L'évolution séculaire du littoral des Vieux Salins (Hyères, France)

CHATAGNO Gaël

Mémoire de master 2, mention géographie à Aix Marseille Université

Parcours Coastal Managment and Vulnerabilities

Photographie aérienne des Vieux Salins © F. Larrey/Cdl

Sous la direction de :

François Sabatier

Maitre de conférences

CEREGE

Aix-Marseille Université

Manon Besset

Ingénieure Recherche & Développement

I-Sea, Bordeaux Technowest

Remerciements

Mes premiers remerciements vont à mon encadrant François Sabatier qui m'a donné l'opportunité de travailler avec lui dans le cadre de ce projet. Merci pour le temps que vous m'avez consacré à travers nos nombreux échanges. Malgré des conditions de travail inédites et parfois difficiles, votre disponibilité et vos nombreux conseils ont rendu cet exercice stimulant et m'ont poussé à donner le meilleur de moi-même.

Un grand merci également à Manon Besset pour m'avoir suivi lors de la réalisation de ce mémoire, mais également pour son soutien depuis maintenant plusieurs années. Merci de m'avoir appris les démarches de la Recherche à travers différentes problématiques et pour ton engagement à mes côtés tout au long de mon parcours universitaire.

Je remercie Jules Fleury et Philippe Dussoulliez de m'avoir donné accès aux ordinateurs du Sigeo à distance afin d'utiliser les logiciels et données que je ne pouvais pas manipuler depuis chez moi. Merci également pour la sortie de terrain en Camargue, j'en garderai de très bons souvenirs.

Merci au CNRS d'avoir financé ce stage qui m'a permis d'enrichir mes connaissances méthodologiques et thématiques en milieu littoral.

Merci aux rapporteurs d'avoir accepté d'évaluer mon travail et d'assister à ma soutenance.

Enfin, une grosse pensée à ma famille et à tous ceux qui m'aident dans ma vie sportive et professionnelle. J'ai beaucoup de chance de pouvoir vivre mes passions à cent pour cent, même si elles viennent de milieux complètement différents. Un grand merci à toutes les personnes qui m'ont donné l'opportunité de relever ce défi.

Bonne lecture à vous.

Résumé

Depuis le début du 20ème siècle, la cellule littorale des Vieux Salins à Hyères, est confrontée à une problématique d'érosion côtière liée à la dérégulation des flux sédimentaires des fleuves en amont et à la construction des ports Pothuau et Miramar qui bloquent une partie du transit sédimentaire le long du littoral. Face à ce constat, les différents acteurs impliqués dans la gestion des Vieux Salins ont tenté de fixer le trait de côte à travers la création d'infrastructures de protection du littoral, préservant ainsi les enjeux économiques liés à la production salinière. Les conséquences de ces aménagements ainsi que la modification des enjeux socioéconomiques et environnementaux sur le milieu ont résulté d'une renaturation du littoral à travers la mise en œuvre d'actions de gestion adaptative du trait de côte et des espaces naturels depuis les années 2000. Ainsi, depuis 2011, une politique quasi inédite de désenrochement a été entreprise par le Conservatoire du littoral qui a supprimé au total 500 mètres d'enrochements le long du linéaire côtier afin de rétablir un processus hydro-sédimentaire naturel. L'objectif de ce mémoire consiste à présenter une synthèse des données disponibles sur ce secteur, couvrant la période 1896-2017. Ce travail permet ainsi d'évaluer la réponse morphodynamique du prisme littoral, en termes d'ajustement et de résilience, aux contraintes naturelles et anthropiques, notamment à travers liées les différentes phases d'enrochements et de désenrochements qui ont eu lieu.

Abstract

Since the beginning of the 20th century, the littoral cell of the Vieux Salins in Hyères, is facing a problem of coastal erosion linked to the deregulation of the sediment flows of the rivers upstream and to the construction of the Pothuau and Miramar ports which block part of the sediment transit along the coast. Faced with this situation, the various actors involved in the management of the Vieux Salins tried to fix the coastline through the creation of coastal protection infrastructures, thus preserving the economic challenges linked to salt production. The consequences of these developments as well as the modification of socio-economic and environmental issues on the environment have resulted from a renaturation of the coastline through the implementation of actions to adaptively manage the coastline and natural spaces since the 2000s. Thus, since 2011, an almost unprecedented policy of riprap removal has been undertaken by the Conservatoire du littoral which has eliminated a total of 500 meters of riprap along the coastline to restore a natural hydro- process. The objective of this work is to present a summary of the data available on this sector, covering the period 1896-2019. This work thus makes it possible to assess the morphodynamic response of the coastal prism, in terms of adjustment and resilience, to natural and anthropogenic constraints, through the various phases of riprap and riprap removal that have taken place.

Table des matières

I- Introduction générale 1

II- Présentation générale 2

II.1) Morphologie générale 2

II.2) Nature des fonds..... 3

II.3) Les dynamiques météo-marines..... 5

II.3.1) Le vent 5

II.3.2) La houle 5

II.3.3) La marégraphie 6

II.4) Estimation du transit littoral et dynamiques sédimentaires..... 7

II.5) Les apports sédimentaires fluviaux 7

II.6) Synthèse des forçages naturels 8

II.7) L'évolution des stratégies de lutte contre l'érosion du littoral 8

II.7.1) Evolution des plages autour des enrochements.....8

II.7.2) Chronologie des interventions « lourdes » de protection du littoral 9

II.7.3) De nouveaux usages et de nouveaux modes de gestion sur le site des Vieux Salins 10

III- Positionnement du problème et objectifs.....12

IV- Données et méthodes 12

IV.1) Données..... 12

IV.1.1) Données topos bathymétriques à l'échelle de la cellule littorale.....12

IV.1.3) Données topographiques du littoral devant l'étang de l'Anglais.....14

IV.1.2) Données sur la position du Trait de Côte (TdC) 16

IV.2) Traitement des données de bathymétrie et topographiques..... 17

IV.2.1) Correction des profondeurs 17

IV.2.2) Construction des modèles numériques de terrain (MNT) 18
IV.2.2.1) Construction de MNT par TIN 18
IV.2.2.2) Construction de MNT par Krigeage..... 18
IV.2.2.3) Résolution des MNT (par TIN et par Krigeage)..... 19
IV.2.2.4) Comparaison des constructions des MNT par TIN et par Krigeage 19
IV.2.2.4) Incertitudes des MNT..... 20
IV.2.3) Comparaison des bathymétries..... 20
IV.2.3.1) Délimitation de l'emprise des comparaisons 20
IV.2.3.2) Calcul des volumes sédimentaires à l'échelle de la cellule littorale 21
IV.2.3.3) Calcul des volumes sédimentaires dans le secteur de l'étang de l'Anglais 22
IV.2.3.4) Incertitudes sur le calcul de cubatures..... 23
IV.3) Traitement des données du trait de côte 23
IV.3.1) Ortho rectification des images 23
IV.3.2) Vectorisation du trait de côte 24
IV.3.3) Incertitudes sur la position du trait de côte..... 24
IV.3.4) Analyse statistique des variations du trait de côte 25

V- Résultats.....27
V.1) Résultats à l'échelle de la cellule sédimentaire des Vieux Salins 27
V.1.1) Variation historique du trait de côte entre 1896 et 2017 27
V.1.1.1) Variations générales..... 27
V.1.1.2) Mobilité sectorielle du rivage depuis la plage Miramar jusqu'à la plage du Pentagone 28
V.1.2) Evolution morphologique des petits fonds de 1896 à 2017 29
V.1.2.1) Bilan sédimentaire à long terme (1896 – 2017) 29
V.1.2) Bilan sédimentaire à moyen terme (2010 – 2017) 30
V.1.3) Comparaison des bilans sédimentaires à moyen et long terme 31
V.2) le littoral devant l'étang de l'Anglais 32

V.2.1) Variation historique du trait de côte entre 1896 et 2017 32

V.2.1.1) Variations générales 32

V.2.2.2) Mobilité du rivage sur la zone enrochée et la plage en aval de la dérive 33

V.1.2) Mobilité saisonnière et annuelle du trait de côte entre Septembre 2011 et Janvier 2014 34

V.2.2) Evolution morphologique 36

V.2.2.1) Bilans sédimentaires entre la plage naturelle en aval dérive et la zone désenrochée (Octobre 2010– Septembre 2017) 36

V.2.2.2) Evolution chronologique de la zone désenrochée et de la plage naturelle 39

VI) Discussion 41

VI.1) Les Vieux Salins, un littoral façonné par de nombreux forçages anthropiques et naturels 41

VI.1.1) Evolution du littoral à long terme 41

VI.1.2) Evolution du littoral à moyen terme (2007/12 - 2017) 43

VI.2) Le littoral de l'étang de l'Anglais, une zone altérée par différentes phases d'enrochements et de désenrochement 46

VI.2.1) Un littoral en recul depuis plus d'un siècle 46

VI.2.1.1) Evolution à long terme (1896 – 2017) 46

VI.2.1.2) Evolution saisonnière et annuelle 48

VI.2.2) Vers une stabilisation morphologique de la plage à la suite des opérations de désenrochement 50

VII) Conclusion 52

VIII) Bibliographie 54

Liste des figures 60

Liste des tableaux 61

Annexes.....62

I- Introduction générale

Dans une étude réalisée sur l'état des plages dans le monde, Luijendijk et al. (2018) montrent que 27% des plages sableuses européennes sont en érosion entre 1984 et 2016, équivalent en superficie à une perte annuelle de plus de 15 km². A l'échelle régionale, environ 24%, soit 175 kilomètres sur un total de 719 kilomètres du littoral naturel de PACA est touché par l'érosion côtière (Van Van Than, 2015). En 2004, le rapport "Vivre avec l'érosion côtière en Europe : Espaces et sédiments pour un développement durable" dans le cadre du projet EUROSION, définissait la région PACA comme une région très exposée au risque d'érosion. Cette évaluation se base sur la densité de population vivant dans l'aire d'influence de l'érosion, la présence de zones industrielles et d'espaces à haute valeur écologique, ainsi que la croissance des zones urbaines côtières entre 1975 et 1990.

Face à l'importance des enjeux écologiques et socio-économiques associés à la conservation des plages, des politiques de lutte contre l'érosion et/ou de rechargement des plages ont été mises en place depuis de nombreuses années (Rey-Valette et al., 2006). Ainsi, les fronts des zones urbaines, touristiques ou industrielles ont généralement été aménagés au moyen de digues, brise-lames, jetées, ou autres structures en enrochements, qui visent à protéger les constructions ou autres biens situés sur la côte (Samat et al., 2009). Or, différentes études menées en Méditerranée française (Sabatier, 2001 ; Samat, 2007 ; Brunel, 2010 ; Capanni, 2011 ; Certain, 2002 ; Durand, 1998) ont mis en évidence les impacts environnementaux négatifs des aménagements « durs » (digues frontales, épis, brise-lames), construits en majorité lors de la première phase d'aménagement du littoral (entre 1970 et 1990), à une époque où l'urgence et le manque de connaissance approfondie du phénomène érosif justifiaient des interventions lourdes (Samat et al., 2009).

Face à ce constat et à l'émergence des concepts de gestion intégrée des zones côtières (GIZC), de nombreux acteurs tendent à opter pour une défense « douce » du trait de côte qui a pour objectif de restaurer un fonctionnement naturel des zones littorales (David et al., 2006). Cette approche consiste par exemple à stabiliser les dunes mobiles par des ganivelles et des plantations d'espèces végétales fixatrices à proximité du trait de côte ou à lutter contre le recul du rivage par rechargement artificiel des plages (Miossec, 1994, Sinane et al., 2010). Ces méthodes alternatives, souvent bien moins couteuses que le « hard engineering », connaissent aujourd'hui un réel succès avec le financement de différents programmes à l'échelle nationale et européenne tels que le programme Adapto https://www.lifeadapto.eu/, ou Marittimo http://interreg-maritime.eu/fr/programme sur les côtes du Var.

Le littoral des Vieux Salins, situé sur la commune d'Hyères, s'inscrit dans cette évolution des méthodes de gestion des milieux côtiers. Le site est en effet passé d'un mode de gestion

« lourd » avec (principalement) la création d'une digue le long du rivage dans la partie centrale de la cellule de dérive littorale, à une gestion adaptative de son trait de côte avec la suppression d'une partie de cet enrochement en 2011. A ce titre, le site des Vieux Salins fait partie des dix sites pilotes du projet Adapto piloté par le Conservatoire du littoral. L'objectif de ce travail sera d'identifier la réponse du rivage et de la plage en aval dérive de la zone désenrochée en replaçant cette évolution à l'échelle plus large de la cellule de dérive littorale. Depuis une dizaine d'année le Cerege s'intéresse à l'évolution de cette zone dont le fonctionnement a été récemment modifié en 2019 puisque la plage située en aval dérive de la zone désenrochée est équipée depuis cette date d'une dune artificielle reconstruite à proximité du rivage. Ce mémoire présente donc une synthèse des données disponibles dans ce secteur entre 2010 et 2017.

II- Présentation générale

Le site des Vieux Salins est localisé sur la commune d'Hyères, en limite avec la commune de La Londe-les-Maures, dans le département du Var en région PACA (figure 1). Propriété du Conservatoire du littoral depuis 2001, ce site naturel de 350 hectares constitue, avec le salin des Pesquiers, la plus vaste zone humide entre la Camargue et l'Italie (TPM, 2011). Située dans le delta des fleuves du Gapeau et du Pansard-Maravenne, cette zone humide est séparée de la mer par un cordon littoral d'environ 2,8 km de long qui s'étend de la jetée de Port Pothuau, à l'ouest, jusqu'au canal de la Gargatte, à l'est (figure 1). La structure actuelle du site témoigne de l'activité salicole, qui a constitué dès l'Antiquité un pilier du développement économique local. Exploités jusqu'en 1995, les salins se composaient de différentes exploitations salinières indépendantes, réunies en une seule production au XIXe siècle (TPM, 2011). Depuis la fin de l'activité salicole, le site est composé de mosaïques de plans d'eau de profondeur, de surface et de salinité variables (figure 1).

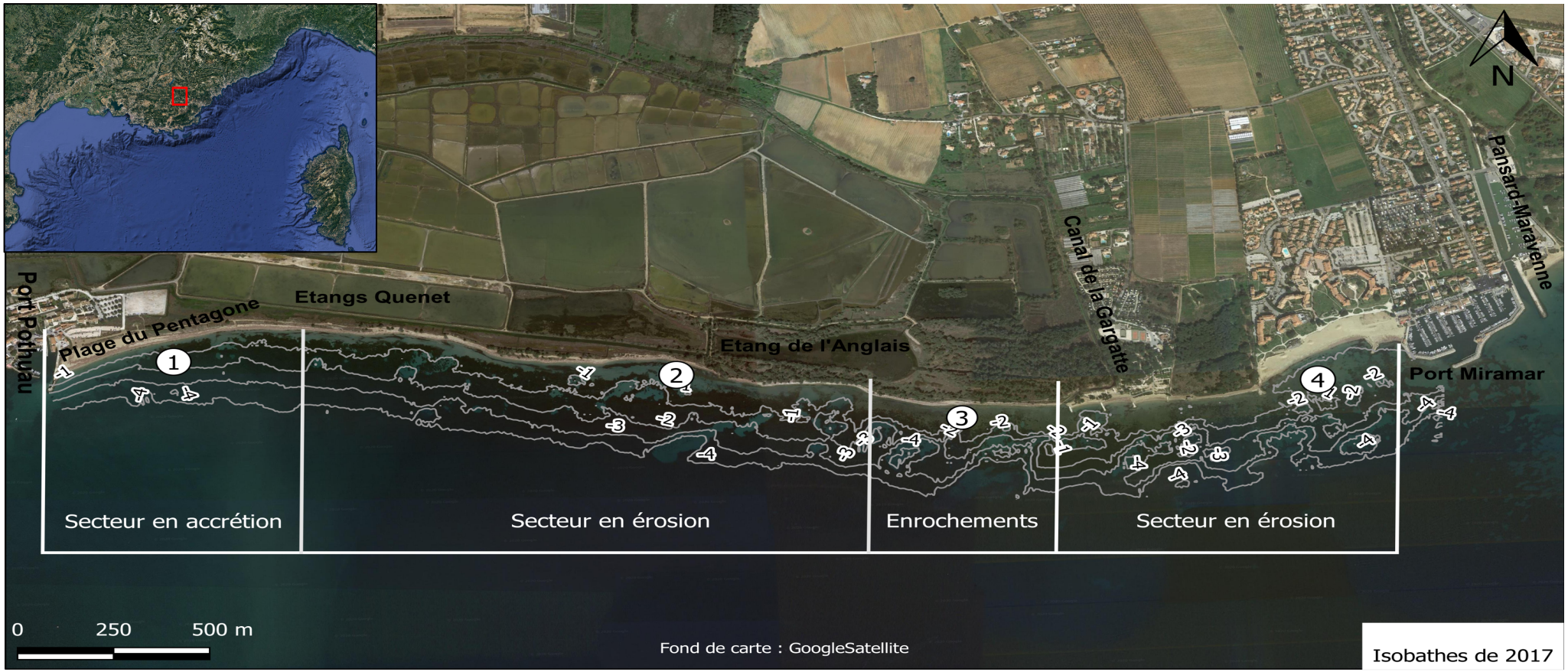
II.1) Morphologie générale

A l'ouest du site se trouve la plage du Pentagone, une large plage qui s'appuie sur la digue du port Pothuau et dont la largeur décroit au fur et à mesure que l'on se déplace vers l'est (figure 1). La zone centrale de l'aire d'étude est constituée d'une plage plus étroite, surmontée de petites dunes en arrière desquelles se trouve une zone basse à caractère lagunaire (figure 1) (Artelia, 2018). Plus à l'Est le littoral est artificialisé, constitué d'un front de mer dépourvu de plage situé au droit de l'étang de l'Anglais et de la pinède des Vieux Salins. Enfin, à l'extrême Est de l'aire d'étude, le front de mer est constitué de plages contenues par 3 épis, puis d'un mur en béton en arrière duquel se trouve la Pinède du Bastidon (Artelia,

2008). La plage de Miramar, située à l'extrémité Est est stoppée par la digue du port portant le même nom.

II.2) Nature des fonds

Concernant la morphologie de l'avant-côte, on oppose une partie sableuse, plutôt parallèle au rivage et à pente douce (environ 1,7%) depuis le rivage jusqu'à -2 m environ, aux fonds inférieurs couverts par l'herbier à posidonies (Le Roy et al., 2014). Dans cette zone la morphologie est très irrégulière et constituée de plusieurs dépressions dépourvues de posidonies. Les fonds marins situés au droit de l'aire d'étude sont dans leurs plus grandes parties constitués de sédiments meubles, des sables fins à moyens avec une quantité de vase variable selon les secteurs (Le Roy et al., 2014). L'épaisseur de cette couche sédimentaire varie également selon les endroits : elle est probablement très faible au droit des Vieux Salins (en érosion) et un peu plus épaisse au niveau de la plage du Pentagone (en accrétion) (Noël & Bauer, 2017). La présence étendue d'herbiers stabilise ce substrat sédimentaire et rend difficile leur mise en mouvement en périodes de tempêtes (figure 1 ; Le Roy et al., 2014). La posidonie est une espèce endémique de la mer Méditerranée qui colonise les fonds marins jusqu'à 40 mètres de profondeur et forme de vastes herbiers qui poussent en structures denses constituées en réseaux de rhizomes appelés mattes (Boudouresque & Meinesz, 1982). Les herbiers de posidonie sont largement reconnus pour leur contribution à la protection contre l'érosion côtière (Leredde et al., 2016). Ils agissent comme des zones tampons d'absorption des vagues, dissipent leur énergie et réduisent ainsi les contraintes de cisaillement sur les fonds, ce qui a des implications importantes en termes de transport de sédiments (Koch et al., 2006 ; Leredde et al., 2016).



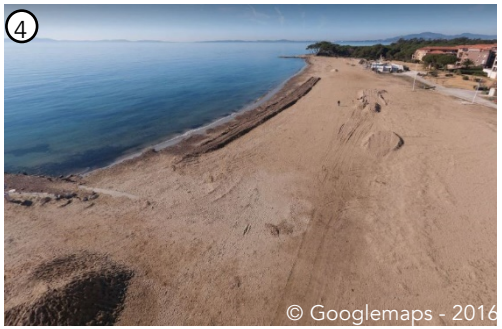


Figure 1 : Présentation du littoral des Vieux Salins d'Hyères

II.3) Les dynamiques météo-marines

II.3.1) Le vent

Au niveau de la station météo d'Hyères Aéroport, station la plus proche du site des Vieux Salins, le vent provient essentiellement des secteurs nord-ouest et est. Le mistral (secteur NNO) domine en soufflant 44% du temps avec des vents moyens à forts (6.1 m/s en moyenne) et en rafales (24 m/s maximum) (figure 2). Le vent d'Est atteint une vitesse moyenne comparable à celle du Mistral (5.8 m/s en moyenne) mais est trois fois moins fréquent (Brunel, 2010). S'ils sont moins fréquents, les vents d'est et sud ont un impact prédominant sur le littoral des Vieux Salins en pénétrant dans la rade d'Hyères (figure 2) et en induisant des courants souvent liés à la houle qui transportent les sédiments d'Est vers l'Ouest.

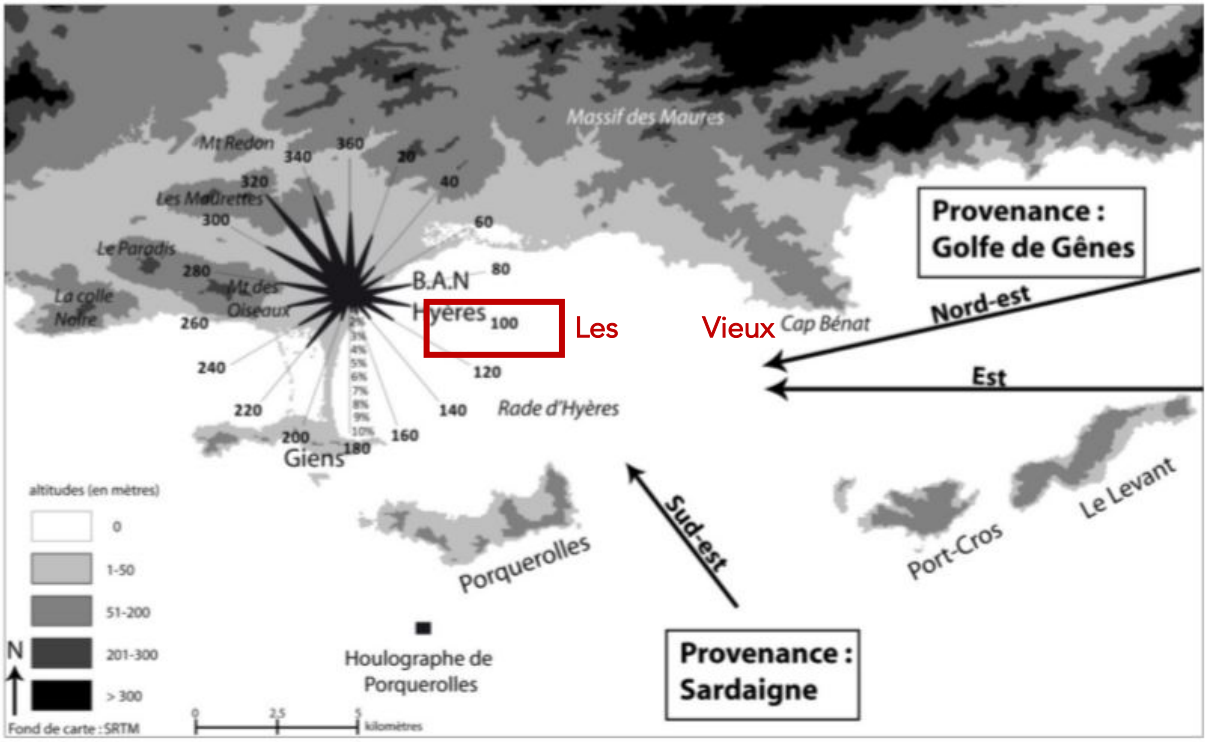


Figure 2 : Rose des vents trihoraires à Hyères B.A.N. pour la période 1966-2006 (sources : Capanni, 2011 à partir des données de Météo France) et direction des vents morphogènes

II.3.2) La houle

Dans la rade de Hyères, les houles formées par le Mistral, bien que fréquentes, n'ont que peu d'impact sur les dynamiques marines car elles sont bloquées respectivement par le tombolo de Giens à l'ouest et par l'île de Porquerolles au sud. Le fetch (plan d'eau soumis à l'action directe du vent) entre le tombolo et la cellule littorale des Vieux Salins est trop réduit pour que la houle se forme à nouveau dans la rade d'Hyères par les vents d'ouest et sud-ouest (Courtaud, 2000 ; Capanni, 2011) (figure 3 et 4). Au contraire, les houles de secteur Est

à Sud entrent directement dans le nord de la rade ce qui rend notre zone d'étude très sensible à ces évènements. Cependant, la réfraction est importante et les houles de hauteur significative (Hs) de 5m atteignent entre 1,5 et 2,0 m au déferlement (Le Roy et al., 2014).

