispersion pour obtenir le modèle final du terrain en termes de vitesse des ondes sismiques (Fig. IV-10, b, c et d).

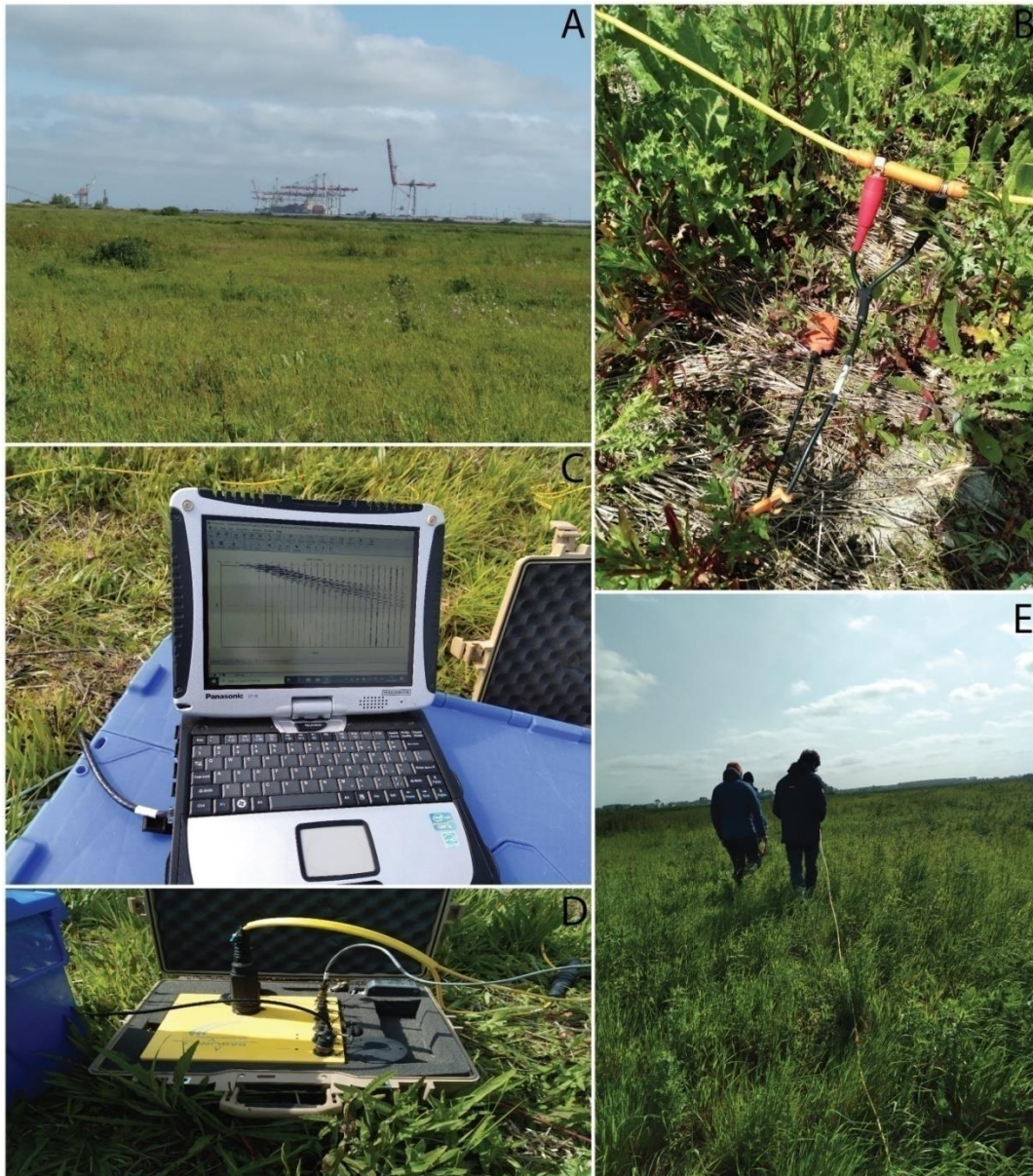


Figure IV-9 : Acquisition des données sismiques MSAW sur le chantier archéologique de l'INRAP. A : Site d'étude. B : Capteurs. C : Unité de contrôle. D : Source d'alimentation en énergie. E : Déplacement du dispositif sur le terrain.

Cette inversion est contrainte par l'intégration d'un modèle initial, tout en laissant une marge de variation pour ce modèle. Il peut être ajusté en fonction des résultats des inversions. Les vitesses des ondes de compression (P) et de cisaillement (S) obtenues par l'inversion des

courbes de dispersion permettent de calculer les modules dynamiques d'Young et de cisaillement, ainsi que le coefficient de Poisson en fonction de la profondeur. Le résultat obtenu sont des profils sismiques, permettant des représentations 2D et 3D (Fig. IV-10, e).

Des données sur les caractéristiques des sédiments, prélevées dans la zone d'étude et appartenant au port de Dunkerque, ainsi que des courbes de pénétrömètre dynamique réalisés par la société Ginger, ont été exploitées afin d'établir une corrélation entre le signal géophysique et la réalité lithologique et mécanique des niveaux de sols imagés.

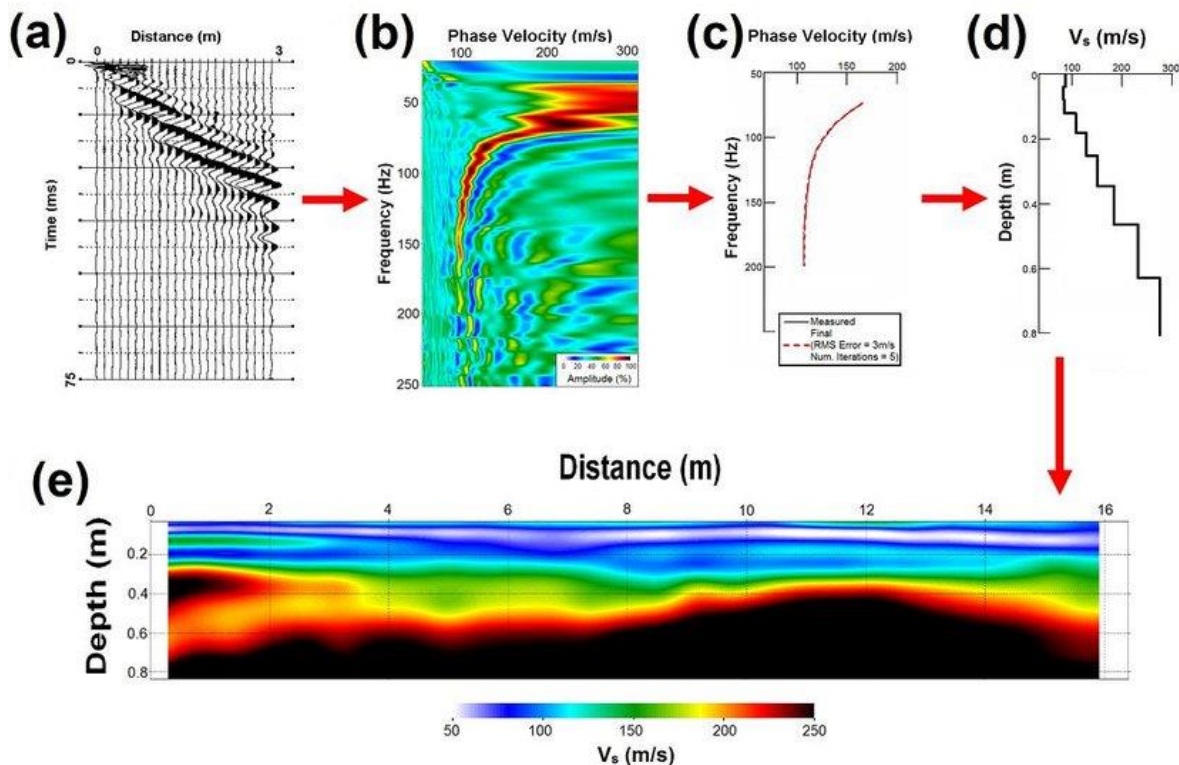


Figure IV-10 : Les étapes de traitements des profils sismiques MSAW. a : points tirs. b, c, d : création des courbe de dispersion. e : profil sismique MSAW résultant (Olivier Raynal).

## 5. Résultats et interprétation de la sismique MASW

Deux profils sismiques ont été enregistrés le long de deux transects de carottes profondes (Fig. IV-11). Le premier profil (P1) était orienté d'ouest en est, tandis que le deuxième (P2) suivait une direction de sud à nord (Fig. IV-11). Ces profils révèlent une homogénéité des dépôts dans les deux directions (Fig. IV-13 et Fig. IV14). En effet, on constate que la limite à 410 m/s (indiquée en orange sur les Fig. IV-13 et Fig. IV14) se situe à une profondeur d'environ 21 mètres (entre 20 et 27 mètres selon le profil analysé). Cette profondeur correspondrait probablement au toit des argiles yprésiennes sachant qu'elles ont été traversées

à cette limite par les carottes SC71 (vers 26 mètres de profondeur) et SC61 (vers 30 mètres de profondeur) (Fig. IV-14), une hypothèse corroborée par la majorité des carottes prélevées le long des transect de sondages. Cette hypothèse pourrait être confirmée par les tests au pénétromètre, qui montrent un comportement typique des argiles compactes non saturées en eau et un refus de pénétration aux environs de ces profondeurs (Fig. IV-12).



Figure IV-11 : position des deux profils sismiques MASW acquis en suivant deux transects de carottes profondes.

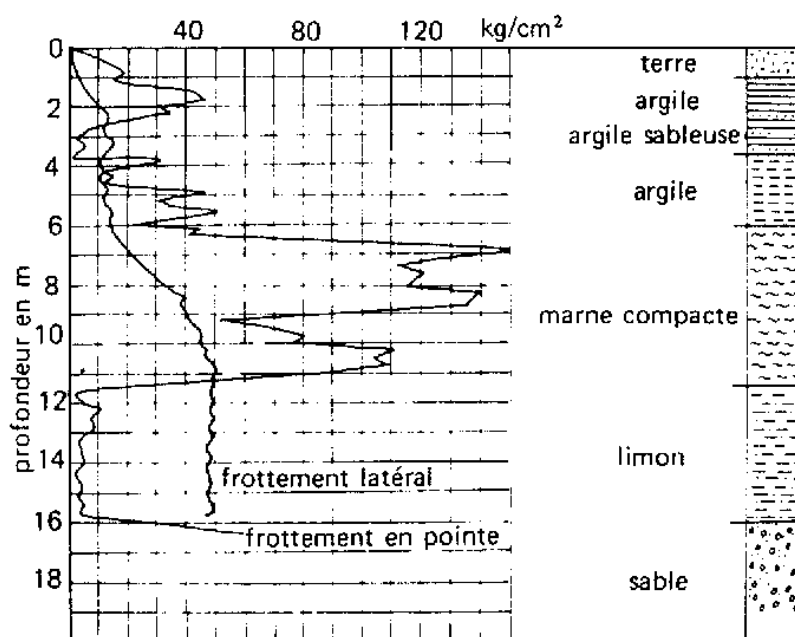


Figure IV-12: Diagramme de l'essai au pénétromètre (d'après [Dercourt & Paquet, 1995](#))

Il semble également que la limite à 350 m/s corresponde au toit de la formation de Loon (Fig. IV-13 et Fig. IV14), marquant la transition entre des dépôts de sable (situés en dessous) et des dépôts silteux, argileux, voire argileux-sableux (situés au-dessus). Les essais au pénétromètre révèlent des comportements mécaniques distincts entre les dépôts sableux de la formation de Loon et les dépôts de versant plus mous, ce qui est particulièrement visible au niveau des carottes SC65, où l'on observe un intervalle silto-argileux entre 18 et 23 mètres de profondeur. Une autre limite apparaît à la vitesse de 320 m/s correspondant à des profondeurs entre 14 et 20 mètres (Fig. IV-13 et Fig. IV14). C'est la base des dépôts holocènes, marquée par le contraste entre les argiles estuariennes (moins résistantes au pénétromètre) et les loess sous-jacents (plus résistants). Les sables tidaux sont plus homogènes, et il est difficile d'établir une limite basée sur des différences géotechniques. Cependant, il semble possible d'attribuer une limite entre 230 et 270 m/s, correspondant à des profondeurs de 12 à 14 mètres, et qui pourraient correspondre au passage des sables tidaux aux argiles estuariennes (Fig. IV-13 et Fig. IV14). L'absence d'autres profils sismiques dans cette zone ne permet pas de conclure si ces observations ont un caractère général ou local.

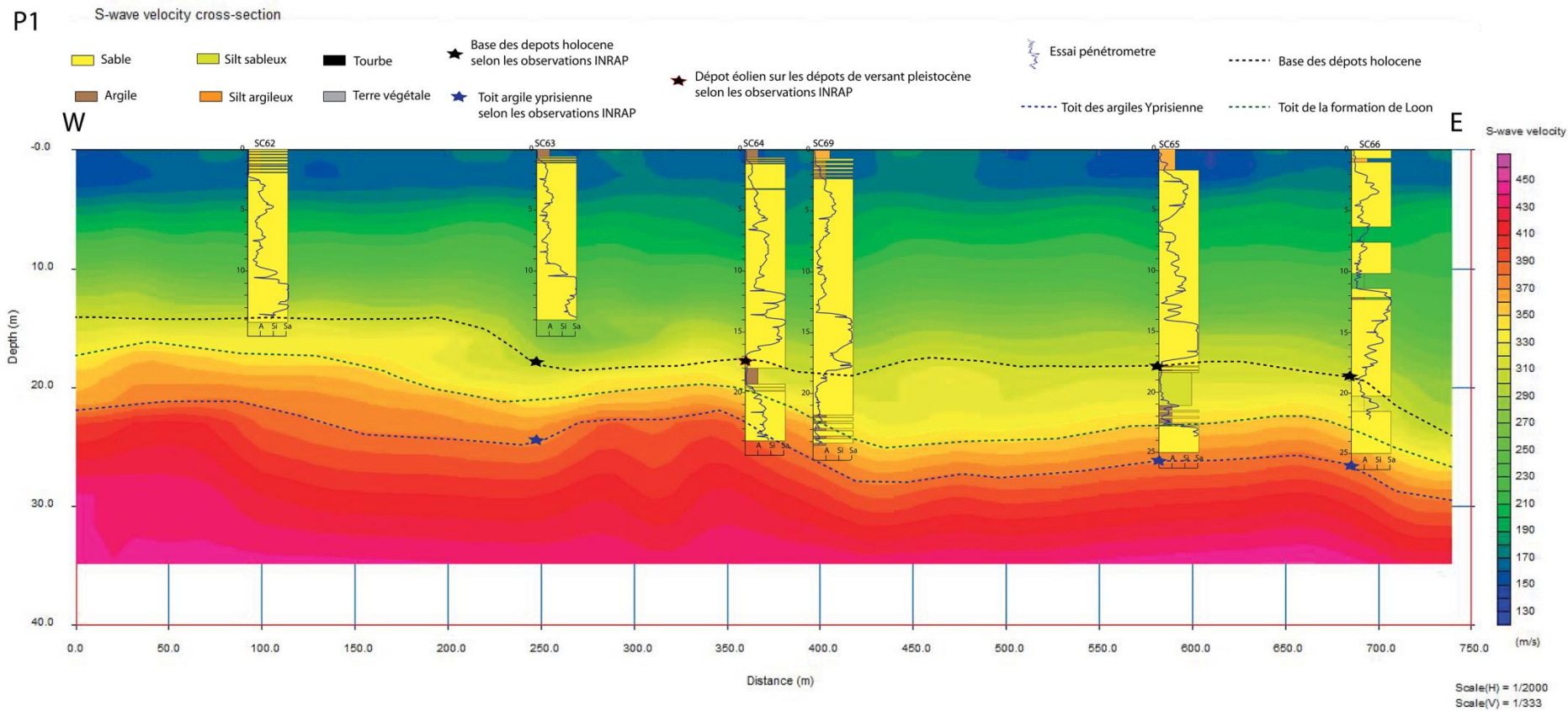


Figure IV-13 : Profil sismique MASW (P1) de direction ouest-est. Voir la localisation sur la figure IV-11.

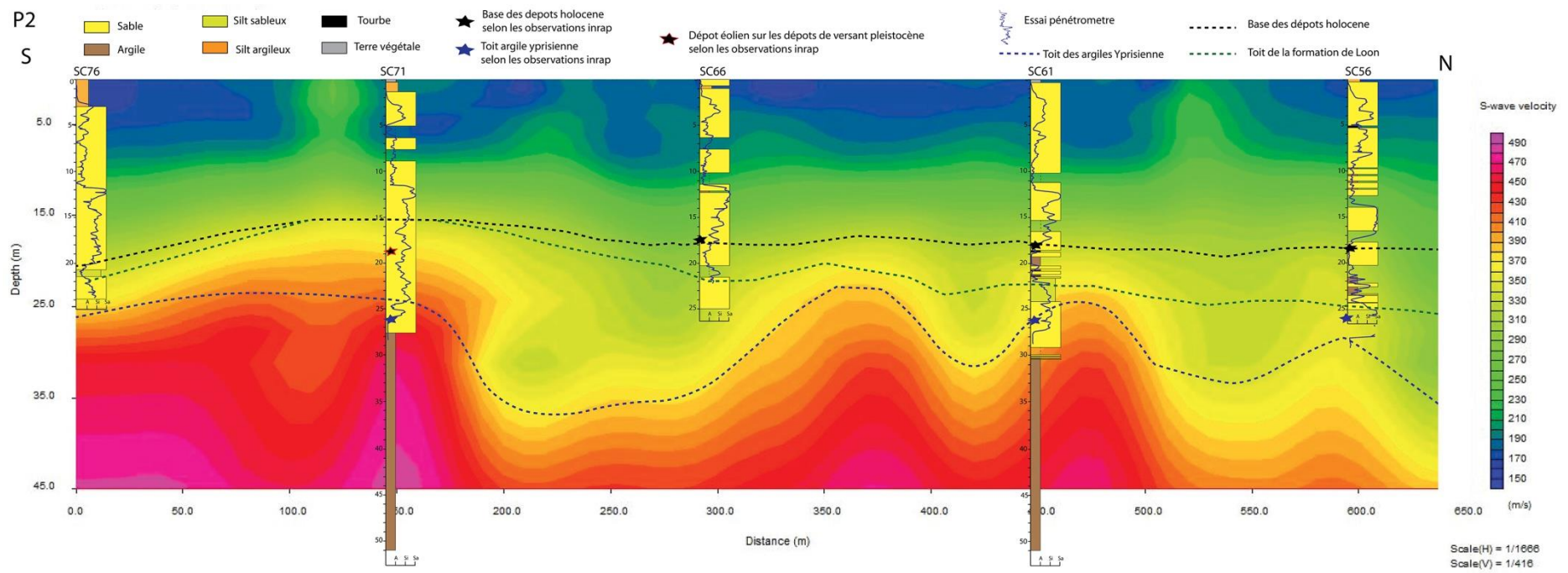


Figure IV-14 : Profil sismique MASW (P2) de direction sud-nord. Voir la localisation sur la figure IV-11.

## 6. Discussion

Cette étude a permis de combiner la sismique en ondes de surface (MASW) avec des données géologiques et géotechniques pour parvenir à une caractérisation lithostratigraphique des différentes unités sédimentaires imagées. La sismique obtenue montre des contrastes jusqu'à une profondeur d'environ 30 mètres. Cette méthode est complémentaire à l'étude des géométries sédimentaires structurant des matériaux homogènes, comme on peut les obtenir avec de la sismique réflexion ou avec du géoradar. Le géoradar, qui fait l'objet du chapitre suivant, a une beaucoup plus haute résolution mais, dans cet environnement, une pénétration limitée à 4 m par la présence d'eau salée ou d'argile en surface. A titre de comparaison, la Figure IV-15 présente un profil géoradar recueilli sur la même trajectoire que le profil MASW P1. La pénétration ici ne dépasse pas 1 m.

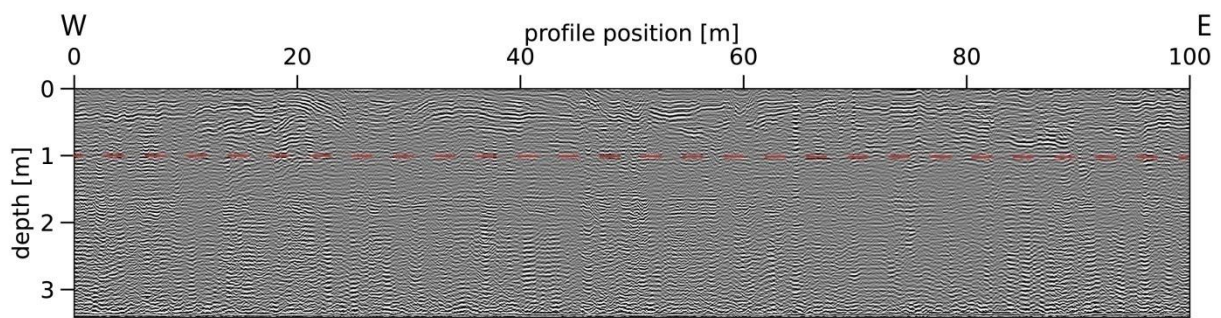


Figure IV-15 : profil géoradar acquis sur a même trajectoire que le profil sismique P1.

La complémentarité des deux méthodes géophysiques avait déjà été évaluée par [Robin et al. \(2018\)](#) sur le système dunaire de Torreilles dans les Pyrénées Orientales (Tab. IV-1).

(++++ avantages, + biais).

	<i>Facilité de déploiement</i>	<i>Vitesse d'acquisition</i>	<i>Pénétration du signal</i>	<i>Détail de l'archive sédimentaire</i>	<i>Temps du post- traitement</i>
<i>Géo-radar</i>	++++	++++	++(+)	++++	++++
<i>Sismique (MASW)</i>	+++	++	++++	+	++++

Tableau IV-1. Avantages et biais de l'utilisation du géoradar et de la sismique MASW ([Robin et al., 2018](#)).

En superposant les données des profils sismiques MASW aux cartographies de la base du Quaternaire établies par Laurent Deschodt ([Desoutter et al., 2020](#)) à partir des cartographies antérieures de Jean Sommé, on constate que le profil P1 suit la bordure d'une vallée incisée.

En parallèle, le profil P2 est aligné avec le paléotalweg, situé à une profondeur dépassant les 25 mètres (Fig. IV-16). Cette cartographie révèle une augmentation de la profondeur de la base du Quaternaire en allant du sud vers le nord, passant de 15 à 30 mètres à proximité de la darse du port de Dunkerque. La zone d'étude semble être située à la jonction de deux paléovallées (Fig. IV-16). Après cette confluence, le paléo-talweg s'enfonce à une profondeur de 30 mètres. La formation de Loon n'est pas présente partout dans la zone, et elle est absente dans la partie méridionale de la région, peut-être limitée par l'onlap sur le mur de la paléotopographie transgressée (Desoutter et al., 2020). Il est également possible qu'elle ait subi de l'érosion de versant.

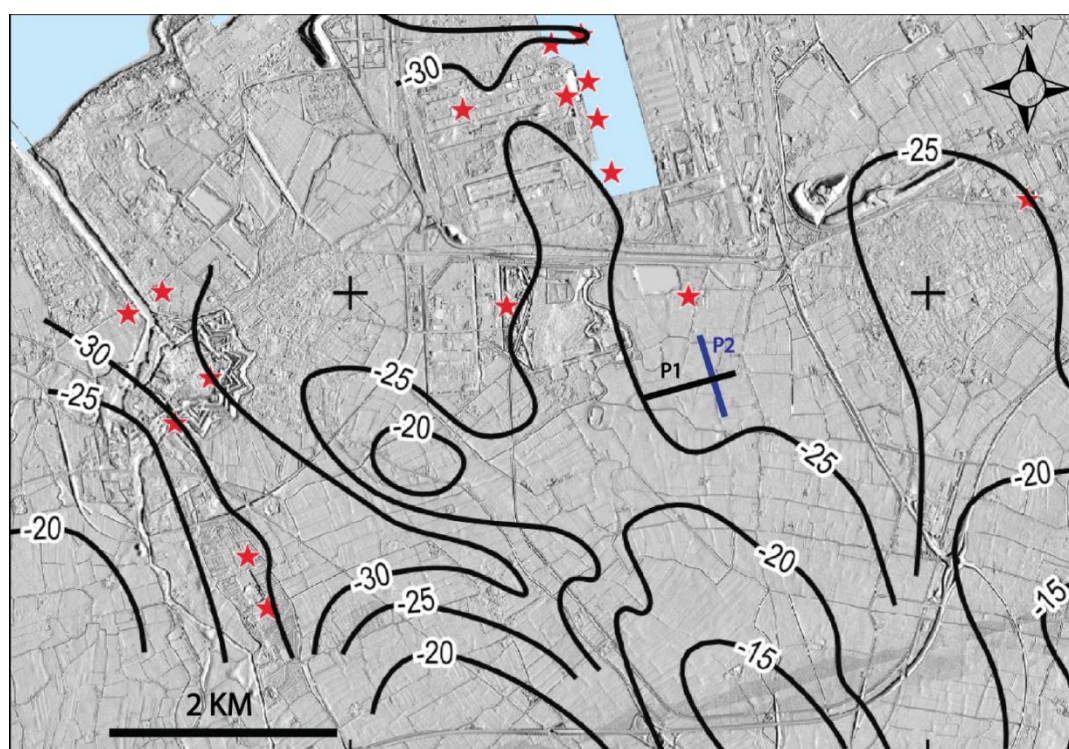


Figure IV-16: Topographie de la base du Quaternaire et présence de la formation de Loon (étoiles rouges) d'après (Sommé et al, 2004 et Desoutter et al, 2020).

En superposant les profils P1 et P2 sur la carte du toit de l'Yprésien (Fig IV-17), on observe que le profil P1 traverse la bordure de la vallée. Ce profil montre que le toit des argiles s'approfondit d'ouest en est, c'est-à-dire depuis l'interfluve vers le point le plus bas près du paléo-talweg (de 21 à 29 mètres de profondeur), avec la présence d'un relief mineur entre 250 et 400 m (Fig. IV-13). Le tracé présente quelques irrégularités, et les argiles sont recouvertes par les dépôts pléistocènes de la formation de Loon, ainsi que par les dépôts de versant, en suivant la même géométrie d'approfondissement des argiles sous-jacentes.



Le profil P2, parallèle à l'axe de la vallée, montre un approfondissement du toit des argiles yprésiennes en allant du sud vers le nord de la zone (de 25 vers 35 mètres), ce qui est cohérent avec la cartographie effectuée par l'INRAP (Fig. IV-14 et Fig. IV-17).

Ce profil met en évidence la géométrie en forme d'incisions des argiles yprésiennes, suggérant qu'elle correspond à un ancien réseau hydrographique incisé sur environ 10 mètres (Fig. IV-14). Ces creusements ont été ultérieurement ensevelis par les dépôts de la formation de Loon et les dépôts de versant de manière discordante. Les profils sismiques MASW ne mettent en évidence que l'apparence générale de ces dépôts et ne permettent pas d'observer les relations géométriques et architecturales entre ces différentes unités stratigraphiques.

En superposant les profils P1 et P2 à la carte de la base des dépôts holocènes (Fig. IV-18), il devient évident que les dépôts marins holocènes dans cette zone s'accumulent sur une topographie préalablement élevée, caractérisée par des variations topographiques légères, tandis que la vallée antéquatenaire est déjà comblée par les dépôts pléistocènes.

Dans les profils de sismique réflexion réalisés par [Margotta \(2014\)](#) le long des watergangs de la plaine flamande, les dépôts holocènes se superposent de manière nette et érosive aux dépôts pléistocènes (Fig. IV-19), prenant la forme de chenaux. Cette observation est également confirmée par les profils géoradars représentant les dépôts en surface, comme on le verra dans le Chapitre V. Néanmoins, il demeure difficile d'obtenir des détails géométriques plus précis avec cette méthode de sismique MASW.

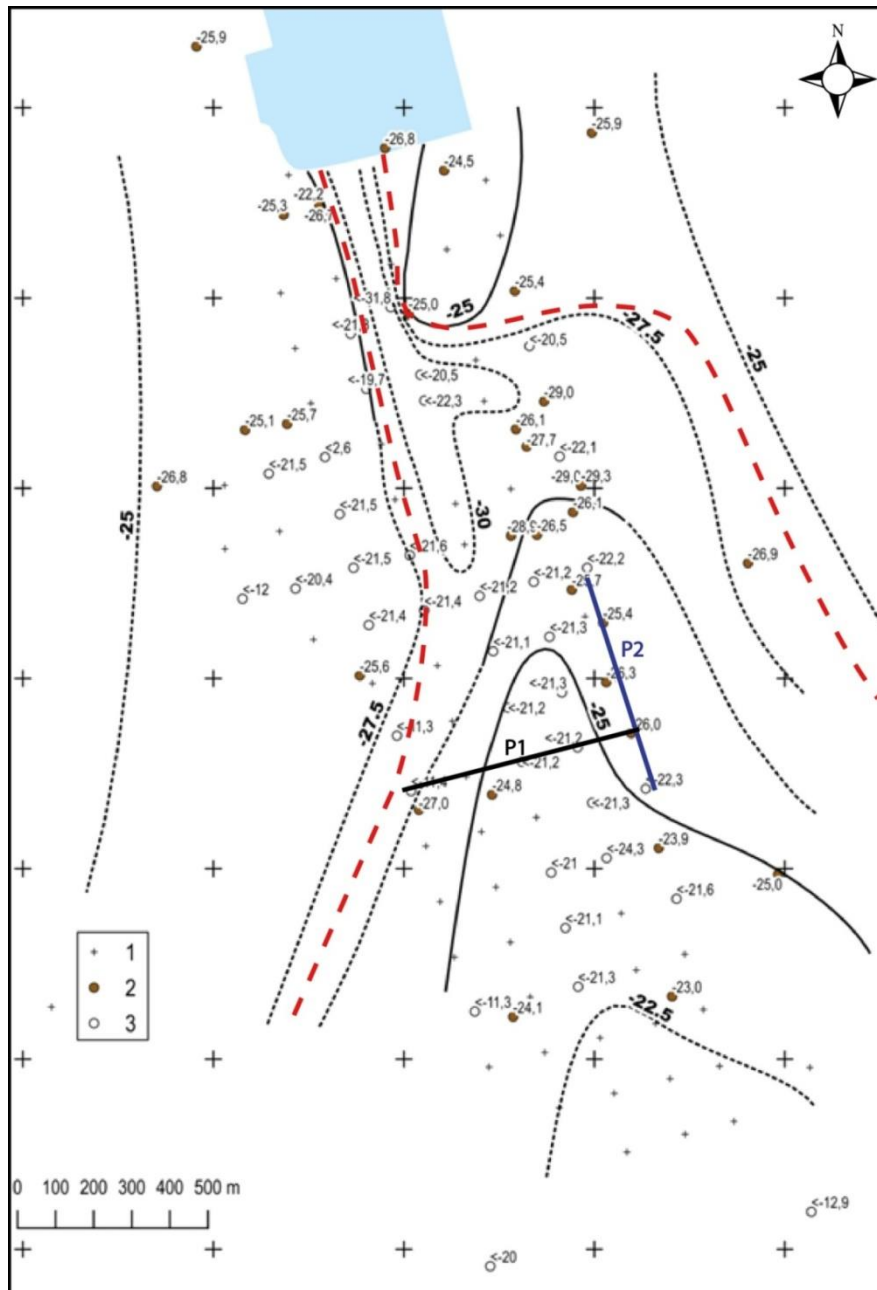


Figure IV-17 : Localisation des profils P1 et P2 sur la cartographie détaillée du toit de l'Yprésien établie par l'Inrap (Desoutter et al, 2020). 1 : carottage ni vu, ni consulté, à utiliser ultérieurement pour valider et compléter la carte. 2 : carottage qui a atteint l'Yprésien et indication de la cote en mètre IGN69. 3 : carottage qui n'a pas atteint l'Yprésien, et indication de la cote.

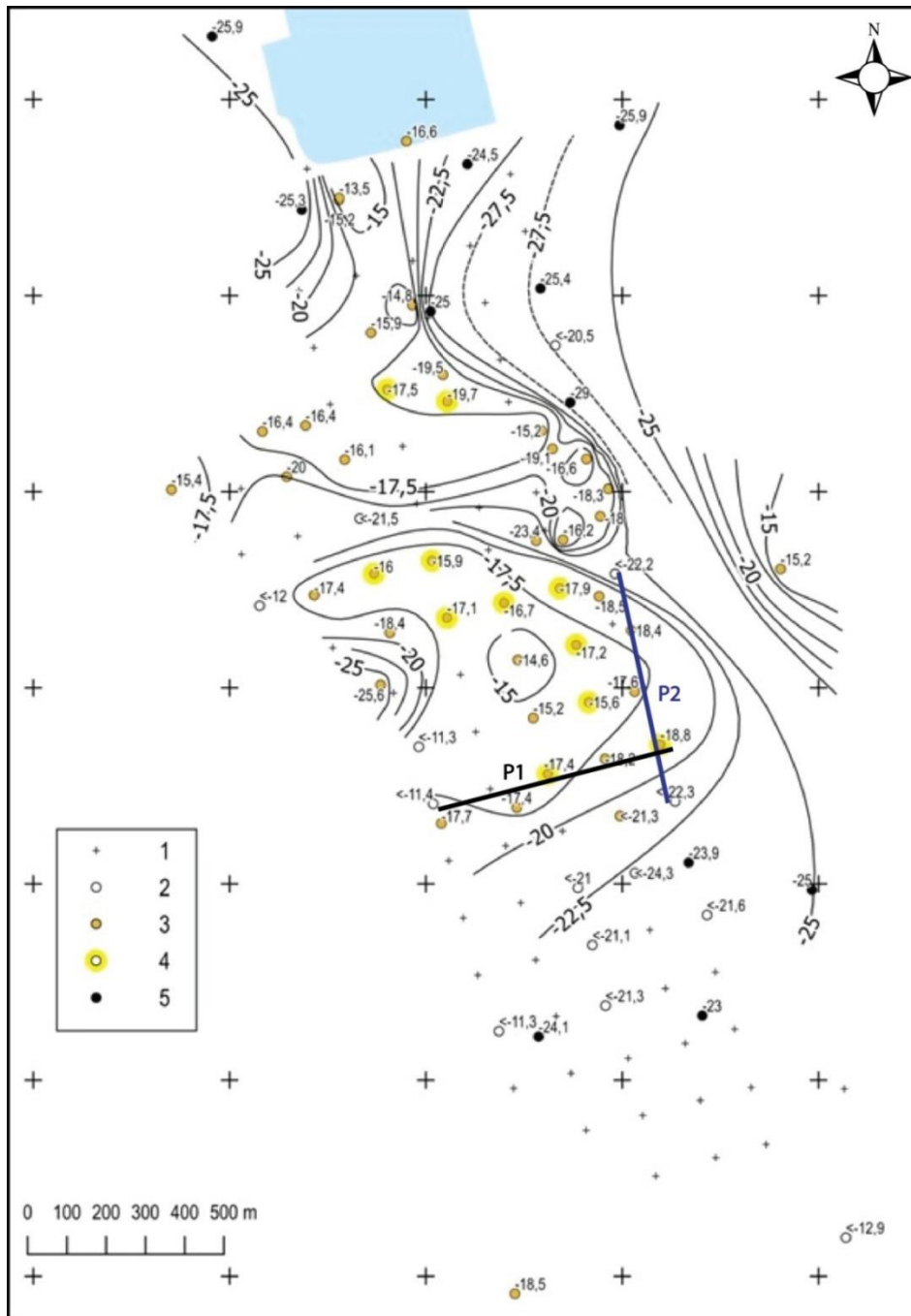


Figure IV-18: Localisation des profils P1 et P2 sur la cartographie détaillée de la base des dépôts holocènes établie par l'Inrap (Desoutter et al, 2020). 1 : carottage ni vu, ni consulté, à utiliser ultérieurement pour valider et compléter la carte. 2 : carottage qui n'a pas traversé les dépôts attribués à l'Holocène. 3 : carottage qui n'a pas atteint des dépôts pléistocènes continentaux de versant et côte d'apparition. 4 : présence de sable éolien déposé sur les dépôts pléistocènes de versant. 5 : les dépôts attribués à l'Holocène reposent directement sur l'argile yprésienne.

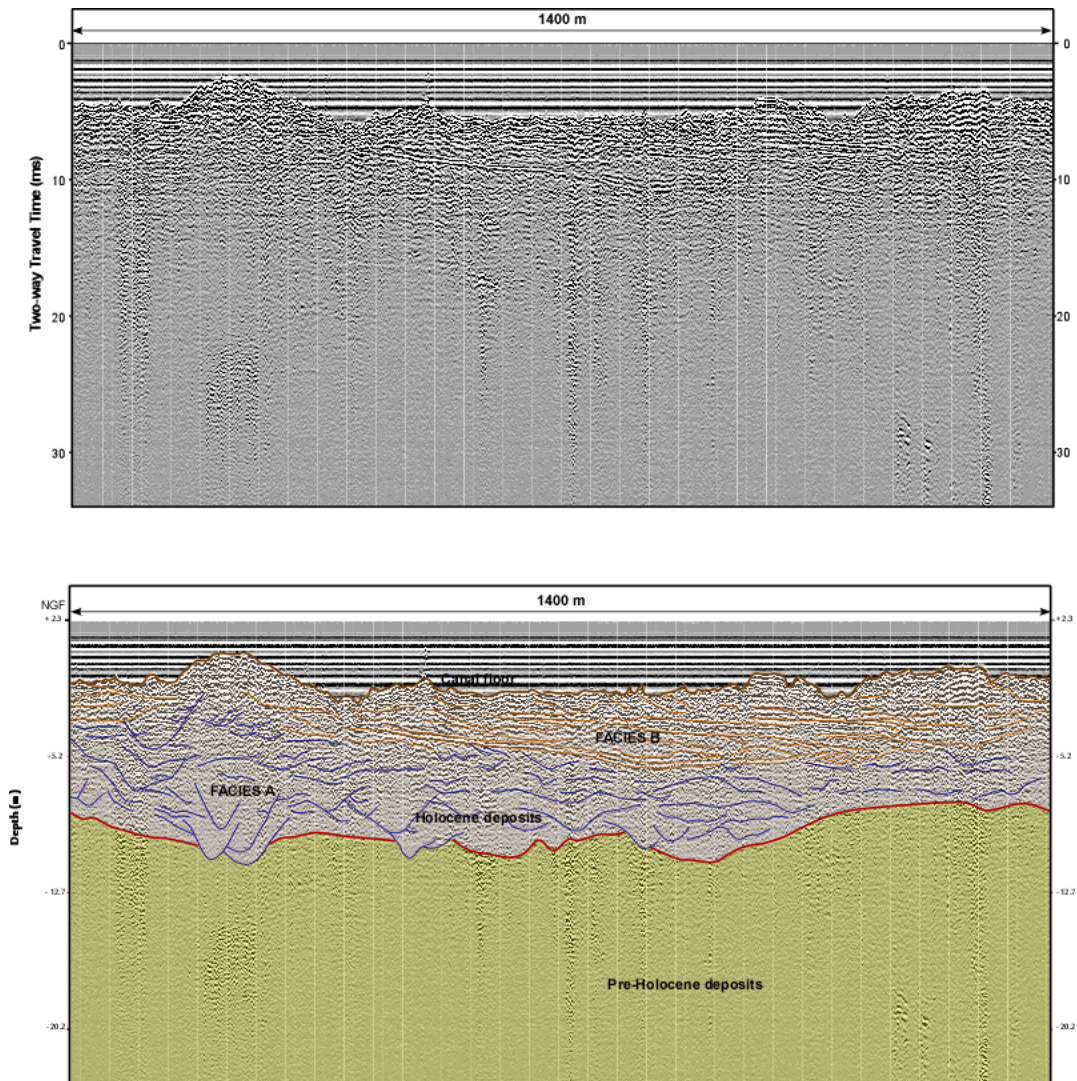


Figure IV-19 : Profil de sismique réflexion montrant les faciès sismiques des dépôts holocènes. Il est possible de distinguer le remplissage des chenaux caractérisant le faciès sismique A, ainsi que les cliniformes légèrement progradantes du faciès sismique B. (Margotta, 2014).

## 7. Conclusion

L'analyse de deux profils sismiques MASW le long de deux transects de sondages carottés sur 30m dans le secteur de Loon-Plage montre que les plus forts contrastes lithologiques entre les unités lithostratigraphiques peuvent être détectés et imagés avec cette méthode. On a pu suivre notamment, de bas en haut, le toit des argiles yprésiennes en suivant la limite 410 m/s, le toit de la formation de Loon à 350 m/s, et la base des dépôts holocènes à 320 m/s. Au-dessus de cette limite, les sédiments holocènes sont principalement sableux et peu contrastés.

Certains points de la géomorphologie des dépôts quaternaires enfouis peuvent être illustrés. Les argiles yprésiennes sont creusées à leur toit selon un ancien réseau hydrographique. Les dépôts holocènes montrent une superposition nette aux dépôts pléistocènes. Ces derniers sont préservés sur les interfluves des vallées recreusées par le ravinement tidal pendant la transgression flandrienne.

Cette étude est considérée comme une étape pilote dans la caractérisation des vastes dépôts quaternaires de la zone d'étude. L'idée d'appliquer cette méthode sur le site archéologique de Loon-Plage était initialement exploratoire, mais elle a démontré son efficacité dans la cartographie des formations quaternaires profondes de la plaine côtière flamande.

## Chapitre V

### **Évolution de l'estuaire de la Denna sous l'influence de la poldérisation : Apport des méthodes géophysiques**

Ce chapitre vise à étudier la structure des derniers comblements holocènes de la plaine maritime flamande. Le site d'étude est le paléo-estuaire de la Denna (un des bras du delta de l'Aa avant que cette dernière n'ait été complètement canalisée), dans le secteur de Loon-Plage. L'objectif est de voir si la poldérisation a laissé une signature sédimentologique et stratigraphique. Une prospection géophysique a été conduite sur le site archéologique de l'Inrap, où nous avons bénéficié d'une importante base de données grâce aux diagnostics archéologiques de l'Inrap (prospection géophysique : cartes de conductivité apparente, dacapages et fosses archéologiques, etc...). Sans l'aide des collègues archéologues, cet immense domaine agricole n'aurait pas pu être prospecté comme nous l'avons fait dans le temps d'une thèse.

Notre contribution a été d'utiliser le géoradar et des vibrocarottes pour ajouter une compréhension de l'architecture stratigraphique des couches décapées par les archéologues, et en particulier départager les processus liés à l'évolution naturelle du milieu estuarien de ceux induits par les aménagements réalisés pendant la poldérisation. Les résultats généraux de cette étude, couvrant l'ensemble des zones diagnostiquées où nous avons pu faire du géoradar, ont été rédigés sous forme d'article accepté pour publication dans un numéro spécial de *The Depositional Record* faisant suite au congrès international « Tidalites » qui s'est tenu en 2022 à Matera (Italie). Cet article, dont le contenu est reproduit ci-après, constitue la première partie de ce chapitre. Dans la deuxième partie, nous présentons les résultats d'une étude géoradar réalisée à l'échelle tactique sur une fouille archéologique localisée dans l'aire du diagnostic, dans le but d'approfondir notre compréhension de l'influence des endiguements sur l'organisation des dépôts et la structure des polders.


**1. [Article:] The depositional record of the French Flemish Coastal plain since antiquity: Impacts of land reclamation in a tide-dominated estuary**

**Auteurs : Rachid Ouchaou, Jean-Yves Reynaud, Youn Besse, Anissa Tilehghouatine, Eric Armynot du Châtelet, Alain Trentesaux, Romain Abraham, Laurent Deschodt, Guillaume Hulin, Samuel Desoutter, Benjamin Fores, François-Xavier Simon, Mathieu Lançon**

Année: 2024

DOI : <https://doi.org/10.1002/dep2.279>

# The depositional record of the French Flemish Coastal plain since antiquity: Impacts of land reclamation in a tide-dominated estuary

Rachid Ouchaou<sup>1</sup> | Jean-Yves Reynaud<sup>1</sup>  | Youn Besse<sup>1</sup> | Anissa Tilehghouatine<sup>1</sup> | Eric Armynot du Châtelet<sup>1</sup> | Alain Trentesaux<sup>1</sup> | Romain Abraham<sup>1</sup> | Laurent Deschodt<sup>2,3</sup> | Guillaume Hulin<sup>2,4</sup> | Samuel Desoutter<sup>2,5</sup> | Benjamin Fores<sup>2,4</sup> | François-Xavier Simon<sup>2,6</sup> | Mathieu Lançon<sup>2,4</sup>

<sup>1</sup>LOG UMR 8187—

CNRS|ULille|ULCO|IRD, Université de Lille, Lille, France

<sup>2</sup>INRAP, Institut National de Recherches Archéologiques Préventives, Paris, France

<sup>3</sup>UMR 8591 LGP, Université de Créteil, Créteil, France

<sup>4</sup>UMR 7619 METIS, CNRS, Sorbonne Université, Paris, France

<sup>5</sup>UMR 8593 IRHiS, Université de Lille, Lille, France

<sup>6</sup>UMR 6249 LCE, CNRS, Université de Franche-Comté, Besançon, France

## Correspondence

Jean-Yves Reynaud, LOG UMR 8187—CNRS|ULille|ULCO|IRD, Université de Lille, Lille, France.

Email: [jean-yves.reynaud@univ-lille.fr](mailto:jean-yves.reynaud@univ-lille.fr)

## Funding information

SFR Campus de la Mer

## Abstract

The French Flemish Coastal Plain, which extends from Denmark to France, is characterised by a topography close to sea level and protected by a system of coastal dunes. Quaternary sediments, comprised of marine, estuarine and continental deposits, accumulated by infilling and then prograding above a network of incised valleys. This study focusses on the Holocene infill of the Denna palaeoestuary, south-west to Dunkerque. Surface geophysics (electrical conductivity and ground-penetrating radar) and vibrocore data are used to reconstruct the landscape evolution during the last stages of sedimentation. The conductivity map highlights the last network of tidal channels, ditches and dikes of the eastern side of the palaeoestuary. Over the upper 4 m of the infill, the ground-penetrating radar profiles show two superimposed units. The bottom unit is composed of meandering channel bars and the top unit of flat strata intersected by sparse channels, mostly infilled in place. The sediment analysis of the vibrocores shows a predominantly sandy filling of marine to estuarine origin, evidenced by sponge spicules and a fauna of bivalves and foraminifera adapted to brackish settings. The uppermost deposit exhibits an oxidation profile which marks the groundwater zone transition. Clayey sediments are also present, infilling the uppermost channels and ditches dug during reclamation, in increasing proportions towards the axis of the estuarine palaeovalley. The tidal signature of sedimentary dynamics is evidenced by heterolithic facies in some channel fills and tidal rhythmites infilling scour depressions linked to dike breaching. The abrupt decrease in channel dynamics across the unit boundary, although sedimentation remained sandy in the upper unit, coincides with the development of embankment of the estuarine border and is tentatively interpreted as a result of reclamation.

This is an open access article under the terms of the [Creative Commons Attribution](https://creativecommons.org/licenses/by/4.0/) License, which permits use, distribution and reproduction in any medium, provided the original work is properly cited.

