



HAL
open science

Caractérisation de l'hydro-morphodynamique de la zone intertidale du récif frangeant de l'Hermitage par caméra vidéo (La Réunion)

Jaimie Machabée

► To cite this version:

Jaimie Machabée. Caractérisation de l'hydro-morphodynamique de la zone intertidale du récif frangeant de l'Hermitage par caméra vidéo (La Réunion). Géographie. Université de la Réunion, 2024. Français. NNT : 2024LARE0015 . tel-04808143

HAL Id: tel-04808143

<https://theses.hal.science/tel-04808143v1>

Submitted on 28 Nov 2024

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

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

Thèse pour obtenir le grade de docteur de l'Université de La Réunion

Ecole doctorale n° 541, Sciences humaines et sociales

Discipline : **Géographique physique**

Unité de recherche : **ESPACE-DEV**, Univ Montpellier, IRD, Univ Antilles, Univ Guyane,
Univ Réunion, La Réunion

Caractérisation de l'hydro-morphodynamique de la zone intertidale du récif frangeant de l'Hermitage par caméra vidéo (La Réunion)

Présentée et soutenue publiquement le 5 juillet 2024 par

Jaimie MACHABÉE

Composition du jury

M. Stéphane COSTA	Professeur, Université de Caen Normandie, UMR IDEES	Président du jury Examineur
M. Christophe DELACOURT	Professeur, Université de Brest Occidentale, UMR Geo-Ocean, OSU-IUEM	Co-Directeur
Mme. France FLOC'H	MCF HDR, Université de Bretagne Occidentale, UMR Geo-Ocean, OSU-IUEM	Co-encadrante
Mme. Gwenaëlle PENNOBER	Professeure, Université de La Réunion, UMR Espace-dev, OSU-Réunion	Directrice
Mme. Nadia SÉNÉCHAL	Professeure, Université de Bordeaux, UMR EPOC-OASU	Rapporteure
Mme. Imen TURKI	MCF HDR, Université de Rouen Normandie, UMR M2C	Rapporteure
M. Rémi BELON	BRGM La Réunion	Invité



« Qui a fermé la mer avec des portes, Quand elle s'élança du sein maternel ; Quand je fis de la nuée son vêtement, Et de l'obscurité ses langes ; Quand je lui imposai ma loi, Et que je lui mis des barrières et des portes ; Quand je dis : Tu viendras jusqu'ici, tu n'iras pas au-delà ; Ici s'arrêtera l'orgueil de tes flots ? »

A Eléa et Timothée

Remerciements

Enfin vient le moment où je m'arrête pour rédiger ces quelques lignes, afin de remercier humblement celles et ceux qui ont été mes guides et mes soutiens tout au long de ce long périple. Sans leur présence et leur précieuse contribution, ce travail n'aurait jamais vu le jour. Je saisis donc cette opportunité pour exprimer ma profonde gratitude envers toutes les personnes qui ont croisé ma route, partagé leurs connaissances et offert leur soutien, que ce soit de près ou de loin.

Je tiens à exprimer ma gratitude aux membres du jury qui ont accepté de relire cette thèse et d'en être les rapporteurs. Leur lecture attentive et leurs remarques précieuses ont grandement contribué à l'élaboration de la version finale de ce manuscrit. Je remercie également l'ensemble des membres du jury pour leur présence lors de la soutenance de ce travail et pour les conseils avisés qu'ils m'ont prodigués, lesquels me sont d'une grande valeur.

Je remercie l'université de La Réunion de m'avoir octroyé ce contrat doctoral. Je remercie également le conseil de l'École doctorale SHS de m'avoir offert l'opportunité d'obtenir ce financement, assurant ainsi ma sécurité financière pendant cette thèse. Je remercie également l'UMR Espace-dev de m'avoir accueillie au sein de leur équipe et d'avoir notamment financé ma participation à l'École d'Automne de l'Institut des Mathématiques pour la Planète Terre à l'ENS Lyon.

Je tiens tout naturellement à exprimer ma profonde gratitude envers Madame Gwenaëlle Pennober, ma directrice de thèse, sans qui ce travail n'aurait pas vu le jour. Je lui suis infiniment reconnaissante, de m'avoir donné ma chance en master 2, malgré les défis de l'époque, d'avoir été humaine et femme. Je la remercie de m'avoir permise de me lancer sur des thématiques littorales qui me tenaient à cœur, venant d'un petit village côtier de l'île Maurice. Je lui suis également reconnaissante pour son soutien indéfectible tout au long de cette aventure riche en rebondissements, et d'avoir toujours su raviver la petite flamme qui brûlait encore au fond de moi quand moi je n'y croyais plus. Car comme on dit, on n'éteint pas le lumignon qui fume.

Je remercie également mon co-directeur, Christophe Delacourt, et mon encadrante, France Floc'h, pour leurs conseils, leur rigueur et leur patience. Même à distance, ils ont su être présents. Je leur suis reconnaissante pour toutes les connaissances partagées, que ce soit sur le plan disciplinaire ou technique. Leur soutien a été essentiel, en particulier dans les phases d'instrumentation, de méthodologie et d'analyse, où ils ont été un phare dans la nuit. Je remercie particulièrement France, d'être un modèle

inspirant pour ma carrière naissante. Je la remercie pour tous les précieux conseils, non seulement dans le cadre de la thèse mais en tant que femme.

Je remercie bien évidemment les acteurs de l'ombre, Yoan Benoit, Pierre Stamenoff, Florian Jouvenot, Emmanuel Augereau et Emmanuel Cordier. Leur contribution à la phase d'instrumentation est inestimable. Je leur suis reconnaissante pour le partage de leurs connaissances et leur pédagogie. Je tiens particulièrement à remercier Yoan, de m'avoir véhiculée, d'avoir escaladé, plongé et pris des coups de soleil, pendant mes campagnes de terrains, et d'avoir toujours su trouver les mots justes lorsque les choses ne se déroulaient pas comme prévu.

Une pensée également pour ceux qui étaient là au début, Angélique, Marion, José et Benjamin, ainsi que pour ceux qui sont là à la fin, Baptiste, Bastien et Manoa. Ce bureau aura vu passer du monde, mais tous ont illuminé mes journées.

Merci pour la famille Bidois qui m'ont accueillie pendant toute ma Licence, sans qui je n'aurais pas pu poursuivre mes études. Enfin je remercie toute la jeunesse du phare, Manon, George et Caroline et les Mums : Eugénie, Christelle, Ophélie. Merci pour votre soutien.

Enfin, je veux adresser ces quelques lignes à mes piliers dans la joie, comme dans l'affliction :

A mes parents :

Il y a 10 ans, vous regardiez partir votre petite fille, les yeux remplis d'espoir. Vous m'avez vue tout quitter : attaches, repère, emploi, mais vous m'avez fait confiance. Vous m'avez fait promettre d'aller au bout de mes études, et je pense que cette promesse est tenue. Vous m'avez accompagnée dans tous mes projets, même les plus fous. Vous avez toujours su trouver les bons mots en toute circonstance. Merci d'avoir été là, d'avoir toujours eu une pensée pour moi, même à 2 heures du matin. Je vous aime et je ne pourrai jamais vous remercier assez pour tout ce que vous avez fait.

A mon cher époux :

Les mots ne suffiront jamais pour te dire toute ma reconnaissance. Tu as été mon soutien, mon refuge sûr, mon roc. Pendant cette aventure, qui aurait cru que nous aurions traversé autant d'épreuves ? Mais malgré tous ces défis, tu m'as soutenue, même tout quitter pour me permettre de briller encore plus. Merci d'avoir été présent pour les enfants. Merci pour toutes les tasses de café, thés et petites attentions. Je ne pourrais rêver de meilleur partenaire de vie.

Résumé

Les récifs coralliens, environnements emblématiques de la biodiversité mondiale, font face aux défis posés par le changement climatique, l'élévation du niveau de la mer et l'anthropisation côtière croissante. Les plages adossées à ces récifs, en particulier les plages d'arrière-récifs frangeants, restent relativement peu étudiées malgré leur importance écologique et économique. Ce manuscrit relate les travaux de thèse visant à améliorer notre compréhension de l'hydro-morphodynamique de ces plages à différentes échelles temporelles, en utilisant une caméra vidéo (Video Monitoring System, VMS) couplée à une sonde de pression. Le site d'étude, la plage de l'Hermitage, située dans une zone microtidale sur la côte ouest de l'île de La Réunion dans l'océan Indien, est fréquemment exposée aux houles australes et aux événements cycloniques. Cette plage est suivie par DGPS et drone dans le cadre du Système National d'Observation Dynalit (SNO Dynalit) depuis 2014. Les constats depuis 1950 et les observations actuelles montrent une plage fortement érodée, conséquence de plusieurs facteurs anthropiques. Les résultats de ce travail de thèse montrent la pertinence et les limites de la mobilisation d'une telle instrumentation (caméra vidéo et sonde de pression) pour l'étude des plages d'arrière-récif. Une cyclicité saisonnière de la position de la ligne d'eau (ou ligne de rivage), avec un recul de 1,4 m en hiver et une avancée de 0,9 m en été, est observée. En moyenne, le récif atténue 97% des houles incidentes et agit comme un filtre passe-bas. Par ailleurs, une analyse du *runup* sur l'estran révèle que les ondes de basses fréquences contribuent à 50% à ce phénomène, et le setup à 40%. Notre étude montre le rôle des ondes longues (infragravitaires (IG) et Very Low Frequency (VLF)) dans les phénomènes de submersion mais aussi d'érosion. Ce travail ouvre des perspectives importantes pour la recherche dans ce type d'environnement dans un contexte de changement climatique et d'élévation du niveau de la mer.

Mots clés : caméra, plage, récif frangeant, morphodynamique, hydrodynamique, runup, setup, ondes infragravitaires, ondes de très basse fréquence, érosion, submersion, changement climatique

Abstract

Coral reefs, iconic environments of global biodiversity, face the challenges of climate change, rising sea levels, and increasing coastal development. Despite their ecological and economic significance, beaches adjacent to these reefs, especially fringing back-reef beaches, have received relatively little attention. This manuscript presents doctoral research aimed at enhancing our understanding of the hydro-morphodynamics of these beaches across various time scales, utilizing a Video Monitoring System (VMS) coupled with a pressure sensor. The study site, Hermitage Beach, situated in a microtidal zone on the western coast of La Réunion in the Indian Ocean, is frequently exposed to southern swells and cyclonic events. Since 2014, this beach has been monitored by Differential Global Positioning System (DGPS) and drone as part of the Dynalit National Observation System (SNO Dynalit). Findings spanning from 1950 to the present highlight a significantly eroded beach, attributed to various anthropogenic factors. The results of this thesis illustrate the relevance and constraints of utilizing such instrumentation (video camera and pressure sensor) for investigating back-reef beaches. Seasonal fluctuations in the waterline position, with a retreat of 1.4 m in winter and an advance of 0.9 m in summer, are observed. On average, the reef attenuates 97% of incoming swells and functions as a low-pass filter. Additionally, an analysis of runup on the foreshore reveals that low-frequency waves contribute 50% to this phenomenon, with water level setup contributing up to 40%. This research underscores the critical role of long waves (infragravity (IG) and Very Low Frequency (VLF)) in both submersion and erosion processes. It sets the stage for further exploration in this environmental context, particularly in light of climate change and rising sea levels.

Keywords: camera, beach, fringing reef, morphodynamics, hydrodynamics, runup, setup, infragravitary waves, very low frequency waves, erosion, submersion, climate change

Sommaire

Introduction générale	11
Chapitre 1. Morphologie et hydrodynamique en contexte récifal	21
1.1. Morphologies récifales	25
1.2. Hydrodynamique récifale et processus associés	43
1.3. Conclusion et axes de recherche.....	59
Chapitre 2. Contexte de l'étude.....	63
2.1. Mise en place et situation générale de l'île de La Réunion	64
2.2. Contexte hydro-climatique de La Réunion.....	69
2.3. Caractéristiques des édifices récifaux de La Réunion	88
2.4. Le récif frangeant de Saint-Gilles et la plage de l'Hermitage	90
2.5. Du constat de l'érosion à un observatoire pérenne.....	102
2.6. Conclusion.....	128
Chapitre 3. Matériels et méthodes.....	129
3.1. Contexte scientifique et technique.....	131
3.2. Le Système de Caméra Vidéo de l'Hermitage	142
3.3. Caractérisation des conditions hydrodynamiques.....	163
3.4. Sélection des périodes d'études.....	168

3.5. Conclusion.....	179
Chapitre 4. Analyse de la variabilité de la ligne d'eau extraite des Timex.....	181
4.1. Positions moyennes de la ligne d'eau.....	181
4.2. Cinématique du trait de côte (Xm à une altitude donnée).....	191
4.3. Cinématique du profil de bas de plage	195
4.4. Discussion.....	203
4.5. Conclusion.....	213
Chapitre 5. Etude du jet de rive sur une plage de récif frangeant	215
5.1. Méthodologie.....	215
5.2. Résultats.....	224
5.3. Discussion.....	249
5.4. Conclusion.....	256
Conclusion générale et perspectives.....	257
Annexe 1 : Comparaison des composantes de marée PDG et récif de l'Hermitage...	265
Références bibliographiques.....	269
Liste des figures	311
Liste des tableaux.....	320
Table des matières	321

Introduction générale

L'élévation du niveau de la mer (ENM) est une des conséquences inévitables du changement climatique qui tend à susciter une préoccupation croissante au sein des populations, de la communauté scientifique et chez les décideurs à l'échelle mondiale. En 2019, Kulp et Strauss estimaient qu'environ un milliard de personnes occupaient des terres situées à moins de 10 m au-dessus des lignes actuelles de marée haute, dont 230 millions se trouvaient à moins d'1 m. Sous l'effet de l'augmentation de la température du globe, le niveau moyen de la mer à l'échelle mondiale a augmenté de 11 à 16 cm au cours du XX^e siècle, soit 3,6 mm/an de 2006 à 2015. Les projections du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat (GIEC) pour 2100 sont sans appel « Le niveau moyen global de la mer (*Global Mean Sea Level - GMSL*) augmentera de 0,43 m (gamme probable de 0,29 à 0,59 m, scénario RCP2.6) à 0,84 m (gamme probable de 0,61 à 1,10 m, scénario RCP8.5) d'ici 2100, par rapport à la période de référence 1986-2005» (Oppenheimer *et al.*, 2019).

En outre, le GIEC alerte sur le fait que contrairement à d'autres variables climatiques telles que les températures et les précipitations, le niveau de la mer continuera à s'élever bien après la stabilisation des températures globales, puisque les glaciers et les calottes glaciaires pourraient mettre plusieurs siècles à s'ajuster aux nouvelles températures. Ainsi, même si nous réduisons immédiatement et de manière significative les émissions de carbone, identifiées comme le principal facteur du réchauffement, le niveau des mers pourrait encore augmenter de 0,5 m au cours de ce siècle. Dans le scénario, où les émissions continueraient à être élevées, l'élévation du niveau de la mer au XXI^e siècle pourrait approcher, voire dépasser, 2 m en raison d'une instabilité précoce de la calotte glaciaire de l'Antarctique. Cependant une érosion rapide de la calotte glaciaire est d'ores et déjà observées en 2023 avec un minimum

record de sa surface enregistré depuis l'ère des satellites d'observation de la Terre (Purich et Doddridge, 2023).

De plus, les conséquences de cette élévation, telles que les inondations et l'érosion côtière, seront exacerbées par le fait que les changements climatiques (CC) se traduisent par une augmentation de l'occurrence des événements météorologiques extrêmes (Seneviratne *et al.*, 2021) vecteurs de surcôtes et d'impacts morphogéniques majeurs (Luijendijk *et al.*, 2018 ; Nicholls *et al.*, 2007 ; Vousdoukas *et al.*, 2018). Outre l'augmentation du niveau moyen des mers, des tempêtes plus violentes sont attendus avec une intensification rapide des cyclones tropicaux (Bhatia *et al.*, 2018, 2019 ; Vecchi *et al.*, 2019) et des changements dans les conditions de vagues, notamment une augmentation des vagues extrêmes (Oppenheimer *et al.*, 2019). Ces facteurs représentent l'un des impacts des futurs cyclones tropicaux dans le contexte du changement climatique, avec des niveaux d'inondation et de submersion plus élevées. La combinaison d'une intensification des tempêtes, d'une augmentation des précipitations, et de la poursuite de l'ENM pourrait agir de manière synergique pour accroître le risque d'inondation dans les régions basses et non protégées (Knutson *et al.*, 2020 ; Walsh *et al.*, 2019). Face à ces forçages, les littoraux les plus vulnérables sont les côtes basses et les côtes meubles.

Les côtes sableuses, représentant près d'un tiers du littoral mondial, se caractérisent par leur grande dynamique géomorphologique. Elles réagissent à divers processus hydromorphologiques opérant à différentes échelles de temps, incluant les vagues, les marées, les tempêtes, ainsi que les changements à long terme des niveaux marins. L'ENM est identifiée comme un des facteurs qui devrait contribuer de manière significative au futur retrait du littoral (Athanasidou *et al.*, 2020). En 2018, Luijendijk *et al.* estimait que 24 % des côtes sableuses dans le monde connaissaient déjà un taux d'érosion de plus de 0,5 m par an, tandis qu'environ 16 % enregistraient un taux d'érosion de plus de 1 m par an.

Des inquiétudes supplémentaires existent concernant les plages biodétriques récifales et les régions côtières qui sont bordées de récifs coralliens, ces dernières étant particulièrement vulnérables aux effets des changements globaux (Nicholls *et al.*, 2007). Les récifs coralliens sont des écosystèmes marins complexes et fragiles qui dépendent de nombreux facteurs environnementaux pour leur survie (Sheppard *et al.*, 2005). Parmi ceci directement en lien avec la question climatique on peut noter : (i) Des températures de l'eau trop élevée peuvent déclencher un blanchissement d'origine thermique résultat de la perte de microalgues symbiotiques (zooxanthelles) qui fournissent aux coraux une grande partie de leur nutrition. Ce blanchissement peut entraîner la mortalité des coraux. De même des changements de températures peuvent favoriser le développement de prédateurs (étoiles de mer coralivores, ...) ou de maladies ; (ii) L'augmentation des niveaux de dioxyde de carbone (CO₂) dans l'atmosphère entraîne une acidification des océans, qui peut affecter la capacité des coraux à construire leur squelette calcaire ; (iii) Les coraux ont besoin de lumière pour la photosynthèse de leurs zooxanthelles. Une eau trouble, trop chargée en particules, liée à une forte pluviométrie sur les bassins versants côtiers ou une colonne d'eau trop importante peut réduire la quantité de lumière disponible pour les coraux ; (iv) Les variations de la salinité de l'eau contrôlée par les échanges océaniques, et côtiers peuvent avoir un impact sur certaines espèces de coraux ; (v) De même, ces courants océaniques contrôlent l'apport en nutriments et contribuent à la dispersion des larves de coraux et à la connectivité entre récif (Crochelet *et al.*, 2020), facteur prépondérant de résilience face à l'augmentation de l'occurrence des vagues de chaleur marines (Novi et Bracco, 2022). Il est important de noter que ces facteurs interagissent souvent de manière complexe et à différentes échelles sur un littoral récifal donné.

Ainsi à l'échelle du récif, Neumann et Macintyre (1985) reportent trois types de réponses des récifs coralliens possibles en contexte d'ENM (i) *Keep-up*, le récif par sa croissance conserve une crête proche du niveau de l'eau pendant toute la durée du phénomène ; (ii) *Catch-up*, dans le cas où le récif est d'abord dépassé par la vitesse de

la remontée du niveau marin, puis il rattrape son retard généralement une fois que le rythme de la transgression a ralenti ; (ii) *Give-up*, correspondant à une accrétion du récif nulle. Ce type de réponse est attendue dans les cas où la montée du niveau marin est trop brutale et trop importante pour le taux d'accrétion des coraux et/ou lorsque le récif trop fragilisé ne peut s'adapter. La vitalité récifale est en effet garante de deux services écosystémiques fondamentaux en termes d'érosion et de submersion marine : la dissipation des houles par frottement sur les rugosités coralliennes et la production de sable (David *et al.*, 2012). Les projections d'élévation potentielle du niveau de la mer de 0,4 à 1,8 m d'ici 2100, soulève donc la question de l'adaptation des taux d'accrétion verticale des plateformes récifales qui sont nettement inférieurs aux taux prévus d'ENM (Masselink *et al.*, 2020 ; Montaggioni, 2005). Ceci s'explique par l'état des récifs dans le monde (Eddy *et al.*, 2021). Au cours des 30 à 40 dernières années, la couverture moyenne de coraux vivants sur les récifs tropicaux a diminué d'environ 50 à 75 % dans presque toutes les régions du monde (Bruno *et al.*, 2018 ; Bruno et Selig, 2007 ; De'ath *et al.*, 2012 ; Gardner *et al.*, 2005 ; Hughes *et al.*, 2018). Parallèlement, dans les régions tropicales propices à la croissance corallienne, les modèles climatiques laissent subsister des incertitudes en ce qui concerne les évolutions des fréquences de tempêtes et de vagues extrêmes dans les océans au cours du prochain siècle (Seneviratne *et al.*, 2021).

Afin de disposer d'une vision synoptique et actualisée de l'évolution de ses rivages, l'Etat français a confié au Centre d'études et d'expertise sur les risques, l'environnement, la mobilité et l'aménagement (Cerema) en 2017, la production d'un indicateur national de l'érosion côtière. Intégré dans le cadre de la stratégie nationale de gestion intégrée du trait de côte, cet indicateur national offre une vision de la mobilité passée du trait de côte en métropole et dans les 5 départements et régions d'outre-mer. L'analyse, basée sur l'analyse de 2 traits de côte dont sont extraits 21 683

profils (17 156 en métropole et 4 527 dans les DROM¹, hors Guyane), révèle que 19 % des profils calculés par l'indicateur national présentent un recul, parmi lesquels 7 % affichent une tendance au recul dépassant 0,5 m/an.

Pour répondre à ces défis grandissants, le Grenelle de la Mer a proposé une stratégie nationale de gestion intégrée du trait de côte depuis 2012. La mise en œuvre de cette stratégie repose sur une responsabilité partagée entre l'État et les collectivités territoriales, (Lambert, 2013). Cette stratégie, basée sur des principes communs et des recommandations, s'articule autour de 5 axes, dont l'axe A vise à développer et partager la connaissance sur le trait de côte. C'est dans ce contexte général que s'inscrit cette thèse qui vise à compléter l'arsenal méthodologique et la connaissance sur les littoraux coralliens.

C'est aussi dans ce contexte que le Ministère de l'Enseignement Supérieur et de Recherche (MESR), via l'Alliance nationale de recherche pour l'Environnement (AllEnvi) et l'Institut National des Sciences de l'Univers (INSU) du Centre National de la Recherche Scientifique (CNRS) se sont intéressés aux sites d'observation des morphodynamiques côtières et à la labellisation de leurs protocoles de production d'information à travers la création de réseaux d'observatoires afin de garantir, l'accessibilité, l'interopérabilité et la pérennité des données des observatoires scientifiques. L'objectif est de rendre ces données accessibles à tous selon le principe de l'open data² et à un large éventail d'acteurs impliqués dans la gestion des risques côtiers. Les labels associés à ces agences et instituts sont les Systèmes d'Observation et d'Expérimentation sur le long terme pour la Recherche en Environnement (SOERE), avec le SOERE "trait de côte et aménagement des littoraux" créé pour l'AllEnvi en 2011 (clos en 2016) et les Services Nationaux d'Observation (SNO) du CNRS-INSU avec le

¹ Département et région d'outre-mer

² *LOI n° 2016-1321 du 7 octobre 2016 pour une République numérique (1)*, 2016

SNO "Dynamique du Littoral " (SNO DYNALIT) initié en 2014. Ces systèmes et services constituent en général les briques de base des Infrastructures de Recherche (IR), comme l'infrastructure de recherche littorale et côtière (IR-ILICO) créée en 2016. Elles même forment les nœuds des infrastructures européennes ou encore lorsque ces infrastructures ne sont qu'au stade de projet, comme le *Joint European Research Infrastructure of Coastal Observatories* (JERICO), elles sont inscrites sur la feuille de route de l'*European Strategic Forum for Research Infrastructures* (ESFRI).

La Réunion a été le premier territoire ultramarin à labelliser un site en 2012 dans le cadre du SOERE "trait de côte et aménagement des littoraux". Ce projet a été porté par l'Observatoire des Sciences de l'Univers de La Réunion (OSU-R) et en son sein par l'Unité Mixte de Recherche (UMR) Espace-dev grâce à un soutien de la Direction de l'environnement, de l'aménagement et du logement (DEAL) et une collaboration avec 2 laboratoires fédérés autour de l'Institut Universitaire Européen de la Mer (IUEM). Ce site était aussi la première plage biodétritique d'arrière-récif frangeant à être labellisée (Mahabot, 2016). Lorsque les sites du SOERE intègrent en 2014 le SNO DYNALIT, le site réunionnais obtient de facto ce nouveau label. Les protocoles changent en 2018 avec l'intégration obligatoire de modèles numériques de terrain (MNT) en lieu et place des traditionnels profils de plage pour mesurer les variations topographiques de plages en réponse aux forçages. A La Réunion en raison des caractéristiques du site sélectionné, la plage de l'Hermitage, les 2 types de mesures sont acquis 2 fois par an pour mesurer les variations saisonnières de la topographie de la plage. Durant la thèse de M. Mahabot (2016) dont les travaux ont porté la labellisation, des mesures post-événements paroxysmaux tels que les cyclones et les houles australes sont aussi réalisées (Mahabot *et al.*, 2016) mais non pérennisées en raison d'arbitrages budgétaires au sein de l'OSU-R. Le socle minimal de mesure, les MNT, sont stockées

sur l'infrastructure de donnée de l'OSU-R, Geosur³ et accessibles sur le site national du SNO DYNALIT⁴.

Toutefois, il est crucial de souligner que l'érosion côtière ne peut être pleinement appréhendée, comprise, en se basant uniquement sur les vitesses moyennes de recul historiques mesurées par des acquisitions semestrielles ou post-événementiels (Fenster *et al.*, 2001). L'échelle de l'évènement est aussi importante (Callaghan *et al.*, 2009a ; Karunarathna *et al.*, 2014 ; Mahabot *et al.*, 2016). En outre, cette échelle temporelle est parfois difficile à appréhender, il n'est pas rare d'avoir 2 évènements successifs sans qu'il soit possible d'organiser une mission de terrain, surtout en cas de terrain distant d'un centre de recherche, limitant la compréhension de l'impact d'un évènement ou d'un type de forçage. De même, l'érosion instantanée pendant des évènements de fortes houles constitue aussi une donnée importante pour comprendre les interactions estran/forçages. Callaghan *et al.*, en 2009, soulignait déjà l'importance de cette quantification précise pour une gestion efficace de ces zones. Elle permet une compréhension fine des processus et des conditions environnementales responsables de la mobilité à court terme des rivages (Wright *et al.*, 1985).

Par ailleurs, dans le contexte du CC et de l'ENM, une attention particulière doit être accordée à la caractérisation des mécanismes de submersion affectant les côtes basses. Comprendre ces processus devient essentiel pour élaborer des stratégies d'adaptation et de gestion du littoral face aux risques accrus de montée du niveau de la mer, d'intensification des tempêtes, et surtout, dans les zones déjà très érodées. La morphologie ou les laisses de mer ne sont pas toujours suffisantes pour appréhender ces phénomènes qui montrent une grande variabilité spatio-temporelle. Beaucoup d'inconnues subsistent donc encore et nécessitent de diversifier l'instrumentation à la

³ <https://geosur.osureunion.fr/geonetwork/srv/fre/catalog.search#/home> , consulté le 12/04/2024

⁴ <https://www.dynalit.fr/> , consulté le 12/04/2024

côte pour appréhender les phénomènes dans toutes leurs dimensions spatiales et temporelles. L'acquisition de mesures continues des processus s'inscrit dans cet objectif (Sénéchal *et al.*, 2009). Il est en outre crucial de produire des données reproductibles dans le temps et ce sur de longues périodes.

Dans l'article intitulé "The basics for a permanent observatory of shoreline evolution in tropical environments; lessons from back-reef beaches in La Réunion Island," Mahabot *et al.* (2017) met en évidence l'importance fondamentale d'un tel observatoire pérenne sur le littoral de La Réunion au vu de la difficile prévision à ce jour des impacts d'une houle ou d'un cyclone. Son objectif principal est de collecter de manière ininterrompue et avec une précision élevée des données pertinentes pour documenter un phénomène spécifique sur une longue période. Cette approche par observatoire sur le long terme devrait offrir une vision plus complète des processus côtiers, y compris les érosions instantanées pendant les tempêtes, permettant ainsi une meilleure gestion des zones côtières.

Dans cette perspective, il est essentiel de diversifier les outils permettant de couvrir les différentes échelles spatiales et temporelles pertinentes. Les mesures *in situ* (Differential Global Positioning System (DGPS), Modèle Numérique de Terrain (MNT) drone) ont déjà fourni une quantité importante d'informations sur les zones côtières (Angnuureng *et al.*, 2020 ; Laporte-Fauret *et al.*, 2019 ; Mahabot, 2016). Parmi les diverses méthodes de mesure disponibles, la surveillance vidéo depuis la côte émerge comme l'une des techniques connaissant la croissance la plus rapide et ayant acquis une reconnaissance mondiale (Aarninkhof *et al.*, 2003 ; Abessolo Ondo *et al.*, 2016 ; Almar, 2012 ; Andriolo, 2019 ; Angnuureng *et al.*, 2020 ; Holland *et al.*, 1997 ; Holman *et al.*, 1993 ; Laigre *et al.*, 2023a ; Vousdoukas *et al.*, 2012).

Plusieurs études se sont penchées sur la caractérisation de l'hydrodynamique des récifs coralliens, permettant une meilleure compréhension des phénomènes des forçages en arrière récif (Baldock *et al.*, 2020 ; Nwogu et Demirebilek, 2010 ; Pomeroy *et al.*, 2012).

Cependant, la majorité de ces études se sont concentrées sur la partie immergée du récif, en mettant l'accent notamment sur la zone de pente externe et le platier récifal, grâce à des mesures *in situ* à partir de capteurs de pression immergés (Becker *et al.*, 2014 ; Bruch *et al.*, 2022 ; Péquignet *et al.*, 2014). Peu d'attention a été accordée à la partie émergée, notamment à l'estran et aux processus qui s'y déroulent, notamment sur les récifs frangeants. On peut cependant citer les travaux de Charroux *et al.*, (2024) dans le contexte de la double barrière de Mayotte. Cette exception ne doit cependant pas faire oublier que la majorité des études porte sur des plages ouvertes (Andriolo, 2019 ; Butt et Russell, 2000 ; Holland *et al.*, 1997 ; Suanez *et al.*, 2015 ; Vousdoukas *et al.*, 2012). Pourtant, cette partie émergée représente le chaînon manquant pour comprendre pleinement le fonctionnement de hydrosédimentaire à l'échelle du récif.

Ainsi, actuellement, nous avons des connaissances avancées sur la transformation des vagues dans le domaine immergé (Becker *et al.*, 2014 ; Bruch *et al.*, 2022 ; Merrifield *et al.*, 2014 ; Péquignet *et al.*, 2014). Ces études ont notamment éclairé la présence d'ondes infragravitaires à l'intérieur du récif, ainsi que le processus de filtration par le récif de l'énergie des vagues et les variations du niveau d'eau, incluant le *setup*, dans le récif. Cependant, nous disposons de peu d'informations concernant l'évolution des vagues transformées lorsqu'elles parviennent au rivage, notamment dans le cadre spécifique des récifs frangeants. Les études portant sur ces environnements se limitent souvent à des modèles numériques ou à des expériences en laboratoire (Astorga-Moar et Baldock, 2022 ; Baldock *et al.*, 2020 ; Van Dongeren *et al.*, 2013). L'étude menée par Becker en 2016 aborde partiellement cette question, mais elle est limitée par la mesure du niveau de l'eau au rivage à l'aide d'une sonde, sous-estimant ainsi la partie du *runup*, un vecteur crucial de submersion (Becker *et al.*, 2016). La zone intertidale reste donc un champ d'étude à investiguer.

L'objectif essentiel de cette thèse est de compléter les connaissances en fournissant des informations précieuses nécessaires à la compréhension des mécanismes sous-

jacents à l'érosion et à la submersion, notamment l'influence des vagues, des houles infragravitaires, des ondes de très basses fréquences, ainsi que des paramètres tels que les marées et les surcotes en contexte de récif frangeant. Quatre questions de recherche ont été retenues : 1) Comment les systèmes vidéo peuvent permettre de compléter les dispositifs actuellement déployés sur des plages des récifs frangeant ? 2) Quels sont les indicateurs pertinents que l'on peut en retirer ? 3) Comment la morphodynamique d'une plage d'arrière-récif répond-elle à l'hydrodynamique, à l'échelle d'une journée, d'un évènement, d'une saison, d'une année ? 4) Quels sont les mécanismes qui conditionnent la position de la ligne d'eau maximale lors d'évènements de houles ?

Le manuscrit s'articule autour de 5 chapitres. Les trois premiers chapitres posent le contexte scientifique, géographique et technique de l'étude. Ainsi les chapitres 1 et 2 sont consacrés à l'état des connaissances. Le premier chapitre expose les connaissances générales sur la morphologie récifale ainsi que les processus hydrodynamiques dans l'environnement récifal, avant de présenter notre axe de recherche. Le deuxième chapitre est consacré spécifiquement au contexte géographique. Il dresse un état des lieux des études antérieures et des connaissances sur la dynamique de notre site d'étude, la plage de l'Hermitage sur la côte ouest de La Réunion. Le troisième chapitre présente le cadre technique de notre recherche, en présentant dans un premier temps l'outil mobilisé pour notre étude, son installation et la méthodologie employées pour mener à bien notre étude. Les protocoles d'acquisition et d'analyse de données sont également décrites. Les deux derniers chapitres sont consacrés aux résultats de ce travail de thèse. Le chapitre 4 se concentre sur l'analyse de la cinématique du bas de l'estran, tandis que le chapitre 5 explore les phénomènes de *runup* (ou jet de rive) observés sur l'estran.