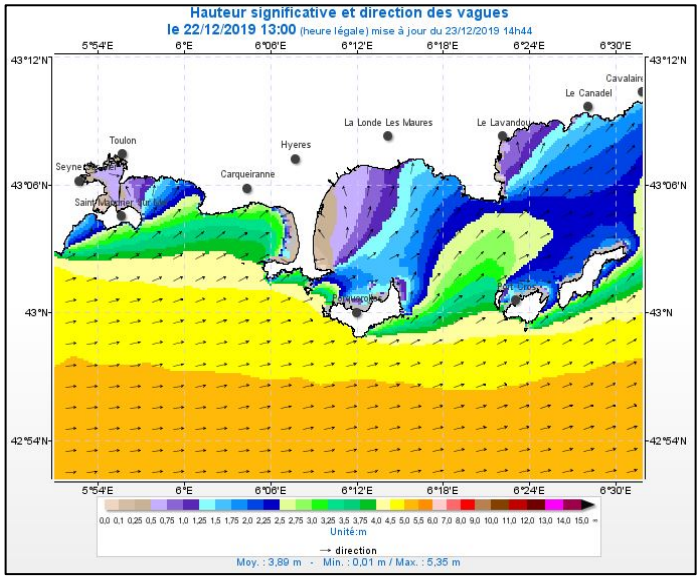


Figure 4 : Houle de secteur sud-ouest (21/12/2019)

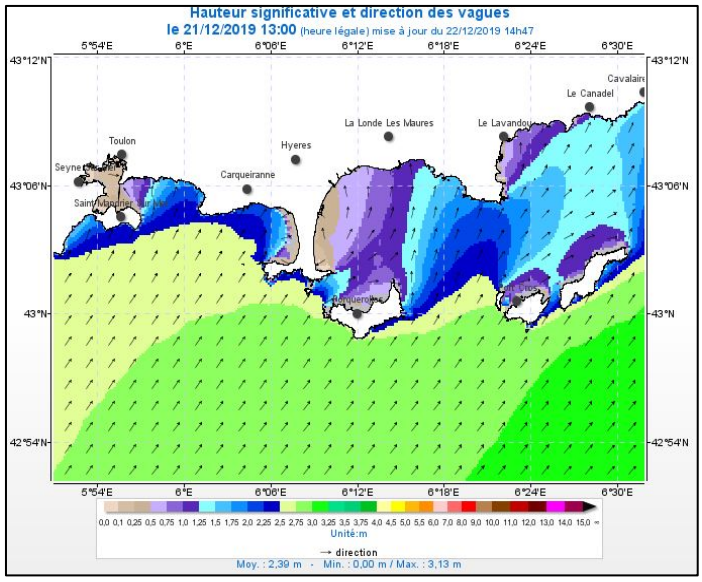


Figure 3 : Houle de secteur ouest (22/12/2019)

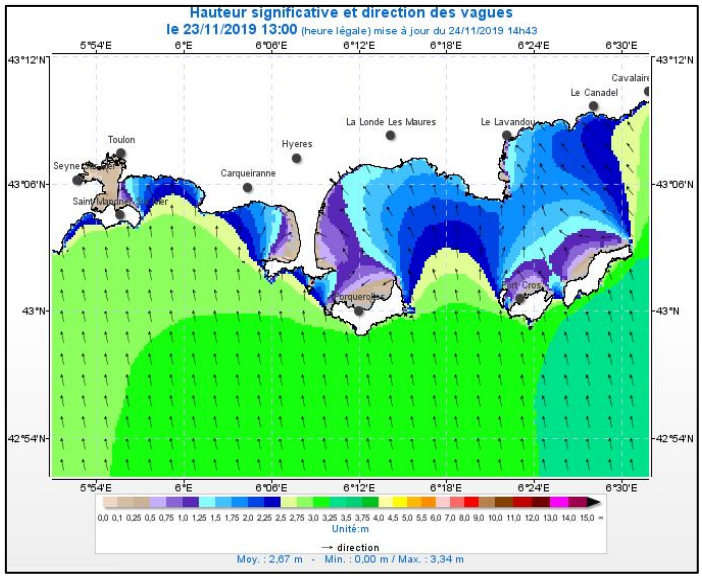


Figure 5 : Houle de secteur sud sud-est (23/11/2019)

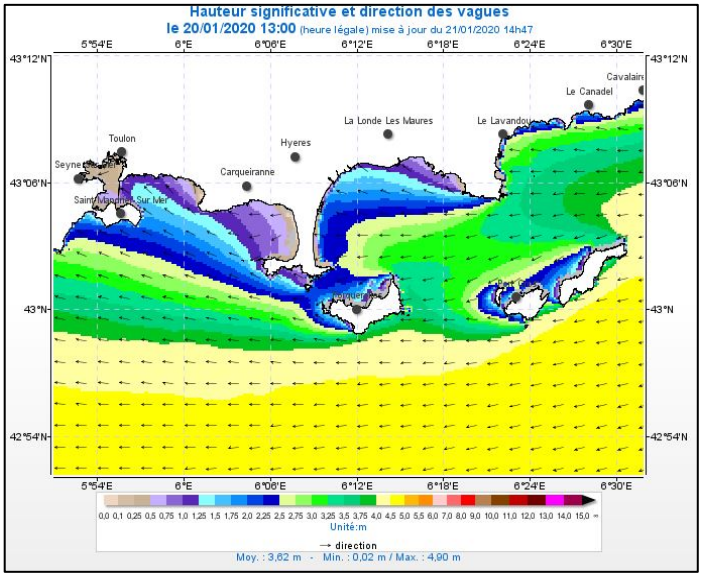


Figure 6 : Houle de secteur est (20/01/2020)

II.3.3) La marégraphie

La marée, proche de 0.3 m est négligeable dans la zone d'étude mais les niveaux d'eau atteints durant les tempêtes sont bien évidemment déterminants sur les submersions marines

et les dépôts d'overwash qu'elles induisent. Stepanian et al., (2017) ont déterminé le niveau marin lors de tempêtes pour l'ensemble du littoral PACA à partir de différentes composantes qui peuvent l'influencer comme le niveau de la marée, la surcote atmosphérique et la surcote liée aux vagues (set-up). Sur notre site d'étude, l'élévation du niveau de la mer pour une submersion marine centennale peut atteindre +1.18 m composé par +0.39 m lié à la marée, +0.64 m en relation avec la surcote atmosphérique centennale et +0.15 m lié au set-up (surélévation du niveau de la mer lié au déferlement des vagues sur le rivage). Ce calcul ne prend pas en compte l'effet du jet de rive qui dépend de la pente de la plage et de la force des vagues mais dont la valeur peut atteindre plusieurs décimètres (Stepanian et al., 2017).

II.4) Estimation du transit littoral et dynamiques sédimentaires

D'après les études d'ingénierie menées sur ce site (Artelia, 2018 ; Le Roy et al., 2014 ; TPM, 2011), la partie ouest de la cellule littorale des Vieux Salins connaît une accrétion, de la plage du Pentagone jusqu'à la médiane des bassins du sud, tandis que le reste de la zone depuis Quenet sud jusqu'au port Miramar, montre une érosion plus ou moins rapide selon les secteurs (figure 1) définissant une organisation en cellule de dérive littorale.

A notre connaissance il n'existe pas de véritable estimation des transits littoraux sur notre zone d'étude. Les études réalisées sur le site (Le Roy et al., 2014 ; Noel & Bauer, 2017 ; Artelia, 2018) estiment un transit littoral moyen net dirigé vers l'ouest, faible, en moyenne de l'ordre de 1100 m^3/an à 1200 m^3/an au niveau de la Plage du Pentagone.

II.5) Les apports sédimentaires fluviaux

Au cours du siècle dernier, la gestion de l'eau et des chenaux fluviaux, la construction de barrages, les changements d'occupation du sol et des pratiques agricoles, les extractions dans le lit mineur et plus récemment l'urbanisation ont provoqué d'importantes modifications du régime hydrologique et sédimentaire (Hooke, 2006 ; Ludwig et al., 2009). La cellule sédimentaire des Vieux Salins est principalement alimentée par le fleuve côtier du Pansard-Maravenne, dont les apports en sédiments restent faibles (Courtaud, 2000) mais qui se situe en amont de la dérive littorale dominante (est en ouest) (figure 1) du site d'étude ce qui permet une alimentation potentielle de la cellule littorale. Il est, avec le canal de la Gargatte, la seule source en sédiments vifs (non issus d'une érosion des plages en amont) qui alimentent potentiellement la frange littorale (tableau 1) (Artelia, 2018). L'évaluation de la charge totale du Pansard-Maravenne est très variable selon les auteurs : de 2500 m^3/an pour le L.C.H.F. (1983) et S.O.G.R.E.A.H. (1988) à 9000 m^3/an pour JEUDY" DE GRISSAC & TINE (1980). Le

bilan de la charge totale sur la période 1973-1998 prend en compte le taux minimum de 2500m³ /an sur une durée de 20 ans et le taux maximum inférieur à 12000 m³/an sur 2 ans (période succédant aux incendies de 1986 et 1991 en amont sur le bassin versant), diminuant à 50% puis à 25% (Courtaud, 2000). Le canal de la Gargatte, dont le rôle est de recueillir les eaux pluviales et marines afin de désengorger les salins (situés en dessous du niveau de la mer et donc vulnérables aux aléas de crues et de submersion marine), est également une source d'apport sédimentaire (Courtaud, 2000).

	Superficie du bassin versant (km²)	Débits solides (tonnes/an)
Pansard-Maravenne	80	2 000 à 9 000
Canal de la Gargatte	6	100 à 600

Tableau 1 : Estimation des débits solides des cours d'eau alimentant la cellule sédimentaire des Vieux Salins. Sources : Courtaud, 2000.

II.6) Synthèse des forçages naturels

Ainsi, l'évolution morphologique du cordon dunaire jusqu'à la plage d'avant côte des Vieux Salins est régie par un nombre important de forçages hydro sédimentaires. Les forçages les plus importants sur l'évolution du budget sédimentaire sont la houle et la dérive littorale qu'elle engendre, ou encore les variations des apports sédimentaires des cours d'eau contributaires. L'influence de ces forçages est également déterminée par la présence d'importantes zones d'herbiers de posidonie qui limitent les mouvements sédimentaires dans les fonds proches du rivage. Cependant, l'équilibre entre ces contraintes naturelles et l'évolution du littoral des Vieux Salins est déstabilisé par différentes interventions humaines, parfois lourdes, souhaitant « fixer » le trait de côte. L'impact de ces interventions sur l'équilibre sédimentaire et l'évolution des modes de gestion de la côte sont étudiés dans la partie suivante.

II.7) L'évolution des stratégies de lutte contre l'érosion du littoral

II.7.1) Evolution des plages autour des enrochements

Les infrastructures de protection du littoral sont des structures servant à prévenir le recul des côtes, la submersion des terres ainsi que la perte de terrain engendrée par la submersion ou l'action des vagues (Kraus et McDougal, 1996). Ces structures sont installées le long de côtes en érosion ou encore sujettes à la submersion, là où ces phénomènes naturels ne peuvent être tolérés (Leclerc, 2010). Or, les ouvrages de protection du littoral sont parfois

considérés comme un facteur aggravant l'équilibre des systèmes côtiers (Bernatchez et Dubois, 2004). Les impacts les plus largement reconnus sont la modification des conditions hydrodynamiques et du transport sédimentaire (Kraus, 1988 ; Carter, 1988). Les épis, qui ont pour objectif de ralentir le transit sédimentaire ou encore de capter les sédiments afin de rehausser le niveau des plages, font partie de ces ouvrages pouvant déséquilibrer les systèmes côtiers. En effet, les sédiments bloqués par l'épi représentent un volume qui ne peut plus atteindre l'autre côté de l'obstacle situé en aval dérive (littorale). Se met alors en place une encoche d'érosion qui traduit la pénurie sédimentaire du secteur et dont l'étendue est directement liée au volume de sédiments piégés en amont (Bruun, 1995). Des effets similaires peuvent aussi être constatés avec la présence d'ouvrages parallèles au rivage construits sur le trait de côte (digues et enrochements). Ces ouvrages augmentent la réflectivité de la plage et donc les courants de retour (Kraus, 1988), une partie des sédiments qui transitent par la dérive littorale peut alors être pris en charge par ces courants vers le large. Les digues et enrochements induisent aussi une morphologie similaire à celle observée aux alentours des épis transversaux avec une zone d'accrétion en amont de l'ouvrage par rapport à la dérive (Griggs et Tait, 1988) et une encoche en aval dont l'étendue dépend de la longueur de la digue (Mc Dougal et al. 1987).

II.7.2) Chronologie des interventions « lourdes » de protection du littoral

La construction du Port de Miramar en 1951 a eu un impact sur la distribution des apports sédimentaires du Pansard Maravenne vers l'Ouest, les sédiments étant bloqués par les digues portuaires. L'ensablement répété de l'embouchure du cours d'eau a conduit la municipalité de La-Londe-Les-Maures à réaliser un épi (longueur de 140 m) dans le prolongement de la rive gauche, afin de canaliser les apports au-delà de l'avancée portuaire (milieu des années soixante-dix). L'agrandissement du port à la fin des années quatre-vingt a de nouveau modifié la physionomie de l'entrée du port et des bassins. La municipalité a donc décidé de greffer un nouvel épi et un nouveau musoir au musoir précédent, augmentant l'avancée en mer de +80 m (Courtaud, 2000). Malgré la création de digues pour canaliser les apports sédimentaires, l'extension du Port de Miramar a tout de même modifié les paramètres hydrodynamiques en déviant le courant de dérive, et par là même a modifié la charge sédimentaire (Courtaud, 2000). En aval dérive, c'est à dire sur le site d'étude, on assite à la mise en place de plusieurs enrochements selon l'effet dominos. Par exemple, la réalisation de 4 épis au niveau du camping Pansard en 1978, qui n'a fait l'objet d'aucune étude d'impact, a été un facteur d'accélération du recul du trait de côte en aval des ouvrages (Courtaud, 2000). Dans la continuité, en aval des épis, un enrochement d'environ 1 km de long a été

implanté progressivement et par à-coups par la compagnie des Salins du Midi entre 1985 et 1998 afin de protéger les marais salants d'une intrusion marine (MEEDM, 2010). Malheureusement l'enrochement, en plus de provoquer la disparition progressive de la plage devant l'ouvrage, a déstabilisé une fois de plus les échanges sédimentaires et a fragilisé d'avantage la plage située immédiatement à l'ouest de celui-ci (Artelia, 2018), dans le secteur de l'Anglais. La vitesse de recul dans la lentille d'érosion ainsi crée avoisine les 1 à 2 mètres par an (MEEDM, 2010 ; Artelia, 2018).

Années	Interventions humaines
1920	Construction de la digue principale de Port-Pothuau
1950	Début de la construction du port Miramar, 135m linéaire de digues
1960	Construction de deux épis sur la plage Miramar (60 et 80m)
1978	Construction de quatre épis au niveau du camping Pansard (entre 20 et 40m)
1984	Transformation des deux épis de la plage Miramar en L (coude long de 40m)
1987	Extension de port Miramar jusqu'au premier épi de la plage + 320m de linéaire de digues, extension en mer avec rallongement de la jetée
1984 – 1998	Mise en place d'environ 1 km d'enrochements du camping Pansard à l'ouest de l'étang de l'anglais
2011-2019	Suppression de 500 m d'enrochements au droit de l'étang de l'anglais

Tableau 2 : Chronologie des aménagements, d'après COURTAUD modifié, 2000

II.7.3) De nouveaux usages et de nouveaux modes de gestion sur le site des Vieux Salins

L'activité salinière ayant aujourd'hui cessé, les enjeux économiques qui justifiaient cette lourde protection ont disparu. Conformément aux principes du Conservatoire du littoral et aux aspirations de la Communauté d'Agglomération Toulon Provence Méditerranée, actuels gestionnaires du site, les usages contemporains des Vieux Salins sont désormais principalement liés aux loisirs balnéaires et à la naturalité du site (Artelia, 2018). En effet, les anciens salins abritent des milieux naturels diversifiés (étangs, sansouïres, pinèdes etc.) avec plus de 300 espèces de plantes inventoriées dont l'Ail petit Moly, le Lys des sables ou encore le Panicaut maritime. Le site est également caractérisé par un patrimoine ornithologique exceptionnel abritant plus de 70 espèces dont sept représentent un enjeu majeur de préservation (Echasse blanche, Mouette rieuse, Avocette élégante etc.) (Conservatoire du littoral, http://www.conservatoire-du-littoral.fr/siteLittoral/417/28-les-vieux-salins-83_var.htm)

Le patrimoine écologique et culturel des Vieux Salins en fait un site remarquable protégé par de nombreuses règlementations et cadres institutionnels. Le site est géré par la Communauté d'Agglomération Toulon Provence Méditerranée qui est épaulée depuis 2004 par le Parc National de Port Cros et la ville d'Hyères (Conservatoire du littoral). Les Vieux Salins sont inclus dans les sites Natura 2000 de la rade d'Hyères, des Iles d'Hyères et les Salins d'Hyères et des Pesquiers (annexe A) (DOCOB, 2008). La valeur écosystémique du site est mise en lumière par différents inventaires ZNIEFF terrestres et marins de type I et II identifiant des espèces remarquables ou protégées par la loi (annexe A). Enfin, l'aire d'étude est incluse dans le périmètre du site classé « La presqu'ile de Giens, l'étang et les salins des Pesquiers » depuis 2005 (Artelia, 2018). L'ensemble de ces mesures ont pour objectif de concilier les usages et le développement socio-économique du site tout en préservant ses différentes richesses fauniques et floristiques.

Le changement des propriétaires fonciers de la zone des Salins au Conservatoire en 2001 se traduit donc par une modification des enjeux socioéconomiques et environnementaux et des pratiques de gestion dans un contexte national de gestion plus naturelle du rivage (CEREMA, 2019). En effet, la tendance depuis les années 2000 est à la renaturation du littoral à travers la mise en œuvre d'actions de gestion adaptative du trait de côte et des espaces naturels. Le site fait partie des dix sites pilotes du projet Adapto, un projet initié par le Conservatoire du littoral et financé (en partie) par l'Union Européenne, qui explore des solutions face aux effets du changement climatique sur le littoral en préconisant une gestion souple du trait de côte (Adapto, 2019). Dans ce contexte, en 2011, 160 mètres d'enrochements ont été supprimés au droit de la partie ouest de l'étang de l'anglais. Le désenrochement a été accompagné d'un recul rapide du trait de côte, dans les mois qui ont suivi, un transfert latéral des sédiments a été observé ce qui a permis d'inverser la tendance érosive du rivage (Crézé, 2012). Cependant, la durée d'observation réduite de ce processus était trop courte pour établir ou pas, les effets latéraux du désenrochement à stabiliser le rivage. Ces premiers résultats encourageants ont poussé les gestionnaires à enlever 340 mètres d'enrochements supplémentaires le long de l'étang de l'anglais en octobre 2019 en couplant cette renaturation avec l'édification d'une dune artificielle a quelques mètres du rivage. Depuis cette date et avec cette structure, la plage devant l'étang de l'Anglais évolue dans un contexte morpho sédimentaire différent. Ainsi, les gestionnaires ont supprimé au total 500 mètres d'enrochements le long du linéaire côtier afin de rétablir un processus hydro-sédimentaire naturel. L'ensemble des aménagements hydrauliques ainsi que l'accueil du public seront réajustés au fur et à mesure en fonction de l'évolution du milieu (Conservatoire du littoral, http://www.conservatoire-du-littoral.fr/siteLittoral/417/28-les-vieux-salins-83_var.htm).

III- Positionnement du problème et objectifs

Depuis au moins la fin du XIXème siècle, l'équilibre naturel du littoral des Vieux Salins a été perturbé par de nombreuses interventions humaines qui ont, par la modification des apports sédimentaires des fleuves en amont et la création d'ouvrages le long de la côte, modifié les flux sédimentaires sur l'ensemble de la cellule littorale. Sur une zone réduite, devant l'étang de l'Anglais, une politique courageuse et quasi inédite de désenrochement a été entreprise en 2011 par le Conservatoire du Littoral. Avant d'établir l'impact et l'efficacité du désenrochement, le contexte général à large échelle du rivage selon le concept des cellules de dérive littorale sera établi, notamment grâce à l'évaluation inédite des budgets sédimentaires entre 1896 et 2017.

IV- Données et méthodes

IV.1) Données

IV.1.1) Données topos bathymétriques à l'échelle de la cellule littorale

Les levés traités (entre +3 et -10 mètres) couvrent le littoral des Vieux Salins, du Port Pothuau (commune de Hyères), au port Miramar (commune de La Londe-les-Maures) (figure 7).

Les levés les plus anciens datent de 1896 et ne concernent que les fonds bathymétriques entre 0 et -10m de profondeur. Les données sont extraites à partir de minutes de bathymétrie, des données brutes permettant de représenter la morphologie des fonds marins (Aernouts & Hequette, 2004). Les minutes proviennent des fonds cartographiques du Service Hydrographique et Océanographique de la Marine (SHOM) et les mesures ont été effectuées à la cordelette plombée, depuis des embarcations propulsées à la rame par mer d'huile et/ou belle, dont la position est mesurée par le suivi de théodolites (Brunel, 2010). La profondeur de chaque point de sonde a été évaluée par un lissage de plusieurs points de mesures successifs, de manière à annuler l'erreur liée à la houle. Les hydrographes du SHOM admettent une erreur d'une amplitude de 0,60 m avec cette technique pour les profondeurs les plus importantes, mais la détermination de cette erreur demeure complexe et il reste finalement une part d'imprécision.

Des relevés lidar ont été réalisés par le SHOM et téléchargés à partir du site web https://data.shom.fr/donnees. Pour couvrir la zone d'étude, 3 campagnes réalisés en 2007 ; 2010 et 2012 sont fusionnées car un relevé unique n'existe pas sur l'ensemble de notre zone. Pour simplifier la lecture nous nommerons cette campagne « 2010 ». Les levés ont été réalisés à partir des technologies de laser aéroporté du LiDAR avec les capteurs Shoals 3000 et Lads

MK III pour la partie sous-marine et les capteurs ALTM31000AE, Hawekeye IIb et RIEGLVQ-820G sur la partie terrestre. Les données ont été collectées entre le 30 septembre et le 2 octobre 2007 au droit de la plage du Pentagone, entre le 5 et le 7 octobre 2010 sur la majeure partie du site puis entre le 3 et le 25 mai 2012 sur le secteur est du site (figure 7). Selon les spécifications techniques du SHOM, la précision des levés à 95% est de l'ordre de 0.20 à 0.50m en planimétrie et de 0.15 à 0.20m en altimétrie sur les parties terrestres, et de 2.80 m en planimétrie et 0.50 m en altimétrie pour les les parties sous-marines après transformation dans le système altimétrique de Nivellement Général de la France (NGF) (Pauthonnier & Lamarre, 2015).

Enfin, des levés de 2017 ont été réalisés par le bureau d'étude Semantic TS sous le financement Toulon Provence Métropole (TPM) qui les met gracieusement à disposition pour ce mémoire. Les levés terrestres s'étendent jusqu'à l'arrière-dune et ont été réalisées à partir d'un DGPS-RTK Leica 1200 couplé à une base DGPS-GPS fixe de référence installée à terre (Noel & Bauer, 2017). Concernant la partie sous-marine, le levé s'étend de 0 à -10 m de profondeur et a été réalisé à partir d'un petit navire océanographique équipé de sondeurs mono et multifaisceaux de mesure des fonds. Une centrale d'attitude de haute précision, un D-GPS RTK centimétrique et un bathycélérimètre étaient également embarqués afin de supprimer les erreurs liées à la houle, à l'action de la marée ou encore au tangage du navire (Noel & Bauer, 2017). Les points de mesures topographiques et bathymétriques ont été collectés sous forme de transects avec un espacement de 20 à 70 cm le long des transects et de 20 à 30 m environ entre chaque transect. La société SEMANTIC indique avoir enregistrée des marges d'erreur altimétriques de 5 cm lors de la collecte des données topographiques et 10 cm pour les données bathymétriques.

La couverture spatiale ainsi que la densité des points de mesure sont variables d'une campagne à l'autre (figure 7). Ainsi, les levés bathymétriques de 1896 comprennent 1.893 points de sondes qui couvrent une superficie de 3.7 km², ce qui représente un point de mesure tous les 195 mètres en moyenne le long des radiales de navigation. La plus petite couverture spatiale étudiée correspond à la campagne de 2010 avec une superficie d'environ 1.7 km² et 984.519 points de sondes, soit près de 5 points par mètre en moyenne (figure 7). Enfin, la couverture bathymétrique de 2017 comprend 345.887 points de sondes pour une superficie de 3 km², soit un point de sonde tous les mètres en moyenne (figure 7). Il existe donc une disparité importante entre les données, notamment par rapport à la densité des points de mesure qu'il faudra prendre en compte lors de la réalisation des Modèles Numériques de Terrain (MNT) et des comparaisons bathymétriques.

L'ensemble des informations concernant le propriétaire, le type de données, les marges d'erreur liées à la collecte/ construction des MNT etc, sont présentées dans le tableau 5 en annexe B.

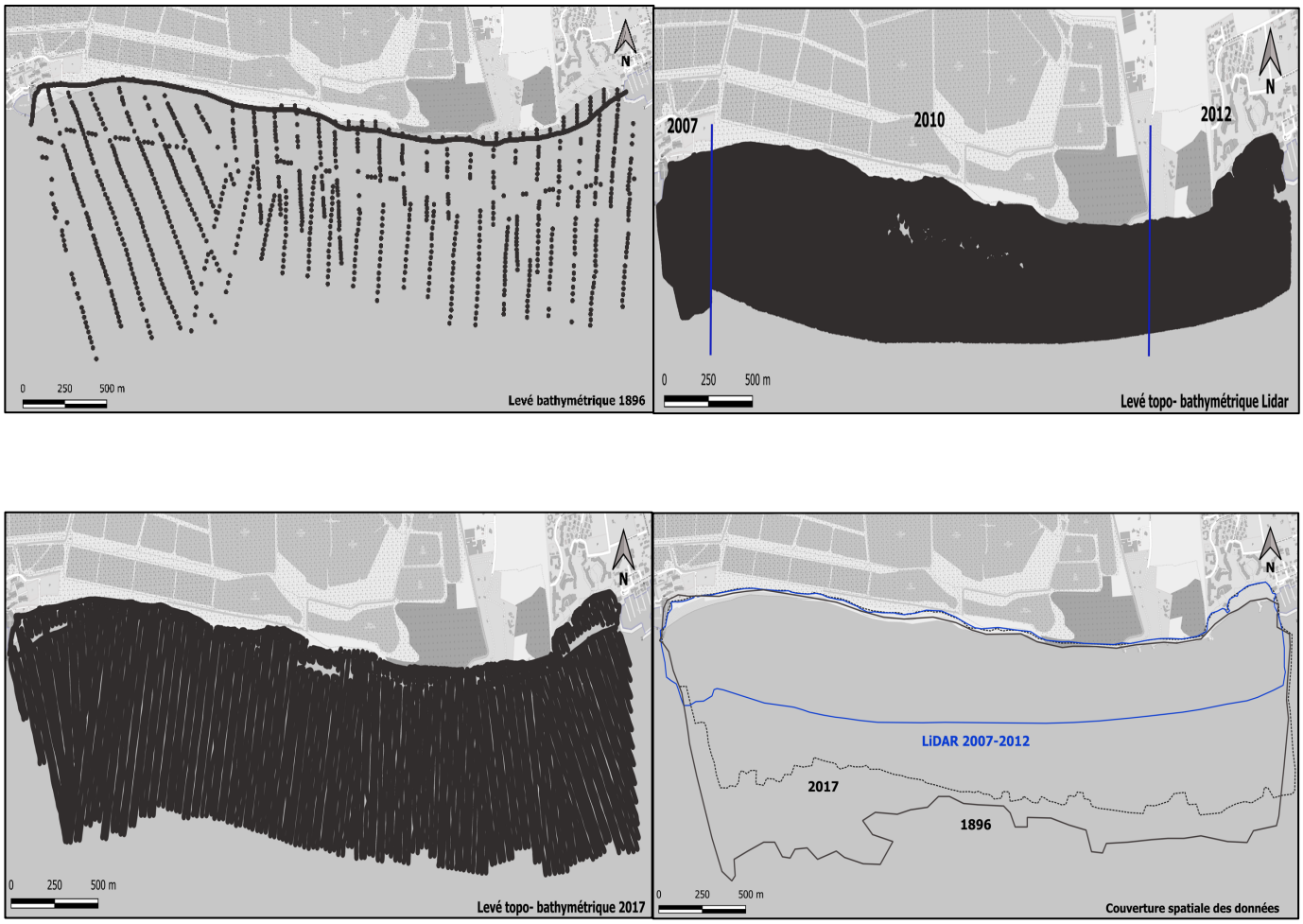


Figure 7 : Présentation des levés bathymétriques sur l'ensemble du secteur

IV.1.3) Données topographiques du littoral devant l'étang de l'Anglais

Dans le but de caractériser les impacts morphologiques à moyen terme (pluri-annuel) du désenrochement dans le secteur de l'étang de l'Anglais, 4 MNT topographiques réalisés entre octobre 2010 et septembre 2017 sont utilisés (figure 8). La zone s'étend sur 430 m de longueur et comprend aujourd'hui deux parties que nous nommerons « désenrochée » (165m) et « naturelle » (265m) correspondant à l'encoche d'érosion située en aval dérive de la digue. Les relevés s'étendent de -0.75 m environ à 1.5 m environ, ce qui correspond à la zone du jet de rive, la berme et la plage. Autrement dit, seule la topographie est mesurée.