© 2024 The Authors. *The Depositional Record* published by John Wiley & Sons Ltd on behalf of International Association of Sedimentologists.



**KEYWORDS**

dike breaching, Flemish plain, France, geoarchaeology, ground-penetrating radar, Holocene, North Sea, reclamation, tidal rhythmites, vibrocores

## 1 | INTRODUCTION

Nearly 50% of the world's population lives in coastal plains, low coastal areas filled with recent deltaic or estuarine sediments (McMichael et al., 2020). Climate change and pressure on water resources in the near sub-surface make detailed knowledge of these spaces a major challenge for development (Dynesius & Nilsson, 1994; Mastrocicco & Colombani, 2021). The fine topographic evolution, in particular, reflects either a subsidence caused by settlement, particularly in pumping zones (Herrera-García et al., 2021), or the mark of a natural or anthropogenic forcing of land emergence by controlled supply of sediment (Reed et al., 2009; Nienhuis et al., 2020). The southern coastal plain of the North Sea, which is the largest area of this type in Europe, does not escape this questioning (Koster et al., 2020). Groundwater management in the plain is a challenge (Ducrocq et al., 2022; Hauser, 2020), with the overexploitation of coastal aquifers leading inexorably to their progressive salinisation (Pauw et al., 2012; Lebbe et al., 2018), further accelerated by the retreat of the coastline (Ruz et al., 2009; de Winter & Ruessink, 2017).

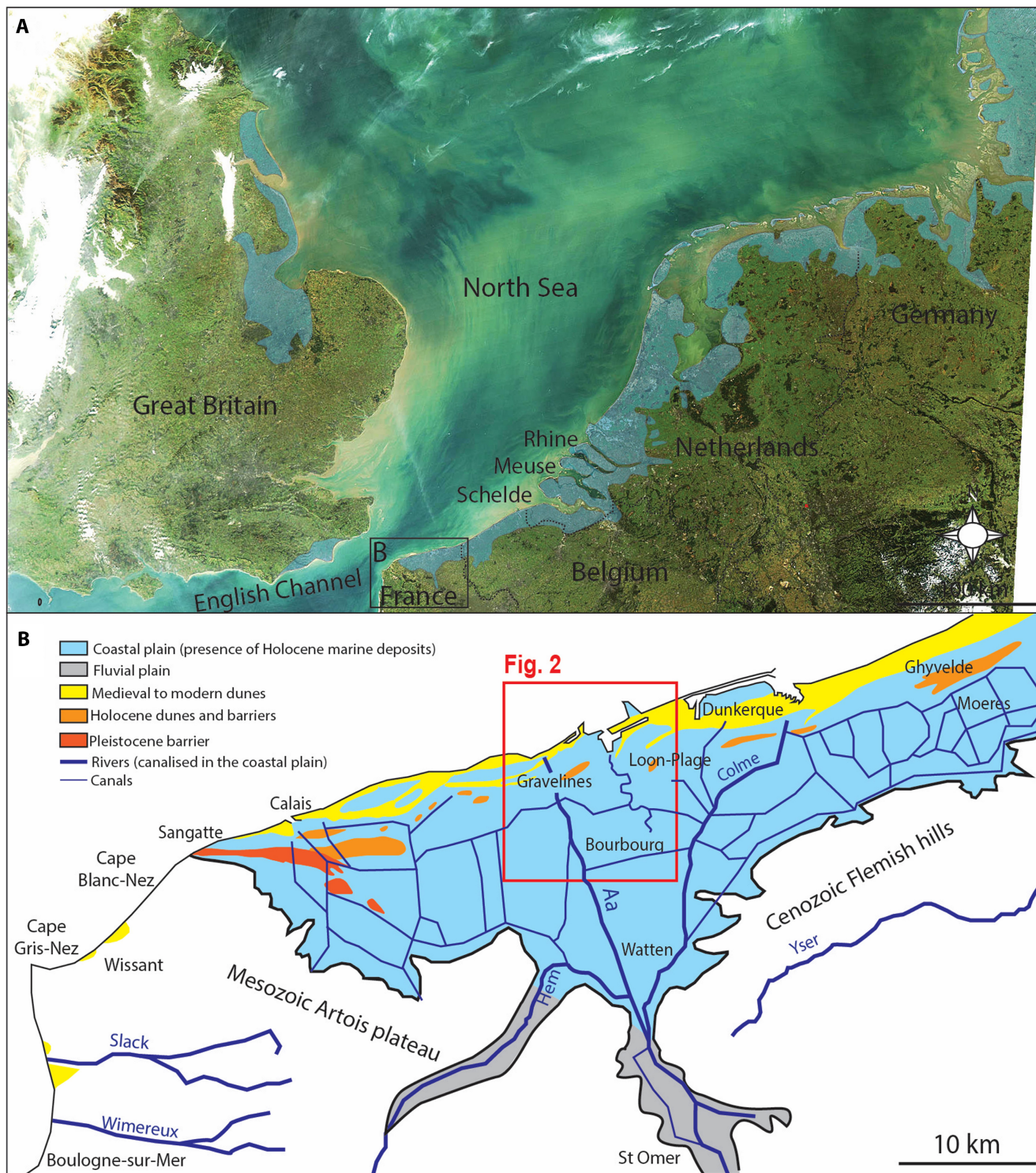
This work, focussed on the French part of the Flemish coastal plain, addresses the relationships between the drainage and the geomorphological evolution of the Aa Valley, an estuarine system reclaimed in the Middle Ages and currently completely embanked down to the shoreline. The question posed is that of the stratigraphic recording of natural and anthropogenic forcings that occurred in the historical period, as they can be traced by archaeology and surface geophysics (Wilken et al., 2022). Since Antiquity, the Flemish coastal plain underwent profound surface transformations, with first heavy exploitation of peat in the Roman era, then reclamation in the Middle Ages, aiming at transforming the estuarine channel belt and associated tidal flats and salt marshes into a space entirely dedicated to agriculture (Verhulst & Gottschalk, 1980). Reclamation was achieved by embankment of the coastal plain distributaries, which paradoxically accelerated the drowning of polders that were thus starved of sediment and underwent peat compaction (Baeteman, 2018; de Haas et al., 2018). Besides this anthropogenic forcing, the contribution of natural forcings, like extreme events (storms and river floods), might be underlying, although not easy to unravel (de Kraker, 2015). These questions are

relevant in the modern perspective of increased storminess and rising sea levels (Ulbrich et al., 2019).

The objective of this article is to explore the stratigraphy of the last 4 m of sediment fill in a sector corresponding to the ancient estuarine border of the Denna, one of the distributaries of the French part of the Flemish coastal plain in the Middle Ages. This study, based on ground-penetrating radar and coring data, benefited from the results previously obtained during archaeological diagnostic campaigns carried out in the perspective of extension of the Grand Port Maritime of Dunkerque. It is the largest work in progress of this type in France, with a 10 km<sup>2</sup> area documented with conductivity maps, boreholes and pits, and archaeological materials collection and dating since 2015 (Lançon, 2017; Lançon, 2022; Desoutter, 2018, 2019, 2020; Deschodt et al., 2021). In this article, the morphology and stratigraphy of the uppermost deposits are explored over a subarea of 4 km<sup>2</sup>, and their evolution through the last millennium is interpreted as a possible response to land reclamation.

## 2 | BACKGROUND

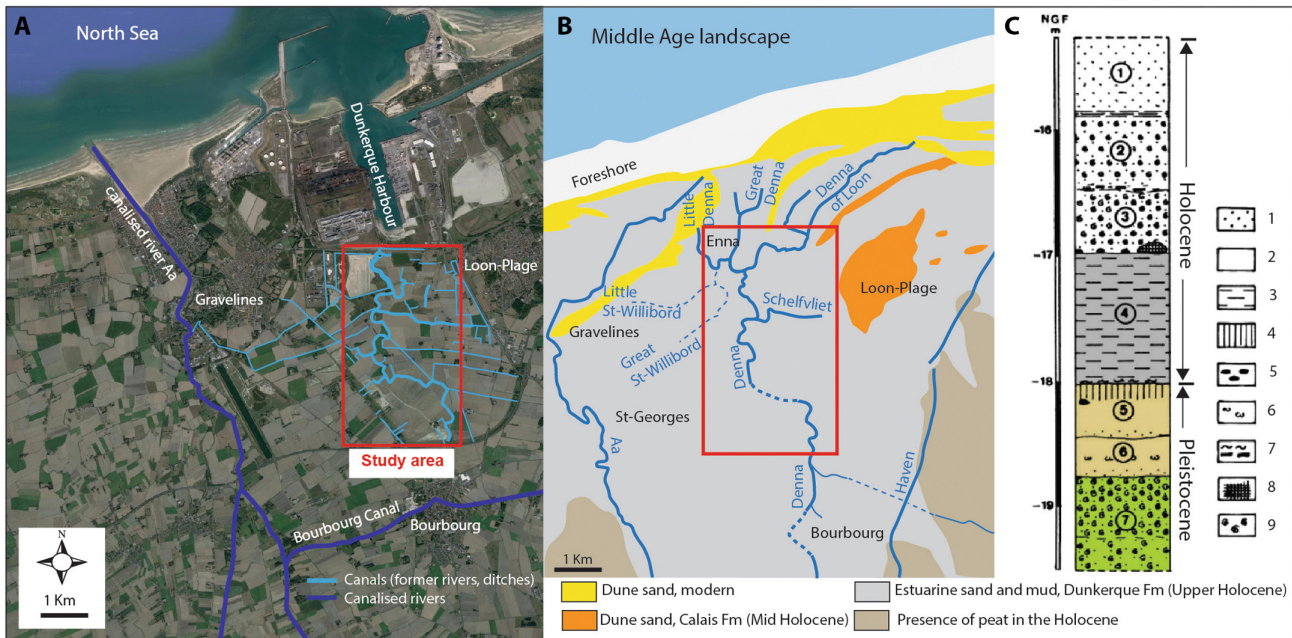
The southern North Sea coastal plain, from Denmark to France (Figure 1A), is characterised by its low altitude, around 2.5 m above mean sea level, and sometimes even below sea level as in the Moères sector on the French–Belgium border (Figure 1B). In the French sector, it is backed by relief consisting of Meso-Cenozoic formations, 10–20 km behind the current coastline, and fringed seaward by an almost continuous coastal dune belt (Figure 1B). This coastal plain is made up of Holocene deposits that infilled and overflowed the palaeovalleys of the River Hem and the River Aa (Figure 1B), the general architecture of which was reconstructed from subsurface data (Margotta, 2014; Margotta et al., 2016). The water discharge of these rivers is very low, respectively 10 m<sup>3</sup>/s and 1.5 m<sup>3</sup>/s (IFREMER, 1986), and most of the sediments of the coastal plain were supplied from the North Sea via the Schelde and Rhine deltas (Figure 1A) (Hijma et al., 2009; Mathys, 2009). At present, these rivers are fully embanked and connected to a network of canals (Figure 1B), some of them being remnants of avulsed channels of medieval estuarine rivers (Figure 2A,B). The thickness of the Holocene deposits is ca 25 m near the



**FIGURE 1** (A) Holocene coastal plains of the Southern Bight of the Southern North Sea. The coastal area in blue corresponds to the contour of Holocene marine sediments in 1:200.10<sup>3</sup> to 1:10<sup>6</sup> geological maps of Great Britain, France, Belgium, Netherlands and Germany. (B) French coastal plain with main geomorphic features. Only the dunes at the present-day coast are locally still active. Modified from Sommé et al. (1999).

current coastline in the Gravelines region (Sommé, 2004). Beneath the Holocene, the coastal plain also includes continental Quaternary deposits related to the glacial Weichselian or the marine Eemian (Figure 2C).

Margotta et al. (2016) produced palaeogeographical maps showing a Holocene sequence consisting of a transgressive system tract dominated by sandy deposits of subtidal estuarine channels in the axis of the Hem/



**FIGURE 2** Study area hydrographic network and coastal morphology at present (A) and as reconstructed in the Middle Age based on archaeological data (B, after M. Lançon and C. Cercy, INRAP). (C) Stratigraphic section of Quaternary deposits observed during excavation of Dunkerque harbour, 1 km north of the study area. Modified from Sommé et al. (2004). Lithological units in circles. Caption of facies in the original publication: 1: lithological units, 2 and 3: sand, 4: loam, 5: clayey loam, 6: organic soil, 7: pebbles, 8: calcareous concretions, 9: vegetal remains, 10: peat, 11: shells (marine molluscs).

Aa palaeovalley and a highstand system tract dominated by deposits of muddy foreshore, both punctuated by peat layers at the coastal onlap. The study area, in the axis of the main Holocene estuarine rivers, is devoid of peat (Figure 2B). These two system tracts are separated by a tidal ravinement surface formed around 5500 cal yr BP just before the sub-boreal period (5000–2800 cal yr BP), representing the maximum extension of peat on the Belgian side (Baeteman & Declerck, 2002). The top of that peat could correspond to the maximum flooding surface of the Holocene, established at 2800 cal yr BP close to present-day sea level (Lambeck et al., 2002). Near the current coastline, in the study area, the transgressive Holocene corresponds to a metre-thick layer of marine silty clay overlain by 17 m of sands with a large number of marine shells at the base (Figure 2C).

The highstand system tract records the fluctuations of the estuarine environment, in particular the Dunkerque ‘transgressions’ marked by *Cardium* levels (Dubois, 1924) and associated with climate fluctuations by Ters (1973). More probably, the Dunkerque I (2800 cal yr BP), Dunkerque II (3rd–6th century) and Dunkerque III (9th–12th century) shell-rich layers were supplied during the cold episodes of increased storminess in the North Sea, separated by warm and calm periods of the Roman and Medieval Climatic Optimum, reflecting Holocene climate changes in Europe (Wanner et al., 2008). On the other hand, human activities in the

coastal plain (peat exploitation, land reclamation) could also explain some of these fluctuations. In particular, it is possible that peat extraction by the Romans induced an increase in accommodation, thus being able to give the illusion of a transgression in Dunkerque II strata (Baeteman, 2007).

In Antiquity, only mounds (‘terpen’) were occupied because the plain was still regularly flooded by the sea (Nieuwhof et al., 2019). As was already assumed in the 17th century, the estuarine rivers in this area probably formed a distributary system, the Aa delta, the main rivers of which can be traced around the study area (Figure 3). The book featuring this map was used in the 17th century for management and political strategy, and is not indicative of the arguments supporting the palaeo-river geography, but the main features of the map are consistent with the present-day lowlands and old river courses. In the Middle Ages, land reclamation was accelerated by the development of dikes and canals (Hoeksema, 2007).

The Aa delta formed an anastomosed network of estuarine rivers that have been progressively embanked and connected by straight canals parallel to the coast (Figures 1B and 2A), named ‘wateringues’ in the local language (from ‘Watergangs’, waterways). The canals, originated as ditches, were dug at the border of dikes which were probably the product of these excavations but also served as communication paths in the wetlands (Lançon & Boulen, 2019).

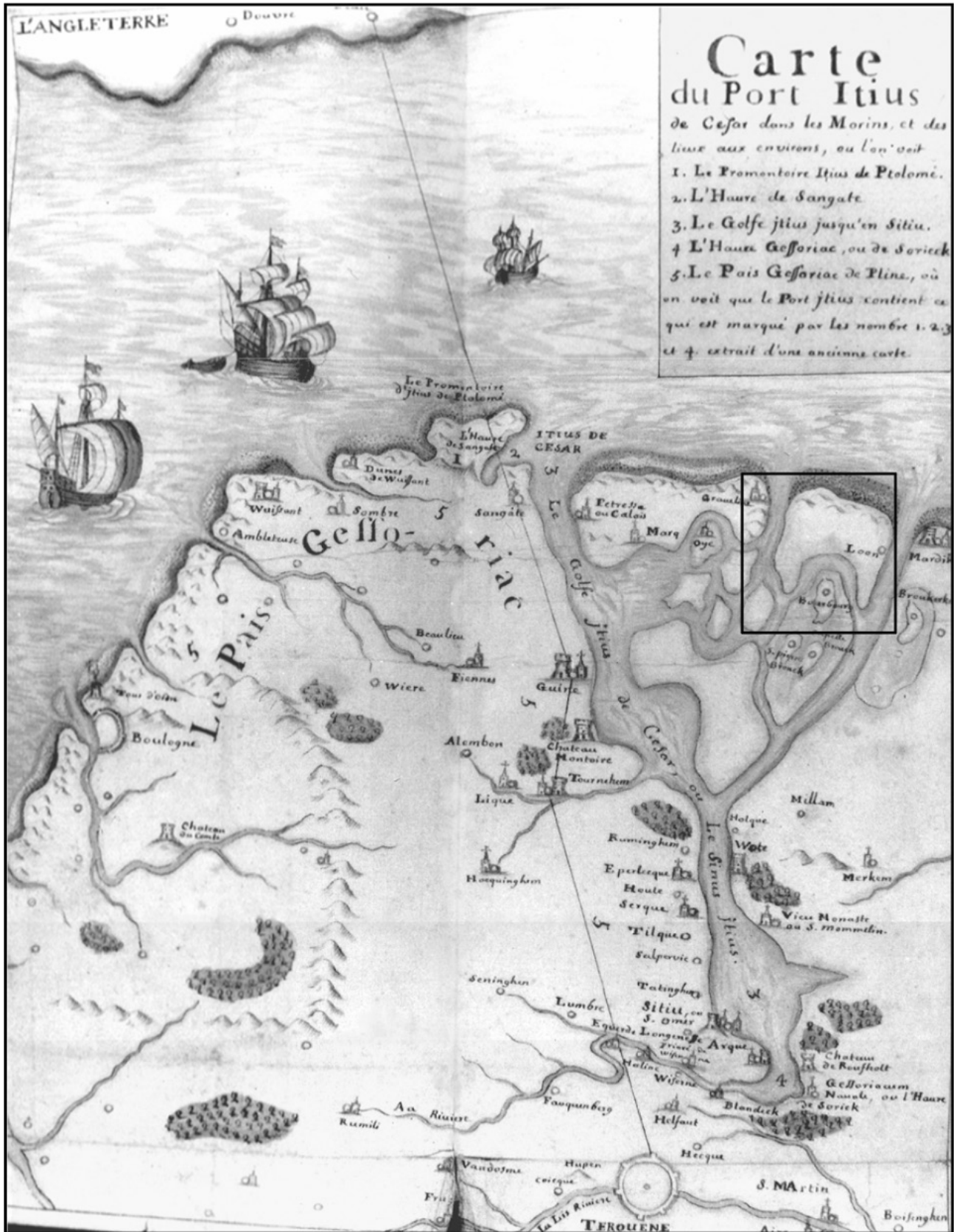


FIGURE 3 Map from 17th century picturing the Aa delta and other features of the Flemish coastal plain like people of that time could imagine it was in Antiquity. First published in Latin by Jacques Malbrancq ‘De Morinis et morinorum rebus’, 1639, Tournai, and then copied numerous times in French. This one is exhibited in the city museum of St Omer. The inset black frame approximately corresponds to the area in Figure 2A,B.

The Dunkerque ‘transgressive’ strata are all older than land reclamation, despite the presence of a renewed episode of cold and stormy climate during the Little Ice Age (15th–17th centuries), similar to that in Dunkerque I and II (Clarke & Rendell, 2009). This reinforces the hypothesis that land reclamation was taking over natural processes in the geomorphological evolution of the coastal plain. The main objective of this article was to provide data for assessing the key controls of the final emersion of the estuarine landscape, based upon its geological record. Therefore, a study of the architecture and sedimentology of the last 4 m of the coastal plain was undertaken, in an area bordering the last distributary of the Aa delta, the medieval Denna River (Figure 2B).

### 3 | DATA AND METHODS

The data used in this study are reported in Figure 4.

#### 3.1 | Electrical conductivity

This method allows mapping of contrasted near-surface lithologies, deciphering in particular the amount of clay (more clayey soils being more conductive). The survey was carried out by the National Institute for Archaeological Research (INRAP), with a CMD Explorer system (from GF Instrument), equipped with a transmitting coil set at 10 KHz and three receiving coils located at distances of 1 m, 2 m and 4 m from the transmitting coil. The apparent electrical conductivity was mapped at investigation depths of 1.5 m, 3 m and 6 m. To ensure high positioning accuracy, a differential GPS (Trimble with Téria network correction) was used. To avoid electromagnetic interference, the acquisition system was placed on a sled towed by a 4×4 vehicle located a few metres from the device, with the CMD Explorer placed at a height of 25 cm above surface.

#### 3.2 | Ground-penetrating radar

Ground-penetrating radar (GPR) is a technique widely used to obtain images of the near-surface geology. The GPR profiles were obtained after agricultural soil was stripped from 50 cm deep archaeological trenches, allowing better coupling of the antennas on the sediment (Figure 5A). A GSSI acquisition system was used, including a SIR4000 control unit and 200 MHz and 350 MHz antennas (Figure 5B). In total, 42 km of GPR profiles were acquired with a spacing of 20 m during two campaigns (Figure 4A). A penetration of up to



**FIGURE 4** (A) Map of GPR profiles collected (black lines). The pit is that illustrated in Figure 15. Basemap: the near-surface conductivity is mapped above satellite image. (B) Detail of the square frame in A. In red (P1–P4), GPR profiles illustrated in Figures 9 and 10. C1–C5: vibrocores logged in Figure 12.

4 m was obtained on 15% of the profiles produced. In addition, INRAP acquired high-resolution topographical data using a DGPS, which were used to reconstruct the two-dimensional GPR profiles. To process the data, the Radan and GPRpy softwares were used for making zero-time adjustments, removing background noise, converting times to depths, performing migration and correcting topography. For the time-depth correction, a speed of 0.087 m/ns was set up, corresponding to a dielectric constant of  $12 \text{ F.m}^{-1}$ , based on the analysis of reflection hyperbolas (Bristow & Jol, 2003). This value is adapted to a wet sand deposit, given that the GPR acquisition was carried out in autumn, in rainy conditions (Figure 5B).

**FIGURE 5** (A) Archaeological diagnostic trench showing inclined heterolithic stratification. The GPR profiles were acquired along the trenches to avoid the masking effect of the clay and organics-rich soil. (B) The GSSI GPR 350HS and SIR4000 equipment. Profiles collected during rainy days are of lesser quality. (C) This light vibrocorer allows remote places of the coastal plain to be accessed for the collection of up to 6 m-long cores.



### 3.3 | Vibrocores

The cores were collected with a vibrocorer built in the laboratory. It is a lightweight device, with an aluminium tube 8 cm in diameter, held on a ladder by guy wires and vibrated by a jackhammer head powered by a generator (Figure 5C). Five cores were collected along the GPR profiles previously carried out, choosing the locations according to the anomalies observed on the GPR profiles and the apparent conductivity maps (Figure 4B). The cores were collected after the archaeological trenches were filled, which explains why the upper part of each core is made up of freshly reworked soil with a sharp erosional bottom. In addition to the visual description of the cores opened in the laboratory, sampling was carried out (every 20 cm for core 02 and every 10 cm for core 05) for grain-size analysis (Malvern Mastersizer), for description using a binocular magnifying glass (1 cm<sup>3</sup> per sample) and for meiofauna study (8 cm<sup>3</sup>). The samples prepared for meiofauna were sieved into fractions ranging from 315 to 63 μm. Additionally, methylene blue cleaning was performed to improve identification

and facilitate counting of foraminifera present in the samples.

### 3.4 | Outcrop

By the end of this project, an archaeological pit was dug across a structure revealed by the archaeological prospecting (location in Figure 4A). This pit crosscuts the sedimentary units imaged on the GPR profiles and provided field-based additional observations that are reported herein.

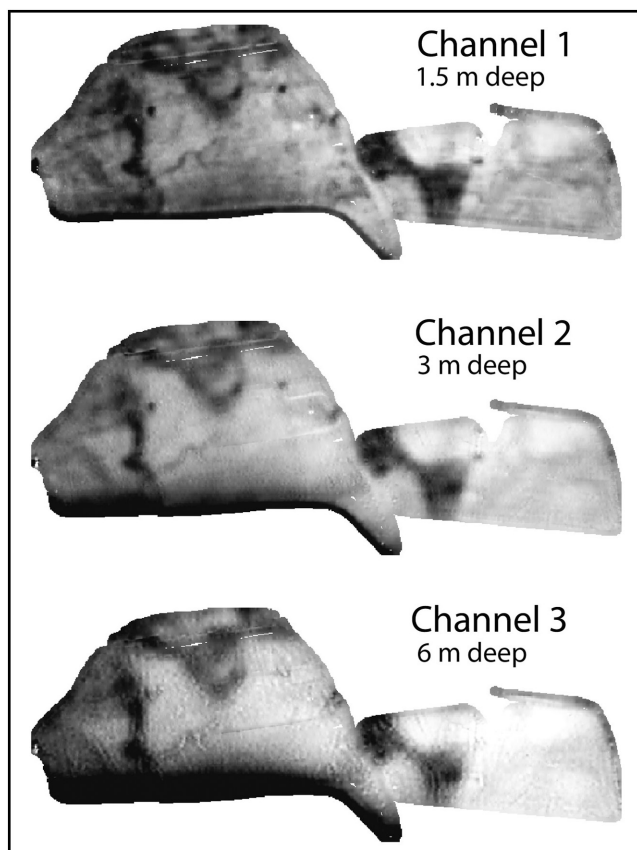
## 4 | RESULTS

### 4.1 | A surface network of mud-fill channels, ditches and depressions

The electrical conductivity map highlights natural lithological contrasts or anthropogenic infrastructures (Figure 4A). Electrical conductivity values range from 10 to 40 mS/m. This range of values indicates a relatively resistant soil,

mainly consisting of sand (Doolittle & Brevik, 2014). Strong contrasts are observed at the boundaries of plots where agricultural use differs (wastelands, crops, roads, etc.), but this does not prevent the observation of underlying discontinuities of geological or anthropogenic origin. The anomaly maps produced at different depths (1 m, 3 m and 6 m) do not show any significant difference (Figure 6), which suggests that the conductivity contrasts are mainly carried by deposits close to the surface (between 0 m and 2 m). Buried irrigation networks, for example, can be identified and have been confirmed by archaeological prospecting (Desoutter, 2018). The areas of higher conductivity can express the increase in salinity or clayeyness of the land. Salinity was not measured but the structures that the mapping reveals show that these higher conductivity areas are channel fills or heterolithic deposits interstratified in channel bars. The most superficial ones are also observed on aerial images in many places on the Flemish coastal plain, particularly in spring when the difference in cereal growth directly reflects the water content of the soil and therefore the amount of clay (Figure 7).

The highest amount of clay, continuous over large areas, is observed at the north-western limit of the explored area,



**FIGURE 6** Conductivity maps extracted at various depths, showing a decrease in resolution with depth but without change in pattern. This means that conductivity contrasts reflect near-surface deposits. See location in Figure 4A.

and probably extends well beyond to the west, towards the canalised River Aa. The main high conductivity areas correspond to a major channel system, several hundred metres wide (Figure 8). The central and eastern part of this system is sandier on average, crossed by small tributaries around twenty 20 m wide on average and highly sinuous (sinuosity of 1.3 on average). The flat sandy areas between the channels are traversed by minor creeks 1 m wide, as a result of final drainage. In addition to the surface channel system, north-south alignments of high-conductivity circular anomalies are observed. The information provided by archaeological campaigns show that these features are mud-filled ponds, which are aligned along the medieval dikes. The relationship between the dikes and those ponds is discussed below.

## 4.2 | From point bars to vertically accreting deposits

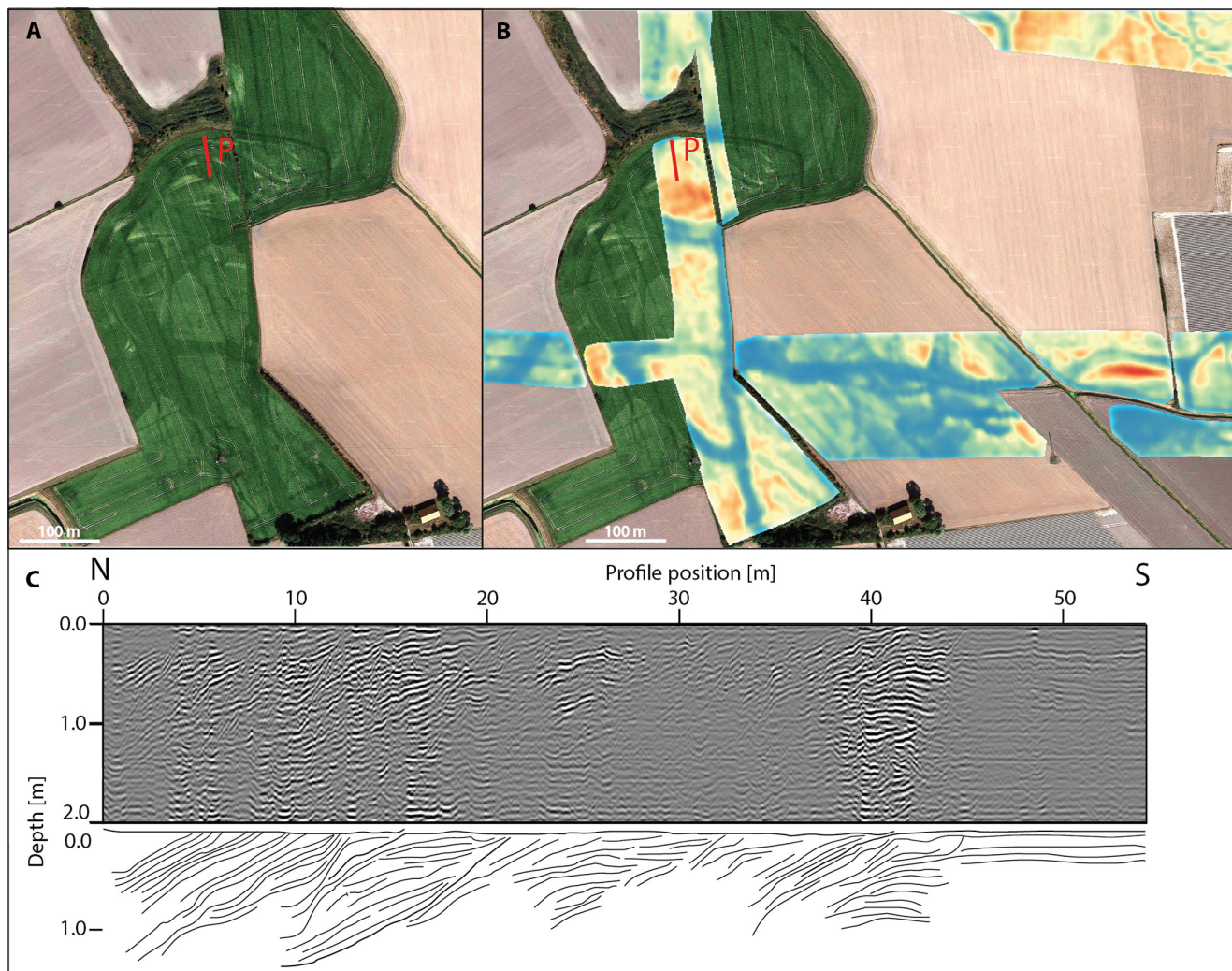
The GPR profiles provide a stratigraphic view of the surface formations identified on the apparent electrical conductivity maps, and reveal buried units (Figures 9 and 10). Penetration reaches 4 m, except in the clayey fill of channels or in areas where soil salinity is higher. In those areas, penetration can fall to zero. Three stratigraphic units are observed, uniformly distributed throughout the area.

### 4.2.1 | Unit 1

This is the deepest unit. Its base is not defined (beyond the penetration limit). It is constituted by the amalgamation of overall aggrading sediment bodies bounded laterally and vertically by erosion surfaces. In cross-sections, these sediment bodies, up to 2 m thick and several tens of metres in lateral extent, are made up of inclined strata that build flat-based bodies (Figure 9; P2, 240–280 m) or infill scours (Figure 9; P2, 170 m). In comparison with the sinuous plan-form geometry of the channels in the conductivity map, these sedimentary bodies can be interpreted as channel fills and point bars formed by lateral accretion. The sinuous character of the related channel system is supported by the cut-and-fill pattern of bars with opposed accretion directions (to the east or west in those east-west profiles). The apparent slope dip of accretion surfaces is  $10^\circ$ , which underestimates their real slope but is consistent with the slopes observed in small estuarine point bars (Choi et al., 2013).

### 4.2.2 | Unit 2

This unit, present between 1.5 m and the surface, rests on Unit 1. This is the depth range with the maximum



**FIGURE 7** (A) Satellite image of a grass field in spring (surrounded by ploughed fields). See location in Figure 4A. Contrast has been increased so that the surface network of buried channels appears, enhanced by variation in clay content in the soil. (B) Same area with superimposed conductivity map. The clayey channel plugs can be mapped in detail throughout the entire study area. (C) GPR profile showing the inclined heterolithic stratification of a point bar (P section in A and B).

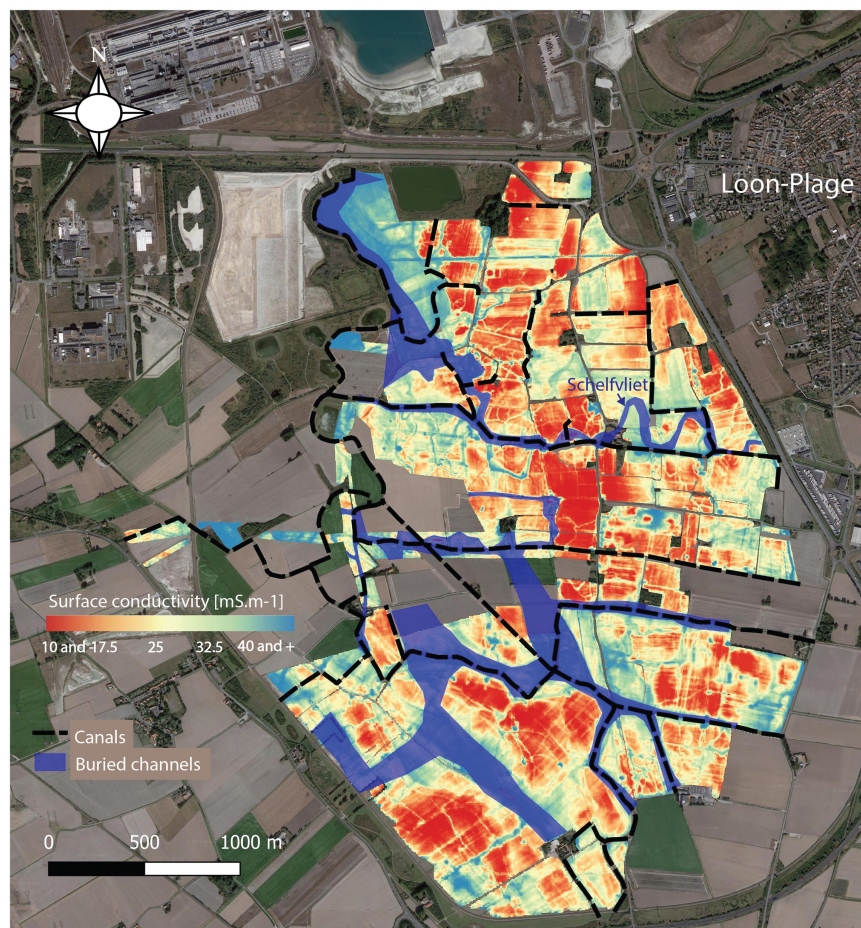
conductivity contrast (Figure 6). Unit 2 is distinguished by almost continuous horizontal reflectors, corresponding to aggrading deposits, the interpretation of which is discussed below. They are locally intersected by metre-deep and up to 40 m wide channels. These channels are generally filled in one phase but can locally be multi-storey (Figure 10; P3 at 30 m). The aggrading deposits of Unit 2 between the channel fills have overall low conductivity, which suggests they are sandy. The channel fills are more conductive (Figure 9; P2 at 280–300 m, compare with Figure 4B). They show concave-up or lateral accretion infills, with interstratified mud layers as evidenced in archaeological trenches (Figure 5A). These heterolithic stratifications are the characteristic of tidal channels in most estuaries of the southern North Sea (Donselaar & Geel, 2007). Unit 2 thins towards the main tributary channel of this part of the estuary, located to the west of the

area, and also locally towards the margins of the smaller channels embedded in the unit (Figure 9; P2). This thinning is correlated with the rise of the bottom of the unit, the top of which is horizontal.

#### 4.2.3 | Unit 3

This is a thick unit but occurring only locally and difficult to image due to strong attenuation of the signal, which suggests a significant proportion of clay in the sediments. On some profiles, however, it shows faint inclined stratification, with a slope locally exceeding 10°, and incision over >1 or 2 m in the lower units (Figure 10; P4, 0–40 m). This architecture is interpreted as inclined heterolithic stratification, a characteristic of lateral accretion in large-scale point bars (Thomas et al., 1987). Although the





**FIGURE 8** Conductivity map, with buried channel network highlighted in blue. The meandering channel heading westward, and then northward in the NE part of the surveyed area is the Schelfvliet (see [Figure 2B](#)). The channels have been progressively embanked during the Middle Age. Some bends or discontinuities in the channel pathways may result from reclamation.

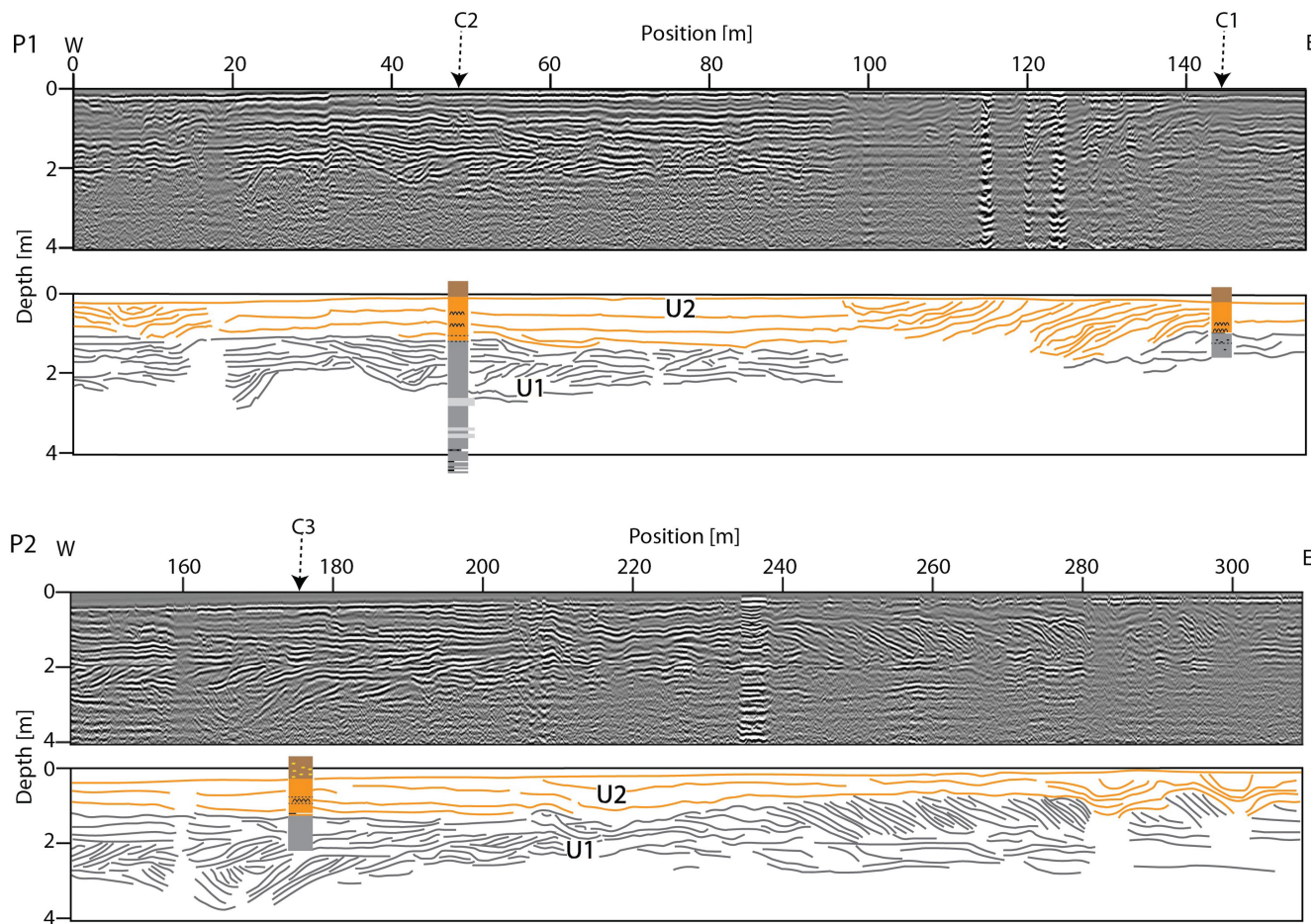
bottom of the channel is not imaged, this interpretation is in accordance with the location of the profile across the convex edge of a meander of the main tributary channel, the width of which is 200 m in that area according to the conductivity map ([Figure 8](#)).

The mapping of some of the channel fills based on GPR profiles (around 30 km out of the 41 km of profiles produced), although fragmented due to (i) the limited extent of coverage, and locally (ii) the poor quality of the data or the (iii) truncation by later channels, reveals part of the morphology and distribution of the channels not visible on conductivity maps ([Figure 11](#)). The complexity of Unit 1, entirely made up of cut-and-fill channel bars, means that only a few major channels could be followed and mapped. The channels in Unit 1 are wider than those in Unit 2, possibly a consequence of their higher lateral mobility as the width of the mapped channels encompasses their lateral migration. All the channels have a main north–south orientation, along the route of the Denna River ([Figure 2](#)). Both lateral accretion and centripetal infilling is observed ([Figure 11](#)). Centripetal infilling is where both facing channel banks are buried beneath inclined strata, finally merging into a concave-up succession of strata plugging the channel. While lateral accretion dominates in Unit 1 (for it

is composed of point bars), centripetal infilling dominates in Unit 2. This evolution is classically observed along with a clayeyness increase upwards in tidal flats (Makaskee & Weerts, 2005; Hugues, 2012).

### 4.3 | Progradational tidal flats with marine and possibly aeolian supply

The vibrocores contain three main facies ([Figure 12](#)). The first facies, preserved below the reworked horizon of agricultural soil, is either a beige sand with iron oxide precipitation fronts, or, a darker silty-clayey sediment with gleys (nodules formed by iron oxidation of the lesser permeable matrix). The sand bears veneers of bioclasts of *Cerastoderma edule*, numerous *Hydrobia*, and unidentified plant elements, some transported and others in place (roots). Some concentrations of mud clasts are also observed. The base of the cores consists of a grey sand facies, the top of which is located about 1.5 m below the surface. This facies is interstratified with either centimetre-thick layers with a higher mud content, or slightly coarser grained decimetre-thick layers with more abundant shell clasts (bivalves and gastropods). Entire *Cerastoderma edule* shells in life position, or with valves connected are



**FIGURE 9** GPR profiles P1 and P2 (see location in Figure 4B). Two main units can be followed throughout the surveyed area: U1, fully channelised, and U2, with sparse channels incised in flat strata. C1, C2 and C3: vibrocores (see Figure 12).

also present in this facies. The facies are generally devoid of sedimentary structures in cores.

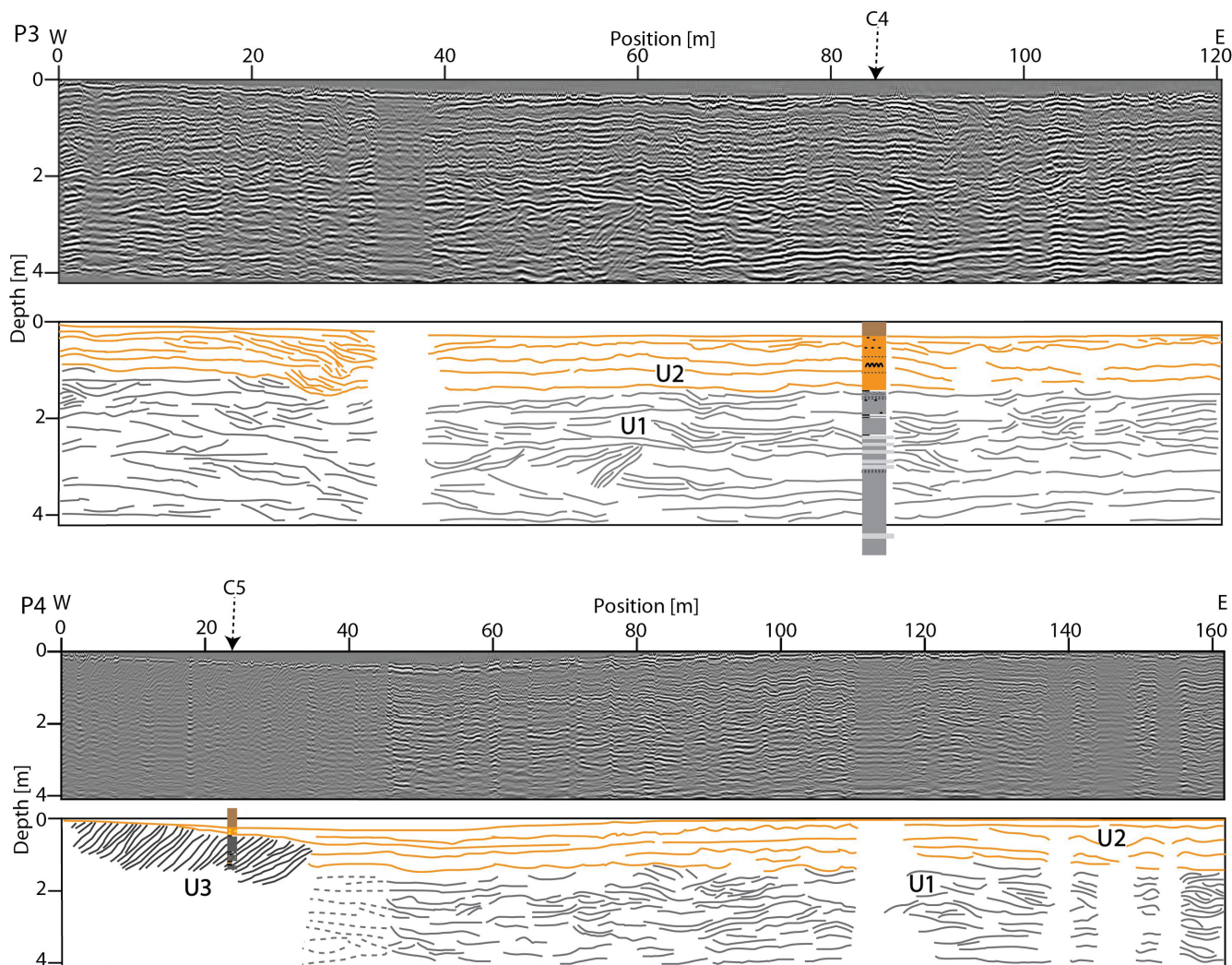
The grain-size analysis of 24 samples dominated by sand (core 4) and eight samples dominated by silty clay (core 5) shows a good consistency of grain-size distribution from one sample to the other upward in the cores, and an overall evolution with no change across the grey to beige sand boundary (Figure 13). The sands have a mode around 110µm, with good sorting. Upward in the cores, sorting gradually decreases together with an increase in positive skewness, indicating a progressive increase in the amount of cohesive silt fraction (10µm). This fine-grained silt fraction is probably that forming the mud clasts and drapes in the cores.