Chapitre 1. Morphologie et hydrodynamique en contexte récifal

Les récifs coralliens jouent un rôle crucial en tant qu'écosystèmes fondamentaux, fournissant des services écosystémiques essentiels tels que la création d'habitats et de zones de reproduction pour les espèces marines (Eddy *et al.*, 2021 ; Jones *et al.*, 2004), le soutien aux secteurs de la pêche et du tourisme (Rogers *et al.*, 2014 ; Stoeckl *et al.*, 2011) ainsi que la protection des littoraux contre les risques d'inondation côtière, l'érosion et les vagues de tempête (Ferrario *et al.*, 2014 ; Karim et Nandasena, 2023 ; Sheppard *et al.*, 2005). Parallèlement, ces littoraux sont des zones extrêmement vulnérables.

Une zone est généralement considérée comme vulnérable, et donc exposée aux "risques", dès lors qu'elle est susceptible de subir une conjonction d'aléas défavorables, pouvant entraîner des conséquences néfastes pour des enjeux tels que des pertes humaines, matérielles avec une valeur économique, sentimentale, etc. (Huq *et al.*, 2020 ; Thouret et d'Ercole, 1996). Les aléas sont des phénomènes naturels potentiellement destructeurs qui constituent la source du danger. Ainsi, l'amplitude des marées, la fréquence et la force des tempêtes, etc., sont considérées comme des aléas. La concentration des enjeux dans cette zone en fait une zone à risques naturels côtiers accentués (Alves *et al.*, 2020). Les risques côtiers peuvent être de différentes nature : sociétaux ou écosystémiques, directs ou induits (Robin, 2002). Les risques sociétaux côtiers englobent les dangers encourus sur le littoral par la société, soumise d'une part aux aléas météo-marins (risques directs) et d'autre part à des comportements sociaux capables de modifier la magnitude de ces aléas (risques induits). Ces modifications peuvent, par conséquent, aggraver le degré du risque encouru. Les aléas exercent ainsi une action et une rétroaction sur le territoire côtier. Par exemple, l'érosion côtière devient alors un risque pour l'urbanisation construite à proximité du trait de côte. De plus, les mesures de protection côtière peuvent générer un surplus de risque en perturbant un système hydrosédimentaire et en aggravant localement l'érosion. Cela

correspond aux risques écosystémiques côtiers représentant les risques que fait peser l'Homme sur l'environnement. Par exemple, 70% des plages du monde reculent plus vite que la normale en raison des divers activités humaines sur les littoraux (Agardy, 1997).

L'érosion côtière touche tous types de littoraux, qu'ils soient sableux, vaseux ou rocheux (Gabrié et Montaggioni, 1985 ; Meur-Férec et Morel, 2004 ; Ngom, 2020 ; Prost et Charron, 1994 ; Sinane *et al.*, 2011). Elle se caractérise par une perte graduelle de matériaux sur le littoral (transport de la terre vers la mer). Ce phénomène naturel résulte de l'action : i) de la mer avec des effets combinés de la marée, de la houle et des courants induits ; ii) des vents (déflation éolienne, corrosion liée aux embruns) et iii) des processus continentaux (altération météorique, infiltration et ruissèlement). Il est aggravé en cas de déficit d'apport des cours d'eau en sédiments (littoraux détritiques) ou de production primaire des océans dégradée (littoraux biodétritiques). L'érosion se traduit par un recul du trait de côte et/ou un abaissement du niveau des plages, temporaire(s) ou permanent(s), avec la disparition progressive des stocks sédimentaires (Hédou *et al.*, 2015 ; Mahabot, 2016 ; Niang-Diop, 1995). Classiquement l'utilisation du terme d'érosion côtière recouvre dans les faits plusieurs phénomènes en fonction de l'échelle spatio-temporelle dans laquelle elle s'inscrit. On peut citer ici des transferts de sédiments qui se déplacent depuis une plage vers une autre section de plage (dérive littorale), vers le large (pertes sédimentaires) ou vers la terre (dépôts de tempêtes, déflation éolienne). Les ouvrages de protection anthropiques (digues, épis...) associés ou non à des phénomènes de poldérisation permettent de maîtriser le recul du trait de côte localement et de manière temporaire, ils ont généralement des conséquences négatives sur les littoraux adjacents et sans entretien et adaptation continue ils perdent leurs rôles fonctionnels (Hédou *et al.*, 2020 ; Perabi *et al.*, 2022). Aujourd'hui il y a un consensus sur le fait que la concentration de la population mondiale et des activités dans les plaines littorales, la balnéarisation de ces espaces (ou l'intrusion balnéaire de Johan Vincent (2008) (Vincent, 2008)) tendent également à

favoriser l'érosion côtière par l'altération des processus géomorphologiques qui favorisent l'accrétion littorale, des écosystèmes et paysages (pris dans le sens d'assemblages d'écosystèmes côtiers).

Une submersion marine correspond à une inondation temporaire de la zone côtière par la mer lors de conditions météorologiques et océaniques défavorables, telles que des basses pressions atmosphériques et des vents forts agissant pendant les marées hautes, pouvant durer de quelques heures à quelques jours (Guide méthodologique, ministère de l'Environnement, de l'Énergie et de la Mer, mai 2014). Ces inondations sont généralement associées à des élévations temporaires du niveau de la mer lors de tempêtes, fortes dépressions ou même tsunamis. La submersion marine peut se produire de trois manières : par rupture d'ouvrages ou de cordons dunaires, par débordement (surverse) ou par franchissement de paquets de mer. Elle est souvent temporaire lors de tempêtes, mais peut devenir permanente si la topographie est modifiée par une surélévation du niveau moyen de la mer ou un affaissement des terrains en bordure littorale, entraînant un recul du trait de côte. Pendant ces submersions, des sédiments peuvent être déposés dans les zones basses en arrière de la plage et/ou de la dune. Ce processus se produit généralement en quelques heures, lors de tempêtes exceptionnelles. La tempête Xynthia de 2010, par l'amplitude de la submersion et son caractère particulièrement dévastateur a été en France hexagonale un évènement qui a particulièrement marqué les consciences (Pedreros *et al.*, 2010 ; Vinet *et al.*, 2012). Si les submersions marines sont donc généralement la conséquence de la conjugaison d'éléments météo-marins, exceptionnellement, elles peuvent avoir une origine géologique, à la suite d'une éruption volcanique ou d'un glissement de terrain sous la mer, pouvant causer des vagues solitaires (solitons) de forte amplitude (tsunami) qui envahissent le littoral. On peut noter ici que, suite au tsunami de 2004 dans l'océan Indien, des efforts de recherche ont été fait en zone intertropicale pour montrer l'importance de la végétation côtière et de la morphologie côtière tels que les

récifs coralliens pour la réduction de la vulnérabilité des littoraux au risque de submersion (Yao *et al.*, 2018).

On note ainsi qu'une grande partie des processus permettant aux récifs de fonctionner et de fournir, entre autres, un service de protection des littoraux contre les risques d'inondation côtière, l'érosion et les vagues de tempête est directement ou indirectement régulée par l'hydrodynamique sur le platier récifal (Reidenbach *et al.*, 2009 ; Viehman *et al.*, 2018). L'hydrodynamique des vagues a un impact crucial sur les coraux en provoquant des contraintes structurelles, augmentant le risque de dommages lors d'événements violents. De même, la transformation des vagues à travers les récifs contrôle de manière significative les processus de transport de sédiments et la morphodynamique des littoraux adossés au récif (Masselink *et al.*, 2019). Des études récentes soulignent également l'importance cruciale des ondes infragravitaires sur les platiers récifaux, surtout lors d'événements extrêmes (Beetham *et al.*, 2015 ; Masselink *et al.*, 2019 ; Péquignet *et al.*, 2014 ; Pomeroy *et al.*, 2012 ; Van Dongeren *et al.*, 2013). Les ondes infragravitaires (IG) jouent un rôle significatif et contributif dans la transformation des vagues à travers les platiers récifaux, influençant de manière notable les processus de transport de sédiments et la morphodynamique des littoraux adossés au récif (Masselink *et al.*, 2019).

L'hydrodynamique est influencé par la morphologie du récif, le régime des vagues et des contraintes futures telles que le changement climatique. L'hydrodynamisme sur le platier récifal est contrôlé par la géométrie et la bathymétrie du récif. (Baldock *et al.*, 2020) montraient que la largeur, la longueur et la profondeur du récif interagissent pour déterminer les conditions des vagues sur les platiers récifaux, soulignant ainsi que la transformation des vagues dépend d'une variété de géométries et de bathymétries.

La compréhension de la dynamique des littoraux dans le contexte des récifs coralliens requiert une analyse approfondie de plusieurs éléments interconnectés. Il est essentiel de caractériser la morphologie du récif, l'hydrodynamisme et, la morphodynamique.

Alors que l'hydrodynamisme concerne les processus qui se déroulent dans l'eau, allant de grandes échelles, à l'échelle millimétrique (Hearn, 2001), l'étude de la morphodynamique implique les principes physiques régissant la mobilité de la composante biodétritique meuble tel que les estrans, la dépression d'arrière récif et cherche à identifier les facteurs (physiques, biologiques ou anthropiques) (Aronson et Precht, 2016) qui interagissent avec la morphologie des plages à différentes échelles spatio-temporelles (Carter et Woodroffe, 1994 ; Komar, 1996 ; Short et Jackson, 2013), allant de l'instantané à l'événementiel, jusqu'au long terme.

Dans ce chapitre, nous examinerons dans un premier temps la morphologie des récifs, en mettant particulièrement l'accent sur les caractéristiques spécifiques du récif frangeant et de la plage adossée au récif. Ensuite, nous aborderons l'hydrodynamique de ces environnements et nous présenterons, en dernière partie de ce chapitre, l'axe de recherche.

1.1. Morphologies récifales

Sous l'appellation de morphologies récifales, on distingue généralement deux domaines : l'entité bioconstruite non meuble à savoir le récif, et le domaine meuble biodétritique. On notera ici que les typologies des récifs reposent toutes sur la description des assemblages de la géomorphologie, des biocénoses et de la sédimentologie sur la base des travaux de Battistini en 1975 (Andréfouët *et al.*, 2008 ; Nicet *et al.*, 2020). Une autre subdivision possible utilisée généralement sur les littoraux détritiques mais peu utilisée en milieux coralliens serait la partie généralement immergée (de la pente externe au lagon ou à la dépression d'arrière-récif) et la partie généralement subaérienne (de l'estran au système dunaire ou au récif fossile émergé). Pour introduire ces unités nous reviendrons sur le concept de plage et les différents contextes récifaux et leurs origines. Nous ferons un focus sur les spécificités des récifs

frangeants avant de décrire les morphologies attendues des plages associées à ces environnements.

1.1.1. Notion de plage

Les plages sont des zones littorales d'accumulation de sédiments généralement détritiques, des sables fins (diamètre de 63 microns à 2 mm) aux galets (2mm à 20 cm), mobilisés sur la plate-forme par la dernière transgression (Guilcher, 1954). Elles peuvent être constituées d'une part variable d'éléments biodétritiques dont la part dans le bilan sédimentaire dépend de la productivité primaire des océans (Müller et Suess, 1979). On notera que les plages biodétritiques obéissent à une distribution latitudinale et présente une relation distincte avec la latitude et donc avec le climat (Luijendijk *et al.*, 2018 ; Short, 2006). Aucune relation n'est observée avec la longitude (Luijendijk *et al.*, 2018). L'occurrence relative des littoraux sableux augmente dans les régions subtropicales et les latitudes moyennes inférieures (20°–40°), avec des maxima autour des latitudes des chevaux (près de 30°S et 25°N) (Figure 1-1). Les eaux de surface tropicales sont saturées ou sursaturées en $CaCO_3$. Les organismes tropicaux y produisent davantage de $CaCO_3$ (calcification) par unité de surface du fond marin que dans les régions tempérées ou polaires (Chave, 1967).

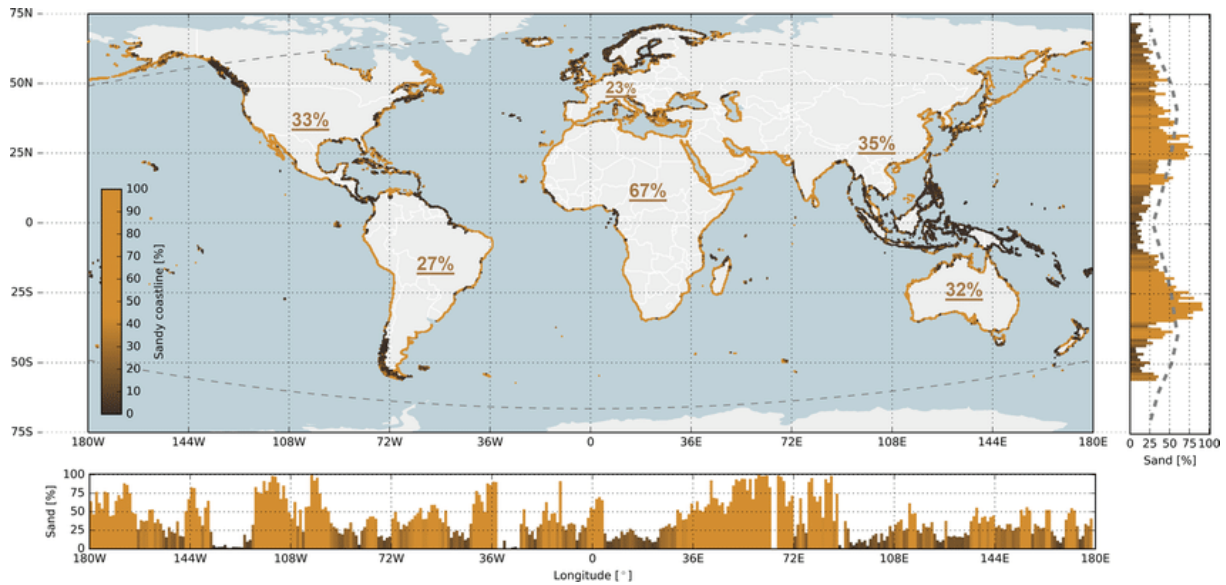


Figure 1-1 : Distribution globale des plages biodétritiques. Source : Luijendijk et al., (2018)

Les points le long des littoraux mondiaux représentent le pourcentage local de littoraux biodétritiques (jaune pour le sable, brun foncé pour autre chose que du sable). Le sous-plot à droite présente l'occurrence relative de ces littoraux par degré de latitude : la ligne en pointillés montrant la distribution latitudinale rapportée par Hayes. Le sous-plot inférieur présente l'occurrence relative par degré de longitude. Les lignes en pointillés grises dans le graphique principal représentent les limites des littoraux sans glace analysés. Les pourcentages soulignés indiquent les moyennes par continent.

Du point de vue de la morphodynamique ces zones de sédimentation meubles jouent un rôle de zone tampon entre la terre et la mer, de dissipation de l'énergie des houles. A l'échelle de la planète, les plages montrent une diversité d'aspect (cordon littoral adossé, tombolo, flèche à point libre, poulie,...), dont les caractéristiques dépendent de la géométrie du littoral (océan ouvert ou mer semi-fermée, courbure du trait de côte, présence de caps rocheux...) (Masselink *et al.*, 2014), de l'espace disponible pour le dépôt de sédiments (appelé "accommodation space") (Jackson et Cooper, 2009), de la nature et du volume sédimentaire disponible, du régime d'agitation (saisonnier, évènementiel), et enfin du contexte tidal (marnage, régime) (Kennedy et Woodroffe, 2002 ; Woodroffe, 2008). Le régime climatique et la latitude jouent un rôle également

conséquent dans la formation et l'évolution des plages (Short, 2000, 2006). Les plages peuvent être décomposées en différentes unités morphologiques (Figure 1-2) :

- le domaine subtidal (subtidal zone) est le domaine situé au-dessous du niveau des basses mers. Il est perpétuellement immergé et soumis à l'action des vagues, des courants de marée et des courants généraux. Il est constitué de la plateforme interne (offshore) et de l'avant-côte (shoreface) proche de la zone intertidale.
- le domaine intertidal (intertidal zone, foreshore) ou estran est délimité par la zone de battement des marées. La largeur de la zone est directement fonction de l'amplitude du marnage et de la pente de la plage. Cette zone, en fonction du cycle de la marée est contrôlée tour à tour par la houle et la déflation éolienne.
- le domaine supratidal est le domaine supérieur du profil de plage. C'est sur cette zone que dominant les processus éoliens et que se développe les dunes embryonnaires (Hesp, 1989). C'est une zone qui s'étend de la limite du niveau de pleine mer de vive-eau à l'arrière de la dune. Il est soumis épisodiquement à l'action de vagues de tempêtes qui érodent le flanc marin de la dune (zone de backshore).

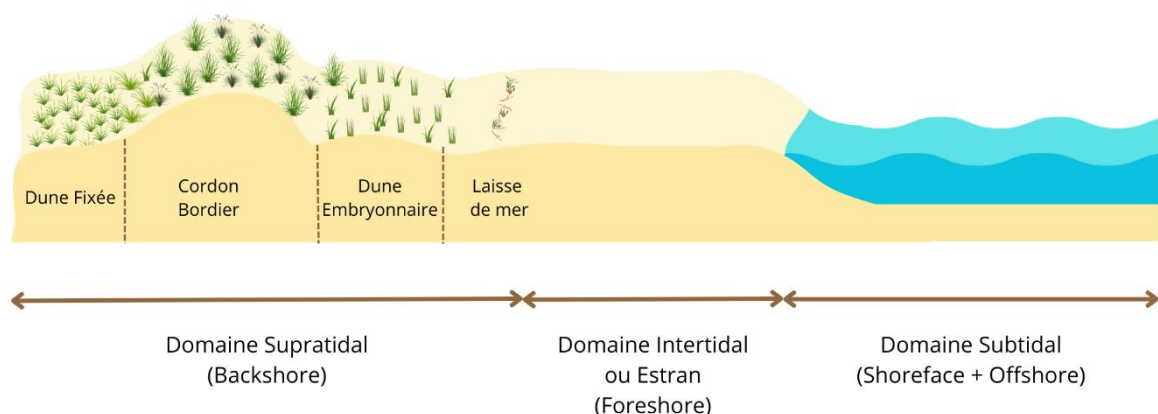


Figure 1-2 : Unités morphologiques d'une plage en générale. Modifié selon (Zemmour, 2019)

Ces unités géomorphologiques sous contrôle hydrodynamique différencié ont souvent une signature sédimentaire différente le long du profil de plage (Davies, 1992). Dans les environnements tropicaux, le contrôle de la sédimentologie et de l'hydrodynamisme peut aussi être exercé par la morphologie du récif et sa vitalité au cours des temps géologiques.

1.1.2. Le contexte récifal

Les récifs coralliens dont les origines remontent à au moins 500 millions d'années (Corrège, 2011), se forment grâce à l'action d'organismes symbiotiques appelés coraux hermatypiques. Ces coraux construisent un substrat minéral principalement composé de carbonate de calcium. Cette construction résulte de la symbiose entre un polype animal et une zooxanthelle végétale (Maire *et al.*, 1994). Ces récifs constituent les fondements d'écosystèmes marins complexes et diversifiés, en particulier dans les régions intertropicales où les eaux chaudes, bien oxygénées et peu profondes, offrent des conditions propices à leur développement. Les récifs coralliens sont influencés par l'espace disponible mais aussi par la proximité des embouchures. Les apports en eau douce, nutriments et sédiments terrigènes provenant des cours d'eau peuvent entraver la croissance récifale et même empêcher la formation de communautés coralliennes (Berger *et al.*, 2022 ; Clements *et al.*, 2022 ; McLaughlin *et al.*, 2003).

Selon le modèle de Charles Darwin (1842), établi à partir des côtes des îles volcaniques confirmée par des forages effectués il y a environ un siècle, les récifs se développent verticalement le long des rivages. Alors que l'île volcanique s'enfonce par subsidence, les récifs coralliens continuent de croître à mesure que le niveau de la mer monte, finissant par former des atolls avec des lagons centraux lorsque l'île volcanique disparaît. Cependant, cette théorie de croissance a évolué avec le temps. Des chercheurs tels que Kennedy et Woodroffe (2002), ont identifié six schémas d'évolution basés sur la stratigraphie et la chronologie de l'accrétion récifale, montrant

l'adaptabilité des structures coralliennes à leur environnement. Allen en 1998 résumait ainsi les différences d'adaptation des récifs aux variations de leurs conditions environnementales ; Ceux qui réussissent à s'adapter à la montée du niveau de la mer sont qualifiés de récifs « Keep-Up » ; ceux qui émergent avec un certain retard sont désignés comme des récifs « Catch-Up » ; et ceux qui ne parviennent pas à suivre, et qui abandonnent sont catégorisés en tant que récifs « Give-Up ». (Allen, 1998 ; Neumann et Macintyre, 1985). Cette typologie rappelle que l'adaptation aux variations environnementales et aux CC en particulier n'est pas évidente (Hallmann *et al.*, 2020). De même comme le rappelle Montaggioni et Faure (1997), si la croissance des récifs frangeants est d'abord verticale, en cas de manque d'espace en raison de la croissance préexistante ou d'une régression marine, elle se dirige latéralement vers le large. La croissance peut être également épisodique, caractérisée par le développement de coraux superficiels vers le front récifal, liant finalement ce front à la structure principale alors que les zones intermédiaires accumulent des sédiments.

En raison de ces réponses différenciées les avant-plages des environnements récifaux présentent des morphologies variées et donc des contrôles de la morphologie des plages et de leurs hydrodynamiques différents (Lowe *et al.*, 2010).

Les plages d'arrière-récif actuelles résultent du développement des récifs coralliens au cours de l'Holocène, influencé par les variations du niveau de la mer et les évolutions de l'écosystème des récifs. Ces conditions ont été cruciales pour le dépôt des sédiments nécessaires à la formation de ces plages. La phase majeure de ce processus s'est probablement déroulée entre -5 000 et -2 000 ans BP (Hallmann *et al.*, 2020 ; Kayanne *et al.*, 2011 ; Kench *et al.*, 2005, 2012 ; Woodroffe *et al.*, 1999, 2007 ; Woodroffe et Morrison, 2001). La formation de ces plages aurait suivi différentes trajectoires : soit un apport continu de sédiments depuis la seconde moitié de l'Holocène, soit une accumulation progressive grâce à des événements exceptionnels. La profondeur d'eau effective (la relation entre le niveau de la mer et l'élévation du platier), qui influe sur

l'énergie disponible pour le transport des sédiments, a engendré divers scénarios d'accumulation sédimentaire.

Selon le modèle de Darwin, le récif frangeant représente l'un des premiers stades de développement d'un récif qui ne se trouve séparer du rivage que par une simple dépression d'arrière-récif peu profonde. Les premières descriptions géomorphologiques des récifs frangeants, notamment de l'archipel des Mascareignes datent de Balfour (1879) et Gardiner (1936). Picard (1967) et Battistini *et al.* (1975) ont contribué à l'élaboration d'une terminologie commune basée sur quatre compartiments géomorphologiques s'étendant du large vers la côte.

Parmi ces compartiments, les deux ensembles les plus éloignés de la côte forment le domaine bio-construit, comprenant l'ensemble fronto-récifal (pente externe) et l'ensemble épi-récifal (platier récifal) (Figure 1-3). Le fronto-récifal est la partie immergée du récif ouverte sur le large, constituée de constructions coralliennes et de dépôts sédimentaires. L'épi-récifal est parfois émergé à marée basse, subdivisé en platier externe et platier interne.

Les deux compartiments les plus proches de la côte relèvent du domaine biodétritique : l'ensemble post-récifal (dépression d'arrière-récif) et l'ensemble fronto-littoral (plages coralliennes). La dépression d'arrière-récif est une étendue d'eau peu profonde entre 1 et 2 m à marée basse, contenant des dépôts sédimentaires biodétritiques et des herbiers marins. Le fronto-littoral comprend des formations sédimentaires littorales, telles que les plages coralliennes, dépourvues de structures bioconstruite et émergentes à marée basse.

Dans l'ensemble épi-récifal, des discontinuités morphologiques, comme des systèmes de chenaux, coupent la construction corallienne et se prolongent jusqu'à l'ensemble post-récifal. Ces structures, souvent appelées fausses passes ou déversoirs, jouent un rôle mal compris dans les transferts d'eau entre le récif et l'océan.

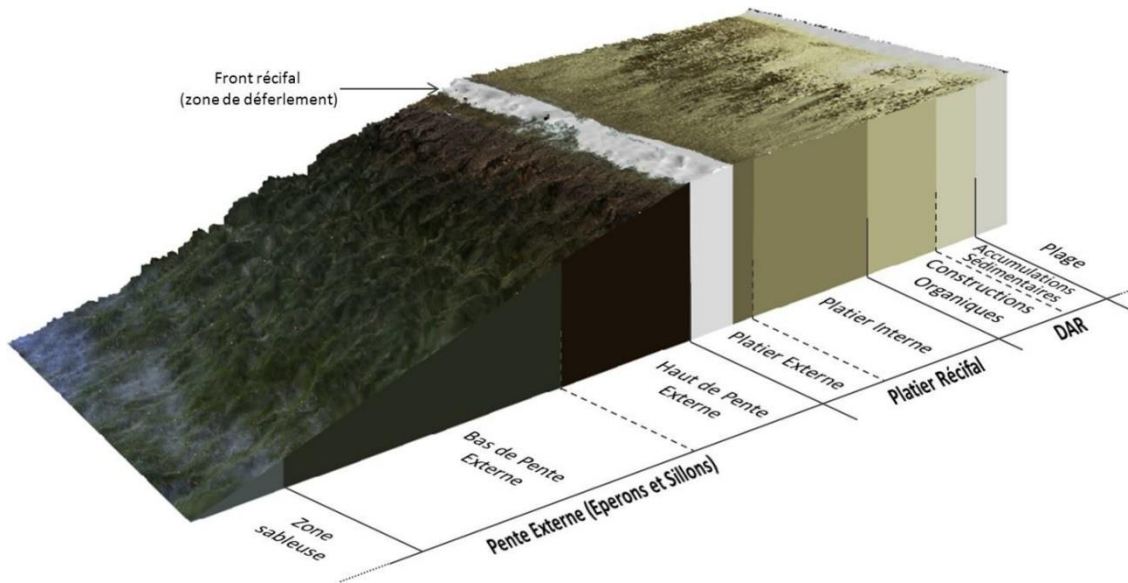


Figure 1-3 : Éléments de géomorphologie récifale du récif frangeant (Montaggioni et Faure, 1980) sur une coupe du récif frangeant de l'Hermitage, La Réunion : drapage des images hyperspectrales sur les données Lidar (Source : IFREMER)

1.1.3. Morphologies de plage d'arrière-récif

La Figure 1-4 résume les principales unités morphosédimentaires d'une plage d'arrière-récif.

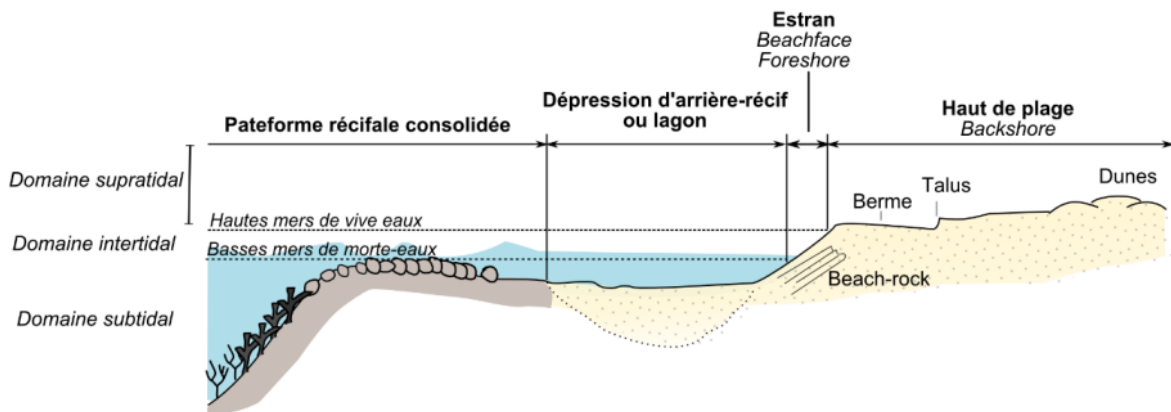


Figure 1-4 : Profil transversal et principales unités morphosédimentaires d'une plage d'arrière-récif.

Source : (Mahabot, 2016)

Dans le domaine subtidal, la morphologie des plages d'arrière-récif est différente de celle des plages ouvertes. La partie immergée de la plage se prolonge dans la dépression d'arrière-récif. Les formations de platiers marquent la limite vers le large de cette zone. Dans ce contexte, le concept de "profondeur de fermeture" tel qu'expliqué par Birkemeier (1985) et couramment utilisé pour définir la limite offshore de mobilité du profil des plages de sable, ne peut pas être appliqué (Eversole et Fletcher, 2003). Ici, il n'est pas possible d'interpréter la profondeur de fermeture des profils comme une profondeur limite d'action de la houle.

Le domaine intertidal présente une largeur qui varie en fonction des changements de la marée et de la pente du rivage. Elle peut présenter les traits morphologiques des autres plages (bermes, laisses de mers, croissants de plage). Une caractéristique fréquente des plages riches en matériaux carbonatés est la solidification du sable sous la surface pour former ce qu'on appelle le beach-rock ou grès de plage. Ce processus découle de la cimentation des grains de sable par la précipitation de minéraux carbonatés dans les petits espaces vides entre eux, appelés porosité. Les minéraux principalement impliqués sont la calcite et/ou l'aragonite (Vousdoukas *et al.*, 2007). Cette formation se manifeste sous la forme de dalles empilées de différentes épaisseurs, inclinées en direction de la mer.

Dans le domaine supratidal, la plage d'arrière-récif peut aussi présenter des caractéristiques similaires à celles d'une plage ouverte. En haut de la plage, exposés au vent, il peut y avoir des dunes formées par l'accumulation de sable transporté par le vent (Wong, 2003). Cependant, dans les zones moins exposées au vent, ces dunes peuvent être peu développées voire absentes. Le haut de plage est souvent colonisé par une végétation adaptée aux environnements salins (Figure 1-5). Dans les régions tropicales, certaines plantes rampantes à croissance rapide comme *Ipomea pes-caprae* ou *Canavalia rosea* (Hesp, 2004) sont courantes et dominantes sur les parties hautes de la plage. Des arbres adaptés aux sols salins, tels que le filaos (*Casuarina*

equisetifolia), des palmiers (*Hyophorbe*), des cocotiers (*Cocos nucifera*) (Bird, 1981), ainsi que des arbustes comme le veloutier vert (*Scaevola taccada* ou *plumieri*) sont également présents cette zone. Donc une strate de liane rampante suivie d'une strate arbustive signe classiquement la limite de végétation.



Figure 1-5 : Végétation de la zone supratidale

A – Cocotiers (*Cocos nucifera*) au Jardin botanique tropical de Fairchild (Fairchild Tropical Botanic Garden) dans le Comté de Miami-Dade. Source : [Wikimedia](#) @Nolege 2011

B – *Ipomoea pes-caprae*, sur une plage de Rodrigue. Source : [Wikimedia](#) @B.navez 2006

C – *Canavalia rosea* sur une plage à Mecufi dans le nord de Mozambique. Source : [Wikimedia](#) @Ton Rulkens 2013

D - *Scaevola taccada* sur la plage de Lawaki sur l'île Beqa, Fiji. Source : [Wikimedia](#) @MurielBendel 2014

E - *Casuarina equisetifolia* sur la plage de Balaclava à l'île Maurice. Source : [Mondafrique](#) 2022

La lecture le long du profil de plage renseigne aussi sur les processus dynamiques. Dans la direction transversale, les variations observées dans le profil de la plage illustrent des phases de transition en termes d'érosion ou d'accrétion (Sonu et Van

Beek, 1971). Un profil arqué ou convexe indique un état d'accrétion, tandis qu'un profil concave ou creusé est caractéristique d'un état d'érosion (Figure 1-6).