Les relevés de mars 2012 et septembre 2015 sont collectés à partir d'un DGPS (TRIMBLE R8) utilisé en mode cinématique (RTK). Les marges d'erreur des mesures sont de

l'ordre de 5cm. Les points sont intégrés dans le système altimétrique NGF et les données utilisées pour la construction des MNT. La répartition spatiale des points n'est pas identique car entre deux tempêtes, les zones qui n'ont pas évoluées ne sont pas systématiquement relevées et sur le terrain, les points de mesures concernent les ruptures de pentes topographiques afin de rendre compte, à travers des MNT, de la morphologie du terrain.

A ce jeu de données, nous avons ajouté les données Lidar de 2010 et celles de 2017 collectées par Semantic. Les données de 2010 constituent une base pour connaître l'état du site avant le désenrochement

L'ensemble des informations concernant le propriétaire, le type de données, les marges d'erreur liées à la collecte/ construction des MNT etc, sont présentées dans le tableau 6 en annexe C.

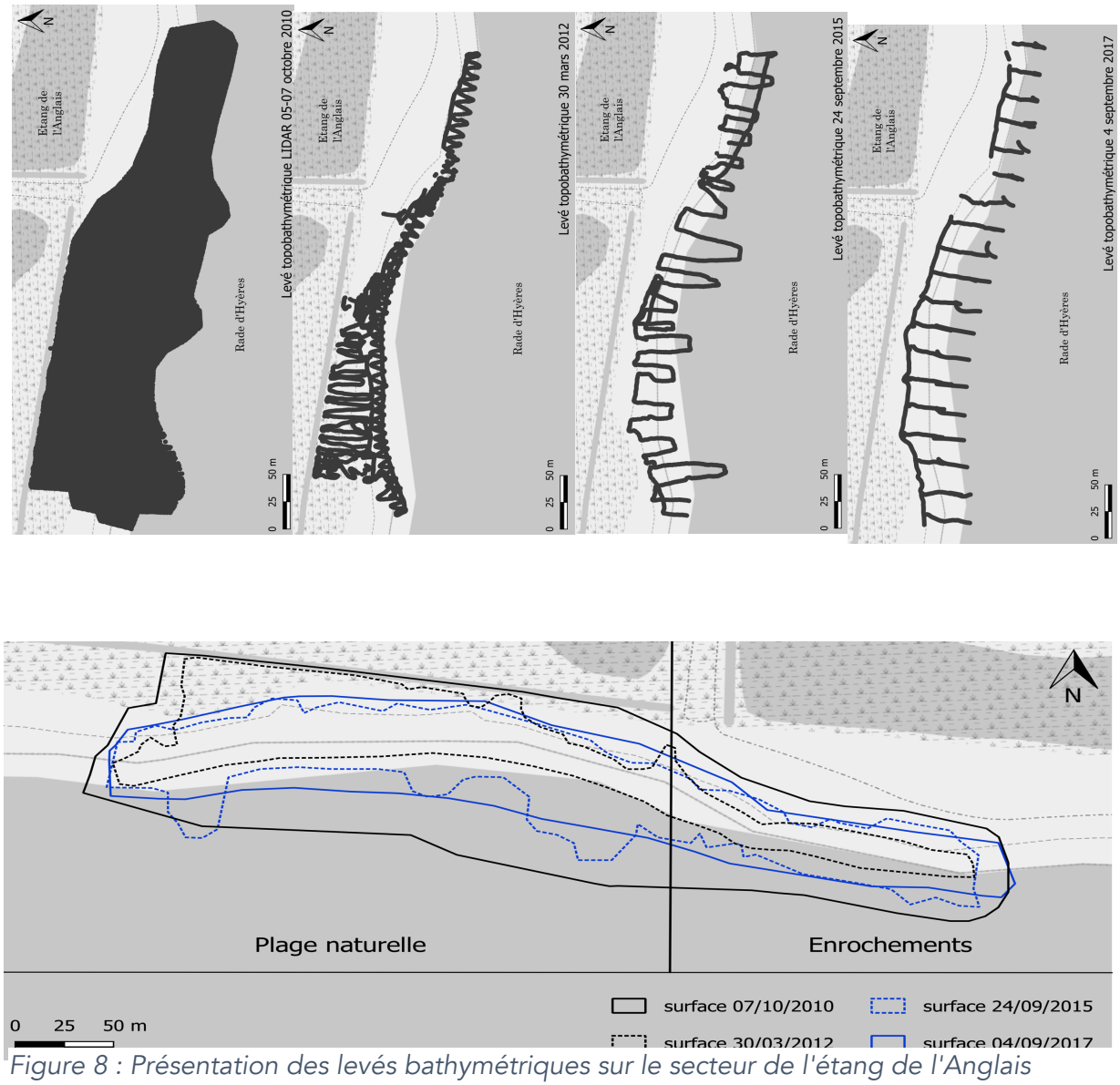


Figure 8 : Présentation des levés bathymétriques sur le secteur de l'étang de l'Anglais

IV.1.2) Données sur la position du Trait de Côte (TdC)

L'étude des variations historiques du rivage le long du littoral des Vieux Salins entre 1896 et 2017 s'appuie sur la numérisation et le géoréférencement de données cartographiques et de photographies aériennes. La méthodologie s'inspire des nombreux travaux existant en matière d'analyse diachronique de l'évolution des littoraux, (Grenier & Dubois, 1990 ; Paskoff, 1993 ; Aernouts & Héquette, 2006) notamment méditerranéens (Sabatier & Suanez, 2003 ; Brunel, 2010 ; Capanni, 2011). L'ensemble des documents utilisés sont présentés dans le tableau 3.

Plusieurs documents ont permis de définir la position du trait de côte. Nous avons principalement utilisé des photographies aériennes verticales de l'IGN (1924 ; 1947 ; 1960 ; 1971 ; 1989 ; 1998), des minutes bathymétriques de 1896 où la position du rivage est indiquée et une image satellite de 2017. L'ensemble de ces données était déjà analysé par plusieurs stagiaires et/ou contractuel du CEREGE (Olivier Crézé, Morgane Jolivet sous la direction de François Sabatier), à l'exception (d'une partie) de 1947 et de 2017 acquise spécifiquement pour ce mémoire.

Le trait de côte de 1947 qui s'arrêtait à la limite Ouest de la plage Miramar a été prolongé jusqu'au port Miramar à partir d'une image aérienne téléchargée sur le site Géoportail. La ligne de rivage de 2017 a été numérisée dans le cadre de ce travail à partir d'une image Pléiade de haute résolution (environ 50 cm) collectées sur le site d'Airbus Defence and Space qui distribue des produits et services issus d'images satellites, majoritairement issus des satellites SPOT.Le géoréférencement de l'image n'est pas nécessaire dans la mesure où l'image satellite a été préalablement ortho rectifiée dans la projection zone 3 du Lambert 93. Cette projection est choisie afin de réduire au maximum l'altération induite par l'importante étendue spatiale du système de projection Lambert 93 appliqué en France métropolitaine (IGN).

Sur le secteur de l'étang de l'Anglais, l'étude de l'évolution historique du trait de côte se base sur les mêmes traits de côte auxquels nous avons ajouté des données supplémentaires en 2003, 2006, 2009, 2011 et 2014 (cf tableau 3) pour permettre une analyse plus fine des variations du rivage dans ce secteur. A ces données pluri annuelles, nous proposons une analyse saisonnière sur la base de 4 traits de côte datant du 14/09/2011, 14/12/2011, 24/01/2012 et 30/03/2012 issus de MNT relevés sur le terrain par O. Crézé (2012).

Date	Nature	Echelle	Fournisseur
1896	Minutes topographiques	1/14 000	SHOM
1924	Photographies aériennes	1/50 000	Crige
1947	Photographies aériennes	1/50 000	IGN
1960	Photographies aériennes	1/50 000	IGN
1971	Photographies aériennes	1/50 000	IGN
1989	Photographies aériennes	1/20 000	IGN
1998	Ortho photographie	50 cm	IGN
2003	Ortho photographie	50 cm	IGN
2006	Photographies aériennes	1/20 000	IGN
2009	Photographies aériennes	1/20 000	IGN
2011	Ortho photographie	50 cm	IGN
2014	Photographies aériennes	1/10 000	IGN
2017	Images satellites Pléiades à haute résolution	50 cm	Airbus Defence and Space

Tableau 3 : Synthèse et précision des données utilisées pour l'analyse du trait de côte

IV.2) Traitement des données de bathymétrie et topographiques

IV.2.1) Correction des profondeurs

Tout d'abord, les références altimétriques des levés de 2010 et 2017 ont été intégrées dans le système NGF-IGN69 dont l'altitude 0 est établie à partir des observations marégraphiques réalisées au marégraphe de Marseille entre le 1er février 1885 et le 1er janvier 1897 (IGN). Les points de mesure de 1896 ont, quant à eux, été numérisés à partir du zéro hydrographique qui est le niveau de référence commun aux cartes marines et aux annuaires de marée (REFMAR). Ce niveau est défini en fonction de critères marégraphiques visant la meilleure sécurité possible pour la navigation en estimant le niveau des plus basses mers astronomiques possible (REFMAR). Ainsi, selon les résultats du SHOM, le 0 de référence du zéro hydrographique est situé à -0.306 m en dessous du 0 de référence NGF au niveau de la station marine de Hyères. Par conséquent nous avons rajouté cette valeur à celles des sondes afin d'homogénéiser le référentiel vertical et utiliser le système NGF IGN-69.

Ensuite, la variation du niveau de la mer est également à prendre en compte avant de comparer les données de 1896 avec les données plus récentes. En effet, les observations marégraphiques menées à Marseille ont permis de constater une élévation du niveau marin

local d'environ 0.16 m depuis la fin du 19ème siècle. Les données de 1896 ont donc été harmonisées en rajoutant l'effet de la hausse du niveau moyen de la mer selon les mesures du marégraphe de Marseille, soit 0.16 m. Bien que la hausse du niveau de la mer tende à s'accentuer ces dernières années (1.7 mm/an entre 1901 et 2011 contre 3.2 mm/an entre 1993 et 2014) (GIEC, 2013), son impact reste négligeable concernant la comparaison des données entre 2010 et 2017 (environ 2 cm tandis que les marges d'erreurs liées à la collecte des données oscillent entre 10 et 60 cm). Ainsi l'effet de la hausse du niveau moyen de la mer n'a pas été retenu pour la comparaison des mesures entre 2010 et 2017.

IV.2.2) Construction des modèles numériques de terrain (MNT)

En plus des incertitudes liées au relevés de terrain, la construction d'un MNT revêt une part d'extrapolation qui induit des biais par rapport aux mesures. En effet, chaque point de mesure est constitué de trois informations lui attribuant sa position planaire (x et y) et verticale (z) qui permettent de reconstituer, de manière simplifiée et interpolée dans les zones dépourvues de mesures, la morphologie de la zone étudiée en réalisant un Modèle Numérique de Terrain (MNT) (Siljeg et al., 2015). Cette étape d'interpolation se base sur le principe d'autocorrélation ou de dépendance spatiale, qui mesure les degrés de dépendance/relation entre des objets spatialement plus ou moins proches (ESRI). Il existe de nombreuses méthodes pour construire des MNT et dans un souci de précision, nous avons testé les deux méthodes les plus utilisées pour les comparaisons bathymétriques : la Triangulation Irregular Network (TIN) et le Krigeage.

IV.2.2.1) Construction de MNT par TIN

Cette méthode, largement utilisée dans les environnements littoraux (Aernouts & Héquette, 2006 ; Louati & Zargouni, 2009 ; Brunel, 2010 ; Capanni, 2011 ; Brasington et al., 2012) s'appuie sur la construction d'un réseau triangulaire basé sur la position spatiale des échantillons disponibles, les triangles permettent de relier chaque point avec ses voisins les plus proches (Aspexit). Une fois le réseau triangulaire créé et les points de mesure reliés entre eux, chaque point de grille, pour lequel une nouvelle valeur attributaire doit être prédite, est associé à un triangle Δ dans lequel cette observation se trouve. Cette valeur est calculée en pondérant les valeurs attributaires des sommets du triangle Δ (Aspexit).

IV.2.2.2) Construction de MNT par Krigeage

Dans le cas de données inégalement réparties, notamment entre les radiales de navigation lorsqu'elles sont collectées par bateau (dans notre cas les données de 1896, 2017

et l'ensemble des données collectées sur le secteur de l'Anglais) différentes études de comparaison des méthodes d'interpolation démontrent l'efficacité du krigeage (Šiljeg et al., 2015 ; Childs 2004, Brasington et al., 2012). Cette méthode a l'avantage de prendre en compte les distances entre les données, et la cible (le point pour lequel la mesure est estimée) et la structure spatiale grâce à l'analyse variographique (Brasington et al., 2012). Le Krigeage se base sur le principe de l'autocorrélation spatiale des données issue de la première loi de géographie de Waldo Tobler (1970) qui énonce que « tout interagit avec tout, mais deux objets proches ont plus de chances de le faire que deux objets éloignés ». Ainsi, plus les points de mesure sont spatialement proches, plus ils tendent à posséder des caractéristiques similaires.

IV.2.2.3) Résolution des MNT (par TIN et par Krigeage)

La capacité des MNT à reproduire une morphologie réelle dépend également de sa résolution (Childs, 2004 ; Hengl, 2006), elle-même contrôlée par la répartition spatiale des points de mesure (Hengl, 2006).

Après plusieurs tests et pour optimiser la résolution des MNT tout en respectant la fréquence de collecte des points de mesures, nous avons choisi d'établir des MNT selon une grille aux carrées de 20 et 5 m de côté respectivement pour les données bathymétriques de 1896 et celles du 21ème siècle (2010 et 2017). Au droit de l'étang de l'Anglais, les MNT topo ont une résolution de 2 m² (1 x 1 m) à l'exception du MNT du 4 septembre 2017 qui, du fait d'une densité de points de mesures plus lâche, nous a contraint à utiliser une résolution de 25 m² (5 x 5 m). Lorsque nous comparons des MNT pour distinguer des zones de dépots/érosion et pour calculer des cubatures, la résolution des MNT doit être identique. Par conséquent, lorsque deux MNT n'ont pas la même résolution, il a fallu reconstruire le MNT à la résolution la plus fine pour l'adapter au maillage du MNT à la résolution plus grossière. Une fois la résolution des MNT choisie, les deux méthodes d'interpolation retenues peuvent être comparées.

IV.2.2.4) Comparaison des constructions des MNT par TIN et par Krigeage

Pour comparer les méthodes d'extrapolation TIN et Krigeage, les erreurs d'interpolations ($Err_{INTERPO}$) sont estimées par l'erreur moyenne quadratique des résidus ou RMSE (Root Mean Square Error). Il s'agit d'estimer la différence entre les données mesurées sur le terrain et celles calculées lors de la construction du MNT (Louati & Zargouni, 2009). Les levés bathymétriques de 1896 et de 2017 et le levé topographique du 30 mars 2012 (secteur de l'Anglais) ont servi de test afin d'évaluer la précision des méthodes TIN et Krigeage sur

des données aux répartitions spatiales disparates. Pour cela, un échantillon aléatoire de 20% des points de levés sont extraits pour calculer le RMS, les autres points ont servi à la création des MNT. L'outil Point Sampling Tool de QGIS permet de créer un fichier comparant les points de tests par rapport aux résultats issus de l'interpolation. Le calcul du RMS se base sur :

$$(Er_{INTERPO})\ RMS = \sqrt{\sum \frac{(mesures - interpolation)^2}{nombre\ d'observations}}$$

Pour le MNT de 1896, dont la grille présente une résolution de 20 x 20m, la méthode TIN connait un RMS de 0.39m, contre 0.62m pour la méthode par Krigeage. Concernant le MNT de 2017, avec une résolution de 5 x 5m, la méthode TIN enregistre un RMS de 0.15m contre 0.23m pour la méthode par Krigeage. Enfin, la différence entre la méthode TIN et la méthode par krigeage est infime sur le MNT de mars 2012, avec une marge d'incertitude de 0.08m par TIN contre 0.09m par Krigeage. Ainsi, la comparaison de ces deux méthodes d'interpolation des relevés de sondes démontre que la méthode TIN est plus performante que la méthode par Krigeage, quel que soit la densité des points de mesure à interpoler. Cette méthode est donc retenue pour la construction des MNT multi-temporels relatifs aux sites d'études.

IV.2.2.4) Incertitudes des MNT

Les incertitudes des MNT (Err_{MNT}) dépendent des erreurs de mesures insitu (Er_{SONDES}) et de celles liées à la construction des MNT $Er_{INTERPO}$. Si ces dernières erreurs sont quantifiées (cf supra), celles liées au sondage des points dépendants du système de mesure (cordelette plombée, écho sondeur, DGPS) et des conditions météo-marines (niveau d'eau, agitation du plan d'eau, température, différences de densité de la colonne d'eau, turbidité…) restent difficiles à estimer et nous avons utilisé les valeurs proposées par les producteurs de données synthétisé en annexes B et C. Finalement, l'erreur des MNT est estimé par :

$$RMS\text{-}Err_{MNT} = \sqrt{{Er_{SONDES}}^2 + {Er_{INTERPO}}^2}$$

IV.2.3) Comparaison des bathymétries

IV.2.3.1) Délimitation de l'emprise des comparaisons

La morphologie de la plage d'avant côte des Vieux Salins est en partie constituée d'herbiers de posidonie, jusqu'à 12 m de profondeur. Cette végétation sous-marine a un rôle de réduction des forçages hydrodynamiques et facilite le stockage des sédiments (Paquier & Meulé, 2010). Les mouvements sédimentaires dans les herbiers sont faibles et ne sont donc pas retenus lors de la réalisation des volumes sédimentaires, d'autant que la précision des

relevés bathymétriques dans cet environnement reste incertaine en rapport aux zones sableuses. Sur la base de photographies aériennes de 2011 et en s'inspirant de Brunel (2010) et Capanni (2011), nous avons donc délimité la limite supérieure des herbiers de posidonie comme frontière vers le large pour nos calculs de cubatures (tableau 4 ; figure 9).

Tableau 4 : Marges d'erreur liées au géoréférencement des images aériennes

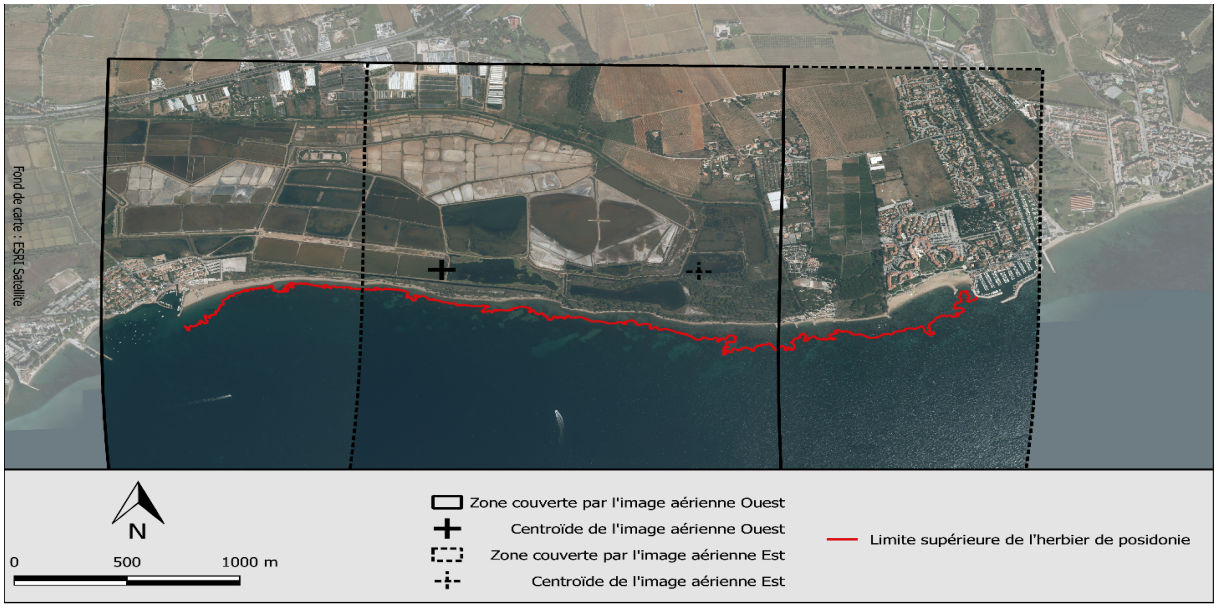


Figure 9 : Digitalisation de la limite supérieure des herbiers de posidonie : Source des images aériennes ; IGN

Concernant l'étude des données topo devant de l'étang de l'Anglais, les calculs de volumes concernent la plus petite zone commune pour l'ensemble des MNT car les données ne s'étendent pas sur les mêmes surfaces mais les cartographies des topographies et des zones de dépôt/érosion sont étendues au maximum.

IV.2.3.2) Calcul des volumes sédimentaires à l'échelle de la cellule littorale

A l'échelle de la cellule sédimentaire, les comparaisons concernent 2017-1896 et 2017-2010 car nous cherchons à décrire et comparer le comportement de la plage et de son avant-côte à long et à moyen terme. Afin d'optimiser la précision des comparaisons des MNT, le maillage de ceux-ci varie de 20x20m (comparaison long terme) à 5x5m (comparaison moyen terme). Afin de comparer les rythmes d'évolution des fonds marins entre la période à long terme et la période à moyen terme, les volumes globaux de sédiments sont pondérés par le nombre

d'années de chaque période (respectivement 121 ans et 10/7 ou 5 ans selon les données Lidar). Le calcul des volumes sédimentaires concerne sur la zone située entre l'arrière-dune (ou la berme selon les endroits) et les herbiers de posidonie afin de supprimer l'influence de la matte de posidonie sur les forçages hydrodynamiques des fonds (figure 10). Les différentiels de cubatures sont ensuite découpés en trois secteurs : ouest, central et est qui correspondent aux zones en accrétion, faiblement érosive et en érosion élevée (figure 10). Sur la partie centrale, l'embouchure du canal de la Gargatte est délimitée afin d'évaluer les apports du canal sur les bilans sédimentaires. Enfin, la partie située au large de la limite supérieure des herbiers est également quantifiée à titre indicatif et correspond à l'emprise spatiale maximale des données Lidar (figure 10) mais elle n'est pas incluse dans l'estimation des bilans sédimentaires.

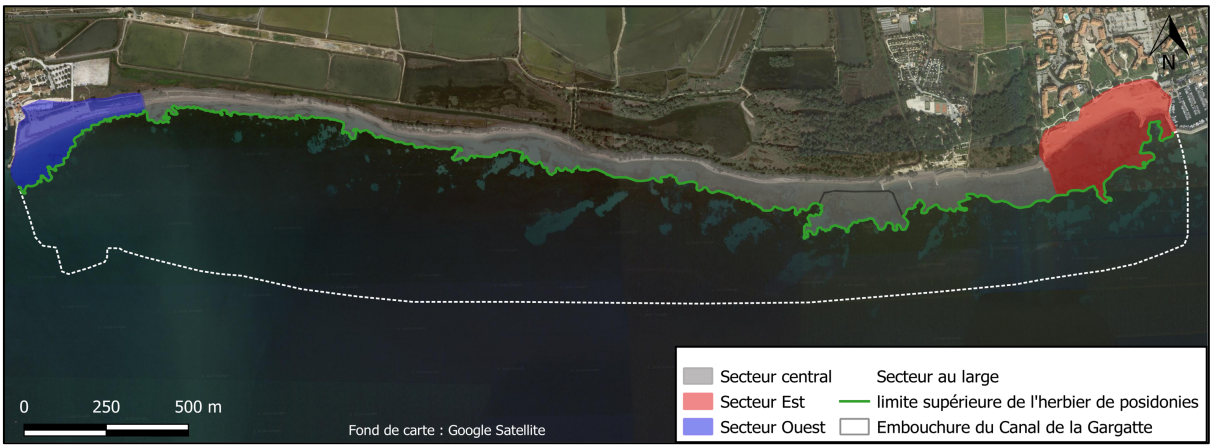


Figure 10 : Délimitation des secteurs d'évaluation des bilans sédimentaires

IV.2.3.3) Calcul des volumes sédimentaires dans le secteur de l'étang de l'Anglais

Afin d'optimiser la précision des comparaisons des MNT, le maillage de ceux-ci varie de 1x1m (comparaisons octobre 2010 – mars 2012, mars 2012 – septembre 2015) à 5x5m (comparaisons septembre 2015 – septembre 2017, octobre 2010 – septembre 2017). Tout comme le calcul des volumes bathymétriques, les volumes globaux de sédiments sont pondérés par le nombre d'années de chaque période afin de les comparer. Les différentiels de cubatures sont ensuite découpés entre la partie désenrochée et la plage en aval dérive en raison des fonctionnements sédimentaires différents et afin d'observer la relation (ou pas) entre les deux secteurs. Enfin, les mouvements sédimentaires importants sur des secteurs localisés sont évalués en m³ puis en m³ par an et sont rapportés à leur surface afin

d'homogénéiser les comparaisons. Ceci permet de quantifier les pics d'érosion ou d'accumulation sur le secteur selon les périodes observées.

IV.2.3.4) Incertitudes sur le calcul de cubatures

La marge d'erreur verticale issue de la collecte des données et de leur interpolation doit être déduite des différentiels morphologiques et devra aussi être discutée selon le concept du budget sédimentaire de la cellule littorale (Rosati, 2005). Les incertitudes concernant les comparaisons morphologiques sont difficiles à estimer puisque les MNT eux-mêmes connaissent une erreur dont la quantification demeure délicate malgré toutes les étapes d'indentification des sources d'erreurs que nous avons retenues. Sur la base des travaux de Kraus & Rosati (1998) et Pacheco et al., (2008), nous considérons que les incertitudes concernant la comparaison de MNT ne correspondent pas à la somme des erreurs maximales des MNT car cette pratique surestime l'erreur et limite souvent fortement, voire interdit, les interprétations. Par conséquent, l'erreur de la comparaison entre deux MNT (Err_{DIFF}) est estimée par Kraus & Rosati (1998).

$$Err_{DIFF} = \sqrt{(Err_{MNT\ t=0})^2 + (Err_{MNT\ t=1})^2}$$

La dernière étape consiste à déduire ces incertitudes des volumes sédimentaires. Tout d'abord, cette incertitude est supposée constante sur toute la surface concernée. La méthode consiste alors à multiplier cette incertitude par la surface en mètres carrés. Le résultat obtenu correspond aux volumes situés dans la marge d'incertitude. Les marges d'erreur définitives pour chaque calcul de cubatures sont présentées dans le tableau 7 en annexe C.