Under the binocular loupe, the grains are mainly composed of quartz (Figure 14), with a majority of shiny grains, which is typical for sands evolved in a marine environment. However, a small fraction (1%) of well-rounded, sometimes frosted grains indicates a possible aeolian contribution (Krinsley & Trusty, 1985). Bioclastic grains, less than 3% of the total sands, allow the identification of sponge spicules and echinoderm fragments (Figure 14B,C), indicative of a marine source for the sand. In the mud layers, foraminifera

of the genus *Ammonia* are present (Figure 14D), indicating an estuarine (brackish) environment. The *Hydrobia* present in the beige sand are also indicative of intertidal estuarine environments as they are subject to desalination. The interpretation of an estuarine deposit is consistent with the presence of *Cerastoderma edule* in life position, as these organisms are also tolerant of salinity variations (Malham et al., 2012; Peteiro et al., 2018). The sediments of the silty-clayey facies in core 5 show a greater diversity of biota. In addition to the molluscan faunas already present in the sands, ostracods (Figure 14F) and diatoms (Figure 14E) are found. Foraminifera include *Haynesina germanica*, *Criboelphidium* (*williamsoni* and *gerthi*), *Quinqueloculina* *seminula* and the *Ammonia* group (Figure 14F), confirming the estuarine signature of the depositional environment (Armynot du Châtelet et al., 2019).

#### 4.4 | Tidalites infilling scoured depressions

A 5 m deep and 30 m long pit was excavated in October 2023 across one of the high-conductivity circular



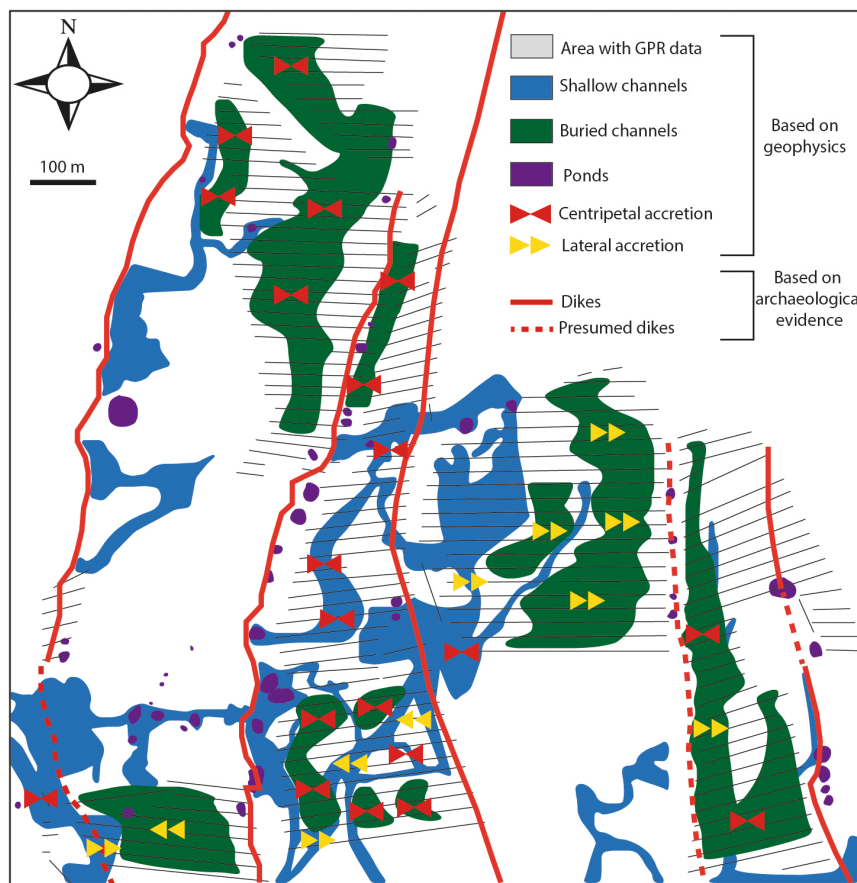
**FIGURE 10** GPR profiles P3 and P4 (see location in Figure 4B). Penetration in sandy areas can reach 4 m across U2 and U1. In clay-rich areas, such as those with thick silty-clayey channel fills (U3 in P4), penetration is much reduced and the signal is noisy. C1, C2 and C3: vibrocores (see Figure 12).

anomalies, confirming they are mud-filled depressions (Figure 15). In this pit, the deposits below the incision consist of a grey-to-beige succession interpreted as the same as that identified in the cores. The 30 m wide exposure of the pit allows the structure of these facies to be documented, something that is almost invisible in the cores. The mud-filled depression is floored by an erosional scour, 5 m deep (Figure 15A,B).

The grey sand is composed of, from bottom to top: (i) trough crossbeds a few decimetres-thick floored by *Cerastoderma edule* lags, cross-cutting low angle masterbeds of dominantly tabular bedding (Figure 15C); (ii) decimetre-thick sets of low-angle planar to arcuate crossbeds bounded by flat ripples; (iii) very-low angle 5 cm thick sets of ripple cross-stratification, traversed by post-depositional rootlets. Beds of type (ii) and (iii) interstratify, and opposite migration directions are noted in the ripples and crossbeds (Figure 15D). Palaeocurrents deduced from

the ripples and trough crossbeds are dominantly towards the south-east. At the top of the grey sand, the very low angle master bedding in the ripple sets disappear, the ripples being amalgamated over 30 cm, and highlighted by flasers (Figure 15E). The grey sand then grades upward first to a beige heterolithic package of wavy to flat strata (alternations between 2 cm and 10 cm thick layers of sand and clay), progressively perturbed upward by bioturbation (roots), desiccation cracks and possibly trampling (Figure 15F). A redox front of iron lixiviation is found in this level, 80 cm below the surface, explaining the grey to beige change in colour. This succession is finally covered by a structureless, whitish sand forming the last layer of the section exposed in the pit, about 50–70 cm below the surface (which is the thickness of soil that was stripped off before the onset of archaeological work). The top surface is locally incised by ditches infilled by massive, organic-rich mud with *Scrobicularia* (Figure 15H).

**FIGURE 11** Reconstructed network of channels and canals. Some large buried channels are abruptly terminated, possibly due to embankment during land reclamation. Some terminations, however, are due to a lack of data. Old dikes were built along buried channels. Some recent channels crosscut the dikes, suggesting those ones are more recent. Due to the absence of NS profiles, the true geometry of inclined accretion surfaces could not be determined and the arrows only indicate apparent migration.



Based on these observations, the crossbedded grey sands could correspond to Unit 1 in GPR profiles, and the overlying flat strata in the beige to whitish deposits to Unit 2. In contrast to that observed in the GPR data, but consistent with observations in cores, the transition from the grey to beige sand might be gradual at this place. The crossbed sets at the bottom of the grey sand are formed by dunes migrating in the channels. The south-east-directed palaeocurrent suggests the possible influence of flood currents in the channels of Unit 1, something expected in the outward part of tide-dominated estuaries (Dalrymple, 1992). The upward grading to ripple cross-stratification is consistent with the overall decrease in energy upward a point bar, and the masterbedding formed by the ripple cross-sets correspond to the epsilon master bedding of the point bars (Smith et al., 1988), a detail that could not be seen in the GPR profiles. The flasers preserved in the upper part of the rippled sediments record the transition from a sand to mixed tidal flat, and correspond to slack water stages of the high tide (Reineck & Wunderlich, 1968). The overlying heterolithic strata would correspond to the wavy bedding of a mixed flat, progressively muddier upward.

The muddy deposits infilling the scour depression are composed of couplets of fine sand (minor part) and silty clay (major part) laminae, draping the slope of the scour

and progressively compensating the trough. They form upward-thinning bundles, about 10 cm thick on average, each comprising 12–14 couplets (Figure 15G). The laminae are thicker in the middle part of the bundles, where double-mud couplets are locally preserved (a very thin veneer of clay coring the sand laminae). They thin towards the bundle boundaries, where the sand laminae almost vanish and couplets amalgamate into a muddy layer. These heterolithic deposits are interpreted as tidalites, implying that the scour depression was connected to the latest tidal channels, probably those interpreted as infilled by muddy heterolithic strata (Unit 3). The bundles are interpreted as neap-spring cycles similar to those in the vertically accreted sand-mud laminae that are common in the upper part of the infilling of muddy tidal creeks (Roep, 1991), or on tidal flats where planar bedding dominate (Tessier, 1993), or even in large ponds of coastal swamps (Kvale et al., 1989). The occurrence of double-mud couplets suggests that two slack-water stages may be recorded during spring tides, suggesting that the bottom of the pond remained flooded. The much thinner mud laminae in the core of the double-mud couplets could be the result of diurnal inequality, which might be amplified in the internal part of estuaries (Gong et al., 2016). Considering a semi-diurnal tide, only half of the cycles are recorded as couplets. This could be the result of non-flooding of the pond during neap tides,

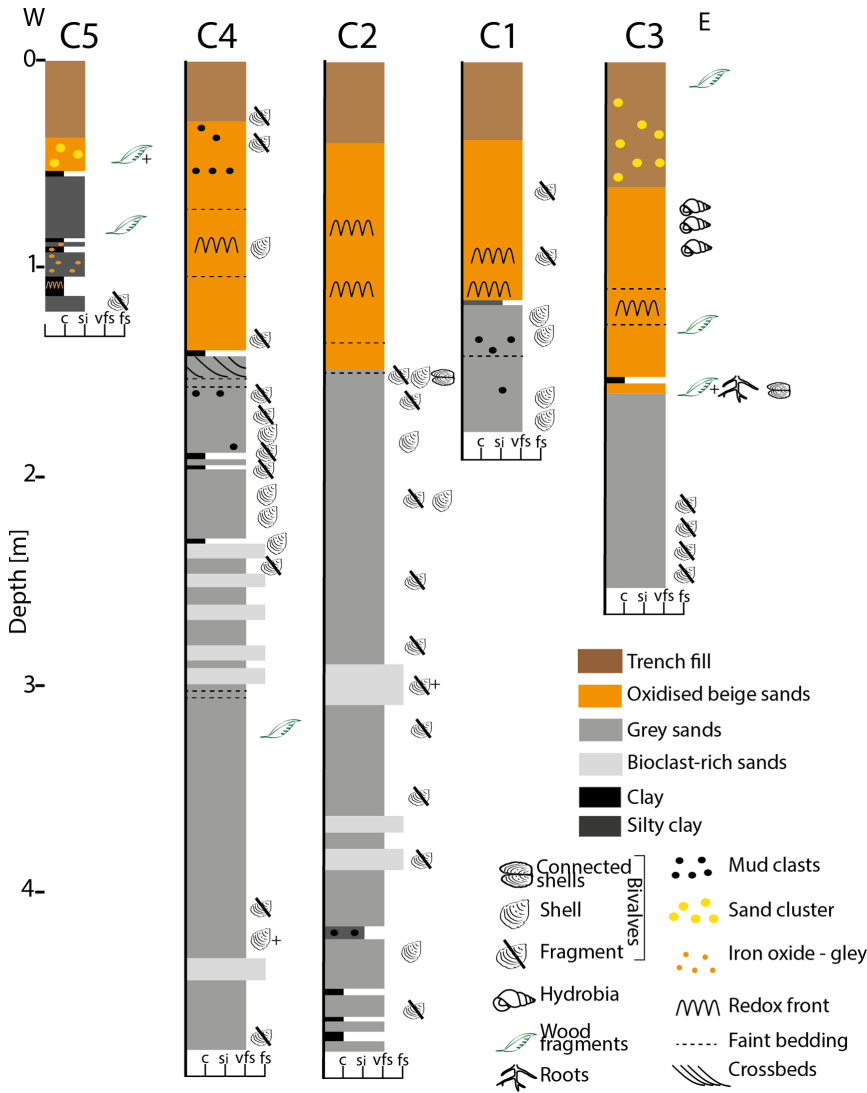


FIGURE 12 Vibrocore logs. See location in Figure 4. Two main facies are observed, based on iron redox change. The boundary approximately matches that of U1 and U2 in GPR profiles.

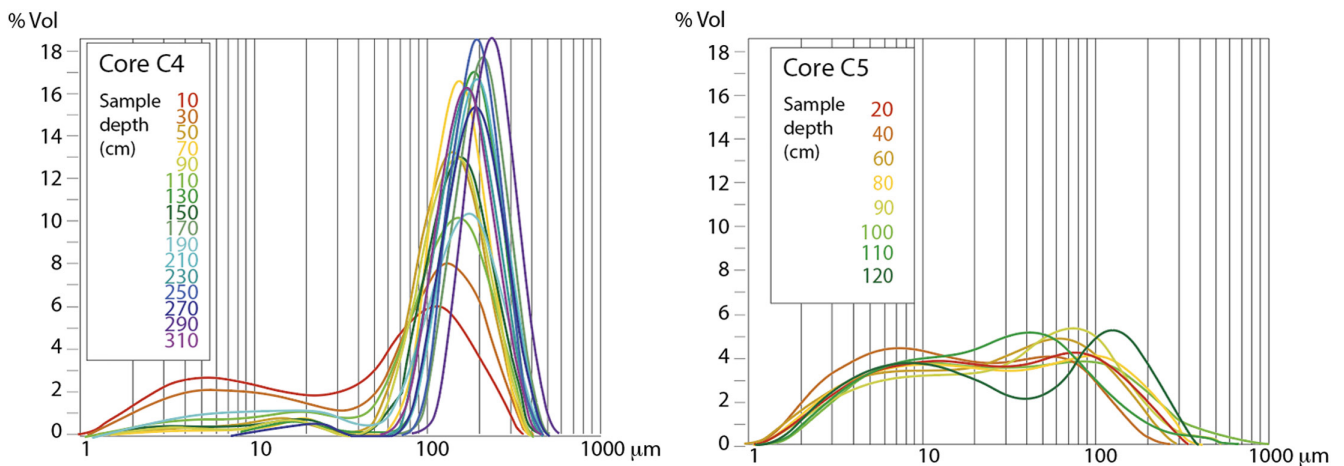
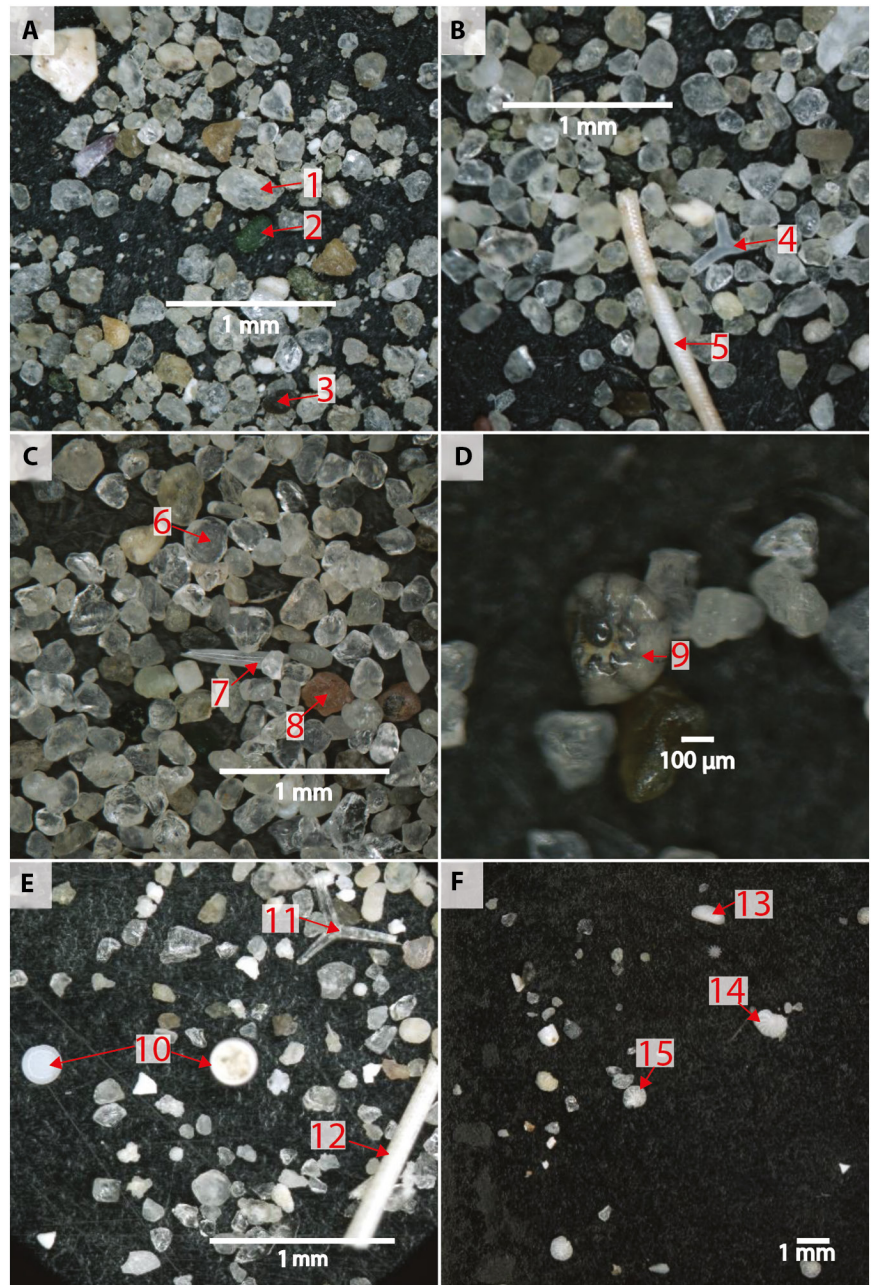


FIGURE 13 Grain-size variation with depth in cores C4 and C5. There is an overall fining-upward of the sand mode (120->100  $\mu\text{m}$ ), typical of tidal flat sediments (C4). The silts (3–10–20  $\mu\text{m}$ ) dominate over the sand in the muddy channel fills (C5). Grain-size distribution at the surface is homogenised by ploughing.

**FIGURE 14** Photographs of samples taken from cores C3 and C5 (see Figure 13). (A) C3 at 0.45 m (1: shiny quartz, 2: glauconite, 3: lithic fragment). (B) C3 at 1.65 m (4: sponge spicule, 5: echinid spine). (C) C3 at 2.05 m (6: frosted quartz, 7: echinid spine, 8: lithic fragment). (D) C3 at 2.05 m (9: *Ammonia*). (E) C5 at 0.70 m (10: diatoms, 11: triactin sponge spicule, 12: echinid spine). (F) C 5 at 0.95 m (13: ostracod, 14: *Haynesina germanica*, 15: *Cribrorhynchium williamsoni*).



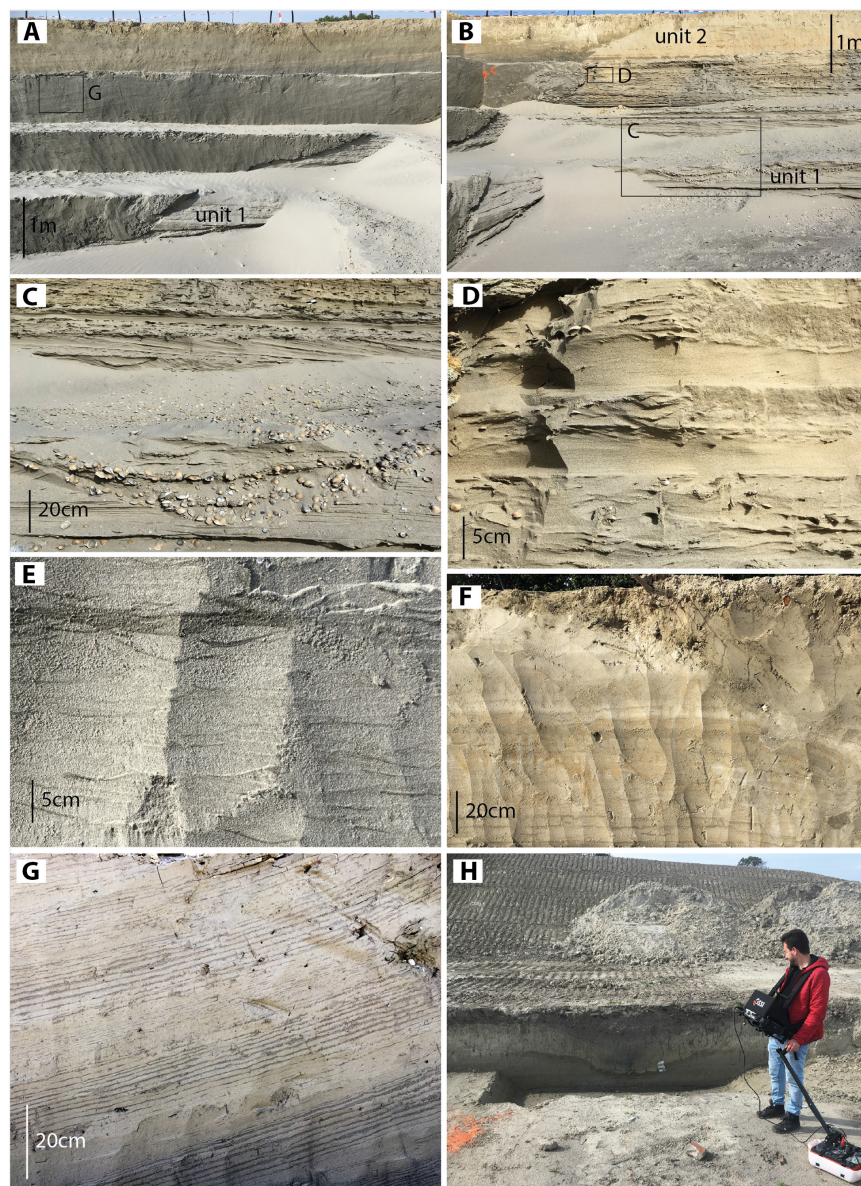
or to amalgamation of the cycles in the bundle boundaries where sand laminae are almost absent.

## 5 | DISCUSSION

### 5.1 | Natural estuarine sedimentation and land emergence

Unit 1 in GPR profiles and in the pit exposure corresponds to the facies of grey sands dominated by channel processes. This may explain the presence of several scales of crossbedding (Figure 15B,E). The absence of systematic crossbedding in the sands collected in cores may be due to

disturbance of structures during vibrocoreing. The clarity of the GPR signal in this unit is consistent with the sandy composition. The occasional clay drapes observed in cores are probably too thin to impede the signal propagation. The beige sand in the pit section suggests that it is the upward transition from heterolithic tidal flat to salt marsh, where bioturbation processes progressively overprint the tidal bedding, with trampling of deformation features that could be created by cattle, as evidenced in the tidal marshes of the Frisian islands (Bakker et al., 2023). The succession of units shows a change in dynamics, transitioning from a high-energy system entirely occupied by sandy channels and meander bars (Unit 1) to a low-energy system with fewer channels, flat deposits (Unit 2;



**FIGURE 15** Pictures from an archaeological pit crosscutting the GPR units. See location in [Figure 4A](#). (A) Scoured depression infilled by dominantly mud deposits. (B) Crossbedded grey sands of Unit 1 grading upward to beige sands of Unit 2. (C) Trough crossbeds with *Cerastoderma edule* shell lags in Unit 1. (D) Alternating low-angle and ripple cross-stratification. Dominant current is towards the right (SE). (E) Flaser bedding at the top of Unit 1. (F) Flat-bedded heterolithic stratification (Unit 2), vanishing upward due to ploughing and plant bioturbation. Note the redox front. (G) Tidal rhythmites forming the heterolithic deposits the scour fill. The bundles encompass 12–14 sand-mud couplets. (H) Minor ditch infilled by massive clay incised at the top of Unit 2. Those ditches are the only remnants of medieval dikes.

[Figures 9 and 10](#)). The decrease in channel size and lateral migration from Unit 1 to Unit 2 is consistent with the progressive infilling and reduction of the tidal prism, and correlative decrease in energy and increase in mudiness, as expected in general models of tidal flats and estuarine valley fills (Hugues, 2012; Tessier, 2012). This is consistent with the overall upward and also westward fining of surface sediments as the estuarine river migrated to the west at the same time it shrunk ([Figure 8](#)). Unit 3 corresponds to the silty-clayey facies sampled in core 5 ([Figure 10](#)). The *Scrobicularia* and foraminifera in this facies ([Figure 14D,F](#)) indicate an estuarine (brackish) setting until the end of deposition. Taken together, these results build a coherent picture of an estuarine environment with channels and intertidal flats evolving towards a salt marsh.

The redox front corresponding to the colour transition from grey to beige sand ([Figure 15F](#)) coincides with the shift from the freshwater zone to the saturated and/or saline zone in an area where the groundwater fluctuation is influenced by tides, in addition to its seasonal variation (Burdige, 2011). In the area surrounding the Grand Port Maritime de Dunkerque, the groundwater depth is generally between 1 m and 1.5 m below the soil surface. This depth can vary by a few decimetres depending on meteorological conditions, whether there are wet or dry periods (Cardin et al., 2009). In the study area, a bit further south, the presence of saltwater is confirmed at a depth of 1.75–2.35 m (Lebbe et al., 2018). This matches the transition from red sand to grey sand. Thus, the beige sand would be the unit where phreatic waters could be drained slowly, due to the occurrence of permeability barriers (clay

layers), above a less oxidative, saturated body of saline or brackish water that would keep the grey sand unleached. Redox fronts with gleys in the contact zone between anoxic groundwater and oxic surface water are best developed in old polders, due to drainage restrictions correlative to the presence of an embankment, and thus a longer time for surface water infiltration (Merz et al., 2005).

In this interpretation, the grey to beige sand transition would be diagenetic and not stratigraphic, although Unit 2, closer to the surface, would be generally beige. In the studied pit exposure, the facies succession below the scour depression is fining and thinning upwards, and shows an overall decrease in energy and rate of deposition. This compares with core 4, where upward decrease in sand mode and increase in silt fraction reflects the relative decrease in current velocity and increase in suspension load, a feature typical of the transition from tidal flat to salt marsh sediments (Rahman & Plater, 2014; Wei et al., 2020). This infilling of the accommodation space is consistent with the overall progradation of the Denna tidal flats, correlated to the westward migration of its main channel.

## 5.2 | Effects of land reclamation

The extensive GPR mapping shows an increase in flat strata at the boundary between Unit 2 and Unit 1. Upward flattening of strata is expected to occur from channel bars to tidal flat in the course of lateral accretion and migration of tidal channels. However, in most GPR profiles, the boundary between the two units correspond to a toplap surface (e.g. P2 in Figure 9). This suggests a rather abrupt supply of sediments and increase in accommodation that must be discussed.

Unit 2 could be infilling lows created by peat compaction, as demonstrated in the East Dunkerque area by Mrani-Alaoui (2006), and reviewed by Bartholdy (2012), or peat mining, as demonstrated further west in the French part of the coastal plain (Lançon & Boulén, 2019). However, where peat is present at surface, it is generally also present in the underlying Holocene deposits, and the available boreholes that have traversed the Holocene in the study area show no peat levels (Desoutter, 2020). More probably, the accommodation space of Unit 2 could result from a relatively higher aggradation rate of the last channel belts of Unit 1 (see P2 in Figure 9).

The average sand content of deposits in Unit 2 is high enough for them to be imaged on most of the GPR profiles. This is unexpected in upper tidal flats, the elevation of which might correspond to that of Unit 2, and where normally mud is deposited. At this elevation, in the study area, mud is present only as the infilling of confined channels in Unit 2 or Unit 3, or in the tidalites infilling

scour depressions such as that illustrated in the pit section (Figure 15A,G). The origin of sand in the flat strata of Unit 2 must therefore be questioned.

A first idea is that Unit 2 flat strata could correspond to crevasse splays. This would make sense if the lows infilled by Unit 2 are flanked by meander belts. However, crevasse splays, well-documented in the Rhine-Meuse delta (van Dinter, 2017), are less common in estuaries, except at the fluvial-tidal transition (Boechat Albernaz et al., 2020). Also, (i) no typical levee geometry has been observed in Unit 1 and (ii) Unit 2 flat strata thin towards channels, as opposed to what would be expected in crevasse splays (if the channels were feeders).

The supply of sand in polders may also occur as wash-over deposits, formed when the coastal barrier is breached during storm events. Kilometre-sized sand sheets invaded the back-barrier tidal flat of the Wadden Sea islands (Flemming, 2012) or the Rhine-Meuse area (de Haas et al., 2018) during the medieval periods of lowering of the dune belt. The idea of a surge and rapid deposition of these surface sands is in accordance with the preservation of delicate triactin sponge spicules, which imply that the sediment was not much reworked as would be the case for long-term tidal stirring in the estuarine channels and bars. Sponge spicules have been observed in tidal flats of the Wadden Sea (Bulian et al., 2019), but in a much more open location than that supposed for the Denna estuary by the end of infilling (sponge spicules are found in Unit 3).

The continued supply of sand until after the final infilling of Unit 3 (see P4 in Figure 10) could be partly indebted to aeolian supply to the upper intertidal flats. Significant coastal dune erosion and reworking might have happened after 400 AD (Meurisse-Fort, 2008). To the east of the area, the town of Loon-Plage is located on a fossil dune field corresponding to the western tip of the coastal barrier that closed the Denna estuary to the east. The westward elongation of the barrier may have made this aeolian source an increasing component of the sand finally supplied in the Denna area. The presence of frosted quartz grains in the cores (Figure 14C) supports reworking of quartz grains rounded in an aeolian environment. However, such grains are found also at depth in the cores, and their morphogenesis could be inherited from an older story.

Finally, another explanation for at least some of the flat strata of Unit 2 is to relate them to either controlled flow ingress across locks or non-controlled catastrophic surges across dike breaches. Sheet flows could have invaded the polders following extremely high-water, bringing about dike breaches. This occurred many times during medieval land reclamation in the Netherlands (Vos, 2015). Most of the topographic imprint of the related sand bodies would have been erased by agriculture, especially ploughing. Ploughing is possibly in itself an additional cause for the illuviation of



mud-sized particles and the relative increase in sandiness at surface (Dent et al., 1976). Still, even old polders generally keep the footprint of the grain-size distribution of the tidal flat that was embanked (Jongepier et al., 2015; Missiaen et al., 2017). Thus, in the Denna area, a more careful assessment of the surface grain-size distribution would be necessary to confirm the local heterogeneities observed in surface conductivity maps (Figure 8), and to see whether they follow the natural logic of channel-attached tidal flats, or their embankments and possible overflows.

### 5.3 | Archaeological perspective

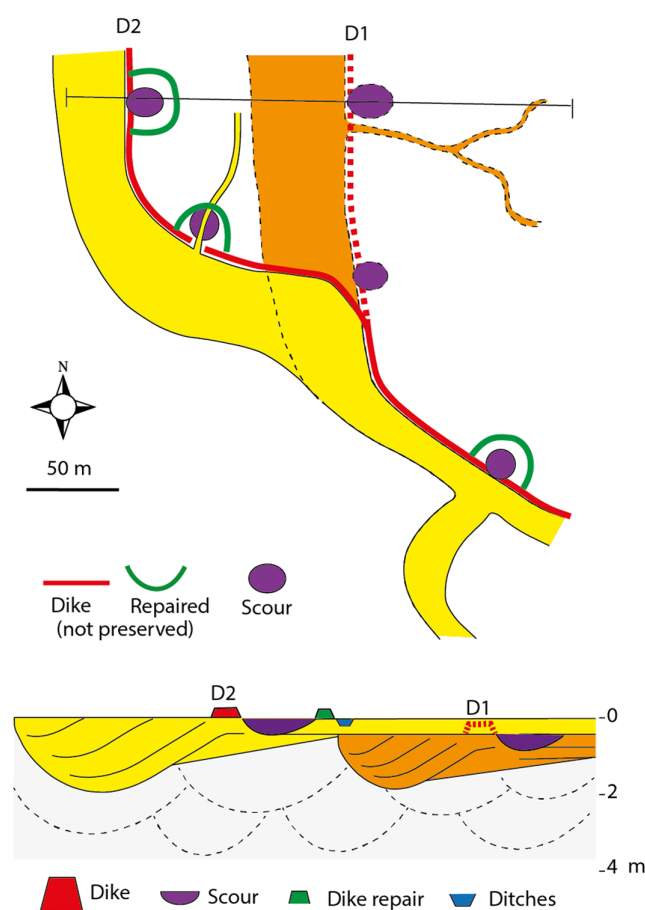
Reclamation was realised through dike building, on the open-coast tidal flats of Germany and Denmark (Hadler et al., 2022), and along estuarine rivers of the Netherlands, where they date back to Antiquity (Nieuwhof, 2010). In the French Flemish coastal plain, the intensification of embanking, starting in the 10th and 11th centuries, is correlated with the systematic expansion of human settlements behind the dikes, documented and dated by ceramic materials (Lançon & Boulen, 2019). Diking not only prevented submersions but also limited the return of sediments to the channel whenever they occurred, and therefore accelerated land emergence. Dike breaches were early documented in the medieval archaeology of the Netherlands (Ameryckx, 1953). Breaches created in dikes during stormy episodes associated with high tides would concentrate cascading flows in the polders and generate plunge pools corresponding to the scour depressions later infilled by mud as ponds (Lançon, 2022). Alternatively, the ponds could be fully dug by people and used as freshwater tanks (Deschodt et al., 2021), but in this case their alignment with dikes remains to be explained.

Recent archaeological studies conducted by INRAP shed light on the history of occupation in the estuarine zone of the Denna estuary during the Middle Ages (Lançon, 2017; Lançon, 2022). Radiocarbon datings on *Cerastoderma* found in living position suggest final deposition of Unit 1 by the end of the 6th century. Archaeological objects collected in Unit 1 range from the 5th to the 9th centuries. This marks the end of the natural evolution of the drainage network, before the development of embankments. The Denna channel, navigable at least until the 12th century, gradually closed through reclamation of the tidal flats and back-barrier areas located eastward. Reclamation lasted between the 10th and 15th centuries. Land emergence, characterised by the clay-organic fills of ditches with *Scrobicularia*, typical of Unit 2, became widespread from the 9th century onwards. The dike system progressed stepwise from east to west between Loon-Plage and the Denna, in the 11th, 13th and 15th centuries. In the

study area, at least four dike fronts, spaced about 100 m apart, can be located from historical and archaeological data, west of the pond lines (Figure 11). The orientation of the dikes followed that of the eastern bank of the Denna, which was separated from the dikes by mud flats.

### 5.4 | Tentative geomorphological model of the Denna polders

The geophysical results can be interpreted in the light of archaeological knowledge. The hypothesis that embankment not only matches but also partly controls the transition from Unit 1 to Unit 2 is based on several observations summarised in a sketch (Figure 16). The dikes (generally not preserved) and near-surface channel fills



**FIGURE 16** Schematic interpretation of the relationship between the stratigraphic architecture and embankment of the area in the Middle Age. The dikes, associated with ditches, are diachronous from E to W. They control the abrupt decrease of energy of deposition in the polders and may force the active channels to migrate westward. The stepwise shift of the dike front towards the west may coincide with episodes of scour in the lee of breaches formed during submersion events. Such breaches could be repaired by surrounding dikes, some others not.

are commonly aligned. Shallow and narrow channels, present only eastward of the dikes (Figure 11), may have formed as tidal creeks and were possibly reused as ditches to drain out the polders when the dikes were breached. While abrupt terminations of channels mapped in Unit 1 could be the effect of truncation, the network of shallow channels of Unit 2 is more complete and show striking features such as wide channels ending against dikes, or shrinking drastically across dikes (Figure 11). The same relationships have been documented by Jongepier et al. (2015) and Missiaen et al. (2017) on polders of the Scheldt estuary.

The results from the Denna suggest that reclamation followed and possibly forced the westward migration of the main estuarine river channel. The geometry of shallow channel fills supports this latter hypothesis, with abrupt bends (i) towards the west of the main eastern branch of the estuarine river and (ii) towards the north of the Schelfvliet (Figure 8), plus the transition from a meandering to straight course downstream of the latter. These features are consistent with flow deflection towards the west that cannot be a consequence of lateral migration of those channels. This, furthermore, occurs in an area where most archaeological evidence of embankment are found. This tentative reconstruction points to at least two stages of accretion of Unit 2, each associated with the construction of a dike (Figure 16), but there may be as many steps as embankment stages. By the end, the remaining channel of the Denna would be less mobile due to a decrease in tidal prism forced by reclamation (Schrijvershof et al., 2020). This would explain the dominantly clayey infilling of Unit 3 and Unit 2 channels, contrasting with the dominant sandy nature of Unit 2 sheet strata.

Sheet flows could supply sand to the polders, either in a controlled way as transitional polders (Weisscher et al., 2022), or more probably due to catastrophic dike breaches. Probably only dike overflow could form the observed scour depressions. Some breaches could be repaired or surrounded by new dikes, or abandoned at the occasion of new dike building further west (Figure 16). The 4 m deep scour observed in the pit section would have been left connected to the tidal flat seaward of the breach for at least 2 years, based on the number of tidalites preserved in the mud fill (10 cm/neap-spring cycle). The final diversion of the Denna to the west outside the study area may have been caused by an extreme flood associated with a storm event, as documented for the 15th century in the Netherlands (Kleinhans et al., 2010; de Haas et al., 2018). More data west of the study area would be necessary to tell the end of the story, but unfortunately it is also a more clayey area and therefore not appropriate for GPR investigations.

## 6 | CONCLUSIONS

This multidisciplinary study combining surface geophysics, sedimentology and archaeology documents the morphology and sedimentary evolution of a 2 km square sector of agricultural land located on the western Flemish coastal plain, corresponding to the palaeo-estuary of the Denna, west of Dunkerque. Over 30 km of GPR profiles, correlated with vibrocores and observations in archaeological pits, could be compared with extensive mapping of surface conductivity. The results can be summarised as follows:

1. At the large scale, the conductivity map shows a surface hydrographic network consisting of a sinuous to meandering network of anastomosed channels infilled with muddy sediments. This corresponds to the final stage of estuarine deposition. Mud-filled enclosed depressions are also detected on the conductivity map, which are interpreted as the infill of breaches caused by catastrophic submersion of medieval dikes.
2. Two stratigraphic units are revealed by GPR data. The upper one is formed by 0.5–1 m thick aggrading sand layers traversed by muddy channel fills matching the pattern of the conductivity map. Some of these channels were reworked into ditches during reclamation. The lower unit, over 4 m in thickness, is an overall aggrading deposit of 1–2 m thick meander bars.
3. Vibrocores show that both units are predominantly composed of fine sand, containing marine-derived bioclasts (including delicate triactin sponge spicules), as well as foraminifera typical of estuarine environments, and a minor fraction of aeolian quartz. The infill of the last channels is dominated by silt. Below the ploughed ground, the sediments are oxidised down to the phreatic water level.
4. Exposures of these deposits in an archaeological pit provide facies details indicating that (i) the lower unit is composed of compound crossbeds thinning and fining upwards to heterolithic tidal flat deposits and (ii) mud-filled enclosed depressions have a scoured bottom and are infilled by tidal rhythmites; based on the number of these, the breach in the dike is thought to have remained open for about 2 years.

These results highlight some new elements regarding sedimentary dynamics and stratigraphy in reclaimed areas of the Flemish coastal plain. Radiocarbon dating of shells and archaeological artefacts collected indicate that the transition from the lower to upper unit began in the 7th century, during the period of the very first embankments. The upper unit could be partly the result of incision of sheet flows inside the polders across breaches

formed during extremely high-water levels. This would explain the abnormally high sandiness of the upper part of the infill.

## ACKNOWLEDGEMENTS

This work, part of Rachid Ouchaoou PhD thesis, has benefitted from funding from SFR Campus de la Mer, and is indebted to INRAP for accessing to works in progress and geoarchaeological data. The authors would like to thank the guest editor, Sergio Longhitano, for the opportunity of publishing it in this special issue. Maarten Kleinhans and an anonymous reviewer are warmly thanked for their constructive reviews.

## DATA AVAILABILITY STATEMENT

The GPR data presented in this work are part of a larger database that can be shared upon reasonable request to the corresponding author.

## ORCID

Jean-Yves Reynaud  <https://orcid.org/0000-0003-3665-8149>

## REFERENCES

- Ameryckx, J.B. (1953) Het ontstaan en evolutie van het Zwin in België. *Natuurwetenschappelijk Tijdschrift*, 34(4–5), 99–110.
- Armynot du Châtelet, E., Duvaut-Robine, A. & Meurisse-Fort, M. (2019) Caractérisation par les foraminifères des environnements archéologiques et du cadre paysager – exemple d'application sur Quentovic (embouchure de la Canche, France). *Quaternaire*, 30, 211–223. <https://doi.org/10.4000/quaternaire.11794>
- Bakker, J.P., Berg, M.P., Grootjans, A.P., Olf, H., Schrama, M., Reijers, V.C. & Van der Heide, T. (2023) Biogeomorphological aspects of a model barrier Island and its surroundings—interactions between abiotic conditions and biota shaping the tidal and terrestrial landscape: a synthesis. *Ocean and Coastal Management*, 239, 106624. doi:10.1016/j.ocecoaman.2023.106624
- Baeteman, C. & Declerck, P.-Y. (2002) A synthesis of early and middle Holocene coastal changes in the Western Belgian lowlands. *Belgeo*, 2, 77–107.
- Baeteman, C. (2007) Roman peat-extraction pits as possible evidence for the timing of coastal changes: an example from the Belgian coastal plain. In: Beenakker, J.J., Horsten, F.H., De Kraker, M.J. & Renes, H. (Eds.) *Landschap in ruimteentijd*. Amsterdam: Aksant, pp. 16–25.
- Baeteman, C. (2018) The Coastal Plain of Belgium, joint product of natural processes and human activities. In: Demoulin, A. (Ed.) *Landscapes and landforms of Belgium and Luxembourg*. Cham: Springer International Publishing, pp. 313–334. doi:10.1007/978-3-319-58239-9\_19
- Bartholdy, J. (2012) Salt marsh sedimentation. In: Davis, R., Jr. & Dalrymple, R. (Eds.) *Principles of tidal sedimentology*. Dordrecht: Springer, pp. 151–185. doi:10.1007/978-94-007-0123-6\_8
- Boechat Albernaz, M., Roelofs, L., Pierik, H.J. & Kleinhans, M.G. (2020) Natural levee evolution in vegetated fluvial-tidal environments. *Earth Surface Processes and Landforms*, 45(15), 3824–3841. doi:10.1002/esp.5003
- Bristow, C. & Jol, H. (2003) An introduction to ground penetrating radar (GPR) in sediments. *Geological Society of London, Special Publication*, 211, 1–7. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2001.211.01.01>
- Bulian, F., Enters, D., Schlütz, F., Scheder, J., Blume, K., Zolitschka, B. & Bittmann, F. (2019) Multi-proxy reconstruction of Holocene palaeoenvironments from a sediment core retrieved from the Wadden Sea near Norderney, East Frisia, Germany. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 225, 106251. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2019.106251>
- Burdige, D.J. (2011) *Estuarine and coastal sediments – coupled biogeochemical cycling. Treatise on Estuarine and Coastal Science*. Waltham: Academic Press. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-374711-2.00511-8>
- Cardin, C., Joublin, F., Dufrenoy, R. & Braibant, G. (2009) Grand Port Maritime de Dunkerque: inventaire et diagnostic du réseau. Prélèvement et piézométrie. Octobre 2009. BRGM/RP-58014-FR.
- Choi, K.S., Hong, C.M., Kim, M.H., Oh, C.R. & Jung, J.H. (2013) Morphologic evolution of macrotidal estuarine channels in Gomso Bay, west coast of Korea: implications for the architectural development of inclined heterolithic stratification. *Marine Geology*, 346, 343–354. doi:10.1016/j.margeo.2013.10.005
- Clarke, M.L. & Rendell, H.M. (2009) The impact of North Atlantic storminess on western European coasts: a review. *Quaternary International*, 195, 31–41. doi:10.1016/j.quaint.2008.02.007
- Dalrymple, R.W. (1992) Tidal depositional systems. In: Walker, R.G. & James, N.P. (Eds.) *Facies models*. Toronto: Geological Association of Canada, pp. 195–218.
- Dent, D.L., Downing, E.J.B. & Rogaar, H. (1976) Changes in the structure of marsh soils following drainage and arable cultivation. *Journal of Soil Science*, 27, 250–265. doi:10.1111/j.1365-2389.1976.tb01995.x
- Deschodt, L., Lançon, M., Desoutter, S., Hulin, G., Simon, F.-X., Vanwaslscappel, B., Créteur, Y., Broes, F., Devred, V., Favier, D. & Le Bayon, A.-L. (2021) Exploration archéologique de 170 hectares de plaine maritime (Bourbourg, Saint-Georges-sur-l'Aa, Craywick, Nord de la France): restitution de la fermeture d'un estuaire au Moyen Âge et mise en évidence de mares endiguées. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 192(1), 12. doi:10.1051/bsgf/2021004
- Desoutter, S. (2018) Bourbourg, Saint-Georges-sur-l'Aa, Craywick. Rapport de diagnostic. Inrap Hauts-de-France, Gisly, 3 vol.
- Desoutter, S. (2019) Gravelines, Loon-Plage. Rapport de diagnostic. Inrap Hauts-de-France, Gisly, 3 vol.
- Desoutter, S. (2020) Gravelines, Loon-Plage. Rapport de diagnostic. Inrap Hauts-de-France, Gisly, 3 vol.
- van Dinter, M. (2017) Living along the Limes: landscape and settlement in the Lower Rhine Delta during Roman and Early Medieval times. PhD Utrecht University, Faculty of Geosciences, Department of Physical Geography, Utrecht. Utrecht Studies. *Geosciences*, 135, 223.
- Doolittle, J.A. & Brevik, E.C. (2014) The use of electromagnetic induction techniques in soils studies. *Geoderma*, 223–225, 33–45. doi:10.1016/j.geoderma.2014.01.027