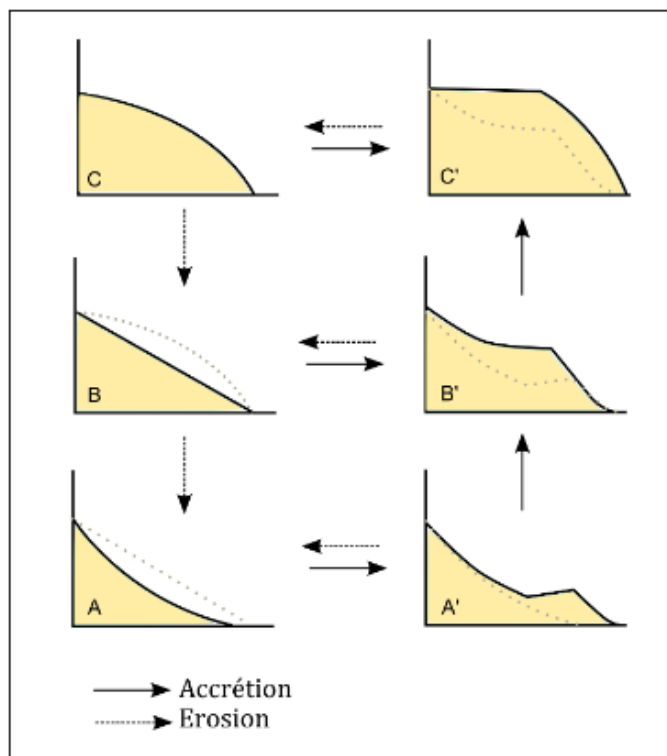


Figure 1-6 : Séquence d'évolution dynamique du profil de plage subaérien (d'après (Sonu et Van Beek, 1971))

Dans la direction longitudinale, l'évolution du tracé du trait de côte en arrière-récif tend à épouser la morphologie du front récifal (Roberts, 2004). Les rentrants ou les creux sont observés lorsque des discontinuités (telles que des passes ou des fausses-passes) sont présentes au niveau du front récifal. Ces zones de discontinuité permettent l'entrée des vagues et des flux de marée, ce qui induit des déformations dans les trains de houle. Cela engendre des zones de divergence et de convergence des forçages et de transfert des sédiments (Figure 1-7). Cependant de manière générale, la ligne de rivage située en arrière d'un récif continu aura tendance à être rectiligne et parallèle au front récifal. Une analyse approfondie de la circulation au sein du récif sera développée de manière exhaustive dans la section 1.2.2.

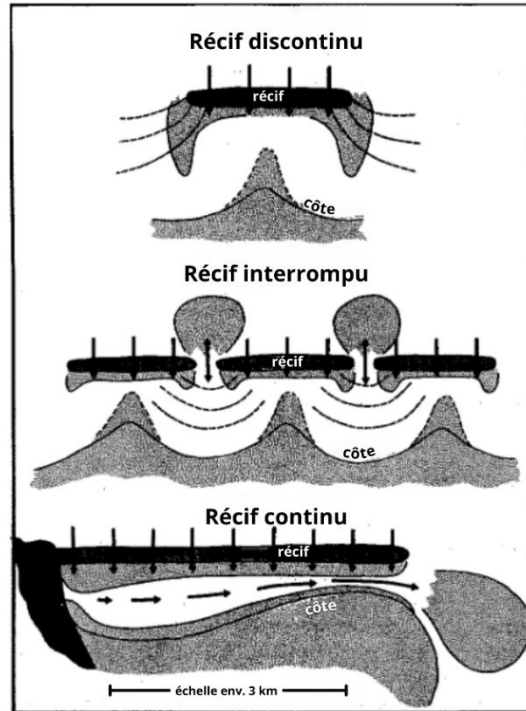


Figure 1-7 : Représentation schématique des zones de dépôts et des transits sédimentaires pour des récifs discontinus, interrompus et continus (d'après (Roberts, 2004))

Après avoir introduit les premières notions sur la morphologie des plages, en particulier dans un contexte de récif frangeant, la suite de notre manuscrit se penche sur les facteurs qui influent sur l'évolution morpho-sédimentaire de ces espaces côtiers. Bien que notre étude ne se concentre pas spécifiquement sur la sédimentologie, il est important de souligner que les plages évoluent et s'ajustent morphologiquement en réponse à diverses contraintes qui agissent à différentes échelles temporelles et spatiales.

1.1.4. Les facteurs influençant la morphologie des plages

Les plages subissent constamment des ajustements morphologiques en réponse à diverses forces qui agissent à différentes échelles de temps et d'espace (Stive *et al.*, 2002). L'évolution morpho-sédimentaire des plages, qu'il s'agisse d'érosion, d'accrétion

ou d'un équilibre dynamique, est influencée par une gamme de facteurs d'origines physiques, biologiques et anthropiques.

1.1.4.1. Les facteurs physiques

Dans cette section, nous exposons plusieurs facteurs physiques qui exercent une influence sur la morphodynamique des plages. L'aspect hydrodynamique sera traité de manière détaillée dans la section 1.2 de ce chapitre.

Les variations du niveau de la mer jouent un rôle important dans la régulation de la dynamique des plages d'arrière-récifs. Dans le contexte récifal, la profondeur de l'eau sur le plateau récifal impacte l'énergie de l'environnement. Webb et Kench (2010) ont observé que l'élévation du niveau de la mer de 2 mm par an dans le Pacifique a conduit à diverses réponses morphologiques sur les îles récifales au cours des 20 à 60 dernières années. Ces changements se manifestent par l'accumulation de sédiments (43% des îles étudiées), la stabilité (43% des îles étudiées) ou l'érosion (14% des îles étudiées), avec des altérations dans la disposition (position et forme) des îles récifales sur la plateforme.

D'autres facteurs physiques jouent également un rôle, en fonction des échelles de temps auxquelles ils agissent. À l'échelle de plusieurs décennies, la dynamique des plages d'arrière-récif est influencée par des phénomènes climatiques saisonniers ou cycliques. Aux Maldives, diverses études ont démontré que le renversement des vents pendant la mousson entraîne un changement dans les flux de sédiments, ce qui modifie la forme des îles récifales (Kench *et al.*, 2009b, 2009a ; Kench et Brander, 2006). De même, des mouvements de rotation des plages dans le contexte de plage de poches récifales à Mayotte ont été identifiés et attribués à des variations dans la direction des vagues, (Charroux, 2023 ; Jeanson *et al.*, 2013) et de vents dominants (Charroux, 2023).

Les phénomènes climatiques cycliques à l'échelle régionale influencent également les mécanismes locaux responsables de la dynamique des plages. Rooney et Fletcher

(2005) ont suggéré que l'Oscillation décennale du Pacifique (PDO) pourrait influencer le transport de sédiments sur l'île Maui à Hawaïi. De même, Solomon et Forbes (1999) ont démontré l'impact du phénomène El Niño - Oscillation australe (ENSO) sur les processus d'érosion et d'accumulation sur les îles Kiribati. Plus récemment, sur la base de plus de 83 000 segments de plage sur le littoral du Pacifique couvrant 8 300 km de côtes sableuses, Vos *et al.* (2023) constatent qu'environ un tiers de tous les transects subissent une érosion significative pendant les phases El Niño. De même, Matheen et Kench (2024), ont analysé l'impact des événements de Dipôle de l'océan Indien (DOI) sur la réponse morphologique des îles coralliennes en se basant sur cinq îles de l'archipel des Maldives lors du DOI extrêmement positif de 2019. Les résultats montrent des changements significatifs dans les traits de côte et la morphodynamique des littoraux des îles pendant et après l'événement.

À l'échelle des événements, la mobilité des plages est intimement liée aux tempêtes côtières, qui induisent des conditions hydrodynamiques extrêmes. En météorologie, les tempêtes sont définies en fonction de l'intensité du vent, caractérisée par un centre de basse pression, des bandes de pluie en spirale et des vents forts (Geng et Sugi, 2003). Cette définition n'est pas toujours transposable aux études sur l'érosion côtière (Callaghan *et al.*, 2009b ; Coco *et al.*, 2014 ; Ferreira, 2005 ; Lee *et al.*, 1998 ; Vousdoukas *et al.*, 2012) ou le référentiel est la houle dont la hauteur, la durée ne sont pas forcément liées à un phénomène de tempête locale. La science côtière propose diverses classifications basées sur la durée ou les caractéristiques des vagues, avec un seuil de hauteur significative par exemple (Dolan et Davis, 1992), prenant en compte la spécificité de chaque site en fonction de la résilience de la plage. Certaines études utilisent l'énergie de houle pour évaluer leur intensité (Dolan et Davis, 1992 ; Mendoza *et al.*, 2011), mais ces classifications ne sont pas nécessairement corrélées aux dommages observés. Leaman *et al.* (2021) propose une nouvelle matrice (Storm Hazard Matrix) de classification de tempêtes intégrant à la fois les impacts en termes d'inondations côtières et d'érosion côtières les plages ouvertes.

Sur les côtes soumises aux houles de tempêtes, qu'elles soient locales ou régionales que l'on résume facilement sous le terme générique de tempête, l'érosion est souvent plus prononcée en hiver qu'en été. Les études sur l'impact des houles de tempête se divisent en deux approches : les analyses d'évènements non cumulatives considérant chaque tempête comme un événement indépendant (Coco *et al.*, 2014 ; Frazer *et al.*, 2009 ; Splinter *et al.*, 2014), et les analyses de tempêtes groupées soutenant que les tempêtes successives renforcent l'érosion côtière (Angnuureng *et al.*, 2017 ; Sénéchal *et al.*, 2017 ; Yates *et al.*, 2011). Cependant, la caractérisation des tempêtes reste incertaine en raison de la variabilité de la réponse des sites côtiers (Dolan et Davis, 1992 ; Mendoza *et al.*, 2011 ; Senechal *et al.*, 2015 ; Splinter *et al.*, 2014). Malgré cela, il est évident que ces tempêtes ont le potentiel de provoquer des changements morphologiques significatifs sur les plages en arrière des récifs (Bayliss-Smith, 1988 ; Mahabot *et al.*, 2016 ; Maragos *et al.*, 1973 ; McIntire et Walker, 1964 ; Ogg et Koslow, 1978 ; Spiske *et al.*, 2022).

1.1.4.2. Les facteurs biologiques

Les facteurs biologiques au sein du système récifal jouent un rôle prépondérant et influencent directement ou indirectement l'évolution morphologique des zones côtières adjacentes. Les apports sédimentaires, principalement d'origine biologique, dépendent largement de la capacité de production du récif en termes de carbonates et/ou de sédiments. Cependant, ces apports et la composition sédimentaire appropriée pour le maintien des plages subissent des variations temporelles en réponse à des changements écologiques résultant de facteurs naturels tels que l'augmentation du niveau de la mer, l'eutrophisation et les cyclones, ainsi que de facteurs humains tels que la surpêche (Adam *et al.*, 2021 ; Perry *et al.*, 2008 ; Shantz *et al.*, 2020 ; Vieira, 2020). Ces transitions écologiques, se traduisent par des modifications dans les populations d'organismes producteurs de sédiments (bioérodeurs ou contributeurs directs à

l'enrichissement sédimentaire) et se reflètent dans la composition et la taille des sédiments produits.

Certaines études ont révélé des changements dans les régimes de sédimentation à l'échelle géologique, reflétant l'évolution des communautés d'organismes récifaux qui coïncident avec la formation des îles récifales (Kench *et al.*, 2005) ou l'évolution des platiers (Yamano *et al.*, 2000). Par exemple, Kench *et al.* (2005) ont étudié l'évolution spatiale et temporelle des faciès sédimentaires des îles récifales aux Maldives par le biais de forages. Ils ont montré que pendant la croissance verticale du récif corallien, la partie centrale des îles était principalement dominée par les fragments d'*Halimeda*, qui ont contribué à leur formation. Lorsque les récifs ont atteint le niveau de la mer permettant l'expansion des platiers, les fragments de coraux et d'algues calcaires sont devenus les principaux constituants du sédiment périphérique. Ces changements ont potentiellement réduit l'approvisionnement actuel des plages en sédiments. Kench et Cowell (2000) suggèrent que la réduction des apports sédimentaires en relation avec une élévation du niveau de la mer peut entraîner des changements significatifs sur les îles récifales.

L'influence biologique ne se limite pas à l'aspect sédimentaire. La capacité des récifs coralliens à atténuer l'énergie des vagues en provenance de l'océan dépend de la couverture corallienne. L'état de santé du récif peut impacter la complexité architecturale (aplatissement de la surface du platier, perte de rugosité) et ainsi compromettre la protection naturelle du récif envers les plages côtières (Alvarez-Filip *et al.*, 2009). Par exemple, aux Seychelles, Sheppard *et al.* (2005) ont constaté que suite à la forte mortalité corallienne provoquée par le phénomène El Niño en 1998, l'énergie des vagues atteignant les plages a augmenté, entraînant une érosion significative.

Dans les régions intertropicales, pendant la saison de nidification et, dans une moindre mesure, lors de l'éclosion des œufs, la morphologie des plages peut être modifiée par le creusement des nids de tortues marines. Cette activité peut également endommager

les racines des plantes près du rivage. Bien que des études sur ce sujet soient rares, elles suggèrent un impact potentiel sur la morphologie des plages (Péron *et al.*, 2013).

En contexte d'arrière-récif, la végétation peut être de type dunaire ou de mangrove. La mangrove, qui se trouve parfois au bas des plages, contribue à réduire l'énergie des vagues et favorise la sédimentation de fines particules. La végétation colonisant les parties hautes des plages, qu'il s'agisse de buissons ou de plantes rampantes, joue un rôle stabilisateur pour les formations sédimentaires (Stoddart et Steers, 1977). Elle réduit notamment l'impact de la déflation éolienne (Paquier *et al.*, 2019). Ainsi, les projets de restauration des dunes intègrent des efforts de revégétalisation (Guannel *et al.*, 2016 ; Osorio-Cano *et al.*, 2019 ; Sigren *et al.*, 2014). Cependant, les replantations dans les espaces dunaires peuvent avoir des effets néfastes. Les forêts de *Casuarina equisetifolia*, filaos, plantées jusqu'au rivage par exemple empêchent l'installation d'espèces végétales indigènes en sous-bois qui contribuent à la stabilisation du sable (Sealey, 2006). Après plusieurs années, dans un contexte de recul marqué du trait de côte, ils peuvent constituer des points durs conduisant ainsi à des phénomènes de réflexion, particulièrement au cours de houles extrêmes, ce qui conduit, par conséquent, à l'arrachement du sable à leur racine comme ce qui a été observé sur les plages d'arrière-récif à La Réunion (Mahabot, 2016).

1.1.4.3. Les facteurs anthropiques

Les activités humaines ont un impact significatif sur les écosystèmes récifaux, ce qui a des répercussions directes sur l'évolution morphologique des plages adjacentes. Les récifs coralliens, en raison de leur biodiversité et de leur beauté esthétique, attirent et concentrent les activités anthropiques directes ou indirectes. Ces pressions incluent l'exploitation des récifs pour des activités récréatives ou alimentaires, ainsi que l'urbanisation des rivages et des bassins versants (Nyström *et al.*, 2000). Ces activités humaines peuvent causer ou aggraver des dommages aux récifs, altérer leur état de santé et leur capacité de résilience, ce qui compromet les fonctions biologiques et

physiques de l'écosystème récifal et donc des plages associées (Freed et Granek, 2014 ; Frihy *et al.*, 1996 ; Kay et Liddle, 1989 ; Liu *et al.*, 2012 ; Suchley et Alvarez-Filip, 2018).

On peut citer ici :

- La perturbation des flux sédimentaires par la construction d'infrastructures côtières. Par exemple, la construction de digues enrochées pour lutter contre l'érosion côtière aux Fidji a eu pour effet d'aggraver l'érosion sur les îles Viti Levu et Taveuni (Mimura et Nunn, 1998). De même, la construction de murs de bâtiments en haut de plage a conduit à une érosion de 24% du littoral de l'île d'Oahu à Hawaï (Fletcher *et al.*, 1997)
- L'altération des stocks de sédiments par l'extraction de sable ou de coraux. Dans de nombreuses régions, le sable corallien est encore utilisé comme source de matériaux de construction. Par exemple, sur l'île d'Anjouan aux Comores, l'extraction de sable pour la construction a conduit à la disparition de presque toutes les plages (Sinane *et al.*, 2011).
- La modification de l'architecture du récif et du platier. Cela peut résulter de l'extraction de coraux directement sur le platier (Brown et Dunne, 1988) ou de la création de canaux de navigation comme dans l'archipel Lakshadweep (Chandramohan *et al.*, 1993). Les activités anthropiques telles que la plongée, la baignade, la pêche récréative et les sports nautiques peuvent également causer des dommages mécaniques aux coraux (Leujak et Ormond, 2008 ; Williamson *et al.*, 2017). Ces modifications de la géométrie du récif ont un impact direct sur les régimes de vagues et de courants, ainsi que sur la dynamique sédimentaire.
- La dégradation de l'environnement, entraînant des maladies, des mortalités massives ou des changements écologiques au sein de l'écosystème récifal. La pollution de l'eau, la surpêche et l'augmentation de la turbidité due à la déforestation peuvent causer ces perturbations (Liu *et al.*, 2012). Ces

bouleversements écologiques provoqués par les activités humaines entraînent à leur tour une altération de la capacité des récifs à produire des carbonates et donc des sédiments. Des modifications de la composition sédimentaire des plages liées à des transitions écologiques dans les récifs adjacents ont déjà été observées, notamment en Floride (Lidz et Hallock, 2000)

En raison de la forte anthropisation des littoraux coralliens, il est désormais reconnu que l'étude des récifs doit intégrer une approche socio-écologique pour appréhender les questions de vulnérabilité et de résilience (David *et al.*, 2015) ; on parle alors de socio-écosystèmes.

Ainsi, les littoraux hérités de l'Holocène, tels que les récifs coralliens, sont depuis l'anthropocène marqués par un contrôle physique, biologique et anthropique qui influe sur leur morphologie mais aussi sur leur hydrodynamique. Après avoir examiné l'aspect morphologique des récifs ainsi que les facteurs qui modèlent les plages en arrière-récifs, nous tournons désormais notre attention vers l'hydrodynamique des environnements récifaux où certaines notions abordées précédemment seront approfondies.

1.2. Hydrodynamique récifale et processus associés

L'hydrodynamique côtière fait référence aux processus responsables de la propagation de l'énergie dans le domaine côtier, principalement à travers l'oscillation de la surface libre et des courants. Ces processus interagissent entre eux et avec la morphologie côtière, souvent de manière non linéaire, et sont responsables du transport sédimentaire sur les côtes induisant des changements morphologiques (Aagaard *et al.*, 2006 ; Butt et Russell, 2000).

Dans la littérature, concernant les littoraux de type plage, deux types de contrôle ou de dominance prévalent : le contrôle de la morphologie par la houle, caractéristique des littoraux qualifiés de "wave-dominated" où les houles atténuent ou dominent le signal de marée (Davis et Hayes, 1984 ; Masselink *et al.*, 2006 ; Niedoroda *et al.*, 1984), et la dominance des marées dans les processus de transferts de sédiments, propre aux littoraux qualifiés de "tide-dominated" (Goodbred et Saito, 2012 ; Luo *et al.*, 2013). Il est généralement admis que les côtes avec un marnage⁵ macrotidal ou mégatidal seraient plutôt « tide-dominated », tandis que les côtes avec un marnage microtidal seraient plutôt « wave-dominated » (Davis et Hayes, 1984). Cependant, les exceptions à ces généralisations sont si nombreuses que l'énergie des vagues et le signal de marée doivent être toujours pris en compte pour caractériser les côtes. Il est possible d'avoir des côtes dominées par les vagues avec pratiquement n'importe quelle amplitude de marée, et il est également possible d'avoir des côtes dominées par les marées même avec des amplitudes très faibles. Certains chercheurs tentent alors de qualifier les littoraux sous la dominance des vagues et de la marée, en utilisant des termes tels que « tide-modified » (Short, 2000) ou « mixed wave and tide dominated » (WTD) (Anthony et Orford, 2002).

Les plages récifales sont généralement qualifiées de « wave-dominated » par la plupart des auteurs (Davis et Hayes, 1984 ; Falter *et al.*, 2004 ; Symonds *et al.*, 1995 ; Taebi *et al.*, 2012), elles présentent généralement des marnages microtidaux à mésotidaux. Du point de vue des ondes océaniques de type houles, elles peuvent être caractérisées en fonction de leur période, c'est-à-dire l'intervalle de temps entre le passage de crêtes

⁵ Le marnage peut varier de quelques décimètres à plus de dix mètres, selon la localisation. Les classifications des littoraux en fonction du marnage (TR : Tidal range) comportent aujourd'hui 4 classes (Davies et Clayton, 1980 ; Levoy *et al.*, 2000) : $TR < 2\text{ m}$: Microtidale ; $2\text{ m} < TR < 4\text{ m}$: Mésotidale ; $4\text{ m} < TR < 8\text{ m}$: Macrotidale ; $TR > 8\text{ m}$: Mégatidale

successives à un point fixe. (Munk, 1950) a défini sept catégories d'ondes en se basant sur leur période, et cause (Figure 1-8). Les catégories d'ondes comprennent les ondes capillaires (rides) (période < 0.1 sec), les ondes ultra-gravitaires (période de 0.1 à 1 sec), les ondes gravitaires ordinaires (période de 1 à 30 secondes), les ondes infra-gravitaires (période de 30 sec à 5 min), les ondes de longue période (période de 5 min à 12 h), les marées ordinaires (période de 12 h à 24 h) et les ondes trans-tidales (période > 24 h).

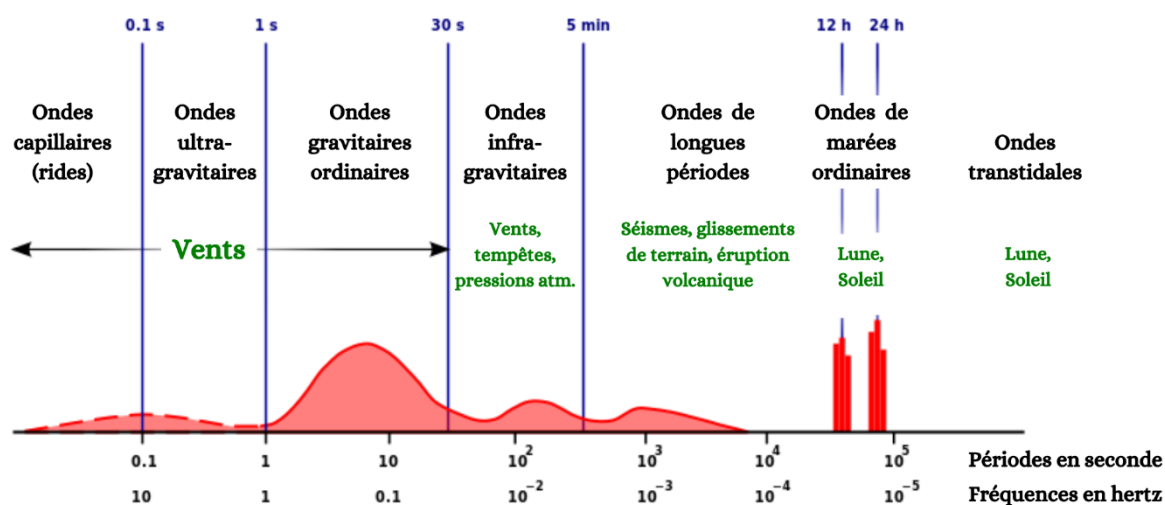


Figure 1-8 : Classification des ondes par période (d'après (Munk, 1950))

Dans la suite de cette partie, pour mieux comprendre l'hydrodynamique propre au contexte récifal, nous présenterons les processus se déroulant à plus fine échelle, c'est-à-dire à celle du complexe récifal lui-même en se focalisant plus particulièrement sur les processus de dissipation de l'énergie de la houle dans le récif, la circulation induite dans le récif et, les processus vecteurs du transport sédimentaire.

1.2.1. Les forçages et dissipation de l'énergie dans le récif

Divers travaux menés sur l'hydrodynamisme récifal ont permis de mettre en évidence des processus d'interaction entre les vagues et le récif. Ces processus sont communs à différents systèmes récifaux et gouvernent le comportement géomorphologique de la

plage d'arrière-récif (Becker *et al.*, 2016 ; Bruch *et al.*, 2022 ; Charroux *et al.*, 2024 ; Kench *et al.*, 2009a ; Roberts, 1974 ; Taebi *et al.*, 2012 ; Yao *et al.*, 2018).

Lorsque la houle incidente atteint la pente externe du récif, elle subit des déformations en raison des hauts fonds (phénomènes d'amortissement). Les vagues se brisent et déferlent à l'entrée du récif en raison des variations rapides de la topographie au niveau de la pente externe et de la crête récifale (Gourlay, 1994). La plateforme récifale agit alors comme un filtre, contrôlant l'énergie de la houle incidente. En moyenne, 90 % de l'énergie incidente est atténuée entre la crête récifale et l'arrière-récif et peut varier entre 77 à 94% à marée basse et entre 68 à 85% à marée haute (Bruch *et al.*, 2022 ; Gerritsen, 1980 ; Kench, 1998 ; Lugo-Fernández *et al.*, 1998a ; Storlazzi *et al.*, 2004), Pequignet et al. 2011). Ensuite, la morphologie du récif réfracte et diffracte la houle, contrôlant ainsi le sens de circulation des courants intra-récifaux (Roberts, 2004).

La dissipation rapide de la houle lors de son déferlement engendre un fort gradient de tensions (ou contraintes) de radiation (radiation stress ; (Lonquet-Higgins et Stewart, 1964) causant une élévation du plan d'eau plus communément appelé « *setup* » (Gerritsen, 1980 ; Symonds *et al.*, 1995), qui est à l'origine de la circulation des masses d'eau à l'intérieur du complexe récifal. Sur un récif horizontal et pour une hauteur de vague constante, le *setup* est maximum à marée basse et diminue à marée montante (Gourlay et Colleter, 2005).

Les flux de marée, le cisaillement généré par le vent et la différence de hauteur d'eau entre l'extérieur et l'intérieur du récif, contribuent également à l'intensité du gradient de pression. La rugosité du fond, résultant de l'assemblage des communautés coralliennes, est supérieure à celle de fonds sableux et génère des valeurs de friction plus de 100 fois supérieures (Nelson, 1996) participant également à la dissipation des vagues (Lowe et al, 2005). Cette friction agit sur l'ensemble du platier récifal.

Ainsi la hauteur d'eau ainsi que la morphologie récifale jouent un rôle crucial dans le processus de dissipation d'énergie (Bruch *et al.*, 2022 ; Gourlay, 1994 ; Hardy et Young, 1996 ; Nelson, 1996). Kench et Brander, (2006) ont démontré que la dissipation d'énergie dépend à la fois de l'élévation de la crête récifale et de la largeur du platier. La hauteur d'eau sur le récif augmente la quantité d'énergie dissipée par la force de friction. Ces phénomènes de dissipation d'énergie altèrent les caractéristiques spectrales des vagues sur les platiers récifaux, transformant les vagues de courte période (GW – *gravitary waves* - 5-25 s) (=haute fréquence) en vague de plus longues périodes (25 secondes à plusieurs dizaines de minutes) dans le domaine des basses fréquences (ondes infragravitaires – IG, 25 secondes à 4 minutes et ondes de très basses fréquence, VLF – *very low frequency waves*, 4 à 20 minutes) (Pomeroy *et al.*, 2012). Les ondes IG contribuent de façon importante à la circulation récifale et au transport sédimentaire (Brander *et al.*, 2004 ; Lugo-Fernández *et al.*, 1998a). L'énergie des ondes IG qui n'est pas dissipée sur le platier récifal peut par réflexion repartir vers le large, ce qui pourrait conduire à des ondes VLF résonantes (Bertin *et al.*, 2018 ; Gawehn *et al.*, 2016). En effet, les ondes VLF sont identifiées comme des ondes semblables à des seiches et potentiellement résonantes, formées et amplifiées par une transformation non linéaire des vagues associée aux processus de déferlement des vagues (Bruch *et al.*, 2022 ; Gawehn *et al.*, 2016 ; Péquignet *et al.*, 2014 ; Sous *et al.*, 2019). Ces périodes de résonances peuvent être approximé en utilisant la théorie du bassin ouvert (*open bassin theory*) (Wilson, 1953) par

$$T_n = \frac{4L}{(2n + 1)\sqrt{gh}} \quad \text{pour } n = 0,1, \dots, N \quad \text{Éq. 1}$$

Avec L, la largeur du récif, et h le niveau moyen de l'eau sur le récif.

Par exemple, pour un récif de largeur 400 m avec un niveau moyen de 0,50 m, la période du premier mode de seiche est de 12 minutes.

Lors d'événements de houle forte, les ondes GW, IG et VLF combinées peuvent fortement contribuer à l'hydrodynamique des récifs, menaçant l'intégrité structurelle du littoral et du récif.

Bien que ces concepts soient définis théoriquement, leur application pratique à un système récifal spécifique reste problématique. La plupart des études ne peuvent pas être généralisées à l'ensemble des systèmes récifaux et dans diverses conditions. D'une part, les facteurs physiques tels que la hauteur d'eau, la rugosité et la morphologie varient d'un récif à l'autre, et même au sein d'un même récif, ils présentent une grande hétérogénéité à grande échelle. D'autre part, les travaux scientifiques mentionnés précédemment sont souvent réalisés sur des intervalles de temps très courts et dans des conditions énergétiques modérées, avec peu d'entre eux se penchant sur les événements extrêmes (Péquignet *et al.*, 2011).

1.2.2. La circulation induite à l'échelle locale et le transport sédimentaire

Chaque système ou complexe récifal présente un modèle de circulation des masses d'eau distinct, régulé par des facteurs intrinsèques et extrinsèques au récif. En effet, la circulation des masses d'eau à l'échelle locale des récifs est influencée par des interactions complexes entre les vagues, les marées et le vent (facteurs extrinsèque) (Andrews et Pickard, 1990) ainsi que par la morphologie du récif (facteur intrinsèque). La contribution relative de chacun de ces facteurs varie d'un récif à l'autre, en fonction des conditions météo-marines locales et régionales (marnage, régime des vents, courants régionaux, etc.) ainsi que de l'architecture spécifique du récif (profondeur des zones d'arrière-récif, présence de discontinuités, etc.) (Kench, 1994 ; Monismith, 2007 ; Yamano *et al.*, 1998).

En règle générale, le coup de butoir (Guilcher, 1954) ou la pression engendrée par le déferlement des vagues au niveau de la crête récifale est considéré comme le principal déclencheur du mouvement des masses d'eau à l'intérieur du récif (Cordier, 2007 ;

Hearn, 1999 ; Kraines *et al.*, 1999 ; Lonquet-Higgins et Stewart, 1964 ; Symonds *et al.*, 1995). Cependant, la marée peut également jouer un rôle prépondérant dans la circulation récifale. Par exemple, dans les récifs frangeants de la Grande Barrière de Corail soumis à de forts marnages ($> 2\text{m}$), la circulation est principalement gouvernée par les courants de marée (Gourlay et Colleter, 2005 ; Parnell, 1987 ; Wolanski *et al.*, 2024). De même, le rôle de la marée peut également revêtir une importance significative dans les environnements microtidaux (Kench, 1994). La canalisation de l'onde de marée au niveau des passes génère de forts courants à l'intérieur du lagon, comme observé aux îles Cocos dans l'océan Indien (Kench, 1994) et à Mayotte (Idier *et al.*, 2008) où les courants peuvent atteindre 1 m/s dans les passes. En contexte de récifs frangeant, la marée à caractère microtidal, conditionne essentiellement la circulation au niveau des passes et des chenaux qui permettent l'échange des masses d'eau entre l'océan et le récif (Cordier, 2007 ; Kench, 1998 ; Roberts, 1974). On pourra s'étonner de la non-association de la marée à la circulation dans la DAR. En dehors de ces secteurs, le transport de masse à travers le récif, induit par le déferlement et la propagation de la houle, est le facteur principal qui contrôle la circulation.

L'impact du vent est mentionné comme ayant une influence significative sur la circulation récifale dans les zones soumises à un régime de mousson caractérisé par des vents de direction opposée en été et en hiver (Yamano *et al.*, 1998). Selon (Kench, 1994), l'influence prédominante du vent sur la circulation récifale se manifeste dans la zone de lagon profond, tandis que dans la zone où le lagon est peu profond comme dans le cas de présence de DAR cette influence est peu étudiée car considérée comme négligeable (Cordier, 2007).

L'ensemble de ces processus physiques jouent un rôle crucial dans la façon dont les sédiments se déplacent dans les écosystèmes récifaux. La circulation locale et les courants induits par la houle, sont les principaux moteurs responsables de la redistribution des particules de sédiments et du transfert d'énergie entre l'océan et le

récif corallien. Le platier récifal agit comme une source de sédiments susceptibles d'être arrachés, trainés sur le fond, mis en suspension et déplacés selon divers schémas, dont une partie nourrit les zones d'arrière-récif ainsi que les plages (Cuttler *et al.*, 2019 ; Ogston *et al.*, 2004 ; Perry *et al.*, 2011)

Sous l'effet des courants induits, les particules suivent une trajectoire globalement perpendiculaire à la côte : vers la côte (onshore), s'accumulant dans les zones arrière du récif ou sur les plages ou vers le large (offshore), au-delà du récif (off-reef), se déposant au pied des pentes externes dans les plaines sédimentaires. Atteignant ces grands fonds, ils ne sont alors plus disponibles pour alimenter le littoral.

La forme du récif impacte également la circulation de l'eau et donc la répartition des sédiments et les zones d'accumulation ou d'érosion des sédiments (Roberts, 1974). En effet, les ouvertures ou discontinuités dans le platier récifal influencent localement la circulation et les échanges d'eau entre l'océan et l'intérieur du récif. Dans le cas de récifs discontinus ou fragmentés, les dépressions au sein du front récifal chenaux, passe et fausse passe, favorisent la pénétration des vagues océaniques à l'intérieur du récif et donc le transfert des vagues jusqu'au niveau de la côte. Les sédiments sont, dans ce cas, transportés du front du récif vers la plage.

En fonction de la largeur des ouvertures dans le récif, (Roberts, 1974) signale également l'accumulation de particules sédimentaires à l'extérieur du récif, caractérisant un mécanisme de transport vers le large, non remobilisable par les houles en raison de la profondeur bathymétrique des plaines sableuses et de l'abrupt récifal que représente la pente externe.

Un récif continu, quant à lui, aura tendance à moins facilement laisser circuler les masses d'eau entre l'océan ouvert et le récif. De ce fait, les sédiments auront tendance à s'accumuler après la crête du récif, selon des structures parallèles à l'axe du récif. Généralement, ces sédiments sont plutôt grossiers, principalement composés de débris

du récif et transportés par les courants perpendiculaires à la côte. Une tendance de tri granulométrique se manifeste le long de l'axe perpendiculaire à la côte, avec une diminution de la taille des sédiments en direction de la côte.