IV.3) Traitement des données du trait de côte

IV.3.1) Ortho rectification des images

Des photographies aériennes de 1947 et de 2011 sont ortho rectifiées à l'aide de points de contrôle (amers) qui ont pour référence des formes géomorphologiques caractéristiques stables dans le temps comme des épis, digues, bâtiment isolé ou croisement d'une route par exemple. Ces points établissent une correspondance entre l'image d'origine (souvent une BD ortho de l'IGN) et l'image à géoréférencer. Selon les clichés, une transformation polynomiale de 2nd ou 3ème ordre a été appliquée aux photographies aériennes. Au total, neuf points de contrôle ont été renseignés sur l'image aérienne située sur la partie ouest et dix sur l'image à l'est (figure 9). Après correction, la marge d'erreur est estimée à 1.6 pixel sur l'image Ouest

et à 0.9 pixel sur l'image Est, soit une erreur moyenne d'orthorectification inférieure à 50 cm (cf tableau 4).

IV.3.2) Vectorisation du trait de côte

La littérature fait état de plusieurs lignes de référence susceptibles d'être utilisées pour retranscrire la mobilité du trait de côte (Boak et Turner, 2005). En fonction des caractéristiques des sites étudiés, certains auteurs se basent sur les laisses de pleine mer (Crowel et al., 1991 ; Dolan et al., 1980 ; Douglas & Crowel, 2000), sur la végétation supratidale (Stéphan & Suanez, 2004), ou encore le pied de dune. Au vu du contexte microtidal de la zone d'étude et des différents travaux qui ont été réalisés en Méditerranée (Sabatier et Suanez, 2003 ; Durand et Heurtefeux, 2006 ; Brunel, 2010 ; Capanni, 2011) la digitalisation du trait de côte a été réalisée dans le logiciel SIG Qgis à partir de la limite supérieure instantanée de jet de rive. Cette limite ne correspond pas nécessairement à la limite du sable sec/mouillé car celle-ci peut monter sur la berme et séjourner plusieurs heures (jours) (figure 11). Sous SIG cette limite est donc numérisée visuellement. Sur le terrain, à partir du même indicateur.

IV.3.3) Incertitudes sur la position du trait de côte

La faible amplitude des marées en Méditerranée, de 0,3 m en moyenne (SHOM, Annuaire des marées, 2008) et la configuration même de l'estran (pente et rupture de pente au contact de l'eau) (figure11) permettent de minimiser l'importance de l'heure de la prise de vue et de la situation barométrique (Capanni, 2011). On peut donc à priori négliger la largeur de l'estran soumise aux fluctuations du plan d'eau (marée, vent et pression atmosphérique). Les travaux de la littérature qui utilisent des méthodologies identiques en mer Méditerranée (Gaillot & Chaverot, 2001 ; Durand & Heurtefeux, 2006 ; Halouani et al., 2007 ; Brunel, 2010 ; Louati & Zargouni, 2013) font état de marges d'erreur souvent comprises entre 5 et 10 mètres en relation avec les différentes étapes de traitement par SIG (Err_{ortho}) (précision du document de référence, du repérage des amers sur les photographies, des erreurs liées aux modèles polynomiaux utilisés par le logiciel), les erreurs sur l'interprétation de la position exacte du trait de côte ($Err_{position}$). Dans ce mémoire l'erreur moyenne est calculée par le RMS :

$$Err_{shoreline} = \sqrt{(Err_{ortho})^2 + (Err_{position})^2}$$

Dans le cas de cette étude, nous avons admis une marge d'erreur de +/- 3 m pour l'ensemble des relevés afin de simplifier l'analyse, sauf pour le trait de côte de 1896 pour lequel nous estimons l'incertitude de positionnement à +/- 5 m, en lien avec les travaux de

Brunel (2010) et Capanni (2011) qui avaient estimé cette marge d'erreur pour les minutes bathymétriques de 1895-1896

Figure 11 : Délimitation de la limite instantanée du jet de rive sur la plage du Pentagone (Sources : Googlemaps – 2018)

IV.3.4) Analyse statistique des variations du trait de côte

Les traits de côte issus des documents décrits dans le tableau 3 ont été intégrés dans un SIG (Arc Gis) afin de pouvoir être comparés. L'outil statistique DSAS (Digital Shoreline Analysis System) permet de mesurer quantitativement l'évolution géographique entre plusieurs objets linéaires vectorisés à différentes dates données, comme le trait de côte par exemple (Thieler et al., 2018). Le programme se base sur un calcul de la distance entre une ligne de référence et les différents objets linéaires vectorisés à l'aide de transects définis à intervalles réguliers, tracés automatiquement et plus ou moins perpendiculairement à la ligne de référence (figure 12). L'ensemble des analyses portant sur le littoral des Vieux Salins comptent 375 transects espacés de 10 mètres.

Dans le secteur de l'étang de l'Anglais, l'analyse est resserrée sur la base de 251 transects espacés de 2 m (figure 12). Afin d'évaluer l'influence des enrochements sur la mobilité du rivage, les résultats du secteur de l'étang de l'Anglais sont séparés entre le secteur enroché et la plage naturelle située en aval de la dérive littorale dominante (d'est en ouest) (figure 12).

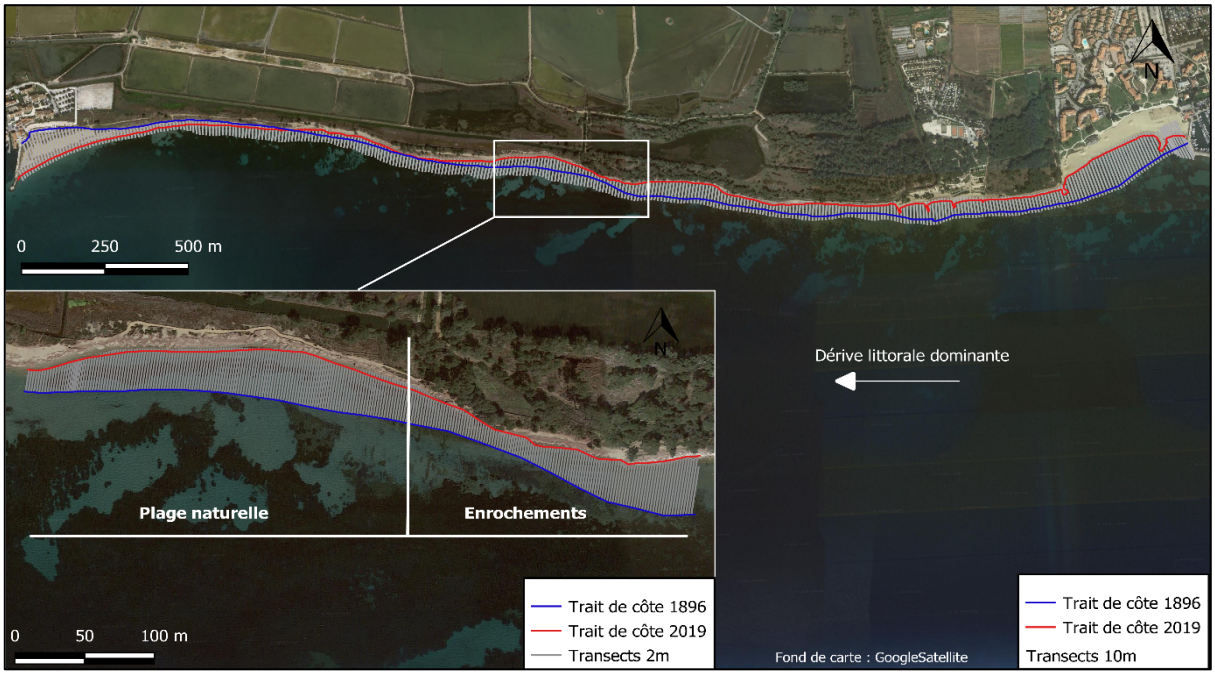


Figure 12 : Emprise spatiale des traitements DSAS aux différentes échelles étudiées

Les vitesses d'évolution de la position du rivage sont calculées sur la période 1896-2017, puis entre chaque date pour une analyse plus fine de la mobilité littorale en fonction des perturbations anthropiques et naturelles. Afin de pouvoir comparer les variations nettes du rivage sur différentes périodes temporelles, le calcul End Point Rate (EPR) de DSAS divise les valeurs obtenues par l'écart entre l'année de mesure la plus récente et l'année de la mesure la plus ancienne afin d'obtenir le taux de variation annuel moyen (Thieler et al., 2018). L'érosion et l'accrétion sont considérées comme significatives lorsqu'il existe un décalage supérieur à +/- 3 mètres (positivement et négativement) entre deux positions successives du trait de côte

V- Résultats

V.1) Résultats à l'échelle de la cellule sédimentaire des Vieux Salins

V.1.1) Variation historique du trait de côte entre 1896 et 2017

V.1.1.1) Variations générales

Le littoral des Vieux-Salins est globalement en érosion entre 1896 et 2017 avec un recul moyen de -0.18m/an (marge d'erreur = +/- 0.025m).

Une approche pluri annuelle permet d'évaluer des possibles tendances de mobilité du trait de côte en fonction des périodes. Tout d'abord, les variations du rivage entre 1971-1989 et 1989-1998 ne sont pas significatives car inférieures aux marges d'erreur retenues (figure 13). Concernant les variations du trait de côte significatives, la période allant de 1924 à 1947 constitue la seule phase d'avancée globale du trait de côte avec un gain de +0.13m/an (+/- 0.12m) tandis que les autres dates enregistrent des reculs plus ou moins rapides (figure 13). Les périodes 1896-1924 et 1960-1971 enregistrent les reculs les plus importants avec une érosion annuelle moyenne respectivement de -0.45m/an (+/- 0.11m) et -0.49m/an (+/-0.27m) (figure 13). Enfin, le recul du rivage sur les périodes de 1947-1960 et 1998-2017 est mesuré à -0.21m/an (+/-0.13m) et -0.20m/an (+/-0.16m) (figure 13). L'observation des valeurs globales risque d'occulter des variations du trait de côte singulières selon les secteurs et leur environnement naturel et anthropique. Nous analyserons donc les secteurs ouest (plage du Pentagone), central et est (plage Miramar) séparément.

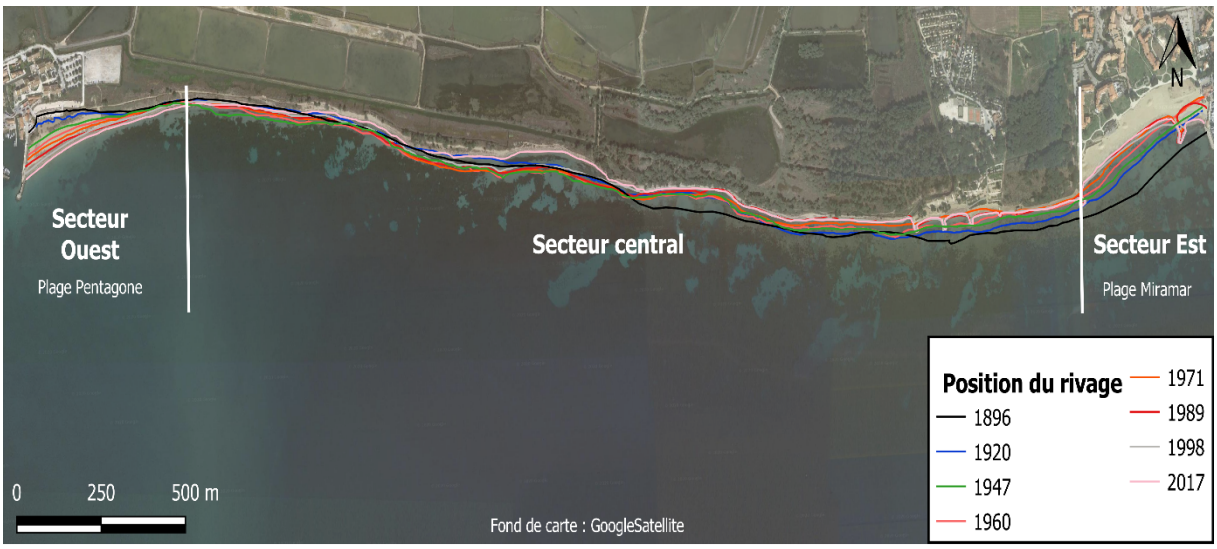


Figure 13 : Variation historique du trait de côte entre 1896 et 2017 à l'échelle de la cellule littorale

V.1.1.2) Mobilité sectorielle du rivage depuis la plage Miramar jusqu'à la plage du Pentagone

Sur l'ensemble de la période étudiée, les secteurs Est et central situés en amont de la dérive littorale sont en érosion avec des reculs moyens de -0.67m/an et -0.29m/an (+/-0.025m) tandis que le secteur ouest, localisé en aval dérive contre la digue du port Pothuau enregistre une avancée de +0.40m/an (+/-0.025m) (figure 14). Dans le détail, l'érosion globale au niveau de la plage Miramar à l'Est est illustrée par des épisodes de recul notoires, notamment entre 1896-1924 et 1947-1971 avec des pertes de -1.96m/an (+/-0.11m), -1.29m/an (+/-0.13m) et -0.94 m/an (+/-0.27m) (figure 14). Ces épisodes d'érosion intenses sont succédés par une certaine stabilité du trait de côte dont la mobilité est située en dessous des marges d'erreur en 1971-1989 et 1998-2017 et une période d'accrétion en 1989-1998 avec un gain de +0.97m/an (+/-0.33m) (figure 14). Ainsi, le trait de côte recule rapidement jusqu'en 1971 avant de se stabiliser, voire de prograder ces dernières décennies. Le rivage au droit des Vieux Salins est également marqué par un phénomène d'érosion généralisé. Le recul le plus significatif est enregistré entre 1960 et 1971 avec une perte de -0.59m/an (+/-0.27m) (figure 14). L'érosion du littoral est ponctuée par une phase d'accrétion de +0.17m/an (+/-0.13m) entre 1924 et 1947. Les autres périodes étudiées enregistrent des pertes variant de -0.37 m/an (+/-0.33m) entre 1989 et 1998 à -0.14m/an (+/-0.13m) entre 1947 et 1960 (figure 14). L'ensemble des valeurs observées se situent au-dessus des marges d'erreur. Enfin, la plage du Pentagone située en aval dérive connait une accrétion continue du trait de côte depuis 1896. La plus faible avancée du rivage correspond à la période 1896-1924 avec un gain de +0.29m/an (+/-0.11m) et l'accrétion la plus rapide est enregistrée entre 1998 et 2017 avec une progression de +0.54m/an (+/-0.16m).

Ainsi, le recul global du trait de côte lors des périodes 1896-1924, 1947-1960, 1960-1971 et 1998-2017 est liée à une érosion plus ou moins marquée du rivage depuis la plage Miramar jusqu'à la limite ouest du littoral des Vieux Salins que les gains sédimentaires de la plage du Pentagone ne peuvent compenser. La progression globale du littoral entre 1924 et 1947 est corrélée par son avancée exceptionnelle au droit des Vieux Salins (+0.17m/an) tandis que l'érosion de la plage Miramar est compensée par l'accrétion de la plage du Pentagone. Enfin, l'équilibre du littoral lors de la période 1971-1989 est justifié par la stabilité du trait de côte au niveau de la plage Miramar (située en dessous de la marge d'erreur) alors que les pertes du secteur central sont compensées par les gains de la plage Pentagone. Il en est de même pour la période 1989-1998 qui enregistre une progradation exceptionnelle au niveau

de la plage Miramar (+0.97m/an) qui permet de contrebalancer le recul du rivage sur le secteur au droit des Vieux Salins.

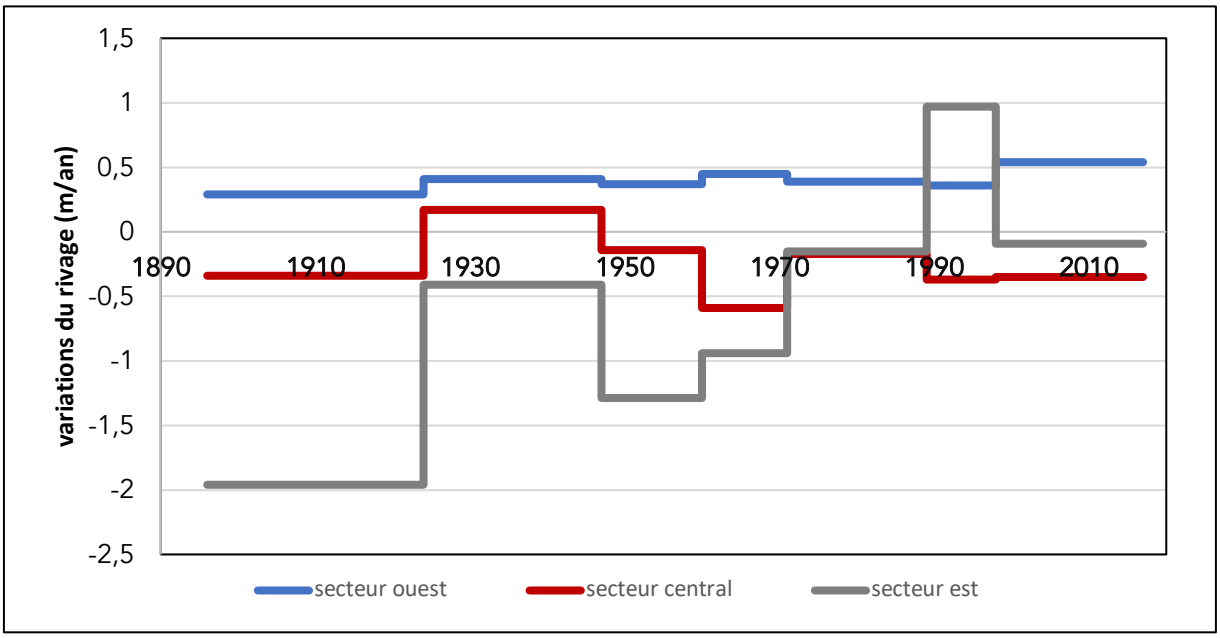


Figure 14 : Variations moyennes du rivage entre 1896 et 2017

V.1.2) Evolution morphologique des petits fonds de 1896 à 2017

V.1.2.1) Bilan sédimentaire à long terme (1896 – 2017)

Les comparaisons bathymétriques révèlent deux tendances opposées aux extrémités de la zone d'étude : à l'Ouest, une zone d'accumulation contre la digue de port Pothuau de+465 m³/an (+56 258m³ en valeur brute) et un secteur à forte érosion à l'Est qui connaît des pertes de -339 m³/an (-40 959 m³ en valeur brute) (figure 15) à proximité du port de Miramar. Entre ces deux zones, le bilan sédimentaire est négatif de -247 m³/an (-29 913 m³ en valeur brute) et l'intensité de l'érosion, surtout localisée dans la partie haute du profil, diminue progressivement dans le sens de la dérive littorale dominante, surtout à partir de l'étang de l'Anglais. On remarque aussi des zones d'accumulation dans la partie basse du profil, notamment devant le canal de la Gargatte qui enregistre un gain de +83 m³/an (+10 032 m³ en valeur brute). Finalement, le bilan sédimentaire à long terme (1896-2017), révèle donc un déficit de -121 m³/an (-14 614m³ en valeur brute). Autrement dit, la cellule littorale est en équilibre sédimentaire à cette échelle de temps. Il est important de noter que les résultats de ces bilans se situent en dessous des marges d'erreur retenues (tableau 8 ; annexe D).

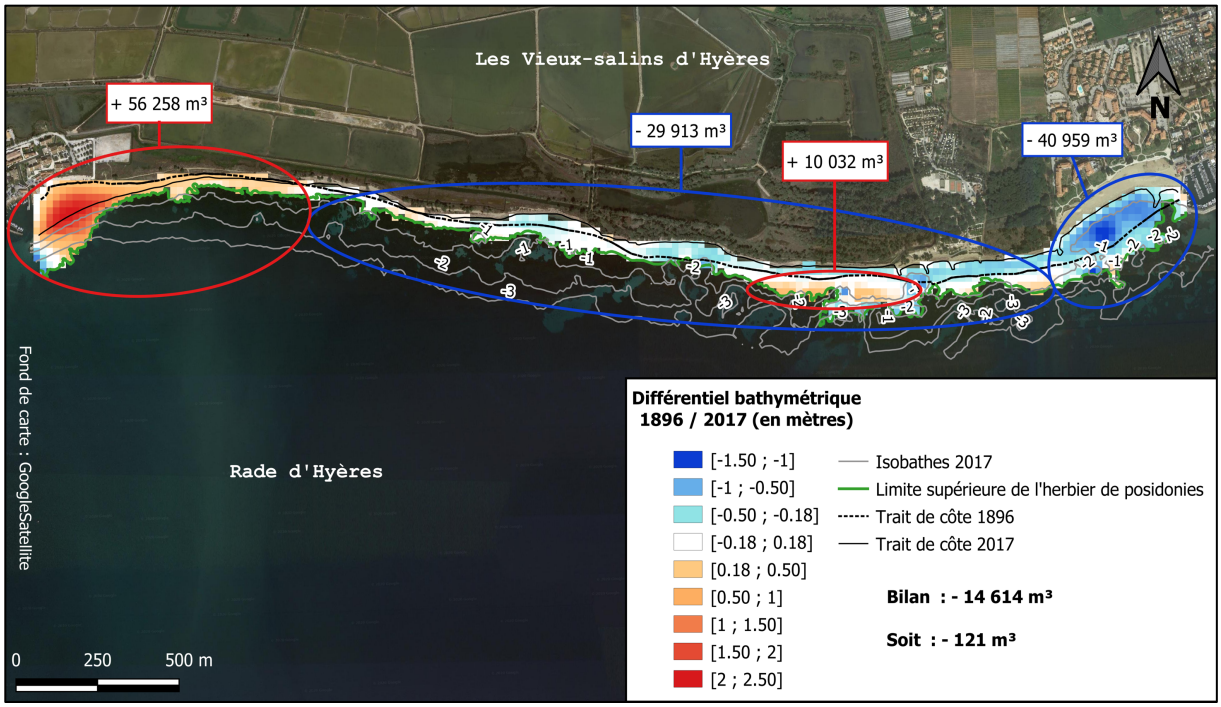


Figure 15 : Différentiel bathymétrique 1896 - 2017

V.1.2) Bilan sédimentaire à moyen terme (2010 – 2017)

Entre 2010 et 2017, le bilan sédimentaire global de la zone d'étude est positif, il suggère des entrées sédimentaires dans la cellule littorale de +3 433 m³/an (+24 032 m³ en valeur brute) (figure 16). L'érosion sur l'ensemble de la zone d'étude est mesurée à - 34 313 m³ pour une accrétion globale de + 58 345 m³.

Plus précisément, les secteurs Est et central de la cellule sédimentaire, sont marqués par des bilans sédimentaires positifs, respectivement de +610 m³/an (+3 050 m³ en valeur brute) et +839 m³/an (+5 872 m³ en valeur brute) (figure 16). Dans la partie centrale, le gain est essentiellement localisé au droit l'embouchure du canal de la Gargatte qui enregistre un apport de +1 588 m³/an (+11 122 m³ en valeur brute) (figure 16). On remarque aussi que ces fortes accumulations concernent plutôt les parties « profondes », à la frontière de l'herbier de posidonies et non pas le rivage qui est globalement en érosion, notamment entre l'étang de l'Anglais et les étangs Quenet où l'on constate une perte de -1 615 m³/an (-11 310 m³ en valeur brute) (figure 16). L'érosion du rivage est aussi particulièrement présente entre les 3 épis devant le camping Pansard. **En d'autres termes, les zones en érosion à** moyen **terme montrent un bilan sédimentaire excédentaire mais les parties du profil proches du rivage connaissent aussi une érosion marquée.** L'accumulation à l'Ouest (+1359 m³/an) est finalement inférieure par rapport à l'érosion du rivage entre la plage Miramar et la plage du

Pentagone (-2 266 m³/an) (-15 866 m³ en valeur brute) ce qui conforte le fonctionnement de cette zone comme une cellule de dérive littorale.

La plage du Pentagone, connait un phénomène d'accrétion important avec un apport global de +1 359 m³/an (+13 587m³) (figure 16). Une nouvelle fois, les valeurs des bilans sédimentaires à moyen terme se situent en dessous des marges d'erreur (tableau 8 ; annexe D), traduisant ainsi des mouvements sédimentaires modérés.

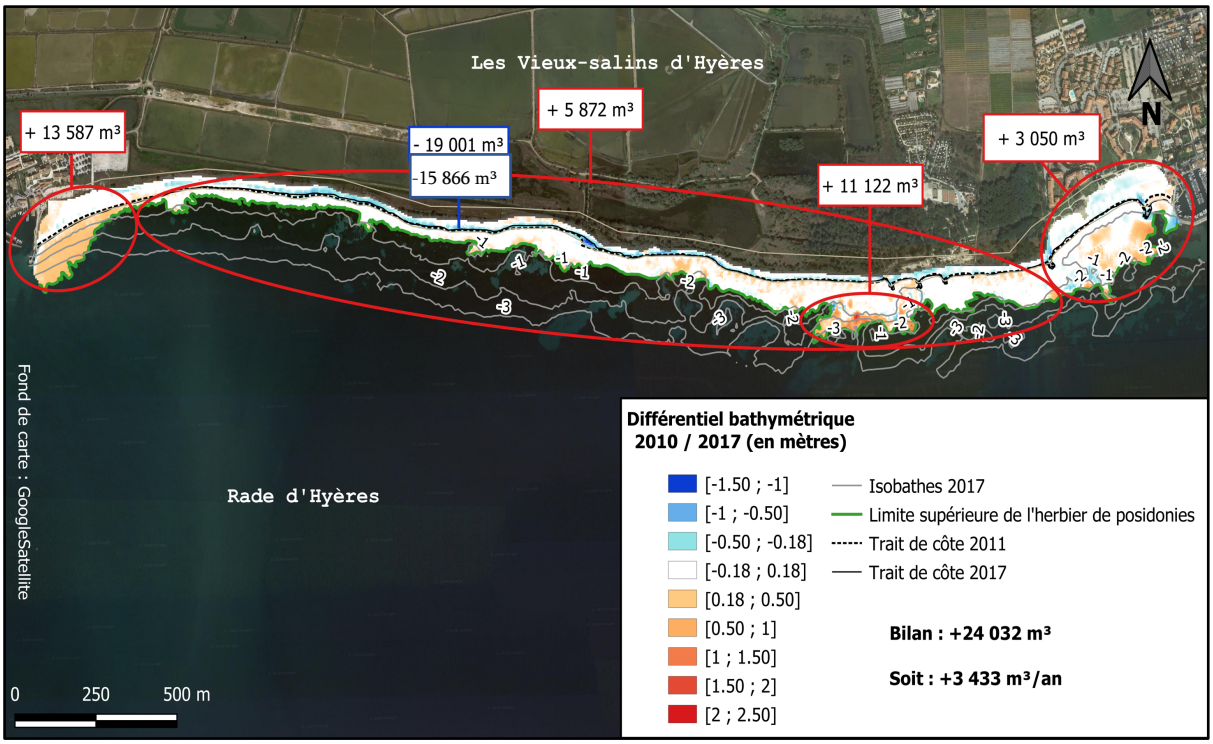


Figure 16 : Différentiel bathymétrique 2007/12 - 2017

V.1.3) Comparaison des bilans sédimentaires à moyen et long terme

Le bilan sédimentaire de la cellule entre le rivage et la limite supérieure de l'herbier à posidonies est stable à long terme en relation avec les gains récents évalués à moyen terme. Ces bilans sédimentaires masquent cependant une augmentation très significative de l'érosion à proximité du rivage puisque les valeurs de pertes de -157 m³/an à long terme contre -2 292 m³/an à moyen terme augmentent d'un facteur 10. Entre les deux périodes, l'érosion augmentant, la sédimentation contre la digue de Port Pothuau augmente aussi tout en conservant un équilibre sédimentaire entre l'accumulation contre la digue et les quantités érodées en amont dérive.