- Donselaar, M.E. & Geel, C.R. (2007) Facies architecture of heterolithic tidal deposits: the Holocene Holland tidal basin. *Netherlands Journal of Geosciences*, 86(4), 389–402. <https://doi.org/10.1017/S001677460002360X>
- Dubois, G. (1924) Recherches sur les terrains quaternaires du Nord de la France. *Mémoires de la Société Géologique du Nord*, VIII(I), 356.
- Ducrocq, E., Vannoye, S. & Mazouni, F. (2022) La recharge artificielle de la nappe pour pérenniser la ressource: retour d'expérience de l'unité de Moulle (Pas-de-Calais). *TSM*, 12, 43–52. <https://doi.org/10.36904/202212043>
- Dynesius, M. & Nilsson, C. (1994) Fragmentation and flow regulation of river systems in the northern third of the world. *Science*, 266(5186), 753–762. <https://doi.org/10.1126/science.266.5186.753>
- Flemming, B.W. (2012) Siliciclastic Back-Barrier Tidal Flats. In: Davis, R.A. & Dalrymple, R.W. (Eds.) *Principles of tidal sedimentology*. Dordrecht: Springer, pp. 231–267. [https://doi.org/10.1007/978-94-007-0123-6\\_10](https://doi.org/10.1007/978-94-007-0123-6_10)
- Gong, W., Schuttelaars, H. & Zhang, H. (2016) Tidal asymmetry in a funnel-shaped estuary with mixed semidiurnal tides. *Ocean Dynamics*, 66, 637–658. <https://doi.org/10.1007/s10236-016-0943-1>
- de Haas, T., Pierik, H.J., van der Spek, A.J.F., Cohen, K.M., van Maanen, B. & Kleinhans, M.G. (2018) Holocene evolution of tidal systems in The Netherlands: effects of rivers, coastal boundary conditions, eco-engineering species, inherited relief and human interference. *Earth-Science Reviews*, 177, 139–163. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2017.10.006>
- Hadler, H., Wilken, D., Bäuml, S., Fischer, P., Rabbel, W., Willershäuser, T., Wunderlich, T. & Vöt, A. (2022) The Trendermarsch polder (North Frisia, Germany)—geophysical and geoarchaeological investigations of an anthropogenic medieval coastal landscape and its vulnerability against natural hazards. *Geomorphology*, 418, 108461. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2022.108461>
- Hauser, S.J. (2020) Long live the heritage of petroleum—discoveries of former oil sites in the Port City of Dunkirk. *Urban Science*, 4, 22.
- Herrera-García, G., Ezquerro, P., Tomás, R., Béjar-Pizarro, M., López-Vinielles, J., Rossi, M., Mateos, R.M., Carreón-Freyre, D., Lambert, J., Teatini, P., Cabral-Cano, E., Erken, G., Galloway, D., Hung, W.-C., Kakar, N., Sneed, M., Tosi, L. & Wang, H. (2021) Mapping the global threat of land subsidence. *Science*, 371, 34–36. <https://doi.org/10.1126/science.abb8549>
- Hijma, M.P., Cohen, K.M., Hoffmann, G., der Spek, A.J.F.V. & Stouthamer, E. (2009) From river valley to estuary: the evolution of the Rhine mouth in the early to middle Holocene (western Netherlands, Rhine-Meuse delta). *Netherlands Journal of Geosciences*, 88, 13–53. <https://doi.org/10.1017/S0016774600000986>
- Hoeksema, R.J. (2007) Three stages in the history of land reclamation in The Netherlands. *Irrigation and Drainage*, 56, S113–S126. <https://doi.org/10.1002/ird.340>
- Hughes, Z.J. (2012) Tidal channels on tidal flats and marshes. In: Davis, R.A. & Dalrymple, R.W. (Eds.) *Principles of tidal sedimentology*. Dordrecht: Springer, pp. 269–300. [https://doi.org/10.1007/978-94-007-0123-6\\_11](https://doi.org/10.1007/978-94-007-0123-6_11)
- IFREMER. (1986) Le Littoral de la Région Nord-Pas de Calais qualité du milieu marin. *Rapports Scientifiques Et Techniques De L'Ifremer. Convention de Coopération Région Nord - Pas de Calais*, 3, 136.
- Jongepier, I., Wang, C., Missiaen, T., Soens, T. & Temmerman, S. (2015) Intertidal landscape response time to dike breaching and stepwise re-embankment: a combined historical and geomorphological study. *Geomorphology*, 236, 64–78. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2015.02.012>
- Kleinhans, M.G., Weerts, H.J.T. & Cohen, K.M. (2010) Avulsion in action: reconstruction and modelling sedimentation pace and upstream flood water levels following a medieval tidal-river diversion catastrophe (Biesbosch, The Netherlands, 1421–1750 AD). *Geomorphology*, 118(1–2), 65–79. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2009.12.009>
- Koster, K., Stafleu, J., Vos, P.C. & van der Meulen, M.J. (2020) Can we elevate the subsiding coastal plain of The Netherlands with controlled sedimentation? *Proceedings of the International Association of Hydrological Sciences*, 382, 767–773. <https://doi.org/10.5194/piahs-382-767-2020>
- de Kraker, A.M.J. (2015) Flooding in river mouths: human caused or natural events? Five centuries of flooding events in the SW Netherlands, 1500–2000. *Hydrology and Earth System Sciences*, 19, 2673–2684. <https://doi.org/10.5194/hess-19-2673-2015>
- Krinsley, D. & Trusty, P. (1985) Environmental interpretation of quartz grain surface textures. In: Zuffa, G.G. (Ed.) *Provenance of arenites*. Dordrecht: Springer Netherlands, pp. 213–229. [https://doi.org/10.1007/978-94-017-2809-6\\_10](https://doi.org/10.1007/978-94-017-2809-6_10)
- Kvale, E.P., Archer, A.W. & Johnson, H.R. (1989) Daily, monthly, and yearly tidal cycles within laminated siltstones of the Mansfield Formation (Pennsylvanian) of Indiana. *Geology*, 17, 365–368. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1989\)017<0365:DMAYTC>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1989)017<0365:DMAYTC>2.3.CO;2)
- Lambeck, K., Esat, T.M. & Potter, E.-K. (2002) Links between climate and sea levels for the past three million years. *Nature*, 419, 199–206. <https://doi.org/10.1038/nature01089>
- Lançon, M. (2022) Craywick, St-Georges-sur-Aa, Gravelines-Loon-Plage. Rapport de diagnostic. Inrap Hauts-de-France, Gislis, 3 vol.
- Lançon, M. (2017) Rapport de diagnostic: Bourbourg, Saint-Georges-sur-l'Aa, Le Grand Palynck Dyck, Port autonome de Dunkerque. INRAP HdF.
- Lançon, M. & Boulen, M. (2019) Les occupations humaines de la plaine maritime flamande à l'Holocène supérieur. Un changement de paradigme? *Quaternaire*, 30(4), 311–334. <https://doi.org/10.1051/bsgf/2021004>
- Lebbe, L., Depret, D., Claus, J. & Devriese, G.J. (2018) Salt water intrusion in the breakthrough valley of the river Aa between the Flemish coastal plain and the Saint Omer basin (France). In E3S Web of Conferences, EDP Sciences. <https://doi.org/10.1051/e3sconf/20185400017>
- Malham, S.K., Hutchinson, T.H. & Longshaw, M. (2012) A review of the biology of European cockles (*Cerastoderma* spp.). *Journal of the Marine Biological Association of the United Kingdom*, 92(7), 1563–1577. <https://doi.org/10.1017/S0025315412000355>
- Makaske, B. & Weerts, H.J. (2005) Muddy lateral accretion and low stream power in a sub-recent confined channel belt, Rhine-Meuse delta, central Netherlands. *Sedimentology*, 52(3), 651–668. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2005.00713.x>

- Margotta, J. (2014) Stratigraphic architecture and sedimentary evolution of the Holocene deposits in the French Flemish coastal plain, Northern France. Unpublished PhD thesis, U-Lille 1 <https://www.theses.fr/2014LIL10012>
- Margotta, J., Trentesaux, A. & Tribouvillard, N. (2016) Tidally-modulated infilling of a large coastal plain during the Holocene; the case of the French Flemish Coastal plain. In: Tessier, B. & Reynaud, J.Y. (Eds.) *Contributions to Modern and Ancient Tidal Sedimentology: Proceedings of the Tidalites 2012 Conference*. Chichester: John Wiley and Sons, Ltd., pp. 243–260. <https://doi.org/10.1002/9781119218395.ch14>
- Mastrocicco, M. & Colombani, N. (2021) The issue of groundwater salinization in coastal areas of the Mediterranean region: a review. *Water*, 13, 90. <https://doi.org/10.3390/w13010090>
- Mathys, M. (2009) The Quaternary geological evolution of the Belgian Continental Shelf, southern North Sea. Unpublished PhD thesis, Ghent University, Ghent, 371 p <https://biblio.ugent.be/publication/716421>
- McMichael, C., Dasgupta, S., Ayeb-Karlsson, S. & Kelman, I. (2020) A review of estimating population exposure to sea-level rise and the relevance for migration. *Environmental Research Letters*, 15, 123005. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/abb398>
- Merz, C., Schuhmacher, P., Winkler, A. & Pekdeger, A. (2005) Identification and regional quantification of hydrochemical processes at the contact zone between anoxic groundwater and surface water in poldered floodplains (Oderbruch polder, Germany). *Applied Geochemistry*, 20, 241–254. <https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2004.09.005>
- Meurisse-Fort, M. (2008) Enregistrement haute résolution des massifs dunaires: Manche, mer du Nord et Atlantique: le rôle des tempêtes. Ed. Publibook and Unpublished PhD thesis, U-Lille 1, 350 p.
- Missiaen, T., Jongepier, I., Heirman, K., Soens, T., Gelorini, V., Verniers, J., Verhegge, J. & Crombé, P. (2017) Holocene landscape evolution of an estuarine wetland in relation to its human occupation and exploitation: Waasland Scheldt polders, northern Belgium. *Netherlands Journal of Geosciences*, 96, 35–62. <https://doi.org/10.1017/njg.2016.24>
- Mrani-Alaoui, M. (2006) Evolution des environnements sédimentaires holocènes de la plaine maritime flamande du Nord de la France: eustatisme et processus. Unp. PhD thesis, Université du Littoral, Côte d'Opale, Dunkerque, 211 p.
- Nienhuis, J.H., Ashton, A.D., Edmonds, D.A., Hoitink, A.J.F., Kettner, A.J., Rowland, J.C. & Törnqvist, T.E. (2020) Global-scale human impact on delta morphology has led to net land area gain. *Nature*, 577, 514–518. <https://doi.org/10.1038/s41586-019-1905-9>
- Nieuwhof, A. (2010) Living in a dynamic landscape: prehistoric and proto-historic occupation of the northern-Netherlands coastal area. In: Marencic, H., Eskildsen, K., Farke, H. & Hedtkamp, S. (Eds.) *Science for Nature Conservation and Management: the Wadden Sea Ecosystem and EU Directives*. Proceedings of the 12th International Scientific Wadden Sea Symposium in Wilhelmshaven, Germany, 30 March–3 April 2009. Wadden Sea Ecosystem; No. 26, Common Wadden Sea Secretariat. Groningen: University of Groningen, pp. 174–178.
- Nieuwhof, A., Bakker, M., Knol, E., de Langen, G.J., Nicolay, J.A.W., Postma, D., Schepers, M., Varwijk, T.W. & Vos, P.C. (2019) Adapting to the sea: human habitation in the coastal area of the northern Netherlands before medieval dike building. *Ocean and Coastal Management*, 173, 77–89. <https://doi.org/10.1016/j.ocecoaman.2019.02.014>
- Pauw, P., de Louw, P.G.B. & Essink, G.H.P.O. (2012) Groundwater salinisation in the Wadden Sea area of The Netherlands: quantifying the effects of climate change, sea-level rise and anthropogenic interferences. *Netherlands Journal of Geosciences*, 91, 373–383. <https://doi.org/10.1017/S0016774600000500>
- Peteiro, L.G., Woodin, S.A., Wethey, D.S., Costas-Costas, D., Martínez-Casal, A., Olabarria, C. & Vázquez, E. (2018) Responses to salinity stress in bivalves: evidence of ontogenetic changes in energetic physiology on *Cerastoderma edule*. *Scientific Reports*, 8, 8329. <https://doi.org/10.1038/s41598-018-26706-9>
- Rahman, R. & Plater, A.J. (2014) Particle-size evidence of estuary evolution: a rapid and diagnostic tool for determining the nature of recent saltmarsh accretion. *Geomorphology*, 213, 139–152. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2014.01.004>
- Reed, D.J., Davidson-Arnott, R. & Perillo, G.M.E. (2009) *Estuaries, coastal marshes, tidal flats and coastal dunes*. Cambridge: University Press, pp. 130–157.
- Reineck, H.F. & Wunderlich, F. (1968) (1968) Classification and Origin of Flaser and Lenticular Bedding. *Sedimentology*, 11, 99–104. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1968.tb00843.x>
- Roep, T.B. (1991) Neap-spring cycles in a subrecent tidal channel fill (3665 BP) at Schoorldam, NW Netherlands. *Sedimentary Geology*, 71, 213–230. [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(91\)90103-K](https://doi.org/10.1016/0037-0738(91)90103-K)
- Ruz, M.-H., Héquette, A. & Maspataud, A. (2009) Identifying forcing conditions responsible for foredune erosion on the northern coast of France. *Journal of Coastal Research*, 56, 356–360.
- Schrijvershof, R., Van Maren, B., Vermeulen, B. & Hoitink, T. (2020) Intertidal floodplain controls on centennial-scale morphological channel development, EP015-07. <https://ui.adsabs.harvard.edu/abs/2020AGUFMEP015.07S>
- Smith, D.G., De Boer, P.L., Van Gelder, A. & Nio, S.D. (1988) Modern point bar deposits analogous to the Athabasca oil sands, Alberta, Canada. In: de Boer, P.L., Van Gelder, A. & Nio, S.D. (Eds.) *Tide-influenced sedimentary environments and facies*. Dordrecht: Reidel, pp. 417–432.
- Sommé, J., Antoine, P., Cunat-Bogé, N., Lefèvre, D. & Munaut, A.-V. (1999) Le Pléistocène moyen marin de la mer du Nord en France: falaise de Sangatte et formation d'Herzelee [The marine middle Pleistocene of the North Sea in France: Sangatte cliff and Herzelee formation]. *Quaternaire*, 10, 151–160. <https://doi.org/10.3406/quate.1999.1638>
- Sommé, J., Cunat-Bogé, N., Vanhoorne, R. & Wouters, K. (2004) La Formation de Loon: les dépôts pléistocènes marins profonds de la plaine maritime du Nord de la France. *Quaternaire*, 15(4), 319–327. [https://www.persee.fr/doc/quate\\_1142-2904\\_2004\\_num\\_15\\_4\\_1778](https://www.persee.fr/doc/quate_1142-2904_2004_num_15_4_1778)
- Ters, M. (1973) Les variations du niveau marin depuis 10000 ans, le long du littoral atlantique français. Actes du colloque: 9e Congrès international de l'INQUA: Le Quaternaire Géodynamique, stratigraphie et environnement. INQUA, 114–136.
- Tessier, B. (1993) Upper intertidal rhythmites in the Mont-Saint-Michel Bay (NW France): perspectives for palaeoreconstruction. *Marine Geology*, 110, 355–367. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(93\)90093-B](https://doi.org/10.1016/0025-3227(93)90093-B)
- Tessier, B. (2012) Stratigraphy of tide-dominated estuaries. In: Davis, R.A. & Dalrymple, R.W. (Eds.) *Principles of Tidal Sedimentology*.

- Cham: Springer Nature, pp. 109–128. [https://doi.org/10.1007/978-94-007-0123-6\\_6](https://doi.org/10.1007/978-94-007-0123-6_6)
- Thomas, R.G., Smith, D.G., Wood, J.M., Visser, J., Calverley-Range, E.A. & Koster, E.H. (1987) Inclined heterolithic stratification—Terminology, description, interpretation and significance. *Sedimentary Geology*, 53, 123–179. [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(87\)80006-4](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(87)80006-4)
- Ulbrich, U., Christoph, M., Pinto, J.G. & Corte-Real, J. (2019) Dependence of winter precipitation over Portugal on NAO and Baroclinic Wave Activity. *International Journal of Climatology*, 19, 379–390, 1999. [https://doi.org/10.1002/\(SICI\)1097-0088\(19990330\)19:4<379::AID-JOC357>3.0.CO;2-8](https://doi.org/10.1002/(SICI)1097-0088(19990330)19:4<379::AID-JOC357>3.0.CO;2-8)
- Verhulst, A. & Gottschalk, M.K.E. (Eds.). (1980) Transgressies en occupatie geschiedenis in de kustgebieden van Nederland en België. *Centre belge d'histoire rurale, publication*, 66, 332.
- Vos, P. (2015) *Origin of the Dutch coastal landscape: long-term landscape evolution of the Netherlands during the Holocene, described and visualized in national, regional and local palaeogeographical map series* [PhD]. Groningen: Barkhuis, 359 pp.
- Wanner, H., Beer, J., Bütikofer, J., Crowley, T.J., Cubasch, U., Flückiger, J., Goosse, H., Grosjean, M., Joos, F., Kaplan, J.O., Küttel, M., Müller, S.A., Prentice, I.C., Solomina, O., Stocker, T.F., Tarasov, P., Wagner, M. & Widmann, M. (2008) Mid-to Late Holocene climate change: an overview. *Quaternary Science Reviews*, 27, 1791–1828. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2008.06.013>
- Wei, W., Dai, Z., Pang, W., Wang, J. & Gao, S. (2020) Sedimentary zonation shift of tidal flats in a meso-tidal estuary. *Sedimentary Geology*, 407, 105749. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2020.105749>
- Weisscher, S.A.H., Baar, A.W., van Belzen, J., Bouma, T.J. & Kleinhans, M.G. (2022) Transitional polders along estuaries: driving land-level rise and reducing flood propagation. *Nature-Based Solutions*, 2, 100022. <https://doi.org/10.1016/j.nbsj.2022.100022>
- Wilken, D., Hadler, H., Wunderlich, T., Majchczack, B., Schwardt, M., Fediuk, A., Fischer, P., Willershäuser, T., Klooss, S., Vött, A. & Rabbel, W. (2022) Lost in the North Sea—geophysical and geoarchaeological prospection of the Rungholt medieval dyke system (North Frisia, Germany). *PLoS ONE*, 17(4), e0265463. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0265463>
- de Winter, R.C. & Ruessink, B.G. (2017) Sensitivity analysis of climate change impacts on dune erosion: case study for the Dutch Holland coast. *Climatic Change*, 141, 685–701. <https://doi.org/10.1007/s10584-017-1922-3>

**How to cite this article:** Ouchaou, R., Reynaud, J.-Y., Besse, Y., Tileghouatine, A., Armynot du Châtelet, E., Trentesaux, A. et al. (2024) The depositional record of the French Flemish Coastal plain since antiquity: Impacts of land reclamation in a tide-dominated estuary. *The Depositional Record*, 00, 1–23. Available from: <https://doi.org/10.1002/dep2.279>

## 2. Application du géoradar à l'échelle d'une fouille archéologique

Cette deuxième partie du chapitre V rassemble les résultats les plus récents obtenus grâce à la collaboration avec l'Inrap sur un chantier de fouille localisé à Crawick, dans le sud de la zone couverte par le diagnostic archéologique. Elle se focalise sur les relations entre structures naturelles et anthropiques de drainage de la plaine à la charnière de sa poldérisation.

### 2.1. Structures révélées par la prospection archéologique

Sur les diagnostics archéologiques réalisés dans la plaine maritime flamande, des tranchées de profondeur métrique permettant de décapier le sol agricole sont réalisées tous les 20m (Fig. V-17).



Figure IV-17 : Visualisation aérienne des tranchées archéologiques.

Les surfaces décapées révèlent diverses structures creusées telles que des fossés, des trous de poteaux, des mares endiguées et des anomalies géologiques (Desoutter et al., 2020, 2021; Lancon et al., 2022). Ces vestiges sont principalement remplis de sables limoneux de teinte grise ou brune, tandis que les vestiges géologiques, comme les chenaux et les filandres, sont exclusivement comblés d'argiles plus ou moins sableuses de teinte grise à verdâtre. Les

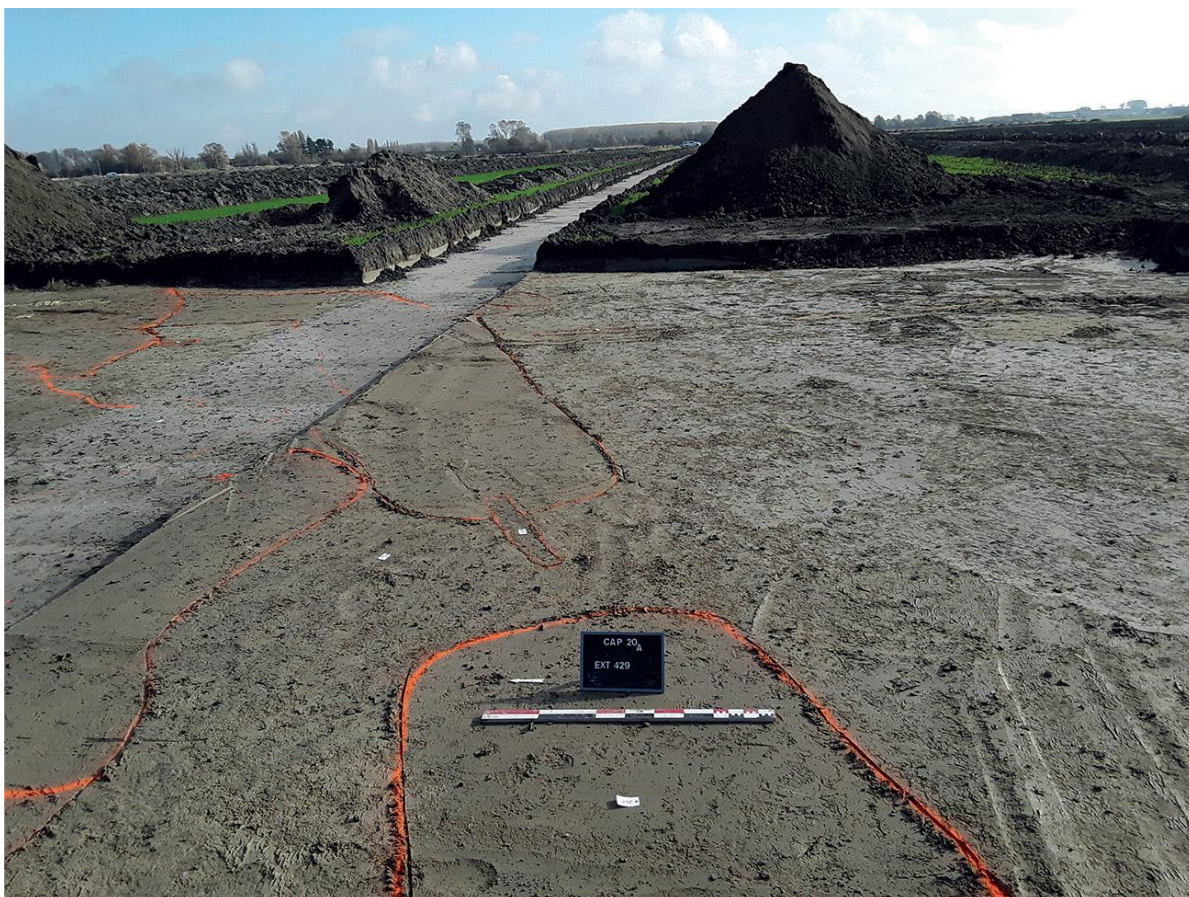
découvertes de surface, principalement constituées de fragments de céramique, de terre cuite architecturale, ainsi que de restes de faune et d'objets métalliques largement corrodés, sont fréquemment localisées dans des zones correspondant à d'anciens sites d'habitation. Bien que les tranchées archéologiques fournissent déjà des possibilités pour aborder les questions liées à l'occupation médiévale des polders, les fouilles demeurent essentielles pour élucider les relations spatiales entre ces différents indices de l'occupation humaine.

### **Les fossés**

L'estuaire de la Denna, canalisé par un réseau complexe de fossés et de watergangs suivant son ancien cours (Fig. V-18), garde son tracé dans le cadastre, se dessinant en courbes caractéristiques qui perdurent dans le paysage (Desoutter et al, 2020). Les fossés, visibles dans les tranchées archéologiques, dévoilent toute leur complexité sur les carreaux de décapage réalisés lors des opérations de fouille sur les zones ciblées par le diagnostic. Ces structures témoignent d'une occupation remontant au Haut Moyen Âge, généralement entre le XIIIe et le XVe siècle (Lancon et al, 2022). Les fossés sont souvent remplis d'un sable argileux gris renfermant des artefacts tels que des charbons de bois, des nodules de terre cuite, et des fragments de céramique, avec un comblement uniforme en surface d'argile sableuse brun-gris (Fig. V-19 et V-20).

Les occupations humaines, caractérisées par des ensembles fossoyés rapprochés (35 à 40 mètres), s'alignent généralement dans un axe nord-sud, parallèlement à un chenal principal (Desoutter et al., 2021). Ces fossés dessinent des enclos en agrafe et circulaires (Fig. V-21). Les enclos circulaires, souvent détectés au lidar, suggèrent un habitat surélevé sur motte, protégé des remontées d'eau (Desoutter et al., 2020). Les enclos en agrafe, avec trois fossés, pourraient indiquer des zones de culture ou des emplacements pour des bâtiments. Le réseau de fossés entourant le bâtiment sert à différentes fonctions, drainant l'eau et délimitant des enclos (Desoutter et al, 2020).





FigureV-18 : Vue en plan de fossés sur un carreau. Juste après le décapage, quand la surface est encore humide, les contours sont soulignés à la peinture car les contrastes s'estompent ensuite au séchage (V. Devred – Inrap).



Figure V-19 : Vue en coupe d'un fossé anthropique ( V. Devred – Inrap).

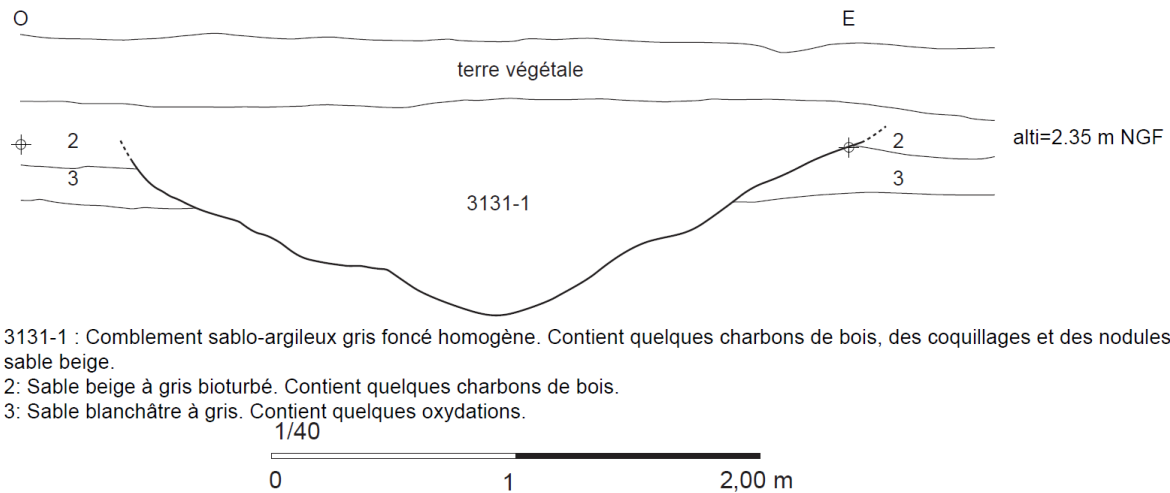


Figure V-20 : Coupe schématique d'un fossé anthropique observé sur le terrain à l'échelle 1/20 (Relevé C. Poirier – Inrap et B. Vanwalscappel – Inrap).

Certains fossés plus étendus, situés le long des principaux chenaux, semblent être liés à une ancienne levée de terre de type digue (Lancon et al, 2022), repérée grâce à la compaction du sous-sol, comme l'indique l'étude pédologique de F. Broes de l'Inrap (Desoutter et al, 2020). Les observations sur le terrain se sont particulièrement focalisées sur l'identification des caractéristiques pédologiques indiquant la présence d'une élévation sédimentaire. Ces caractéristiques sont directement liées aux processus de compaction et aux remontées capillaires d'eau depuis la nappe phréatique. Il est supposé que les levées de terre étaient connectées avec le bras d'un chenal estuarien, possiblement partiellement érodée par celui-ci, sans toutefois atteindre le fossé. Quand ces levées ont une forme circulaire, elles pourraient indiquer la présence de mares endiguées (Fig. V-21).



Figure V-21 : Vue en plan d'une fenêtre montrant des fossés circulaires (E.Elleboode, Inrap).

### **Les mares endiguées**

Ces structures érosives se distinguent clairement sur la cartographie géophysique du sous-sol, manifestant une emprise significative de plusieurs dizaines de mètres. Elles ont une forme en entonnoir avec un creusement maximal au centre, tandis que certaines parois présentent localement une inclinaison sub-verticale en bordure de la structure (Desoutter et al, 2020). Elles sont fréquemment remblayées par des couches régulières d'argile et de sable, souvent avec des coquilles en position de vie. Des mottes d'argile sont souvent retrouvées contre les parois et dans le fond de la structure. Elles ont probablement servi à l'étanchéification de ces structures, pour les protéger des remontées de la nappe salée ou, à l'inverse, afin de contenir des eaux de pluie. (Deschodt et al, 2021) (Fig. V-22 et Fig. V-23).



Figure V-22: Coupe du remplissage d'une mare avec indication des différents niveaux repérés (S.Desoutter – Inrap). (1) Terre végétale (2) Argile sableuse grise brune compacte et homogène (3) Sable limoneux brun beige oxydé (4) Sable argileux gris brun oxydé contient des nodules de terre cuite, des charbons et des éclats de coquillages (5) Argile sableuse grise oxydée contient quelques éclats de coquillages.

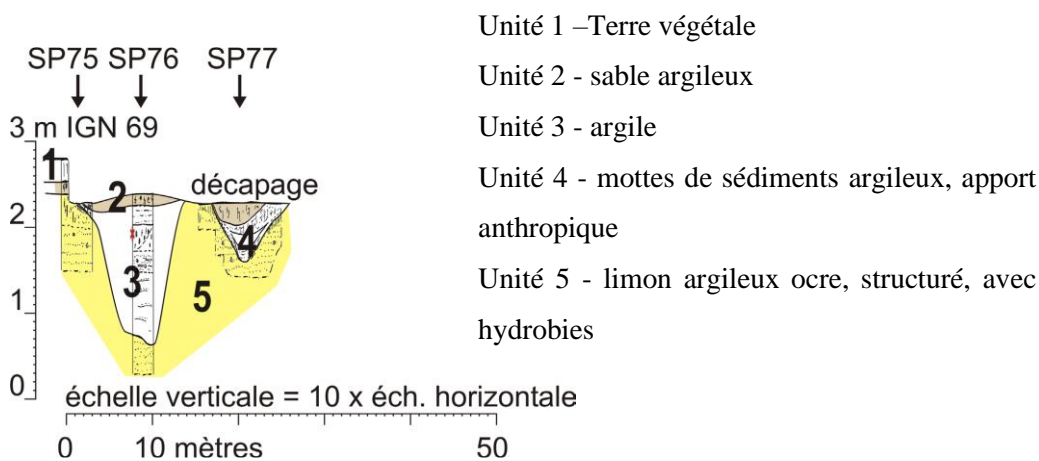


Figure V-23 : Coupe schématique réalisée en se basant sur les observations des fosses archéologique mis en évidence la présence d'une mare (L. Descodt, Inrap). SP75, SP76, SP77 : sondages archéologiques réalisés par l'Inrap

Plusieurs hypothèses sont évoquées pour expliquer les mares endiguées. Une première les considère comme les premiers aménagements effectués par l'homme dans le paysage (Fig. V-24), visant à faciliter la collecte des eaux de pluie pour approvisionner en eau douce le bétail dans ces régions (Descodt et al, 2021). Certaines mares sont retrouvées proches d'occupations humaines. D'autres, apparemment liées à un réseau fossoyé, pourraient contribuer à la gestion des eaux et à l'organisation du terroir (Desoutter et al, 2020 ; Lancon et al, 2022). Certaines pourraient être connectées entre elles ou avec des sections de chenaux potentiellement actifs. La présence de ces mares et fossés dans la zone intermédiaire entre la

digues et le chenal principal témoignent d'une ingénierie humaine visant à drainer ces zones basses, facilitant ainsi l'accès et la transformation du paysage (Desoutter et al, 2020 ; Deschodt et al, 2021 ; Lancon et al, 2022).

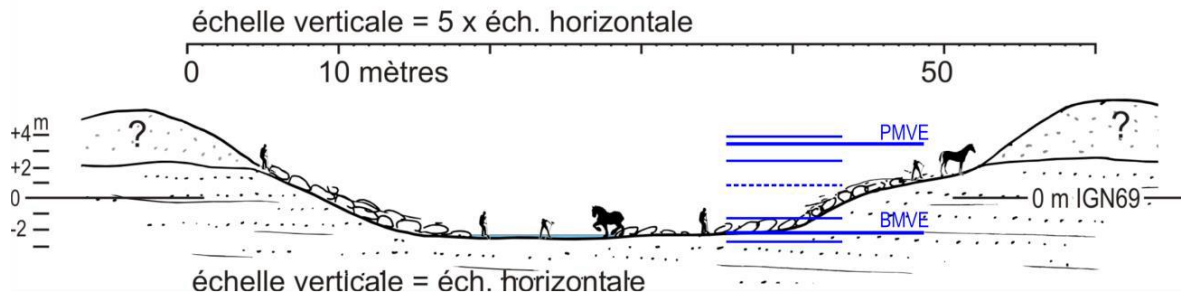


Figure V-24 : Essai de restitution du creusement possible et projection des hauteurs de marées pour le port de Dunkerque ouest (Deschodt et al, 2021). PMVE: pleine mer de vives eaux, BMVE: basse mer de vives eaux.

Une seconde hypothèse avance que le creusement de ces « mares », qu'on devrait alors appeler de façon plus neutre des dépressions érosives, est essentiellement naturel (Fig. V-25), résultant principalement des épisodes d'érosion provoqués par des ruptures des digues lors de tempêtes (Lancon et al, 2022). Sur les cartes de conductivité apparente, ces dépressions sont situées le long des tracés présumés des anciennes digues, indiquant des zones de contact entre le flot et les limites façonnées par l'homme. La submersion d'une digue entraînerait son érosion régressive et une augmentation du flux à travers la brèche, qui en se déversant dans le polder creuserait une sorte de marmite de géant, appelé « ombilic de surcreusement » ou « ombilic de brèche » par Lancon et al, (2022). A la décrue, plutôt que de combler ces brèches, il aurait pu être avantageux de les contourner, ce qui donne lieu à des digues de contournement externe ou interne (Fig. V-25) (Verger, 2005).

Les ombilics de brèche, déjà documentés par l'archéologie aux environs de Kosijde (Lehouck, 2020), présentent un double intérêt. Ils attestent non seulement de l'existence de digues antérieures soumises aux pressions dynamiques de la marée, mais également de la préservation et de l'entretien à long terme de ces fronts d'endiguement. De plus, si leur datation était plus précise, ces formations pourraient fournir des informations sur les phases de tempêtes. Ces structures, dont l'origine découle des interactions entre des aménagements anthropiques et des phénomènes naturels, auraient pu être intentionnellement aménagées pour créer des réservoirs d'eau douce, prenant la forme de mares endiguées (Desoutter 2018, 2022 ; Deschodt et al., 2021).

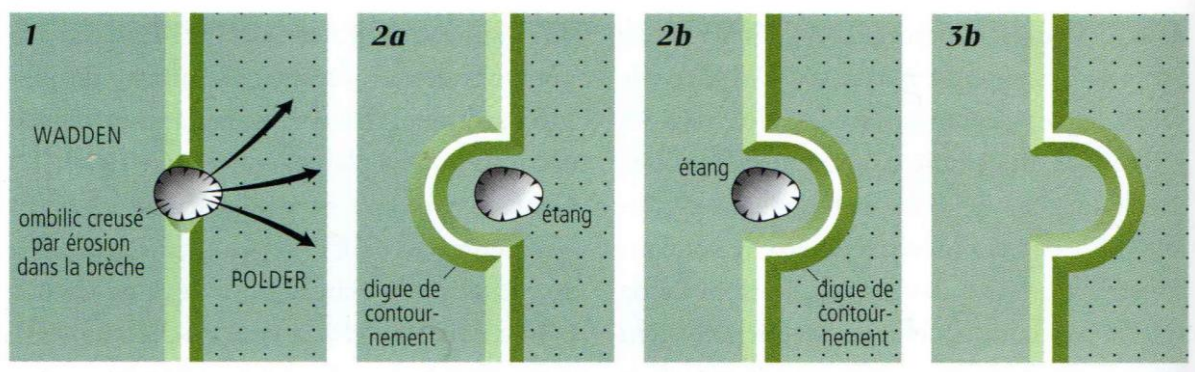


Figure V-25: digues et contournement d'ombilic de brèche. 1: Une brèche s'est ouverte dans une digue et les eaux ont envahi le polder en creusant un ombilic. 2a: La digue est réparée par un contournement externe et un étang subsiste dans l'ombilic. 2b: La digue est réparée par un contournement interne. 3b: l'étang est comblé par le colmatage (Verger, 2005).

## 2.2. Présentation du site d'étude

Le site fouillé est un ensemble de structures d'habitation et d'aménagements identifiés à Craywick lors du diagnostic archéologique réalisé en 2020/2021, et confirmées par les données LiDAR, des photographies aériennes, et des investigations électromagnétiques (Fig. V-26). Plusieurs structures ont été décelées, soit naturelles comme des chenaux, soit artificielles, avec des fosses, fossés, trous de poteaux, les foyers, structures de piétinement de bétail, etc...en accompagnement de mobilier varié (Lancon et al, 2022).

Pour ce qui nous concerne ici, les cartes de conductivité montrent que le site d'étude se trouve à l'interface d'une zone de contact entre un méandre de chenal et un front de digue (Fig. V-26). La fouille n'a pas révélé un tracé de digue spécifique, mais plusieurs indices laissent suggérer sa présence, notamment la concentration de mares le long du méandre estuarien. Ces mares sont encadrées par des structures anthropiques, principalement sous forme de fossés, dont la contemporanéité avec les mares n'est pas établie d'emblée mais qui pourraient drainer les terrains voisinant les habitations vers les mares (Desoutter et al, 2020, Deschodt et al, 2021).

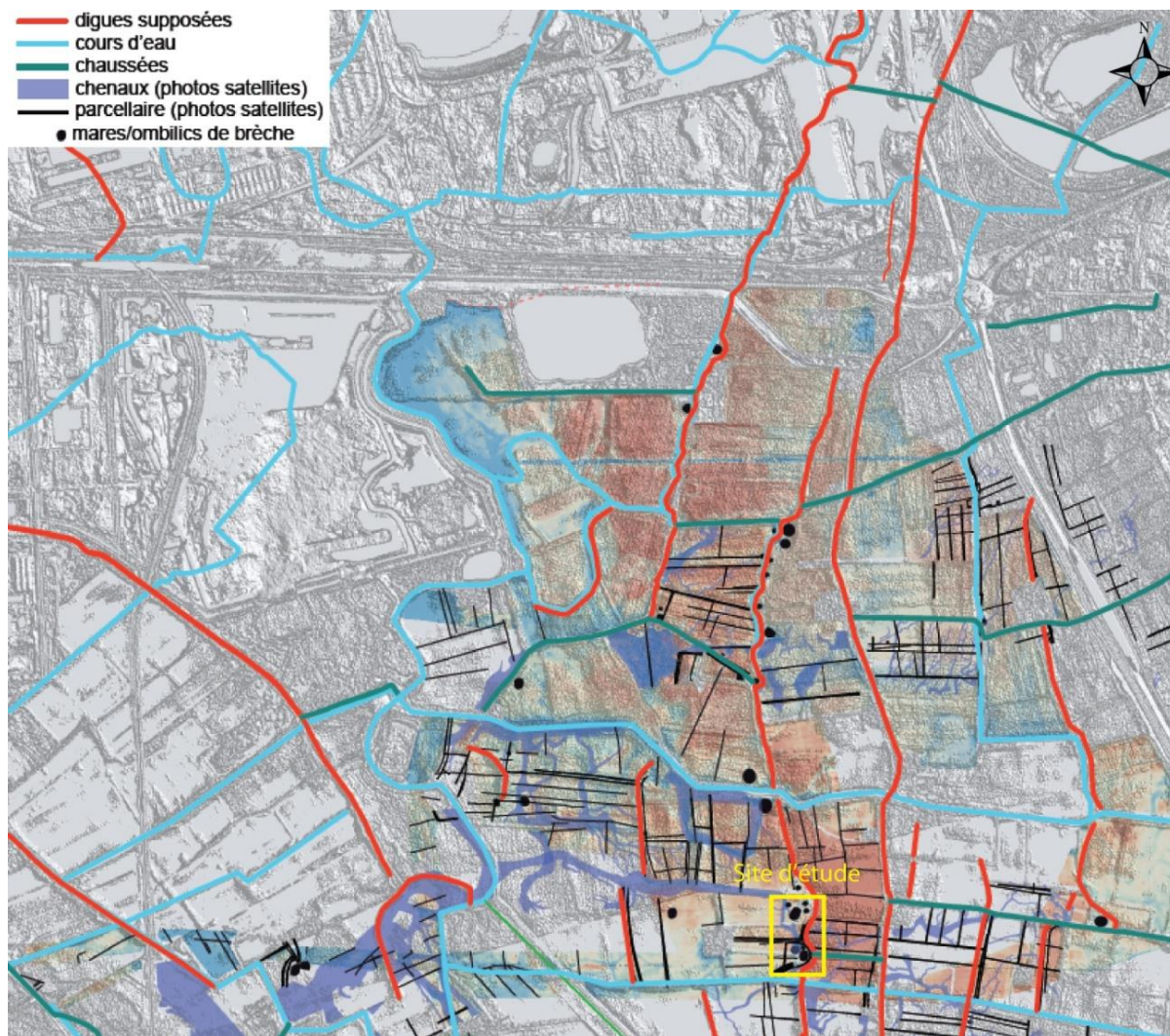


Figure V-26: Cadastre du XIXe siècle, avec les prospections photographiques et géophysiques menées en 2019, 2020 et 2021, superposées aux données LiDAR du littoral (Lancon et al, 2022).

Bien que ces phénomènes anthropiques n'aient pas toujours été aisément discernables au cours du creusement des tranchées archéologiques, en raison de leur comblement argileux semblable aux structures naturelles, ils deviennent clairement visibles grâce aux méthodes de prospection aérienne et électromagnétique. L'objectif de cette étude est d'essayer de les cartographier et de les analyser à l'aide de la prospection géoradar, en profitant du décapage d'un carreau de 3 ha (Fig. V-27). Il est probable que leur remplissage argileux crée des masques sur les profils géoradar, mais l'objectif est aussi de remettre le site dans le contexte du paysage sédimentaire (à dominante sableuse, cf. chapitre IV) choisi lors de sa fondation.



Figure V-27 : Le site d'étude présentant une série de structures anthropiques identifiées à la fois sur le terrain par l'INRAP et sur les photographies aériennes.

### 2.3. Méthodologie

Une étude par géoradar (GPR), similaire à celle réalisée sur l'ensemble du chantier archéologique lors des campagnes d'acquisition de 2020 et 2021, a été effectuée à l'aide du même système, à savoir le système SIR-4000 équipé d'une antenne blindée de 350 MHz. Un dispositif léger et sans chariot a été employé pour cette acquisition (Fig. V-28A). En parallèle avec la collecte des données GPR, des données topographiques de haute résolution ont été acquises pour chaque profil, fournies par l'Inrap (Fig. V-28B). L'acquisition géoradar a été réalisée sur un sol peu humide, ce qui nous a permis d'obtenir des profondeurs cohérentes avec les capacités de cette antenne.



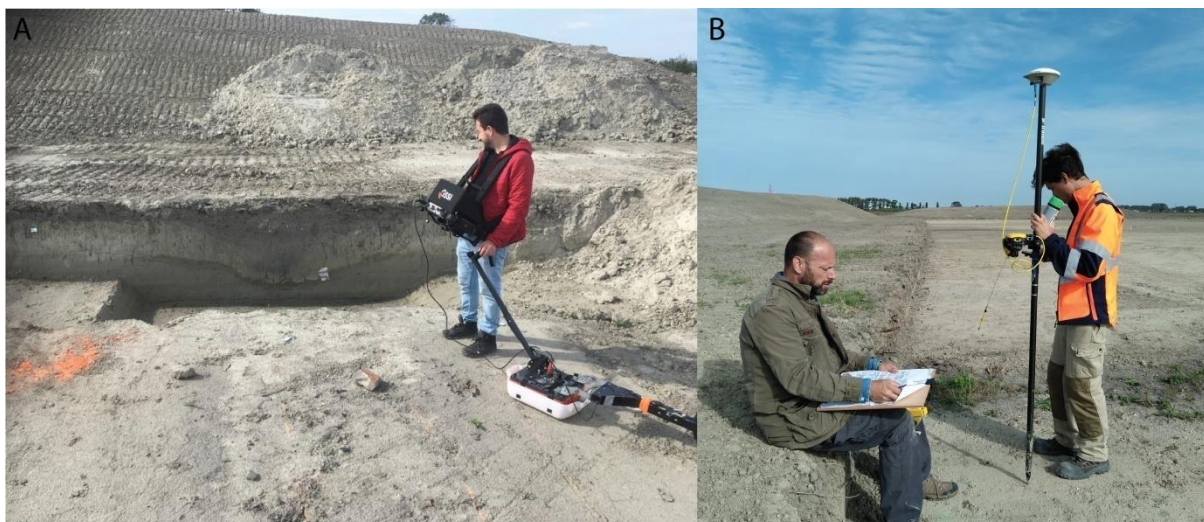


Figure V-28 : Équipement d'acquisition sur le terrain. A : Antenne géoradar 350HS. B : Système GPS employé par l'INRAP.

Ce chantier de fouille présente la particularité de ne pas imposer de schéma d'acquisition, puisqu'on peut circuler librement sur le carreau, contrairement à ce qui était requis pour les tranchées archéologiques. Ceci permet d'implanter les profils perpendiculairement aux structures pour mieux caractériser leur disposition spatiale. Nous avons collecté 2.8 kilomètres de profils géoradar, avec des longueurs variant entre 48 et 177 mètres (Fig. V-29). Toutes les opérations de traitement de base des données géoradar ont été effectuées à l'aide des logiciels Radan et GPRPy, notamment l'ajustement du temps zéro, la suppression du bruit électromagnétique, la conversion temps-profondeur, la migration et la correction topographique.

La caractérisation de ce site archéologique repose principalement sur une approche intégrée qui combine l'analyse des données architecturales extraites des profils géoradar avec une cartographie détaillée des éléments géomorphologiques tels que les chenaux superficiels, les fossés argileux et les chenaux enfouis. Cette cartographie a été réalisée en utilisant un logiciel SIG (Qgis 3.4). Nous nous sommes focalisés sur les systèmes de chenaux et de barres. Nous avons cartographié les bordures des chenaux en prenant en compte leur migration latérale totale depuis l'incision jusqu'au comblement. Cela signifie que la carte ne permet pas actuellement d'estimer de manière précise la section mouillée des chenaux, car elle englobe également les variations de leur position latérale au fil du temps.



Figure V-29: Projection sur le plan de fouille réalisée par l'INRAP de l'ensemble des données géoradar recueillies sur le terrain.

En octobre 2023, une fouille en pyramide inversée a été entreprise au sein d'une mare marquant le paysage de la zone étudiée (Fig.V-30, B et C). Pour accéder au fond de ces mares et permettre des observations détaillées ainsi que des prélèvements, une technique de rabattement de nappe a été mise en place (Fig. V-30, A). La fosse réalisée a permis l'observation en coupe des dépôts jusqu'à 5m de profondeur. L'encaissant sableux, la morphologie du mur de la mare et son comblement argileux ont pu ainsi être détaillés. Ces travaux feront l'objet d'une publication en 2024.

#### 2.4. Analyse des profils géoradar

Les profils géoradar donnent une image jusqu'à 4 mètres de profondeur sur l'ensemble des profils acquis, à l'exception des secteurs argileux caractérisés par des fossés ou des mares, où la pénétration peut être réduite à zéro.