(Hughes, 1999) a montré que le transport de débris coralliens à l'extérieur du récif est un processus important qui semble être régulier et n'est pas limité aux événements exceptionnels tels que les cyclones ou les tempêtes. Cependant, lors d'événements extrêmes, la quantité de matériau transporté à l'extérieur du récif est plus importante. Ce transport joue un rôle crucial dans l'extension et la croissance du récif corallien, en accumulant des fragments plus gros sur les pentes externes du récif. Les particules plus fines, comme les sables fins et les boues, sont également transportées à l'extérieur du récif. Ces particules, dont l'origine peut être liée aux processus de bio-érosion à l'intérieur du récif (Bellwood, 1995 ; Hughes, 1999) sont transportées en plus grande quantité et sur de plus longues distances. La bio-érosion est le résultat d'une dissolution chimique et/ou de l'abrasion mécanique du substrat par les organismes vivants.

L'étude de Storlazzi et al. (2004) propose une explication sur la manière dont les processus hydrosédimentaires sont liés entre le platier et la pente externe (Figure 1-9). Lors de la marée basse (montante) (Figure 1-9a), l'énergie océanique qui se propage sur le récif est limitée. En raison des faibles profondeurs sur le platier, l'effet du vent sur la masse d'eau est minime. Ces conditions favorisent l'établissement d'un flux d'eau dirigé vers la côte, uniforme sur toute la colonne d'eau, mais le cisaillement sur le fond ne suffit pas à remettre en suspension les particules sédimentaires. L'eau qui atteint la zone d'arrière-récif et la plage est claire, sans suspension. À marée haute (Figure 1-9b), l'atténuation de l'énergie des vagues océaniques sur le platier récifal est moins importante. Une plus grande étendue d'eau est entraînée sur le récif et l'impact des vents dominants sur la masse d'eau peut augmenter en raison des profondeurs accrues sur le récif. Cela entraîne des cisaillements plus importants sur le fond, remettant en

suspension une quantité substantielle de particules. Les flux de retour vers le fond (flèche blanche), nécessaires pour équilibrer le gradient de pression causé par le *setup* des vagues, transportent les particules sédimentaires hors du récif, vers le front récifal et la pente externe. Pendant l'étale de marée basse (Figure 1-9c), une faible énergie océanique atteint le récif. En raison des faibles profondeurs, moins de vagues de vent se forment. Les énergies réduites et l'absence de courants de marée favorisent le dépôt des particules sédimentaires préalablement mises en suspension.

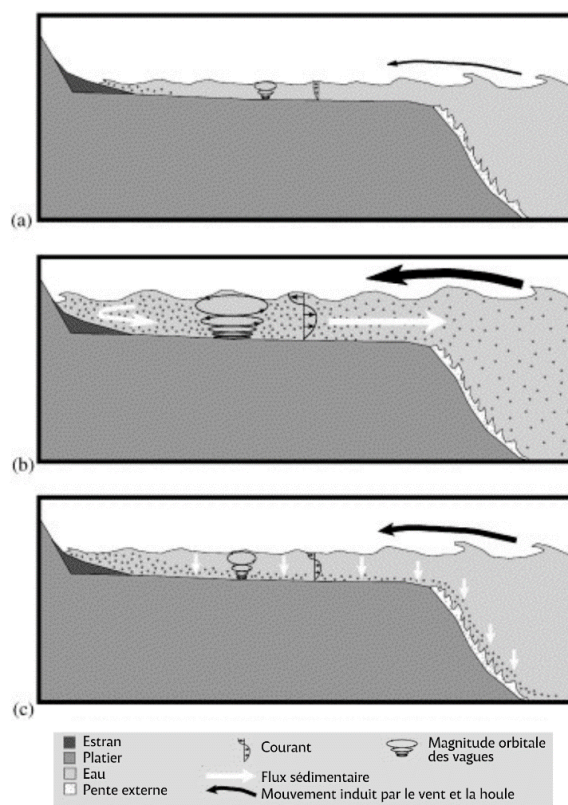


Figure 1-9 : Processus hydrosédimentaires entre la pente externe et le platier (d'après (Storlazzi et al., 2004))

En ce qui concerne le rôle des ondes et des courants infragravitaires, l'importance de leur contribution aux processus de transport sédimentaire dans les milieux récifaux a été démontrée par (Roberts et Suhayda, 1983), ainsi que par (Lugo-Fernández *et al.*, 1998b). Les mouvements et les courants associés à ces phénomènes de longue période ont la capacité à maintenir en suspension des particules de sables fins à très fins. La

combinaison de ces processus à longue période avec les courants à plus hautes fréquences générées par la houle joue un rôle majeur dans le transport sédimentaire au sein des écosystèmes récifaux. Les trajectoires de ce mouvement sédimentaire sont déterminées par la forme du récif lui-même.

Les variations de hauteur d'eau sur le platier récifal jouent un rôle crucial dans les processus de transfert d'énergie entre l'océan et la côte. Les modifications dans la géomorphologie du platier récifal, notamment l'érosion, modifie ces processus de transfert d'énergie, notamment ici par une augmentation. Parmi les divers facteurs d'érosion des récifs, la bio-érosion des coraux, est identifiée comme la principale cause de dégradation des récifs l'érosion physique, telle que celle induite par les tempêtes, est souvent temporaire et localisé, tandis que l'érosion chimique est généralement négligeable (Scoffin *et al.*, 1980 ; Tribollet et Golubic, 2011). Cette bio-érosion peut conduire à l'affaissement de la partie supérieure du platier récifal renforçant ainsi les flux d'énergie de l'océan vers le littoral (Sheppard *et al.*, 2005). Un autre facteur pouvant contribuer à cette amplification de l'apport d'énergie océanique vers le littoral est la perte significative de la complexité structurelle et de l'hétérogénéité des récifs, résultant de l'extension vers le rivage des « Rubbles Tongues (RTs) » des formations coralliennes composées de dépôts de gravats coralliens. (Bajjouk *et al.*, 2019) ont observé ces RTs sur la côte ouest de La Réunion, constatant qu'ils se sont étendus vers le rivage à une vitesse moyenne de 8,4 m par an depuis 2003. Par conséquent, les processus d'érosion des plages coralliennes s'accélèrent en raison de la perturbation de l'équilibre entre les processus constructeurs et les forces destructrices du récif (Tribollet et Golubic, 2011). De plus, le récif ne remplit plus efficacement son rôle de réservoir de particules sédimentaires, ce qui entraîne une diminution de l'apport de sable carbonaté sur les plages coralliennes, altérant ainsi de manière durable le budget sédimentaire de ces plages.

1.2.3. Les niveaux d'eau dans le récif : *Setup* et *Runup*

Dans les régions côtières, la dissipation des ondes gravitaires incidentes, typiquement les houles, entraîne une élévation des niveaux d'eau au-dessus du récif, appelé le *setup* (Gerritsen, 1980 ; Vetter *et al.*, 2010), pouvant potentiellement entraîner la submersion des zones côtières. Le *setup* augmente avec la hauteur significative des vagues au large, mais il est également (dans une moindre mesure) modulé par le niveau d'eau dans le récif (Bruch *et al.*, 2022). En effet, une légère diminution du *setup* peut se produire à marée haute, tandis que la marée basse entraîne une légère augmentation du *setup* (Becker *et al.*, 2014 ; Bonneton *et al.*, 2007 ; Bruch *et al.*, 2022).

Cependant la description du niveau d'eau total au rivage, souvent associée aux événements d'inondation côtière et à l'érosion, est donné par le *runup*, qui combine le *setup* et le *swash* (Butt et Russell, 2000 ; Pomeroy *et al.*, 2012 ; Quataert *et al.*, 2015).

Seelig (1983) a défini « *runup* » comme l'élévation verticale maximale provoquée par les vagues et se produisant sur la terre ferme, au-dessus du niveau moyen de l'eau au large (Still Water Level). Plusieurs forçages agissent sur la SWL à différentes échelles de temps. À l'échelle temporelle de l'événement, les marées astronomiques, les marées de tempête et le *setup* dû au vent sont les principaux paramètres contribuant à ce niveau d'eau. Ces processus à courte échelle temporelle se superposent à des fluctuations de plus basse fréquence, qui comprennent les tourbillons (*eddies*) à une échelle de temps hebdomadaire (Chelton *et al.*, 2007 ; Torres et Tsimplis, 2014), ainsi que l'expansion stérique à une échelle de temps annuelle (Chelton et Enfield, 1986) induite par la température et la salinité de l'eau sur les masses d'eau. De plus, les oscillations océaniques telles que El Niño-Southern Oscillation (ENSO) agissent également sur la SWL à une échelle pluriannuelle.

Le *runup* est donc la dernière transformation des vagues incidentes lorsqu'elles atteignent le rivage, et cela peut être décrit comme l'élévation maximale que chaque vague peut atteindre sur une plage, ou en utilisant des mesures statistiques.

Le *runup* est composé de deux parties, une statique et une dynamique (Éq. 2 **Erreur ! Source du renvoi introuvable.**). La partie statique, le *setup*, $\langle \eta \rangle$ est due au transfert de momentum à la colonne d'eau lors de la « rupture des vagues » (wave breaking). La deuxième composante est l'oscillation du *swash* (S_w) sur la pente de la plage après la rupture des vagues.

$$R = \langle \eta \rangle + S_w \quad \text{Éq. 2}$$

Où R est le *runup*, η , le *setup* et S_w le *swash*.

Aussi, le *swash*, S , correspond à quatre fois la racine carrée de la variance de R (4σ), et, dans le cas d'un processus gaussien, il engloberait 95,4 % des valeurs (Becker *et al.*, 2014 ; Stockdon *et al.*, 2006). Les 4,6 % restants définissent les queues de la distribution. En conséquence, la valeur réelle de la valeur extrême basse du *runup* est définie comme la moyenne (*setup*) moins la moitié de l'écart-type (2σ , ou $S/2$), et la valeur extrême maximum du *runup*, le $R_{2\%}$ (la valeur de dépassement de 2 %) peut aussi être définie comme la moyenne (*setup*) plus la moitié de l'écart-type. Ce $R_{2\%}$ est souvent mentionné dans la littérature lors d'études statistiques sur les valeurs extrêmes du *runup* (Holman, 1986 ; Ruggiero *et al.*, 2001 ; Stockdon *et al.*, 2006 ; Vousdoukas *et al.*, 2012). Ces études, principalement sur des plages ouvertes, montre que le $R_{2\%}$ est principalement corrélé à l'énergie de la vague incidente et en second lieu à la morphologie de l'estran et de la plage.

Les premières études en laboratoire menées par Seelig (1983) ont mis en évidence l'impact significatif du « battement des vagues » offshore sur le phénomène de *runup*, particulièrement lorsque des vagues irrégulières atteignent la crête du récif simulé. Ces

observations ont souligné le rôle prépondérant des ondes de basse fréquence (LFW : Low frequency waves) dans la génération du *runup*. Cependant, ce n'est que récemment que les mécanismes régissant le *runup* sur les côtes bordées de récifs frangeants ont fait l'objet d'études plus approfondies.

Au cours de leurs expériences en laboratoire et de leurs simulations numériques, Nwogu et Demirbilek, (2010) ont mis en évidence l'importance cruciale des LFW dans la formation du *runup*, en montrant que la résonance du récif pouvait encore accentuer le *runup* sur la côte. Plusieurs études de modélisation récentes ont également confirmé que le *runup* en bord de mer est principalement influencé par la bande de basse fréquence incluant les IG et les VLF (Very Low Frequency waves) ($<0,04$ Hz) (Beetham *et al.*, 2015 ; Shimozono *et al.*, 2015). Si les études en laboratoire et de modélisation ont montré que les ondes de basse fréquence sur les platiers jouent un rôle important dans le phénomène de *runup* sur les plages voisines (Beetham *et al.*, 2015 ; Nwogu et Demirbilek, 2010 ; Seelig, 1983 ; Shimozono *et al.*, 2015), les mesures *in situ* confirment cette constatation (Cheriton *et al.*, 2016). Lors des épisodes de vagues intenses et de l'incident de *runup* extrême à Roi-Namur (îles Marshall, Pacifique), les ondes de basse fréquence, en particulier dans la bande des ondes infragravitaires, ont été la principale source de *runup* global, et ce phénomène était le plus prononcé lors des niveaux d'eau les plus élevés.

Lors de conditions de tempête intense, l'amplification du *runup* due à la résonance du platier récifale peut entraîner des inondations côtières extrêmes. Par exemple, lorsque le super typhon Haiyan a touché le centre des Philippines en 2013, l'interaction entre la résonance côtière et les vagues incidentes et infragravitaires sur le platier a provoqué un *runup* dépassant les 10 m (Shimozono *et al.*, 2015).

De plus, le travail de modélisation de Quataert *et al.*, (2015) a été le premier à démontrer comment les caractéristiques des récifs influencent le *runup*, montrant que les récifs étroits et relativement lisses (à faible frottement) produisent le *runup* le plus

élevé. Des modèles récents suggèrent que le *runup* le long des côtes bordées de récifs frangeants devrait augmenter avec la montée du niveau de la mer, en particulier pour les côtes bordées par des platiers relativement étroits (largeurs < 300 m) (Beetham *et al.*, 2015 ; Quataert *et al.*, 2015 ; Shimozono *et al.*, 2015).

Les études ont également montré que l'élévation du niveau de la mer contribue à une augmentation du *runup*, de façon non-linéaire, une conclusion corroborée par d'autres modèles (Beetham *et al.*, 2015 ; Shimozono *et al.*, 2015). De plus, si la montée du niveau de la mer entraîne une excitation accrue des fréquences de résonance, cela pourrait encore accentuer le phénomène de *runup* au rivage (Nwogu et Demirbilek, 2010 ; Shimozono *et al.*, 2015).

Les recherches en laboratoire et les modèles ont apporté des connaissances cruciales sur le phénomène du *runup*. Cependant, les observations directes sur le terrain de la dynamique des vagues sur les récifs lors des tempêtes sont encore limitées : elles incluent des rapports du typhon Man-Yi (Péquignet *et al.*, 2009 ; Vetter *et al.*, 2010) sur les récifs frangeants de Guam, ainsi que des événements de submersion plus modestes sur l'atoll de Majuro, dans la République des îles Marshall (RMI) (Ford *et al.*, 2013). Cependant, ces données demeurent limitées car elles se basent sur un proxy du *runup* : le niveau d'eau au pied de la plage (Beach Toe Water Level). Une observation directe de la dynamique du jet de rive (*runup*) est essentielle pour pouvoir la prédire.

L'étude des effets de *runup* et de submersion est étroitement liée aux caractéristiques du récif, et donc, des observations directes *in situ* et basées sur la ligne de rivage ou le trait de côte instantané sont essentielles pour mieux comprendre ces processus. Une question importante est de savoir quelles sont les caractéristiques des ondes à basse fréquence et comment elles influencent le *runup* sur l'estran, à la fois pendant les tempêtes et en l'absence de tempêtes.

Pouvoir prédire le *runup* des vagues est essentiel pour la gestion côtière et l'ingénierie côtière. D'une part, il est crucial de comprendre l'amplitude du *runup* pour prédire avec précision l'occurrence d'inondations ou de submersion dans les zones vulnérables. D'autre part, des estimations précises du *runup* permettent de concevoir efficacement des infrastructures de protection côtière. Par conséquent, le *runup* a été largement étudié pour les structures côtières ouvertes et les plages depuis des décennies (Holman, 1986 ; Hunt, 1959 ; Mase, 1989 ; Nielsen et Hanslow, 1991 ; Stockdon *et al.*, 2006).

Moins d'attention a été portée aux plages présentant une bathymétrie offshore plus variable, telles que celles bordées de récif. Pendant la dernière décennie, l'attention de la recherche s'est de plus en plus portée sur ces plages à forts enjeux mais aucune mesure haute fréquence de la dynamique du jet de rive n'a pour l'instant été étudiée (Becker *et al.*, 2014, 2016 ; Bruch *et al.*, 2022 ; Cheriton *et al.*, 2016 ; Ferrario *et al.*, 2014 ; Laigre *et al.*, 2023a ; Merrifield *et al.*, 2014 ; Scott *et al.*, 2020).

1.3. Conclusion et axes de recherche

Au sein des environnements côtiers, marqués par la présence de plages et de récifs coralliens, la morphodynamique des littoraux récifaux se démarque par son caractère singulier. Cette particularité découle principalement de la présence d'un récif qui agit à la fois comme amortisseur des vagues et générateur d'ondes de basses fréquences, exerçant ainsi une influence significative sur l'hydrodynamique et, par conséquent, sur la morphodynamique du récif. La configuration spécifique du récif frangeant engendre également des phénomènes de résonance et de circulation particuliers, ajoutant une complexité supplémentaire à la compréhension de la dynamique de ces plages.

En tant que systèmes dynamiques, les plages subissent constamment des ajustements morphologiques en réaction à diverses forces agissant à différentes échelles temporelles et spatiales. L'évolution morpho-sédimentaire des plages, qu'il s'agisse d'érosion, d'accrétion ou d'un équilibre dynamique, est intrinsèquement influencée par une diversité de facteurs d'origines physiques, biologiques et anthropiques, que nous avons explorés dans ce chapitre.

La compréhension de l'hydrodynamisme particulier de cet environnement demeure encore incomplète. Les plages d'arrière-récifs, parmi les systèmes côtiers, ont reçu peu d'attention scientifique malgré plusieurs études récentes qui ne permettent pas encore de dégager les facteurs génériques pour les contextes récifaux, des facteurs empiriques liés aux expérimentations. La connaissance de ces environnements spécifiques demeure limitée, accentuée par le manque de données les défis liés à l'instrumentation dans des zones de faible profondeur. L'accès aisé aux instruments sur le platier expose ces équipements aux vols et aux dommages, tandis que pendant les événements paroxystiques, l'accès aux mesures *in situ* devient ardu. L'éloignement des centres de recherche des formations récifales est aussi un facteur limitant.

L'état actuel des connaissances sur les récifs frangeants dévoile une compréhension limitée de leur fonctionnement, avec une diversité de modes de fonctionnement liée à la variété des formes de récifs. La configuration des vagues, la transformation des houles sur le récif et le *runup* sont des éléments communs à de nombreux sites, mais leurs effets varient en fonction de la morphologie de la plage. La présence d'ondes infragravitaires dans les dépressions d'arrière-récif peut avoir des conséquences destructrices, soulignant l'importance d'une attention particulière à la compréhension de ces forces et de la réponse des plages d'arrière-récifs.

Les études ont éclairé certains aspects liés à la transformation de la houle, aux phénomènes de résonance et de circulation sur le récif. L'interface terre-mer est le « maillon faible ». Notamment, les phénomènes de jet de rive (*runup*) dans les récifs frangeants n'ont pas fait l'objet d'études approfondies, se limitant le plus souvent à des modélisations en laboratoire. Bien que l'influence des ondes infragravitaires sur le récif et leur impact sur les *runup* extrêmes ait été démontrée dans des études, la réponse en termes de *runup* n'avait pas encore été observée avec des mesures in situ avant la publication de Laigre en 2023 (Laigre *et al.*, 2023a).

Il est impératif de comprendre les processus et les conditions environnementales contribuant à la mobilité à court terme des rivages, comme indiqué par Wright et Short (1983). Cependant, il est essentiel de reconnaître les limites des observations ponctuelles, souvent utilisées dans les études côtières. Ces observations peuvent ne pas saisir toute la complexité des phénomènes côtiers, en particulier les changements à court terme pendant les tempêtes. La nécessité d'établir un observatoire pérenne pour surveiller en continu ces phénomènes sur le long terme devient évidente.

Pour répondre à ces exigences, la diversification des outils de mesure, couvrant différentes échelles temporelles et spatiales, est cruciale. Les mesures in situ ont déjà fourni une quantité significative d'informations sur les zones côtières. Parmi les diverses méthodes de mesure disponibles, la surveillance vidéo depuis la côte émerge comme

l'une des techniques connaissant la croissance la plus rapide et ayant acquis une reconnaissance mondiale (Aarninkhof *et al.*, 2003 ; Plant et Holman, 1997 ; Poate *et al.*, 2013 ; Sonu, 1973 ; Wright et Short, 1984).

Dans ce contexte, cette thèse propose d'aborder la question hydro-morphodynamique des plages de récif frangeant à court et moyen terme, de l'échelle de la vague à l'année. Cette tâche sera réalisée en couplant les informations extraites d'un système vidéo à des mesures in situ. Plus spécifiquement, les questions auxquelles nous tentons de répondre dans ce travail de thèse, à partir de l'instrumentation d'un site en contexte de récif frangeant sur l'île de La Réunion :

1. Comment les systèmes vidéo peuvent permettre de compléter l'arsenal de mesures des plages des récifs frangeant ?
2. Quels sont les indicateurs pertinents que l'on peut en retirer ?
3. Comment la morphodynamique d'une plage d'arrière-récif répond-elle à l'hydrodynamique, à l'échelle d'une journée, d'un évènement, d'une saison, d'une année ?
4. Quels sont les mécanismes qui conditionnent la position de la ligne d'eau maximale lors d'évènements de houles ?

Chapitre 2. Contexte de l'étude

L'île de La Réunion, située dans l'océan Indien, se distingue par son caractère insulaire, son volcanisme, et sa situation géographique dans les tropiques. Ces spécificités influent fortement sur la morphologie et la dynamique de son littoral. En effet, les différents faciès littoraux sont le résultat d'un volcanisme actif, des processus d'érosion et le développement de récifs coralliens. Parallèlement, les conditions météo-marines qui régissent la dynamique littorale sont le résultat de processus climatiques et océanographiques régionaux qui, sous l'influence des reliefs de l'île, prennent aussi une déclinaison locale se manifestant par des microclimats ou des conditions hydrodynamiques côtières particulières (Davidson *et al.*, 2023).

Toutefois, aux forçages naturels s'ajoutent des pressions d'origine anthropique associées à un développement démographique important. Cette pression sur les milieux littoraux est aujourd'hui très forte avec près de 51% de la population de La Réunion vivant à moins de 150 m d'altitude, soit 1000 hab/km². La saturation des espaces littoraux conduit à une extension de l'urbanisation vers l'intérieur des terres, notamment dans les bassins versants, ce qui accroît les impacts sur les milieux côtiers car elle contribue à l'imperméabilisation des sols et provoque l'augmentation du coefficient de ruissellement (Bartley *et al.*, 2014 ; McLaughlin *et al.*, 2003) et donc de la pollution des eaux du littoral (Jager, 2004). Cette urbanisation intense, concentrée principalement sur le littoral ouest en raison de son attrait touristique et de la balnéarisation de la côte, accroît la pression sur les plages et les récifs coralliens depuis les années 70, période où ont été signalées les premières dégradations au niveau des récifs et des plages (Bouchon *et al.*, 1982 ; Gabrié et Montaggioni, 1985). Ces constats ont conduit à une prise de conscience du phénomène d'érosion et à la mise en place d'un système d'observation continue.

C'est dans ce contexte que s'inscrit actuellement l'évolution des littoraux coralliens de la côte ouest déjà soumis à des éléments climatologiques et hydrodynamiques parfois intenses. L'objectif de ce chapitre est donc de présenter le cadre physique et dynamique de la zone d'étude, en examinant le contexte géographique et hydro-climatique de l'île, puis en se penchant sur les littoraux coralliens réunionnais, avec un focus particulier sur les récifs frangeants de Saint-Gilles et la plage de l'Hermitage. Enfin, nous aborderons également les avancées de l'observation permanente du littoral, en dressant un état des lieux des connaissances sur le site d'étude, des constats aux études historiques.

2.1. Mise en place et situation générale de l'île de La Réunion

La Réunion est une île volcanique jeune, du sud-ouest de l'Océan Indien localisée à 21°07' de latitude sud et 55°32' de longitude est. Positionnée à environ 300 km au nord du tropique du Capricorne et à plus de 700 km à l'est de Madagascar, La Réunion constitue, avec les îles Maurice et Rodrigues, l'archipel des Mascareignes (Figure 2-1).

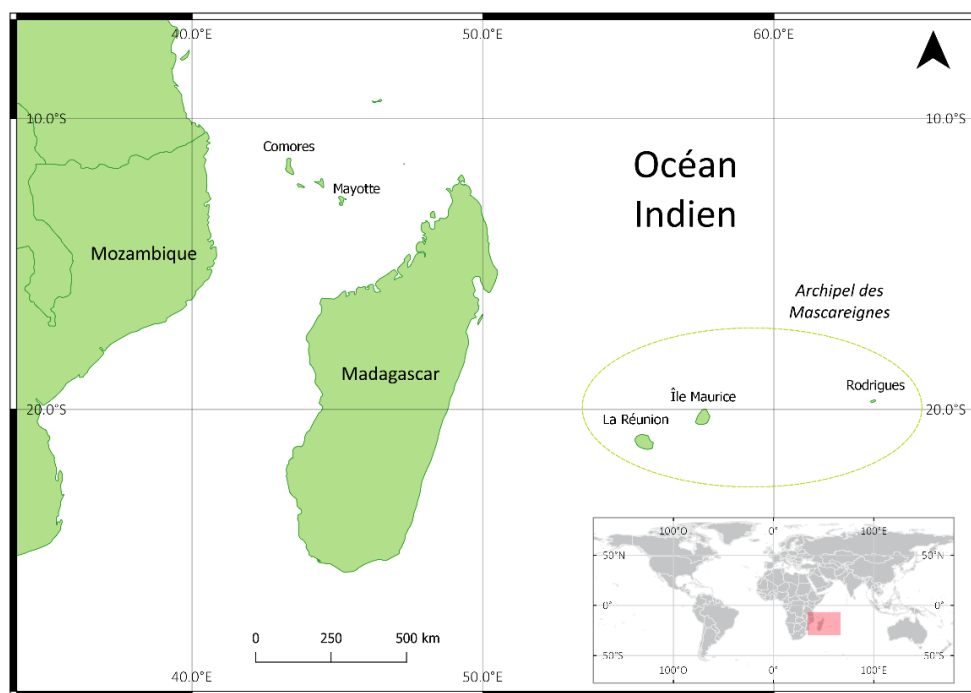


Figure 2-1 : Sud-Ouest de l'Océan Indien

2.1.1. Formation géologique et morphologie générale de l'île de La Réunion

La Réunion est un édifice volcanique formé par l'activité actuelle du point chaud qui a formé les Trapps du Deccan (65 Ma), le plateau des Mascareignes (40 Ma) et l'île Maurice (8 Ma) (Duncan *et al.*, 1989). L'île de La Réunion, au volcanisme encore actif est la plus jeune île de ce système et aurait commencé à émerger il y a environ 2,1 millions d'années selon les estimations de Duncan *et al.* (1989).

La partie émergée de l'île de La Réunion ne correspond qu'à 3 à 4% du volume de l'ensemble de l'édifice volcanique (de Voogd *et al.*, 1999 ; Villeneuve *et al.*, 2014), qui se caractérise par un diamètre d'environ 240 km à sa base et s'élève à plus de 7000 m au-dessus de la plaine abyssale, avec un volume total estimé à 5,01-104 km³. L'île de La Réunion présente une forme ellipsoïdale : elle mesure environ 70 km le long de son grand axe (NO-SE) et environ 50 km le long de son petit axe (NE-SO) pour une superficie de 2500 km². La morphologie de l'île de La Réunion est dominée par deux grands volcans boucliers basaltiques juxtaposés, le Piton des Neiges et le Piton de la Fournaise. Le massif du Piton des Neiges, point culminant de La Réunion à 3069 m, est situé au nord-ouest de l'île et en occupe les deux tiers. Sa morphologie actuelle, marquée par un relief accidenté, est le résultat de processus volcano-tectoniques et d'une érosion tropicale intense (Arnaud, 2005 ; Oehler *et al.*, 2004). Il se caractérise par l'existence en son centre de trois dépressions majeures : les cirques de Cilaos, de Mafate et de Salazie. Le massif du Piton de La Fournaise est situé au sud-est de l'île et en occupe le tiers restant est un volcan bouclier basaltique de 2631 m d'altitude, que la fréquence des éruptions place parmi les volcans les plus actifs au monde (Lénat *et al.*, 2012 ; Peltier *et al.*, 2009).

L'érosion naturelle de ces deux massifs volcaniques a aussi façonné le relief actuel de l'île. Les cirques sont sculptés par un dense réseau hydrographique creusant de profondes ravines, telles que la Rivière des Galets (Mafate), la Rivière du Mât (Salazie)

et le Bras de Cilaos (Cilaos), prolongées par des cônes de déjection à l'embouchure de ces rivières, formant les plaines littorales alluvionnaires de Saint-André, du Port et du Gol (Humbert et Stieltjes, 1986 ; Robert et Soulères, 1991). D'autres vallées encaissées résultent de l'action combinée de l'érosion torrentielle et des limites d'anciens effondrements volcaniques (Upton et Wadsworth, 1965), comme la Rivière Saint-Denis, la Rivière des Pluies et le Bras de la Plaine pour l'ancien massif du Piton des Neiges, ou encore la Rivière de l'Est, la Rivière Langevin et la Rivière des Remparts pour le massif du Piton de La Fournaise. Sur la côte ouest, à l'Ermitage ou la Saline, les exutoires naturels des ravines qui descendent des planèzes se sont peu à peu réduits ou colmatés. Toutefois, lors des pluies de grande intensité, les eaux peuvent gonfler ces anciens marécages par des remontées de nappes phréatiques, par des brusques arrivées d'eau torrentielle et par l'absence d'écoulement en mer. Dans des cas extrêmes, elles peuvent tout simplement s'écouler en mer (Lorion et Villeneuve, 2007).

En effet, les pentes sous-marines se caractérisent par des cicatrices et de grandes quantités de dépôts d'avalanches de débris issus de glissements majeurs qui se traduisent par de nombreuses instabilités secondaires (Le Friant *et al.*, 2011 ; Oehler *et al.*, 2008). A l'échelle de l'île, les mesures effectuées sur les rivages montrent des mouvements verticaux variés si l'on se réfère, en l'absence d'autres travaux sur des périodes plus longues, aux travaux de Bulteau *et al.* (2015). Ces travaux sur les variations verticales du sol le long de la côte entre 1958 et 1989 identifient 3 zones : une zone en surrection (sud et sud-est), une zone en subsidence (nord et nord-est), et une zone stable (partie ouest) (Figure 2-2).

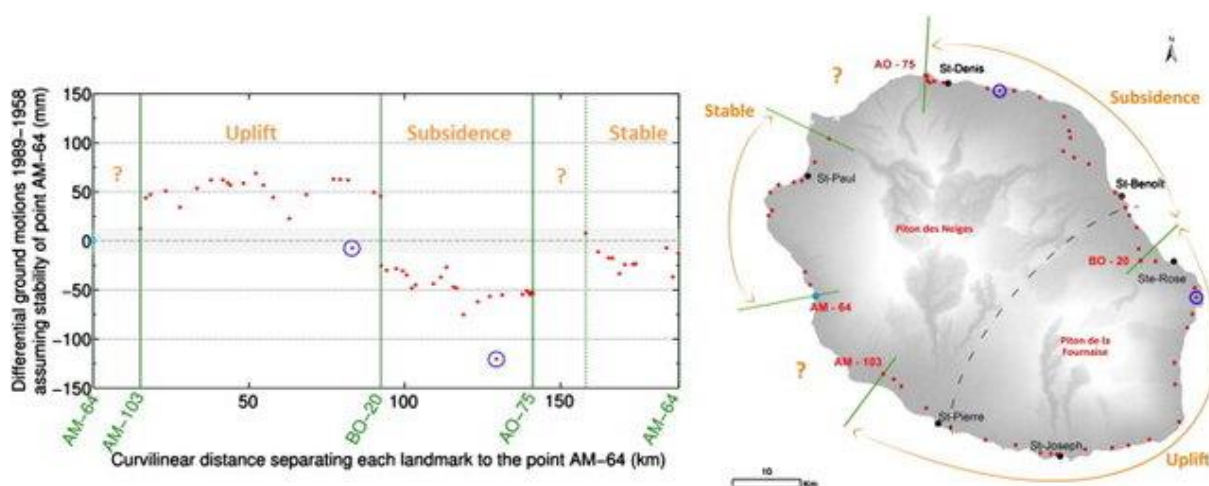


Figure 2-2 : Mouvement différentiel du sol entre 1958 et 1989. Source : Bulteau et al. 2015

Ces 210 km de linéaire côtier se composent de différents morphotypes. Les côtes rocheuses, qui représentent 52 % du linéaire côtier de l'île, se caractérisent par des côtes rocheuses basaltiques hautes constituées des falaises et des côtes rocheuses basses formées de deltas de lave et des plateformes d'abrasion. L'érosion des massifs volcaniques jeunes (de 2,7 millions d'année à aujourd'hui) favorise l'apport sur le littoral d'alluvions transportées par l'intense réseau hydrographique et redistribué par les houles le long des côtes pour former des cordons de galets (32 %) ou dans les zones plus abritées des plages de sables basaltiques (6 %) (De La Torre, 2004 ; Le Berre *et al.*, 2012). Les littoraux coralliens représentent 10 % du rivage. Ces formations ne trouvent des conditions favorables à l'édifice de récif que le long du littoral occidental de l'île caractérisé par la faiblesse de son réseau hydrographique.