V.2) le littoral devant l'étang de l'Anglais

V.2.1) Variation historique du trait de côte entre 1896 et 2017

V.2.1.1) Variations générales

Globalement, entre 1896 et 2017 le trait de côte est en érosion sur la totalité du secteur étudié à la vitesse moyenne de -0.24m/an (marge d'erreur = +/- 0.025m).

A l'échelle pluri annuelle, les variations du rivage entre 1947-1960, 1960-1971, 2006-2009, 2011-2014 ne sont pas significatives car inférieures aux marges d'incertitudes retenues (figure 17). Concernant les variations du trait de côte significatives, la majorité du littoral connaît une érosion entre 1896 et 2017 à l'exception de la période 1924-1947 qui enregistre une avancée de +0.54 m/an (+/- 0.11m) (figure 17). Les phénomènes d'érosion les plus importants correspondent aux périodes 2003-2006, 2009-2011 et 2014-2017 avec une érosion annuelle moyenne respectivement de -1.17 m/an (+/-1m), -2.55 m/an (+/-1.5m) et -1.89 m/an (+/-1m). Le recul du rivage sur les autres périodes (1896-1924, 1971-1989, 1989-1998 et 1998-2003) est mesuré entre -0.98 m/an (+/-0.60m) et -0.18 m/an (+/-0.17m) (figure 17). Ces valeurs masquent cependant deux évolutions singulièrement différentes entre la zone « désenrochée » et celle « naturelle » située en aval dérive littorale des enrochements. Nous analysons donc séparément ces deux secteurs.

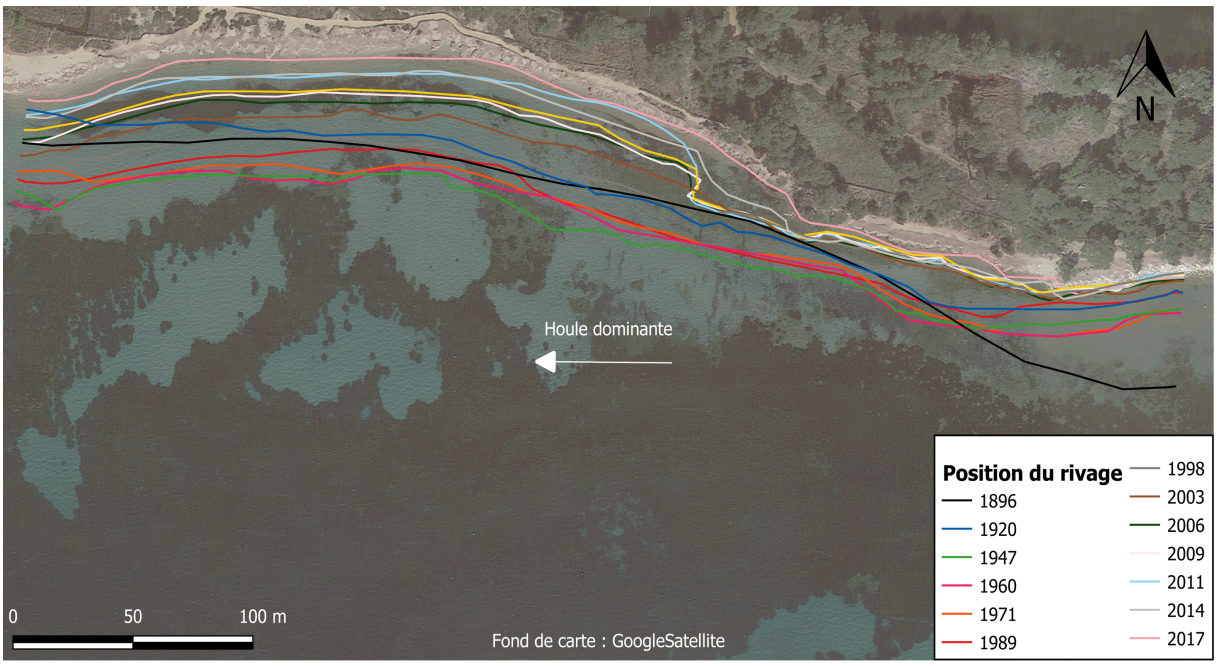


Figure 17 : Variation historique du trait de côte entre 1896 et 2017 devant l'étang de l'Anglais

V.2.2.2) Mobilité du rivage sur la zone enrochée et la plage en aval de la dérive

Sur l'ensemble de la période étudiée, la plage en aval de la dérive (-0.28 m/an, +/- 0.025m) est plus affectée par le recul du rivage que la zone désenrochée (-0.19 m/an, +/- 0.025m) (figure 18). Dans le détail, l'approche pluri annuelle indique que la mobilité du trait de côte est rarement homogène devant l'étang de l'Anglais. En effet, jusqu'en 1989, les deux secteurs évoluent de façon similaire avec des vitesses relativement identiques sauf entre 1920 et 1947. En effet, durant cette période, marquée par une avancée globale du trait de côte, les deux zones investiguées, dépourvues d'ouvrages, connaissent des vitesses variables (respectivement +0.72 m/an à l'ouest et +0.30 m/an à l'est (+/- 0.11m) (figure 18)) témoignant de la variabilité longitudinale naturelle du trait de côte dans le secteur. A partir de 1989, et en relation avec les phases d'enrochements, puis de désenrochement, le trait de côte évolue de manière plus contrastée entre les deux secteurs (figure 18). Entre 1989 et 1998, paradoxalement la ligne du rivage devant l'enrochement (-1.24 m/an) recule plus vite que celle en aval dérive (-0.76 m/an) (+/- 0.33m). Pendant cet intervalle, les photographies aériennes montrent qu'il existe encore un lambeau de plage au pied de la digue qui finit de disparaître. Ce phénomène semble se reproduire de manière très épisodique entre 2006 et 2009 même si les valeurs, très proches de la marge d'erreur n'autorisent pas des observations si catégoriques. Néanmoins, on peut considérer que de 1998 à 2011, date du désenrochement, le rivage est fixé par la digue alors qu'en aval dérive, sur la plage naturelle, le recul accélère puisque les valeurs les plus fortes du siècle sont enregistrées : -2.01 m/an (+/- 0.37m) entre 1998 et 2006 puis -4.59 m/an entre 2009 et 2011 (+/- 1.5m). Depuis le désenrochement, le secteur où la digue a été supprimée recule logiquement : -0.51 m/an (+/- 1m) entre 2011 et 2014 puis -1.6 m/an (+/- 1m) entre 2014 et 2017 (figure 18). La plage en aval dérive connait d'abord une période d'accrétion (+0.33 m/an (+/- 1m) entre 2011 et 2014) immédiatement après le désenrochement ce qui suggère une translation latérale des sédiments. Ainsi, le désenrochement (-0.51 m/an (+/- 1m)) aura permis d'inverser la tendance au recul du rivage. Cependant, il semble que ce mécanisme ne soit plus effectif entre 2014 et 2017 puisque les deux zones connaissent une forte érosion, -2.08 m/an pour la zone naturelle et -1.60 m/an pour la zone désenrochée (+/- 1m).

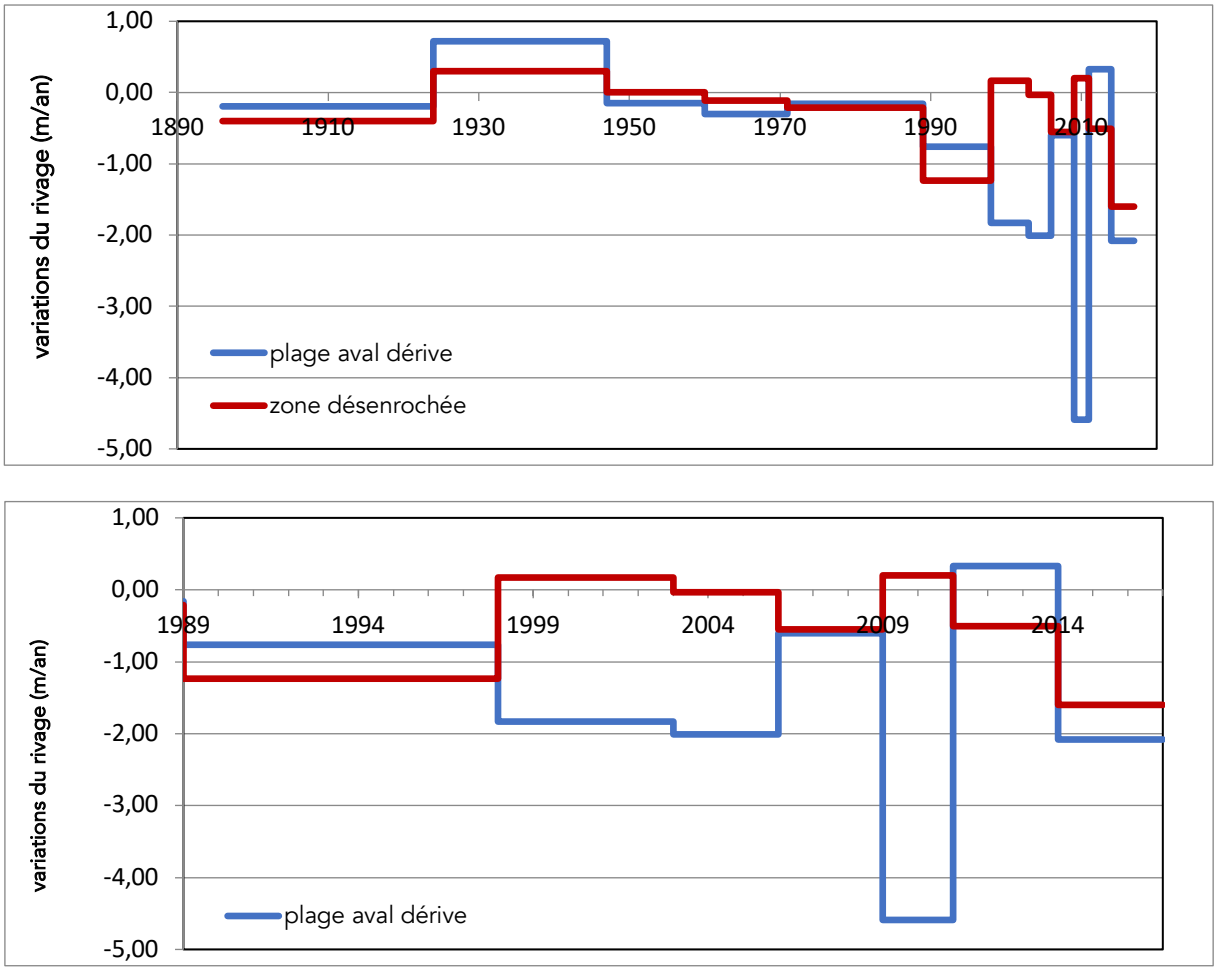


Figure 18 : Variations moyennes du rivage. Haut : Entre 1896 et 2017, Bas : Zoom entre 1989 et 2017

V.1.2) Mobilité saisonnière et annuelle du trait de côte entre Septembre 2011 et Janvier 2014

Sur l'ensemble de la période étudiée, soit du 14 septembre 2011 au 1er janvier 2014, le trait de côte recule en moyenne de 2.25m (marges d'erreur présentées en figure 19). Les données saisonnières couvrant la période du 14 septembre 2011 au 30 mars 2012, période marquée par la suppression d'une partie des enrochements, indiquent une variation moyenne du trait de côte de -0.98m. Dans le détail, le trait de côte passe d'un recul moyen de -1.43m entre le 14 septembre et le 14 décembre, à un recul moyen de -0.23m entre le 14 décembre et le 24 Janvier (figure 19). La dernière période allant du 24 Janvier au 30 Mars se caractérise par une progradation moyenne de +0.68m (figure 19). Le recul maximal du trait de côte se produit entre septembre 2011 et janvier 2012 au niveau du transect 140 avec un recul de –12.9m (figure 19). La progression maximale du trait de côte est enregistrée durant la même

période, quelques mètres en aval, entre les transects 117 et 133 avec des valeurs comprises entre +4m et +5.30m (figure 19). Les variations de la position du trait de côte, importantes entre septembre et décembre 2011, se réduisent rapidement sur les deux autres périodes et sont pour la plupart en dessous de la marge d'erreur retenue (figure 19). Si le trait de côte tend à se régulariser rapidement après la suppression des enrochements avec une tendance générale à l'accumulation, la période à plus long terme entre 2012 et 2014 démontre que le secteur global reste en érosion. En effet, le secteur connait un recul moyen de -1.27m. Ce recul s'explique par un phénomène d'érosion particulièrement important entre les transects 115 et 140, en aval direct de la zone désenrochée, avec des reculs compris entre -1.50 et -6 m en 2 ans (figure 19).

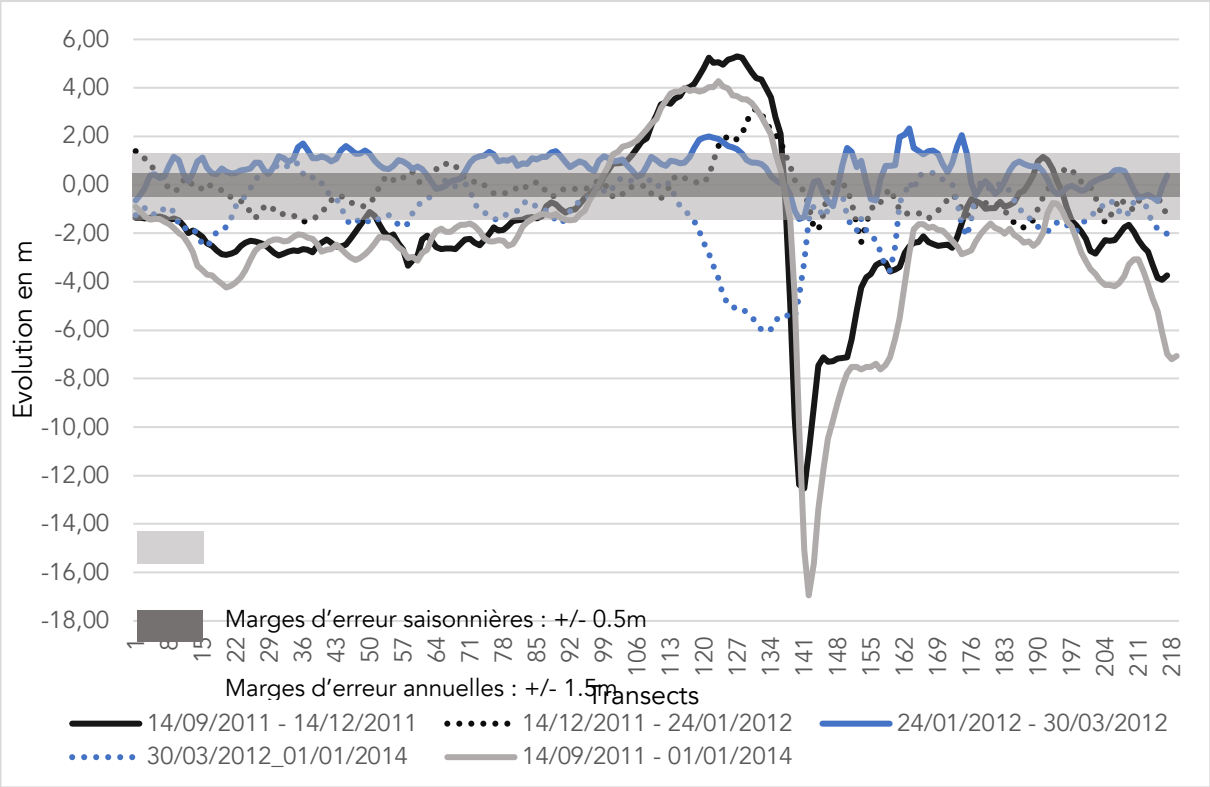


Figure 19 : Evolution saisonnière et annuelle du trait de côte sur le secteur désenroché

V.2.2) Evolution morphologique

V.2.2.1) Bilans sédimentaires entre la plage naturelle en aval dérive et la zone désenrochée (Octobre 2010– Septembre 2017)

Les comparaisons topographiques entre octobre 2010, mars 2012, septembre 2015 et septembre 2017, permettent d'observer l'évolution de la morphologie de la plage sur une durée suffisamment importante pour identifier les changements du système sédimentaire liés au désenrochement d'octobre 2011. L'ensemble des résultats sont exprimés en m^3 puis en m^3/an et en m^3/m^2/an afin de rendre comparables les résultats.

La première période entre octobre 2010 et mars 2012 met en lumière une érosion généralisée sur l'ensemble du secteur avec un bilan sédimentaire négatif de -2844 m^3 (-0.20m^3/an/m^2) (figure 20). Le secteur désenroché connait une érosion plus marquée que la plage en aval dérive avec une diminution de -1915 m^3 (-0.46m^3/an/m^2) contre -929 m^3 (-0.09m^3/an/m^2) pour la partie naturelle. La majorité de l'érosion se situe le long de la zone de jet de rive, notamment sur la partie désenrochée qui enregistre une diminution de -479m^3 (-0.49m^3/an/m^2) (figure 20). Ce phénomène se matérialise par un recul du trait de côte moyen de -3.5m sur la partie désenrochée à l'est avec un pic d'érosion à -14m au droit de la zone où le matériel a été supprimé (figure 20). Sur le secteur en aval dérive, la plage connait néanmoins une élévation de la berme de 60 cm et surtout une accumulation sédimentaire de près de +200m^3 (+0.07m^3/an/m^2) liée à des dépôts de tempêtes localisés sous la forme d'overwash (figure 20). Ce phénomène est à nuancer car les volumes estimés sont inférieurs à la marge d'erreur tandis que toutes les zones en érosion, du jet de rive à la partie sous-marine, se situent au-delà de leurs marges d'erreur respectives (tableau 9 ; annexe D). Si on admet que les accumulations d'overwash sont fournies par l'érosion de la zone du jet de rive, alors le bilan sédimentaire entre ces deux zones du profil est déséquilibré car seulement 18% des sables érodés sont déposés sur la plage.

L'évolution morphologique entre mars 2012 et septembre 2015 suit globalement la même tendance que la période précédente avec un bilan sédimentaire négatif de -2163m^3 (-0.05 m^3/an/m^2) (figure 20). La plage naturelle enregistre un bilan sédimentaire déficitaire -1241 m^3 (-0.05m^3/an/m^2) avec une érosion de -1540m^3 (-0.08m^3/an/m^2) le long de la zone du jet de rive tandis que le secteur désenroché connait un bilan sédimentaire déficitaire de -922 m^3 (-0.10m^3/an/m^2) avec une érosion plus marquée au niveau du désenrochement, soit -191m^3 (-0.22m^3/an/m^2) (figure 20). Tout comme la première période, on observe une érosion dans la zone du jet de rive de -1540 m^3 (-0.08m^3/an/m^2) et des dépôts d'overwash sur la plage de +300m^3 (+0.06m^3/an/m^2) (figure 20). Les mouvements sédimentaires calculés durant cette période peuvent être considérés comme fiables car supérieurs aux marges d'incertitudes

retenues pour cette période (tableau 9 ; annexe D). Si on admet que les accumulations d'overwash sont fournies par l'érosion de la zone du jet de rive, alors le bilan sédimentaire entre ces deux zones du profil est déséquilibré car seulement 19.5% des sables érodés sont déposés sur la plage.

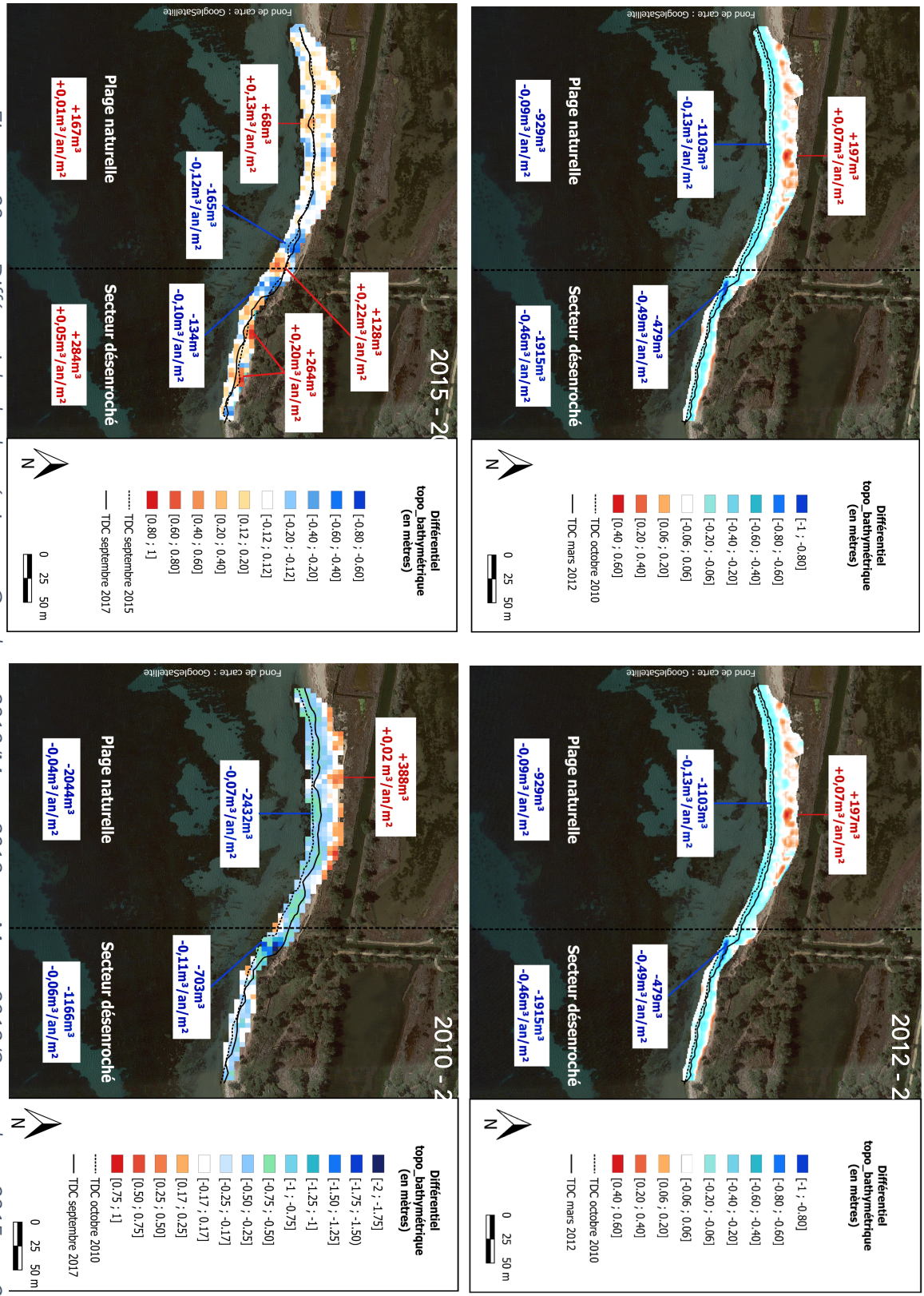


Figure 20 : Différentiels bathymétriques Octobre 2010/Mars 2012 – Mars 2012/Septembre 2015 – Septembre 2015/Septembre 2017 et Octobre 2010/Septembre 2017

La dernière période étudiée, de septembre 2015 à septembre 2017, se distingue par une augmentation du bilan sédimentaire général qui enregistre un gain de +451m³ (+0.02m³/an/m²) (figure 20). Cette accumulation sédimentaire est sensiblement plus marquée sur la zone désenrochée avec un bilan sédimentaire positif de +284m³ (+0.05m³/an/m²) contre +167m³ (+0.01m³/an/m²) sur la plage naturelle (figure 20). Néanmoins, ces valeurs se situent en dessous des marges d'erreurs (tableau 9 ; annexe D). Par conséquent, l'évolution morphologique du système plage peut être considérée comme stable durant cette période. Une approche plus détaillée permet d'observer de nombreuses irrégularités en termes d'arrachements et de dépôts sédimentaires le long du site d'étude. En effet, plusieurs successions de zones d'érosion et d'accumulation sont observables, notamment au niveau de la zone désenrochée et de la plage en aval direct où se succèdent deux zones d'érosion (-134m³ (-0.10m³/an/m²) et -165m³ (-0.12m³/an/m²)) et un secteur en accumulation de +128 m³ (+0.22m³/an/m²) (figure 20). Cette hétérogénéité des mouvements sédimentaires ne concerne pas uniquement la zone de déferlement car l'arrière-dune de la plage naturelle, qui était auparavant en accrétion, oscille entre des zones d'accumulation et des zones d'érosion. Les dépôts d'overwash ne sont plus facilement visibles dans le paysage et sur les topographies.

Sur l'ensemble de la période étudiée, entre octobre 2010 et septembre 2017, le bilan sédimentaire du secteur accuse un déficit de -3210m³ (-0.05m³/an/m²) (figure 20). Ces valeurs sont à mettre essentiellement en relation avec l'érosion de la plage naturelle de -2432m³ (-0.07m³/an/m²) essentiellement au niveau de la zone du jet de rive (figure 20). Le secteur désenroché connait également une érosion chronique et montre un bilan sédimentaire de -1166m³ (-0.06m³/an/m²) avec une érosion plus marquée à l'extrémité ouest du désenrochement (localement -703 m³ soit -0.11m³/an/m²) (figure 20). Enfin, même si ce phénomène est peu prononcé entre 2015 et 2017, la partie haute de la plage naturelle enregistre un gain sédimentaire de +388m³ (+0.02 m³/an/m²) avec une élévation moyenne de +18cm depuis octobre 2010 (figure 20). Cette valeur reste néanmoins en dessous de la marge d'erreur retenue (tableau 9 ; annexe D). Si on admet que les accumulations d'overwash sont fournies par l'érosion de la zone du jet de rive, alors le bilan sédimentaire entre ces deux zones du profil est déséquilibré car seulement 16% des sables érodés sont déposés sur la plage.

V.2.2.2) Evolution chronologique de la zone désenrochée et de la plage naturelle

Les profils du transect 1, situés à l'emplacement où les enrochements ont été supprimés, montrent une tendance à l'érosion et à la régularisation du profil de plage (figure 21). Entre 2010 et 2012, la partie désenrochée recule significativement d'une dizaine de mètres et s'affaisse alors que la partie supérieure (vers 1.5 m NGF) qui correspond au sentier bordant le rivage, reste stable. A partir de 2012, le sentier a disparu (il sera déplacé par les randonneurs et les gestionnaires de quelques mètres) et la zone passe d'une altitude de +1.5 m à -0.5m entre mars 2012 et septembre 2017 (figure 21). Une tendance similaire est observée sur la partie basse où une élévation de la plage d'environ 1m, surement liée aux enrochements, est rapidement supprimée entre octobre 2010 et mars 2012 et s'affaisse jusqu'à -0.5m en septembre 2017 (figure 21). Ainsi, l'ensemble de la zone autrefois enrochée a rapidement reculée sur une vingtaine de mètres pour se retrouver immergée à une profondeur d'environ -0.5 m (figure 21).