Figure V-30 : Fouille en pyramide inversée réalisé en octobre 2023. A : Dispositif de pompage pour rabattre la nappe phréatique (M. Tyrrell, Inrap). B : Creusement à la pelle mécanique. Les palliers ne forment pas des niveaux archéologiques détaillés séparément mais permettent de descendre la fosse plus profondément sans risque les effondrements (V. Charpentier, Inrap). C : Vue aérienne (drone) de la fosse entièrement creusée (M.Ocadiz, Inrap).

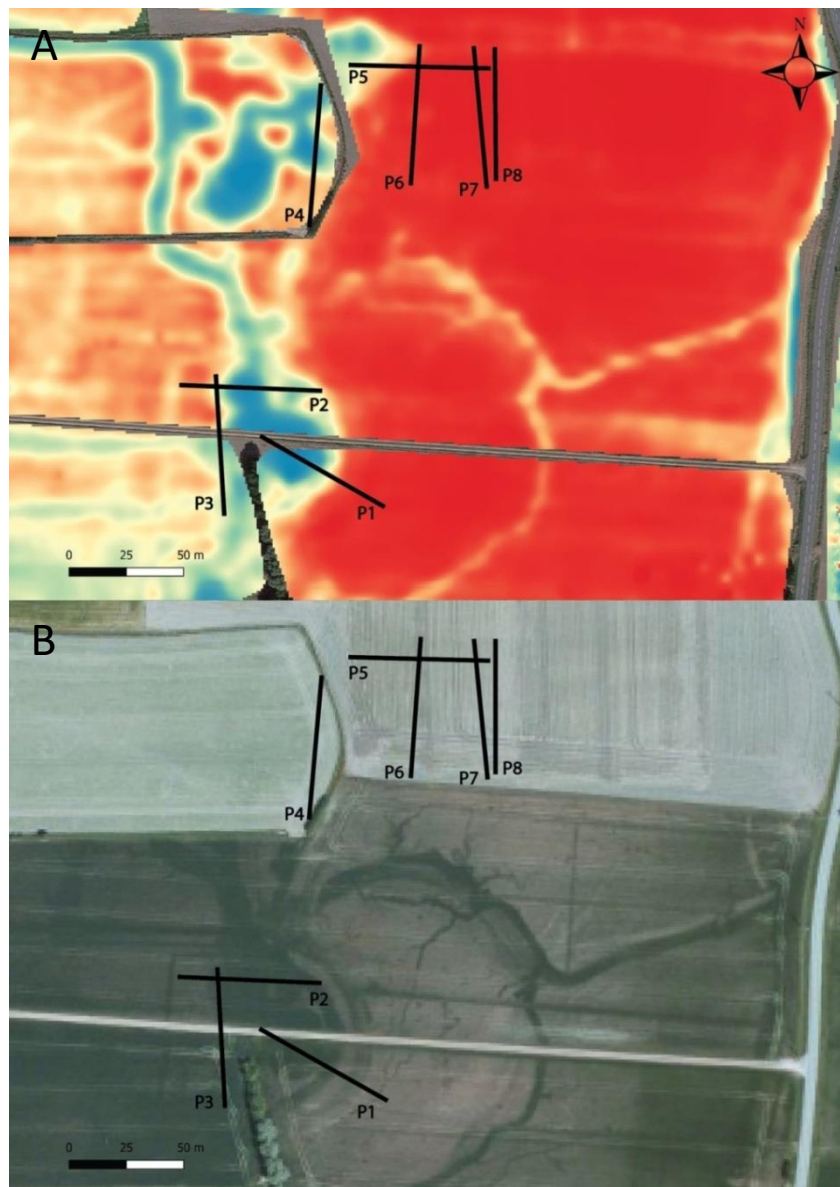


Figure V-31: Site de fouille vu sur la carte de conductivité (A) et en photo satellite (B). Les traits noirs représentent les profils géoradar présentés dans la partie résultats.

Les profils P1, P2 et P3 (Fig. V-31) ont été acquis dans le but d'imager en profondeur la plus grande des mares identifiées en surface. La carte de conductivité (Fig. V-31A) montre que ces trois profils traversent une zone avec une forte argilosité (terrain conducteur). Bien que le signal géoradar soit fortement atténué dans cette région, cette prospection nous permet de définir l'extension spatiale de la mare ainsi que des fossés artificiels qui l'entourent, et de caractériser l'architecture interne des sédiments sableux qui bordent ces structures. Ces trois profils révèlent que ces dépôts sableux globalement agradants, constitué d'unités d'épaisseur décimétrique présentant un litage sub-horizontal ou oblique ( Fig. V-32, P1 entre 50 et 60 m et P2 entre 20 et 30 m), avec une direction d'accrétion des surfaces orientée vers le SE et l'E.

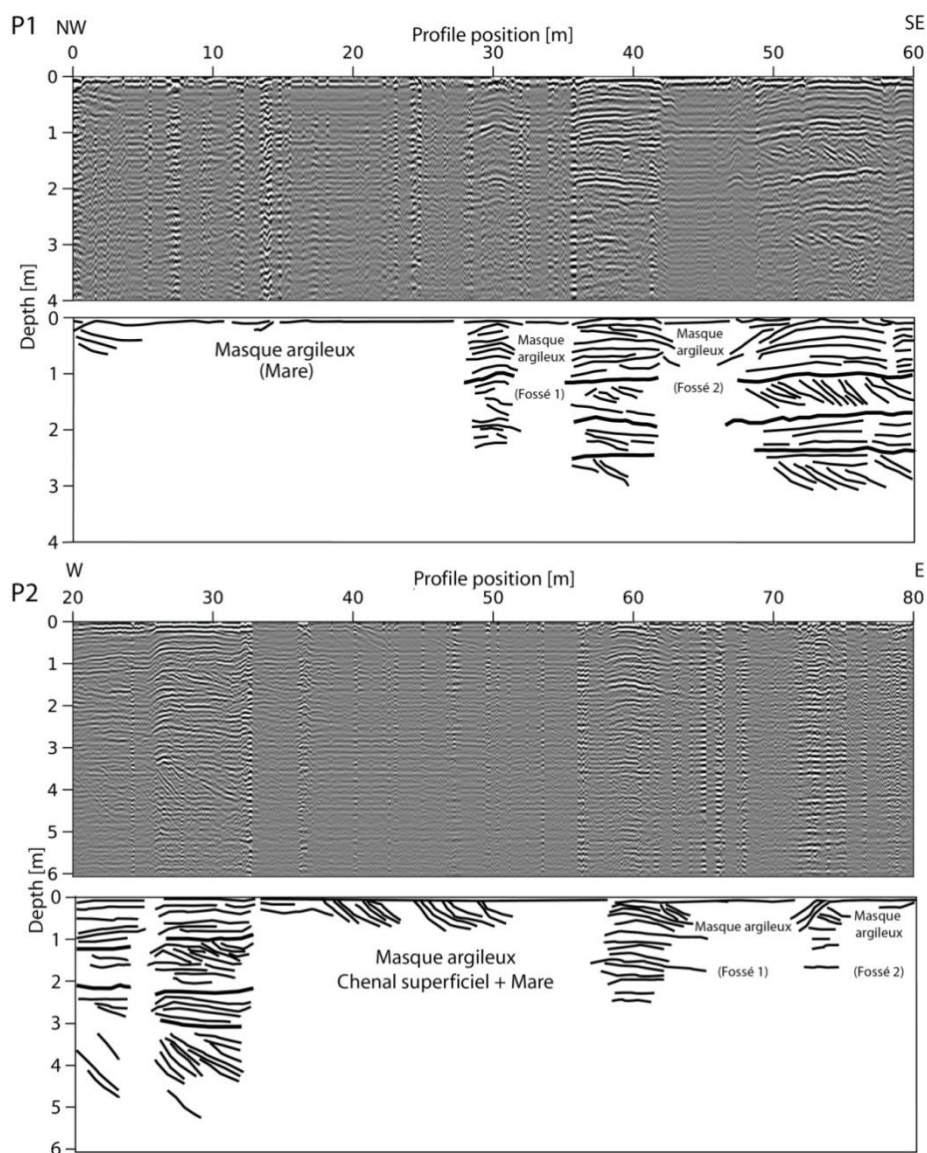


Figure V-32 : Profils géoradar P1 et P2 effectués au niveau de la mare et des fossés anthropiques. Veuillez vous référer à la localisation sur la Figure V-31.

Au toit des profils, des unités de largeur décamétrique, incisées jusqu'à un mètre sous la surface du carreau, coïncident sur la carte de conductivité apparente avec des chenaux connectés à la mare principale (Fig. V-31). Malgré l'atténuation localement forte du signal dû à la composante argileuse de leur remplissage, on peut voir qu'il est constitué par des dépôts en accrétion latérale inclinés localement de plus de  $10^\circ$  (Fig. V-32, P2 entre 32 et 58 m ; Fig. V-33, P3 entre 75 et 85 m). Le fond de ces chenaux n'est pas imagé à cause de l'atténuation de signal en profondeur.

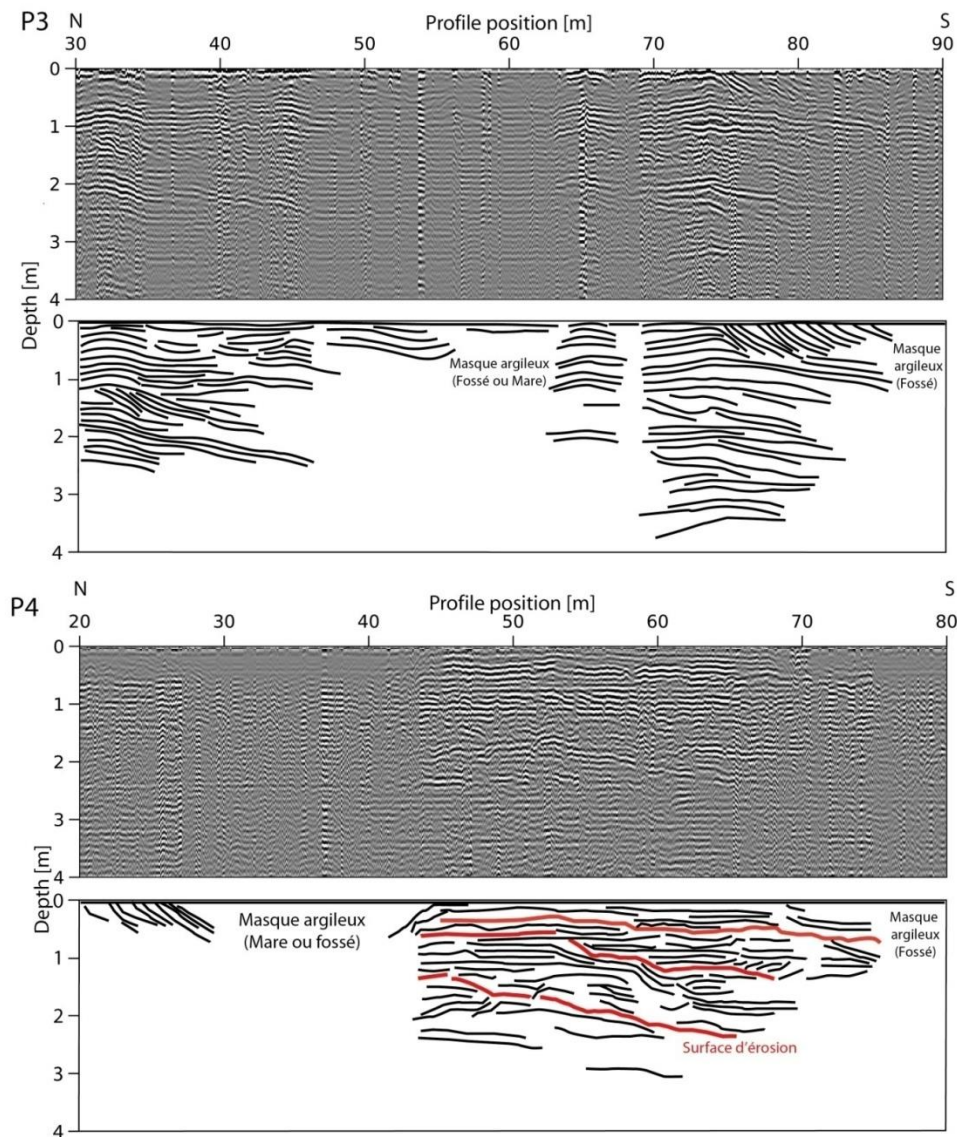


Figure V-33 : Profils géoradar P3 et P4 traversant des zones argileuses (mares et fossés) ainsi que des zones sableuses. Veuillez vous reporter à la localisation sur la Figure V-31.

Le profil P4 (Fig. V-33), orienté selon un axe nord-sud, traverse un autre chenal caractérisé par une accréation latérale vers le sud, au niveau d'une zone complexe sur la carte de conductivité, qui pourrait correspondre à une structure anastomosée. Au mur du chenal, les dépôts sont sableux, en unités à base érosive, globalement agradantes et avec localement une accréation oblique vers le sud apparent.

D'autres profils ont été acquis plus au nord de la zone de la mare. La carte de conductivité et les photos satellites indiquent que cette zone semble être principalement composée de sable (Fig. V-31A). L'objectif de cette démarche est d'obtenir des images des différentes unités stratigraphiques situées à distance de l'influence argileuse des fossés anthropiques.

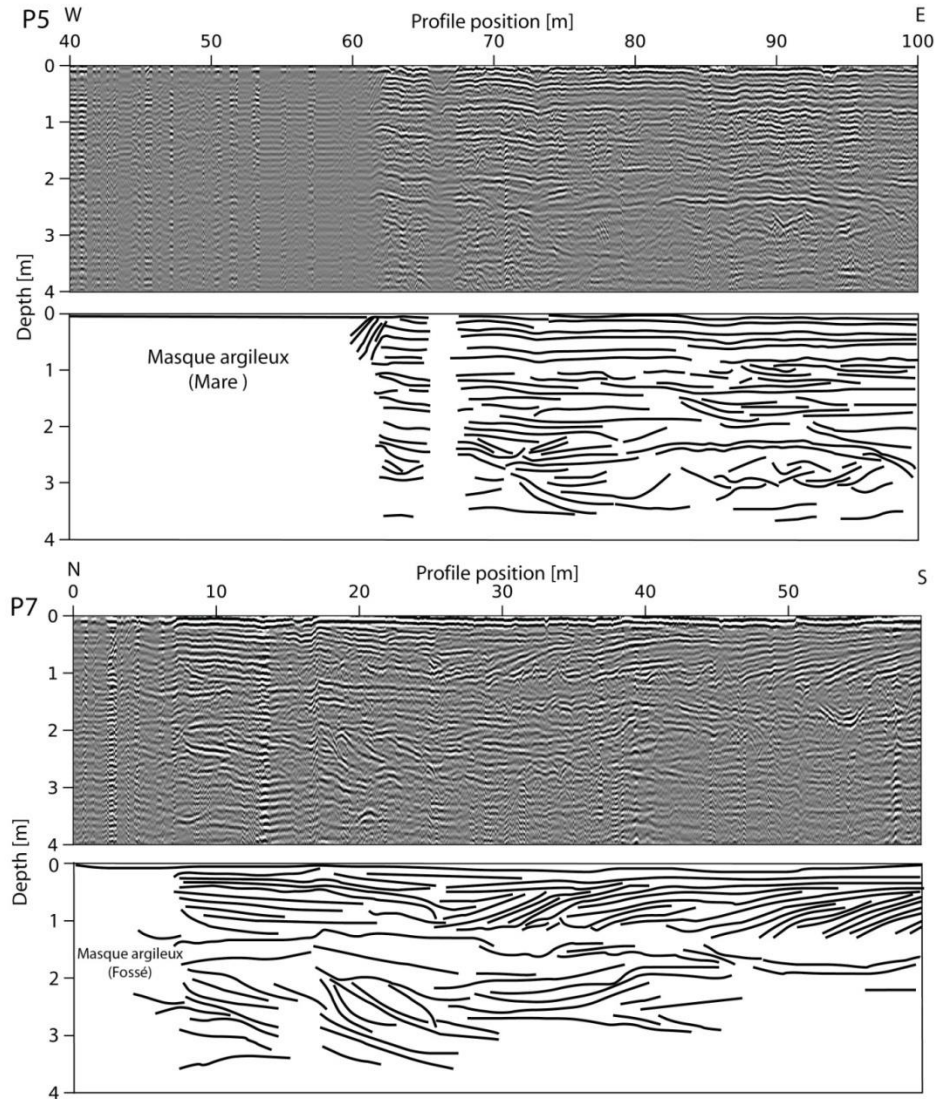


Figure V-34 : Profils géoradar P5 et P7 traversant des zones sableuses. Veuillez vous reporter à la localisation sur la Figure V-31.

Le profil P5, orienté EW (Fig. V-34), a son extrémité ouest dans une zone argileuse bien caractérisée sur la carte de conductivité et qui pourrait correspondre à une mare ou un méandre abandonné (Fig. V-31A). La partie est du profil donne une bonne image des dépôts sableux sous-jacents (qui pourrait même être étendue au-delà de 4m si on avait enregistré plus bas !). À une profondeur entre 2 et 4 mètres, on peut observer la présence d'une unité fortement chenalisée. Cette unité est formée par l'amalgame de sous-unités généralement en accrétion vers l'est, mais parfois aussi vers l'ouest, avec une base érosive et des troncutures latérales. Ces sous-unités sont constituées de strates inclinées qui comblent les chenaux de manière centripète, ou de lentilles convexes vers le haut avec une base horizontale. La présence d'unités montrant une accrétion apparente tant vers l'ouest que vers l'est au sein de la

même sous-unité suggère qu'il s'agisse de barres de chenaux sinueux ou orientés plutôt NS. Le sommet des dépôts sableux est caractérisé par des réflecteurs horizontaux presque continus, interprétés comme des dépôts de polder par comparaison avec l'étude extensive réalisée sur l'ensemble du diagnostic (cf. chapitre IV). Vers une profondeur d'environ 1 mètre, ces dépôts sont traversés par de petits chenaux qui montrent également une accrétion vers l'est. Ces chenaux représentent la dernière dynamique avant la fermeture définitive du polder. Le profil P7, orienté NS (Fig. V-34), présente une organisation stratigraphique similaire à celle observée précédemment dans les dépôts sableux qui dominent dans cette zone du chantier, et avec une pénétration encore meilleure. Les dépôts à la base constituent une unité d'épaisseur >2m, à litage maître oblique indiquant une accrétion apparente vers le S. C'est probablement la barre d'un puissant chenal. Près de la surface, et contrairement à ce que l'on avait observé précédemment avec des réflecteurs horizontaux, il n'y a pas de comblement de polder mais une autre unité à litage oblique sigmoïdal (convexe) d'1,5m de puissance et à base érosive (Fig. V-34, P7 entre 25 et 60m). On interprète cette structure également comme une barre de chenal en bordure d'estran. Le gabarit du chenal diminue à mesure qu'il migre vers le N. L'interstratification, sur ce profil NS, d'unités à accrétion apparente vers le S et vers le N, ainsi que le caractère sigmoïdal des dépôts, est cohérente avec la présence d'un système plutôt méandrique.

## **2.5. Cartographie des chenaux**

L'analyse de la carte de conductivité et des photos satellites révèle la présence d'un réseau hydrographique complexe, associé à des dépôts argileux. Certains chenaux sont naturels et d'autres des watergangs creusés au Moyen Âge dans le but de drainer la zone. La carte de conductivité ne rend compte que des dépôts du premier mètre, et ne permet donc pas d'imager des chenaux plus profonds (voir chapitre IV). Une cartographie complémentaire des chenaux vus en géoradar a été entreprise (Fig. V-35) pour tenter de distinguer les éventuels différents étages du système et tenter de comprendre leur évolution dans la zone avant l'installation humaine. Un autre objectif était de voir si les mares sont localisées sur une dépression héritée de la morphologie du dernier système chenalisé, ou creusées de manière aléatoire comme cela serait le cas si c'étaient des ombilics de surcreusement déterminés par une brèche dans la digue (donc une super structure). Une carte combinant les données géoradar et de conductivité a été établie (Fig. V-35).



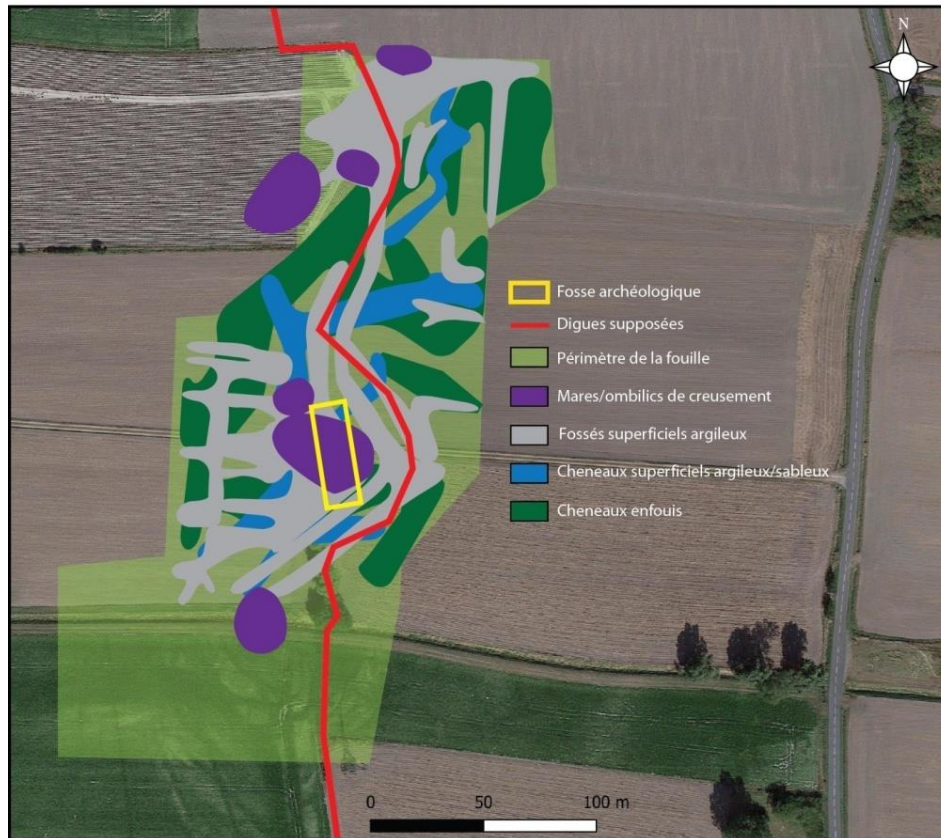


Figure V-35: Cartographie des chenaux enfouis, des chenaux superficiels, et des fossés d'origine anthropique obtenue grâce à la prospection géoradar combinée à l'interprétation de la carte de conductivité apparente.

L'analyse de cette carte révèle plusieurs détails. Les chenaux de surface et les chenaux enfouis ont une orientation principale nord-sud, suivant le tracé de la rivière Denna. Ce sont des systèmes méandriformes. Il est probable que plusieurs générations de chenaux soient amalgamées dans cette carte, ce qui rend délicate l'interprétation géomorphologique. Les chenaux de surface ont moins migré latéralement (apparaissent moins large sur la carte), ce qui suggère une diminution naturelle de la dynamique avant la poldérisation. C'est une évolution normale dans le contexte d'un comblement estuarien. Le réseau de chenaux enfouis est partiellement masqué par un réseau de fossés de différentes géométries. Certains fossés sont droits et interconnectés, tandis que d'autres, parfois dédoublés suivent des courbes qui connectent ou évitent les mares. Ce sont ces derniers qui sont interprétés par les archéologues comme les témoins des anciennes digues, autrement indétectables dans le paysage d'aujourd'hui. Les fossés semblent pouvoir être raccordés aux chenaux de surface, dont la cote d'incision est comparable. Ces relations géométriques suggèrent des connexions complexes entre les chenaux, les fossés et les systèmes de défense contre les inondations. Les

chenaux profonds semblent avoir évolué naturellement vers le système des chenaux de surface, leur accrétion se faisant parfois jusqu'à la surface. Ceci indique que bien qu'on observe une aggradation générale pendant la sédimentation des unités imagées, le niveau de base, considéré comme la surface de débordement des chenaux, n'a pas monté entre l'étage des chenaux profonds et celui des chenaux de surface. Enfin, la présence de profils géoradar orientés à la fois WE et NS sur ce site de fouille nous a permis d'obtenir une visualisation en deux dimensions des directions d'accrétion (Fig. V-36).

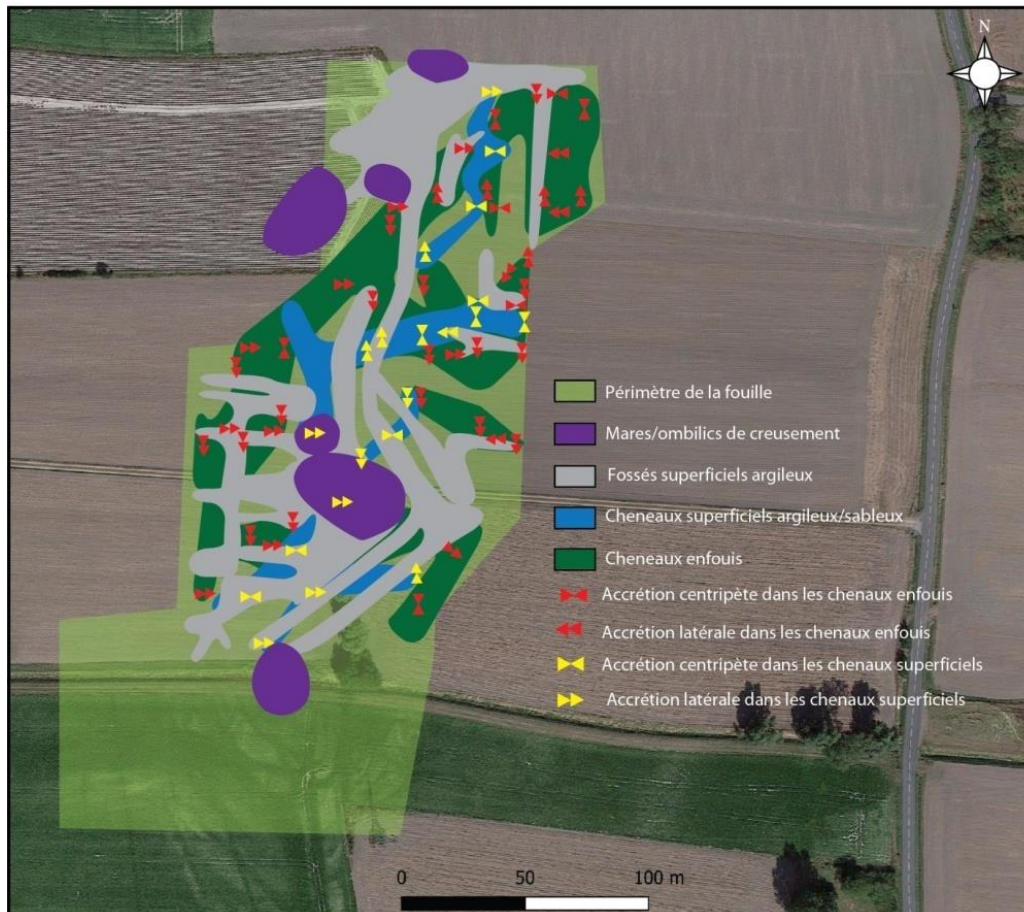


Figure V-36: Directions d'accrétion des chenaux déduites de l'analyse des profils géoradar.

Les chenaux se comblent en accrétion latérale, après avoir migré (plutôt dans les chenaux profonds) ou sur place (comblement centripète, plutôt dans les chenaux de surface). Toutes les directions d'accrétion sont observées, ce qui est cohérent avec des chenaux méandriiformes.

## 2.6. Formation et remplissage des mares

L'étude de la fosse a permis de diviser le remplissage sédimentaire en 3 unités principales séparées par deux surfaces d'érosion (Fig. V-38). Une partie des résultats de ce travail est détaillé dans l'article du chapitre IV. Après avoir rappelé les éléments principaux de ces faciès

dont nous complétons ici la galerie de photos (Figs. V-37, V-38 et V-39) nous détaillons le système d'incision. L'ensemble des observations permet de discuter les modèles de mare endiguée et d'ombilic de surcreusement.

### **Faciès**

Unité 1 : On l'observe sur les panneaux nord et sud de la fosse, au mur des incisions. Au nord, la stratification était mise en relief par l'affouillement du vent au moment de la description (la fosse, restée ouverte une semaine, s'est rapidement remplie de congères de sable). Au sud, elle montre une argilosité croissante, qui se manifeste à la base par de discrets flasers dans de la stratification de ride (Fig. V-38A), passant vers le haut à des rythmes hétérolitiques de lamines en accrétion verticale (Fig. V-38B). Au nord, sa partie inférieure exposée est constituée de strates tabulaires à litage oblique plan ou en auge (Fig V-38C). L'accrétion des obliques est vers le SW dominant. De nombreuses coquilles de *Cerastoderma* (et en moindre quantité de *Scrobicularia*), normalement éparses dans le sable, sont reconcentrées dans les auges (Fig. V-38D). Ces dépôts passent vers le haut à des strates subhorizontales à litage de ride, localement bioturbées par *Ophiomorpha* (vers la base) ou par du piétinement de bétail.

Unité 2 : On l'observe sur les panneaux ouest et est de la fosse, en remplissage de la première incision. Elle est constituée de sable propre, clair et bien trié, à stratification horizontale, où alterne un litage plan supérieur et un litage de ride (Fig. V-38F). L'ensemble est agrasant mais avec localement des érosions formant de discrets diasthèmes (Fig. V-38E). Des lags de galets mous pouvant atteindre 5 cm sont enchassés dans certains joints de stratification, en particulier près du mur de la première incision. Vers le haut, des drapages argileux apparaissent (Fig. V-39C). Le sommet du dépôt est paraconcordant avec l'unité 3, mais dans le détail cette dernière réincise l'unité 2. Le contact est marqué par un train de rides érosives (Fig. V-39C).

Unité 3 : Elle constitue le remplissage de la deuxième incision. Elle est entièrement constituée de dépôts hétérolithiques drapants organisés en faisceaux de doublet de lamines sablo-argileuses d'épaisseur et de proportion sable/argie variable. Chaque doublet est formé par décantation et ségrégation des particules en suspension dans la colonne d'eau. Les variations sable/argile créent un rubanement clair/sombre (l'argile est sombre) aux deux échelles emboîtées. Dans les intervalles plus sableux des faisceaux, on perd les lamines argileuses et on gagne en déformation. La déformation est représentée par des structures en flammes ou des figures de charge à la base de ces intervalles. Il est également possible qu'à cela s'ajoute des bioturbations non identifiées. On compte 12 à 14 doublets dans les faisceaux là où ils sont

visibles. Ces rythmes sont typiques de tidalites enregistrant des cycles semi-lunaires et semi-diurnes emboîtés. Cette stratification disparaît dans le sol bioturbé, à environ 50 cm du carreau, où les dernières tidalites contiennent des injections sableuses (Fig. V-39D). Les dépôts de l'unité 3 sont agradants, mais avec l'effet de la compaction ils présentent une concavité centrée sur la partie de l'affleurement où ils sont le plus épais. Par ailleurs, plusieurs diasthèmes sont présents, montrant une réactivation importante des écoulements (Fig. V-39E).

### **Géométrie**

Ces faciès sont organisés autour d'incisions emboîtées (Fig. V-40). L'unité 1 est au mur de la première, et l'unité 2 au mur de la seconde. L'unité 3 comble la seconde. La base de la première incision est localisée vers 4 m sous la forme d'un pavement de blocs argileux. C'est pratiquement le fond de la fosse, de sorte que la continuité de l'unité 1 de part et d'autre de la première incision n'est pas absolument certaine. Le mur sud de la première incision a une orientation WNW-ESE au sud de la fosse. Son mur nord est amalgamé avec la deuxième incision.

Au sud, la première incision est caractérisée par un effondrement gravitaire, avec des failles normales évoluant en blocs basculés. A proximité de l'arrachement, les blocs, anguleux et d'un volume pouvant atteindre  $0.5 \text{ m}^3$ , sont composés des mêmes dépôts hétérolithiques que ceux de la partie supérieure de l'unité 1 (Fig. V-37B, 38A). Ils se fragmentent, s'arrondissent et évoluent vers le bas vers des blocs à composante presque exclusivement argileuse. Une interprétation de cette évolution est le lavage des blocs en chemin. Les blocs argileux composent une sorte de pavement au fond, relativement plat, de la première incision (Fig. V-37C).

Au nord, l'incision dans l'unité 1 est recouverte dans sa partie supérieure par l'unité 3 (les deux incisions sont donc amalgamées sur cette surface), et dans sa partie inférieure par l'unité 2 (Fig V-39A). Au mur de de l'incision dans l'unité 1, orienté NW-SE, on ne retrouve pas les radeaux de blocs hétérolithiques mais, pratiquement jusqu'au sommet, une brèche argileuse, avec des blocs plus gros vers le haut (Fig. V-39A). Vers le haut, les dépôts de l'unité 3 drapent la brèche, contre laquelle ils sont déformés plastiquement (Fig. V-39A), et vers le bas ils incisent l'unité 2, probablement aussi profondément que la première incision (Fig. V-39B). La forme de cette incision à la base de l'unité 3 est étonnante. Dans sa partie sud, elle forme un plateau à une profondeur d'environ 1,5m sous le carreau, qui passe vers le nord à une berge inclinée à environ  $40^\circ$  (voir en continuité les Fig. V-37 C et D). Cette dernière fait face

au mur nord de l'incision, qui lui est parallèle et dont la pente est similaire. Cette structure dessine une sorte de quille orientée NW-SE à cette incision.

### **Discussion**

Les unités de faciès observées dans la fosse ont localement une valeur d'unité stratigraphique (temporelle) mais leur signature se retrouve dans les architectures observées au géoradar sur l'ensemble de la fouille. L'évolution verticale au sein de l'unité 1 (Fig V-39) correspond au comblement d'un chenal tidal (trop grand pour être vu dans la fosse), enregistrant le passage d'une stratification de petites dunes au fond du chenal à une stratification d'estran hétérolithique. L'accrétion vers l'E est cohérente avec ce qui est observé en géoradar (Fig. V-36).

L'unité 3 pourrait correspondre également à un chenal à remplissage hétérolithique agrasant ou centripète comme ceux observés en géoradar dans la partie supérieure du comblement de la plaine. Contrairement à sa forme en surface, sa partie profonde n'est pas circulaire mais allongée dans la direction NW-SE. Son remplissage de tidalites indique une connexion quasi-permanente avec la marée. Les surfaces de rides et d'érosion préservées dans le remplissage indiquent toutefois des moments de plus fort hydrodynamisme. L'absence de bioturbation typique de la zone intertidale ou supratidale suggère que l'eau était présente en permanence dans le bassin.

L'unité 2 pose problème. Elle n'a pas vraiment d'équivalent dans les architectures géoradar. La caractérisation du processus à l'origine du dépôt de ces sables à litage plan n'est pas claire. La très bonne préservation des blocs anguleux d'argile dans le sable indique un remplissage quasi-instantané. Ce remplissage s'est-il fait à l'air libre ou sous l'eau ? Peu ou pas de coquilles sont présentes dans le dépôt, mais des lags de galets mous qu'il est difficile d'interpréter comme des surfaces éolisées. Par ailleurs, la profondeur de la première incision, près de 5 mètres, qui nécessite aujourd'hui encore un pompage permanent pour la conserver au sec, est plus compatible avec un remplissage sous l'eau. L'évolution vers le bas des blocs détachés du mur de l'incision est également compatible avec un lavage sous-aquatique. Les interstratifications entre rides et litage plan supérieur indiqueraient alors un écoulement dense rapide, voisin du régime supercritique (slurry flow).

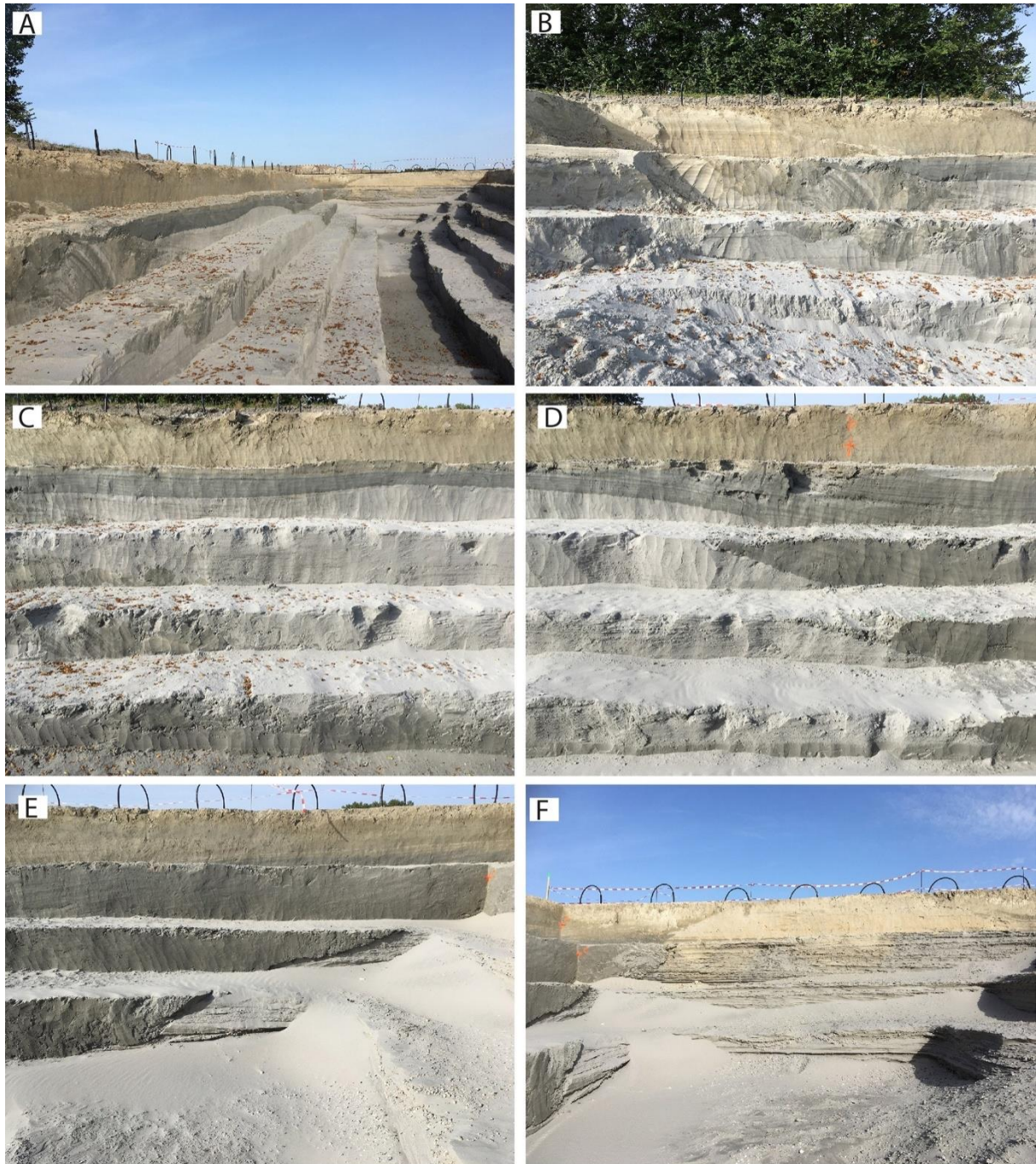


Figure V-37 : Fosse creusée dans la mare principale (localisation Fig. V-35). A : Vue générale vers le nord, montrant sur le panneau ouest les unités 1 à 3. B : Panneau ouest. Incision des unités 2 et 3 dans l'unité 1. Noter les blocs basculés sur la pente. C : Panneau ouest. Photo prise 10m au nord de la précédente. La base de l'unité 2 est pavée de blocs d'argile. D : Panneau ouest, photo prise 10 m au nord de la précédente. Flanc sud de l'ncision de l'unité 3 dans l'unité 2. E : Panneau ouest, photo prise 5m au nord de la précédente. Flanc nord de l'ncision de l'unité 3 dans l'unité 1. Les deux surfaces d'incision sont amalgamées. F : Panneau nord, et retour sur panneau est permettant d'observer en 3D l'unité 1.

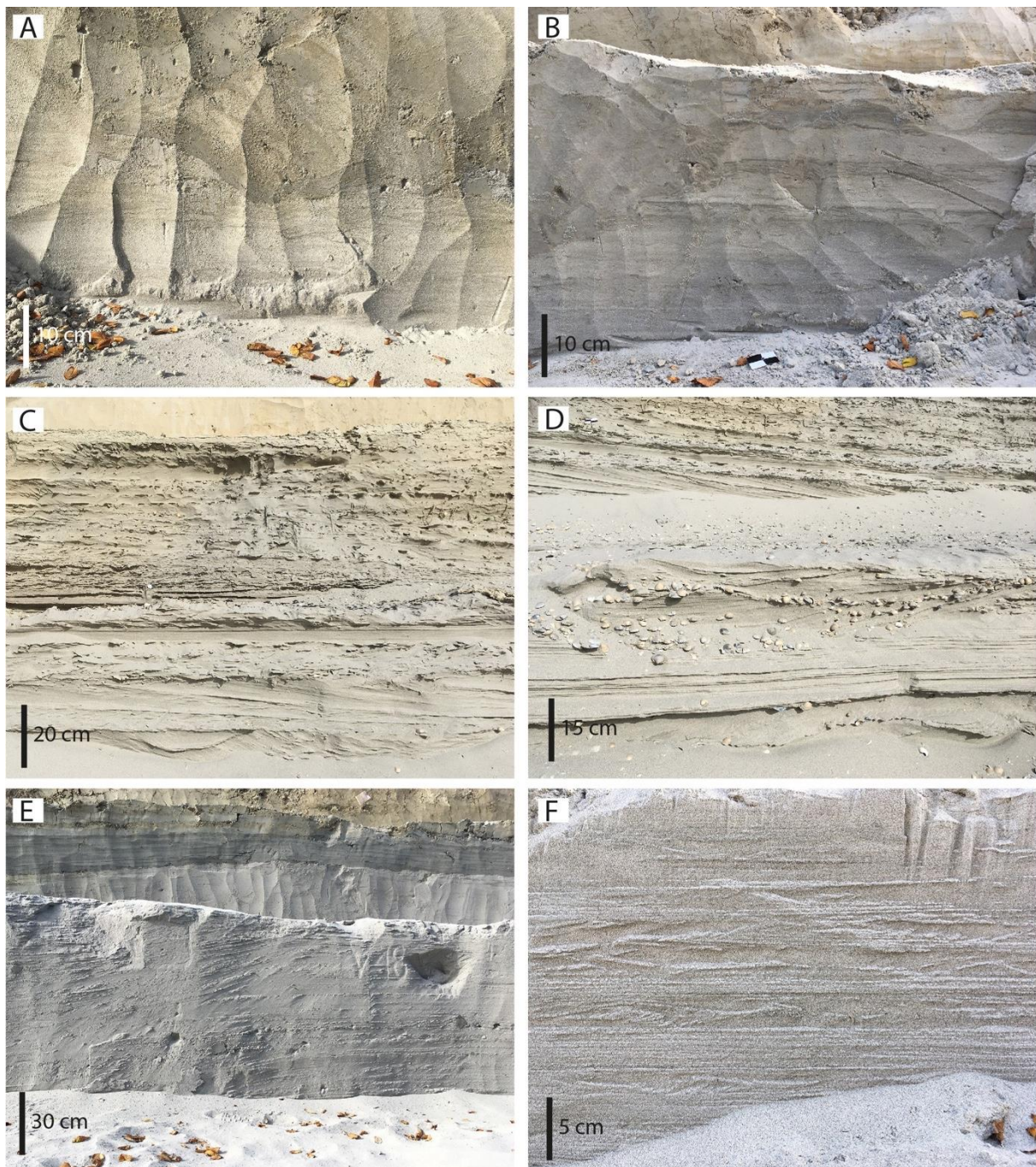


Figure V-38 : Fosse creusée dans la mare principale (localisation Fig. V-35). Détails des faciès. A: Sud du panneau ouest. Blocs basculés sur le mur de l'incision dans l'unité 1, 3m sous la surface. Le faciès de l'unité 1 est un sable à niveaux de flaser bedding. B: Sud du panneau est, montrant la même incision que dans la photo précédente, mais à 1m sous la surface. Le faciès de l'unité 1 est graduellement plus argileux, avec des rythmes de lamines sable/argile interprétées comme des cycles tidaux. C : Panneau nord, unité 1. Masterbedding à litage oblique de sables à stratification de rides. D : Panneau nord, unité 1. Détail des lags de coquilles dans les auges. E : Panneau ouest, unités 2 et 3. Stratification concave en comblement d'incision (à gauche). F : Panneau ouest, détail des laminations alternées plan/rides.

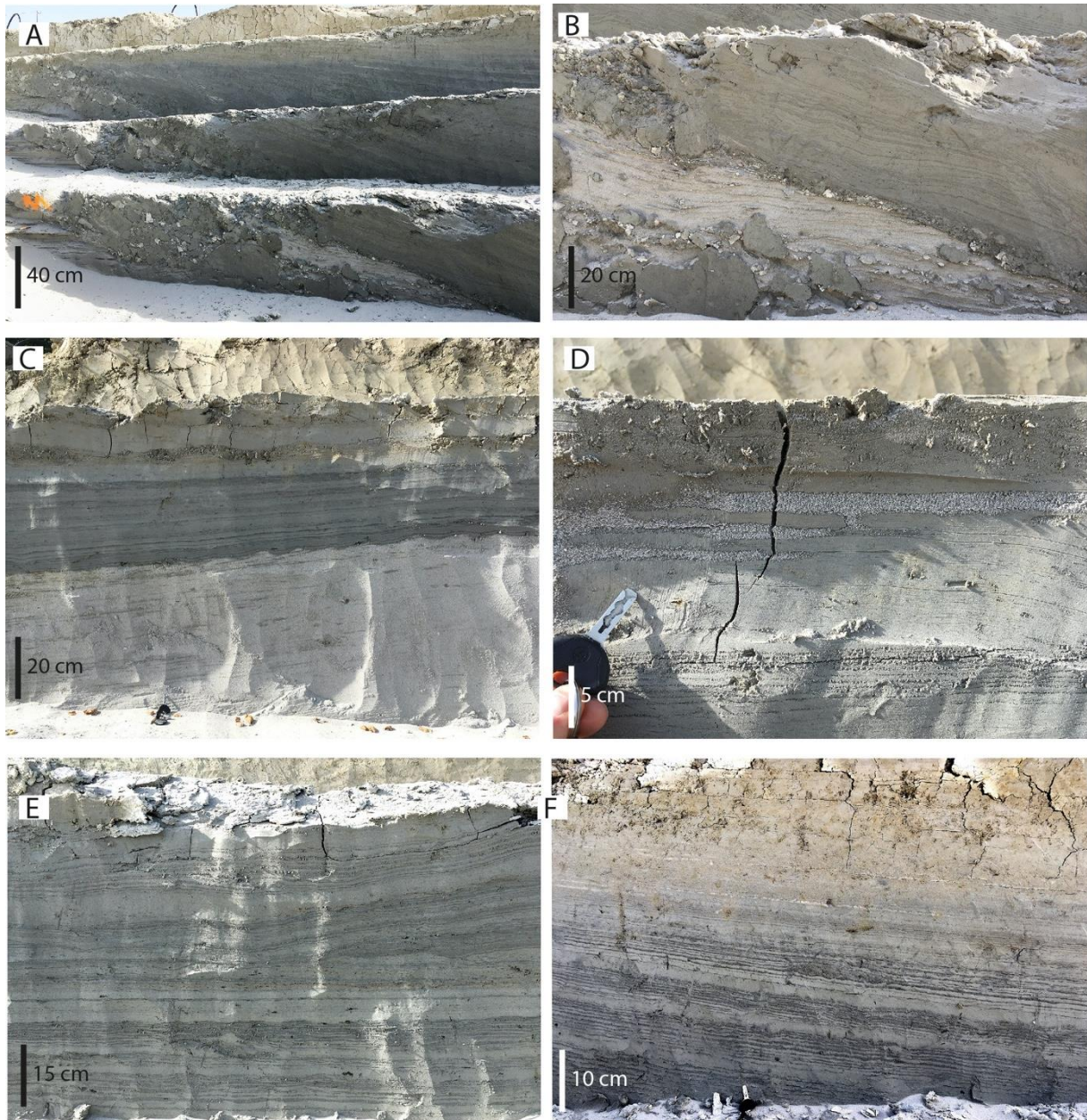


Figure V-39 : Fosse creusée dans la mare principale (localisation Fig. V-35). Détail des faciès. A : Panneau est, côté nord. Brèche argileuse sur l'incision dans l'unité 1. Cette brèche est recouverte à la base par l'unité 2 (sable clair), lui-même tronqué par l'unité 3. B : Détail de la photo précédente. Les dépôts de l'unité 3 montrent une déformation plastique au contact de la brèche. C : Panneau ouest, au milieu. Contact entre l'unité 2 et 3, montrant un train de rides érosives. D'autres surfaces érosives de ride sont préservées plus haut. D : Panneau est, milieu, vers le sommet de l'unité 3. Injections sableuses (per descensum). E : Panneau ouest, milieu. Surface d'érosion interne à l'unité 3. Les dépôts sus-jacents sont concordants. F : Aspect typique du faciès hétérolithique de l'unité 3, avec des rythmes interprétés comme des cycles tidaux. Les lamines sombres sont argileuses. Passage vers le haut au sol du polder, plus sableux.