2.1.2. Pression anthropique et organisation territoriale de La Réunion

Encore vierge de tout occupant au début du 16^{ème} siècle, La Réunion comptait, au dernier recensement du 1er janvier 2021, 871 200 habitants selon l'INSEE. Depuis les années soixante, la population réunionnaise a été multipliée par 2,5, passant de 342 700 en 1960 à 871 200 en 2021. La départementalisation de l'île en 1946 a marqué le début d'un essor démographique (Figure 2-3). Depuis 2015, la population augmente

à un taux moyen de 0,4 % par an (INSEE)⁶. Parallèlement, l'économie de l'île a évolué d'une économie coloniale agricole, axée principalement sur la culture du café, des épices, et surtout de la canne à sucre, cette dernière étant particulièrement résiliente face aux conditions climatiques extrêmes de l'île, à une économie plus diversifiée (Sandron, 2007).

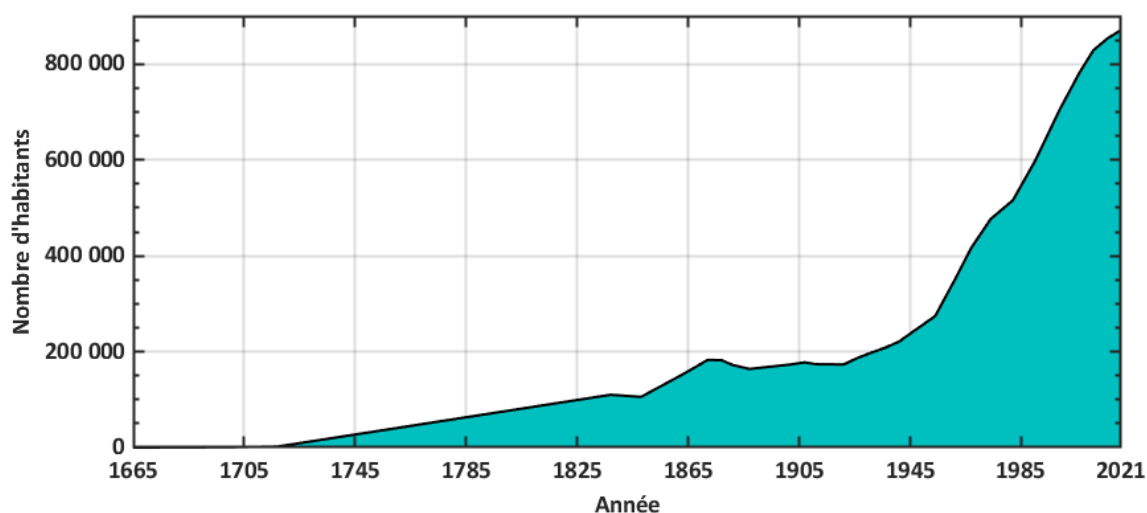


Figure 2-3 : Evolution de la population depuis l'origine du peuplement (Source des données : INSEE REUNION)

L'organisation du territoire s'apparente au modèle générique de l'île tropicale volcanique : une hiérarchie de pôles urbains littoraux reliés par des axes de communication structurants, un centre pas ou peu peuplé, avec une dissymétrie est-ouest contrôlée par la composante climatique : côte au vent /côte sous le vent (Godard, 1998 ; Thinon *et al.*, 2007). L'escarpement du territoire a favorisé un peuplement stratégique du littoral, qui reste accessible et propice à la construction, ainsi qu'à l'organisation des échanges maritimes. Les reliefs escarpés de l'île ont ainsi contribué à concentrer la population sur les littoraux, renforcés par l'attrait touristique des côtes balnéaires. Au fil du temps, la population colonise les planèzes. Cette évolution a

⁶ Insee, recensements de la population, exploitation principale.

donné lieu à un territoire réunionnais marqué par de forts contrastes : d'une part, un littoral et des plaines fortement influencés par l'action humaine, où l'agriculture, l'urbanisation et les infrastructures coexistent dans un espace limité ; et d'autre part, les Hauts, caractérisés par une faible densité de population, une dominance de l'agriculture, et surtout la présence de zones naturelles préservées de toute empreinte humaine (Bègue, 2022).

Ainsi, selon les données de l'INSEE⁷ au 1^{er} janvier 2013, 51% des habitants de La Réunion résident sur le littoral, à une altitude inférieure à 150 m, tandis que 24 % habitent sur les mi-pentes (jusqu'à 400 m) et 25% dans les Hauts (400 m et plus). La densité de la population atteint 1000 habitants par km² sur le littoral contre 333 habitants par km² pour l'ensemble de l'île. Cette pression foncière se traduit aujourd'hui par une croissance démographique qui se renforce sur les mi-pente avec +1,6 % par an contre 0,2% par an sur le littoral. Les littoraux récifaux par les aménités (naturelles et anthropiques) qu'ils offrent concentrent aujourd'hui ces pressions sur les rivages et les bassins versants (David *et al.*, 2015 ; Lemahieu, 2015). Les fortes pentes, l'anthropisation croissante des mi-pentes de l'ouest de l'île (urbanisation, activités agricoles) contribuent à l'augmentation du coefficient de ruissellement, du matériel terrigène dans le milieu récifal lors des fortes pluies et des phénomènes d'eutrophisation, etc. (Tessier *et al.*, 2008) qui contribuent à la dégradation continue du récif depuis les années 1950.

2.2. Contexte hydro-climatique de La Réunion

L'île de La Réunion, par sa position en latitude, est soumise à de grands phénomènes zonaux atmosphériques et océaniques, caractéristiques des régions tropicales et australes (Soler, 1997). Ces phénomènes sont le résultat de la redistribution de l'énergie

⁷ <https://www.insee.fr/fr/statistiques/2569879> consulté le 21/03/2024

excédentaire accumulée dans les régions de basses latitudes. Dans les régions intertropicales, la cellule de Hadley induit des circulations atmosphériques à la fois horizontale et verticales (Baldy *et al.*, 1996), qui façonnent les grands centres d'actions comme les anticyclones tropicaux et les basses pressions. Ces derniers induisent des déplacements de masse d'air qui régissent le climat des Mascareignes à l'échelle de la saison, du mois et de la journée. L'exposé qui suit s'appuie sur l'Atlas climatique de La Réunion, 2011.

2.2.1. La circulation générale : Zone de Convergence Intertropicale (ZCIT)

La branche descendante de la cellule de Hadley engendre une hausse de la pression atmosphérique de surface, favorisant ainsi la formation d'un anticyclone. Chaque région océanique tropicale est ainsi soumise à l'influence d'un anticyclone. Dans le sud de l'océan Indien, il prend le nom « d'anticyclone des Mascareignes ». Sa position moyenne se situe au sud-est de La Réunion. Pendant l'hiver austral, l'anticyclone (A) est centré vers 31° S et 65° E (Figure 2-4a), avec une pression moyenne au niveau de la mer de 1025 hPa. Au fil des mois, il s'affaiblit et migre vers l'est, tout en s'éloignant de l'équateur, pour rejoindre sa position d'été austral, vers 33° S et 90° E (Figure 2-4b), avec une pression moyenne de 1020 hPa (Jumaux *et al.*, 2011). Sa position influence la pluviométrie et le déplacement des cyclones tropicaux dans l'océan Indien.

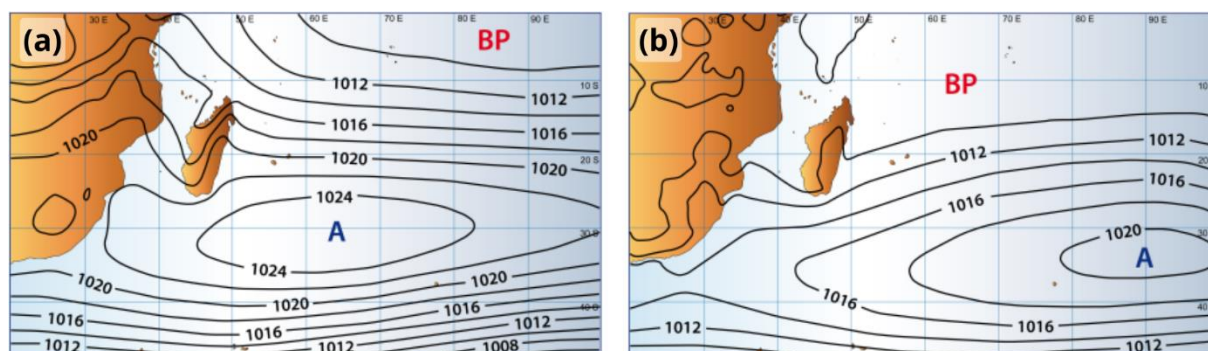


Figure 2-4 : Carte de pression moyenne (en hPa) au niveau de la mer (a) hiver austral (b) été austral

Au nord de l'anticyclone des Mascareignes, la pression au niveau de la mer diminue et devient minimale à proximité de l'équateur. Cette zone de basse pression (BP) correspond au réchauffement maximal de l'atmosphère par l'énergie solaire. Les zones de basses pressions se décale donc vers le sud pendant l'été austral jusqu'à frôler les Mascareignes puis elle remonte dans l'hémisphère nord pendant l'hiver austral.

Les zones de basses pressions de surface induisent une convergence horizontale qui contribue à générer une ascendance de grande échelle, qui correspond à la branche ascendante de la cellule de Hadley (Baldy *et al.*, 1996). Cette Zone de Convergence Intertropicale (ZCIT) est matérialisée par une large bande nuageuse qui s'étire de façon plus ou moins continue d'est en ouest. Les puissants mouvements ascendants forment des cumulonimbus, nuages générateurs de très fortes averses et d'orages. La position de la ZCIT est fortement corrélée aux températures de surface de la mer les plus élevées (supérieurs à 28°C). Elle suit le mouvement de la zone des basses pressions et se déplace en latitude entre 15°S et 25°N. Pendant l'été austral, elle se situe dans l'hémisphère sud, parfois dans l'océan Indien jusqu'aux Mascareignes et en hiver austral, la ZCIT se positionne dans l'hémisphère nord, au niveau de la chaîne himalayenne. Elle constitue une zone privilégiée pour la formation des perturbations tropicales qui peuvent dans certaines situations, se transformer en dépression voire en tempêtes ou cyclones tropicaux.

Le gradient de pression entre les anticyclones subtropicaux et les basses pressions équatoriales génère des vents réguliers : les alizés. Ces derniers, lors de leur parcours principalement maritime, se chargent d'humidité et alimentent ainsi en vapeur d'eau les cumulonimbus de la ZCIT. Sur La Réunion, la direction de provenance des alizés est en moyenne est-sud-est, mais elle oscille entre nord-est et sud-est. Les alizés sont plus forts durant l'hiver, ce qui s'explique par le renforcement de l'anticyclone des Mascareignes. En revanche, durant l'été, ils sont plus faibles. A la Réunion, ils

disparaissent quand la zone des basses pressions se rapproche pendant l'été austral (novembre à avril).

2.2.1.1. Les cyclones tropicaux

Les cyclones tropicaux sont décrits comme des "perturbations dépressionnaires d'échelle synoptique non accompagnées d'un système frontal, prenant naissance au-dessus des eaux tropicales ou subtropicales et présentant une activité convective organisée et une circulation cyclonique, plus intense en surface qu'en altitude" (Organisation météorologique mondiale, 1992).

Les cyclones naissent généralement au sein de la ZCIT au-dessus des océans, tirant leur énergie de l'évaporation des eaux marines chaudes (Leroux, 1996). Leur formation dépend de facteurs océanographiques et météorologiques variés (Gray, 1998). Plusieurs conditions sont nécessaires pour la genèse d'un cyclone tropical, telles que la température des eaux en surface dépassant 26°C sur 50 m de profondeur, une humidité élevée dans les couches moyennes de la troposphère, et la présence d'une zone perturbée propice à la convection.

Chaque année, environ 80 à 85 cyclones sont enregistrés dans tous les bassins (Elsner *et al.*, 2008), mais ce nombre varie significativement d'une année à l'autre, influencé par des phénomènes climatiques pluriannuels tels que l'ENSO (El Niño - Oscillation australe). Le sud-ouest de l'océan Indien (SWIO) (Figure 2-1), est deuxième à troisième bassin cyclonique le plus actif au monde (Tulet *et al.*, 2021). Environ 10% à 12% de l'activité cyclonique mondiale se produit dans le SWIO, avec deux zones particulièrement impliquées : le canal du Mozambique et l'océan ouvert à l'est de Madagascar (Matyas, 2015). Le bassin enregistre en moyenne annuelle de 9 à 10 tempêtes tropicales, dont la moitié évoluent en cyclones tropicaux (Leroux *et al.*, 2018 ; Mavume, 2008 ; Tulet *et al.*, 2021). Entre 1984 et 2023, c'est 13 systèmes tropicaux baptisés qui se sont approchés à moins de 200 km de l'île (Figure 2-5).

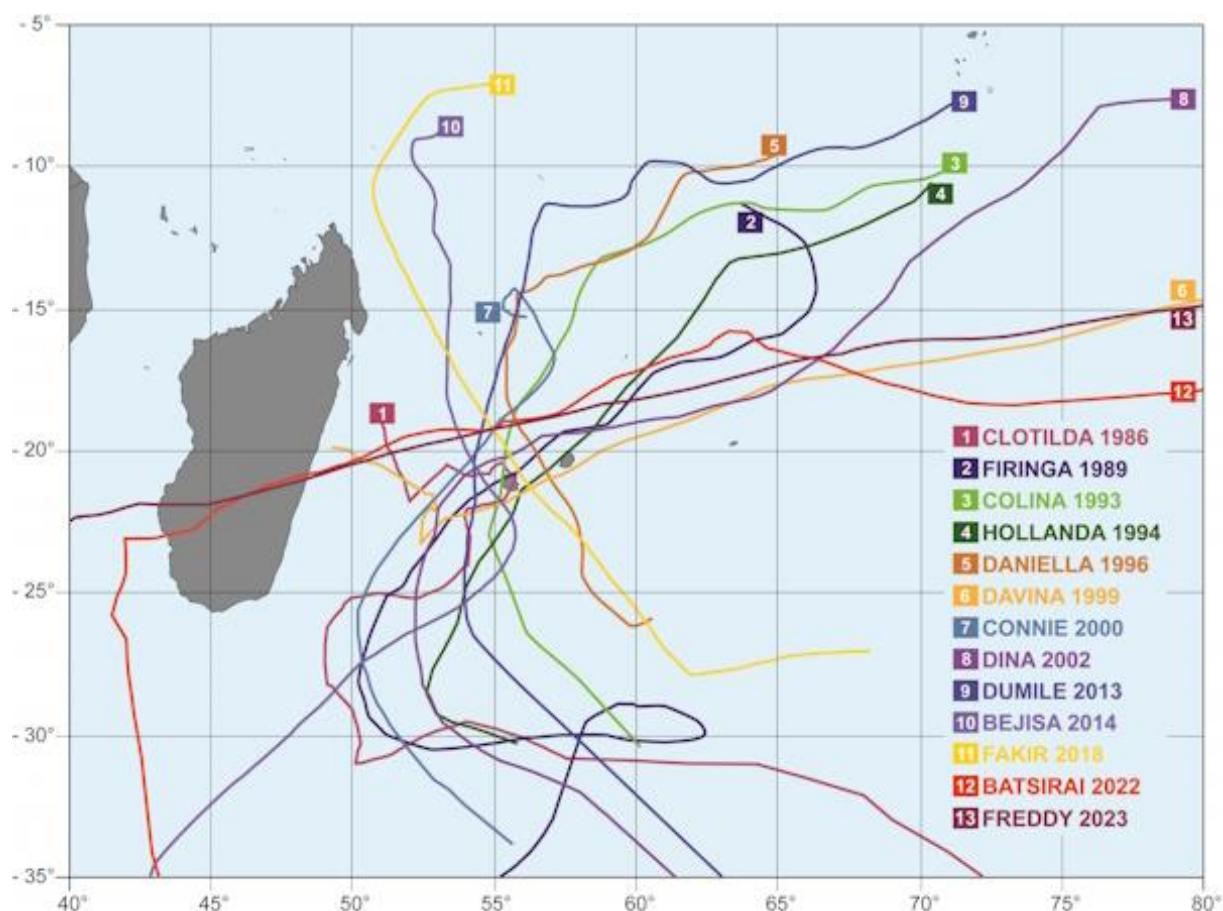


Figure 2-5 : Systèmes tropicaux qui se sont approchés à moins de 200 km des côtes réunionnaises de 1984 à 2023. (Source : Météo France)

Le passage d'un cyclone entraîne des perturbations météorologiques extrêmes qui causent divers dommages, notamment des précipitations abondantes, des vents forts, des houles et des surcotes. Ces facteurs peuvent contribuer aux changements morphodynamiques des plages (Karunarathna *et al.*, 2012 ; Yu *et al.*, 2022). Les cyclones génèrent des vents puissants, souvent dépassant les 150 km/h et pouvant atteindre 350 km/h (Powell *et al.*, 1996). Le déplacement du cyclone entraîne généralement une asymétrie dans la répartition des vents (Xiang et Wu, 2004). Dans le mur de l'œil, les vents les plus intenses se concentrent à gauche du cyclone par rapport à sa direction de déplacement dans l'hémisphère sud (l'inverse se produit dans l'hémisphère nord). L'air humide absorbé par le cyclone se condense, provoquant des précipitations parfois intenses. Environ 10 cm de pluie tombent en moyenne chaque jour dans un rayon de

200 km autour de l'œil (Roux et Viltard, 1997). Le passage d'un cyclone affecte également l'état de la mer par la génération de houle, de marée de tempête et de surcote (ref. 2.2.3.2).

La Réunion a été le théâtre de phénomènes météorologiques mémorables. Par exemple, le cyclone Gamede, qui a frappé l'île entre le 24 et le 28 février 2007, a marqué les esprits par son ampleur exceptionnelle et sa trajectoire quelque peu surprenante, l'amenant à approcher les côtes réunionnaises à deux reprises. Ce cyclone a généré un cumul moyen de pluie de 1219 mm. Quant au cyclone Dina, il détient le record absolu de vitesse du vent enregistré à La Réunion, avec 277 km/h enregistrés le 22 janvier 2002 au Piton Maito.

Comme le rappellent les scientifiques du GIEC, l'évolution des cyclones, à la fois en fréquence et en intensité, est incertaine. Les simulations climatiques sur le bassin sud-ouest de l'océan Indien (Leroux *et al.*, 2023) s'accordent toutefois sur :

- une augmentation des précipitations associées à un système tropical ;
- un renforcement de l'intensité des systèmes les plus intenses ;
- une augmentation de la proportion des cyclones les plus forts relativement à la totalité des systèmes dépressionnaires ;
- la possibilité que les cyclones les plus intenses puissent évoluer à des latitudes plus australes, exposant ainsi les Mascareignes à un risque accru (Figure 2-6).

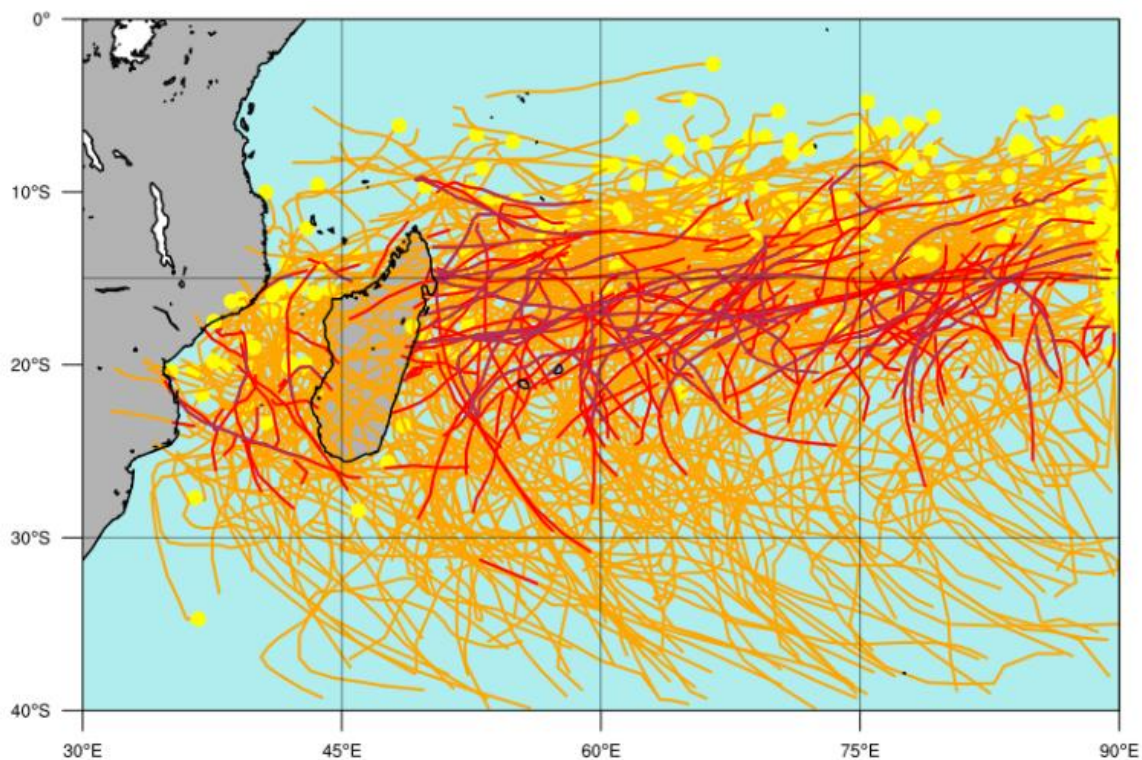


Figure 2-6 : Trajectoires des systèmes tropicaux du bassin SOOI ayant atteint le seuil minimal de tempête tropicale sur la période 1986-2018. Les données sont issues de la Best track⁸. Les tempêtes sont en orange, les cyclones en rouge, et les cyclones intenses et très intenses en pourpre. Un rond jaune matérialise le début de chaque trajectoire référencée. (Leroux et al., 2023)

2.2.2. L'effet d'île ou de façade

A l'échelle locale, du fait de l'amplitude de ses reliefs, on assiste à La Réunion à un "effet de façade" qui aboutit à une différence entre deux régions : la côte au vent, à l'est, de Saint-Pierre à Saint-Denis, qui subit le flux dominant des alizées, et qui est plutôt humide et la côte sous le vent, à l'ouest, qui est protégée des vents dominants par le haut relief de l'île, plutôt sèche.

⁸ Le "Best track", qui est une réanalyse a posteriori de l'ensemble des données des systèmes tropicaux sur la période passée 1986-2018. La Best track permet de tracer les trajectoires de l'ensemble des systèmes tropicaux du bassin sur la période 1986-2018 par exemple

2.2.2.1. Le vent

Dans l'océan Indien, les alizés ne rencontrent aucun obstacle majeur qui pourrait perturber leur régularité. Leur intensité et leur direction suivent les évolutions progressives de l'anticyclone. Cependant, lorsque les alizés rencontrent l'imposant relief de l'île de La Réunion, cet écoulement uniforme est interrompu (Figure 2-7). Ainsi, le vent le long des côtes de La Réunion peut varier considérablement en intensité, en fonction de l'orientation des alizés par rapport au relief. Ces perturbations du flux se propagent sur plusieurs centaines de kilomètres en aval de La Réunion. Sur l'île de La Réunion, les alizés proviennent principalement de l'est-sud-est, et leur intensité est maximale pendant l'hiver austral, de mai à octobre.

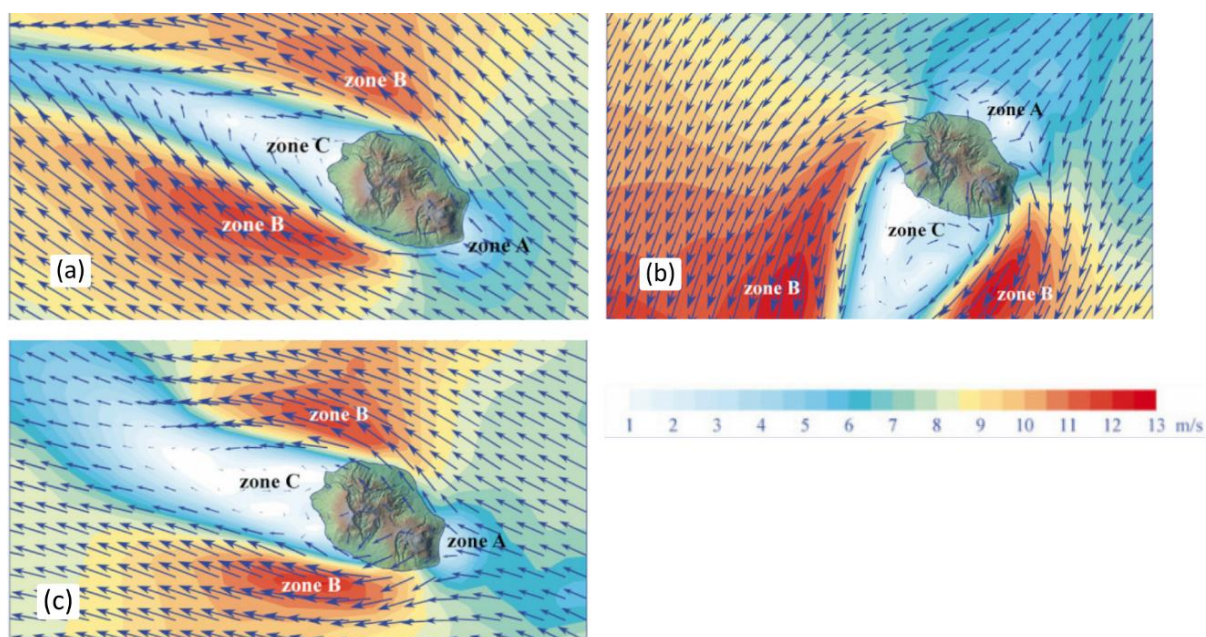


Figure 2-7 : Les vents d'alizés et leur influence sur La Réunion (Source : Météo France)

Des zones d'accélération/décélération sont observées autour de l'île de La Réunion par un flux d'alizé (a) sud-est (b) nord-est (c) d'est-sud-est. La direction du vent est représentée par les flèches bleues avec des longueurs proportionnelles à la force du vent. La force du vent est également représentée en plage de couleur : du blanc au rouge vif pour les vents les plus faibles aux vents les plus forts.

Dans le cas d'un épisode cyclonique, les zones les plus ventées restent les côtes orientées parallèlement à la direction du vent généré par le cyclone. Mais dans ce cas, les zones sous le vent ne sont plus forcément à l'abri puisque le vent qui souffle violemment sur une grande épaisseur de l'atmosphère peut alors franchir le relief et s'écouler par gravité sur les sites sous le vent. Il a été démontré que le relief de l'île peut également influencer significativement la trajectoire et l'intensité des cyclones tropicaux passant à proximité (Barbary *et al.*, 2019).

D'autres régimes de brises viennent influencer la direction et la force des alizés, mais de façon moins brutale que le relief de l'île : la brise de mer, la brise de terre et la brise des pentes (Jumaux *et al.*, 2011). La brise de mer se forme pendant la journée lorsque le sol se réchauffe sous l'effet du rayonnement solaire, réchauffant l'air proche de la surface. Cet air chaud s'élève, favorisant la condensation et la formation de cumulus, tandis qu'un courant d'air océanique plus frais vient compenser l'ascendance terrestre, créant ainsi la brise de mer. La côte sous le vent, est particulièrement propice à son développement car les alizés sont moins forts, permettant le contraste thermique nécessaire. En revanche, la brise de terre se produit la nuit lorsque le sol se refroidit plus rapidement que la mer, générant des courants ascendants qui prennent naissance sur la mer et un courant de compensation terrestre, renforcé à La Réunion par le relief. Sur la côte sous le vent, les brises de terre s'établissent peu de temps après la tombée de la nuit. Les brises de pentes se caractérisent par des mouvements d'air ascendants ou descendants le long des pentes induites par la différence de température du sol et de l'air libre. Elles sont particulièrement prédominantes dans les cirques et le long des remparts de La Réunion, où le relief accidenté crée des circulations atmosphériques complexes.

D'après Kench (1994), l'influence principale du vent sur la circulation récifale se fait sentir dans les zones de lagon profond, tandis qu'en présence de dépression d'arrière-récif (DAR) par définition peu profonde, cette influence est peu étudiée et a été

considérée comme négligeable par Cordier, (2007) sur le littoral de l'Hermitage/La Saline à La Réunion. Toutefois, les niveaux d'eau au rivage, notamment le jet de rive pourrait être modulé par le vent (Ward *et al.*, 2015).

2.2.2.2. La pluviométrie

Conséquence de l'insularité de La Réunion, la carte des isohyètes annuelles (Figure 2-8), montre une grande dissymétrie entre l'est et l'ouest de La Réunion due aux hauts reliefs des massifs du Piton des Neiges et du Piton de la Fournaise. Dans l'Ouest, les précipitations sont peu abondantes, en moyenne 500 à 1000 mm par an, mais à mesure que l'on se déplace vers l'est, les cumuls de pluie augmentent de manière exceptionnelle, dépassant parfois 10 m par an, ce qui est exceptionnel au niveau mondial (Jumaux *et al.*, 2011). C'est sur le littoral ouest qu'il pleut le moins (environ 500 mm par an). Les précipitations, qu'elles soient d'origine advective ou d'évolution diurne, se concentrent dans les régions exposées à l'humidité d'origine océanique apportées par les alizés de secteur est, qualifiées de "côte au vent". En revanche, les régions "sous le vent", abritées par le relief, sont plus sèches. La pluviométrie joue un rôle déterminant dans l'implantation des récifs et la morphologie côtière, avec des apports fluviaux importants aux embouchures des cours d'eau permanents. Du côté ouest, la faible turbidité et l'apport limité en eau ont favorisé le développement des récifs.

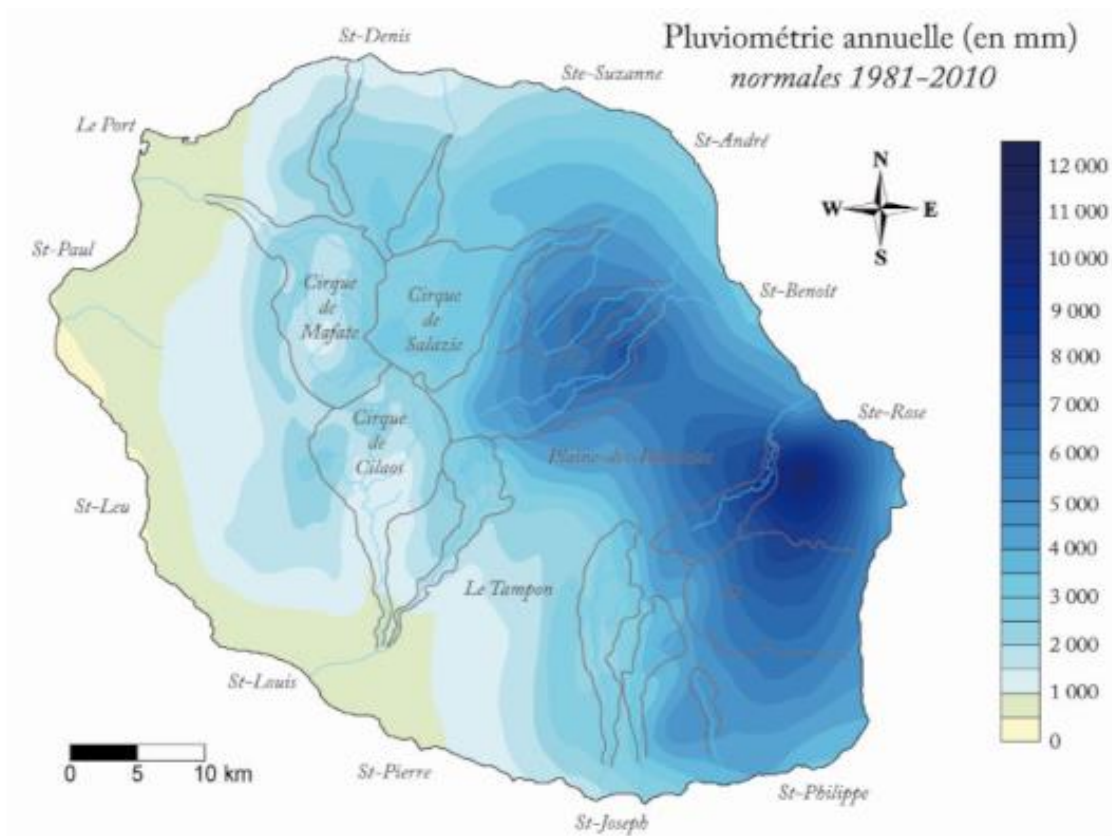


Figure 2-8 : Pluviométrie annuelle, normales de 1981 à 2010

. (Source : Météo France)

2.2.3. L'exposition aux houles

En raison du contexte climatique décrit, La Réunion est concernée par trois catégories de houles (Figure 2-9) : Les houles d'alizés, les houles cycloniques et les houles australes.