La compilation des profils du transect 2, en aval dérive sur la partie centrale de la plage naturelle, témoignent tout d'abord d'un rehaussement de la crête de dune à partir d'octobre 2010 pour atteindre une hauteur de 1.5m en mars 2012 (figure 21). La partie basse de la plage enregistre une réduction d'environ 50 cm sans pour autant augmenter l'angle de pente de la face à la mer de la berme (proche de 8%). Ceci traduit un creusement en aval direct de la berme puis un aplanissement de la pente sur la plage d'avant-côte (figure 21). S'ensuit un nivellement de la crête de dune entre mars 2012 et septembre 2015, notamment par comblement de la berme qui s'élève de nouveau à +0.5 m au-dessus du niveau de la mer, et un creusement global de la berme jusqu'à la plage d'avant côte qui s'abaisse à -1m (figure 21). Enfin, le profil de 2017 indique une certaine stabilité au niveau du cordon dunaire tandis que la crête de dune se décale de plusieurs mètres vers le large (figure 21). L'angle de pente entre la crête de dune et la plage d'avant côte reste stable à environ 8% (figure 21). Entre 2010 et 2017, les profils du transect 2 permettent de constater un recul du rivage (6 m) par une érosion de la zone du jet de rive et une sédimentation de 0.3 à 0.5 m (overwash) de la dépression d'arrière-berme. Les variations de hauteur de la berme ne sont pas significatives car elles sont saisonnières et liées au moment des relevés de terrain (figure 21).

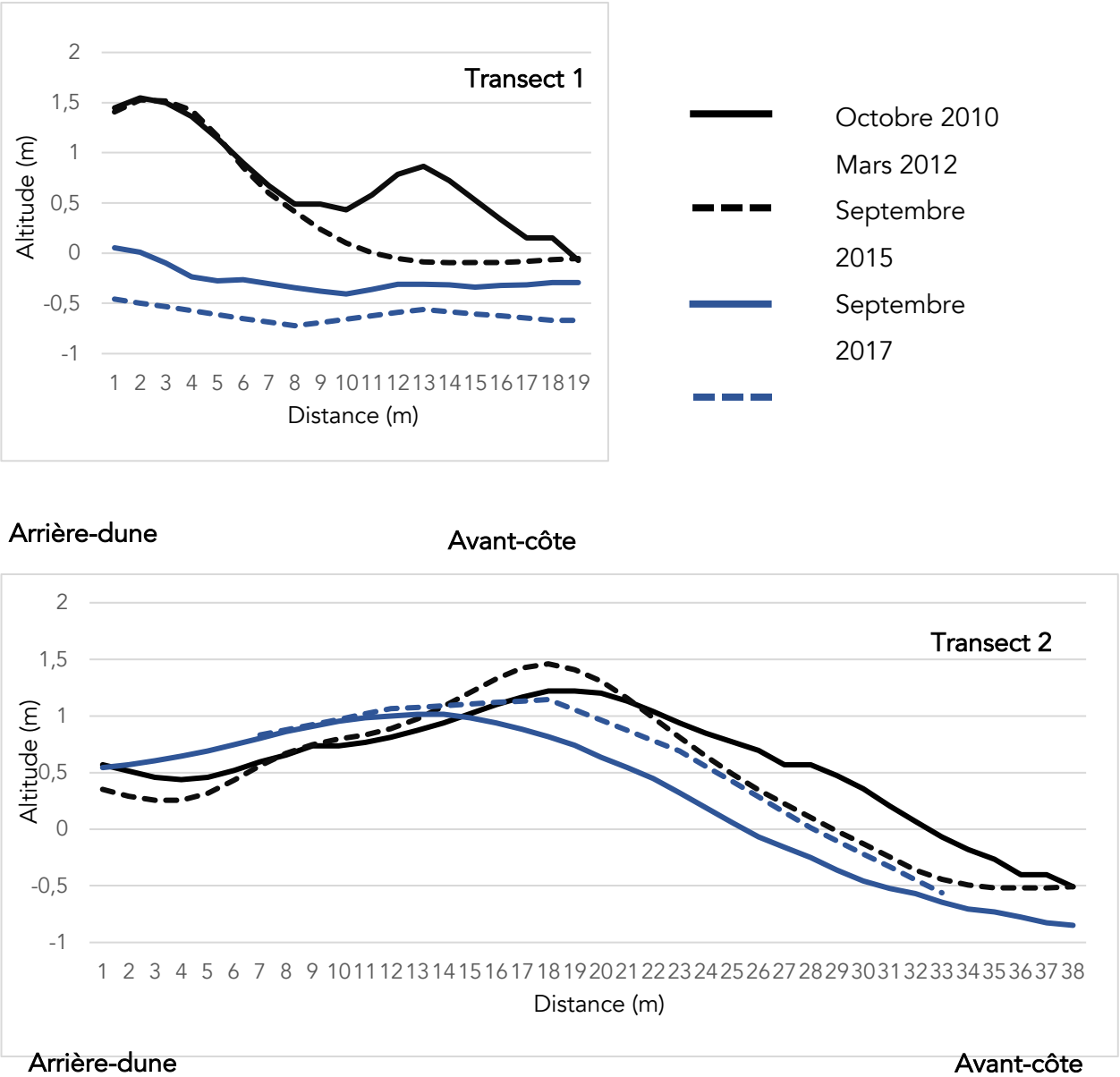


Figure 21 : Représentation topo-bathymétrique du profil Nord-Sud de la plage entre octobre 2010 et septembre 2017

VI) Discussion

VI.1) Les Vieux Salins, un littoral façonné par de nombreux forçages anthropiques et naturels

VI.1.1) Evolution du littoral à long terme

L'érosion du littoral entre 1896 et 2017 peut s'expliquer par l'aménagement de l'embouchure du fleuve Pansard-Maravenne, seule source fluviatile en sédiments nouveaux (non issus de l'érosion des plages en amont) qui alimente le système plage de l'aire d'étude. Selon Courtaud (2000) et Artelia (2018), la construction du port de Miramar à l'embouchure du fleuve en 1951 est à l'origine du blocage d'une partie des sédiments et de la limitation des échanges sédimentaires longitudinaux, orientés est-ouest le long de cette portion du littoral, et ce malgré la présence d'une digue et d'un musoir pour canaliser les flux sédimentaires vers le large (figure 22). En effet, l'avancée en mer du port s'étend sur 80 m pour une profondeur du musoir de -1 m, or la limite supérieure de l'herbier de posidonie est proche du trait de côte, située entre -1/-2m ; par conséquent une partie des sédiments (impossible à quantifier) part directement en mer alimenter les fonds marins et non la plage des Vieux-Salins (Courtaud, 2000).

De plus, la basse plaine alluviale du Pansard-Maravenne a été entièrement aménagée au début des années 80. En amont de l'embouchure s'observent un recalibrage du cours d'eau avec la construction d'un port intérieur en rive droite (13 000 m² de plan d'eau pour 320 m de linéaire) et une urbanisation en rive gauche (figure 22). Ces infrastructures s'opposent au transport sédimentaire en induisant une zone de dépôts sédimentaires en amont du fleuve tandis que la partie située en aval, pourtant bénéficiaire des apports directs du cours d'eau, peut se trouver en déficit sédimentaire si les conditions hydrodynamiques ont subi de trop grandes modifications directionnelles (Courtaud, 2000).

Ce constat tend à se confirmer par l'avancée globale du trait de côte durant la période 1924-1947 (+3.5m en moyenne) qui correspond à la dernière phase étudiée dont les dynamiques sédimentaires n'étaient pas perturbées par la présence du port Miramar, construit en 1951.

Ainsi, il y a de fortes probabilités que le phénomène d'érosion global sur la cellule littorale des Vieux-Salins soit né de la sous-alimentation en sédiments du Pansard-Maravenne. Le phénomène étant aggravé par l'avancée en mer de digues et d'épis le long de la cellule dans le but de fixer le trait de côte (cf partie 2) mais qui ont modifié le tracé du courant de

dérive littorale et donc perturbé le transit sédimentaire initial, à l'origine de l'érosion du littoral depuis la plage Miramar jusqu'aux Quenets sud.

Figure 22 : Evolution des aménagements à l'embouchure du Pansard-Maravenne (source : Géoportail, IGN)

L'érosion plus marquée au niveau de la plage Miramar (-40 959 m³ pour un recul moyen de -81m de 1896 à 2017) est certainement liée à son exposition aux attaques de houles. En effet, lorsque la houle s'approche des côtes, celle-ci subit des déformations de nature différente selon les caractéristiques de "l'obstacle" rencontré : réfraction, diffraction et réflexion. Courtaud (2000) a calculé le coefficient de réfraction des houles le long du rivage des Vieux-Salins à partir de la loi de Descartes et la construction d'Huyghens in BERTHOIS, 1952. Dans un premier temps, l'auteure a rassemblé une large base de données concernant la fréquence des houles, leur intensité, leur orientation ou encore leur répartition saisonnière afin d'établir un coefficient de réfraction des houles sur le rivage (Kr), calculé ainsi :

$$Kr = \sqrt{(b_0/b)}$$

Avec :

bo : distance séparant 2 orthogonales de houle au large ;

b : distance séparant à la côte 2 orthogonales de houle

Plus ce coefficient est fort, plus les orthogonales de houles sont resserrées au niveau du trait de côte, par conséquent plus l'énergie est concentrée. Généralement, les secteurs les moins exposés aux attaques de houles présentent un coefficient, Kr < 0.25 tandis que le coefficient des secteurs les plus exposés dépasse kr < 1.

D'après l'étude de Courtaud (2000), les coefficients de réfraction varient de 0.56 à 0.90 Kr le long de la cellule des Vieux-Salins avec un pic de réfraction de 1.03 Kr au niveau de la plage Miramar. Ceci peut expliquer le phénomène d'érosion plus marqué au niveau de cette

zone depuis la fin du 19ème siècle, et ce même avant la création du port Miramar car le secteur enregistre des reculs importants dès 1896 (cf résultats). Ce phénomène étant partiellement résolu par la mise en place d'épis à partir de 1960 qui ont ralenti l'érosion sur le secteur mais ont accéléré le recul du littoral en aval dérive.

Si le bilan sédimentaire est globalement négatif sur le long terme, il existe des zones d'accumulation, notamment au débouché de la Gargatte, canal de ceinture des Vieux-Salins dont le débit est estimé entre 100 et 600 tonnes/an par Courtaud (2000). Le canal est une source d'apports sédimentaires non négligeable car plus de 10 000 m³ se sont accumulés depuis l'embouchure jusqu'à la limite supérieure des herbiers de posidonie entre 1896 et 2017. On peut penser qu'une grande partie des sédiments issus du canal ont été emportés par le courant de dérive littorale, bénéficiant à la plage du Pentagone qui est en accrétion, ou alors vers le large par les courants de retour car ces apports ne permettent pas de contrebalancer l'érosion du littoral de la plage Miramar jusqu'aux Quenet Sud.

Enfin, l'accumulation sédimentaire et donc l'avancée du trait de côte entre les Quenet Sud et le port Pothuau depuis 1896, sont indubitablement liées à la présence de la digue de Port Pothuau qui constitue un piège pour les sédiments du Pansard-Maravenne et du canal de la Gargatte. En effet, la digue construite en 1920 s'avance en mer sur 160 m et atteint alors une profondeur de -3m ; il est alors difficile pour les sédiments de contourner cet obstacle puisque la limite supérieure de l'herbier de posidonie se situe à cette profondeur.

VI.1.2) Evolution du littoral à moyen terme (2007/12 - 2017)

Malgré une tendance générale à l'érosion entre 1896 et 2017, le littoral des Vieux Salins est particulièrement stable de 2011 à 2017 avec une mobilité annuelle moyenne de -0.07m/an (+/-0.50m) et un bilan sédimentaire positif de +24 032 m³ entre 2010 et 2017. Cette accumulation sédimentaire le long de la cellule littorale est probablement liée à plusieurs épisodes de crues des fleuves Pansard et Maravenne durant cette période. Le premier épisode concerne les précipitations exceptionnelles du 14 et 15 juin 2010 sur le département du Var qui a enregistré des cumuls supérieurs à 400 mm de pluie sur une durée de 8 heures aux Arcs-sur-Argens (Auda et al., 2015). Selon les données de http://pluiesextremes.meteo.fr/, plus de 200 mm se sont abattus en 24 h sur les bassins versants des fleuves Pansard et Maravenne (annexe E). Les débits des deux fleuves, qui ne disposent pas de station hydrographique, n'ont pas été estimés lors de cet épisode orageux inédit.

Du 2 au 9 novembre 2011, les cumuls pluviométriques ont dépassé les 300 mm sur la quasi-totalité du Var (Auda et al., 2015) (annexe E). Un cumul de 421 mm de pluie a été

enregistré sur la commune de Bormes-les-Mimosas, faisant partie du bassin versant du fleuve Maravenne (http://pluiesextremes.meteo.fr/). Les débits des fleuves concernés lors de cet épisode n'ont pas été estimés.

Enfin, de violents orages se sont abattus entre le 16 et le 19 janvier 2014 sur la région de la Londe-les-Maures. Un pic orageux a sévi sur la région le 19 janvier avec des cumuls pluviométriques de + 200 mm en moins de 6 h et des intensités de pluies horaires remarquables (30 à 50 mm/h voire davantage), ce qui correspond à un aléa d'une période de retour supérieure à 100 ans (CEREMA, 2014). A partir des intensités de pluie moyennes horaire précédemment calculées et d'une estimation du coefficient de ruissellement sur le bassin versant, le CEREMA (2014) a estimé le débit de pointe des fleuves Pansard et Maravenne lors du pic orageux en utilisant la formule rationnelle :

$$Q_{pointe} = C * I * S / 3{,}6$$

Avec

S : surface du bassin versant en km ;

C : coefficient de ruissellement ;

I : Intensité moyenne horaire (mm/h)

Selon cette étude, les débits de pointes estimés sont compris dans une fourchette de 200 à 400 m³/s pour le Maravenne et 200 à 350 m³/s pour le Pansard, ce qui correspond à des débits de pointes d'une fréquence de retour milléniale selon la base de données SHYREG de l'IRSTEA. A noter que les conditions étaient particulièrement difficiles avec :

- Des sols préalablement saturés aggravant le phénomène de ruissellement
- Des cumuls de pluie importants sur de faibles durées.

Si les débits des fleuves Pansard et Maravenne n'ont pas été estimés pour les deux premiers épisodes orageux, on peut penser que leurs débits étaient inférieurs (mais tout de même proches) de ceux estimés en janvier 2014 au vu des cumuls et de l'intensité des pluies qui ont été enregistrées lors des trois intempéries. De tels débits s'accompagnent d'un débordement du fleuve sur le lit majeur et donc un charriage sédimentaire important jusqu'à l'embouchure du fleuve malgré la présence de risbermes et de bassins d'orages le long du cours d'eau (https://www.ville-lalondelesmaures.fr/concertation-projet-contre-inondation), ce qui peut expliquer les dépôts sédimentaires observés le long de la cellule littorale des Vieux Salins entre 2010 et 2017. Ces apports se matérialisent par une avancée inédite de +0.46m/an (+/-0.50m) du trait de côte au niveau de la plage de Miramar entre 2011 et 2017. A cela s'ajoute les apports du canal de la Gargatte qui permet de collecter le surplus d'eau dans les

salins lors de fortes intempéries afin de le rejeter en mer. Une accumulation de +11 122 m³ a d'ailleurs été retenue à l'embouchure du canal durant cette période (figure16, résultats).

Les gains sédimentaires évalués à l'échelle globale masquent cependant une érosion significative le long du rivage de la cellule, excepté la plage du Pentagone qui connait une accrétion globale de +13 587 m³ (figure 23) accompagnée d'une progradation du trait de côte de +0.74m/an (+/-0.50m). Sur le reste du littoral en amont, la plage émergée (zones dont l'altitude est supérieure au 0 NGF des données Lidar 2010 connait une perte sédimentaire brute de – 17 749 m³, soit -2 536 m³/an. (figure 23). A l'inverse, la plage d'avant côte (zones dont l'altitude est inférieure au 0 NGF des données Lidar 2010) enregistre un gain de +27 592 m³ soit +3 942 m³/an (figure 23). Ce phénomène est notamment visible sur le secteur central qui enregistre un recul de -0.31 m/an et une perte sédimentaire de -10 773 m³ le long du rivage avec un pic d'érosion au niveau du désenrochement dont le recul est estimé à -1.47m/an pour une perte de -3210 m³. Nous pouvons en déduire qu'une partie des sédiments érodés le long du rivage s'accumulent au niveau de la digue de Port Pothuau sous l'effet du courant de dérive littorale. Le reste des sédiments (impossible à quantifier) sont vraisemblablement transférés par les différents courants de retour vers les petits fonds qui connaissent une accumulation sédimentaire durant la même période.

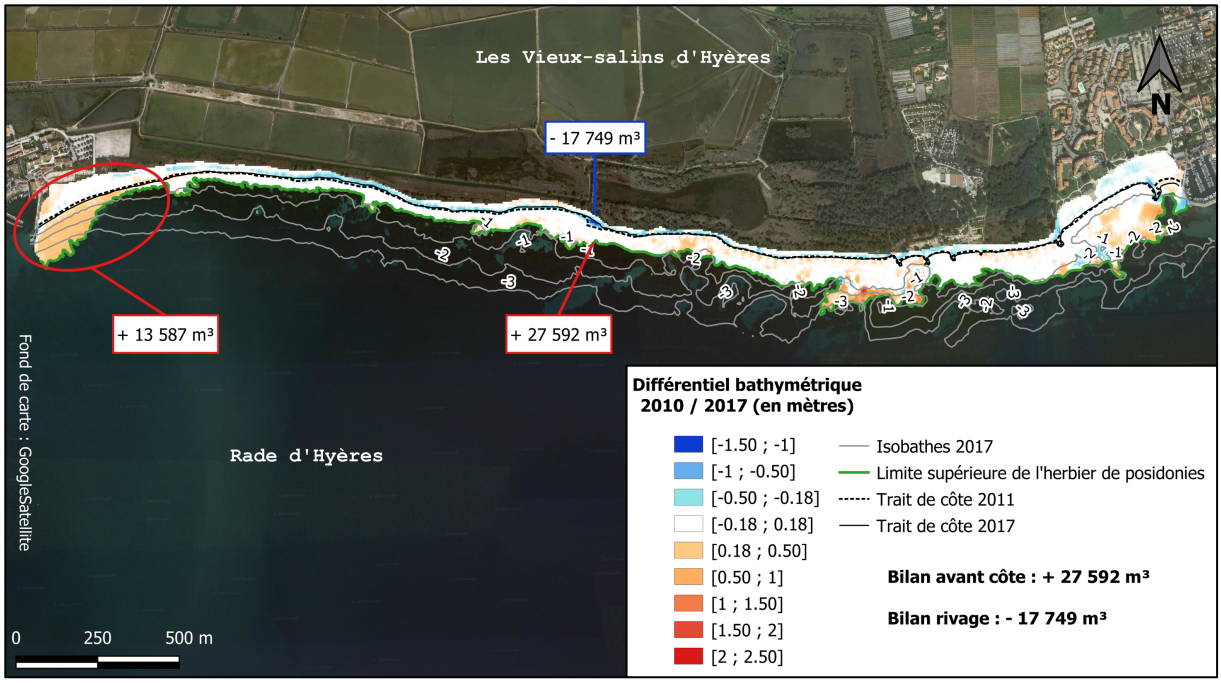


Figure 23 : Différentiel bathymétrique entre le rivage et la plage d'avant côte de 2007/12 à 2017

VI.2) Le littoral de l'étang de l'Anglais, une zone altérée par différentes phases d'enrochements et de désenrochement

VI.2.1) Un littoral en recul depuis plus d'un siècle

VI.2.1.1) Evolution à long terme (1896 – 2017)

Tout d'abord, le phénomène d'érosion du rivage devant l'étang de l'Anglais entre 1896 et 2017 est évidemment lié à celui observé au sein de la cellule où la dérive littorale dominante vers l'Ouest joue un rôle déterminant.

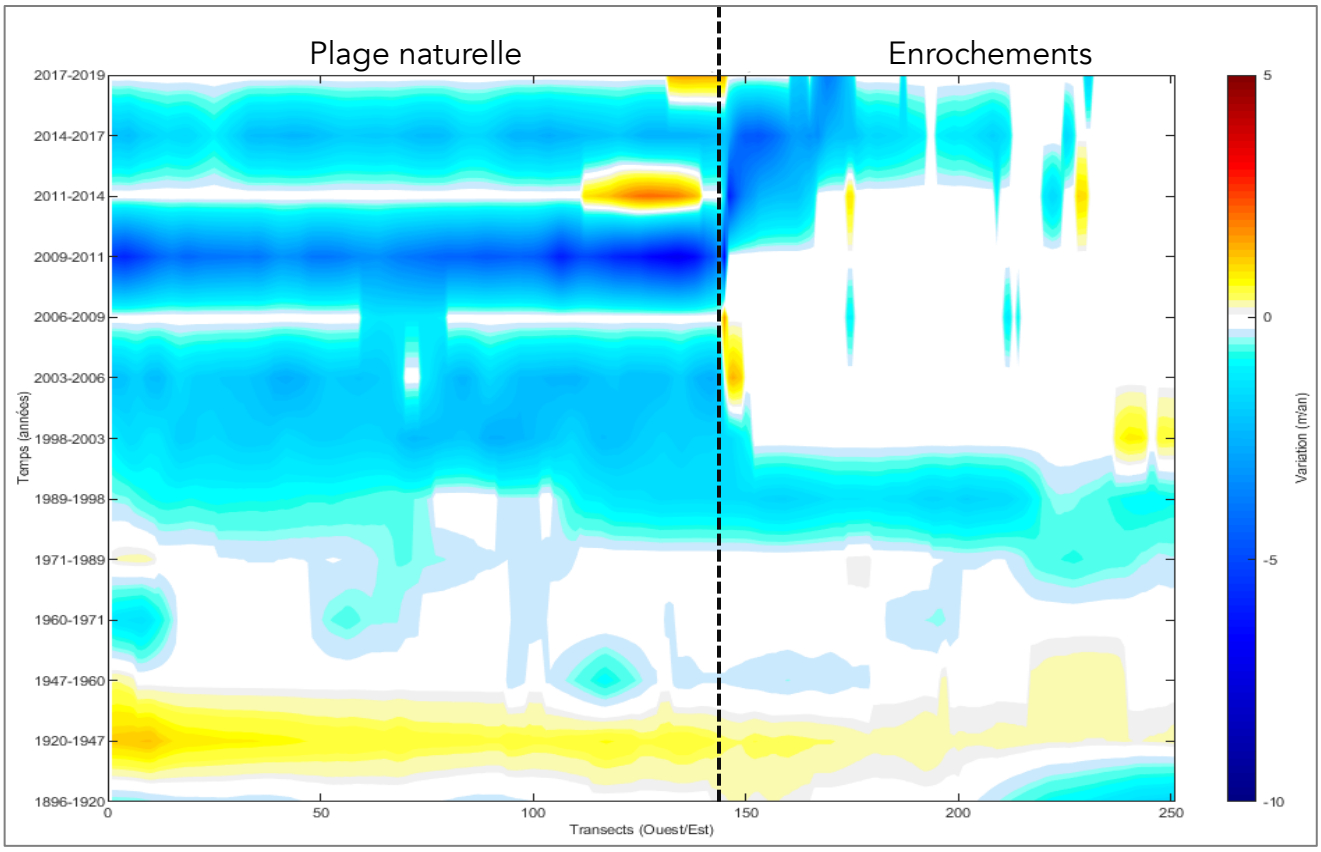
Les différences de mobilité du trait de côte entre la partie désenrochée et celle en aval dérive s'expliquent par les différentes phases de travaux depuis 1989. En effet, de 1896 à 1989, l'ensemble du secteur est faiblement artificialisé et permet un transfert sédimentaire naturel. Les variations du trait de côte sont quasi similaires entre les deux secteurs et répondent à différents forçages, notamment ceux des courants littoraux et de la variation des apports sédimentaires des cours d'eau en amont (Pansard-Maravenne et canal de la Gargatte).

De 1989 à 1998, la ligne du rivage devant l'enrochement recule légèrement plus vite que celle en aval de la dérive (figure 24[1]). Ce phénomène paradoxal peut s'expliquer par l'impact de l'ouvrage sur le lambeau de plage situé au pied de la digue. Ce type d'ouvrage augmente la réflectivité de la plage et par conséquent les courants de retour qui participent à la disparition de la plage (Kraus, 1988). Une partie des sédiments qui transitent par la dérive littorale est prise en charge par les courants vers le large et induit un affouillement des fonds au droit de l'ouvrage (Kraus, 1988) durant les premières années qui ont suivi la mise en place des enrochements.

La période allant de 1998 à 2011 est marquée par une stabilisation du rivage sur le secteur enroché et une érosion accélérée sur la plage en aval direct de l'ouvrage, notamment entre 2009 et 2011 (figure 24) conformément aux travaux de Mc Dougal et al., (1987) qui ont tenté de relier l'étendue de cette encoche à la distance longitudinale d'une digue longitudinale. Toutefois, si cette relation peut paraître intuitive, elle n'est pas validée sur ce site puisque l'encoche s'étend sur près de 300 mètres alors que la théorie de Mc Dougal et al., (1987) propose une encoche de 100 m.

---

[1] La figure VI.1 présente l'évolution de la position du rivage en m/an le long du site d'étude, représenté par la position des transects en abscisse, pour chaque période, représentées en ordonnée. Les surfaces en jaune-rouge présentent une accrétion, les surfaces en bleu une érosion, tandis que les surfaces en blanc correspondent aux variations du rivage situées en dessous de la marge d'erreur.



17

Depuis 2011, le secteur où la digue a été supprimée recule rapidement (-2 mètres en moyenne) jusqu'en 2017 tandis que la plage en aval connait des périodes de recul et d'avancée (figure 24). Logiquement, les stocks sédimentaires protégés par la digue se sont rapidement déplacés vers l'Ouest sous l'influence de la dérive littorale dominante. Dans un premier temps, la plage naturelle connait une accrétion grâce au transit des sédiments depuis la zone désenrochée, ce qui traduit une régularisation globale du trait de côte sur le secteur. A partir de 2014, soit 3 ans après le désenrochement, les stocks sédimentaires en amont se sont réduits et les volumes qui transitent vers la plage naturelle réduisent également. Ce mécanisme explique très probablement la reprise de l'érosion sur cette zone (figure 24). Ainsi, la position du trait de côte s'est d'abord régularisée, réduisant la profondeur de l'encoche d'érosion en aval de l'ouvrage puis (à partir de 2014) le trait de côte du site fini par reculer globalement face à l'action de la dérive littorale et la faiblesse des apports sédimentaires fluviaux.

VI.2.1.2) Evolution saisonnière et annuelle

Si le secteur de l'Anglais est globalement en érosion entre le 14 septembre 2011 et le 30 mars 2012, ce recul n'est pas homogène ni dans le temps ni dans l'espace (cf figure 19). En effet, les variations du rivage les plus importantes se situent au niveau du désenrochement et sur la plage en aval direct de celui-ci durant les premiers mois de la période étudiée (cf figure 19). Ensuite, la mobilité du rivage réduit sur l'ensemble du secteur de fin janvier à fin mars 2012.