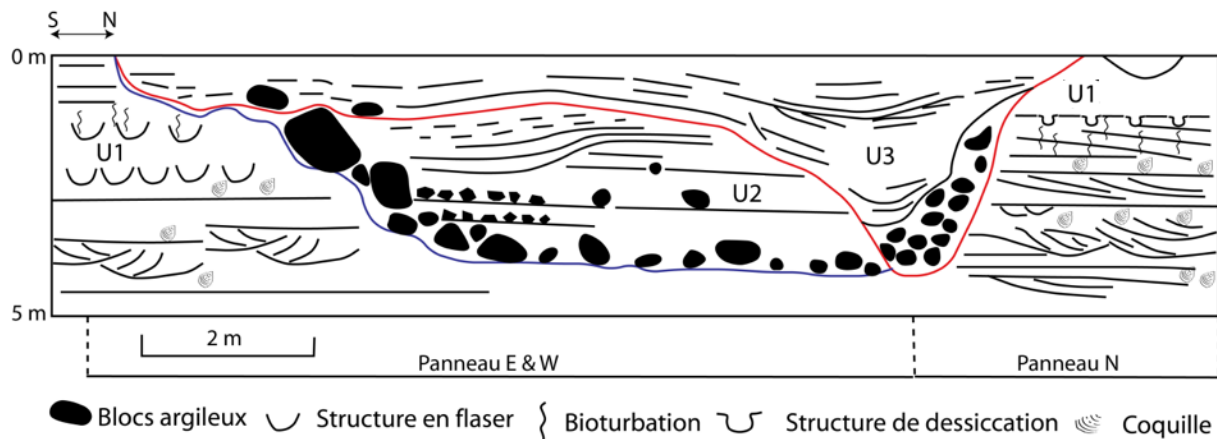


Figure V-40 : Coupe schématique élaborée à partir des observations sur le terrain de la fouille par paliers successifs. Consultez la localisation sur la Figure V-35.

Une des questions qui se posaient au début de cette étude était de savoir départager l'hypothèse « mare endiguée » de l'hypothèse « ombilic de brèche ». À ce stade, l'hypothèse la mare endiguée n'est pas favorisée, principalement à cause de la difficulté de maintenir hors d'eau l'excavation pendant son creusement sur plus de 5 m. L'hypothèse de l'ombilic de brèche se tient mieux. Ce serait une brèche dans une digue localisée à quelques mètres à l'ouest de la dépression. L'eau se serait déversée dans le polder d'ouest en est à la faveur d'une surcote importante. Dans le modèle des brèches de surcreusement, c'est la cascade formée par le débordement de la digue dans le polder qui est la cause de l'érosion circulaire. Mais dans ce cas la circularité de l'érosion à la base de la mare argileuse n'a pas été démontrée. En revanche, les failles normales et les blocs détachés du mur de l'unité 1 et remaniés dans le remplissage sont compatibles avec l'effondrement gravitaire d'une falaise de sédiment meuble. Ceci implique un processus à l'air libre (sous l'eau, la pression hydrostatique empêcherait ce glissement).

Le mécanisme qu'on peut proposer est donc le suivant. Lors de la surcote, la digue est débordée, une brèche s'y forme par laquelle l'érosion démarre à la base d'une petite cascade. Le polder est inondé jusqu'à la hauteur de la digue. Le temps de vidange du polder à travers la brèche est beaucoup plus long que le temps d'une marée, et la cascade s'inverse à marée descendante : le polder se vidange maintenant dans la rivière estuarienne d'est en ouest. Les sables présents à la surface du polder sont entraînés par le courant, lavés de l'argile et remaniés dans un flot supercritique à travers le goulet d'étranglement de la brèche. L'écoulement s'encaisse dans la brèche à mesure que la marée descend, et l'érosion régressive se propage vers l'est. A marée basse, le ressuyage des dépôts saturés du polder entraîne des glissements dans la partie exondée de la microfalaise (circulaire ?) résiduelle en

bordure de l'incision régressive. La marée suivante, repassant par la brèche qui est désormais plus large et offre moins de résistance, génère un courant moins fort qui va permettre la préservation du sable de l'unité 2 pendant le flot. Le polder est à nouveau inondé. Au jusant, le sable est réincisé en partie, mais seulement sous la forme d'un chenal de vidange. Ceci pour expliquer le double creusement, les sables de slurry flow, et les radeaux de blocs glissés sur la surface d'incision.

A partir du moment où l'ombilic de brèche est formé, chaque marée de vive eau peut le remplir si la digue n'est pas reconstruite. L'indication que l'ombilic est réennoyé lors des marées de vive eau tient au fait qu'on compte 12-14 doublets par cycle, ce qui correspond à un enregistrement de 6-7 jours dans le cas d'une marée semi-diurne, donc la moitié seulement du cycle semi-lunaire complet. Les tidalites pourraient alors s'accumuler jusqu'à avoir regradé la topographie antérieure à l'incision. Cela voudrait dire que la digue n'a pas été reconstruite entre-temps. Les tidalites indiquent un remplissage continu, sans piétinement ni bioturbation : le polder aurait-il été abandonné quelques temps après cette catastrophe ? Le nombre de cycles semi-lunaires préservés dans les tidalites suggère que cela a duré plusieurs mois, voir plusieurs années. Il est donc probable que la digue a été reconstruite, mais probablement donc en contournement interne de l'ombilic de brèche (en le laissant connecté à l'estran). Ce ce que peut laisser supposer la présence d'un fossé périphérique à l'est de la « mare » (Fig. V-35).

Ce site d'étude illustre l'interaction entre l'homme médiéval et son environnement au sein de la plaine flamande. Les profils géoradar ainsi que les cartes des chenaux montrent que le système était encore à l'état naturel, avec des chenaux profonds de plusieurs mètres bordés par des estrans sableux à accrétion rapide. Les chenaux de surface, plus étroits et plus fixes, sont remplis par des dépôts fins connectés au système de fossés creusés par les occupants. Cela veut dire qu'à cette époque l'estran n'était plus actif à cet endroit, mais probablement plus à l'ouest. Une des possibilités est le comblement passif du système et sa migration en translation vers l'ouest, mais la présence de grands chenaux de surface à comblement boueux suggère plutôt que le système ait été endigué. La cartographie des installations d'occupation sera à mettre en perspective de ces cartes de chenaux.

## 2.7. Synthèse : évolution géomorphologique

Ce site de fouille concentre les principales questions abordées lors de nos échanges avec les archéologues de l'Inrap pendant ma thèse. Les données archéologiques indiquent une occupation de la zone à partir de la fin du Haut Moyen Âge, et sur le site de Craywick certainement au XIII<sup>e</sup> s. C'est une période où on observe un déplacement des zones d'occupation vers l'ouest, accompagné d'un fort désir de gagner des terres sur l'estuaire (Desoutter et al., 2021). Au fil du temps, la pression mise par les activités humaines sur le territoire conduit à sa poldérisation, par la création de watergangs et d'un réseau de fossés visant à assécher et drainer l'ensemble de la zone. Plusieurs fronts de digues ont été érigés du Xe au XV<sup>e</sup> s. pour canaliser les cours d'eau et évacuer les eaux vers la mer. Ces digues sont déplacées au cours du temps de l'est vers l'ouest à mesure que la poldérisation progresse, et du sud vers le nord, avec la mise en place de digues de front de mer à partir du XII<sup>e</sup> et XIII<sup>e</sup> siècle pour fermer l'estuaire et prévenir les apports maritimes (Lancon et al., 2022). Les levées de terres des anciennes digues n'existent plus dans le paysage actuel de la plaine, car elles ont été aplanies par l'activité agricole. On ne peut les localiser que grâce aux fossés comblés d'argile.

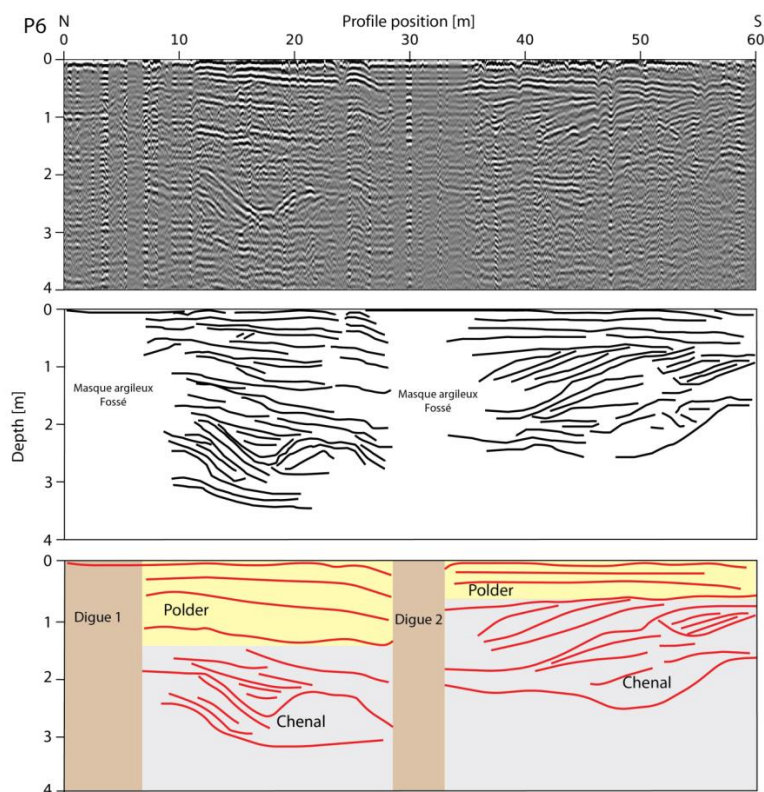


Figure V-41 : Profil géoradar, illustrant le recouvrement du complexe chenalisé estuarien par des sables agardants de polder. Localisation dans la Figure V-31.

Cette évolution générale est visible sur les profils géoradar, où l'on voit les fossés et, entre eux une couche de sable de polder (Fig. V-41). Le sable des polders est bien sûr amalgamé au sol agricole d'aujourd'hui, donc les labours ont augmenté la sablosité. Mais sa signature stratigraphique se voit dans les radargrammes, lorsqu'il recouvre en discordance les systèmes chenalés enfouis. À l'ouest et au nord des digues, un bras de rivière tidale est demeuré actif jusqu'à la fin de la canalisation de l'Aa. Cette rivière était connectée à des chenaux de marée qui sont identifiables sur les cartes de conductivité et les profils géoradar. Cette connexion a été utilisée pour permettre le drainage des réseaux de fossés aménagés en plus grand nombre à proximité des sites d'occupation. Le côté organisé et systématique des fossés connectés aux chenaux de marée tardifs se voit dans les cartes réalisées à l'échelle de chaque site, et peut émerger comme un schéma général (Fig. V-42). Les dépressions argileuses se superposent aux principaux chenaux et aux digues qui les bordaient. On peut les considérer soit comme issues de l'aléa de submersion (ombilics de surcreusement) ou cuvettes résiduelles dans la morphologie du système chenalé fossilisé par la poldérisation (mares endiguées).

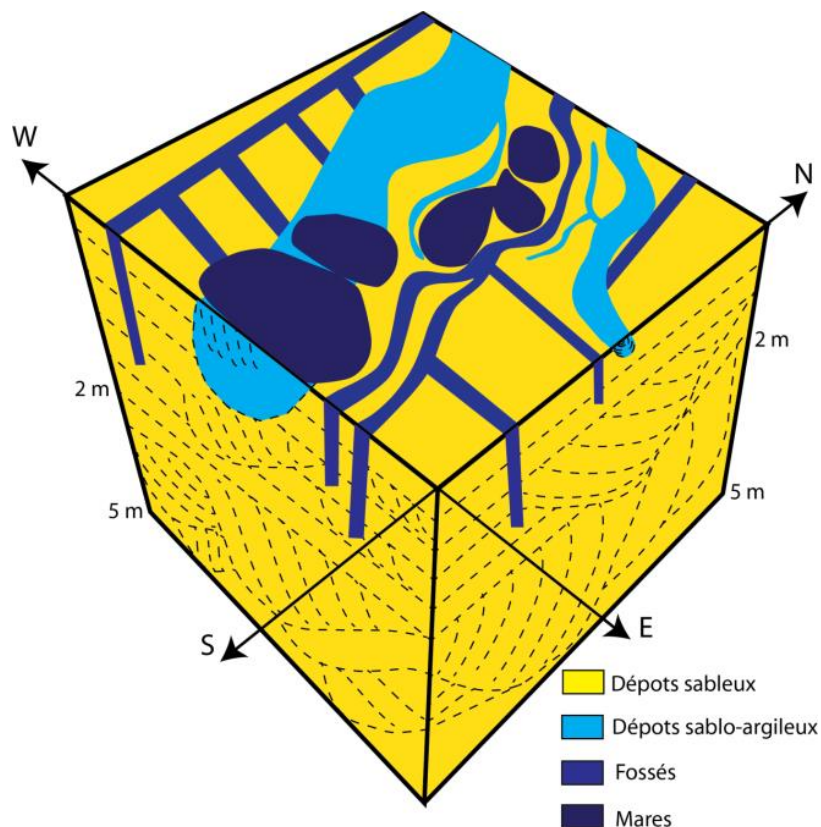


Figure V-42 : Bloc 3D schématique représentant l'image du paysage en surface à la conclusion de la poldérisation, avec une illustration de l'architecture sédimentaire observée sur les profils géoradars selon deux directions (WE et NS).

Les premières mares datent du Xe et XIe siècle, avec un essor significatif à partir du XIIIe siècle. Si les mares endiguées sont interprétées plutôt comme des réservoirs d'eau douce (dans un territoire encore sans source potable à proximité), certaines dépressions ont été remplies par la marée et maintenues remplies pendant des mois ou des années, au point qu'elles sont colmatées de tidalites.

## **Conclusions du chapitre V**

L'approche multidisciplinaire de cette étude, combinant la géophysique de surface (géoradar et conductivité électrique apparente), la sédimentologie et la géoarchéologie, a permis une meilleure compréhension de l'évolution sédimentaire et des dynamiques environnementales dans les zones poldérisées de l'estuaire de la Denna, précisant comment les activités humaines ont participé aux changements environnementaux sur de longues périodes. Les digues, les canaux et les mares jouent un rôle central dans cette évolution. Leur connexion avec les derniers chenaux de marée est démontrée par la cartographie géophysique. Quelques points saillants peuvent être retenus au terme de ce chapitre.

Sur l'ensemble du diagnostic (conclusions résumées de l'article) :

- 1) À grande échelle, la carte de conductivité montre un réseau hydrographique de surface constitué d'un réseau de chenaux tidaux à remplissage argileux, incisés dans une plaine sableuse. Cela correspond à l'étape finale du comblement estuarien.
- 2) Le substratum sableux des chenaux est constitué par l'agradation sur au moins 4 m de barres de chenaux méandriques à écoulement vers le nord, passant vers le haut à des dépôts de polder, stratifiés horizontalement et contenant de plus rares et plus petits chenaux à dominante sableuse.
- 3) Des vibrocarottes montrent que les sables ont une origine marine dominante et pro parte éolienne. La sablosité maintenue au toit de l'agradation de cette unité de polder contraste avec ce qui serait attendu d'un replat de marée comblé passivement.

La question principale à ce stade est donc le lien entre polder et sable. Le sable pourrait provenir de submersions marines et avoir été retenu dans le polder par son endiguement.

Sur la fouille de Craywick :

- 4) Les sites d'occupation sont ceinturés de réseaux de canaux ou fossés connectés aux derniers chenaux tidaux à remplissage argileux. On distingue des fossés courbes, bordiers des

digues qui devaient border les principaux chenaux tidaux, et des réseaux de fossés parallèles perpendiculaires aux chenaux.

5) Les barres de chenaux méandriformes du substratum sableux du polder forment des séquences grano- et stratodécoissantes de litage composé à la base de sables coquilliers à litages obliques composés, passant vers le haut à des estrans hétérolithiques. Le remaniement de ces estrans par l'agriculture pourrait avoir contribué à augmenter leur sablosité.

6) Des dépressions à remplissage argileux ponctuent le tracé des digues, en marge des derniers grands chenaux tidaux. Elles sont chenalisées à la base et remplies par des tidalites indiquant la permanence d'une connexion marine.

7) Certaines de ces dépressions surcreusent des incisions aux bords effondrés en bordure des chenaux. Ces incisions pourraient être des ombilics de surcreusement liées à des ruptures de digue. Ils sont partiellement remplis par des sables à litage plan indiquant des courants supercritiques.

Au fil des siècles, les habitants de la région ont dû s'adapter à la dynamique de l'environnement estuarien, et faire face aux submersions provoquant des ruptures de digues. Dans certaines situations, ils ont pu choisir de réparer les digues existantes, tandis que dans d'autres cas, ils ont aménagé les ombilics de surcreusement en mares endiguées pour stocker les eaux de pluie, fournissant ainsi de l'eau douce essentielle au bétail de la région. D'autres fois encore, les habitants ont pu reconstruire les digues en contournant les dépressions par l'intérieur et en les laissant se remplir naturellement avec les boues apportées par la marée. Documenter et comprendre ces processus d'adaptation permet de réfléchir à la gestion des zones similaires confrontées aux défis du changement environnemental.

## Chapitre VI

# Évolution du Paysage de la Plaine Maritime Flamande et impact de l'activité humaine, Inondations et Gestion des Eaux depuis le Moyen Âge: Discussion

Dans cette thèse, nous avons abordé le paléo-estuaire de la Denna sous divers angles, en cherchant notamment à mieux comprendre son fonctionnement et son évolution depuis le Moyen Âge. Cette étude est essentielle pour appréhender le processus de comblement progressif de la plaine maritime flamande, qui est passé d'une zone constamment inondée par les marées à un polder en pleine croissance économique et sociale depuis le Haut Moyen Âge. La plupart des études publiées sur la plaine maritime flamande au cours des dernières décennies continuent de se focaliser principalement sur les aspects physiques, stratigraphiques, et géologiques.

L'évolution des plaines côtières holocènes demeure étroitement liée aux variations du niveau de la mer et est influencée par une combinaison de facteurs, tels que l'eustatisme (Goslin et al., 2013), les processus isostatiques (Vink et al., 2007; Shennan et al., 2018), l'activité tectonique, des influences locales telles que la compaction des sédiments (Brain et al., 2011; Horton & Shennan, 2009; Long, Waller, & Plater, 2006; Marion et al., 2009), ainsi que les variations dans le régime des marées. Il est vrai que la plupart des études semblent avoir sous-estimé le rôle du facteur humain, même s'il était parfois brièvement évoqué. Cependant, il est de plus en plus évident que l'impact de l'activité humaine sur les plaines maritimes holocènes, notamment la plaine maritime flamande, a été considérable.

L'évolution de l'occupation humaine depuis le Haut Moyen Âge a non seulement laissé une empreinte significative sur le paysage culturel de la région, mais a également eu un impact substantiel sur l'évolution du paysage physique. L'étude pluridisciplinaire menée sur les dépôts récents de comblement du paléo-estuaire de la Denna a révélé l'existence de deux unités stratigraphiques majeures qui s'étendent sur toute la zone d'étude. La première unité, située à une profondeur de 2 à 5 mètres et repérée grâce aux profils géoradar, est principalement composée de sable gris homogène et abonde en faune marine et estuarienne. La structuration de ces dépôts révèle des structures de type chenaux. Ces dépôts

correspondent à une période où l'estuaire de la Denna fonctionnait encore de manière relativement naturelle. Des datations au radiocarbone, effectuées à partir de coquilles prélevées à l'ouest de notre zone d'étude par l'INRAP, indiquent que ces dépôts estuariens datent du VI<sup>e</sup> au début du VII<sup>e</sup> siècle de notre ère. À cette époque, l'estuaire était supposé être toujours ouvert à la mer à cet endroit (Lancon et al., 2022).

Une deuxième unité sommitale, détectée sur les profils géoradar entre la surface et une profondeur de 2 mètres, se compose principalement de sable oxydé, globalement grossier et homogène, et est très riche en faune marine et estuarienne. Les dépôts de cette unité forment des couches horizontales à sub-horizontales, parallèles et isopaques, parfois entrecoupées de petits chenaux moins importants que ceux de l'unité de base. Des datations effectuées par l'INRAP indiquent que ces dépôts sableux remontent au environ de début du Xe siècle vers l'est de la zone d'étude (Lancon et al., 2022). Ces dépôts sableux représentent les derniers dépôts de comblement estuarien du paléo-estuaire de la Denna. Il est à noter que la séquence de dépôts terminal dans un estuaire est généralement caractérisée par des sables fins et de la vase. Il convient de souligner que les estuaires soumis à l'influence des marées sont caractérisés par la présence d'une concentration en matière en suspension connue sous le nom de zone de turbidité maximale ou bouchon vaseux (Dyer, 1988). La présence et la dominance de ces dépôts sableux terminaux, répartis sur toute la zone estuarienne étudiée, suscite de nombreuses interrogations quant à leur origine non naturelle, que nous interprétons dans le chapitre V comme des dépôts de submersion marine du aux ruptures des digues.

Plusieurs études ont révélé l'existence d'importantes impulsions de sédiments marins lors d'événements extrêmes du passé, déposant des sédiments sableux grossiers dans des baies. Ces dépôts sont facilement détectables dans les baies en raison de leur granulométrie plus grossière que celle des baies elles-mêmes (Maanan et al., 2022). Il convient de noter que les études menées par Maanan et al., en 2022, sur les marais Poitevin, qui sont propices à la détection des débordements marins en raison de leur environnement limoneux ou limono-sableux, ont révélé que les événements extrêmes sont identifiables grâce à la présence d'éléments sableux et marins. La communauté scientifique considère que des pics concomitants dans la taille des particules et les indices géochimiques sont de bons indicateurs de tempêtes, car ils indiquent une impulsion marine notable (Maanan et al., 2022).

Cette interprétation est en cohérence avec notre observation, mais la question demeure de savoir si les événements de tempêtes peuvent déposer des quantités de sable marin suffisantes



pour combler toute la plaine flamande, et quelle est la fréquence nécessaire de ces tempêtes pour réaliser cela. Il est intéressant de noter que les dépôts vaseux ou argileux ne sont observés qu'au niveau des derniers chenaux estuariens isolés et canalisés, ainsi que dans le remplissage terminal des fossés et des mares de la zone d'étude.

Ces fossés sont généralement interprétés par les archéologues de l'INRAP comme étant les vestiges des anciennes digues. À l'époque du Moyen Âge, la population s'efforçait constamment de gagner des terres sur l'estuaire en creusant des fossés de drainage, accompagnés d'une levée de terre pour protéger les terres occupées (Desoutter et al, 2020, 2021 ; Lancon 2022). Ce processus était communément désigné sous le terme de "polderisation".

La polderisation et la transformation générale de la plaine flamande depuis la France jusqu'au Danemark était réalisée grâce à une politique de gestion des eaux durant le moyen âge, l'espace occupé à passer d'une société majoritairement composée de petits propriétaires terriens paysans possédant des fermes isolées à une économie commerciale dominée par de grandes exploitations (Desoutter et al, 2020, 2021, Lancon 2022) . Déjà aux Xe et XIe siècles, des digues, des voies d'eau et des écluses de décharge ont été construites dans la plaine côtière flamande (Verhulst, 1959; Tys, 2005; Desoutter et al., 2020, 2021; Lancon et al., 2022).

Certains auteurs attribuent à cette période la création des comités de l'eau, exactement au XIIe siècle (Verhuist 1995) voire même au XIe siècle (Coornaert, 1976; Huys & Vandermaesen, 2000). À la fin du XIIIe siècle, un système de gestion de l'eau efficace avait été mis en place dans la plaine côtière flamande (Soens, 2006). Cette période a également été marquée par la construction de digues, le développement du phénomène de la polderisation, et l'expansion vers de nouvelles terres.

La protection contre les inondations est devenue un défi majeur. L'endiguement et la mise en valeur de la Flandre côtière à l'époque médiévale ont fait l'objet d'une étude approfondie depuis au moins cinquante ans, en grande partie grâce aux travaux d'Adriaan Verhulst à l'Université de Gand. Les digues n'ont peut-être pas été construites exclusivement pour l'expansion vers de nouvelles terres, mais aussi en réponse à des besoins croissants liés à l'impact marin accru, causé par des problèmes environnementaux tels que le compactage de la tourbe. De plus, d'autres facteurs tels que la dégradation de la barrière côtière des dunes en raison de la surpâturation ont rendu les digues indispensables (Lehouck et al., 2007).

Pendant les trois siècles qui ont suivi le début de la construction des digues, l'histoire de la gestion de l'eau le long de la côte flamande semble avoir été marquée par des échecs plutôt que par des succès (Soens, 2006; Thoen et al., 2013). Cette période a été caractérisée par une série de tempêtes violentes qui ont provoqué des inondations massives, submergeant des milliers d'hectares le long des estuaires du Zwin près de Bruges et de l'Yser près de Nieuwpoort. Entre la fin du XIII<sup>e</sup> siècle et la fin du XVI<sup>e</sup> siècle, ces inondations et pertes de terres se sont succédé de manière ininterrompue (Soens, 2006). Ces catastrophes d'inondations sont généralement attribuées à des perturbations météorologiques, à la vulnérabilité environnementale ou à des défaillances techniques. Cependant, il est également soutenu que le droit des paysans côtiers à la protection contre les inondations a souvent été sérieusement compromis avant de nombreuses catastrophes d'inondations. Cela résulte de conditions économiques défavorables, mais aussi d'une violation croissante de leur droit à la protection contre les inondations, principalement par des groupes non paysans soutenus par un pouvoir étatique en expansion (Soens et al, 2013). En revanche, il convient de noter que les importants travaux de réparation effectués après la rupture des digues étaient toujours entrepris par des propriétaires fonciers individuels (Soens, 2006). Il faudra attendre l'année 1230 pour voir apparaître les premières traces d'une organisation administrative distincte dans les sources. Des exemples en la matière sont relevés près de Bergues-Saint-Winnoc, en France, en 1236 (Van de Putte 1864 in Soens, 2006), ainsi qu'à proximité d'Oostburg, aux Pays-Bas, en 1239 (Meyer 2001). C'est seulement à partir du XIII<sup>e</sup> siècle que la construction et l'entretien des digues, canaux et écluses dans la plaine côtière flamande ont été confiés aux "wateringen" ou comités de l'eau locaux (Soens, 2006).

En Hollande, des entités plus vastes appelées "Hoogheemraadschappen" avaient été établies avant 1200 (Van de Ven 2003). Néanmoins, il apparaît qu'à la fin du Moyen Âge, ces comités de l'eau ont été incapables d'assurer un niveau de sécurité et de protection contre les inondations suffisant. Pendant la période allant de 1280 à 1570, il est à noter qu'au moins seize tempêtes importantes ont entraîné d'importantes inondations le long de la côte des Pays-Bas méridionaux, soit en moyenne une tempête majeure tous les dix-huit ans (Soens, 2006). En revanche, au XVII<sup>e</sup> siècle, seule une tempête, celle de 1682, est qualifiée de "catastrophique" par Gottschalk (1971).

La vulnérabilité de la plaine flamande face aux inondations s'est accrue aux XII<sup>e</sup> et XIII<sup>e</sup> siècles, avec la création de ports tels que Newport, Dunkerque, Ostende et Blankenberge dans les espaces dunaires (Soens, 2006). De plus, la végétation dense d'origine a été utilisée pour le

pâturage par les comtes de Flandre (Augustyn, 1992, 1995; Lehouck et al., 2007). L'introduction du lapin à la fin du XIIIe siècle a créé une nouvelle menace pour le paysage en raison de sa rapide expansion dans les dunes, les digues et les polders (Van Dam, 2001).

D'autres types d'inondations, en plus des inondations naturelles résultant de la rupture des digues, ont affecté la plaine côtière flamande pendant le Moyen Âge tardif et le XVIe siècle. Les inondations intentionnelles à des fins militaires, survenues principalement dans les années 1580 lors des guerres religieuses, ont eu des conséquences dévastatrices, submergeant de vastes étendues de la région pendant de nombreuses décennies. Il existe aussi un type d'inondations desérées et peut être provoquée par les investisseurs aient envisagé que les inondations et le dépôt de nouveaux sédiments renforceraient la fertilité des terres. Les rendements exceptionnels des nouveaux polders, établis sur les anciens polders inondés au Moyen Âge, ont acquis une réputation légendaire (Cruyningen, 2006), d'autres inondations étaient provoquées dans le but d'avoir des bassins de pêches (Ozer, 1976).

Une corrélation directe se dégage entre les conflits armés, la négligence de l'entretien des systèmes de protection contre les inondations et la fréquence croissante des inondations. Les documents médiévaux décrivaient souvent la plaine côtière du Haut Moyen Âge comme un désert, mais en réalité, elle était principalement constituée de zones humides côtières parsemées de canaux de marée, tous utilisés par les habitants de la région (Loveluck & Tys, 2006). Le comblement de ces zones avec du sable marin grossier était principalement dû aux inondations marines successives provoquées par la rupture des digues et des cordons dunaires, créant ainsi ce que l'on appelle des polders d'éruption (Ozer, 1976).

Lors de l'éruption des digues, l'eau pénètre dans le polder sur des distances allant jusqu'à 80 kilomètres d'une brèche de digue (Van Tielhof, 2015), déposant un matériau relativement grossier qui forme une sorte d'auréole sableuse (Ameryckx, 1953). Les sédiments déposés lors de ces inondations pouvaient atteindre une épaisseur considérable, comme cela s'est produit lors de la rupture du cordon dunataire dans la région de l'Yser et du Zwin au XIe siècle. Ces inondations catastrophiques ont entraîné le dépôt de sédiments d'une épaisseur variant entre 0,3 et 1 mètre (Ozer, 1976).

L'ensemble de ces observations correspond parfaitement à l'interprétation des couches de sable sommitale de l'unité supérieure que nous avons identifiées sur les profils géoradar et dans les carottes prélevées lors du chantier archéologique de l'INRAP à Loon-Plage. Il est très

probable que le comblement de ces espaces avec d'importantes quantités de sable marin soit attribuable à une série de ruptures des digues provoquées par des tempêtes.

À ce stade, il demeure difficile d'expliquer précisément les causes de ces ruptures des digues et de dresser un inventaire exhaustif des tempêtes qui ont remodelé le paysage au fil du temps. Cependant, leur empreinte est clairement visible dans l'ensemble de la zone, le long des fronts de digues, sous la forme d'ombilics de creusement circulaires (Lancon et al, 2022), que l'on peut facilement distinguer sur les cartes de conductivité électriques apparentes et les photos satellites. La différenciation entre ces ombilics de creusement et les mares creusées de manière anthropique reste un défi, à moins de réaliser des coupes ou des tranchées plus profondes sur le terrain.

Cette recherche pluridisciplinaire sur le paléoestuaire de la Denna offre un aperçu profond de l'évolution du paysage de la plaine maritime flamande. Elle révèle de manière significative le rôle central de l'activité humaine dans cette évolution, remettant ainsi en question une perspective simpliste qui ne prendrait en compte que les facteurs naturels. Cette étude démontre de manière convaincante comment l'intervention de l'homme a laissé une empreinte durable sur la région au fil des siècles, et comment ses conséquences continuent à se manifester dans le paysage actuel. Les résultats de cette recherche mettent en lumière l'importance cruciale de l'activité humaine, notamment la construction de digues, de canaux et d'écluses, dans la transformation de la plaine maritime flamande depuis le Moyen Âge. La politique de gestion de l'eau mise en place à cette époque a été un facteur clé dans la création de polders et le développement de vastes zones agricoles et commerciales. Cette transformation de l'occupation humaine, passant d'une société principalement composée de petits propriétaires terriens paysans à une économie dominée par de grandes exploitations, a été essentielle pour l'évolution économique et sociale de la région. De plus, la recherche révèle l'impact significatif des inondations intentionnelles à des fins militaires, qui ont causé des dégâts considérables pendant les guerres religieuses du XVI<sup>e</sup> siècle. Les inondations marines successives, provoquées par des tempêtes et des ruptures de digues, ont également joué un rôle majeur dans la modification du paysage côtier. Ces événements ont déposé d'importantes quantités de sédiments marins, contribuant ainsi au comblement de la plaine maritime flamande.

En somme, cette recherche démontre que l'interaction complexe entre l'activité humaine, les facteurs naturels et les catastrophes a façonné la plaine maritime flamande telle que nous la

connaissions aujourd'hui. Comprendre cette évolution est essentiel pour mettre en place des mesures de gestion intégrée des zones côtières et pour prévenir les catastrophes futures. Elle souligne également l'importance de prendre en compte l'histoire humaine et les enseignements du passé pour une planification et une adaptation efficaces aux défis actuels et futurs liés au changement climatique.

## Conclusion générale

L'étude de l'évolution du paysage morphosédimentaire de la plaine maritime flamande depuis l'Antiquité s'est révélée extrêmement enrichissante en raison de la diversité des témoins étudiés et des techniques d'analyse utilisées. Nous avons concentré nos recherches sur le chantier archéologique de l'INRAP, où un bras de paléo-estuaire de la Denna a laissé son empreinte. Cette étude multidisciplinaire et multiméthode s'est fortement appuyée sur la prospection géoradar, un outil géophysique acquis en 2020 par le Laboratoire d'Océanologie et de Géosciences (LOG) dans le cadre du contrat de plan état-région (CPER) MARCO. Cela a donné lieu à des travaux d'étudiants en licence et master, réalisés dans le cadre de cette thèse, ainsi qu'à des collaborations académiques et industrielles.

Plusieurs sites d'études ont été ciblés, et chaque site nous a permis de tirer des leçons méthodologiques sur le potentiel et les limites de cet outil. L'ensemble des travaux réalisés sur ces chantiers souligne le potentiel du géoradar dans l'analyse architecturale des sédiments formant les barrières littorales modernes, en particulier sur des cibles comme les dunes littorales tel que la dune de Pilat, la dune de Ghyvelde ou les champs de dune de la slack. Les antennes à moyenne fréquence sont privilégiées pour ces études, permettant d'imager à quelques mètres de profondeur. La précision du géopositionnement satellite est cruciale pour interpréter correctement les radargrammes, notamment en corrigeant les effets de la topographie.

Les antennes à basse fréquence se distinguent par leur grande sensibilité et leur mise en œuvre sur le terrain est complexe. Elles peuvent fournir des résultats prometteurs pour l'exploration de gisements de sable à plusieurs dizaines de mètres sous la surface, voire de roches dures, et même à travers les écrans formés par le soubassement et le revêtement des routes. Cependant, l'interprétation du signal à basse fréquence s'avère ardue en l'absence de carottes ou de coupes de terrain.

Les défis ont émergé rapidement, particulièrement sur les polders de la plaine maritime flamande, caractérisés par des teneurs élevées en argile et des zones salées, constituant ainsi des obstacles majeurs. Au début de la thèse, l'utilisation du géoradar dans ce contexte était initialement perçue comme un échec potentiel. Toutefois, notre expérience approfondie avec cet outil a démontré son caractère essentiel pour l'exploration d'environnements spécifiques. Souvent, un simple décapage préalable du sol s'est avéré suffisant pour améliorer la pénétration des ondes électromagnétiques. Sur le site archéologique de Loon-plage, par

exemple, les antennes à moyen fréquence ont permis d'atteindre généralement une profondeur de 2 à 4 mètres le long des tranchées archéologiques. Ces profondeurs de pénétration, bien que paraissant limitées à première vue, nous ont permis d'analyser l'architecture des derniers comblements des polders de la plaine flamande, révélant des résultats inattendus.

Une volonté plus profonde de comprendre la stratigraphie quaternaire sur le site d'étude nous a amenés à explorer une autre méthode géophysique, à savoir la sismique MSAW. L'analyse de profils des deux profils sismiques acquis, combinée à des données géologiques et géotechniques, a fourni des informations sur la structure géologique de la région. Les transitions stratigraphiques majeures, telles que le toit des argiles yprésiennes et la base des dépôts holocènes, ont été identifiées avec succès. La méthode s'est avérée efficace pour cartographier les unités sédimentaires jusqu'à 30 mètres de profondeur.

Cette étude, considérée comme une étape pilote, a démontré son utilité sur le site archéologique de Loon-Plage, offrant des détails sur les formations quaternaires de la plaine côtière flamande. La complémentarité des méthodes géophysiques sur ce site a permis une caractérisation plus précise de la géométrie des unités stratigraphiques, ouvrant la voie à de futures recherches approfondies dans la région.

L'étude multidisciplinaire sur le chantier archéologique de l'INRAP au premier lieu, elle est concentré sur la globalité de chantier ou 41 km de profils géoradar ont été acquises, Cette étude combine différentes approches telles que la géophysique de surface, la sédimentologie et l'archéologie pour examiner la morphologie et l'évolution sédimentaire d'une zone spécifique de la plaine côtière flamande. Les résultats révèlent un réseau hydrographique à grande échelle, caractérisé par des canaux anastomosés et des transitions stratigraphiques significatives. La cartographie de la conductivité de surface met en évidence un réseau de canaux remplis de sédiments argilo-sableux, indiquant la phase finale du dépôt estuarien. Dans une zone spécifique couverte par des données GPR, deux unités stratigraphiques distinctes sont observées. L'unité supérieure est composée d'une couche de sable avec du litage sub horizontale traversée par des cheneaux et des fossés boueux, tandis que l'unité inférieure présente un complexe en accretion laterale et de remplissages de bancs en méandre associé à des cheneaux plus larges. Les vibrocarottes montrent que ces deux unités sont principalement constituées de sable fin, avec des bioclastes d'origine marine et des foraminifères typiques des environnements estuariens. La datation au radiocarbone des coquillages et des artefacts archéologiques indique que la transition entre les deux unités a commencé au VIIIe siècle, coïncidant avec la période des premières digues. Cette période de transition pourrait être liée au comblement des plaines endiguées lors de brèches dans la

barrière côtière et/ou les digues, expliquant la granulométrie anormalement élevée de la partie supérieure du comblement.

En second lieu cette étude s'est focalisé sur une fouille dans la commune de Craywick où des indices captivantes d'interaction entre l'homme et son environnement ont laissé leurs empreintes sur le paysage, l'étude de cette fouille met en lumière les transformations continues sur le paysage et l'évolution de phénomène de poldeisation. Les digues, les mares et les phénomènes d'ombilic de creusement jouent un rôle central dans cette évolution.

Au fil des siècles, les habitants de la région ont fait face au déplacement latéral des bras de l'estuaire, offrant des opportunités d'adaptation par la construction de digues et le réaménagement du paysage. Les populations locales ont adopté diverses stratégies, réparant les digues existantes, aménageant des mares endiguées ou laissant la nature suivre son cours. L'ombilic de creusement étudié dans notre site d'étude est comblé par des tidalites, ceci a mis en évidence que les rentrées marines ont pénétré encore dans la zone d'étude au environs de XII siècle.

Cette étude pluridisciplinaire sur le paléo-estuaire de la Denna offre un regard approfondi sur l'évolution du paysage de la plaine maritime flamande. Elle met en évidence le rôle central de l'activité humaine dans cette transformation, remettant en question une perspective simpliste axée uniquement sur les facteurs naturels. L'intervention humaine, à travers la construction de digues et d'infrastructures hydrauliques, a durablement marqué la région, influençant son développement économique, social et paysager. Les inondations intentionnelles à des fins militaires et les événements climatiques ont également joué un rôle majeur dans la modification du littoral. En résumé, cette recherche souligne l'importance de comprendre l'interaction complexe entre l'homme, la nature et les catastrophes pour une gestion efficace des zones côtières et une adaptation aux défis du changement climatique.



## Perspectives

Cette recherche vise à reconstituer de manière approfondie l'évolution morphosédimentaire des zones côtières holocènes de la plaine maritime flamande, en cherchant à identifier les processus et les facteurs qui ont influencé ces changements au fil du temps. Les conclusions actuelles, bien que fournissant une vision synthétique, ouvrent la porte à de nouvelles interrogations, soulignant la complexité du système côtier.

Pour aller plus loin, il serait essentiel d'affiner les chronologies des événements, en particulier en mettant en œuvre des méthodes de datation plus précises. Une exploration approfondie des archives liées aux watergangs et à la construction des digues pourrait offrir des informations cruciales sur les interventions humaines passées et leur impact sur le paysage.

Une autre piste importante à explorer serait l'étude de datation des événements extrêmes en relation avec la rupture des digues et la mise en place des sédiments de comblement des polders. Cela permettrait de mieux comprendre la temporalité et la séquence des phénomènes responsables des transformations observées.

Il serait également nécessaire d'explorer plus en détails les liens entre l'évolution morphodynamique de ces polders et la rupture des complexes dunaires, possiblement interrompus par des passes tidales par le passé.

De plus, la considération de l'affaissement du sol dû à l'exploitation de la tourbe émerge comme un élément clé, bien que non traité en détail dans la thèse actuelle. L'examen approfondi de ce facteur pourrait apporter des éclaircissements sur les mécanismes sous-jacents à l'évolution morphodynamique des polders.

## Bibliographie

- Adou, F. (2021). *Géoradar terrestre basse fréquence : Application à la géomorphologie et stratigraphie haute résolution en domaine littoral* [Rapport stage M2]. Université de Lille.
- Aillaud, A. (2021). *Géomorphologie et architecture stratigraphique dans la Plaine Maritime Flamande de la dune fossile Holocène de Ghyvelde : Apport d'une prospection géoradar* [Rapport stage M1]. Université de Lille.
- Allen, J. R. L. (1990). The Severn Estuary in southwest Britain : Its retreat under marine transgression, and fine-sediment regime. *Sedimentary Geology*, 66 (1-2), 13-28. [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(90\)90003-C](https://doi.org/10.1016/0037-0738(90)90003-C)
- Allen, J. R. L. (1999). Geological impacts on coastal wetland landscapes : Some general effects of sediment autocompaction in the Holocene of northwest Europe. *The Holocene*, 1-12.
- Alley, R., & Agustsdottir, A. (2005). The 8k event : Cause and consequences of a major Holocene abrupt climate change. *Quaternary Science Reviews*, 24(10-11), 1123-1149. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2004.12.004>
- Alley, R. B. (2000). The Younger Dryas cold interval as viewed from central Greenland. *Quaternary Science Reviews*, 19(1-5), 213-226. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(99\)00062-1](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(99)00062-1)
- Alley, R. B., Mayewski, P. A., Sowers, T., Stuiver, M., Taylor, K. C., & Clark, P. U. (1997). Holocene climatic instability : A prominent, widespread event 8200 yr ago. *Geology*, 25(6), 483. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1997\)025<0483:HCIAPW>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1997)025<0483:HCIAPW>2.3.CO;2)
- Ameryckx, J. (1961). La genese des polders maritimes belges. *De Aardrijkskunde*, 3-16.
- Ameryckx, J. B. (1953). Het ontstaan en evolutie van het Zwin in België. *Natuurwetenschappelijk Tijdschrift*, 99-110.

- Andersson, C., Risebrobakken, B., Jansen, E., & Dahl, S. O. (2003). Late Holocene surface ocean conditions of the Norwegian Sea (Vøring Plateau). *Paleoceanography*, 18(2), 2001PA000654. <https://doi.org/10.1029/2001PA000654>
- André, J.-P., Biagi, R., Moguedet, G., Buffard, R., Clément, G., Redois, F., & Baloge, P. A. (2003). Mixed siliciclastic–cool-water carbonate deposits over a tide-dominated epeiric platform : The Faluns of l’Anjou formation (Miocene, W. France). *Annales de Paléontologie*, 89(3), 113-123. [https://doi.org/10.1016/S0753-3969\(03\)00021-1](https://doi.org/10.1016/S0753-3969(03)00021-1)
- Andresen, C. S., & Bjorck, S. (2005). Holocene climate variability in the Denmark Strait region—A landsea correlation of new and existing climate proxy records. *Physical Geography*, 159-174.
- Anthony, E. J. (2002). Long-term marine bedload segregation, and sandy versus gravelly Holocene shorelines in the eastern English Channel. *Marine Geology*, 187(3-4), 221-234. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(02\)00381-X](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(02)00381-X)
- Anthony, E. J., & Héquette, A. (2007). The grain-size characterisation of coastal sand from the Somme estuary to Belgium : Sediment sorting processes and mixing in a tide- and storm-dominated setting. *Sedimentary Geology*, 202(3), 369-382. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2007.03.022>
- Anthony, E. J., Mrani-Alaoui, M., & Héquette, A. (2010). Shoreface sand supply and mid- to late Holocene aeolian dune formation on the storm-dominated macrotidal coast of the southern North Sea. *Marine Geology*, 276(1-4), 100-104. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2010.07.006>
- Armynot du Châtelet, E., Duvaut Robine, A., & Meurisse-Fort, M. (2019). Caractérisation par les foraminifères des environnements archéologiques et du cadre paysager – exemple d’application sur Quentovic (embouchure de la Canche, France). *Quaternaire*, 211-223.