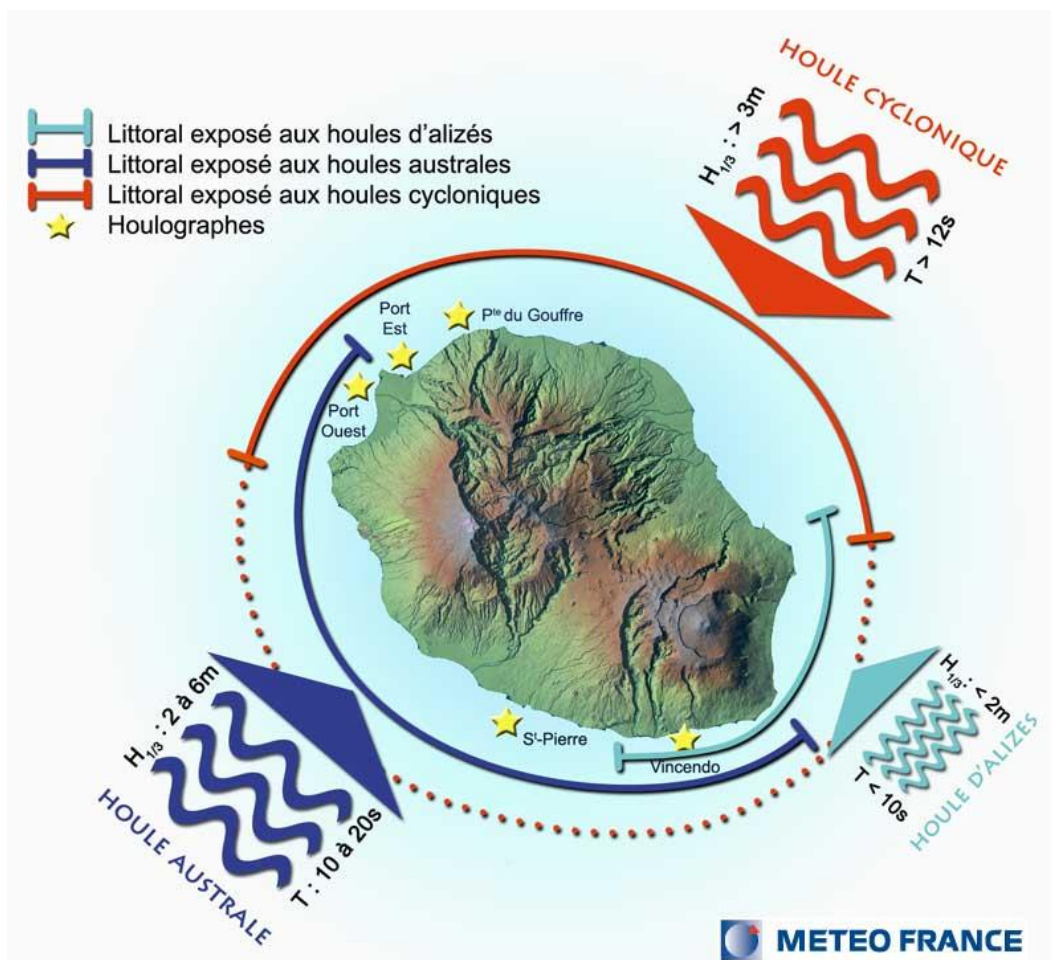


Figure 2-9 : Les houles à La Réunion (Source : Météo France)

2.2.3.1. Les houles d'alizés

Ce sont les houles les plus courantes qui persistent toute l'année. Elles ont des périodes de 9 à 10 secondes et des hauteurs maximales rarement supérieures à 3 m. Ces houles varient en fonction des saisons. De novembre à avril, pendant la saison chaude et humide, elles sont généralement faibles, avec des hauteurs maximales d'environ 0,50 m en raison de l'absence de perturbations cycloniques. De mai à octobre, pendant la saison sèche, les vents d'est plus forts génèrent des houles atteignant parfois 3,50 m, exposant le littoral oriental. Elles affectent principalement les côtes nord, est et sud de l'île et épargnent habituellement la côte ouest.

2.2.3.2. Les houles cycloniques

Les houles cycloniques, générées par des vents violents au cœur du cyclone, peuvent atteindre 8 à 10 m près des côtes. Ces houles, se trouve en amont du système et se propagent plus rapidement que le cyclone lui-même (Pagney, 1958). Ces houles ont une période relativement stable d'environ 13 secondes, avec des hauteurs moyennes autour de 4 m et une durée généralement inférieure à 48 heures, dépendant de l'intensité et de la trajectoire du cyclone associé. Près de la côte, le vent soufflant sur la surface de la mer déplace l'eau, entraînant une élévation du niveau de la mer connue sous le nom de marée de tempête, qui est également influencée par la baisse de la pression atmosphérique.

À La Réunion, la houle cyclonique affecte principalement les côtes nord et nord-est de l'île. Cependant, lors du passage du cyclone Gamede près des côtes nord-ouest en 2007, des vagues de 10 à 12 m ont été enregistrées par les houlographes au Port (Jumaux *et al.*, 2011). Les côtes ouest ne sont pas non plus à l'abri des effets des cyclones. Par exemple, les cyclones Dumile (2013), Felleng (2013) et Bėjisa (2014) ont affecté le littoral ouest de l'île (Mahabot *et al.*, 2016). Ces cyclones, situés respectivement à environ 100, 400 et 50 km des côtes, accompagnées de houles significatives de 4,05 à 6,41 m et ont engendré des surcôtes allant jusqu'à 0,75 m pour Bėjisa.

Mahabot *et al.* (2016) concluent à partir de ces événements que les cyclones tropicaux sont capables de provoquer des changements morphosédimentaires significatifs sur les plages d'arrière-récif de l'île de La Réunion. Ces modifications comprennent l'ajustement de la topographie de la plage et impliquent un transport de sédiments à la fois longitudinal et transversal le long du rivage. Des variations dans la réponse de la plage sont observées le long du rivage, en fonction de l'intensité de la tempête tropicale et de la morphologie côtière. La hauteur des vagues et le niveau de l'eau sont des facteurs clés du potentiel d'érosion lors de ces tempêtes.

2.2.3.3. Les houles australes

Il s'agit de houles de très longue période (600 m) générées par des dépressions australes éloignées situées à 3 000 km au sud-ouest de l'océan Indien, entre la pointe méridionale de l'Afrique et l'Archipel du Prince Edward (40èmes et 50èmes Sud), et se propagent vers le nord-est sur de très longues distances. Elles n'affectent que les côtes ouest et sud de l'île et peuvent engendrer des dégâts comparables à ceux occasionnés par les houles cycloniques.

Elles peuvent survenir tout au long de l'année, avec des périodes de 12 à 15 secondes et des hauteurs moyennes de 3 m, pouvant atteindre 8 à 10 m. En moyenne, 17 houles australes par an touchent La Réunion (période : 1976-1987). Plus de 50 % de ces houles se produisent au cours des 4 mois d'hiver, de juin à septembre, siège des violentes tempêtes hivernales de l'hémisphère sud. Dans ces tempêtes, la zone des vents forts étant étendue, l'action du vent sur les vagues est de grande durée. Les houles australes transportent donc une quantité d'énergie importante et peuvent donc être très morphogéniques (Cordier, 2007 ; Mahabot, 2016).

La plus connue est la houle australe de mai 2007 où la hauteur maximale des houles atteinte est de 11,3 m le 12 mai à 23h. La période de houle atteint un pic de 18 secondes. Mahabot (2016) montrait à partir de l'étude de 2 évènements de houles australes (août 2013 et juin 2014) que dans certains cas la houle australe participe à la cicatrisation post-cyclonique des estrans d'arrière-récif frangeant alors que dans d'autres cas elle contribue à aplanir les bourrelets et bermes en reconstruction, retardant ainsi la cicatrisation.

2.2.4. Les autres paramètres influençant l'hydrodynamique sur le littoral

2.2.4.1. La pression

La pression atmosphérique correspond au poids d'une colonne d'air qui surmonte l'unité de surface sur laquelle elle s'exerce. Cette pression varie selon les conditions météorologiques : elle est basse en cas de dépressions et élevée en cas d'anticyclones. À La Réunion, elle peut atteindre 1030 hPa sous l'influence d'un puissant anticyclone, mais peut être très faible, comme lors du passage du cyclone Jenny en 1962, où elle est descendue à 954 hPa à Gillot. Dans l'océan Indien entre l'équateur et 30°S, la pression augmente avec la latitude en raison du gradient de pression entre la ZCIT et l'anticyclone des Mascareignes. De plus, la pression varie selon un cycle diurne et un cycle saisonnier. Il existe aussi une variation semi-diurne de la pression qui résulte d'une marée atmosphérique due à l'influence du soleil. Elle se traduit par une double oscillation de faible amplitude mais qui est maximum sous les tropiques.

La basse pression, lors d'un cyclone, agit également comme un facteur essentiel qui provoque une élévation du niveau de l'eau dans un processus de surcote, qui est le désastre naturel le plus grave et le plus fréquent dans les zones côtières (Chen et Niu, 2018). La diminution de la pression de 1 hPa peut entraîner une élévation d'environ 1 cm du niveau de l'eau dans des conditions d'équilibre statique, et la répartition de l'élévation est corrélée au champ de pression.

Lors d'une progression marégraphique vers une forte marée, conjuguée à un flux de sud-ouest (occasionné par une forte dépression située vers le sud de Madagascar), on observe un sur-remplissage des bassins de la région Ouest, et notamment du Port-Ouest avec apparitions d'oscillation de type « seiches » provoquant des mouvements d'eau important dans les bassins.

2.2.4.2. La marée

Sur l'île de La Réunion, les marées présentent une caractéristique semi-diurne à inégalité diurne. Selon le Service Hydrologique et Océanographique de la Marine (S.H.O.M), le niveau moyen à la Pointe des Galets (au Port) est de 0,552 m par rapport au zéro hydrographique (niveau de plus basse mer) référence IGN89. En marée de vives eaux l'amplitude moyenne de la marée est de 0.80 m (marée haute 0.90 m / marée basse 0.10 m) tandis qu'en mortes eaux, on peut observer une amplitude minimale de 0.20 m (marée haute 0.50 m / marée basse 0.30 m) (Lézé, 2012). Le marnage à La Réunion reste faible en raison de la présence d'un point amphidromique au large des côtes de l'île (Cordier, 2007 ; Troadec, 1991). La marée peut donc jouer un rôle secondaire sur les variations de hauteur d'eau au niveau des côtes comparées aux autres paramètres physiques, tel que la direction et l'intensité du vent, la pression atmosphérique ou encore la houle, qui vont profondément modifier les données enregistrées (Lézé, 2012).

2.2.4.3. Variations passées, actuelles et futures du niveau de la mer dans l'océan Indien et leurs implications pour l'île de La Réunion

Variabilité à l'échelle géologique

L'étude sédimentologique et chronologique des séquences de récifs holocènes récupérées dans des carottes de forage à travers les récifs modernes de Maurice, de l'île de la Réunion et de Mayotte ont permis la reconstruction des variations du niveau de la mer et des modèles de croissance des récifs au cours de l'Holocène (Camoin *et al.*, 1997). Les courbes du niveau de la mer reconstruites, basées à la fois sur l'identification des assemblages coralliens et sur les âges radiométriques U/Th, sont caractérisées par une hausse rapide, d'environ 6 mm/an entre 10 et 7,5 ky BP, suivie d'une inflexion claire entre 7,5 et 7 ky BP où l'élévation du niveau de la mer n'était plus que de 1,1 mm/an. La stabilisation du niveau de la mer à son niveau actuel s'est

produite entre 2000 et 3000 ans. Les taux d'accrétion verticale des récifs varient entre 0,9 et 7 mm/an. À l'île de la Réunion, le récif a d'abord suivi, puis a rattrapé le niveau de la mer pour atteindre une position d'équilibre (« Catch up »).

Variabilité actuelle et future globale

Actuellement, le niveau de la mer connaît une hausse globale. Le niveau moyen de la mer à l'échelle du globe s'élève de 3,7 mm/an, selon le dernier rapport du GIEC. Il a atteint sa valeur la plus élevée jamais enregistrée en 2022. Selon différents scénarios d'émissions, cette tendance pourrait s'accélérer, avec une augmentation projetée de 0,28 à 0,55 m dans un contexte de faibles émissions (SSP1-1.9) et de 0,63 à 1,02 m dans un contexte de fortes émissions (SSP5-8.5) d'ici 2100, par rapport à la moyenne de 1995-2014.

Variabilité à l'échelle régionale

A l'échelle régionale, les variations du niveau de la mer peuvent diverger de la moyenne mondiale en raison de divers processus géophysiques (Swapna *et al.*, 2020). Ces processus comprennent des changements dans les circulations océaniques, qui peuvent partiellement être attribués aux modes naturels internes de variabilité dans le système climatique complexe de la Terre et à l'influence anthropique. Les mesures réalisées par les satellites altimétriques depuis le début des années 1990 permettent de dresser une carte globale de la vitesse de hausse du niveau des mers (Figure 2-10), révélant ainsi que ce niveau n'augmente pas uniformément sur le globe. Dans certaines régions, le niveau de la mer a augmenté 3 à 4 fois plus vite entre 1993 et 2021 que la moyenne globale. Dans le bassin sud-ouest de l'océan Indien l'élévation moyenne est de 5 mm/an environ, soit +14 cm depuis 1993.

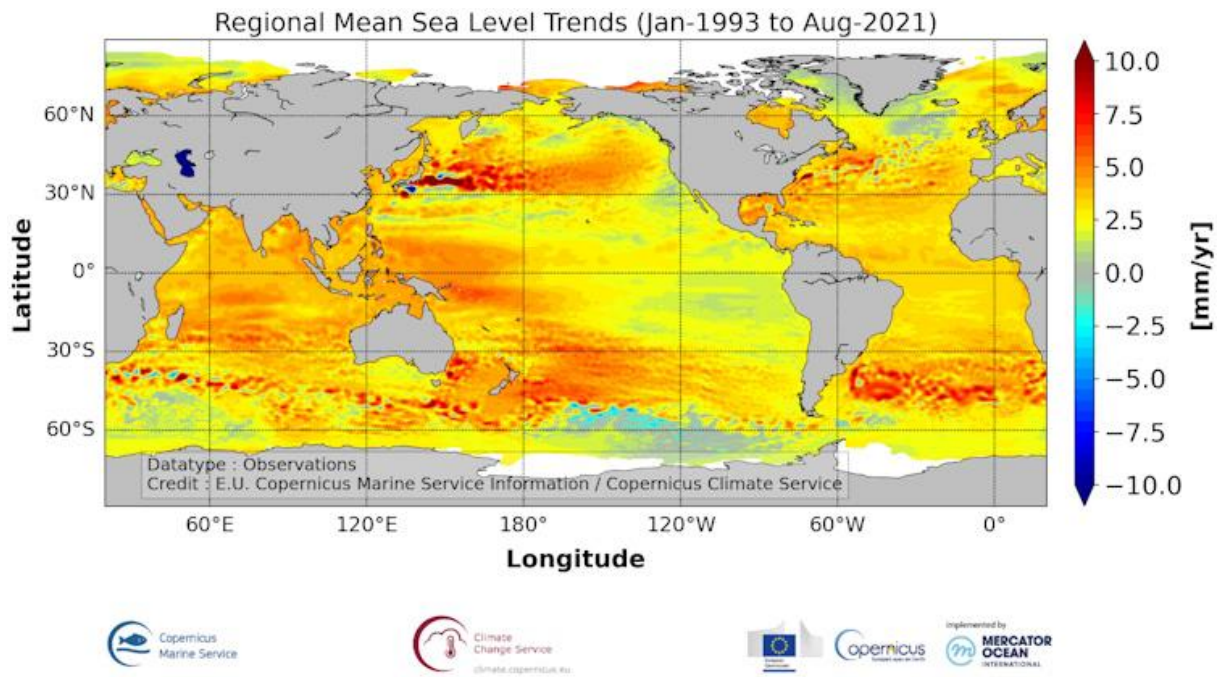


Figure 2-10 : Tendance régionale du niveau moyen de la mer (Janvier 1993 à Août 2021). (Source : Copernicus)

La réanalyse ORAS4 pour la période 1958-2015 montre une nette augmentation du niveau de la mer au nord et au sud de l'Océan Indien, mais une diminution dans le dôme d'upwelling en haute mer (SWIO), atteignant jusqu'à -1,5 mm/an (Figure 2-11).

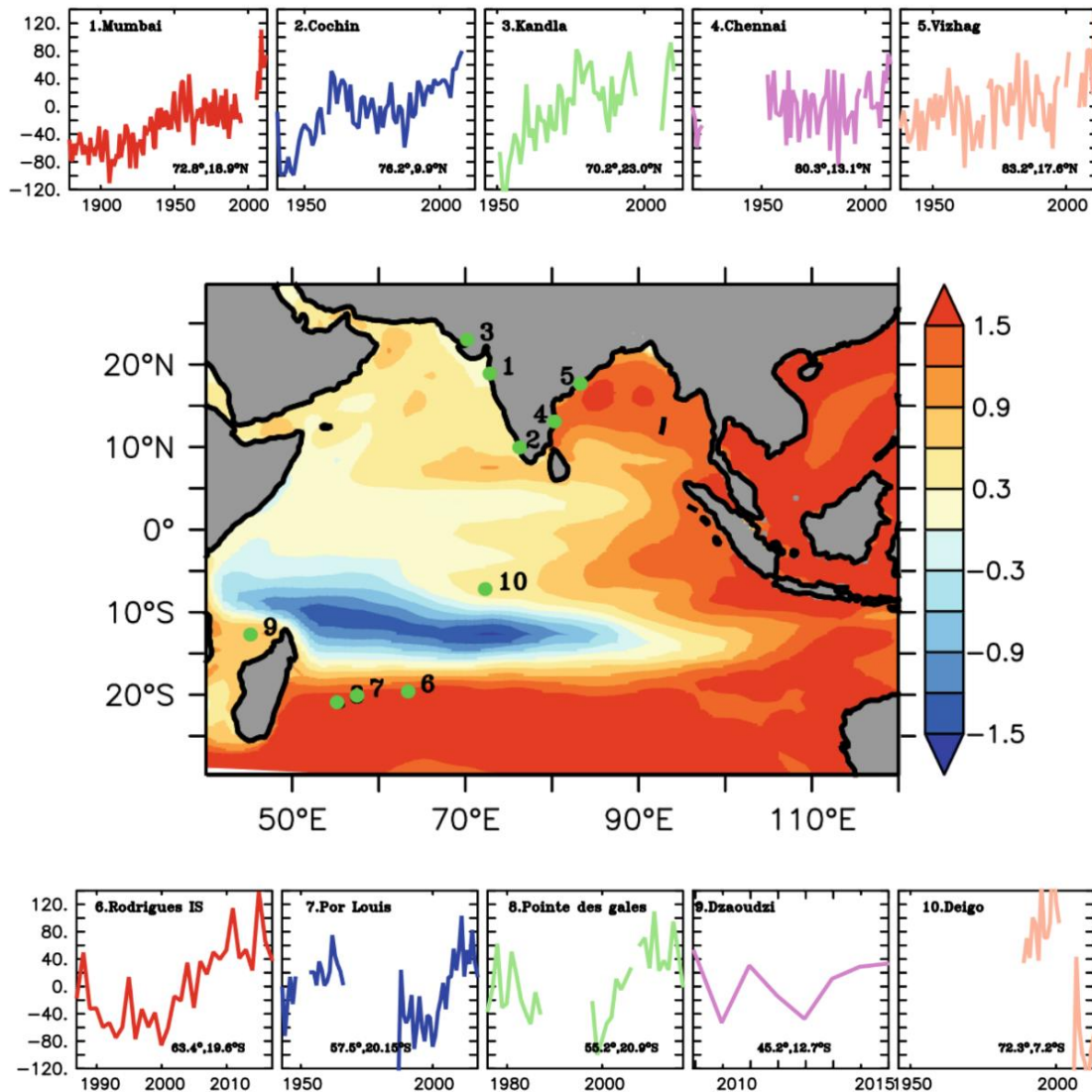


Figure 2-11 : Tendence du niveau de la mer (mm par an) dans l'océan Indien à partir de la réanalyse ORAS4 pour la période 1958-2015 et séries temporelles des enregistrements de marégraphes à long terme le long de la côte indienne et en haute mer. Les emplacements des marégraphes sont indiqués par des cercles verts. Les anomalies sont calculées sur la période de référence 1976-2005. Source : (Swapna et al., 2020)

A l'échelle interannuelle la variabilité du niveau de la mer sans le SOOI est dominée par des anomalies se propageant vers l'ouest et représentant quatre à cinq événements par an (Hoarau et al., 2023 ; Palastanga et al., 2007 ; Schouten et al., 2002). Bien que le processus de formation de ces anomalies ne soit pas encore clair, elles pourraient être associées à des ondes de Rossby traversant l'océan Indien et provenant de tourbillons

pouvant atteindre 400 km de rayon se propageant du large de la côte ouest de l'Australie (Pous *et al.*, 2014) vers la côte est africaine. Ils pourraient résider 60 jours dans le voisinage des îles Mascareignes (c'est-à-dire la Réunion, l'île Maurice et Rodrigues). Des marées basses extrêmes associées à ces événements ont été signalées à la Réunion en même temps que des événements ENSO en 1982-83 et 1998-99 (Guillaume *et al.*, 1983 ; Hoarau *et al.*, 2023 ; Naim, 1993). Ces périodes prolongées d'anomalies négatives du niveau de la mer (NSLA) peuvent causer des modifications rapides et considérables dans les couvertures coralliennes (Hoarau *et al.*, 2023). En effet, les impacts de la dessiccation lors de l'exposition à l'air (exondation) sur les organismes récifaux benthiques dépendent des espèces qui ont développé des mécanismes pour résister à la déshydratation et aux rayons UV. Une mortalité massive des organismes récifaux peut survenir lorsque la durée des marées basses devient inhabituelle (Pearson, 1981 ; Yamaguchi, 1975) et cette mortalité peut être amplifiée par des conditions particulières telles que des températures élevées de l'air et de la mer, des périodes de forte radiation solaire, une hauteur solaire élevée ou des expositions en plein midi (Glynn, 1968 ; Hoarau *et al.*, 2023).

2.3. Caractéristiques des édifices récifaux de La Réunion

Sur les 210 km, seuls 10 % du littoral de l'île de La Réunion sont de type récifs coralliens. Ces édifices récifaux se répartissent uniquement le long du littoral occidental de l'île, caractérisé par des conditions océanographiques et géomorphologiques répondant aux critères nécessaires à la construction des récifs. Ces critères comprennent des faibles profondeurs (entre 1 à 30 m), des eaux peu turbides, des températures de l'eau constantes entre 22°C et 30 °C toute l'année, une côte sous le vent bénéficiant d'un régime hydrodynamique modéré, et une faible pluviométrie minimisant les apports sédimentaires d'origine terrigène en zone littorale. L'édification des récifs coralliens sur ce littoral occidental a débuté il y a environ 8 000 ans. Ces édifices forment une ceinture discontinue de 25 km de long sur un linéaire côtier de 210 km (Montaggioni et Faure,

1980), couvrant une superficie totale de 12 km², soit moins de 0,50 % de la superficie totale de La Réunion, qui est de 2512 km².

Les premiers stades du développement des récifs coralliens, débutés il y a environ 16 000 ans, ont façonné les récifs actuels tout au long de la période de transgression holocène (Montaggioni et Faure, 1980). Pendant cette période, l'augmentation du niveau de la mer a offert des surfaces propices à l'implantation des coraux, avec des conditions spécifiques entre 30 et 1 m sous le niveau des basses mers de vives eaux (BMVE). Les récifs coralliens actuels, ne dépassant pas 20 à 25 m de profondeur, sont le résultat de l'activité des Scléactiniaires. Au cours des 8 000 premières années, l'élévation du niveau de la mer, à raison de 1,3 cm/an, a empêché une croissance verticale suffisante des coraux pour former des structures coralliennes importantes. En dessous de -25 m, le substratum volcanique est simplement recouvert d'un mince revêtement corallien. Cependant, au cours des 8 000 dernières années, la remontée du niveau de la mer, à un rythme de 0,8 cm/an, a favorisé le développement des concrétions coralliennes, contribuant ainsi au développement des récifs jusqu'à leur niveau actuel. Cette observation suggère que les récifs coralliens des Mascareignes sont d'âge holocène dans leur intégralité.

Le littoral occidental ne présente pas une structure récifale unique mais abrite au moins trois bancs récifaux, une dizaine de plateformes récifales et quatre récifs frangeant (Battistini *et al.*, 1975 ; Tessier *et al.*, 2008). Ces dernières les plus développées sont du nord au sud : l'unité récifale de Saint-Gilles, l'unité récifale de Saint-Leu, l'unité récifale de l'Etang Salé, et l'unité récifale de Saint-Pierre (Figure 2-12).

Avec une longueur de moins de huit kilomètres et une largeur maximale de 500 m, le récif de Saint-Gilles représente 48 % de la surface totale des récifs de La Réunion. Identifié comme l'unité récifale la plus significative des littoraux balnéaires de La Réunion, le récif frangeant de Saint-Gilles est une zone d'étude privilégiée en raison de ses faibles profondeurs et de son accessibilité aisée en raison de la présence de la DAR.

Notre site d'étude se situe au cœur de cette entité récifale au sein de laquelle, selon Montaggioni, (1980) sur la base de la description morphologique, on peut distinguer plusieurs ensembles distincts.

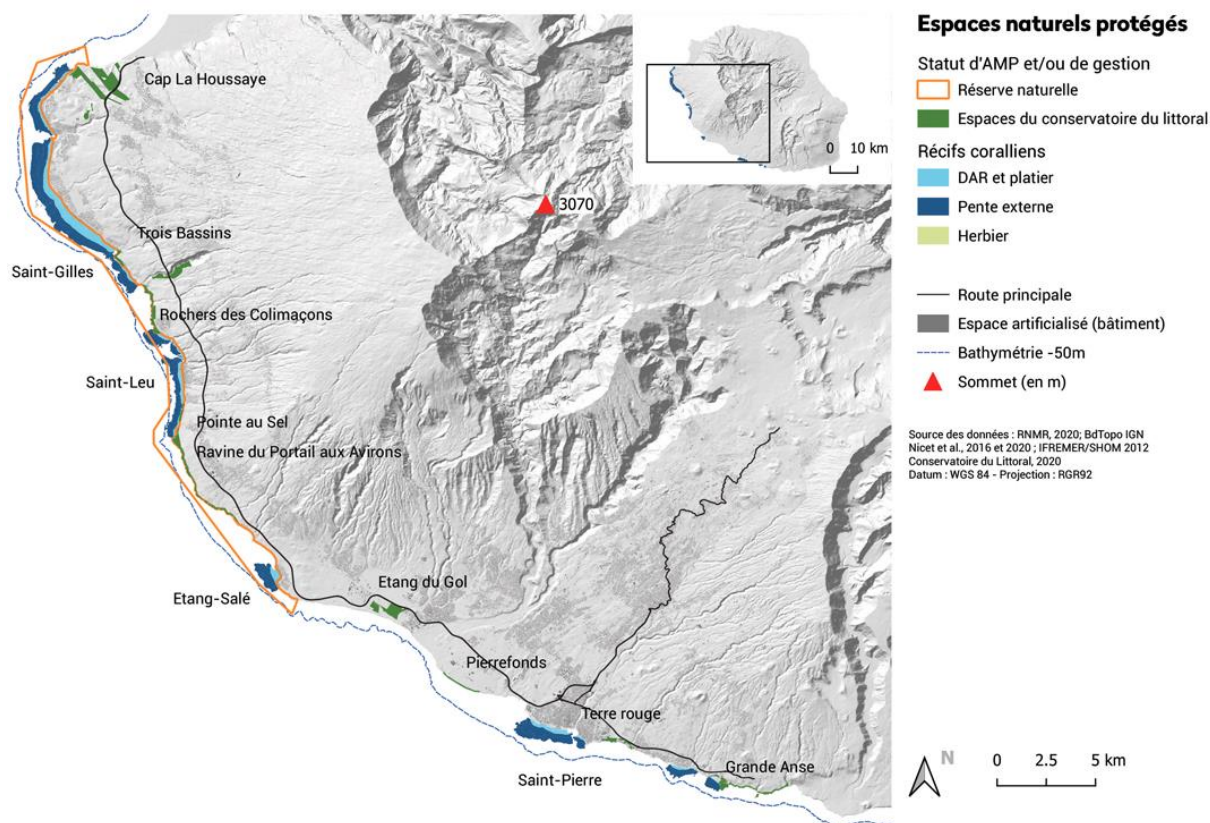


Figure 2-12 : Localisation des unités récifales et des espaces naturels protégés. (Source : Réserve Marine de La Réunion).

2.4. Le récif frangeant de Saint-Gilles et la plage de l'Hermitage

2.4.1. Morphologie générale

Le récif frangeant de Saint Gilles s'étend du Port de Saint Gilles à La Passe de Trois Bassins. La profondeur moyenne est de 1 à 1,5 m depuis l'estran jusqu'au front récifal.

La pente externe descend progressivement jusqu'à 30 m de profondeur et dessine des éperons coralliens interrompus par des sillons sableux. Cette unité récifale, du nord au sud, se divise en trois sous-unités distinctes (Figure 2-13) (Montaggioni et Faure, 1980)

1. **Saint-Gilles Nord** : S'étendant du Port de Saint-Gilles jusqu'au Cap des Trois Chameaux, cette sous-unité présente un récif frangeant étroit près du port de Saint-Gilles (100 à 200 m de large), qui s'élargit en direction du sud vers la passe de l'Hermitage (environ 400 m de large). Sa longueur est d'environ 2,5 km avec une orientation nord-sud. Elle se caractérise par un faible développement de la dépression d'arrière-récif (DAR), qui est quasiment inexistante et où localement apparaissent des affleurements de beach rock.
2. **Hermitage** : S'étendant du Cap des Trois Chameaux jusqu'au lieu-dit "Villas du Lagon", cette sous-unité est ouverte au centre par la passe de l'Hermitage, prolongation de la ravine du même nom dans lequel s'écoulait le cours d'eau intermittent Ravine de l'Hermitage. Le récif de l'Hermitage s'étend sur environ 2 km avec une orientation nord-ouest à sud-est, sa largeur moyenne est d'environ 400 m. Dans cette partie du récif, le compartiment post-récifal est plus développé avec une largeur moyenne d'environ 100 m.
3. **La Saline** : S'étendant du lieu-dit "Villas du Lagon" jusqu'à la passe de Trois Bassins, cette sous-unité mesure environ 3,5 km avec une orientation nord-ouest à sud-est et une largeur maximale d'environ 600 m. Elle possède la dépression d'arrière-récif la plus développée, atteignant jusqu'à 250 m de large dans certains secteurs. Cette sous-unité est interrompue dans sa partie sud, au niveau de Trou d'Eau, par des affleurements basaltiques.

Les deux dernières sous-unités, en raison de leurs caractéristiques géométriques et morphologiques similaires, sont généralement regroupées sous le nom du complexe récifal de l'Hermitage / La Saline.

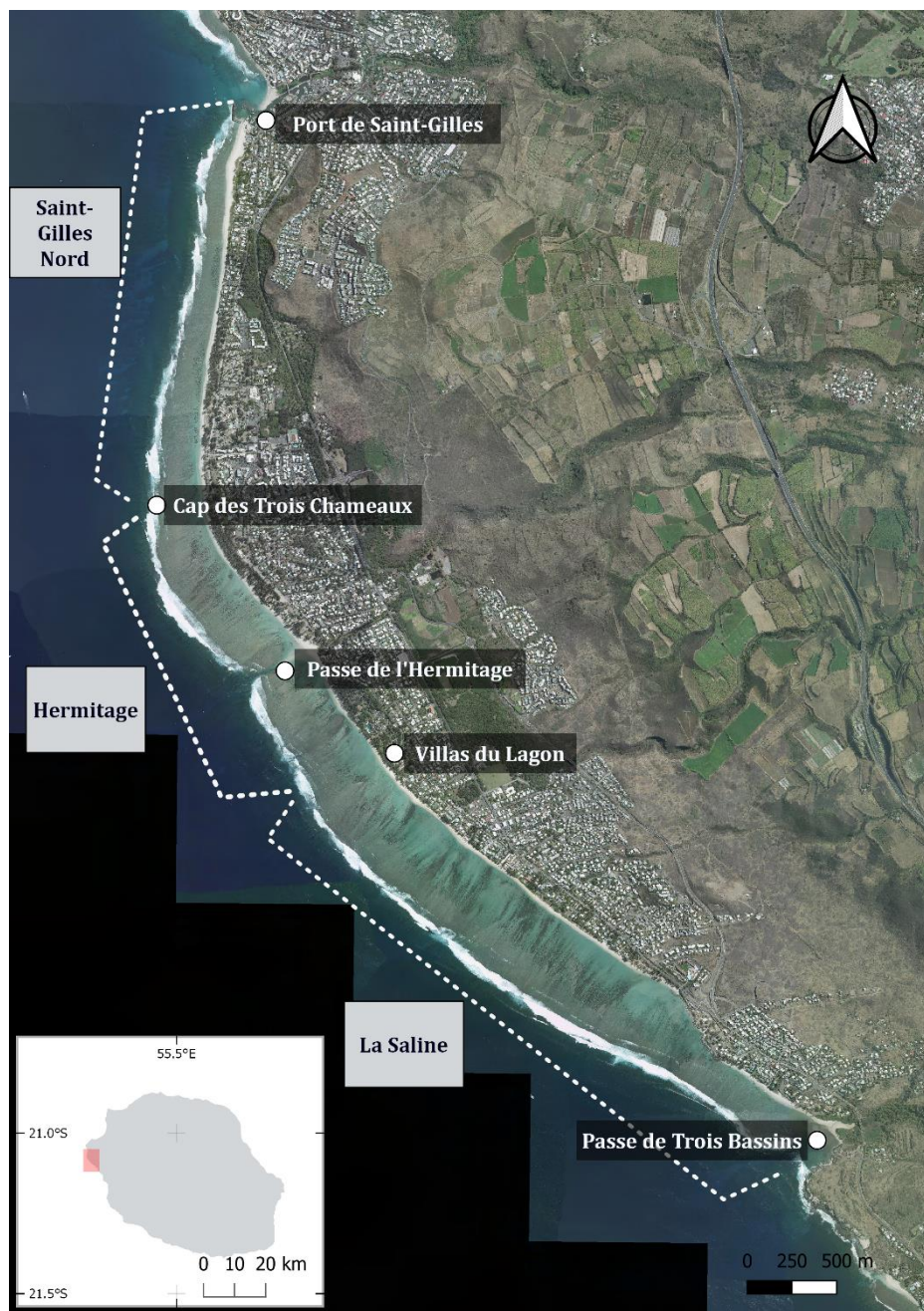


Figure 2-13 : L'unité récifale de Saint-Gilles et les trois sous-unités : Saint-Gilles Nord, Hermitage et La Saline. Fond de carte : BD Ortho 2017 0M20

Les plages de l'unité récifale de Saint-Gilles sont principalement constituées de matériel sédimentaire composé essentiellement de bioclastes de nature carbonatée, comme l'ont souligné les travaux de Gabrié et Montaggioni (1985). La granulométrie des sables présente une hétérométrie marquée, avec généralement deux modes bien distincts. Le premier mode, le moins abondant sur l'estran, est composé d'éléments squelettiques

de taille granulométrique pluridécimétriques. La présence de ces débris sur les plages s'explique par les conditions du récif et des forçages océaniques. Ces morceaux de corail sont arrachés aux constructions coralliennes adjacentes (platiers et crête récifal), principalement par les fortes houles océaniques et sont transportés à la fois par les déferlements et les courants associés. Ils sont parfois décrits sous la forme de cônes de rubbles qui arrase le récifs (Bajjouk *et al.*, 2019) Le second mode, le plus abondant se compose de grains non squelettiques de type sable fins et plus homogènes du point de vue granulométrique. Ces sables de taille réduite peuvent résulter de l'érosion mécanique des blocs de coraux qui par la suite subissent un broyage mécanique, ainsi que de l'érosion d'origine biologique induite par des organismes bioérodeurs (organismes foreurs et brouteurs du calcaire), tels que les oursins, les étoiles de mer ou les poissons perroquets (Purser, 1980 ; Tribollet et Golubic, 2011). On notera qu'en fonction des morphologies et structures internes et donc des espèces de corail, les débris présentent une résistance à la désintégration différente (Purser, 1980). Ces débris alimentent tous les secteurs détritiques de l'arrière-récif des sillons et chenaux, passes, comme la dépression d'arrière-récif (DAR), et la plage. Le transit sédimentaire, contrôlé par l'hydrodynamisme du récif est encore mal connu.