L'évolution saisonnière du rivage montre une régularisation rapide du trait de côte par une translation latérale des sédiments du secteur désenroché vers la plage naturelle entre septembre et janvier. Ensuite, une fois les stocks sédimentaires remaniés, la mobilité du rivage tend à se stabiliser à partir de fin janvier.

Cette évolution rapide du trait de côte a pu également être facilitée par des évènements de tempêtes plus ou moins importants, notamment durant la première partie de la période étudiée. Les tempêtes du 25 octobre et du 08 novembre 2011 peuvent être à l'origine de ces mouvements sédimentaires importants (figure 25). En effet, ces deux évènements sont marqués par des vents d'Est et Sud-Est soufflant entre 15 et 30 nœuds (équivalent de 28 à 56 km/h) et des houles à la côte comprises entre 1.25/1.50m en octobre et 2.25/2.75m en novembre le long de la cellule (figure 25). Des évènements météorologiques de cette ampleur peuvent être la cause de mouvements sédimentaires importants et par conséquent, de la variation rapide du rivage après le désenrochement.

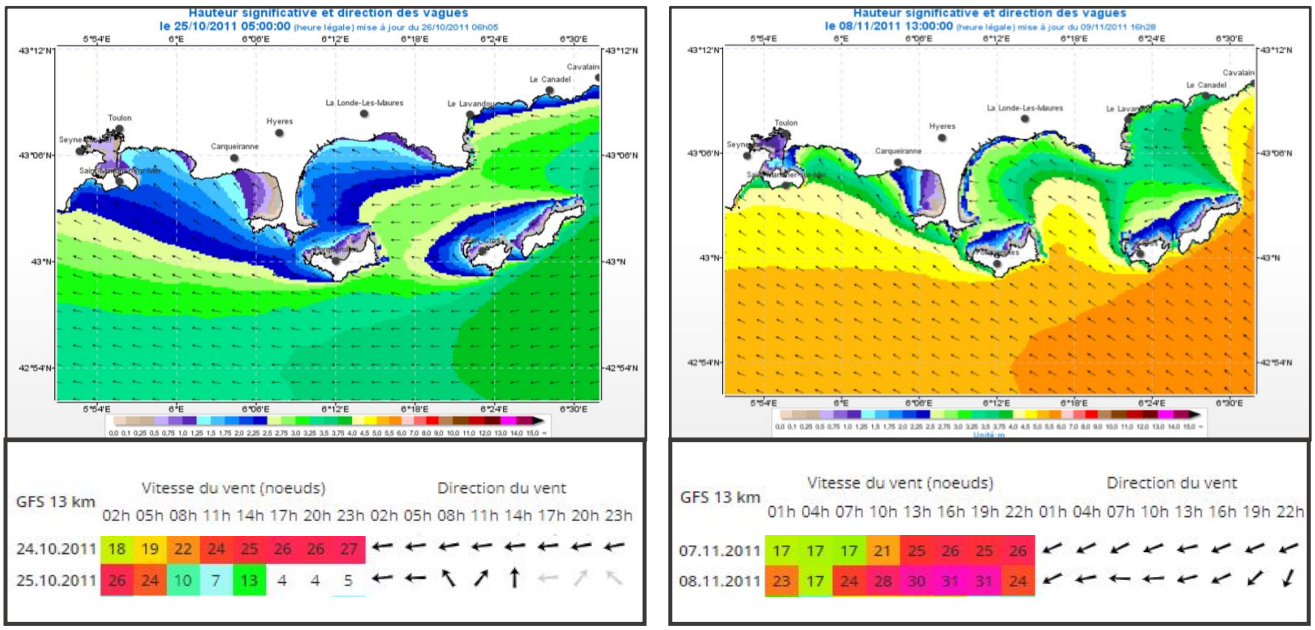
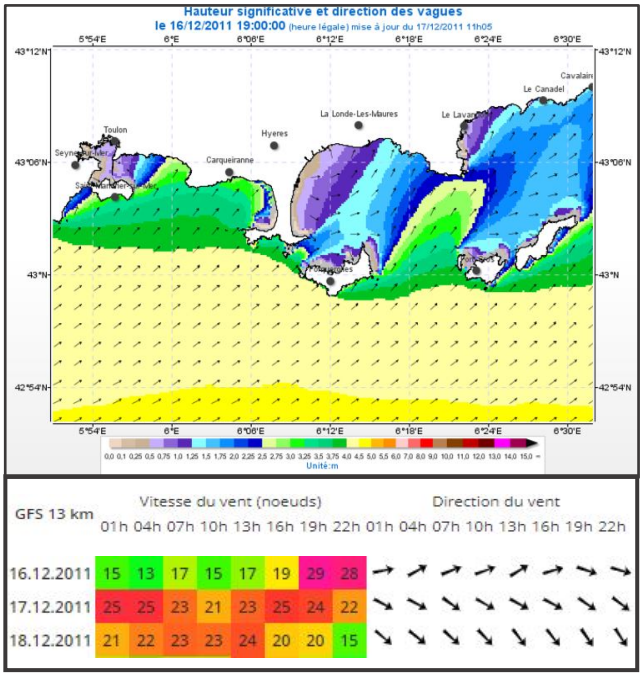
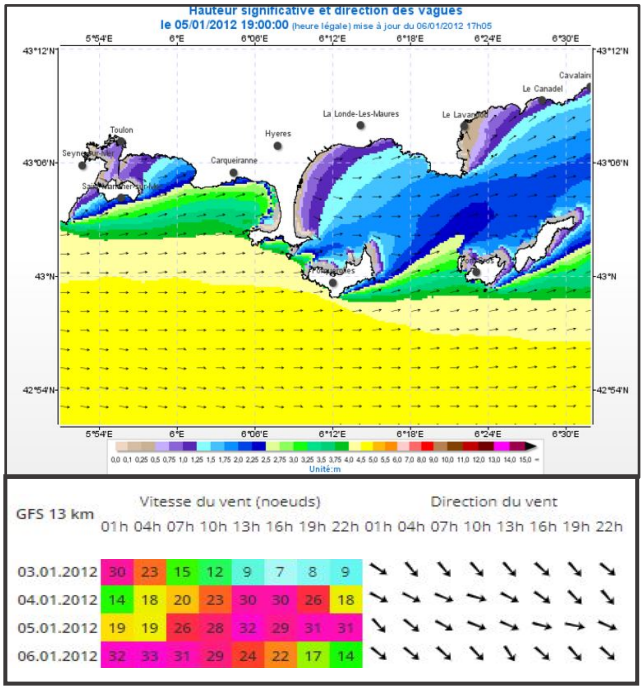


Figure 25 : Présentation des données de houle et des vents (force et direction) du 24 au 25/10/2011 et du 07 au 08/11/2011. Sources : windguru.cz ; O. Crézé, 2012

La période décembre 2011 / janvier 2012 est également marquée par des évènements météorologiques sévères, notamment du 16 au 18 décembre et du 03 au 06 janvier (figure 26). En effet, des vents d'Ouest Nord-Ouest soufflant entre 15 et 30 nœuds pendant plusieurs jours peuvent également être la cause des variations du trait de côte durant cette période (figure 26). La direction des vents implique une houle d'Ouest en Est dont le littoral des Vieux-Salins est peu exposé (houles comprises entre 0.5 et 1 m pour les deux tempêtes) (figure 26). Cependant, cela n'empêche pas les sédiments situés sur l'arrière-dune ou la plage d'être emportés vers le large, causant ainsi des phénomènes d'érosion ou d'accumulation le long du rivage.





La période comprise entre les relevés de Janvier et Mars 2012, caractérisée par une certaine stabilité du trait de côte, se caractérise par l'absence quasi complète de vents et de grosses houles sur le secteur d'étude. Seuls deux épisodes de vents ont dépassé les 20 nœuds, soit le 15 Février et 5 Mars mais de secteur nord-ouest, les vents n'ont soufflé que respectivement 3 et 9h, soit trop peu de temps pour pouvoir mobiliser une quantité importante de sédiments. Les houles à la côte n'ont pas dépassé 0.75m et cette occurrence s'est produite à seulement 4 reprises les 2 et 10 Février et 21 et 22 Mars (Crézé, 2012). Cette hauteur de houle ne permet pas le déplacement de volumes sédimentaires importants le long du secteur étudié, expliquant ainsi la certaine stabilité du rivage durant cette période.

Enfin, il est possible d'observer une érosion importante sur la plage naturelle en aval direct du désenrochement sur les deux années qui ont suivi les relevés saisonniers (cf figure 19). L'hypothèse la plus probable consisterait à dire que les sédiments issus du désenrochement sont épuisés, l'apport sédimentaire sur ce secteur n'est alors pas assez important pour contrebalancer l'effet de la dérive littorale. En se régularisant, le rivage permet aux houles de retrouver un fonctionnement plus naturel. De ce fait, tous les sédiments qui se sont accumulés sur cette zone durant les mois qui ont suivi le désenrochement ont peu à peu été arrachés et ont été déplacés vers l'ouest, au niveau de la digue de port Pothuau. Au bout de deux ans, le secteur Ouest de l'étang de l'Anglais semble avoir retrouvé un fonctionnement hydro-sédimentaire « naturel » marqué par un recul proche de -0.63m/an.

VI.2.2) Vers une stabilisation morphologique de la plage à la suite des opérations de désenrochement

Entre 2010 et 2015, le secteur en amont dérive connait une érosion importante en lien avec la phase de désenrochement et l'exposition des stocks sédimentaires jusqu'ici protégés des effets de la houle. Cette érosion très significative est corroborée par un affaissement de l'ancienne crête de dune d'environ 1.5 m et un recul du trait de côte moyen de – avec un pic de – au niveau de la limite ouest du désenrochement. La plage en aval dérive, bien qu'elle reçoive de grandes quantités de sédiments issues du désenrochement, enregistre également une perte sédimentaire le long du jet de rive. Ceci peut s'expliquer par l'absence d'obstacle naturel ou d'infrastructures humaines permettant de bloquer les sédiments qui transitent rapidement vers l'ouest sous l'effet de la dérive littorale. Si la zone du jet de rive est en érosion, la partie haute de la plage ainsi que l'arrière-dune enregistrent des gains sédimentaires non négligeables. Ces apports sédimentaires sont très probablement liés à des dépôts d'overwash lors des tempêtes saisonnières et proviennent soit de l'érosion de la zone du jet de rive, soit du secteur désenroché situé en amont.

Sur la dernière période étudiée, soit de 2015 à 2017, le secteur étudié semble avoir repris un fonctionnement hydro sédimentaire naturel avec un bilan légèrement positif qui correspond aux résultats obtenus à l'échelle de la cellule littorale. Cependant, une approche plus détaillée permet d'observer plusieurs successions de zones d'érosion et d'accrétion, tant sur la zone de déferlement que sur l'arrière-dune de la plage. Ce résultat peut s'expliquer par la mise en place de ganivelles durant l'hiver 2015-2016. Les zones d'accrétion correspondent à l'emplacement récent des ganivelles, notamment sur la plage naturelle en aval des enrochements (figure 27)

Figure 27 : Localisation des ganivelles sur la plage en avla dérive du désenrochement (ousrce : Google Earth)

VII) Conclusion

L'objectif de cette étude a été de réaliser une synthèse des données disponibles à l'échelle de la cellule littorale des Vieux Salins, puis du secteur au droit de l'étang de l'Anglais afin d'évaluer la réponse morpho dynamique du littoral aux différents forçages naturels et anthropiques auxquels il est soumis. Pour cela, une étude de la mobilité du trait de côte couplée à l'évolution morphologique des petits fonds à long terme (1896 - 2017) puis à moyen terme (2010 - 2017) a été entreprise sur les deux secteurs observés.

Les résultats obtenus mettent en lumière une cellule sédimentaire façonnée par les courants de dérive littorale, créant un secteur en érosion en amont de la dérive depuis la plage Miramar, et un secteur en accrétion à l'ouest au niveau de la plage du Pentagone, située en aval dérive. L'évolution du littoral est également bouleversée par la création du port Miramar en 1951 et de son extension progressive qui a bloqué une partie des sédiments provenant du fleuve Pansard-Maravenne, seule source en sédiments nouveaux non issus de l'érosion des plages, avec le canal de la Gargatte. Le littoral s'est rapidement trouvé en déficit sédimentaire avec un recul accentué du trait de côte à partir des années 60 le long de la cellule. Le phénomène d'accumulation sédimentaire entre 2010 et 2017, très certainement lié à des épisodes de tempêtes qui ont eu lieu sur le bassin versant du Pansard-Maravenne durant cette période, cache néanmoins une érosion généralisée le long du rivage des Vieux-Salins, dont le trait de côte continue de reculer. Face à cette problématique, de nombreux aménagements de protection du littoral ont été implantés pour tenter de fixer le trait de côte mais les résultats de ces ouvrages se sont montrés peu convaincants. Les effets négatifs de ces aménagements sont notamment visibles à l'Ouest de l'étang de l'Anglais, où une lentille d'érosion s'est formée en aval direct des enrochements installés dans les années 80-90.

Une première opération de désenrochement sur le secteur en octobre 2011 a permis d'observer une régularisation rapide du trait de côte et des volumes sédimentaires entre le secteur désenroché et la plage en aval (quelques mois), avant que le secteur ne se retrouve une nouvelle fois en déficit sédimentaire du fait de la présence d'autres aménagements plus en amont qui limitent les transits sédimentaires le long du littoral des Vieux Salins.

Ainsi, malgré l'orientation des acteurs locaux vers une gestion plus souple du littoral, la dynamique morpho sédimentaire des Vieux Salins est encore aujourd'hui perturbée par la présence d'ouvrages le long de la cellule littorale. Toutefois, de nouvelles opérations de

désenrochement et de rechargement en sable ont été opérés en octobre 2019 dans le cadre du projet Adapto au droit de l'étang de l'Anglais. Il serait intéressant d'évaluer l'évolution de la plage dans le temps à la suite de ces opérations d'ingénierie douce, en lien avec une prise de conscience des populations qui travaillent, non plus sur des secteurs localisés, mais à l'échelle plus large du système littoral dans un contexte de gestion intégrée des zones côtières.

VIII) Bibliographie

ADAPTO. (2019). Vers une gestion souple du trait de côte – Vieux Salins d'Hyères, Var (83). https://www.lifeadapto.eu/vieux-salins-d-hyeres.html

AERNOUTS D, HEQUETTE A. (2004). Minutes de bathymétrie et évolution des fonds marins : les abords du port de Calais. *M@ppemonde*. 5P. URL : http://mappemonde-archive.mgm.fr/num1/articles/res04103.html?no

AERNOUTS D, HEQUETTE A. (2006). L'évolution du rivage et des petits-fonds en baie de Wissant pendant le XXe siècle (Pas-de-Calais, France). *Géomorphologie : relief, processus, environnement* 12, n° vol. 12-n° 1 : PP 49-64, https://doi.org/10.4000/geomorphologie.477.

ARTELIA. (2018). Aménagements du cordon littoral des vieux salins d'Hyères inscrits dans la stratégie de gestion du site - Etude d'Impact. 343P. http://webissimo.developpement-durable.gouv.fr/IMG/pdf/formulaire_kpark_cordon-littoral_hyeres_autorise_complet_cle1116ed.pdf

BERNATCHEZ P, DUBOIS JM. (2004). Bilan des connaissances de la dynamique de l'érosion des côtes du Québec maritime laurentien. Géographie physique et Quaternaire, vol. 58, no.1, p. 45-71. https://dialnet.unirioja.es/servlet/articulo?codigo=6241456

BOAK EH, TURNER IL. (2005). Shoreline Definition and Detection: A Review. Journal of Coastal Research 21, n° 4. PP 688-703. https://doi.org/10.2112/03-0071.1

BOUDOURESQUE CF, MEINESZ A, PERGENT G. (1982). Mesure de la production annuelle de rhizomes dans l'herbier à posidonia Oceanica, à Port-Cros (Var) et Galeria (Corse). CIESM Congress. 2P. URL : http://ciesm.org/online/archives/abstracts/pdf/28/CIESM_Congress_1982_Cannes_article_0050.pdf

BRASINGTON J, CERICAR D, RYCHLKOV I. (2012). Modeling River Bed Morphology, Roughness, and Surface Sedimentology Using High Resolution Terrestrial Laser Scanning. *Water Resources Research* 48, n° 11. https://doi.org/10.1029/2012WR012223.

BRUNEL C. (2010). Évolution séculaire de l'avant côte de la méditerranée Française, impact de l'élévation du niveau de la mer et des tempêtes. Phdthesis, Université de Provence - Aix-Marseille I. 471 P. https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-00511971.

BRUUN P. (1995). The Development of Downdrift Erosion. *Journal of Coastal Research* 11, n° 4. PP 1242-57. https://www.jstor.org/stable/4298427?seq=1

CAPANNI R. (2011). Étude et gestion intégrée des transferts sédimentaires dans le système Gapeau/rade d'Hyères. Thesis, Aix-Marseille 1. 319 P. http://www.theses.fr/2011AIX10187.

CARTER R.W.G. (1988). Coastal Environments : An Introduction to the Physcal, Ecological, and Cultural Systems of Coastlines. Environmentale Science, University of Ylster, Coleraine Co. Derry BT52 1SA, Northern Ireland. 634 P. https://books.google.fr/books?hl=fr&lr=&id=7PAkBQAAQBAJ&oi=fnd&pg=PP1&dq=carter+1988

+coastal+environments&ots=8iFUFSP-we&sig=ISabNvg9hKzg5BUdfCKpN6WLhFA#v=onepage&q&f=false

CEREMA. (2014). Retour d'Expérience des intempéries sur le département du Var du 19 janvier 2014. Caractérisation hydraulique de l'événement. Document numérique, 226 p. URL : http://www.side.developpement-durable.gouv.fr/Default/doc/SYRACUSE/401547/retour-d-experience-des-intemperies-sur-le-departement-du-var-du-19-janvier-2014-caracterisation-hyd

CEREMA. (2019). Littoral : Intégrer l'évolution du trait de côte à son projet de territoire. URL : https://www.cerema.fr/fr/actualites/littoral-integrer-evolution-du-trait-cote-son-projet

CERTAIN R. (2002). Morphodynamique d'une côte sableuse microtidale à barres : le Golfe du Lion (Languedoc-Roussillon) . Thesis, Perpignan, 233 P. http://www.theses.fr/2002PERP0465

CHILDS C. (2004). Interpolating Surfaces in ArcGIS Spatial Analyst. ESRI Education Services. S.d., 4. URL : https://webapps.fundp.ac.be/geotp/SIG/interpolating.pdf

CONSERVATOIRE DU LITTORAL. Les Vieux Salins. *Les sites du Conservatoire.* http://www.conservatoire-du-littoral.fr/siteLittoral/417/28-les-vieux-salins-83_var.htm

COURTAUD J. (2000). Dynamiques géomorphologiques et risques littoraux. Cas du tombolo de Giens. Thèse Université Aix Marseille 1, 265 P. http://lacroix.univ-tln.fr/Almanarre_files/HYERES-Scan/courtaud.pdf

CROWELL M, LEATHERMAN SP, BUCKLEY MK. (1991). Historical shoreline change: error analysis and mapping accuracy. Journal of Coastal Research, 7(3): PP 839-852. URL : https://www.jstor.org/stable/4297899

DATA SHOM. https://data.shom.fr/donnees.

DAVID G, MIRAULT E, QUOD JP, THOMASSIN A. (2006). Les concordances territoriales au cœur de la gestion intégrée des zones côtières : l'exemple de la Réunion. Interactions Nature-Société, analyse et modèles. UMR6554 LETG, La Baule. URL : https://www.researchgate.net/profile/Jean-Pascal_Quod2/publication/259412727_Les_concordances_territoriales_au_coeur_de_la_gestion_integree_des_zones_cotieres_l'exemple_de_la_Reunion/links/0c96052b826e139557000000.pdf

DOLAN R, HAYDEN BP, MAY P, MAY S. (1980). The reliability of shoreline change measurements from aerial photographs, Shore and Beach, 48, 4, 22-29.

DOUGLAS C, CROWELL M. (2000). Long-term shoreline position prediction and error propagation. Journal of Coastal Research, Vol 16, n°1. PP 145-152. URL : https://www.jstor.org/stable/4300019

DONNEES PUBLIQUES METEO France. https://donneespubliques.meteofrance.fr/.

DURAND P. (1998). Cinématique d'un littoral sableux à partir de photographies aériennes et de cartes topographiques. Exemple du littoral d'Argelès-Plage à Saint-Cyprien (Roussillon, France)/Kinematics of a sandy shoreline deduced from the analysis of aerial photographs and topographic maps. Example of the beach extending from Argelès-Plage to Saint-Cyprien (Roussillon, France). *Géomorphologie : relief, processus, environnement* 4, n° 2. URL : 155-66, https://doi.org/10.3406/morfo.1998.952.

DURAND P, HEURTEFEUX H. (2006). Impact de l'élévation du niveau marin sur l'évolution future d'un cordon littoral lagunaire : une méthode d'évaluation; exemple des étangs de Vic et de Pierre Blanche (littoral méditerranéen, France). Zeitschrift für. Geomorphologie 50 (2), PP 221-243. URL : https://www.schweizerbart.de/papers/zfg/detail/50/81332/%23

ESRI. Support Technique. URL : https://support.esri.com/fr/Products/Desktop/arcgis-desktop/arcgis-pro/2-5-1

France Ministère de l'écologie, de l'énergie, du développement durable et de la Mer. (2010). La gestion du trait de côte. Editions Quae. 275P. ISBN 978-2-7592-0360-4. URL : https://books.google.fr/books?id=vKmcAaexXz4C&printsec=frontcover&hl=fr#v=onepage&q&f=false

GAILLOT S, CHAVEROTS. (2001). Méthode d'étude des littoraux à faible évolution. Cas du delta du Golo (Corse) et du littoral du Touquet (Pas-de-Calais) en France. Géomorphologie, 1, PP 47-54. URL : https://www.persee.fr/doc/morfo_1266-5304_2001_num_7_1_1086

GIEC, 2013: Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution du Groupe de travail I au cinquième rapport d'évaluation du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat [Stocker, TF, D. Qin, G.-K. Plattner, M. Tignor, SK Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex et PM Midgley (éd.)]. Cambridge University Press, Cambridge, Royaume-Uni et New York, NY, USA, 1535 pp, doi: 10.1017 / CBO9781107415324.

GRENIER A, DUBOIS JMM. (1990). Evolution littorale récente par télédétection : synthèse méthodologique 29, n°6 : PP 3-7. URL : https://pascal-francis.inist.fr/vibad/index.php?action=getRecordDetail&idt=5406665

GRIGGS GB, TAIT JF. (1998). The Effects of Coastal Protection Structures on Beaches Along Northern Monterey Bay, California. Journal of Coastal Research, Numéro special N°4. PP 93-111. https://www.jstor.org/stable/25735354?seq=1

HALOUANI N, SABATIER F, GUEDDARI M, FLEURY J. (2007). Évolution du trait de côte de Tabarka-Bouterfess, nord-ouest de la Tunisie. Méditerranée. Revue géographique des pays méditerranéens / Journal of Mediterranean geography, n° 108. PP 131-137. https://doi.org/10.4000/mediterranee.192

HENGL T. (2006). Finding the Right Pixel Size. Computers & Geosciences 32, n° 9 : 1283-98, https://doi.org/10.1016/j.cageo.2005.11.008.

HOOKE JM. (2006). Human Impacts on Fluvial Systems in the Mediterranean Region. *Geomorphology*, 37th Binghamton Geomorphology Symposium, 79, n° 3 : 311-35. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2006.06.036.

JEUDY DE GRISSAC A, TINE J. (1980). Géologie et sédimentologie littorale et marine de l'aire toulonnaise. Marine Nationale Tomes, Bureau d'Etudes antipolution, 2 tomes, 254 P.

KOCH EW, ACKERMAN J, VERDUIN J, VAN KEULEN M. (2006). Fluid Dynamics in Seagrass Ecology—from Molecules to Ecosystems. In *SEAGRASSES: BIOLOGY, ECOLOGYAND CONSERVATION*, édité par ANTHONY W.D. LARKUM, ROBERT J. ORTH, et CARLOS M. DUARTE, 193-225. Dordrecht: Springer Netherlands, 2006. https://doi.org/10.1007/978-1-4020-2983-7_8.

KRAUS NC. (1988). The Effects of Seawalls on the Beach: An Extended Literature Review. Journal of Coastal Research, PP. 1-28. https://www.jstor.org/stable/25735349?seq=1

KRAUS NC. MCDOUGAL WG. (1996). The Effects of Seawalls on the Beach: Part I, An Updated Literature Review . Journal of Coastal Research 12, n° 3. PP 691-701. https://www.jstor.org/stable/4298517?seq=1

KRAUS NC, ROSATI JD. (1998). Estimation of uncertainty in coastal-sediment budgets at inlets. Engineer research and development center Vicksburg MS Coastal and Hydraulics Lab. URL : https://apps.dtic.mil/dtic/tr/fulltext/u2/a588210.pdf

L.C.H.F. (1983). Extension du port de plaisance de Miramar à La-Londe-Les Maures : estimations des impacts hydrauliques et sédimentologiques, 25 p.

LECLERC AM. (2010). Ouvrages de protection du littoral : effets sur la morphologie des plages et sur les communautés benthiques intertidales, région de Saint-Siméon et de Bonaventure, baie des Chaleurs (Québec, Canada), s. d., Université du Québec à Montréal. 161 P. https://archipel.uqam.ca/3692/1/M11542.pdf

LEREDDE Y, BEGNY K, MICHAUD E, JACOB C, SCHVARTZ T, THORIN S, MARSALEIX P. (2016). L'atténuation des vagues par les herbiers de Posidonies, un service écosystémique contre l'érosion côtière. In *XIVèmes Journées, Toulon*, 571-82. Editions Paralia, 2016. https://doi.org/10.5150/jngcgc.2016.063.

LE ROY S, STEPANIAN A, PEDREROS R, BULTEAU T, NICOLAE-LERMA A, BALOUIN Y. (2014). Modélisation de la submersion marine sur la Plaine du Ceinturon (Hyères-les-Palmiers). Rapport final. BRGM/RP-63945-FR, 98 p., 80 ill., 6 ann., 8 cartes hors-text.

LOUATI M, ZARGOUNI F. (2009). Modélisation topo-bathymétrique et transit sédimentaire. Exemple des plages sableuses de la baie de Tunis, Nord-Est de la Tunisie. Géomorphologie : relief, processus, environnement 15, n° vol. 15-n° 3 : 211-22, https://doi.org/10.4000/geomorphologie.7686.

LOUATI M, ZARGOUNI F. (2013). Le littoral entre l'actuelle embouchure de l'oued Miliane et Soliman, Tunisie. Analyse de l'évolution du trait de côte par photo-interprétation et système d'information géographique. Géomorphologie : relief, processus, environnement 19, n° vol. 19-n° 2. https://doi.org/10.4000/geomorphologie.10257.

LUDWIG W, DUMONT E, MEYBECK M, HEUSSNER S. (2009). River Discharges of Water and Nutrients to the Mediterranean and Black Sea: Major Drivers for Ecosystem Changes during Past and Future Decades? Progress in Oceanography 80, n° 3: 199-217. https://doi.org/10.1016/j.pocean.2009.02.001.