- Arz, H. W., Lamy, F., Pätzold, J., Müller, P. J., & Prins, M. (2003). Mediterranean Moisture Source for an Early-Holocene Humid Period in the Northern Red Sea. *Science*, 300(5616), 118-121. <https://doi.org/10.1126/science.1080325>
- Auffret, J. P., Alduc, D., Larsonneur, C., & Smith, A. J. (1980). Cartographie du réseau des paléovallées et de l'épaisseur des formations superficielles meubles de la Manche orientale. In *Bull. Ass. Franç. Etude Quat* (Vol. 53, 4, p. 71-75).
- Augustyn, B. (1992). *Zeespiegelstijging, transgressiefasen en stormvloed en maritiem Vlaanderen tot het einde van de XVIde eeuw. Een landschappelijke, ecologische en klimatologische studie in historisch perspectief.*
- Augustyn, B. (1995). De evolutie van het duinecosysteem in Vlaanderen in de Middeleeuwen: Antropogene factoren versus zeespiegelrijzingstheorie. *Historisch-Geografisch Tijdschrift*, 9-19.
- Baeteman, C. (1991). Chronology of coastal plain development during the Holocene in West Belgium. *Quaternaire*, 2(3), 116-125. <https://doi.org/10.3406/quate.1991.1960>
- Baeteman, C. (1999). The Holocene depositional history of the IJzer palaeovalley (western Belgian coastal plain) with reference to the factors controlling the formation of the intercalated peat beds. *Geologica Belgica*, 39-72.
- Baeteman, C. (2005). How subsoil morphology and erodibility influence the origin and pattern of late Holocene tidal channels: Case studies from the Belgian coastal lowlands. *Quaternary Science Reviews*, 24(18-19), 2146-2162. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2004.11.017>
- Baeteman, C. (2007). Roman peat-extraction pits as possible evidence for the timing of coastal changes: An example from the Belgian coastal plain. In J. J. Beenakker, F. H. Horsten, A. M. J. De Kraker, & H. Renes (Éds.), *Landschap in ruimte en tijd* (p. 16-25).

- Baeteman, C. (2008). Radiocarbon-dated sediment sequences from the Belgian coastal plain : Testing the hypothesis of fluctuating or smooth late-Holocene relative sea-level rise. *The Holocene*, 18(8), 1219-1228. <https://doi.org/10.1177/0959683608096597>
- Baeteman, C., & Declercq, P.-Y. (2002). A synthesis of early and middle Holocene coastal changes in the western Belgian lowlands. *Belgeo*, 2, 77-108. <https://doi.org/10.4000/belgeo.15994>
- Baeteman, C., & Denys, L. (1997). Holocene shoreline and sea-level data from the Belgian coast. In M. Eronen, B. Frenzel, P. Pirazzoli, & M. Weiss (Éds.), *Sea-level changes during holocene times* (ESF special issue, Vol. 14, p. 49-74).
- Baeteman, C., & Mauz, B. (2012). Comments on “Shoreface sand supply and mid- to late Holocene aeolian dune formation on the storm-dominated macrotidal coast of the southern North Sea” by E.J. Anthony, M. Mrani-Alaoui and A. Héquette [Marine Geology 276 (2010) 100-104]. *Marine Geology*, 311-314, 63-66. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2011.07.004>
- Baeteman, C., Scott, D. B., & Van Strydonck, M. (2002). Changes in coastal zone processes at a high sea-level stand: A late Holocene example from Belgium. *Journal of Quaternary Science*, 17(5-6), 547-559. <https://doi.org/10.1002/jqs.707>
- Baeteman, C., & Van Strydonck, M. (1989). Radiocarbon dates on peat from the Holocene coastal deposits. In C. Baeteman (Éd.), *Quaternary sea-level investigations from Belgium*. Geological survey of Belgium.
- Baeteman, C., Waller, M., & Kiden, P. (2011). Reconstructing middle to late Holocene sea-level change : A methodological review with particular reference to ‘A new Holocene sea-level curve for the southern North Sea’ presented by K.-E. Behre: Reconstructing middle to late Holocene sea-level change. *Boreas*, 40(4), 557-572. <https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.2011.00207.x>

- Barber, K. E., Battarbee, R. W., Brooks, S. J., Eglinton, G., Haworth, E. Y., Oldfield, F., Stevenson, A. C., Thompson, R., Appleby, P. G., Austin, W. E. N., Cameron, N. G., Ficken, K. J., Golding, P., Harkness, D. D., Holmes, J. A., Hutchinson, R., Lishman, J. P., Maddy, D., Pinder, L. C. V., ... Stoneman, R. E. (1999). Proxy records of climate change in the UK over the last two millennia : Documented change and sedimentary records from lakes and bogs. *Journal of the Geological Society*, 156(2), 369-380. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.156.2.0369>
- Bartholdy, J. (2012). Salt Marsh Sedimentation. In R. A. Davis & R. W. Dalrymple (Éds.), *Principles of Tidal Sedimentology* (p. 151-185). Springer Netherlands. [https://doi.org/10.1007/978-94-007-0123-6\\_8](https://doi.org/10.1007/978-94-007-0123-6_8)
- Bauch, H. A., Erlenkeuser, H., Spielhagen, R. F., Struck, U., Matthiessen, J., Thiede, J., & Heinemeier, J. (2001). A multiproxy reconstruction of the evolution of deep and surface waters in the subarctic Nordic seas over the last 30,000 yr. *Quaternary Science Reviews*, 20(4), 659-678. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(00\)00098-6](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(00)00098-6)
- Beck, C., Clabaut, P., Dewez, S., Vicaire, 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*, 11, 111-121.
- Beets, D. J., & Van Der Spek, A. J. F. (2000). The Holocene evolution of the barrier and the back-barrier basins of Belgium and the Netherlands as a function of late Weichselian morphology, relative sea-level rise and sediment supply. *Netherlands Journal of Geosciences - Geologie En Mijnbouw*, 79 (1), 3-16. <https://doi.org/10.1017/S0016774600021533>
- Behre, K.-E. (2004). Coastal development, sea-level change and settlement history during the later Holocene in the Clay District of Lower Saxony (Niedersachsen), northern

- Germany. *Quaternary International*, 112(1), 37-53. [https://doi.org/10.1016/S1040-6182\(03\)00064-8](https://doi.org/10.1016/S1040-6182(03)00064-8)
- Behre, K.-E. (2007). A new Holocene sea-level curve for the southern North Sea. *Boreas*, 36(1), 82-102. <https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.2007.tb01183.x>
- Belpaire, A. (1855). *Sur la formation de la plain maritime depuis Boulogne jusqu'au Danemark*.
- Bennett, M. R., Cassidy, N. J., & Pile, J. (2009). Internal structure of a barrier beach as revealed by ground penetrating radar (GPR): Chesil beach, UK. *Geomorphology*, 104(3-4), 218-229. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2008.08.015>
- Berendsen, H. J. A., & Zagwijn, W. H. (1984). *Some conclusions reached at the symposium on geological changes in the western Netherlands during the period 1000-1300 AD*. 225-229.
- Beres, M., & Haeni, F. P. (1991). *Application of ground penetrating radar methods in hydrogeologic studies* (p. 375-386).
- Berger, A. (1978). Long-Term Variations of Daily Insolation and Quaternary Climatic Changes. *Journal of the Atmospheric Sciences*, 35(12), 2362-2367. [https://doi.org/10.1175/1520-0469\(1978\)035<2362:LTVODI>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0469(1978)035<2362:LTVODI>2.0.CO;2)
- Berger, A., & Loutre, M. F. (1991). Insolation values for the climate of the last 10 million years. *Quaternary Science Reviews*, 297-317.
- Bernard, É., Friedt, J. M., Saintenoy, A., Tolle, F., Griselin, M., & Marlin, C. (2014). Where does a glacier end? GPR measurements to identify the limits between valley slopes and actual glacier body. Application to the Austre Lovénbreen, Spitsbergen. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 27, 100-108. <https://doi.org/10.1016/j.jag.2013.07.006>

- Billeaud, I., Tessier, B., Lesueur, P., & Caline, B. (2007). Preservation potential of highstand coastal sedimentary bodies in a macrotidal basin : Example from the Bay of Mont-Saint-Michel, NW France. *Sedimentary Geology*, 202 (4), 754-775. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2007.09.002>
- Billy, J., Robin, N., Hein, C. J., Certain, R., & FitzGerald, D. M. (2014). Internal architecture of mixed sand-and-gravel beach ridges : Miquelon-Langlade Barrier, NW Atlantic. *Marine Geology*, 357, 53-71. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2014.07.011>
- Björck, S., Muscheler, R., Kromer, B., Andresen, C. S., Heinemeier, J., Johnsen, S. J., Conley, D., Koç, N., Spurk, M., & Veski, S. (2001). High-resolution analyses of an early Holocene climate event may imply decreased solar forcing as an important climate trigger. *Geology*, 29(12), 1107. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2001\)029<1107:HRAOAE>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2001)029<1107:HRAOAE>2.0.CO;2)
- Blanchard, R. (1906). *La Flandre, étude géographique de la plaine flamande, en France, Belgique et Hollande*. Societe Dunkerquoise pour l'encouragement des Sciences, Des Lettres et des Arts.
- Boechat Albernaz, M., Roelofs, L., Pierik, H. J., & Kleinhans, M. G. (2020). Natural levee evolution in vegetated fluvial-tidal environments. *Earth Surface Processes and Landforms*, 45(15), 3824-3841. <https://doi.org/10.1002/esp.5003>
- Borger, G. J. (1992). Draining-digging-dredging; the creation of a new landscape. In J. T. A. Verhoeven (Éd.), *The peat areas of the low countries. In Fens and Bogs in The Netherlands : Vegetation, History, Nutrient Dynamics and Conservation* (p. 131-172). Kluwer Academic Publishers.
- Bostock, H. C., Brooke, B. P., Ryan, D. A., Hancock, G., Pietsch, T., Packett, R., & Harle, K. (2007). Holocene and modern sediment storage in the subtropical macrotidal Fitzroy



- River estuary, Southeast Queensland, Australia. *Sedimentary Geology*, 201(3-4), 321-340. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2007.07.001>
- Bousquet-Bressolier, C., Bouscau, F., & Pajot, M.-J. (1990). *Les aménagements du bassin d'Arcachon au XVIIIème siècle* [Mém. Lab]. Géomorphologie Ecole Prat. Hautes Études.
- Boyd, R., Dalrymple, R., & Zaitlin, B. A. (1992). Classification of clastic coastal depositional environments. *Sedimentary Geology*, 80(3-4), 139-150. [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(92\)90037-R](https://doi.org/10.1016/0037-0738(92)90037-R)
- Boyd, R., & Honig, C. A. (1992). Estuarine sedimentation on the eastern shore of Nova Scotia. *Sediment. Petrol*, 569-583.
- Brain, M. J., Long, A. J., Petley, D. N., Horton, B. P., & Allison, R. J. (2011). Compression behaviour of minerogenic low energy intertidal sediments. *Sedimentary Geology*, 233(1-4), 28-41. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2010.10.005>
- Briquet, A. (1923). Les formations pléistocènes des environs de Sangatte. *Annales de la Société Géologique du Nord*, 176-184.
- Briquet, A. (1930). *Le littoral du Nord de la France et son évolution morphologique* [These]. Université d'Orléans.
- Brown, A., Russell, J., Scaife, R., Tizzard, L., Whittaker, J., & Wyles, S. F. (2018). Lateglacial/early Holocene palaeoenvironments in the southern North Sea Basin : New data from the Dudgeon offshore wind farm. *Journal of Quaternary Science*, 33(6), 597-610. <https://doi.org/10.1002/jqs.3039>
- Brown, L. F. (1993). *Seismic and Sequence Stratigraphy : Its Current Status and Growing Role in Exploration and Development (course notes)*. New Orleans Geological Society.

- Bruneel, C. (1979). *La mortalité dans les campagnes : Le duché de Brabant aux XVIIème et XVIIIème siècles, 1977.*
- Bruyelle, P. (1967). *Éditorial—La départementalisation régionale : Simplification ou complication ?*
- Burdige, D. J. (2011). Estuarine and coastal sediments – coupled biogeochemical cycling. *Treatise on Estuarine and Coastal Science. Academic Press.*
- Cailleux, A. (1942). Les actions éoliennes périglaciaires en Europe. *Mem. Soc. Géol*, 176.
- Cardin, C., Cardin, F., Dufrenoy, R., & Braibant, G. (2009). *Grand Port Maritime de Dunkerque : Inventaire et diagnostic du réseau. Prélèvement et piézométrie. (Rapport BRGM BRGM/RP-58014-FR). BRGM.*
- Cartier, A. (2011). *Evaluation des flux sédimentaires sur le littoral du Nord-Pas-de-Calais : Vers une meilleure compréhension de la morphodynamique des plages macrotidales [Thèse de doctorat]. Université du Littoral Côte d’Opale.*
- Cartier, A., & Héquette, A. (2011). Variation in longshore sediment transport under low to moderate conditions on barred macrotidal beaches. *Journal of Coastal Research*, 57.
- Cayocca, F. (1996). *Modélisation morphodynamique d’une embouchure tidale : Application aux passes d’entrée du Bassin d’Arcachon. Université Bordeaux 1.*
- Chaumillon, E., Féliès, H., Billy, J., Breilh, J.-F., & Richetti, H. (2013). Tidal and fluvial controls on the internal architecture and sedimentary facies of a lobate estuarine tidal bar (The Plassac Tidal Bar in the Gironde Estuary, France). *Marine Geology*, 346, 58-72. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2013.07.017>
- Chaumillon, E., Tessier, B., & Reynaud, J.-Y. (2010). Stratigraphic records and variability of incised valleys and estuaries along French coasts. *Bulletin de La Société Géologique de France*, 181(2), 75-85. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.181.2.75>

- Choi, K. (2010). Rhythmic Climbing-Ripple Cross-Lamination in Inclined Heterolithic Stratification (IHS) of a Macrotidal Estuarine Channel, Gomso Bay, West Coast of Korea. *Journal of Sedimentary Research*, 80(6), 550-561. <https://doi.org/10.2110/jsr.2010.054>
- Choi, K., Hong, C. M., Kim, M. H., Oh, C. R., & Jung, J. H. (2013). Morphologic evolution of macrotidal estuarine channels in Gomso Bay, west coast of Korea : Implications for the architectural development of inclined heterolithic stratification. *Marine Geology*, 346, 343-354. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2013.10.005>
- Clifton, H. E. (1982). Estuarine deposits, in Scholle, P.A., and Spearing, D. In *Sandstone Depositional Environments* (p. 179-189). American Association of Petroleum Geologists.
- Cook, E. R., D'Arrigo, R. D., & Mann, M. E. (2002). A Well-Verified, Multiproxy Reconstruction of the Winter North Atlantic Oscillation Index since A.D. 1400\*. *Journal of Climate*, 15(13), 1754-1764. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2002\)015<1754:A WVMRO >2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2002)015<1754:A WVMRO >2.0.CO;2)
- Coornaert, M. . (1976). *Heist en de Eiesluis, de geschiedenis, de topografie en toponymie van Heist met een studie over de Eiesluis (Tielt.*
- Cronin, T. M., Thunell, R., Dwyer, G. S., Saenger, C., Mann, M. E., Vann, C., & Seal, R. R. (2005). Multiproxy evidence of Holocene climate variability from estuarine sediments, eastern North America. *Paleoceanography*, 20 (4), 2005PA001145. <https://doi.org/10.1029/2005PA001145>
- Cruyningen, P. J. V. (2006). Profits and risks in drainage projects in Staats-Vlaanderen, c. 1590-1665. *Jaarboek voor Ecologische Geschiedenis*, 123-142.

- Cullen, H. M., D'Arrigo, R. D., Cook, E. R., & Mann, M. E. (2001). Multiproxy reconstructions of the North Atlantic Oscillation. *Paleoceanography*, 16(1), 27-39. <https://doi.org/10.1029/1999PA000434>
- Czaja, A., Robertson, A. W., & Huck, T. (2003). The role of Atlantic Ocean-atmosphere coupling in affecting North Atlantic oscillation variability. In J. W. Hurrell, Y. Kushnir, G. Ottersen, & M. Visbeck (Éds.), *Geophysical Monograph Series* (Vol. 134, p. 147-172). American Geophysical Union. <https://doi.org/10.1029/134GM07>
- Dalrymple, R. W., & Choi, K. (2007). Morphologic and facies trends through the fluvial–marine transition in tide-dominated depositional systems : A schematic framework for environmental and sequence-stratigraphic interpretation. *Earth-Science Reviews*, 81(3-4), 135-174. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2006.10.002>
- Dalrymple, R. W., Knight, R. J., Zaitlin, B. A., & Middleton, G. V. (1990). Dynamics and facies model of a macrotidal sand-bar complex, Cobequid Bay—Salmon River Estuary (Bay of Fundy). *Sedimentology*, 37(4), 577-612. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1990.tb00624.x>
- Dalrymple, R. W., Mackay, D. A., Ichaso, A. A., & Choi, K. S. (2012). Processes, Morphodynamics, and Facies of Tide-Dominated Estuaries. In R. A. Davis & R. W. Dalrymple (Éds.), *Principles of Tidal Sedimentology* (p. 79-107). Springer Netherlands. [https://doi.org/10.1007/978-94-007-0123-6\\_5](https://doi.org/10.1007/978-94-007-0123-6_5)
- Dalrymple, R. W., & Zaitlin, B. A. (1989). *Tidal Sedimentation in the Macrotidal, Cobequid Bay-Salmon River Estuary, the Bay of Fundy : A Field Guide* (Canadian Society of Petroleum Geologists, Éd.; Vol. 4).
- Dalrymple, R. W., Zaitlin, B. A., & Boyd, R. (1992). ESTUARINE FACIES MODELS: CONCEPTUAL BASIS AND STRATIGRAPHIC IMPLICATIONS I. *JOURNAL OF SEDIMENTARY PETROLOGY*.

- Dauvin, J.-C. (2008). The main characteristics, problems, and prospects for Western European coastal seas. *Marine Pollution Bulletin*, 57(1-5), 22-40. <https://doi.org/10.1016/j.marpolbul.2007.10.016>
- Davies, J. L. (1964). *A morphogenic approach to world shorelines*. 27-42.
- Davis, R. A., JR, & Clifton, H. E. (1987). Sea-level change and the preservation potential of wave-dominated and tide-dominated coastal sequences. *41*, 167-178.
- De Ceunynck, R. (1985). The Evolution of the Coastal Dunes in the Western Belgian Coastal Plain. *E&G Quaternary Science Journal*, 35 (1), 33-42. <https://doi.org/10.3285/eg.35.1.07>
- De Ceunynck, R. (1992). Het duinlandschap. Ontstaan en evolutie. In *Ussen land en zee. Het duingebied van Nieuwpoort tot De Panne* (p. 16-75).
- De Vernal, A., & Hillaire-Marcel, C. (2006). Provincialism in trends and high frequency changes in the northwest North Atlantic during the Holocene. *Global and Planetary Change*, 54(3-4), 263-290. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2006.06.023>
- De Winter, R. C., & Ruessink, B. G. (2017). Sensitivity analysis of climate change impacts on dune erosion: Case study for the Dutch Holland coast. *Climatic Change*, 141(4), 685-701. <https://doi.org/10.1007/s10584-017-1922-3>
- Debray, A. (1873). Géologique et archéologique de quelques tourbières du littoral flamand et du département de la Somme. In *Mémoires de la société des sciences, de l'agriculture et des arts de Lille* (Vol. 11).
- Declercq, E., & De Moor, G. (1996). Geomorfologie. In S. Provoost & M. Hoffmann (Éds.), *Ecosysteemvisie voor de Vlaamse kust. Deel I. Ecosysteembeschrijving* (p. 375). Instituut voor Natuurbehoud en Universiteit Gent.
- Deloux, T. (2022). *Utilisation du géoradar en domaine littoral recherche d'objets enfouis* [Rapport Stage M 1]. Université de Lille.

- Delworth, T. L., & Mann, M. E. (2000). Observed and simulated multidecadal variability in the Northern Hemisphere. *Climate Dynamics*, 16 (9), 661-676. [https:// doi.org/10.1007/s003820000075](https://doi.org/10.1007/s003820000075)
- Demarest, J. M., & Kraft, J. C. (1987). Stratigraphic record of Quaternary sea levels : Implications for more ancient strata. In O. Nummedal, O. H. Pilkey, & J. D. Howard, *Sea-level Fluctuation and Coastal Evolution* (p. 223-239).
- deMenocal, P., Ortiz, J., Guilderson, T., & Sarnthein, M. (2000). Coherent High- and Low-Latitude Climate Variability During the Holocene Warm Period. *Science*, 288(5474), 2198-2202. <https://doi.org/10.1126/science.288.5474.2198>
- de Noort, R. V. (2000). *10 Where are Yorkshire's 'Terps'? Wetland exploitation in the early medieval period.*
- Denys, L., & Baeteman, C. (1995). Holocene evolution of relative sea level and local mean high water spring tides in Belgium—A first assessment. *Marine Geology*, 124(1-4), 1-19. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(95\)00029-X](https://doi.org/10.1016/0025-3227(95)00029-X)
- de Pas, J. (1931). *La ville de Saint-Omer et le port de Gravelines* [Mém. Société Antiq. Morinie].
- Depuydt, F. (1972). *De Belgische strand- en duinformaties in het kader van de geomorfologie der zuidoostelijke Noordzeekust.*
- Dercourt, J., & Paquet, J. (1995). *Géologie. Objets et Méthodes.* Dunod.
- Derville, A. (1984). Les origines de Gravelines et de Calais. *Revue du Nord*, 66(263), 1051-1069. <https://doi.org/10.3406/rnord.1984.4066>
- Deschodt, L., Lançon, M., Desoutter, S., Hulin, G., Simon, F.-X., Vanwalscappel, B., Créteur, Y., Broes, F., Devred, V., Favier, D., & Le Bayon, A.-L. (2021). Exploration archéologique de 170 hectares de plaine maritime (Bourbourg, Saint-Georges-sur-l'Aa, Craywick, Nord de la France): Restitution de la fermeture d'un estuaire au

- Moyen Âge et mise en évidence de mares endiguées. *BSGF - Earth Sciences Bulletin*, 192, 12. <https://doi.org/10.1051/bsgf/2021004>
- Desoutter, S. (2010). *Ardres, avenue de Calais : Rapport de diagnostic* (p. 30) [Rapport de diagnostic INRAP]. Inrap Nord- Picardie.
- Desoutter, S. (2018). *Bourbourg, Saint-Georges-sur-l'Aa, Craywick (59) « Port Autonome de Dunkerque, Zone à Vocation Industrielle, Tranche 2* (Rapport de diagnostic 3 vol).
- Desoutter, S., Broes, F., Cercy, C., Deschodt, L., Morel, A., Oudry, S., Routier, J.-C., & Simon, F.-X. (2020). *Rapport de Diagnostic Gravelines-Loon-Plage*. Inrap Hauts-de-France.
- Desoutter, S., Deschodt, L., Routier, J.-C., Simon, F.-X., Broes, F., Morel, A., Devred, V., George, J., & Vanwalscappel, B. (2021). *Rapport de Diagnostic Loon-Plage CAP 2020 phase 2*. Inrap Hauts-de-France.
- Destombes, J. P., Shephard-Thorn, E. R., & Redding, J. (1975). A Buried Valley System in the Strait of Dover. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, 243-253.
- Dolson, J. C., Muller, D. S., Evetts, M. . J., & Stein, J. A. (1988). *Regional paleotopographic trends and production, muddy sandstone (Lower Cretaceous), Montana, Wyoming, and Colorado. Journal Volume: 72:7*.
- Donselaar, M. E., & Geel, C. R. (2007). Facies architecture of heterolithic tidal deposits : The Holocene Holland tidal basin. *Neth. J. Geosci*, 389-402.
- Doolittle, J. A., & Asmussen, L. E. (1992). Ten years of applications of ground penetrating radar by United States Department of Agriculture, Proceedings of the Fourth International Conference on Ground Penetrating Radar. *Geological Survey of Finland, Special Paper 16*, 139-147.

- Dubois, G. (1924). *Recherches sur les terrains quaternaires du Nord de la France: Vol. VIII(I)* (Mémoires de la société géologique du Nord).
- Dubois, G. (1926). Un recul local du littoral à Loon-Plage. *ann. soc. geol. nord. Li.*, 361-380.
- Ducrocq, E., Vannoye, S., & Mazouni, F. (2023). *La recharge artificielle de la nappe pour pérenniser la ressource : Retour d'expérience de l'unité de Moulle (Pas-de-Calais) : TSM12 2022 43-52.*
- Dujardin, J. (2014). *Imagerie géoradar (GPR) en milieu hétérogène : Application aux failles actives en Mongolie et aux dépôts pyroclastiques du Tungurahua (Equateur)* [These de doctorat]. Université de Strasbourg.
- Duplessy, J.-C., Ivanova, E., & Murdm, I. (2001). Holocene paleoceanography of the northern Barents Sea and variations of the northward heat transport by the Atlantic Ocean. *Boreas*, 30(1), 2-16. <https://doi.org/10.1080/03009480118702>
- Dyer, K. R. (1988). Fine sediment particle transport in estuaries. In J. Dronkers & W. van Leussen (Éds.), *Physical Process in Estuaries* (p. 427-445). Springer-Verlag.
- Dyke, A. S., Moore, A., & Robertson, L. (2003). *Deglaciation of North America* (1574; p. 1574). <https://doi.org/10.4095/214399>
- Dynesius, M., & Nilsson, Ch. (1994). Fragmentation and Flow Regulation of River Systems in the Northern Third of the World. *Science*, 266(5186), 753-762. <https://doi.org/10.1126/science.266.5186.753>
- Elliott, M., & McLusky, D. S. (2002). The Need for Definitions in Understanding Estuaries. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 55(6), 815-827. <https://doi.org/10.1006/ecss.2002.1031>
- Elliott, M., & Quintino, V. (2007). The Estuarine Quality Paradox, Environmental Homeostasis and the difficulty of detecting anthropogenic stress in naturally stressed



- areas. *Marine Pollution Bulletin*, 54(6), 640-645. <https://doi.org/10.1016/j.marpolbul.2007.02.003>
- Engels, S., & Roberts, M. C. (2005). The Architecture of Prograding Sandy-Gravel Beach Ridges Formed During the Last Holocene Highstand : Southwestern British Columbia, Canada. *Journal of Sedimentary Research*, 75(6), 1052-1064. <https://doi.org/10.2110/jsr.2005.081>
- Erkens, G., Van Der Meulen, M. J., & Middelkoop, H. (2016). Double trouble : Subsidence and CO<sub>2</sub> respiration due to 1,000 years of Dutch coastal peatlands cultivation. *Hydrogeology Journal*, 24(3), 551-568. <https://doi.org/10.1007/s10040-016-1380-4>
- Estéoule-Choux, J. (1970). Contribution à l'étude des argiles du Massif Armoricaïn. *Mémoires de la Société géologique et minéralogique de Bretagne*, 14.
- Eynaud, F., Turon, J. L., & Duprat, J. (2004). Comparison of the Holocene and Eemian palaeoenvironments in the South Icelandic Basin : Dinoflagellate cysts as proxies for the North Atlantic surface circulation. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 128(1-2), 55-79. [https://doi.org/10.1016/S0034-6667\(03\)00112-X](https://doi.org/10.1016/S0034-6667(03)00112-X)
- Flemming, B. W. (2012). Siliciclastic Back-Barrier Tidal Flats. In R. A. Davis & R. W. Dalrymple (Éds.), *Principles of Tidal Sedimentology* (p. 231-267). Springer Netherlands. [https://doi.org/10.1007/978-94-007-0123-6\\_10](https://doi.org/10.1007/978-94-007-0123-6_10)
- Froidefond, J.-M., & Prud'homme, R. (1991). Coastal erosion and aeolian sand transport on the Aquitaine coast, France. In O. E. Barndorff-Nielsen & B. B. Willetts, *Aeolian Grain Transport* (p. 147-159). Acta Mechanica Supplementum. Springer.
- Ginsburg, L. (2001). *Les faunes de mammifères terrestres du Miocène moyen des Faluns du bassin de Savigné-sur-Lathan (France)*.
- Godwin, H. (1938). The origin of roddons. *Geographical Journal* 91, 241-250.

- Godwin, H. (1940). Studies of the post-glacial history of British vegetation—III. Fenland pollen diagrams—IV. Post-glacial changes of relative land- and sea-level in the English Fenland. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series B, Biological Sciences*, 230(570), 239-303. <https://doi.org/10.1098/rstb.1940.0001>
- Godwin, H. (1943). Coastal Peat Beds of the British Isles and North Sea : Presidential Address to the British Ecological Society 1943. *The Journal of Ecology*, 31(2), 199. <https://doi.org/10.2307/2256548>
- Godwin, H. (1945). Coastal peat-beds of the North Sea region, as indices of land- and sea-level changes. *New Phytologist* 44, 29-69.
- Godwin, H. (1978). Fenland : Its Ancient Past and Uncertain Future. *Cambridge University Press*, 196.
- Goeldner, L. (1999). Réouverture de polders et restauration du schorre en Angleterre : Une technique paradoxale de défense contre la mer / Managed reheat programmes and the restructuring of saltmarshes in England. *Revue de géographie de Lyon*, 74(1), 75-84. <https://doi.org/10.3406/geoca.1999.4931>
- Goeldner-Gianella, L. (2007). Dépolderiser en Europe occidentale De-polderizing in Western Europe: *Annales de géographie*, n° 656 (4), 339-360. <https://doi.org/10.3917/ag.656.0339>
- Goodman, D. (1994). Ground-penetrating radar simulation in engineering and archaeology. *GEOPHYSICS*, 59(2), 224-232. <https://doi.org/10.1190/1.1443584>
- Goslin, J., Vliet-Lanoë, B. V., Stéphan, P., Delacourt, C., Fernane, A., Gandouin, E., Hénaff, A., Penaud, A., & Baize, S. (2013). Holocene relative sea-level changes in western Brittany (France) between 7600 and 4000 cal. BP : Reconstitution from basal-peat deposits. *Géomorphologie : Relief, Processus, Environnement*, 19(4), 425-444. <https://doi.org/10.4000/geomorphologie.10386>

- Gosselet, J. (1893). Géographie physique du Nord de la France et de la Belgique : La Flandre. *Annales de la Société Géologique du Nord*, 176-197.
- Gottschalk, M. K. E. (1971). *Stormvloeden en rivieroverstromingen in Nederland (Assen)* (Vol. 3).
- Grandjean, G., Paillou, P., Baghdadi, N., Dubois, P., Davidson, M., & Acache, J. (1999). *Analyse des structures superficielles des sols par imagerie radar : Cas de la Dune de Pyla*.
- Green, R. D. (1968). *Soils of Romney Marsh* (Bulletin No. 4.). Soil Survey of Great Britain.
- Guilcher, A. (1967). Origin of sediments in estuaries. 83, 149-157.
- Gupta, S., Collier, J. S., Palmer-Felgate, A., & Potter, G. (2007). Catastrophic flooding origin of shelf valley systems in the English Channel. *Nature*, 448(7151), 342-345.  
<https://doi.org/10.1038/nature06018>
- Hald, M., Andersson, C., Ebbesen, H., Jansen, E., Klitgaard-Kristensen, D., Risebrobakken, B., Salomonsen, G. R., Sarnthein, M., Sejrup, H. P., & Telford, R. J. (2007). Variations in temperature and extent of Atlantic Water in the northern North Atlantic during the Holocene. *Quaternary Science Reviews*, 26(25-28), 3423-3440.  
<https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2007.10.005>
- Halet, F. (1931). Contribution à l'étude du quaternaire de la plain maritime. In *Bulletin de la société belge de Géologie* (Vol. 41, p. 141-166).
- Hall, D., & Coles, J. (1994). *Fenland Survey : An Essay in Landscape and Persistence*. English Heritage.
- Hamblin, R. J. O., Crosby, A., Balson, P. S., Jones, S. M., Chadwick, R. A., Penn, I. E., & Arthur, M. J. (1992). *The Geology of the English Channel*. British Geological Survey, Her Majesty's Stationery Office.

- Hamilton, C. A., Kirby, J. R., Lane, T. P., Plater, A. J., & Waller, M. P. (2019). Sediment supply and barrier dynamics as driving mechanisms of Holocene coastal change for the southern North Sea basin. *Quaternary International*, 500, 147-158. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2019.02.028>
- Harris, P. T., & Collins, M. B. (1985). Bedform distribution and sediment transport paths in the Bristol Channel and Severn estuary. *Mar Geol* 62, 153-166.
- Harris, P. T., & Heap, A. D. (2003). Environmental management of clastic coastal depositional environments: Inferences from an Australian geomorphic database. *Ocean & Coastal Management*, 46(5), 457-478. [https://doi.org/10.1016/S0964-5691\(03\)00018-8](https://doi.org/10.1016/S0964-5691(03)00018-8)
- Haslett, S. K., Davies, P., Curr, R. H. F., Davies, C. F. C., Kennington, K., King, C. P., & Margetts, A. J. (1998). Evaluating late-Holocene relative sea-level change in the Somerset Levels, southwest Britain. *The Holocene*, 8 (2), 197-207. <https://doi.org/10.1191/095968398669499299>
- Hauser, S. J. (2020). Long Live the Heritage of Petroleum—Discoveries of Former Oil Sites in the Port City of Dunkirk. *Urban Science*, 4(2), 22. <https://doi.org/10.3390/urbansci4020022>
- Hayes, O. (1975). Morphology of sand accumulation in estuaries. In *Estuarine research* (Academic Press, 1-2, p. 3-22).
- Hepp, D. A., Romero, O. E., Mörz, T., De Pol-Holz, R., & Hebbeln, D. (2019). How a river submerges into the sea: A geological record of changing a fluvial to a marine paleoenvironment during early Holocene sea level rise. *Journal of Quaternary Science*, 34(7), 581-592. <https://doi.org/10.1002/jqs.3147>
- Hequette, A., & Aernouts, D. (2010). The influence of nearshore sand bank dynamics on shoreline evolution in a macrotidal coastal environment, Calais, northern France.

- Continental Shelf Research*, 30 (12), 1349-1361. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2010.04.017>
- Héquette, A., Hemdane, Y., & Anthony, E. J. (2008). Determination of Sediment Transport Paths in Macrotidal Shoreface Environments: A Comparison of Grain-Size Trend Analysis with Near-Bed Current Measurements. *Journal of Coastal Research*, 243, 695-707. <https://doi.org/10.2112/06-0714.1>
- Herrera-García, G., Ezquerro, P., Tomás, R., Béjar-Pizarro, M., López-Vinielles, J., Rossi, M., Mateos, R. M., Carreón-Freyre, D., Lambert, J., Teatini, P., Cabral-Cano, E., Erkens, G., Galloway, D., Hung, W.-C., Kakar, N., Sneed, M., Tosi, L., Wang, H., & Ye, S. (2021). Mapping the global threat of land subsidence. *Science*, 371(6524), 34-36. <https://doi.org/10.1126/science.abb8549>
- Hijma, M. P., Cohen, K. M., Hoffmann, G., Van Der Spek, A. J. F., & Stouthamer, E. (2009). From river valley to estuary: The evolution of the Rhine mouth in the early to middle Holocene (western Netherlands, Rhine-Meuse delta). *Netherlands Journal of Geosciences - Geologie En Mijnbouw*, 88(1), 13-53. <https://doi.org/10.1017/S0016774600000986>
- Horton, B. P., & Shennan, I. (2009). Compaction of Holocene strata and the implications for relative sealevel change on the east coast of England. *Geology*, 37(12), 1083-1086. <https://doi.org/10.1130/G30042A.1>
- Houthuys, R. (1990). *Comparative study of the depositional structures of tidal sands from the Eocene and from the modern Flemish Banks, 'Vergelijkendestudie van de afzettingsstructuur van getijzandenuit het Eocene van de huidige Vlaamse Banken'* (p. 137). Leuven univ. press, Leuven.
- Houthuys, R. (2011). A sedimentary model of the Brussels Sands, Eocene, Belgium. *Geologica Belgica*, 20.

- Houthuys, R., Moor, G. D., & Somme, J. (1993). The Shaping of the French-Belgian North Sea Coast throughout Recent Geology and History. *Hillen, R. et Verhagen, H.J.(Eds.) Coastlines of the Southern North Sea.American Society of Civil Engineers*, 27-40.
- Hoyt, J. H., & Henry, V. J. (1965). *Significance of inlet sedimentation in the recognition of ancient barrier islands*. 190-194.
- Hubbard, D. K. (1975). Morphology and hydrodynamics of the Merrimack River ebb-tidal delta. In *Estuary Research* (p. 253-266). Academic Press.
- Hughen, K. A., Southon, J. R., Lehman, S. J., & Overpeck, J. T. (2000). Synchronous Radiocarbon and Climate Shifts During the Last Deglaciation. *Science*, 290.
- Hughes, Z. J. (2012). Tidal Channels on Tidal Flats and Marshes. In R. A. Davis & R. W. Dalrymple (Éds.), *Principles of Tidal Sedimentology* (p. 269-300). Springer Netherlands. [https://doi.org/10.1007/978-94-007-0123-6\\_11](https://doi.org/10.1007/978-94-007-0123-6_11)
- Hurrell, J. W. (1995). Decadal Trends in the North Atlantic Oscillation: Regional Temperatures and Precipitation. *Science*, 269(5224), 676-679. <https://doi.org/10.1126/science.269.5224.676>
- Hurrell, J. W., Kushnir, Y., Ottersen, G., & Visbeck, M. (2003). An overview of the North Atlantic Oscillation. In J. W. Hurrell, Y. Kushnir, G. Ottersen, & M. Visbeck (Éds.), *Geophysical Monograph Series* (Vol. 134, p. 1-35). American Geophysical Union. <https://doi.org/10.1029/134GM01>
- Huys, E., & Vandermaesen, M. (2000). *Inventaris van het archief van de Zwinpolder en rechtsvoorgangers* [Algemeen rijksarchief].
- IFREMER. (1986). *Le Littoral de la Région Nord-Pas de Calais qualité du milieu marin*. (Convention de Coopération Région Nord - Pas de Calais, p. 136) [Rapports Scientifiques Et Techniques De L'Ifremer].

- Jansen, J. H. F., Van Weering, T. C. E., & Eisma, D. (1979). Late Quaternary sedimentation in the North Sea. In *The Quaternary history of the North sea* (p. 175-187). E. Oele, R. T. E. Schüttenhelm et A. J. Wiggers.
- Jelgersma, S. (1961). Holocene sea level changes in the Netherlands. *Meded. Geol. Sticht*, 100.
- Jelgersma, S. (1979). Sea level changes in the North Sea basin. In E. Oele, R. T. E. Schüttenhelm, & A. J. Wiggers, *The Quaternary history of the North sea* (Vol. 2, p. 223-248). Acta Univ. Symp. Univ. Ups. Annum Quingentesimum Celabrantis.
- Jelgersma, S., De jong, J., Zagwijn, W. H., & Van Regteren Altena, J. F. (1970). *The coastal dunes of the western Netherlands. Geology, vegetational history and archeology*. Meded Rijks Geol Dienst N S 21.
- Jol, H. M., & Bristow, C. S. (2003). GPR in sediments : Advice on data collection, basic processing and interpretation, a good practice guide. *Geological Society, London, Special Publications*, 211(1), 9-27. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2001.211.01.02>
- Jol, H. M., Smith, D. G., & Meyers, R. A. (1996). Digital Ground Penetrating Radar (GPR) : A New Geophysical Tool for Coastal Barrier Research ( Examples from the Atlantic, Gulf and Pacific Coasts, U.S.A.). *Journal of Coastal Research*, 12(4), 960-968.
- Jouen, T., Diaby, F., Diallo, A., Diop, Y., Douadi, R., Duverger, C., Fall, Y., Ibourichene, A., Ibrahim, S., Koffi-Bahewuet, M., Laoufi, S., Lefevre, M., Mahamat, H., Mahfoufi, M., Rajoul, S., Obiang, L., Roy, C., Thomas, V., Verdier, J., & Occhipinti, G. (2014). *Georadar Exploration of the Pilat Dune, France*. 1-3.
- Kaufman, D. (2004). Holocene thermal maximum in the western Arctic (0–180°W). *Quaternary Science Reviews*, 23(5-6), 529-560. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2003.09.007>

- Kiden, P. (1995). Holocene relative sea-level change and crustal movement in the southwestern Netherlands. *Marine Geology*, 124(1-4), 21-41. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(95\)00030-3](https://doi.org/10.1016/0025-3227(95)00030-3)
- Kim, J.-H., Rimbu, N., Lorenz, S. J., Lohmann, G., Nam, S.-I., Schouten, S., Rühlemann, C., & Schneider, R. R. (2004). North Pacific and North Atlantic sea-surface temperature variability during the Holocene. *Quaternary Science Reviews*, 23(20-22), 2141-2154. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2004.08.010>
- Kirby, M. E., Mullins, H. T., Patterson, W. P., & Burnett, A. W. (2002). Late glacial–Holocene atmospheric circulation and precipitation in the northeast United States inferred from modern calibrated stable oxygen and carbon isotopes. *Geological Society of America Bulletin*, 114(10), 1326-1340. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(2002\)114<1326:LGHACA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(2002)114<1326:LGHACA>2.0.CO;2)
- Klein, G. D. (1967). Comparison of recent and ancient tidal flat and estuarine sediments. 83, 207-218.
- Kleinmans, M. G., Weerts, H. J. T., & Cohen, K. M. (2010). Avulsion in action : Reconstruction and modelling sedimentation pace and upstream flood water levels following a Medieval tidal-river diversion catastrophe (Biesbosch, The Netherlands, 1421–1750 AD). *Geomorphology*, 118(1-2), 65-79. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2009.12.009>
- Knudsen, K. L., Jiang, H., Jansen, E., Eiríksson, J., Heinemeier, J., & Seidenkrantz, M.-S. (2004). Environmental changes off North Iceland during the deglaciation and the Holocene : Foraminifera, diatoms and stable isotopes. *Marine Micropaleontology*, 50(3-4), 273-305. [https://doi.org/10.1016/S0377-8398\(03\)00075-6](https://doi.org/10.1016/S0377-8398(03)00075-6)
- Koc, N., & Jansen, E. (1994). Response of the high-latitude Northern Hemisphere to orbital climate forcing : Evidence from the Nordic Seas. *Geology*, 523-526.



- Koster, K. (2017). *3D characterization of Holocene peat in the Netherlands Implications for coastal-deltaic subsidences* [These]. Utrecht University.
- Koster, K., Stafleu, J., Vos, P. C., & Van Der Meulen, M. J. (2020). Can we elevate the subsiding coastal plain of the Netherlands with controlled sedimentation? *Proceedings of the International Association of Hydrological Sciences*, 382, 767-773.  
<https://doi.org/10.5194/piahs-382-767-2020>
- Kulm, L. D., & Byrne, J. V. (1967). Sediments of Yaquina Bay, Oregon. 83, 226-238.
- Ladrière, J. (1879). Le terrain quaternaire du Nord. In *Annales de la société géologique du Nord: Vol. VII* (p. 11-32).
- Ladrière, J. (1890). Etude stratigraphique du terrain quaternaire du Nord de la France. In *Annales de la société géologique du Nord: Vol. XVIII* (p. 93-149, 205-276.).
- Lambeck, K., Esat, T. M., & Potter, E.-K. (2002). Links between climate and sea levels for the past three million years. *Nature*, 419(6903), 199-206.  
<https://doi.org/10.1038/nature01089>
- Lambert, J. M., Jennings, M. A., Smith, C. T., Green, C., & Hutchinson, J. N. (1961). *The Making of the Broads: A Reconsideration of their Origin in the Light of New Evidence*. The Royal Geographical Society.
- Lançon, M. (2017). *Rapport de diagnostic: Bourbourg, Saint-Georges-sur-l'Aa, Le Grand Palyneck Dyck, Port autonome de Dunkerque* [Rapport de diagnostic INRAP]. INRAP HdF.
- Lancon, M., Boualem, A., Boulen, M., Cardon, C., Cercy, C., Debs, L., Deschodt, L., Fores, B., Gardais, C., & Vincent, V. (2022). *Rapport de Diagnostic Craywick, St-Georges/Aa, Gravelines-Loon-Plage*. Inrap Hauts-de-France.

- Lançon, M., & Boulen, M. (2019). Les occupations humaines de la plaine maritime flamande à l'Holocène supérieur. Un changement de paradigme? *Quaternaire*, vol. 30/4, 311-334. <https://doi.org/10.4000/quaternaire.12445>
- Larsonneur, C., Bouysse, P., & Auffret, J. P. (1982). The surficial sediments of the English Channel and its western approaches. *Sedimentology*, 851-864.
- Lascaris, M. A., & De Kraker, A. M. J. (2013). Dikes and other hydraulic engineering works from the Late Iron Age and Roman period on the coastal area between Dunkirk and the Danish Bight. In E. Thoen, G. J. Borger, A. M. J. De Kraker, T. Soens, D. Tys, L. Vervaet, & H. J. T. Weerts (Éds.), *Landscapes or seascapes?* (Vol. 13, p. 177-198). Brepols Publishers. <https://doi.org/10.1484/M.CORN.1.101553>
- Lautridou, J. P., Baize, S., Clet, M., Coutard, J. P., & Ozouf, J. C. (1999). Les séquences plio-pléistocènes littorales et estuariennes de Normandie [Littoral and estuarine plio-pleistocene sequences in Normandy (France)]. *Quaternaire*, 10(2), 161-169. <https://doi.org/10.3406/quate.1999.1639>
- Leatherman, S. P. (1987). Coastal geomorphological applications of ground-penetrating radar. *J. Coast. Res*, 397-399.
- Lebbe, L., Depret, D., Claus, J., & Devriese, G. J. (2018). Salt water intrusion in the breakthrough valley of the river Aa between the Flemish coastal plain and the Saint Omer basin (France). *E3S Web of Conferences*, 54, 00017. <https://doi.org/10.1051/e3sconf/20185400017>
- Lebecq, S. (1996). L'homme et le milieu marin dans le bassin des mers du Nord au début du Moyen Age. *Actes des congrès de la Société d'archéologie médiévale*, 180-188.
- Lehouck, A. (2020). *Noble life under the first counts of Flanders (9th-11th c.) : Moated farms in the salt meadows at Koksijde (Veurne region, Flanders, Belgium)*.

- Lehouck, A., Vanslebrouck, N., Ni, V. G., Soens, T., & Thoen, E. (2007). *17 RECONSTRUCTING DISAPPEARED LANDSCAPES OF WET AREAS: THE WESTERN SEALAND FLANDERS*.
- Leuven, J. R. F. W., Selaković, S., & Kleinhans, M. G. (2018). Morphology of bar-built estuaries : Empirical relation between planform shape and depth distribution. *Earth Surface Dynamics*, 6(3), 763-778. <https://doi.org/10.5194/esurf-6-763-2018>
- Li, C., Wang, P., Fan, D., & Yang, S. (2006). Characteristics and formation of late Quaternary incised-valley-fill sequences in sediment- rich deltas and estuaries : Case studies from China. In *Incised valleys in time and space* (Dalrymple RW, Leckie DA, Tillman RW, p. 141-160). Society for Sedimentary Geology.
- Long, A. J., Waller, M. P., & Plater, A. J. (2006). Coastal resilience and late Holocene tidal inlet history : The evolution of Dungeness Foreland and the Romney Marsh depositional complex (U.K.). *Geomorphology*, 82 (3-4), 309-330. [https:// doi.org/ 10.1016/j.geomorph.2006.05.010](https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2006.05.010)
- Long, A. J., Waller, M. P., & Stupples, P. (2006). Driving mechanisms of coastal change : Peat compaction and the destruction of late Holocene coastal wetlands. *Marine Geology*, 225(1-4), 63-84. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2005.09.004>
- Lopes De Castro, D., & Branco, R. M. G. C. (2003). 4-D ground penetrating radar monitoring of a hydrocarbon leakage site in Fortaleza (Brazil) during its remediation process : A case history. *Journal of Applied Geophysics*, 54(1-2), 127-144. [https:// doi.org/10.1016/ j.jappgeo.2003.08.021](https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2003.08.021)
- Lotze, H. K. (2010). Historical Reconstruction of Human-Induced Changes in U.S. Estuaries. *Mar. Biol. Ann. Rev*, 48, 267-338.