La **plage de l'Hermitage** s'étend sur une longueur de 3,5 kilomètres, du sud du Port de Saint-Gilles (Les Brisants) et s'étirant jusqu'à la Passe de l'Hermitage. Elle présente une orientation initiale de 277 degrés nord, puis commence à s'incurver progressivement au niveau du Cap des Trois Chameaux pour finalement prendre une orientation de 230 degrés nord. Le récif frangeant qui borde cette plage commence au point de contact avec la digue du port, où il mesure environ 150 m de large. En se dirigeant vers le sud, il s'élargit progressivement pour atteindre une largeur d'environ 400 m au niveau de la Passe de l'Ermitage. Cette passe correspond à l'embouchure de la ravine du même nom.

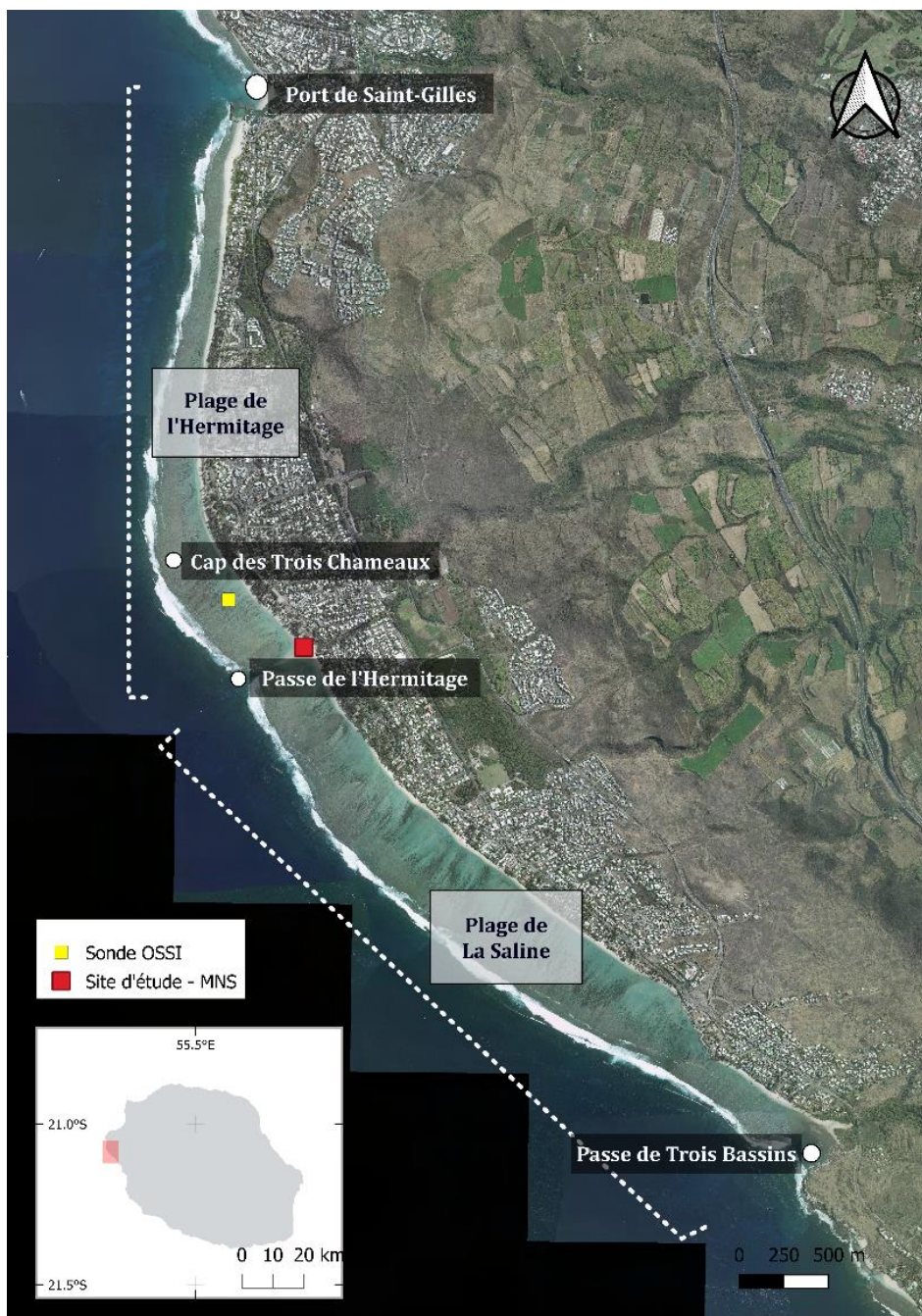


Figure 2-14 : Localisation des différents compartiments de plage dans le récif de Saint-Gilles

La zone d'étude se trouve au niveau de la Passe de l'Hermitage (Figure 2-14), plus précisément au niveau du poste MNS (Maître-Nageur Sauveteur). Dans ce secteur, l'ensemble de la plaine sableuse dans le secteur de l'Hermitage a été plantée en filaos (*Casuarina equisetifolia*) durant la deuxième moitié du XIXe siècle afin de fournir du bois de chauffe au petit train qui desservait le littoral puis dans l'espoir de limiter

l'érosion littorale. Aujourd'hui, cette plantation s'étend du haut de la plage jusqu'à l'ancienne voie de chemin de fer transformée en piste littorale et en parking.

A partir de 2018, cet espace boisé a fait l'objet d'une restauration "écologique"⁹. En effet, la forêt plantée montrait des formes évidentes de dégradation, dépérissement des arbres, affouillement des systèmes racinaires des filaos (Figure 2-15A), en raison du recul continue du trait de côte. Ces surfaces végétalisées qui ne présentent qu'une strate arbustive sans sous-bois ne favorisent pas la sédimentation et la formation de bourrelet dunaire permettant la recharge de la plage en cas d'érosion. Les racines verticales des filaos augmentent en outre la capacité érosive des vagues en contexte de surcote. Ces racines verticales ne remplissent pas le rôle d'ossature de sol comme sur les sols en forte pente en contexte continental. Elles tendent à renforcer localement les capacités d'arrachement du jet de rive (ou *runup*) du fait de leur absence d'absorption de l'énergie des houles au moment du déferlement contrairement aux matériaux meubles. L'objectif est aussi de remplacer cette forêt monospécifique sans sous-bois par une forêt plus diversifiée en espèces végétales (Figure 2-15B), et animales tout en ménageant l'acceptabilité sociale (attachement aux filaos par la population). Enfin, la restauration des fonctions écologiques avait aussi pour ambition de permettre de protéger le littoral de l'aléa submersion marine exacerbé par les modifications du climat et l'altération de la morphologie de la dune qui est sur la majorité de sa surface totalement arrasée.

⁹ <https://www.capitale-biodiversite.fr/experiences/restauration-du-littoral-de-lhermitage-les-bains> consulté le 2 avril 2024



Figure 2-15 : Restauration écologique de la plage de l'Hermitage : A - Affouillement de filaos sur la plage de l'Hermitage, source : Images Presse Réunion 2014), B – Plan 4000 arbres et reboisement de l'arrière plage

Si la forêt de l'Hermitage s'est petit à petit réduite, l'urbanisation a gagné du terrain sur la plaine sableuse et les planèzes. Les quartiers densément peuplés de la Salines-les-bains et de l'Hermitage-les-bains se trouvent dans une zone exposée à un risque d'inondation en lien avec l'imperméabilisation des Bassins versants et leur mise en

culture. A partir de 2015, un programme d'Actions et de Prévention des Inondations (PAPI¹⁰) qui s'est traduit par la déviation des écoulements de plusieurs ravines temporaires vers un ouvrage de rétention dans la dépression interdunaire. La Ravine de L'Hermitage au droit de la passe a été choisie comme l'embouchure des crues exceptionnelles ne pouvant être absorbée par cette infrastructure. Actuellement, cet écoulement "temporaire", au niveau de la passe uniquement, est alimenté par la station de traitement des eaux usées (STEU) de l'Hermitage (Aunay *et al.*, 2017). Aucun événement de forte pluie n'a permis à ce jour de vérifier l'impact de cet aménagement sur le récif.

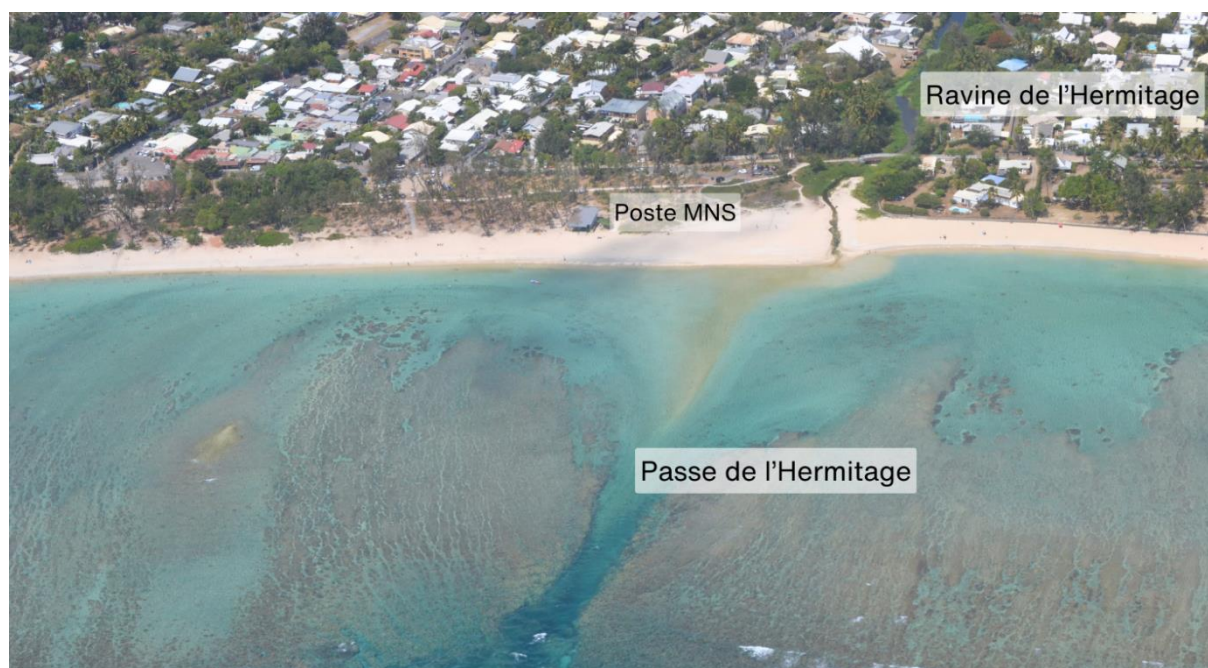


Figure 2-16 : Passe de l'Hermitage, avec la partie sud de la plage de l'Hermitage et la partie nord de la plage de La Saline. Copyright © Espace-Dev P. Rouet (28/11/2022)

Aux abords de la passe de l'Hermitage (Figure 2-16), la largeur de la plage reste relativement constante, atteignant un maximum de 40 m et une moyenne d'environ 30

¹⁰ <https://www.mairie-saintpaul.re/papi-de-lhermitage-les-bains-et-de-la-saline-les-bains/> consulté le 2 avril 2024

m. Le matériel sédimentaire qui compose cette plage est principalement constitué de fragments de matière carbonatée, de type bioclastes (Gabrié et Montaggioni, 1985).

2.4.2. Hydrodynamique au sein du complexe récifal de Saint-Gilles

Comme dans la plupart des récifs frangeants, les mouvements de l'eau sont principalement influencés par le déferlement et la propagation de la houle le long du front récifal. Certains passages exceptionnels présentent des courants marins intenses, jusqu'à 20 à 30 cm/s (Cordier, 2007), capables de transporter des sédiments, généralement sous l'influence des vents permanents et des marées. La géomorphologie du complexe récifal constitue le deuxième facteur déterminant la circulation. Les premières études sur l'hydrodynamisme dans les récifs de La Réunion ont été réalisées sur le récif de Saint-Pierre par Montaggioni & Faure (1980) et ont ensuite été étendues à d'autres zones récifales de l'île (Bouchon, 1981 ; Cuet, 1989 ; Gabrié et Montaggioni, 1985 ; Letourneur, 1996b, 1996a). Le schéma conceptuel de l'hydrodynamisme dans le récif frangeant de Saint-Gilles a été initié par Naïm & Cuet (1989). La compréhension de la circulation découle alors d'observations et de déductions faites lors d'études initiales en écologie marine et biogéochimie. Il faudra attendre les études de E. Cordier (2007) pour avoir les premières mesures.

Les principales caractéristiques de l'hydrodynamisme dans le récif frangeant de Saint-Gilles peuvent être résumées comme suit (Cordier, 2007 ; Faure, 1982 ; Naim et Cuet, 1989) :

- L'eau océanique pénètre les récifs frangeants lors du déferlement ;
- La circulation se déroule du front récifal et platier externe vers le platier interne et la dépression d'arrière-récif, au travers les couloirs d'alimentation et les rainure, selon la typologie de Montaggioni et Faure (1980), du platier ;

- Une partie de la masse d'eau est évacuée directement par les sillons qui entaillent la bordure du platier (courant de back *swash*), équilibrant les gradients de pression générés par les vagues au front récifal ;
- La partie la plus importante de la masse d'eau transite au travers du platier, pénètre dans la zone d'arrière-récif et détermine des courants littoraux parallèles à la côte ;

Le retour vers le large est subordonné à la morphologie récifale et s'effectue par l'intermédiaire de passes, fausses passes et criques externes à déversoirs où s'établissent des courants de vidange pouvant atteindre 20 à 30 cm/s. La Figure 2-17 présente le schéma conceptuel de la circulation au sein du récif frangeant de Saint-Gilles selon (Naim et Cuet, 1989). Les courants dans le sous-unité récifal Saint-Gilles nord sont orientés sud-nord, se heurtant à la digue du port de Saint-Gilles et étant déviés vers le large. Certains refluent par les chenaux du platier. À Toboggan, plus au sud en face du Cap des Trois Chameaux, les courants sont nord-sud, en direction de la passe de l'Hermitage. Les courants dans la partie nord du sous-unité La Saline sont également orientés sud-nord, en direction de la passe de l'Hermitage. Dans l'extrémité sud, les courants de vidange de Trou d'Eau empruntent la passe de Trois Bassins. Deux composantes principales de la circulation se démarquent dans le récif frangeant de Saint-Gilles. La première se produit perpendiculairement à la côte, sur le platier récifal, en raison des entrées directes des masses d'eau dans le complexe récifal. La majeure partie du transport de masse associé à ces flux se fait en direction de la plage, tandis qu'une partie peut se déplacer vers le large à travers les discontinuités et/ou les chenaux du platier récifal (Roberts, 1974). La deuxième composante de la circulation est parallèle à la côte, avec une direction nord-sud ou sud-nord selon le secteur du récif, l'orientation de la côte et la proximité des passes. Ce schéma de circulation respecte les principes et la théorie des processus physiques en milieu récifal. Il est clair que la morphologie récifale influence la circulation des masses d'eau, bien que les vitesses et directions des courants, ainsi que l'implication des processus physiques dans l'hydrodynamisme, restent des paramètres à préciser et quantifier davantage. Le flux

de marée montante, appelé flot, se déplace du sud vers le nord, de la passe de Trois Bassins au port de Saint-Gilles. En revanche, le flux de marée descendante, appelé jusant, se déplace dans la direction opposée, en direction de la passe de Trois Bassins.

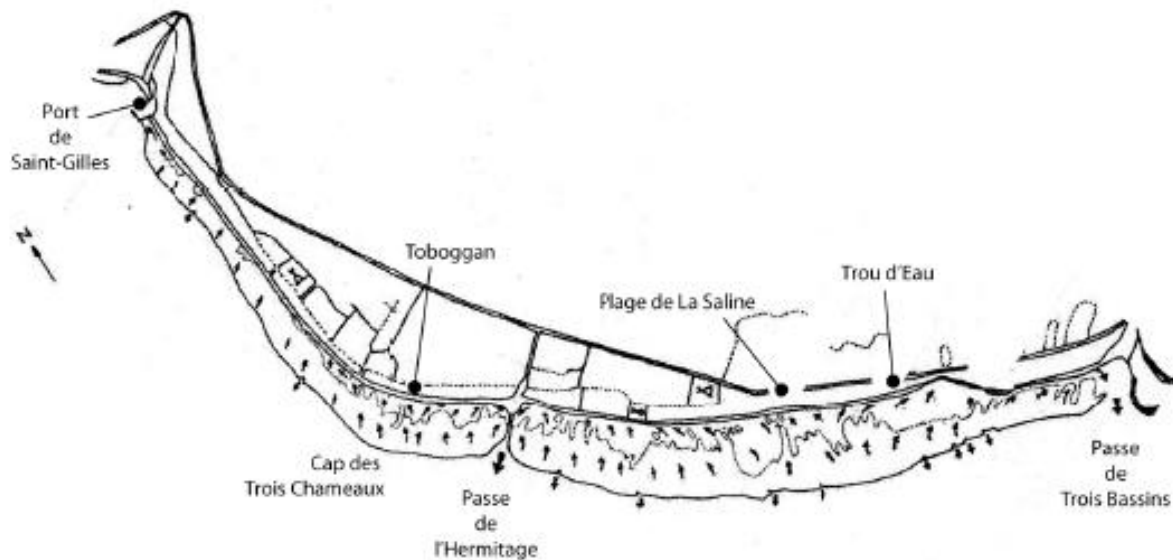


Figure 2-17 : Schéma conceptuel de la circulation au sein du récif frangeant de Saint-Gilles (Naim et Cuet, 1989)

En ce qui concerne les transports sédimentaires, selon Roberts (1974), les systèmes récifaux étroits et peu profonds comme le récif frangeant de Saint-Gilles sont caractérisés par une circulation des masses d'eau généralement faible et incapable de déplacer les sédiments de la classe des sables. Le transport sédimentaire dans la DAR sous l'effet des processus physiques apparaît alors limité essentiellement aux régimes plus agités, avec une circulation forcée par les vents et dans des conditions de marée particulière (Lugo-Fernández *et al.*, 2004), ainsi qu'aux épisodes exceptionnels de fortes houles et de tempêtes. Par conséquent, la succession des dépôts sédimentaires de la dépression d'arrière-récif résulte de la succession de processus qui se produisent à des époques différentes, ainsi qu'à des niveaux d'énergie différents. Toutefois, par une approche semi-quantitative Cordier (2007) montre que les transports associés à un régime calme ou permanent forcé par la marée et les vents, sont *cross-shore* avec une redistribution des particules sédimentaires transportées dans toute la dépression

d'arrière-récif (Figure 2-18). Les particules sollicitées par ce transport sont les sables fins à très fins (FB-), présents au niveau du platier récifal. Les transports sédimentaires pendant les processus fortement énergétiques, à caractère exceptionnels, sont onshore. Les faciès sédimentaires pendant ces événements exceptionnels sont caractérisés par des sédiments plus grossiers (CB+) en raison de la perte de leur fraction fine qui est transportée en suspension et évacuée de l'environnement récifal. Le drainage se fait au niveau des passes sous l'influence d'une dérive littorale marquée.

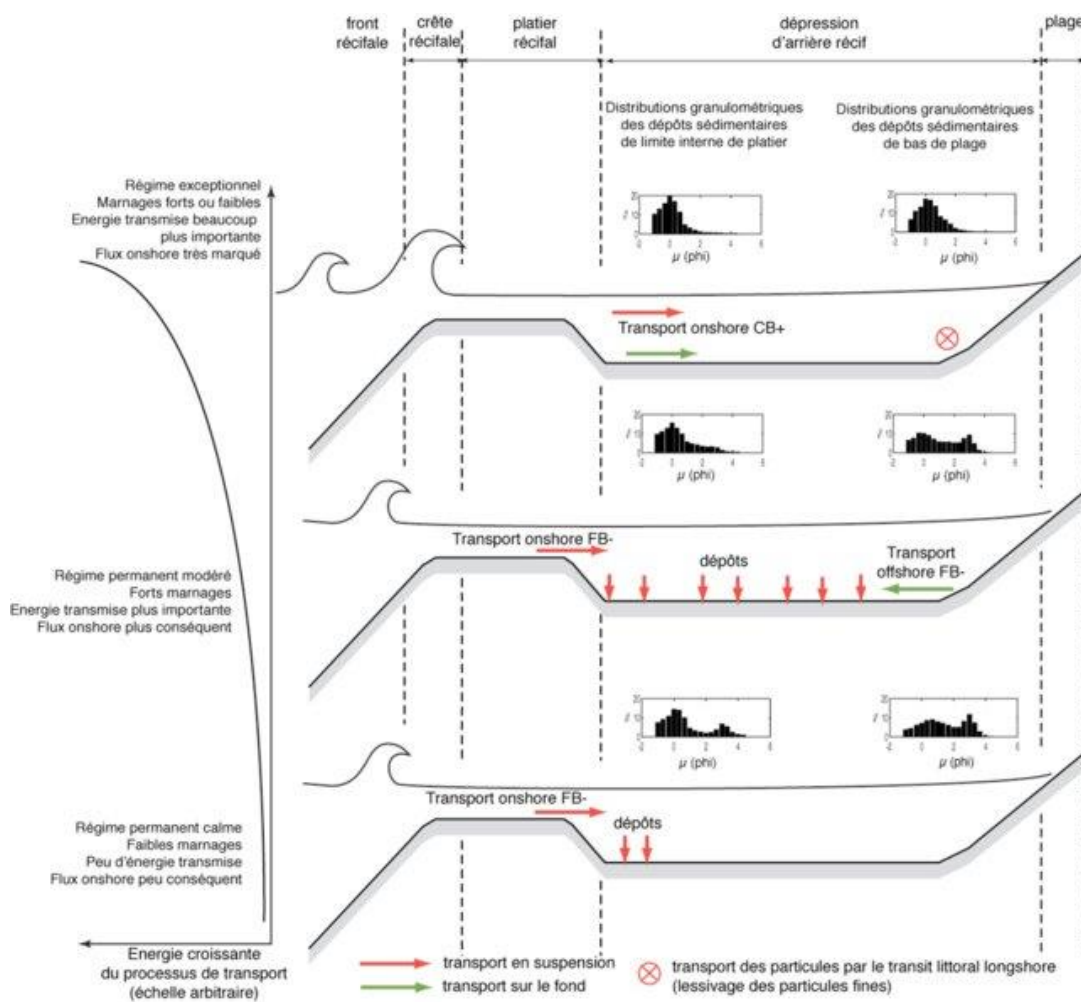


Figure 2-18 : Synthèse des mécanismes de transport sédimentaire dans la dépression d'arrière-récif de Saint-Gilles, en fonction du degré d'énergie des processus de transport forcés par les conditions environnementales. Source : Cordier, (2007)

2.5. Du constat de l'érosion à un observatoire pérenne

La prise de conscience du phénomène d'érosion affectant les plages d'arrière-récif à La Réunion remonte aux années 70. Cependant, les premières études scientifiques sur ce sujet n'ont débuté qu'en 1985. L'intérêt porté par les autorités publiques aux plages était initialement motivé par la préservation de leur potentiel touristique. Au départ, les études scientifiques visaient principalement à répondre aux demandes institutionnelles sous forme rapport ponctuels. Il faudra attendre 1994 pour que le LSTUR (Laboratoire des Sciences de la Terre de l'Université de La Réunion) initie des actions d'observation récurrentes pour caractériser les processus qui par la suite deviendront pérennes et labellisées.

2.5.1. Période antérieure à 1980

Dans les années 1970, alors qu'il décrit le cadre géologique des formations récifales des Mascareignes, Montaggioni (1978) note l'affleurement de beach-rocks (Figure 2-19) sur plusieurs plages de ces îles qu'il associe alors à des processus de recul locaux du rivage. Les datations de ces dalles par la méthode ^{14}C , entre 4990 ans BP et 2800 ans BP, permettent de préciser des oscillations terminales du niveau marin liées à la remontée des mers après la dernière glaciation (Würm). Elles suggèrent que le niveau actuel des mers a été atteint vers 2000 ans BP. En s'appuyant sur les données radiométriques de l'île Maurice, il avance que les processus de lithification de ces dalles ne se soient pas déclenchés avant 2000 ans BP et que celle-ci se serait prolongée jusqu'à 200 ans BP environ, époque à laquelle aurait débuté la phase de recul de la plage et de mise à nu des dalles gréseuses correspondantes (Montaggioni, 1979). Ce processus érosif pourrait être la conséquence du mouvement positif amorcé en l'an 1840, à la vitesse de 0,11 cm/an (Mörner, 1973). Cette évolution s'inscrirait ainsi dans une série d'oscillations eustatiques de très faible amplitude qui ont marqué les deux

derniers millénaires, avec une tendance à long terme relativement stable du niveau marin.

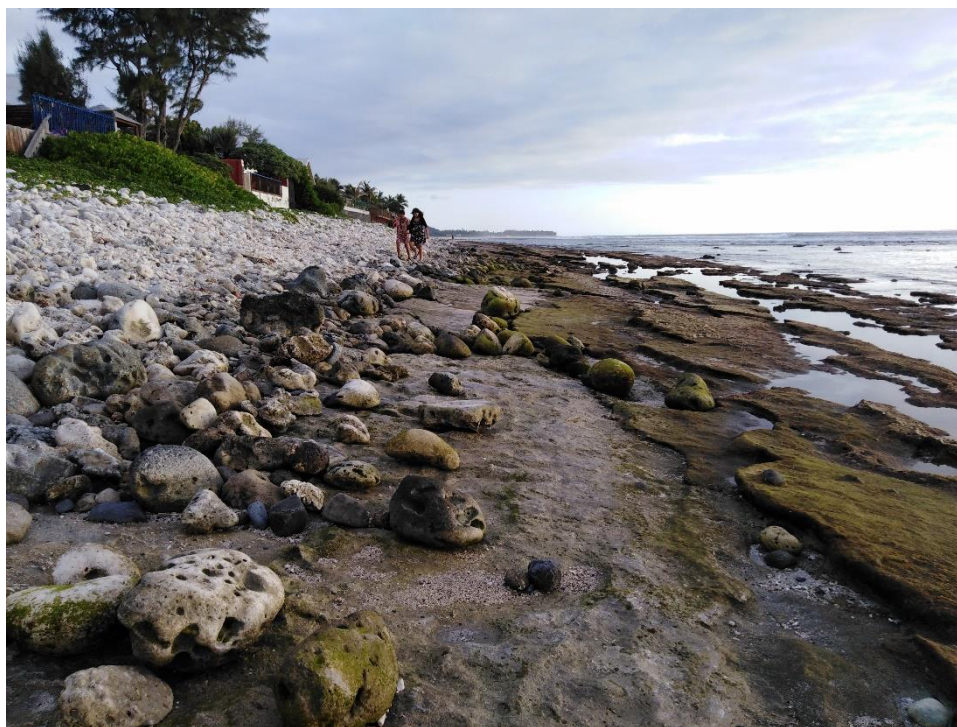


Figure 2-19 : Beach-rocks ou grès de plage à Grand fond 2022 Source : G. Pennober

A cette période et au cours des périodes antérieures pourtant, d'autres événements peuvent expliquer des variations morphologiques à l'échelle de la plage et du récif. Tout d'abord, la production de chaux réunionnaise issue de l'exploitation de ses récifs débute en 1664 et est florissante sur l'île jusqu'après la seconde guerre mondiale (Figure 2-20). Ce n'est qu'à partir des années 1960, qu'elle décline précipitamment en raison de la fin de l'embargo. La chaux importée revient moins chère et le béton devient le produit phare de la construction. L'Etat constatant en parallèle, que la barrière corallienne s'est fortement dégradée par des siècles de collecte soutenue et en 1969, prend alors un arrêté préfectoral interdisant la collecte des coraux sur le récif¹¹. La majeure partie des fours à chaux de l'île cesse alors de fonctionner (Tergemina, 1999).

¹¹ Le 9 juin 1969, l'arrêté préfectoral n° I. 486 DAG-I notifie l'interdiction de tout prélèvement de corail dans le lagon de La Réunion.

Aucune estimation n'a été réalisée à ce jour sur les prélèvements réalisés entre 1664 à 1969.

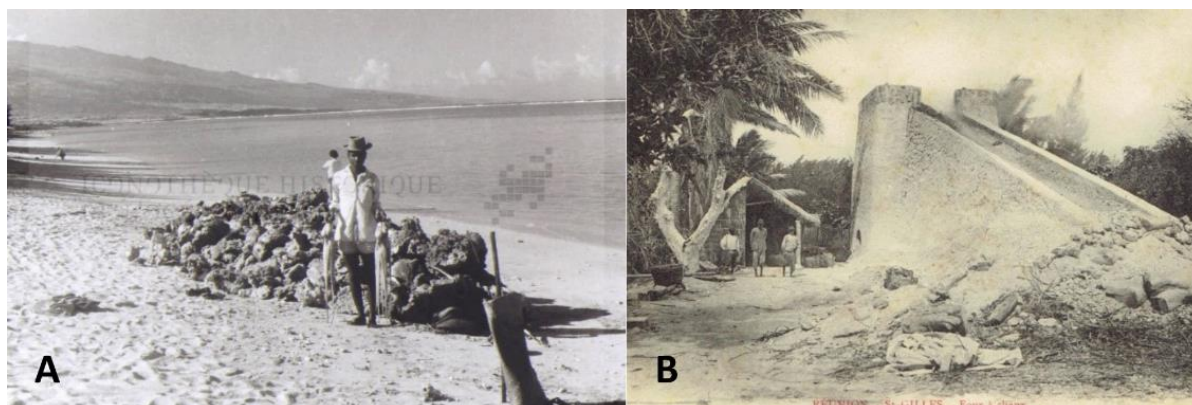


Figure 2-20 : Exploitation du corail pour la production de chaux

A - Saint-Paul, plage de l'Hermitage : Pêcheur de « zourites » (poulpes) posant devant un tas de coraux, possiblement destiné au four à chaux. Photographie de Jean Legros (1955-1960). Source : Iconothèque de l'Océan Indien.

B - Four à chaux de Saint-Gilles. Photographie de Edouard Chardon (1906) Source : Iconothèque de l'Océan Indien, fonds privé Jean-François Hibon de Frohen (1947-).

Entre 1966 et 1968, la construction du port de Saint-Gilles a entraîné des modifications importantes du paysage littoral récifal (Figure 2-21). La construction d'une digue au sud de l'embouchure, a entravé la dérive littorale sud-nord dominant et induit des changements dans les estrans au nord et au sud de la ravine Saint-Gilles avec deux phénomènes majeurs : l'engraissement de la plage au sud du port (Plage des Brisants) qui a de ce fait empiété sur les formations récifales et simultanément, une dégradation prononcée de la plage des Roches Noires et du littoral de Grand Fond (Figure 2-19). En aval en direction de la plage l'Hermitage on note un gradient érosif du sud vers le Nord avec entre les processus d'érosion et d'accrétion un pivot (Fulcrum) positionné

L'explication avancée pour la composante Brisant et Roches Noires serait que l'obstacle créé aurait augmenté l'intensité des courants dans la DAR dans la partie sud (Troadec, 1991). D'autre part, le mécanisme de l'effet d'épi a provoqué une accumulation de sable en amont du transit (plage des Brisants), ce qui a entraîné un déplacement en avant du front de la plage d'environ une vingtaine de m par rapport à sa position en 1966 (Gabrié et Montaggioni, 1985).