LUIJENDIJK A, HAGENGARS G, RANASINGHE R, BAART F, DONCHYTS G, AARNINKHOF S. (2018). The State of the World's Beaches. Nature, 8 (6641). URL : https://www.nature.com/articles/s41598-018-24630-6

MC DOUGAL WG, MARK A, STURTEVANT, KOMAR PD. (1987). Laboratory and Field Investigations of the Impact of Shoreline Stabilization Structures on Adjacent Properties. ASCE, PP 961-973. https://cedb.asce.org/CEDBsearch/record.jsp?dockey=0051611.

MIOSSEC A. (1994). La gestion du trait de côte sur le littoral atlantique des Etats-Unis : Des pratiques exemplaires ? Institut de Géographie, Université de Nantes, URA 904 (Dynamique et gestion des espaces littoraux). URL : https://www.paralia.fr/Files/03_38_7p_miossec.pdf.

NOEL C., BAUER E. (2017). Levers topo-bathymétriques & Reconnaissance de formations d'herbier de posidonie Secteur des Vieux Salins – Hyères. SEMANTIC TS publ., Fr., /17/022/CN.

PACHECO A, VILA-CONCEJO A, FERREIRA A, O., & DIAS J-A. (2008). Assessment of tidal inlet evolution and stability using sediment budget computations and hydraulic parameter analysis. Marine Geology, 247(1-2), 104-127.

PAQUIER AE, MEULE S. (2010). Une nouvelle méthode de cartographie de l'herbier sous-marin (Hyères, France). Utilisation d'un courantomètre profileur acoustique, Méditerranée. Revue géographique des pays méditerranéens / Journal of Mediterranean geography, n° 115 : PP 125-130. https://doi.org/10.4000/mediterranee.5242.

PARC NATIONAL DE PORT-CROS. (2008). Document d'objectifs (DOCOB) : sites Natura 2000 FR9301613 "Rade d'Hyères ", FR9310020 « Iles d'Hyères » et FR9312008 « Salins d'Hyères et des Pesquiers ». URL : http://www.side.developpement-durable.gouv.fr/Default/doc/SYRACUSE/212124/document-d-objectifs-docob-sites-natura-2000-fr9301613-rade-d-hyeres-fr9310020-iles-d-hyeres-et-fr93.

PAUTHONNIER A (IGN), LAMARRE V (SHOM). (2015). Litto3D – v 1.0, Spécifications techniques. Version du document 1.5. URL : https://diffusion.shom.fr/media/wysiwyg/pdf/Specifications-techniques-Litto3D_v1_0-Doc_v1_5.pdf

REFMAR. Zéro hydrographique. URL : http://refmar.shom.fr/fr/applications_maregraphiques/references-de-hauteurs/zero-hydrographique

REY-VALETTE H, CARBONNEL P, ROUSSEL S, RICHARD A. (2006). L'apport de la gestion intégrée des zones côtières (GIZC) à la gestion de l'érosion côtière : intérêt et exemple en Méditerranée française. *VertigO - la revue électronique en sciences de l'environnement*, n° Volume 7 Numéro 3. https://doi.org/10.4000/vertigo.2529.

ROSATI JD. (2005). Concepts in Sediment Budgets. Journal of Coastal Research 21, n° 2 (212). PP 307-322. https://doi.org/10.2112/02-475A.1.

SABATIER F. (2001). Fonctionnement et dynamiques morpho-sédimentaires du littoral du delta du Rhône. Thèse de doctorat, Aix-Marseille 3, 2001. URL : https://www.theses.fr/2001AIX30103.

SABATIER F, SUANEZ S. (2003). Evolution of the Rhône Delta Coast since the End of the 19th Century / Cinématique Du Littoral Du Delta Du Rhône Depuis La Fin Du XIXe Siècle. *Géomorphologie : Relief, Processus, Environnement* 9, n° 4 : 283-300, https://doi.org/10.3406/morfo.2003.1191.

SAMAT O. (2007). Efficacité et impact des ouvrages en enrochement sur les plages micro tidales : Le cas du Languedoc et du Delta du Rhône. These de doctorat, Aix-Marseille 1, 2007. URL : https://www.theses.fr/2007AIX10007.

SAMAT 0, SABATIER F, LAMBERT A. (2009). Impacts bathymétriques d'une digue sur une plage de micro-marée, Golfe du Lion, France. Méditerranée. URL : http://journals.openedition.org/mediterranee/189 ; DOI: https://doi.org/10.4000/mediterranee.189

SHORT A. (1999). Handbook of beach and shoreface morphodynamics. New York:. John Wiley & Sons, 1999. xii, 379 P. http://www.sidalc.net/cgi-bin/wxis.exe/?IsisScript=FCL.xis&method=post&formato=2&cantidad=1&expresion=mfn=007204

SILIEG A, LOZIC S, SILIEG S. (2015). A comparison of interpolation methods on the basis of data obtained from a bathymetric survey of Lake Vrana, Croatia. Hydrol. Earth Syst. Sci., 19, 3653–3666, 2015 www.hydrol-earth-syst-sci.net/19/3653/2015/ doi:10.5194/hess-19-3653-2015

SINANE K, DAVID G, PENNOBER G, TROADEC R. (2011). Fragilisation et modification des formations littorales meubles sur l'île d'Anjouan (Comores) : Quand l'érosion d'origine anthropique se conjugue au changement climatique. *VertigO - la revue électronique en sciences de l'environnement*, n° Volume 10 Numéro 3 (19 janvier 2011). https://doi.org/10.4000/vertigo.10528.

S.O.G.R.E.A.H. (1988). Etudes sédimentologiques de la rade d'Hyères - Rapport général, 5 tomes.

STEPANIAN A. (2003). Evolution morphodynamique d'une plage macrotidale à barres : Omaha beach (Normandie). s. d., 284 P.https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-00003997/

STEPHAN P, SUANEZ S. (2004). Dynamique morphosédimentaire des cordons dunaires de Tréduder et de Saint- Michel-en-Grève (baie de Saint-Michel-en-Grève – Côtes d'Armor) entre 1990 et 2003. Bulletin de l'Association de Géographes Français, 3, PP 438-448. URL : https://hal.archives-ouvertes.fr/hal-00347019

THIELER E, HIMMELSTOSS E, SICHICHI J, ERGUL A. (2018). Digital Shoreline Analysis System (DSAS) version 5.0. - An ArcGIS extension for calculating shoreline change.U.S. Geological Survey. URL : https://www.usgs.gov/centers/whcmsc/science/digital-shoreline-analysis-system-dsas?qt-science_center_objects=0#qt-science_center_objects

TOULON PROVENCE MEDITERRANEE. (2011). A la découverte des Salins d'Hyères http://www.hyeres.fr/sites/default/files/atoms/files/brochure_decouverte_salins_tpm.pdf

TOULON PROVENCE MEDITERRANEE. (2019). Renaturation du littoral des Vieux Salins à Hyères (83) – Projection de l'évolution des habitats naturels et du paysage – Rapport de phase 2.

Liste des figures

FIGURE 1 : PRESENTATION DU LITTORAL DES VIEUX SALINS D'HYERES 4
FIGURE 2 : ROSE DES VENTS TRIHORAIRES A HYERES B.A.N. POUR LA PERIODE 1966-2006 (SOURCES : CAPANNI, 2011 A PARTIR DES DONNEES DE METEO FRANCE) ET DIRECTION DES VENTS MORPHOGENES . 5
FIGURE 3 : HOULE DE SECTEUR SUD-OUEST (21/12/2019) 6
FIGURE 4 : HOULE DE SECTEUR OUEST (22/12/2019) 6
FIGURE 5 : HOULE DE SECTEUR SUD SUD-EST (23/11/2019) 6
FIGURE 6 : HOULE DE SECTEUR EST (20/01/2020) 6
FIGURE 7 : PRESENTATION DES LEVES BATHYMETRIQUES SUR L'ENSEMBLE DU SECTEUR 14
FIGURE 8 : PRESENTATION DES LEVES BATHYMETRIQUES SUR LE SECTEUR DE L'ETANG DE L'ANGLAIS 15
FIGURE 9 : DIGITALISATION DE LA LIMITE SUPERIEURE DES HERBIERS DE POSIDONIE : SOURCE DES IMAGES AERIENNES ; IGN 21
FIGURE 10 : DELIMITATION DES SECTEURS D'EVALUATION DES BILANS SEDIMENTAIRES 22
FIGURE 11 : DELIMITATION DE LA LIMITE INSTANTANEE DU JET DE RIVE SUR LA PLAGE DU PENTAGONE (SOURCES : GOOGLEMAPS – 2018) 25
FIGURE 12 : EMPRISE SPATIALE DES TRAITEMENTS DSAS AUX DIFFERENTES ECHELLES ETUDIEES 26
FIGURE 13 : VARIATION HISTORIQUE DU TRAIT DE COTE ENTRE 1896 ET 2017 A L'ECHELLE DE LA CELLULE LITTORALE 27
FIGURE 14 : VARIATIONS MOYENNES DU RIVAGE ENTRE 1896 ET 2017 29
FIGURE 15 : DIFFERENTIEL BATHYMETRIQUE 1896 - 2017 ..... **ERREUR ! SIGNET NON DEFINI.**
FIGURE 16 : DIFFERENTIEL BATHYMETRIQUE 2007/12 - 2017 31
FIGURE 17 : VARIATION HISTORIQUE DU TRAIT DE COTE ENTRE 1896 ET 2017 DEVANT L'ETANG DE L'ANGLAIS 32
FIGURE 18 : VARIATIONS MOYENNES DU RIVAGE. HAUT : ENTRE 1896 ET 2017, BAS : ZOOM ENTRE 1989 ET 2017 34
FIGURE 19 : EVOLUTION SAISONNIERE ET ANNUELLE DU TRAIT DE COTE SUR LE SECTEUR DESENROCHE 35
FIGURE 20 : DIFFERENTIELS BATHYMETRIQUES OCTOBRE 2010/MARS 2012 – MARS 2012/SEPTEMBRE 2015 – SEPTEMBRE 2015/SEPTEMBRE 2017 ET OCTOBRE 2010/SEPTEMBRE 2017 37
FIGURE 21 : REPRESENTATION TOPO-BATHYMETRIQUE DU PROFIL NORD-SUD DE LA PLAGE ENTRE OCTOBRE 2010 ET SEPTEMBRE 2017 40
FIGURE 22 : EVOLUTION DES AMENAGEMENTS A L'EMBOUCHURE DU PANSARD-MARAVENNE (SOURCE : GEOPORTAIL, IGN) 42
FIGURE 23 : DIFFERENTIEL BATHYMETRIQUE ENTRE LE RIVAGE ET LA PLAGE D'AVANT COTE DE 2007/12 A 2017 45
FIGURE 24 : COMPARATIF DE LA REPARTITION DES VARIATIONS DU RIVAGE LE LONG DU SECTEUR, PAR PERIODE, DE 1896 A 2017 47
FIGURE 25 : PRESENTATION DES DONNEES DE HOULE ET DES VENTS (FORCE ET DIRECTION) DU 24 AU 25/10/2011 ET DU 07 AU 08/11/2011. SOURCES : WINDGURU.CZ ; O. CREZE, 2012 48

FIGURE 26 : PRESENTATION DES DONNEES DE HOULE ET DES VENTS (FORCE ET DIRECTION) DU 16 AU 18/12/2011 ET DU 03 AU 06/01/2012. SOURCES : WINDGURU.CZ ; O. CREZE, 2012 49
FIGURE 27 : CARTOGRAPHIE DES REGLEMENTATIONS ET CADRES INSTITUTIONNELS EN VIGUEUR SUR LE LITTORAL DES VIEUX SALINS 62

Liste des tableaux

TABLEAU 1 : ESTIMATION DES DEBITS SOLIDES DES COURS D'EAU ALIMENTANT LA CELLULE SEDIMENTAIRE DES VIEUX SALINS. SOURCES : COURTAUD, 2000. 8
TABLEAU 2 : CHRONOLOGIE DES AMENAGEMENTS, D'APRES COURTAUD MODIFIE, 2000 10
TABLEAU 3 : SYNTHESE ET PRECISION DES DONNEES UTILISEES POUR L'ANALYSE DU TRAIT DE COTE 17
TABLEAU 4 : MARGES D'ERREUR LIEES AU GEOREFERENCEMENT DES IMAGES AERIENNES 21
TABLEAU 5 : SYNTHESE DES DONNEES ET PRECISIONS BATHYMETRIQUES ET TOPOS BATHYMETRIQUES SUR L'ENSEMBLE DE LA CELLULE LITTORALE 63
TABLEAU 6 : SYNTHESE ET PRECISIONS DES DONNEES TOPOGRAPHIQUES SUR LE SECTEUR DE L'ETANG DE L'ANGLAIS 63
TABLEAU 7 : SYNTHESE DES MARGES D'INCERTITUDES SUR LES VOLUMES SEDIMENTAIRES AU NIVEAU DE LA CELLULE LITTORALE ET DE L'ETANG DE L'ANGLAIS 64
TABLEAU 8 : SYNTHESE DES BILANS SEDIMENTAIRES REALISES ET DES MARGES D'ERREUR RETENUES A L'ECHELLE DE LA CELLULE LITTORALE 65
TABLEAU 9 : SYNTHESE DES BILANS SEDIMENTAIRES REALISES ET DES MARGES D'ERREUR RETENUES A L'ECHELLE DU SECTEUR DE L'ANGLAIS 66

Annexes

Annexe A. Dispositifs de protection sur le site des Vieux Salins d'Hyères

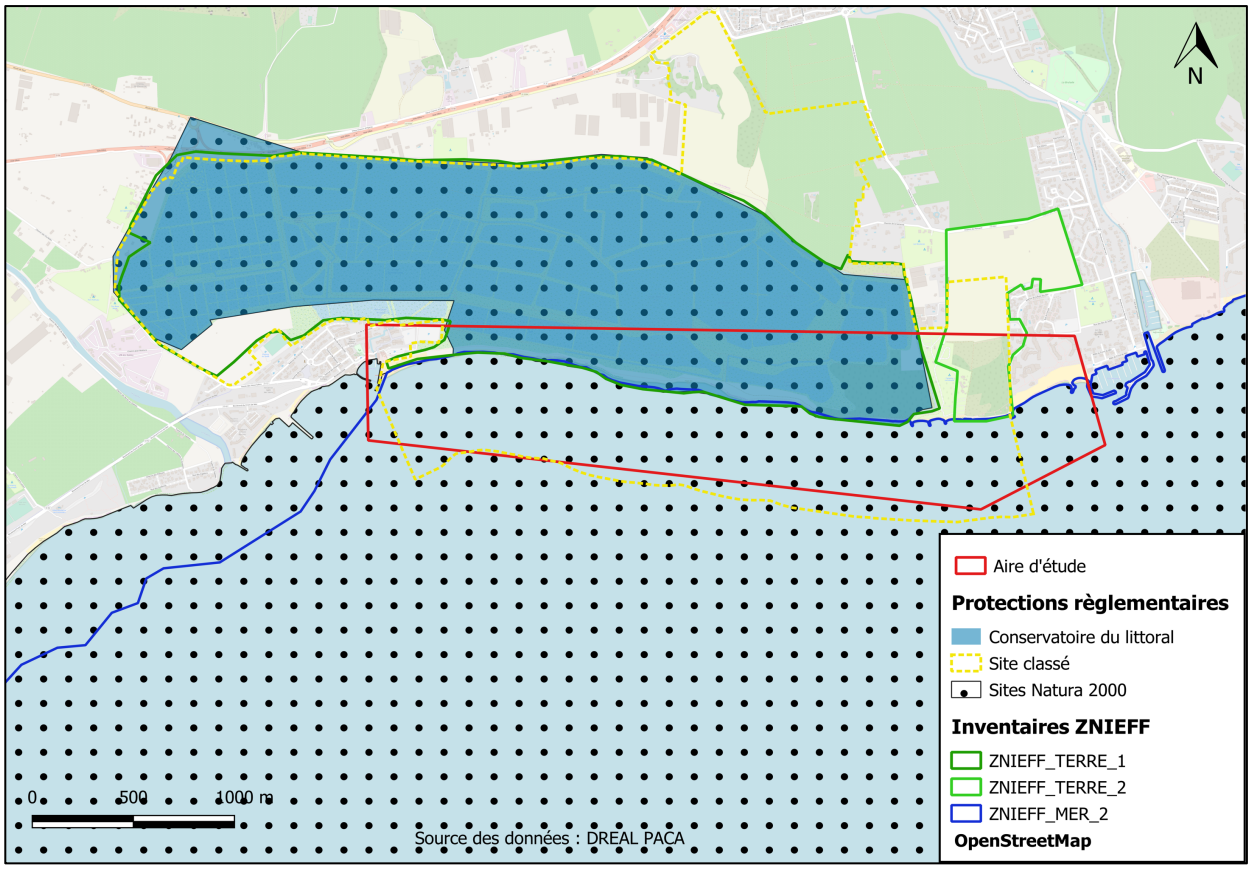


Figure 27 : Cartographie des règlementations et cadres institutionnels en vigueur sur le littoral des Vieux Salins

Annexe B. Synthèse des données topographiques et bathymétriques utilisées

Dates	Répartition/ Méthode des sondes	Acquisition/ Propriétaire	Nbr de points	Err_{SONDES} (m)	MNT Méthode/ Grille (m)	$Err_{INTERPO}$ (m)	Incertitude Err_{BATHY} (m)
1896	Transects/ Corde plombée	SHOM/ SHOM	1893	0,60	TIN/ 20x20	0,39	0,63
2010	Aléatoire/ Lidar	SHOM/ SHOM	984 519	0,25	TIN/ 5x5	0,18	0,31
2017	Transects Sondeur	SEMANTIC/ TPM	354 887	0,10	TIN/ 5x5	0,15	0,18
2017	Transects Sondeur	SEMANTIC/ TPM	354 887	0,10	TIN/ 20x20	0,43	0,44

Tableau 5 : Synthèse des données et précisions bathymétriques et topos bathymétriques sur l'ensemble de la cellule littorale

Dates	Organisme	Matériel	Nbr de points	Err_{SONDES} (m)	MNT Méthode/ Grille (m)	$Err_{INTERPO}$ (m)	Incertitude Err_{TOPO} (m)
2010	IGN	Lidar	205 119	0,25	TIN / 1x1	0,20	0,32
2010	IGN	Lidar	205 119	0,25	TIN / 5x5	0,11	0,27
30/03/2012	CEREGE	DGPS RTK	3 651	0,05	TIN / 1x1	0,08	0,10
24/09/2015	CEREGE	DGPS RTK	3 176	0,05	TIN / 1x1	0,06	0,07
24/09/2015	CEREGE	DGPS RTK	3 176	0,05	TIN / 5x5	0,13	0,14
2017	TPM (SEMANTIC)	DGPS RTK	9 939	0,10	TIN / 5x5	0,16	0,19

Tableau 6 : Synthèse et précisions des données topographiques sur le secteur de l'étang de l'Anglais

Annexe C. Synthèses des marges d'erreur retenues lors des calculs des bilans sédimentaires

Périodes	Incertitude Err_{MNT1} (m)	Incertitude Err_{MNT2} (m)	Incertitude $Err_{GLOBALE}$ (m)
Cellule littorale			
1896 - 2017	0,63	0,44	0,77
2010 - 2017	0,28	0,28	0,30
Etang de l'Anglais			
07/10/2010 – 30/03/2012	0,32	0,10	0,33
30/03/2012 - 24/09/2015	0,10	0,07	0,12
24/09/2015 - 04/09/2017	0,14	0,19	0,23
07/10/2010 - 04/09/2017	0,27	0,19	0,33

Tableau 7 : Synthèse des marges d'incertitudes sur les volumes sédimentaires au niveau de la cellule littorale et de l'étang de l'Anglais

Annexe D : Synthèse des volumes et marges d'incertitudes retenues sur l'ensemble des volumes sédimentaires réalisés

Cellule littorale								
Dates	Global		Secteur Ouest		Secteur central		Secteur est	
	Volumes (m³)	Incertitude	Volumes (m³)	Incertitude	Volumes (m³)	Incertitude	Volumes (m³)	Incertitude
1896 - 2017	-14 614	243 360	+56 258	57 720	-29 913	148 512	-40 959	45 552
					Embouchure Gargatte			
					+10 032	16 848		
2007/12 - 2017	+24 032	136 719	+13 587	17 694	**Secteur central**		+3 050	30 807
					+5 872	85 140		
					Embouchure Gargatte			
					+11 122	10 089		
					Zone du jet de rive			

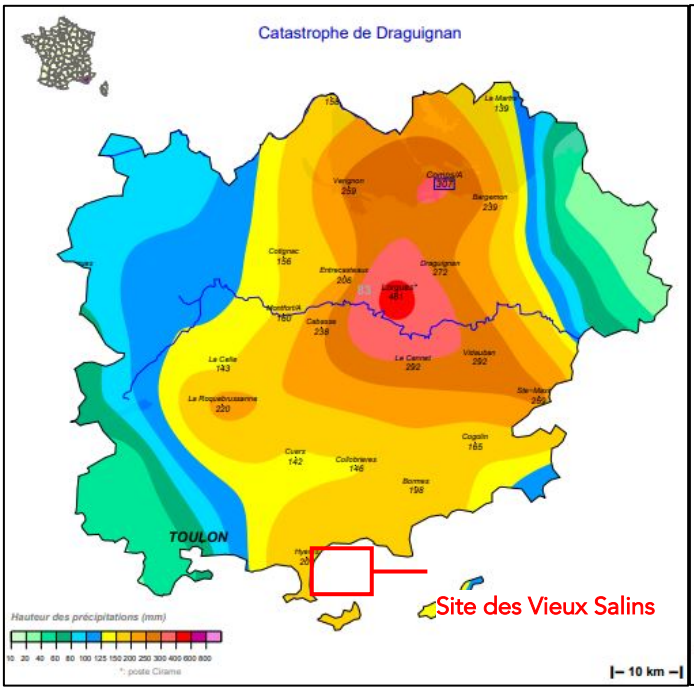
Tableau 8 : Synthèse des bilans sédimentaires réalisés et des marges d'erreur retenues à l'échelle de la cellule littorale

Secteur de l'étang de l'Anglais										
Dates	Global		Plage naturelle		Rivage plage naturelle		Arrière-dune plage naturelle		Secteur désenro	
	Volumes(m³)	Incertitude	Volumes(m³)	Incertitude	Volumes(m³)	Incertitude	Volumes (m³)	Incertitude	Volumes(m³)	Incertit
2010-2012	-2 844	1 179	-929	851	-1 103	533	+197	220	-1 915	328
2012-2015	-2 163	1 179	-1 241	851	-1 540	662	+300	187	-922	328
2015-2017	+431	2 340	+167	1 704	Pic d'accrétion plage naturelle *		Pic d'érosion plage naturelle *		+284	636
					+68	24	-165	63		
					+128	30				
									-1 166	901

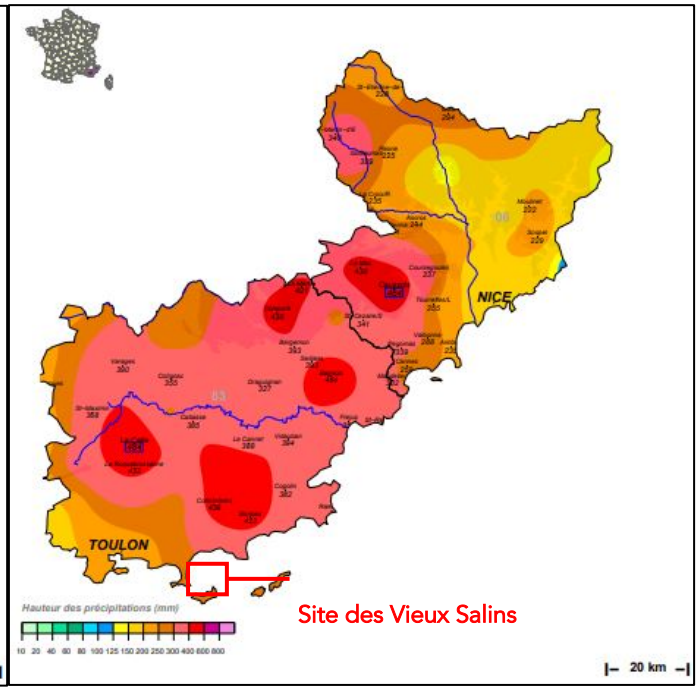
Tableau 9 : Synthèse des bilans sédimentaires réalisés et des marges d'erreur retenues à l'échelle du secteur de l'Anglais

* Les résultats du bilan sédimentaire entre 2015 et 2017 ne montre pas d'évolution homogène entre les secteurs identifiés sur les autres paires de dates (rivage, arrière-dune, secteur ouest du désenrochement). Nous avons donc préféré authentifier les pics d'érosion et d'accrétion entre la plage naturelle et le désenrochement pour mieux comprendre la dynamique sédimentaire sur cette période

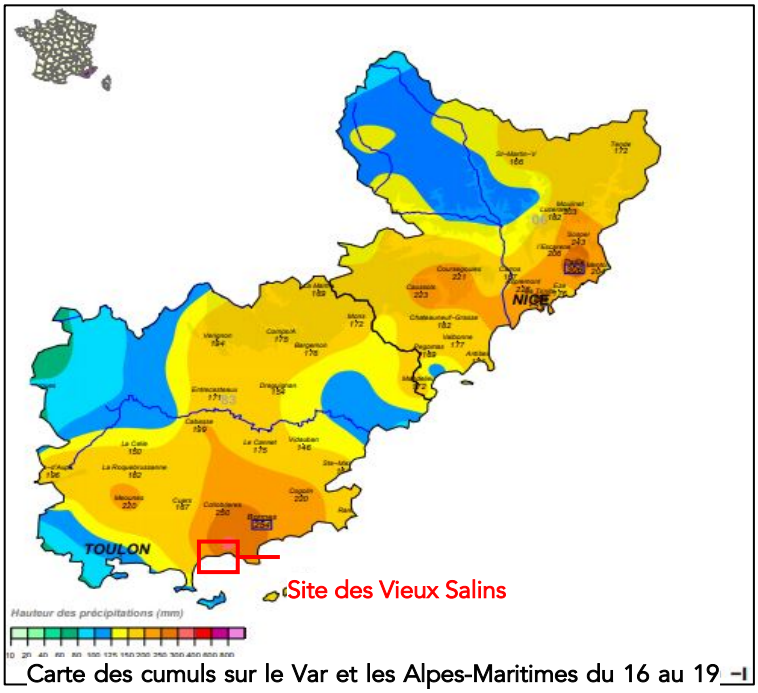
Annexe E. Cartographie des pluies extrêmes sur le département du Var (département du site d'étude) et des Alpes-Maritimes entre 2010 et 2017



Carte des cumuls sur 2 jours sur le Var 14 et 15 juin 2010 (Source : http://pluiesextremes.meteo.fr/ Edité le 06/04/2016)



Carte des cumuls sur le Var et les Alpes-Maritimes du 2 au 9 novembre 2011 (Source : http://pluiesextremes.meteo.fr/ Edité le 06/04/2016)



Carte des cumuls sur le Var et les Alpes-Maritimes du 16 au 19 janvier 2014 (Source : http://pluiesextremes.meteo.fr/ Edité le 06/04/2016)