- Loveluck, C., & Tys, D. (2006). Coastal societies, exchange and identity along the Channel and southern North Sea shores of Europe, AD 600–1000. *Journal of Maritime Archaeology*, 1(2), 140-169. <https://doi.org/10.1007/s11457-006-9007-x>
- Luterbacher, J., Dietrich, D., Xoplaki, E., Grosjean, M., & Wanner, H. (2004). European Seasonal and Annual Temperature Variability, Trends, and Extremes Since 1500. *Science*, 303(5663), 1499-1503. <https://doi.org/10.1126/science.1093877>
- Maanan, M., Pouzet, P., Schmidt, S., & Robin, M. (2022). Historic Storms Detected in a Changing Environment over Recent Centuries in the Belle Henriette Lagoon. *Atmosphere*, 13(2), 151. <https://doi.org/10.3390/atmos13020151>
- Makaske, B., & Weerts, H. J. T. (2005). Muddy lateral accretion and low stream power in a sub-recent confined channel belt, Rhine-Meuse delta, central Netherlands. *Sedimentology*, 52(3), 651-668. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2005.00713.x>
- Malbrancq, I. (1654). *De Morinis et Morinorum infulis audomarea, Yprensi, Bononica : De Bononicis Solyme Regibus, Anglicis ad Bononiam et Calesium Monarchis (Tornaci Nerviorum : Ariani Quinque)*.
- Malham, S. K., Hutchinson, T. H., & Longshaw, M. (2012). A review of the biology of European cockles ( *Cerastoderma* spp.). *Journal of the Marine Biological Association of the United Kingdom*, 92 (7), 1563-1577. <https://doi.org/10.1017/S0025315412000355>
- Marchal, O., Cacho, I., Stocker, T. F., Grimalt, J. O., Calvo, E., Martrat, B., Shackleton, N., Vautravers, M., Cortijo, E., Van Kreveld, S., Andersson, C., Koç, N., Chapman, M., Sbaffi, L., Duplessy, J.-C., Sarnthein, M., Turon, J.-L., Duprat, J., & Jansen, E. (2002). Apparent long-term cooling of the sea surface in the northeast Atlantic and Mediterranean during the Holocene. *Quaternary Science Reviews*, 21(4-6), 455-483. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(01\)00105-6](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(01)00105-6)

- Margotta, J. (2014). *Stratigraphic architecture and sedimentary evolution of the Holocene deposits in the French Flemish coastal plain, Northern France* [These]. Université de Lille.
- Margotta, J., Trentesaux, A., & Tribovillard, N. (2016). Tidally-modulated infilling of a large coastal plain during the Holocene; the case of the French Flemish Coastal plain. In B. Tessier & J. Reynaud (Éds.), *Contributions to Modern and Ancient Tidal Sedimentology* (1<sup>re</sup> éd., p. 243-260). Wiley. <https://doi.org/10.1002/9781119218395.ch14>
- Marion, C., Anthony, E. J., & Trentesaux, A. (2009). Short-term ( $\leq 2$  yrs) estuarine mudflat and saltmarsh sedimentation : High-resolution data from ultrasonic altimetry, rod surface-elevation table, and filter traps. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 83(4), 475-484. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2009.03.039>
- Mastrocicco, M., & Colombani, N. (2021). The Issue of Groundwater Salinization in Coastal Areas of the Mediterranean Region : A Review. *Water*, 13(1), 90. <https://doi.org/10.3390/w13010090>
- Mathys, M. (2009). *The Quaternary geological evolution of the Belgian Continental Shelf, southern North Sea* [PhD Thesis]. Ghent University.
- Mayewski, P. A., Rohling, E. E., Curt Stager, J., Karlén, W., Maasch, K. A., Meeker, L. D., Meyerson, E. A., Gasse, F., Van Kreveld, S., Holmgren, K., Lee-Thorp, J., Rosqvist, G., Rack, F., Staubwasser, M., Schneider, R. R., & Steig, E. J. (2004). Holocene climate variability. *Quaternary Research*, 62(3), 243-255. <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2004.07.001>
- McLAREN, P., Collins, M. B., Gao, S., & Powys, R. I. L. (1993). Sediment dynamics of the Severn Estuary and inner Bristol Channel. *Journal of the Geological Society*, 150(3), 589-603. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.150.3.0589>

- McLusky, D. S., Bryant, D. M., & Elliott, M. (1992). The impact of land-claim on macrobenthos, fish and shorebirds on the forth estuary, eastern Scotland. *Aquatic Conservation: Marine and Freshwater Ecosystems*, 2(3), 211-222. [https:// doi.org/ 10.1002/ aqc.3270020302](https://doi.org/10.1002/aqc.3270020302)
- McManus, J. F., Francois, R., Gherardi, J. M., Keigwin, L. D., & Brown-Leger, S. (2004). Collapse and rapid resumption of Atlantic meridional circulation linked to deglacial climate changes. *Nature*, 834-837.
- McMichael, C., Dasgupta, S., Ayeb-Karlsson, S., & Kelman, I. (2020). A review of estimating population exposure to sea-level rise and the relevance for migration. *Environmental Research Letters*, 15(12), 123005. <https://doi.org/10.1088/1748-9326/abb398>
- Meier, D. (1997). *Landschaftsentwicklung und Siedlungsgeschichte des Eiderstedter und Dithmarscher Küstengebietes als teilregionendes Nordseeküstenraumes.*
- Meier, D. (2007). *ie Nordseeküste. Geschichte einer Landschaft.*
- Mejia-Duran, A. (2021). *GPR as a tool for architectural and paleoenvironmental reconstruction in sedimentary deposits : The case example of Brussel Sand Formation, Eocene, Belgium.* [Rapport Stage M 1]. Université de Lille.
- Metcalf, S. E., Ellis, S., Horton, B. P., Innes, J. B., McArthur, J., Mitlehner, A., Parkes, A., Pethick, J. S., Rees, J., Ridgway, J., Rutherford, M. M., Shennan, I., & Tooley, M. J. (2000). The Holocene evolution of the Humber Estuary : Reconstructing change in a dynamic environment. *Geological Society, London, Special Publications*, 166(1), 97-118. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2000.166.01.07>
- Meurisse-Fort, M. (2007). *Enregistrement haute résolution des massifs dunaires ; Manche, mer du Nord et Atlantique—Le rôle des tempêtes* [These]. Université de Lille1.

- Moormann, R. (1951). De bolemgesteldheid van het Oudland van Veurne Ambacht. In *Natuur Wetenschappelijk Tijdschrift* (Vol. 33, p. 3-124).
- Moros, M., Emeis, K., Risebrobakken, B., Snowball, I., Kuijpers, A., McManus, J., & Jansen, E. (2004). Sea surface temperatures and ice rafting in the Holocene North Atlantic : Climate influences on northern Europe and Greenland. *Quaternary Science Reviews*, 2113-2126.
- Moros, M., Jensen, K. G., & Kuijpers, A. (2006). Mid-to late-Holocene hydrological and climatic variability in Disko Bugt, central West Greenland. *The Holocene*, 357-367.
- Mrani Alaoui, M. (2006). *EEvolution des environnements sédimentaires holocènes de la plaine maritime flamande du Nord de la France : Eustatisme et processus*. Université du Littoral.
- Mrani-Alaoui, M., & Anthony, E. J. (2003). *Influence tidale et variations de faciès de l'Holocène supérieur au sein de la Pleine Maritime Flamande, Nord de la France*. 9ème congrès international de l'ASF (Association des sédimentologues de France), Bordeaux. France.
- Mrani-Alaoui, M., & Anthony, E. J. (2004). *Tide-influenced morphodynamic adjustments and late Holocene facies changes in the Flemish coastal plain of northern France*. 6th International Conference on Tidal Sedimentology - Tidalites 2004, Denmark.
- Mrani-Alaoui, M., & Anthony, E. J. (2011). Mrani-Alaoui, M., Anthony, E.J., 2011. New data and a morphodynamic perspective on mid-to late-Holocene palaeoenvironmental changes in the French Flanders coastal plain, southern North Sea. *The Holocene* 21, 442–453 p. *The Holocene* 21, 442-453.
- Mugica, J., & Hoareau, A. (2010). *Mise en place du suivi de l'évolution récente de la Grande Dune du Pilat* (Rapport BRGM 59228). BRGM.

- Musial, G., Reynaud, J.-Y., Gingras, M. K., Fénies, H., Labourdette, R., & Parize, O. (2012). Subsurface and outcrop characterization of large tidally influenced point bars of the Cretaceous McMurray Formation (Alberta, Canada). *Sedimentary Geology*, 279, 156-172. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2011.04.020>
- Myrick, R. M., & Leopold, L. B. (1963). *Hydraulic geometry of a small tidal estuary*. 18.
- Neal, A. (2004). Ground-penetrating radar and its use in sedimentology : Principles, problems and progress. *Earth-Science Reviews*, 66(3-4), 261-330. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2004.01.004>
- Neal, A., Pontee, N., Pye, K., & Richards, J. (2002). Internal structure of mixed-sand-and-gravel beach deposits revealed using ground-penetrating radar. *Sedimentology*, 49(4), 789-804. <https://doi.org/10.1046/j.1365-3091.2002.00468.x>
- Nesje, A., Lie, Q., & Dahl, S. O. (2000). Is the North Atlantic Oscillation reflected in Scandinavian glacier mass balance records? *Journal of Quaternary Science*, 587-601.
- Nichol, S. L. (1991). Zonation and sedimentology of estuarine facies in an incised valley, wave-dominated, microtidal setting. In D. G. Smith, G. E. Reinson, B. A. Zaitlin, & R. A. Rahmani (Éds.), *Clastic Tidal Sedimentology* (p. 41-58). Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir.
- Nichols, M. M., Johnson, G. H., & Peebles, P. C. (1991). Modern sediments and facies model for a microtidal coastal plain estuary, the James estuary, Virginia. *Journal of Sedimentary Petrology*, 883-899.
- Nienhuis, J. H., Ashton, A. D., Edmonds, D. A., Hoitink, A. J. F., Kettner, A. J., Rowland, J. C., & Törnqvist, T. E. (2020). Global-scale human impact on delta morphology has led to net land area gain. *Nature*, 514-518.
- Nieuwhof, A. (2010). *Living in a dynamic landscape : Prehistoric and proto-historic occupation of the northern- Netherlands coastal area*. 26.



- Ozer, A. (1976). La morphologie des polders. Les dépôts cotiers Holocenes. *Géomorphologie de la Belgique*, 17-27.
- Paillou, P., August-Bernex, T., Grandjean, G., Dreuillet, P., & Achache, J. (2002). *The Pyla dune experiment : Sub-surface moisture detection by combining GPR and airborne SAR*, in : *Retrieval of Bio-and Geo-Physical Parameters from SAR Data for Land Applications*. 171-175.
- Pancrazzi, L., Weill, P., Tessier, B., Bot, B. L., & Benoit, L. (2022). Morphostratigraphy of an active mixed sand–gravel barrier spit (Baie de Somme, northern France). *Sedimentology*.
- Paskoff, R. (1994). *Littoraux (les) : Impact des aménagements sur leur évolution* (2<sup>e</sup> éd.). Masson paris.
- Pauw, P., De Louw, P. G. B., & Essink, G. H. P. O. (2012). Groundwater salinisation in the Wadden Sea area of the Netherlands : Quantifying the effects of climate change, sea-level rise and anthropogenic interferences. *Netherlands Journal of Geosciences - Geologie En Mijnbouw*, 91(3), 373-383. <https://doi.org/10.1017/S0016774600000500>
- Perillo, G. M. E. (Éd.). (1995). *Geomorphology and Sedimentology of Estuaries*. Elsevier Science, Developments in Sedimentology.
- Plater, A. J., Horton, B. P., Haworth, E. Y., Appleby, P. G., Zong, Y., Wright, M. R., & Rutherford, M. M. (2000). Holocene tidal levels and sedimentation rates using a diatom-based palaeoenvironmental reconstruction : The Tees estuary, northeastern England. *The Holocene*, 10 (4), 441-452. <https://doi.org/10.1191/095968300673546360>
- Prentice, J. E. (1972). *Sedimentology of the North Sea and the English Channel* [Mém. Bur. Rech.Géol. Min].

- Pritchard, D. W. (1967). What is an estuary ? Physical viewpoint. *Lauff, G.H., Ed., Estuaries, American Association for the Advancement of Science*, 3-5.
- Pye, K. (1996). Evolution of the shoreline of the Dee estuary. In *Estuarine shores : Evolution, environments and human alterations* (p. 15-37). Nordstrom KF, Roman CT.
- Ray, G. C. (2005). Connectivities of estuarine fishes to the coastal realm. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 64(1), 18-32. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2005.02.003>
- Reed, D. J., Davidson-Arnott, R., & Perillo, G. M. E. (2009). Estuaries, coastal marshes, tidal flats and coastal dunes. In O. Slaymaker, T. Spencer, & C. Embleton-Hamann (Éds.), *Geomorphology and Global Environmental Change* (1<sup>re</sup> éd., p. 130-157). Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511627057.006>
- Reid, C. (1913). *Submerged Forests*. Cambridge University Press.
- Reineck, H. F., & Wunderlich, F. (1968). Classification and Origin of Flaser and Lenticular Bedding. *Sedimentology*, 99-104.
- Reinson, G. E. (1992). "Transgressive Barrier Island and Estuarine Systems," In : R. G. Walker and N. P. James, Eds., *Facies Models : Response to Sea Level Change* (p. 179-194). Geological Association of Canada.
- Rigaux, H. (1873). Étude sur la topographie de l'arrondissement de Dunkerque, antérieurement au XIIIe siècle. In *Bull. Du Comité Flamand de France (BCFF)*.
- Rippon, S. (2000). *The Transformation of Coastal Wetlands*. Oxford University Press.
- Risebrobakken, B., Jansen, E., Andersson, C., Mjelde, E., & Hevrøy, K. (2003). A high-resolution study of Holocene paleoclimatic and paleoceanographic changes in the Nordic Seas. *Paleoceanography*, 18 (1), 2002PA000764. <https://doi.org/10.1029/2002PA000764>
- Robin, N., Billy, J., Palvadeau, É., Meule, S., Balouin, Y., Bitri, A., Portal, A., Stepanian, A., Certain, R., Hebert, B., Raynal, O., Rojas-Marquez, A., Sotin, C., Marguerite, S.,

- Aleman, N., & Barusseau, J.-P. (2018). Apport de la géophysique terrestre (géo-radar, sismique) pour l'aide à la gestion du trait de côte. *XVèmes Journées, La Rochelle*, 401-408. <https://doi.org/10.5150/jngcgc.2018.045>
- Robins, P. E., Skov, M. W., Lewis, M. J., Giménez, L., Davies, A. G., Malham, S. K., Neill, S. P., McDonald, J. E., Whitton, T. A., Jackson, S. E., & Jago, C. F. (2016). Impact of climate change on UK estuaries : A review of past trends and potential projections. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 169, 119-135. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2015.12.016>
- Rombaut, B. (2010). *Scriptie voorgelegd tot het behalen van de graad Van Master in de Geologie*.
- Roy, P. S., Thom, B. G., & Wright, L. D. (1980). Holocene sequences on an embayed high-energy coast : An evolutionary model. *Sedimentary Geology*, 26(1-3), 1-19. [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(80\)90003-2](https://doi.org/10.1016/0037-0738(80)90003-2)
- Rutot, A. (1897). Les origines du quaternaire de la Belgique. In *Bulletin de la société belge de Géologie* (Vol. 11, p. 140).
- Ruz, M.-H., Héquette, A., & Maspataud, A. (2009). Identifying Forcing Conditions Responsible for Foredune Erosion on the Northern Coast of France. *Journal of Coastal Research*, 56.
- Ryan, D. A., Brooke, B. P., Bostock, H. C., Radke, L. C., Siwabessy, P. J. W., Margvelashvili, N., & Skene, D. (2007). Bedload sediment transport dynamics in a macrotidal embayment, and implications for export to the southern Great Barrier Reef shelf. *Marine Geology*, 240 (1-4), 197-215. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2007.02.014>

- Sachs, J. P. (2007). Cooling of Northwest Atlantic slope waters during the Holocene. *Geophysical Research Letters*, 34(3), 2006GL028495. <https://doi.org/10.1029/2006GL028495>
- Sarnthein, M., Kreveld, S. V., H., E., Grootes, P. M., M., K., U., P., & M., S. (2003). Centennial-to-millennial-scale periodicities of Holocene climate and sediment injections off the western Barents shelf, 75°N. *Boreas*, 32(3), 447-461. <https://doi.org/10.1080/03009480310003351>
- Sass, O. (2006). Determination of the internal structure of alpine talus deposits using different geophysical methods (Lechtaler Alps, Austria). *Geomorphology*, 80(1-2), 45-58. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2005.09.006>
- Schlesinger, M. E., & Ramankutty, N. (1994). An oscillation in the global climate system of period 65–70 years. *Nature*, 367(6465), 723-726. <https://doi.org/10.1038/367723a0>
- Schöne, B. R., Oschmann, W., Rössler, J., Freyre Castro, A. D., Houk, S. D., Kröncke, I., Dreyer, W., Biagi, R., Rumohr, H., & Dunca, E. (2003). North Atlantic Oscillation dynamics recorded in shells of a long-lived bivalve mollusk. *Geology*, 31(12), 1037. <https://doi.org/10.1130/G20013.1>
- Schwamborn, G. J., Dix, J. K., Bull, J. M., & Rachold, V. (2002). High-resolution seismic and ground penetrating radar-geophysical profiling of a thermokarst lake in the western Lena Delta, Northern Siberia: Geophysical Profiling of a Thermokarst Lake. *Permafrost and Periglacial Processes*, 13(4), 259-269. <https://doi.org/10.1002/ppp.430>
- Shennan, I., & Horton, B. (2002). Holocene land- and sea-level changes in Great Britain. *Journal of Quaternary Science*, 17(5-6), 511-526. <https://doi.org/10.1002/jqs.710>
- Shennan, I., Lambeck, K., Flather, R., Horton, B., McArthur, J., Innes, J., Lloyd, J., Rutherford, M., & Wingfield, R. (2000). Modelling western North Sea

- palaeogeographies and tidal changes during the Holocene. *Geological Society, London, Special Publications*, 166(1), 299-319. [https:// doi.org/ 10.1144/ GSL.SP.2000.166.01.15](https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2000.166.01.15)
- Shennan, L., Bradley, S. L., & Edwards, R. (2018). Relative sea-level changes and crustal movements in Britain and Ireland since the Last Glacial Maximum. *Quaternary Science Reviews*, 188, 143-159. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2018.03.031>
- Sipka, V. (1998). *Les plages macrotidales du nord pas de calais contexte environnemental et caracterisation morphodynamique* [These de doctorat]. Université du Littoral Côte d'Opale.
- Smith, D. M., Zalasiewicz, J. A., Williams, M., Wilkinson, I. P., Redding, M., & Begg, C. (2010). Holocene drainage systems of the English Fenland: Roddons and their environmental significance. *Proceedings of the Geologists' Association*, 121(3), 256-269. <https://doi.org/10.1016/j.pgeola.2010.06.002>
- Soens, T. (2006). *Waterbeheer m een veranderende samenleving Een ecologische, sociaal-economische en politiek institutionele studie van de wateringen in het Vlaamse kustgebied tijdens de overgang van de middeleeuwen naar de moderne tijden Testregio het Brugse Vrije (Ghent)* [Unpublished PhD]. University of Ghent.
- Solignac, S., De Vernal, A., & Giraudeau, J. (2008). Comparison of coccolith and dinocyst assemblages in the northern North Atlantic : How well do they relate with surface hydrography? *Marine Micropaleontology*, 68(1-2), 115-135. [https:// doi.org/ 10.1016/ j.marmicro.2008.01.001](https://doi.org/10.1016/j.marmicro.2008.01.001)
- Sommé, J. (1969). La plaine maritime. In *Ann. Soc. Géol. Nord* (Vol. 89, p. 117-126).
- Sommé, J. (1973). Les formations quaternaires de la région du Nord. *Annales Scientifiques de l'Université de Besançon. Géologie*, 93-98.

- Sommé, J. (1975). *Les plaines du Nord de la France et leur bordure. Etude géomorphologique* [Thèse Sci. Nat].
- Sommé, J. (1977). *Les plaines du Nord de la France et leur bordure. Etude géomorphologique*.
- Sommé, J. (1979). Quaternary coastline in northern France. *Acta Universita Upsala*, 147-158.
- Sommé, J. (1987). La plaine maritime française de la mer du Nord : Évolution holocène et héritage pléistocène. *Hommes et Terres du Nord*, 1(1), 273-281.  
<https://doi.org/10.3406/htn.1988.3083>
- Sommé, J. (1988). La plaine maritime française de la mer du Nord : Évolution holocène et héritage pléistocène. In *Hommes et Terres du Nord* (p. 273-281). Campagnes et littoraux d'Europe. Mélanges offerts à Pierre Flatrès.
- Sommé, J., Antoine, P., Cunat-Bogé, N., Lefèvre, D., & Munaut, A. V. (1999). Le Pléistocène moyen marin de la mer du Nord en France : Falaise de Sangatte et formation d'Herzeele [The marine middle pleistocene of the north ssa in France : Sangatte cliff and Herzeele formation]. *Quaternaire*, 10(2), 151-160.  
<https://doi.org/10.3406/quate.1999.1638>
- Sommé, J., Cunat-Bogé, N., Vanhoorne, R., & Wouters, K. (2004). La Formation de Loon : Les dépôts pléistocènes marins profonds de la plaine maritime du Nord de la France. *Quaternaire*, 319-327.
- Stanley, D. J., & Warne, A. G. (1994). Worldwide Initiation of Holocene Marine Deltas by Deceleration of Sea-Level Rise. *Science*, 265(5169), 228-231.  
<https://doi.org/10.1126/science.265.5169.228>
- Strauss, B. H., Ziemiński, R., Weiss, J. L., & Overpeck, J. T. (2012). Tidally adjusted estimates of topographic vulnerability to sea level rise and flooding for the contiguous

- United States. *Environmental Research Letters*, 7(1). <https://doi.org/10.1088/1748-9326/7/1/014033>
- Swinnerton, H. H. (1931). The Post-Glacial Deposits of the Lincolnshire Coast. *Quarterly Journal of the Geological Society*, 87(1-4), 360-375. <https://doi.org/10.1144/GSL.JGS.1931.087.01-04.13>
- Tamura, T. (2012). Beach ridges and prograded beach deposits as palaeoenvironment records. *Earth-Science Reviews*, 114(3-4), 279-297. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2012.06.004>
- Tamura, T., Murakami, F., Nanayama, F., Watanabe, K., & Saito, Y. (2008). Ground-penetrating radar profiles of Holocene raised-beach deposits in the Kujukuri strand plain, Pacific coast of eastern Japan. *Marine Geology*, 248(1-2), 11-27. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2007.10.002>
- Tatum, D. I., & Francke, J. (2020). *Imaging deep palaeosols with ground-penetrating radar—initial insights from the Grande Dune de Pilat (Pyla), SW France*. 283-286.
- Tavernier, R. (1938). De Geologische ontwikkeling van de Valaamse Kust. In *Wetenschap in Vlaanderen* (Vol. 4, p. 1-2, 19).
- Tavernier, R. (1943). De Kwatraire Afzettingen van België. In *Natuur Wetenschappelijk Tijdschrift* (Vol. 25, p. 121-137).
- Tavernier, R. (1946). L'évolution de Bas Escaut au pléistocène supérieure. In *Bulletin de la société belge de Géologie* (Vol. 55, p. 106-125).
- Tavernier, R. (1947). L'évolution de la plaine maritime belge. In *Bulletin de la société belge de Géologie* (Vol. 56, p. 332-343).
- Taylor, K. C., Mayewski, P. A., Alley, R. B., Brook, E. J., Gow, A. J., Grootes, P. M., Meese, D. A., Saltzman, E. S., Severinghaus, J. P., Twickler, M. S., White, J. W. C., Whitlow, S., & Zielinski, G. A. (1997). The Holocene-Younger Dryas Transition Recorded at

- Summit, Greenland. *Science*, 278(5339), 825-827. [https:// doi.org/ 10.1126/ science. 278.5339.825](https://doi.org/10.1126/science.278.5339.825)
- Ters, M. (1973). *Les variations du niveau marin depuis 10000 ans le long du littoral atlantique français*. 36, 114-136.
- Tessier, B. (1997). *Signature des rythmes tidaux dans les séries sédimentaires* (p. 35). Université des sciences et techniques de Lille,.
- Tessier, B. (2012). Stratigraphy of Tide-Dominated Estuaries. In R. A. Davis & R. W. Dalrymple (Éds.), *Principles of Tidal Sedimentology* (p. 109-128). Springer Netherlands. [https://doi.org/10.1007/978-94-007-0123-6\\_6](https://doi.org/10.1007/978-94-007-0123-6_6)
- Tessier, B., Billeaud, I., & Lesueur, P. (2006). The Bay of Mont-Saint- Michel northeastern littoral : An illustrative case of coastal sedimentary body evolution and stratigraphic organization in a transgressive/highstand context. *Bull Soc géol Fr*, 71-78.
- Tessier, B., Billeaud, I., & Lesueur, P. (2010). Stratigraphic organisation of a composite macrotidal wedge : The Holocene sedimentary infilling of the Mont-Saint-Michel Bay (NW France). *Bulletin de La Société Géologique de France*, 181(2), 99-113. <https://doi.org/10.2113/gssgfbull.181.2.99>
- Tessier', B., Corban', C., Charnley', H., & Auffretf, J.-P. (1999). *Internal Structure of Shoreface Banks Revealed by High-Resolution Seismic Reflection in a Macrotidal Environment (Dunkerque Area, Northern France)*.
- Thoen, E., Soens, T., & Tys, D. (2013). *Landscapes or seascapes ? The History of the Coastal Environment in the North Sea Area Reconsidered*.
- Törnqvist, T. E., & Hijma, M. P. (2012). Links between early Holocene ice-sheet decay, sea-level rise and abrupt climate change. *Nature Geoscience*, 5(9), 601-606. <https://doi.org/10.1038/ngeo1536>



- Tys, D. (2005). 2005 Landscape, settlement and dike building in coastal Flanders in relation to the political strategy of the counts of Flanders, 900-1200. In m M. Fansa (Éd.), *Kulturlandschaft Marsch—Natur, Geschichte, Gegenwart (Oldenburg)* (32<sup>e</sup> éd., p. 106-126). Schriftenreihe des Landesmuseums für Natur und Mensch Oldenburg.
- Uehara, K., Scourse, J. D., Horsburgh, K. J., Lambeck, K., & Purcell, A. P. (2006). Tidal evolution of the northwest European shelf seas from the Last Glacial Maximum to the present. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, *111*(C9), 2006JC003531. <https://doi.org/10.1029/2006JC003531>
- Vallianos, L. (1975). A recent history of Masonboro Inlet, North Carolina. In *Estuarine Research: Vol. Geology and Engineering* (p. 151-166). Academic Press.
- Van Asselen, S., Stouthamer, E., & Van Asch, Th. W. J. (2009). Effects of peat compaction on delta evolution: A review on processes, responses, measuring and modeling. *Earth-Science Reviews*, *92*(1-2), 35-51. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2008.11.001>
- Van Dam, P. J. E. M. (2001). Status Loss Due to Ecological Success. Landscape Change and the Spread of the Rabbit. *Innovation: The European Journal of Social Science Research*, *14*(2), 157-170. <https://doi.org/10.1080/13511610125108>
- Van Den Berg, J. H., Boersma, J. R., & Van Gelder, A. (2007). Diagnostic sedimentary structures of the fluvial-tidal transition zone – Evidence from deposits of the Rhine and Meuse. *Netherlands Journal of Geosciences*, *86*(3), 287-306. <https://doi.org/10.1017/S0016774600077866>
- Van Heteren, S., FitzGerald, D. M., Barber, D. C., Kelley, J. T., & Belknap, D. F. (1996). Volumetric Analysis of a New England Barrier System Using Ground-Penetrating-Radar and Coring Techniques. *The Journal of Geology*, *104*(4), 471-483. <https://doi.org/10.1086/629840>

- Van Overmmeren, R. A. (1994). *Georadar for hydrology* (Vol. 12). First Break.
- Van Straaten, L. M. J. U. (1965). Coastal barrier deposits in South and North Holland—In particular in the area around Scheveningen and IJmuiden. *Mededelingen Geologische Stichting, Nieuwe*, 41-75.
- Van Tielhof, M. (2015). Forced Solidarity : Maintenance of Coastal Defences Along the North Sea Coast in the Early Modern Period. *Environment and History*, 21(3), 319-350. <https://doi.org/10.3197/096734015X14345369355746>
- Van Wagoner, J. C., & Mitchum, R. M. (1990). Siliciclastic Sequence Stratigraphy in Well Logs, Cores, and Outcrops : Concepts for High-Resolution Correlation of Time and Facies. In *ME 7 : Siliciclastic Sequence Stratigraphy in Well Logs, Cores, and Outcrops : Concepts for High-Resolution Correlation of Time and Facies*. AAPG/Datapages.<https://doi.org/10.1306/BF9AB431-0EB6-11D7-8643000102C1865D>
- Vandenbergh, N., Harris, W. B., Wampler, J. M., Houthuys, R., Louwe, S., Adriaens, R., Vos, K., Lanckacker, T., Matthijs, J., Deckers, J., Verhaegen, J., Laga, P., Westerhoff, W., & Munsterman, D. (2014). The implications of K-Ar glauconite dating of the Diest Formation on the paleogeography of the Upper Miocene in Belgium. *Geol. Belg*, 17, 161-174.
- Vandenbergh, N., Laga, P., Steurbaut, E., Hardenbol, J., & Vail, P. R. (1999). Tertiary Sequence Stratigraphy at the Southern Border of the North Sea Basin in Belgium. In P.-C. D. Graciansky, J. Hardenbol, T. Jacquin, & P. R. Vail, *Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins*. SEPM Society for Sedimentary Geology. <https://doi.org/10.2110/pec.98.02.0119>
- Verger, F. (2005). *Marais maritimes et estuaires du littoral français*.

- Verger, F. (2011). Dignes et polders littoraux : Réflexions après la tempête Xynthia. *Physio-Géo. Géographie, physique, et environnement*, 95-105.
- Verhulst, A. (1959). *Historische geografie van de Vlaamse kustvlakte tot omstreeks 1200* », *Bijdragen voor de geschiedenis der Nederlanden*. 1-37.
- Verhulst, A. (1980). Le paysage rural en Flandre intérieure : Son évolution entre le IXème et le XIIIème siècle. *Revue du Nord*, 62(244), 11-30. <https://doi.org/10.3406/rnord.1980.3653>
- Vink, A., Steffen, H., Reinhardt, L., & Kaufmann, G. (2007). Holocene relative sea-level change, isostatic subsidence and the radial viscosity structure of the mantle of northwest Europe (Belgium, the Netherlands, Germany, southern North Sea). *Quaternary Science Reviews*, 26(25-28), 3249-3275. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2007.07.014>
- Vis, G.-J., Cohen, K. M., Westerhoff, W. E., Ten Veen, J. H., Hijma, M. P., Der Spek, A. J. F., & Vos, P. C. (2015). Paleogeography. In I. SHENNAN, A. J. LONG, & B. P. HORTON, *Handbook of Sea-level Research* (p. 514-535). Wiley, Chichester.
- Visser, M. J. (1980). Neap-spring cycles reflected in Holocene subtidal large-scale bedform deposits: A preliminary note. *Geology*, 8(11), 543. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1980\)8<543:NCRIHS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1980)8<543:NCRIHS>2.0.CO;2)
- Vos, P. C. (2015). *Origin of the Dutch Coastal Landscape– Long-Term Landscape Evolution of the Netherlands during the Holocene, Described and Visualized in National, Regional and Local Map Series*.
- Vos, P. C., & van Heeringen, R. M. (1997). Holocene geology and occupation history of the province of Zeeland. In M. M. Fischer (Éd.), *Holocene evolution of Zeeland (SW Netherlands)* (p. 5-109). Nederlands Instituut voor Toegepaste Geowetenschappen.

- Walker, M. J. C., Berkelhammer, M., Björck, S., Cwynar, L. C., Fisher, D. A., Long, A. J., Lowe, J. J., Newnham, R. M., Rasmussen, S. O., & Weiss, H. (2012). Formal subdivision of the Holocene Series/Epoch : A Discussion Paper by a Working Group of INTIMATE (Integration of ice-core, marine and terrestrial records) and the Subcommission on Quaternary Stratigraphy (International Commission on Stratigraphy). *Journal of Quaternary Science*, 27(7), 649-659. <https://doi.org/10.1002/jqs.2565>
- Waller, M., & Kirby, J. (2021). Coastal peat-beds and peatlands of the southern North Sea : Their past, present and future. *Biological Reviews*, 08-432.
- Weill, P., Tessier, B., Mouazé, D., Bonnot-Courtois, C., & Norgeot, C. (2012). Shelly cheniers on a modern macrotidal flat (Mont-Saint-Michel bay, France)—Internal architecture revealed by ground-penetrating radar. *Sedimentary Geology*, 279, 173-186. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2010.12.002>
- Wilken, D., Hadler, H., Wunderlich, T., Majchczack, B., Schwardt, M., Fediuk, A., Fischer, P., Willershäuser, T., Klooß, St., Vött, A., & Rabbel, W. (2022). Lost in the North Sea—Geophysical and geoarchaeological prospection of the Rungholt medieval dyke system (North Frisia, Germany). *PLOS ONE*, 17(4), e0265463. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0265463>
- Woodroffe, C. D., Chappell, J., Thom, B. G., & Wallensky, E. (1989). Depositional model of a macrotidal estuary and floodplain, South Alligator River, Northern Australia. *Sedimentology*, 36(5), 737-756. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1989.tb01743.x>
- Wright, L. D., Coleman, J. M., & Thom, B. G. (1973). Processes of Channel Development in a High-Tide-Range Environment: Cambridge Gulf-Ord River Delta, Western Australia. *The Journal of Geology*, 81(1), 15-41. <https://doi.org/10.1086/627805>

- Wunsch, C. (1999). The Interpretation of Short Climate Records, with Comments on the North Atlantic and Southern Oscillations. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 80(2), 245-255. [https://doi.org/10.1175/1520-0477\(1999\)080<0245:TIOSCR>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0477(1999)080<0245:TIOSCR>2.0.CO;2)
- Yang, B. C., Dalrymple, R. W., & Chun, S. S. (2005). Sedimentation on a wave-dominated, open-coast tidal flat, south-western Korea: Summer tidal flat – winter shoreface. *Sedimentology*, 52(2), 235-252. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2004.00692.x>
- Yang, B., Dalrymple, R. W., Gingras, M. K., Chun, S., & Lee, H. (2007). Up-Estuary Variation of Sedimentary Facies and Ichnocoenoses in an Open-Mouthed, Macrotidal, Mixed-Energy Estuary, Gomso Bay, Korea. *Journal of Sedimentary Research*, 77(9), 757-771. <https://doi.org/10.2110/jsr.2007.073>
- Zaitlin, B. A., Dalrymple, R. W., & Boyd, R. (1994). Stratigraphic organization of incised-valley systems associated with relative sea level change. *Dalrymple, R.W., Boyd, R., and Zaitlin, B.A., eds., Incised-Valley Systems: Origin and Sedimentary Sequences: SEPM*, 45-60.
- Zaitlin, B. A., & Shultz, B. C. (1990). Wave-Influenced Estuarine Sand Body, Senlac Heavy Oil Pool, Saskatchewan, Canada. In J. H. Barwis, J. G. McPherson, & J. R. J. Studlick (Éds.), *Sandstone Petroleum Reservoirs* (p. 363-387). Springer New York. [https://doi.org/10.1007/978-1-4613-8988-0\\_16](https://doi.org/10.1007/978-1-4613-8988-0_16)
- Zallouz, Z. (2022). *Architecture stratigraphique de la dune de Ghyvelde (Flandre maritime)* [Rapport stage M2]. Université de Lille.
- Zemmour, A. (2019). *Etude de l'évolution des littoraux dunaires de la Côte d'Opale à différentes échelles de temps : Analyse de leur capacité de régénération post-tempête* [These de doctorat]. Université du Littoral Côte d'Opale.

Ziegler, P. A. (1990). *Geological atlas of western and central Europe* (2<sup>e</sup> éd., Vol. 2). Shell  
Internationale Petroleum Maatschappij.

## Annexe

Marco 2021 : 13 au 15 octobre 2021

Environnement marin : structure, diversité, vulnérabilité, usages et sécurité des produits de la mer

### **Apports de l’outil géoradar pour la reconstruction des architectures stratigraphiques et des environnements de dépôts côtiers actuels et anciens**

Rachid Ouchaou<sup>1</sup>, Jean-Yves Reynaud<sup>1</sup>, Franck Adou<sup>1</sup>, Aurélie Aillaud<sup>1</sup>, Andres Mejia Duran<sup>1</sup>, Bernadette Tessier<sup>2</sup>, Nicolas Robin<sup>3</sup>, Leo Pancrazzi<sup>2</sup>

<sup>1</sup>UMR 8187 LOG, Université de Lille

<sup>2</sup>UMR 6143 M2CCaen, Université de Caen

<sup>3</sup>UMR 5110 CEFREM, Université de Perpignan

Adresse électronique : [rachid.ouchaou@univ-lille.fr](mailto:rachid.ouchaou@univ-lille.fr)

Le géoradar est un outil de prospection géophysique non destructive basée sur les principes de propagation des ondes électromagnétiques (réfraction, réflexion et diffraction) haute fréquence dans le sous-sol. Cette méthode permet d’imager les discontinuités stratigraphiques les plus fines et retracer ainsi l’architecture sédimentaire et géomorphologique des premières dizaines de mètres de sous-sol. Une suite géoradar a été acquise en 2020 par le LOG dans le cadre du CPER MARCO. Les premières campagnes d’acquisition géoradar ont été réalisées dans le cadre de la thèse de Rachid Ouchaou sur les derniers dépôts de comblement holocène de l’estuaire de la Denna (le paléo-fleuve Aa), au niveau du chantier de diagnostic archéologique réalisé par l’INRAP dans le cadre de l’agrandissement du Grand Port Maritime de Dunkerque. Au plan régional, l’exploration se poursuit sur la dune fossile holocène de Ghyvelde (master d’Aurélie Aillaud) et les formations quaternaires affleurant à la Pointe aux Oies, sur la côte bouchonnaise. Les sables mobiles éoliens sont un substrat privilégié pour les études au géoradar, comme le montre un test multi-fréquences sur la dune du Pilat (master de Franck Adou, financé par la SFR Campus de la Mer). Néanmoins, la méthode donne également des résultats surprenants dans les sables argileux compacts de l’Eocène de Belgique (master d’Andres Mejia-Duran), ou sur les faluns d’Anjou, avec localement une profondeur de pénétration de plusieurs dizaines de mètres. Ces résultats démontrent que le géoradar est un parfait complément de la sismique marine pour les études géomorphologiques et stratigraphiques à la transition terre-mer.

**Mots clés :** géoradar, prospection géophysique, architecture sédimentaire, dunes littorales, plaine flamande.

## **Prospections géoradar sur le littoral holocène des hauts de France**

Rachid Ouchaou<sup>1</sup>, Jean-Yves Reynaud<sup>1</sup>, Sarah Zallouz<sup>1</sup>, Aurélie Aillaud<sup>1</sup>, Marie-Hélène Ruz<sup>1</sup>, Olivier Cohen<sup>1</sup>, Vincent Sipka<sup>1</sup>, Theodore Deloux<sup>1</sup>, Alain Trentesaux<sup>1</sup>, Laurent Deschodt<sup>2</sup>, Samuel Desoutter<sup>2</sup>, Mathieu Lancon<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Laboratoire d’Océanologie et de Géosciences – Univ.Lille, CNRS, Univ. Littoral côte d’Opale, IRD, UMR 8187, LOG, F 59000 Lille– France

<sup>2</sup> Institut national de recherches archéologiques préventives – INRAP, 11 Rue des Champs, 59650 Villeneuve-d’Ascq – France

Intervenant - [rachid.ouchaou@univ-lille.fr](mailto:rachid.ouchaou@univ-lille.fr)

Le géoradar est un outil de prospection géophysique utilisant la propagation des ondes électromagnétiques haute fréquence dans le sous-sol. Il est utilisé pour de nombreuses applications notamment en génie civil, en archéologie et en glaciologie. Il permet également d’imager les discontinuités stratigraphiques les plus fines et retracer ainsi l’architecture sédimentaire des premiers mètres du sous-sol. Un programme d’acquisition de données géoradar sur l’Holocène de la plaine maritime flamande a débuté en 2020. Les premières campagnes ont été réalisées dans le cadre du chantier de diagnostic archéologique préalable à l’agrandissement du Grand Port Maritime de Dunkerque. L’objectif principal sur ce chantier est de caractériser l’architecture sédimentaire des derniers dépôts de comblement holocène de l’estuaire de la Denna (le paléo-fleuve Aa) et compléter ainsi les sondages archéologiques réalisés par l’INRAP. Certaines structures imagées jusqu’à 4 m sous la terre arable sont naturelles, comme les derniers chenaux de marée occupant la zone durant le moyen-âge avant le colmatage définitif des polders. D’autres structures sont d’origines anthropiques, comme les fossés de drainage servant à évacuer l’eau des polders vers la mer (watergangs), ou les mares endiguées permettant de recueillir et de stocker de l’eau douce. Le deuxième chantier est la dune fossile de Ghyvelde, située à 3 km à l’intérieur de la plaine maritime flamande sur la frontière franco-belge. Deux unités sont imagées, jusque sous la surface piézométrique. L’unité supérieure, éolienne, correspond à un relief en partie actif, bien développé dans la partie est de la dune. Elle est caractérisée par une accrétion dominante vers la terre. L’unité inférieure, dont le toit coïncide avec la topographie dans les zones basses de la dune, essentiellement forestières, est en accrétion vers la mer et localement vers l’ouest. La régularité et la pente des réflecteurs suggère une origine de cette unité sur le trait de côte (foreshore, flèche littorale). Le troisième chantier est le système dunaire de la Slack, sur la côte boulonnaise.



La dune du premier rang est constituée à la base de mastersets sub-horizontaux, prenant de l'angle et de l'épaisseur vers le haut et vers la terre. Elle est incisée par un siffle-vent qui nourrit un lobe dunaire actif à l'arrière. Sur les chantiers de Ghyvelde et de la Slack, l'intégration de la topographie des dunes obtenue par photogrammétrie sur drone vient compléter l'approche architecturale et permet de qualifier la nature des surfaces fossiles du système dunaire.

**Mots-Clés :** géoradar, prospection géophysique, architecture sédimentaire, trait de côte, dunes littorales, évolution, Flandre, Boulonnais, Hauts de France.

# **Évolution récente des dunes littorales belges : apports croisés de la prospection géoradar et de l'analyse de la couverture végétale**

## **Recent evolution of the Belgian coastal dunes: cross-contributions between GPR survey and vegetation cover analysis**

Rachid OUCHAOU<sup>1</sup>, Jean-Yves REYNAUD<sup>1</sup>, Anne-Lise MONTREUIL<sup>2</sup>, Marie-Hélène RUZ<sup>3</sup>,  
Arnaud HEQUETTE<sup>3</sup>, Emmanuel BLAISE<sup>3</sup>

1. LOG UMR 8187 - CNRS | ULille | ULCO | IRD, Université de Lille. [rachid.ouchaou@univ-lille.fr](mailto:rachid.ouchaou@univ-lille.fr),  
[jeanyves.reynaud@univ-lille.fr](mailto:jeanyves.reynaud@univ-lille.fr)

2. Hydrology and Hydraulic Engineering, Vrije Universiteit Brussel. [Anne-Lise.Montreuil@vub.be](mailto:Anne-Lise.Montreuil@vub.be)

3. LOG UMR 8187 - CNRS | ULille | ULCO | IRD, Université du Littoral Côte d'Opale, [marie-helene.ruz@univlittoral.fr](mailto:marie-helene.ruz@univlittoral.fr),  
[arnaud.hequette@univ-littoral.fr](mailto:arnaud.hequette@univ-littoral.fr), [emmanuel.blaise@univ-littoral.fr](mailto:emmanuel.blaise@univ-littoral.fr).

La Belgique dispose d'un littoral qui se caractérise par de vastes massifs dunaires, de La Panne à l'ouest, jusqu'à Knokke-le-Zoute à l'est. Ces dunes constituent un système de défense naturel contre l'érosion par les vagues et les risques de submersion marine lors des tempêtes, dont la fréquence risque d'augmenter avec le réchauffement climatique. Dans le même temps, la bande littorale est soumise à une forte urbanisation et une hausse de l'activité anthropique, notamment touristique, ce qui fragilise d'autant plus les dunes et augmente l'exposition aux risques littoraux. La (re)végétalisation des dunes s'inscrit dans une stratégie de protection de l'environnement autant que de défense contre le recul du trait de côte. Toutefois, les relations morphodynamiques entre la végétation et l'évolution des dunes restent peu documentées à l'échelle interdécennale. La diminution de la surface des dunes vives depuis le milieu du XXe siècle pourrait être liée à la réduction des événements tempétueux sur la côte sud de la Mer du Nord, auxquelles s'ajoutent d'autres causes comme l'abandon du pâturage bovin et l'effondrement des populations de lapins causé par la myxomatose. Les cibles de notre étude sont les dunes du Westhoek à La Panne et de Coxyde, près de la frontière franco-belge. Entre ces sites, la bande littorale dunaire est large d'environ 1 km et haute de 10 m en moyenne. On dénombre deux ou trois rangs de dunes dont les altitudes culminent localement à plus de 15 m. Ces dunes sont en grande partie recouvertes d'une végétation rase de dune « grise », mais on observe aussi des surfaces de sable vif dans des zones de dune active moins étendues. Deux campagnes géoradar ont été réalisées pour caractériser la morphologie et l'architecture interne de ces dunes. Les premiers résultats obtenus sur la dune du Westhoek montrent une construction en accrétion oblique de direction dominante vers la terre dans le cas des dunes de premier rang (foredune), alors qu'à l'arrière de celles-ci la topographie des dunes « grises »

correspond à une construction en aggradation avec des unités de dépôt de plus faible épaisseur. La cartographie en 3D de ces architectures, dans lesquelles sont également bien préservés des comblements de siffle-vent et des structures de migration longshore, sera comparée avec l'évolution interdécennale de la topographie et de la végétation, basée sur des données d'images aériennes et LiDAR topographique aéroporté. L'objectif est de vérifier si la dénudation du massif dunaire, encouragée par certaines pratiques de gestion pour la restauration d'un environnement plus « naturel » et la réactivation des dunes internes, favoriserait à terme sa croissance ou, au contraire, son érosion.

**MOTS-CLÉS :** Dunes littorales, géoradar, végétation, tempêtes, architecture stratigraphique, changements climatiques.