Figure 2-21 : Evolution des plages Roches Noires et Brisants : Modification du paysage littoral avec la construction du port. Orthophotographies IGN, campagnes A : 1950 , B : 1978

Dans une moindre mesure, il y a aussi une altération de la dérive littorale par ponton de l'Hermitage, qui n'apparaît qu'à partir de la campagne de photographies IGN de 1970, a été construit en lien avec les activités de ski nautique dans la DAR (Figure 2-22). Cet

ouvrage à piliers en béton, s'étendant d'une vingtaine de m dans le plan récifal, aurait eu la capacité de modifier l'hydrodynamique de la DAR (Mespoulhe et Troadec, 1994 ; Troadec, 1991). A noter que ce ponton n'existe plus aujourd'hui, mais la date exacte de son retrait demeure inconnue. Il n'apparaît plus sur les images de l'IGN de 2000.

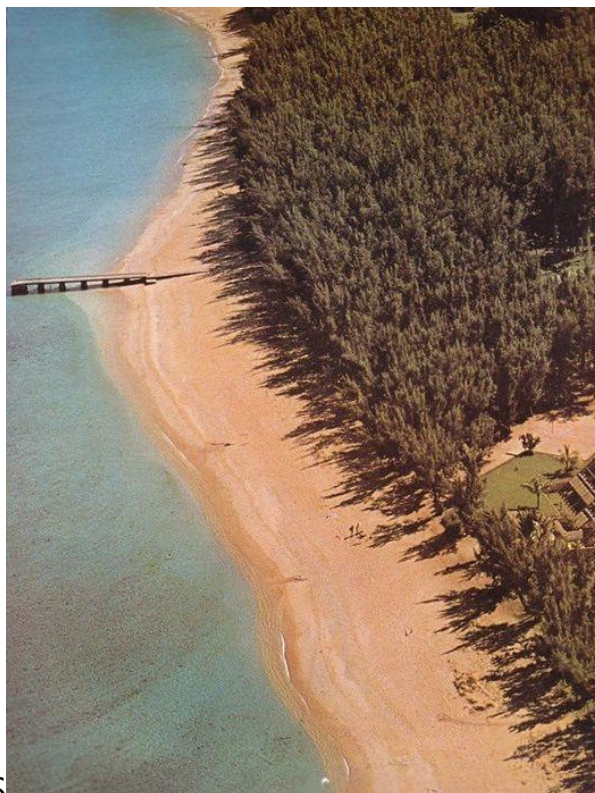


Figure 2-22 : Vue aérienne de l'impact du ponton de l'Hermitage sur la dérive littorale dans les années 1980 (Source inconnue)

Enfin, un événement météo-marin marquant est documenté en 1968 par les services météorologiques de La Réunion dans une brochure intitulée "Fortes houles et microséismes à La Réunion" de Troadec en 1983). Entre le 21 et le 23 mai 1968, une houle exceptionnelle a frappé les rivages exposés au sud-ouest. L'origine serait un talweg entre un cyclone subpolaire très creusé et un fort anticyclone situé au-dessus de l'Afrique du Sud. L'activité et le déplacement du système ont généré une houle de 8 à 9 m enregistrées à Saint-Pierre. L'inondation de la côte ouest, le 21 mai (submersion de la RN1 sur 10 cm sur une longueur de 150 m au PK 40 + 400) est liée à la

topographie du littoral de l'Hermitage. Des phénomènes de battements intenses de la masse d'eau associés à des phénomènes de vidanges et de surcotes de l'arrière-récif sont aussi décrits. D'importants remaniements sédimentaires sont à noter dans la DAR et sur les estrans qui vont être jonchés d'abondants débris coralliens grossiers. Des érosions notables sont constatées avec le déracinement des filaos, en particulier sur le site alors appelé "Père La Frite", non loin de la passe de l'Hermitage.

2.5.2. Période 1980 – 2010

À cette époque, l'attractivité des plages, en tant qu'élément clé de la politique touristique de l'île (Puech, 1980) est questionnée par la réponse de sa sédimentologie à l'idéal de la plage récifale (fin et blanc). Dès 1979, une méthode de nettoyage mécanique, impliquant le ramassage des déchets domestiques ainsi que des débris et des blocs coralliens, a été mise en œuvre pour répondre à cette nécessité. Entre 1984-1985, C. Gabrié, identifie parmi les causes de l'érosion contemporaine, ce nettoyage mécanique (Gabrié et Montaggioni, 1985). Ce nettoyage aurait retiré entre 1979 et 1988, date de son abandon, environ 1,5 cm l'épaisseur de matériau sur 20 hectares chaque année (C.E.T.E Méditerranée, 1987)

L'ensemble des rapports établis lors de cette période, convergent en termes de constat, les plages s'érodent avec une variété de causes potentielles. Par exemple, l'urbanisation des bassins versants en amont des récifs coralliens entraîne des perturbations importantes, notamment des ruissellements pluviaux urbains qui transportent divers polluants tels que les Matières En Suspension (MES), les métaux lourds, les nutriments, etc. Ces éléments sont identifiés comme des facteurs majeurs de la dégradation des récifs réunionnais (Jager, 2004). Les analyses manquent toutefois de relations de causalité scientifiquement établies en raison du déficit de suivis et de données adéquates. À la suite de ces constatations, plusieurs propositions de restauration ou de réhabilitation des plages ont été avancées, par exemple (Troadec, 2003). À court

terme, il est recommandé de restaurer les parties supérieures des plages dégradées. À long terme, la création d'une Aire Marine Protégée (AMP), depuis 1997, sur l'ensemble des récifs de l'île, l'arrêt des prélèvements de matériaux, la mise en place d'un programme de gestion rationnelle des eaux pluviales, ainsi que la construction d'une structure destinée à ralentir l'évacuation des sables à travers la passe de l'Hermitage.

Pour répondre au manque de données pour quantifier le recul du rivage, entre 1992 et 1994, en réponse à la demande de la Cellule Locale de l'Environnement (CLOE), le LSTUR a initié une étude de suivi topographique pluriannuel. L'analyse de 31 profils de plage mesuré à base d'un instrument simple "topomètre" tend à montrer une tendance quasi-générale d'érosion des plages d'arrière-récif. Face à ces constats, des changements de pratiques s'opèrent tel que le "nettoyage manuel" et le suivi d'une restitution partielle des débris minéraux naturels par enfouissement sur la plage est réalisée. De 1994 à 1997, d'autres études et d'autres mesures et sont mises œuvre ponctuellement et localement comme, la limitation de la circulation des véhicules sur les zones arrière-plages, ainsi que des essais de rechargement en sable sur la partie supérieure de la plage. Mais la majorité des recommandations restent sans effet (Troadec, 2002). Le lien avec l'état de récif est souvent cité (Mioche *et al.*, 2002).

Dans la perspective de mieux protéger les récifs, en 1997 est créée l'Association Parc Marin (APM) qui préfigure la création de La Réserve Naturelle Marine de la Réunion (RNMR) en 2007. Dans ce contexte le suivi topographique saisonnière et événementielle des plages est réactivé avec la même instrumentation (Troadec, 2002) sur la période 1998 à 2010 avec des chroniques régulière (2000 à 2004) puis sporadiques entre 2005 et 2010. Entre 1998 et 2001, 40 profils de plage sont étudiés le long du littoral ouest récifal à partir de l'analyse des morphotypes et des représentations des profils selon la classification de Hegge (1994) L'étude de Saint-Ange en 2002, qui reprend les données des bilans sédimentaires de Troadec (2002) ainsi que l'analyse des morphotypes des plages conclue que sur ces 40 profils, 45%

sont en érosion, 42,5% en accrétion et 12,5% sont stables (Figure 2-23) (Coudray et Troadec, 2002).

Les données sur la période 1998 –2004 (Cordier, 2007) ne montre pas de changement de tendance globale mais conclue à une reconstruction des plages possible après un cyclone morphogénique sur la base de l'analyse des données du cyclone Ando en janvier 2001. Les incertitudes sur la donnée ne permettent pas une quantification fiable des volumes mobilisés (Mahabot, 2010). En 2004, E. Cordier mesure l'hydrodynamique à partir de 2 courantomètres qui lui permettent de réaliser des profils de la DAR et à la limite interne du platier. Entre le 26 avril et le 13 novembre Il réalise 11 radiales de 24 heures soit 864 heures de mesures (36 jours de mesure) sur la période d'Hiver australe.

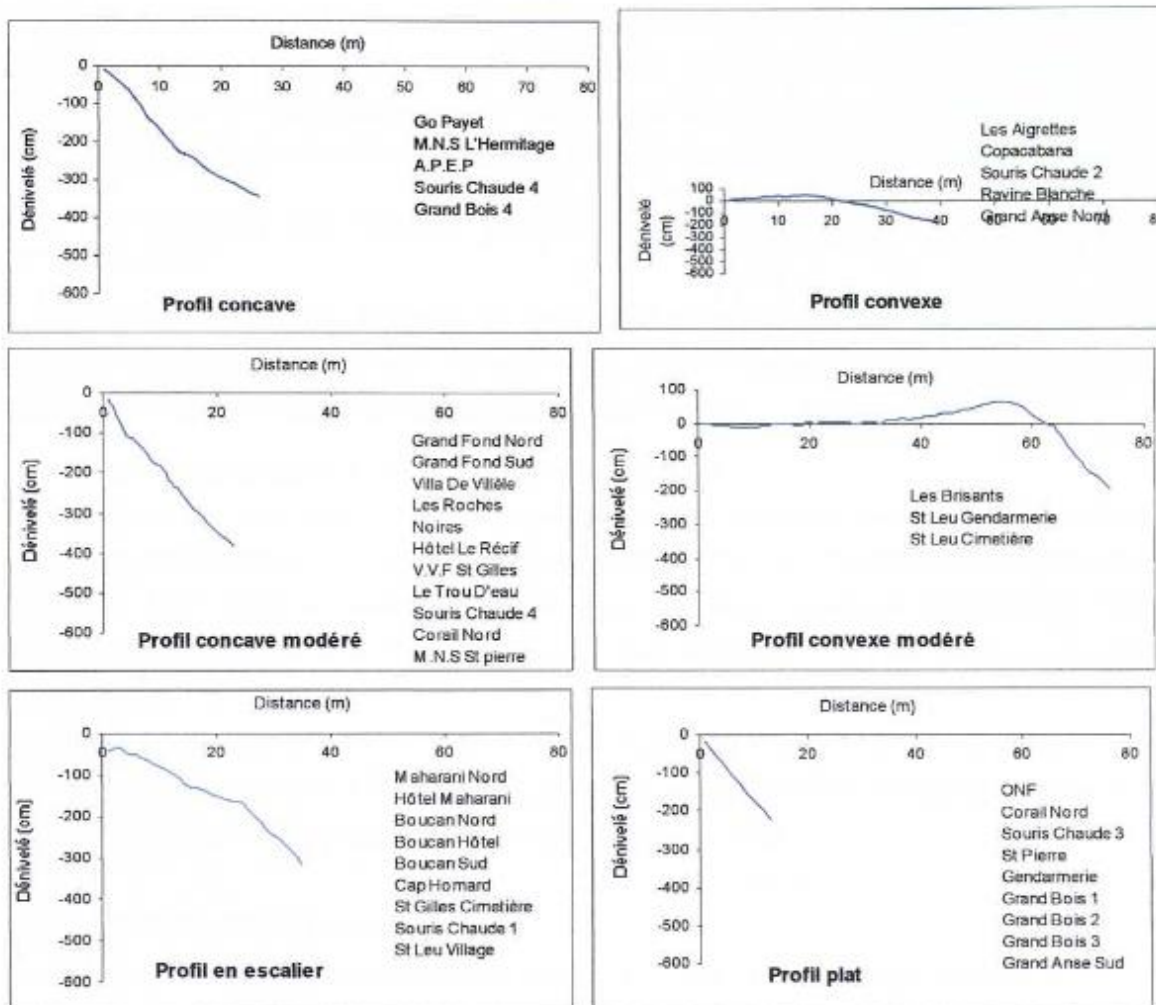


Figure 2-23 : Profils caractéristiques des morphotypes de plages coralliennes identifiées. Source (Coudray et Troadec, 2002) Les types de profils : (i) profils concaves à modérément concaves – caractéristiques d'un amaigrissement généralisé (ii) profils convexes à modérément convexes qui traduisent un engraissement (iii) profils « en escalier » montrant différents niveaux d'attaque de la houle et (iv) profils plats qui représentent une limite d'équilibre de la plage.

Les résultats de l'étude éclairent les processus au sein du complexe récifal de l'Hermitage/La Saline. L'énergie prédominante dans le récif frangeant est caractérisée par des fréquences d'ondes infragravitaires, occupant plus de 60% de l'énergie totale et existe en permanence. Ces ondes, avec des périodes entre 35 et 60 secondes, peuvent être liées à un phénomène de seiche, représentatif d'une onde stationnaire de

gravité qui effectue des allers-retours dans la section rectangulaire d'un bassin allongé, schématisé par la dépression d'arrière-récif dont les bordures sont représentées par la plage d'un côté et la limite interne du platier récifal de l'autre. Une relation positive entre l'élévation du plan d'eau et les ondes de houle est observée sur le platier récifal, avec une augmentation rapide de l'énergie des houles pendant la marée montante, atteignant un pic à marée haute et diminuant pendant la marée descendante. La houle océanique, avec des hauteurs significatives supérieures à 1 m, influence la circulation dans le complexe récifal. À l'intérieur du récif, la houle présente des hauteurs significatives entre 0,05 m et 0,20 m, et une relation linéaire significative existe entre la hauteur significative de la houle et la hauteur du niveau d'eau dans le complexe récifal. Le calcul de la réduction d'énergie montre que 99% de l'énergie initiale de la houle est perdue par déferlement au niveau du front récifal pour toutes les phases de marée mesurée. Entre le platier et la DAR, une atténuation de 60 % en moyenne avec un maximum de réduction d'énergie se fait aux phases de marée basse, en moyenne 80%.

En réponse à la houle, les courants présentent une corrélation significative avec les hauteurs d'eau sur le récif. Les périodes calmes voient des courants plus forts d'arrière-récif que sur le platier récifal. À la station Toboggan au nord de la passe de l'Hermitage, les courants onshore sur le platier récifal indiquent une entrée continue d'eau, influencée par la brise de mer en journée. La nuit, les courants maintiennent une orientation onshore, mais avec une intensité réduite par une légère brise de terre. Dans la dépression arrière-récif (DAR), les courants *longshore* vers le nord (en direction de Saint Gilles) pendant la journée résultent de la déviation des masses d'eau sous l'influence de la brise de mer. La nuit, la composante *longshore* présente des inversions, créant une zone de divergence des masses d'eau. Le courant vers le sud dans la DAR représente un courant de vidange influencé par la proximité de la passe de l'Hermitage, avec des vitesses maximales de 20 à 30 cm/s. À la station T2 de Toboggan, l'hydrodynamisme est marqué par des flux intenses onshore sur le platier récifal et un courant *longshore* vers le nord dans la DAR, influencés par la houle et le vent.

Les résultats de (Cordier, 2007) tendent à montrer un découpage du littoral corallien en 5 cellules hydrodynamiques (Figure 2-24). En ce qui concerne notre site d'étude, elle se trouve dans la deuxième cellule. La deuxième cellule, composée des radiales T3 et T4, est influencée directement par la passe de l'Hermitage. Sur la radiale T3, les courants dans la dépression arrière-récif (DAR) et sur le platier récifal affichent une direction sud à sud-ouest, caractéristique du courant de vidange. Pour la radiale T4, les courants évoluent du nord au nord-est. Les vitesses moyennes observées sont de 6 à 8 cm/s sur le platier récifal et d'environ 14-15 cm/s dans la DAR pour T3 et T4. En période agitée, les flux dans la DAR et sur le platier atteignent environ 15 à 20 cm/s, indiquant un drainage renforcé par la passe de l'Hermitage. Bien que des conditions agitées n'aient pas été enregistrées pour T3, il est plausible de supposer un drainage par la passe de l'Hermitage avec des vitesses de l'ordre de 20 à 30 cm/s.

Ces études n'abordent pas encore la question du *runup* et des conditions de la submersion.

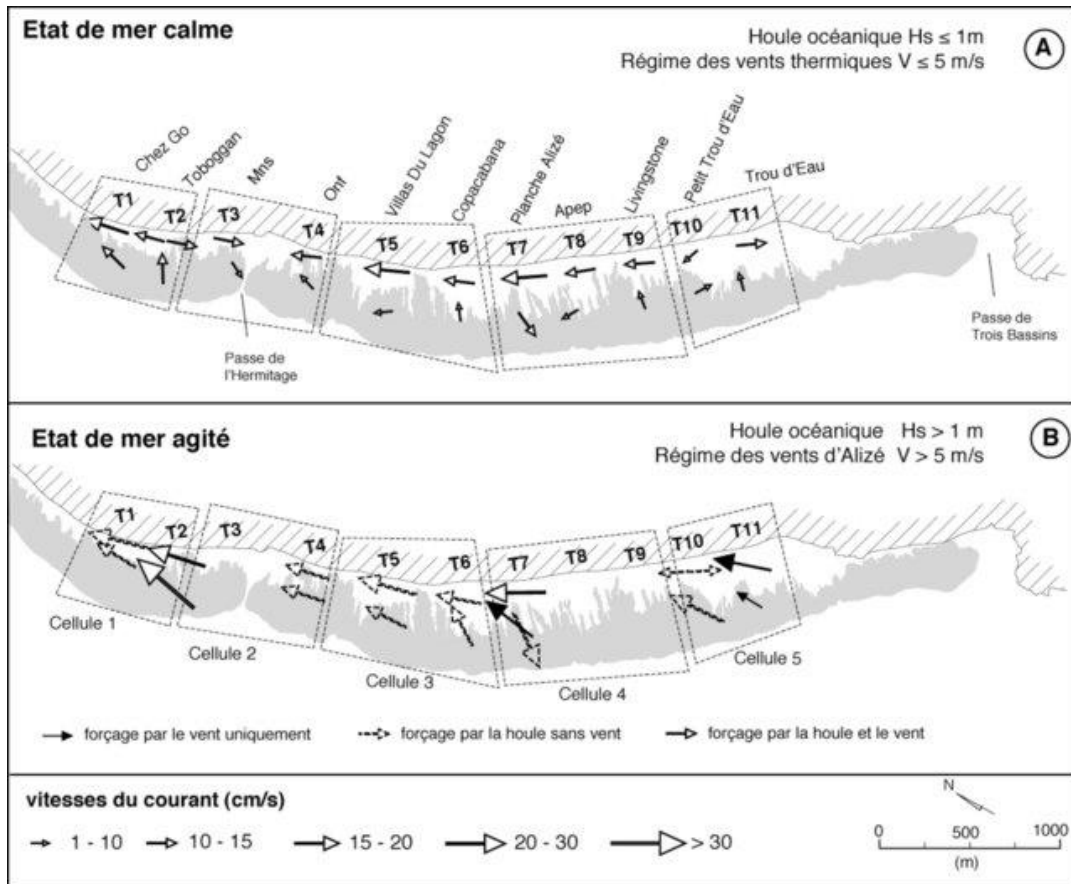


Figure 2-24 : Schéma de synthèse de la circulation au sein du récif frangeant de l'Hermitage/La Saline.

(Source (Cordier, 2007))

De même, au cours de cette période, les travaux menés par Cordier (2007) (Cordier, 2007) et Mahabot (2016) (Mahabot, 2016) ont mis en lumière des incertitudes importantes dans les données topographiques, pouvant entraîner des biais considérables dans le calcul des bilans sédimentaires et une interprétation erronée des dynamiques morphologiques des études précédentes : (Coudray et Troadec, 2002 ; Troadec, 2002). Ces biais, inhérents à la méthodologie utilisée, ont été discutés dans la littérature scientifique (Delgado et Lloyd, 2004) et comprennent des problèmes liés à l'opérateur, à la perte des points de repère, etc. Malgré ces limites, ces suivis ont grandement contribué à la compréhension des processus en cours.

2.5.3. Période 2010 à aujourd'hui vers la Création d'un Observatoire pérenne labellisé

À partir de 2012, une nouvelle dynamique a été mise en place par l'UMR Espace-Dev dans le cadre de l'OSU-Réunion (créé en 2011), avec le soutien de la DEAL (Direction de l'Environnement, de l'Aménagement et du Logement) et de l'OSU-IUEM (Brest). L'objectif était d'intégrer un site atelier à La Réunion dans le réseau national de suivi SOERE (Système d'Observation et d'Expérimentation pour la Recherche en Environnement) « Trait de côte, aménagements littoraux », centré sur les plages sableuses. Cette initiative, labellisée par l'ALLiance nationale de recherche pour l'ENVironnement (AllEnvi), visait à rassembler des données et à générer des approches essentielles pour divers acteurs. Cette réactivation des suivis a été accompagnée de nouveaux protocoles normalisés. La labellisation SOERE des suivis des plages sableuses bioclastiques à La Réunion a marqué une étape importante dans la mise en place d'observatoires pour comprendre la dynamique des formations coralliennes et des littoraux tropicaux.

La mise en réseau des observatoires et labellisation des suivis s'inscrit dans la Stratégie Nationale de Gestion Intégrée du Trait de côte adoptée en 2012 par la France, soulignant l'importance de coordonner les efforts pour mieux gérer et aménager les littoraux à la suite de la tempête Xynthia de 2010. Le SOERE TC a ensuite été intégré au Système National d'Observation (SNO) dédié à la Dynamique du Littoral (SNO Dynalit) par l'Institut National des Sciences de l'Univers (CNRS-INSU) en 2014. Ce système d'observation élargit le champ d'étude pour inclure les différents aspects de la dynamique côtière, allant des plages aux estuaires et aux falaises. La totalité des SNO ont ensuite été fédérés dans l'Infrastructure de Recherche Littorale et Côtière (IR ILICO¹²) en 2015, dans le but de comprendre les zones côtières et littorales dans leur

¹²¹² <https://www.ir-ilico.fr/>

globalité. A la Réunion, le déploiement du SOERE puis du SNO sont réalisés dans le cadre de la thèse de Mahabot (Mahabot, 2016 ; Mahabot *et al.*, 2016, 2017) d'abord sur l'ensemble des 40 profils, puis concentrés sur 20 profils s'étendant du Cap Champagne à Trou d'eau (Figure 2-25) et enfin centré sur la passe de l'Hermitage à partir de 2018. La consolidation des suivis a permis de constituer une base de données topographiques "profil" s'étalant sur 12 années, de tester et d'évaluer de nouveaux indicateurs tels la position du rivage (pied de plage et limite de végétation), de tester de nouveaux instruments tels le Laser Scanner Terrestre (TLS) permettant de produire des Modèles Numériques de Surface (MNS). Les MNS acquis par drone sur le secteur VVF à ONF ne seront quant à eux mis en place qu'à partir de 2019 avec des données exploitables à partir de 2018 (Pennober *et al.*, 2021)

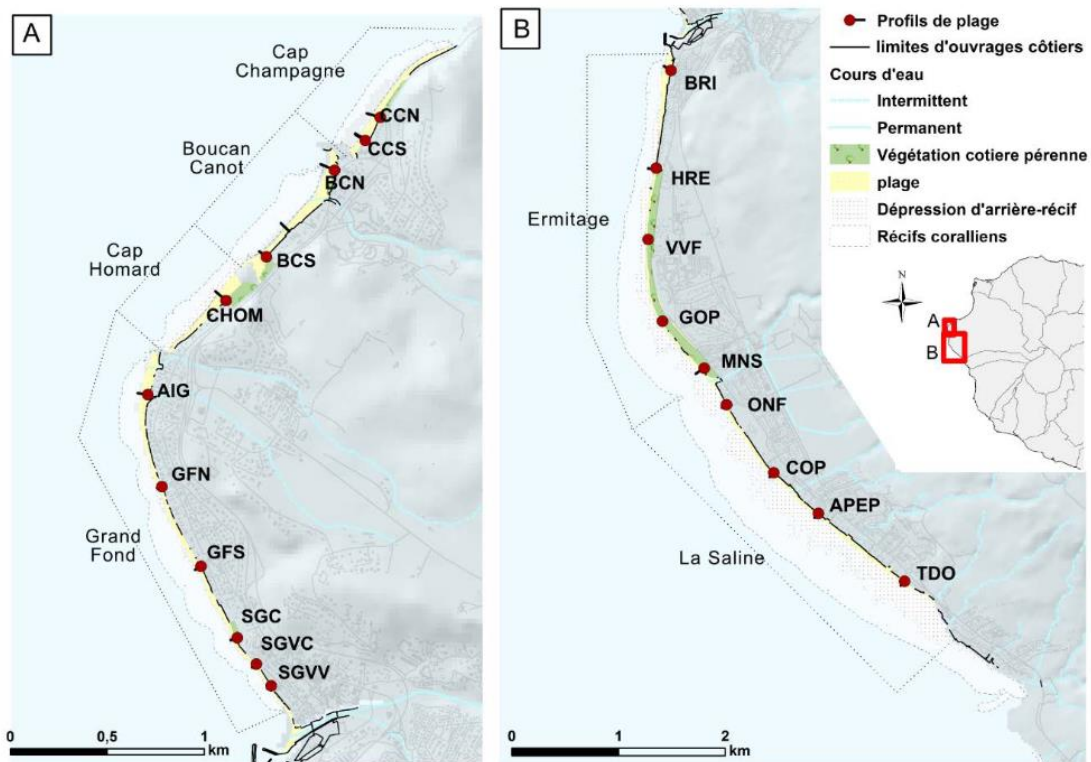


Figure 2-25 : Localisation des profils de plage de Cap Champagne à Trou d'eau (Source : (Mahabot, 2016))

Il est important de noter que jusqu'alors, il n'existe pas de consensus sur le ou les proxy(s) les plus pertinents à utiliser pour identifier et cartographier le trait de côte à

l'échelle locale (Boak et Turner, 2005). En France, le Cerema a mis en place un proxy national qui repose sur la limite de la végétation dans les plages de marées importantes et sur la ligne de haute eau dans les plages de marées faibles (Hédou *et al.*, 2015). Cependant, il est nécessaire de prendre en compte certaines particularités propres aux environnements tropicaux. Par exemple, bien que la ligne de haute eau soit le proxy le plus couramment utilisé pour définir le littoral (Boak et Turner, 2005), le sable carbonaté blanc très réfléchissant caractéristique des plages arrière-récifales rend cette ligne indiscernable sur les images satellites en raison de la saturation du capteur (Leatherman, 2002). Une alternative consiste à estimer le tracé du littoral par le biais du pied de plage (ToB -*Toe of the Beach*) ou de la limite de la végétation. Adnan et al. (2016) ont comparé ces deux méthodes sur l'île de North Keeling (îles Cocos, océan Indien), en examinant plus précisément le ToB et le bord côtier défini par la limite de la végétation. Leurs résultats ont différencié selon les deux approches, illustrant ainsi l'absence de clarté quant à la définition d'un proxy adéquat pour délimiter le tracé du littoral (Adnan *et al.*, 2016).

Les résultats des études sur cette dernière période sont principalement de 4 ordres : la significativité de la ligne de rivage, la contribution respective de méthode de topographie fine et la mesure de l'impact d'évènements morphogènes (houles cycloniques et australes) et enfin approche par la modélisation des conditions de la submersion marine.

- **Suivis des changements du trait de côte à partir de la limite de végétation**

Traditionnellement, les variations du trait de côte dans les environnements tropicaux ont été évaluées en cartographiant la limite de végétation à partir de séries d'images historiques captées depuis des avions ou satellites (Ford, 2013 ; Kench et Brander, 2006 ; Webb et Kench, 2010 ; Yates *et al.*, 2013). Néanmoins, la plupart de ces études ont omis de prendre en compte le type spécifique de végétation. Dans les environnements tropicaux, les plages sont généralement dominées par des buissons,

arbustes ou arbres (comme le *Casuarina equisetifolia*, appelé communément SheOak de plage, Pin d'Australie ou Filaos à La Réunion). Ces variétés végétales réagissent différemment à l'érosion (Adnan *et al.*, 2016), ce qui signifie que des changements dans la largeur ou le volume de la plage peuvent survenir sans affecter la limite de végétation (Ford, 2012).

En particulier, les filaos présentent une faible sensibilité au recul du tracé du littoral. Leur tolérance au sel et leurs racines verticales et horizontales, s'adaptant à la topographie initiale du sol, font que leurs racines peuvent demeurer exposées pendant longtemps sans mettre en péril l'arbre, sur des périodes pouvant atteindre plusieurs années. Par conséquent, dans ce cas, la véritable régression du tracé du littoral ne peut pas être déterminée à partir de la ligne de végétation. Néanmoins, la profondeur d'enfouissement des racines peut servir de proxy pour le recul vertical du tracé du littoral, fournissant ainsi des informations utiles sur l'évolution de celui-ci. À la plage d'Ermitage, où l'érosion verticale est significative, cette profondeur d'enfouissement peut être mesurée avec une haute résolution grâce au système de positionnement différentiel par satellite (DGPS). Les mesures révèlent un gradient sud-nord dans la profondeur d'enfouissement des racines des arbres *Casuarina equisetifolia* (plante qui forme la première ligne de végétation le long de la plage depuis les années 1950).

- **Suivi de la topographie en 3D de la plage en zone subaérienne :**

Des relevés topographiques réguliers sur les plages permettent une description détaillée des changements morphologiques, en particulier des variations de volume au fil du temps. Sur la plage d'Hermitage, trois méthodes distinctes ont été utilisées pour surveiller la topographie de la plage en zone subaérienne de manière récurrente depuis 2012. Une technique fondamentale commune à ces trois méthodes est l'utilisation du système de positionnement par satellite différentiel (DGPS) pour obtenir des mesures précises au sol. Le DGPS est impératif pour mesurer les Points de Contrôle au Sol (GCP) en complément d'autres approches de cartographie en 3D. Ces GCP fournissent la

référence absolue pour positionner toutes les autres mesures (Jaud, 2011). La méthode de profilage par DGPS est la plus pratique parmi les approches, offrant une répétabilité aisée (Mahabot *et al.*, 2017). Toutefois, cette méthode est ponctuelle et présente une résolution spatiale limitée, en plus d'être chronophage pour la collecte de données. Un relevé de surface réalisé avec le DGPS génère une performance relativement basse, avec environ 700 m² relevés par heure. Par conséquent, l'utilisation du DGPS dans le contexte des plages arrière-récifales est principalement réservée au profilage topographique de la plage, tel qu'observé dans des études menées à Mayotte (Jeanson *et al.*, 2013), Hawaii (Norcross *et al.*, 2003) et aux Maldives (Kench et Brander, 2006).

Les suivis topographiques se caractérisent par des suivis semestriels de profils de plage par DGPS (Topcon) et par des MNT issus de la photogrammétrie par drone (Phantom 4). Jusqu'en 2020 les suivis étaient autonomes avec une station de référence propre positionnée sur site à chaque campagne. Depuis 2020, ils mobilisent différents réseaux GNSS (Géolocalisation et Navigation par un Système de Satellite) dont Centipède et Lél@. Ce qui se traduit par une sensible modification des conditions d'acquisition de la donnée en raison de la distance des bornes de référence positionnées à Saint Leu et Saint Paul. La précision de la mesure recherchée est de l'ordre de 10 cm.

D'autres méthodes, notamment la télédétection laser terrestre (TLS) et la photogrammétrie par drone (UAV), s'avèrent beaucoup plus efficaces en termes de couverture de surface. La TLS repose sur une technologie de télédétection optique active, mesurant la position d'un point par rapport à l'appareil au moyen du temps de vol des impulsions laser réfléchies par la surface du point à mesurer. Pendant l'acquisition des données, la position d'un objet réfléchissant le faisceau laser est initialement déterminée par rapport à la source laser. Cette méthode permet de mesurer des milliers à des millions de points. Le nuage de points résultant est généralement enregistré dans un système de coordonnées global, établi grâce à un ensemble de cibles réfléchissantes. Mais le très haut niveau de précision de cette

instrumentation dépasse les besoins de l'observatoire et nécessite d'être décalé pour couvrir une grande surface.

- **Mesure de l'impact des évènements morphogènes**

Dans ce contexte outre les dynamiques saisonnières et interannuelles, Mahabot a exploré l'impact de trois épisodes de houles cycloniques et de deux épisodes de houles australes dans la région côtière (Mahabot, 2016). Peu importe le type de houle, la zone allant de Cap Champagne à l'Hermitage a subi les perturbations les plus significatives, tandis que les plages en arrière d'un platier récifal de plus de 400 m de large n'ont montré aucun impact notable.

Outre les suivis saisonniers, l'étude menée par Mahabot et al. (2016) s'est concentrée sur les effets de trois épisodes de houles cycloniques liées aux cyclones Dumile et Felleng en 2013, ainsi qu'au cyclone Béjisa en 2014, sur les plages d'arrière-récif de Cap Champagne à Trou d'Eau, île de La Réunion (Mahabot *et al.*, 2016). Le cyclone Dumile, sous forme de cyclone tropical, s'est approché à environ 100 km des côtes le 2 janvier 2013, générant une houle significative de 4,05 m et une surcote de 0,45 m, avec des conditions de houle dépassant 2 m pendant 22 heures. Ensuite, le 1er février 2013, une houle cyclonique liée au cyclone Felleng a affecté les plages avec une hauteur de vague significative de 4,51 m et une surcote de 0,40 m, et des conditions de houle supérieures à 2 m pendant 67 heures. L'année suivante, lors de la saison cyclonique 2013-2014, le cyclone Béjisa est passé à environ 50 km de la côte ouest, provoquant une houle significative de 6,41 m et une surcote de 0,71 cm, avec des conditions de houle persistantes pendant 40 heures. L'étude a utilisé un suivi topographique par profil de plage et des bilans volumétriques pour analyser les changements morphologiques, volumétriques ainsi que la récupération des plages après le passage des cyclones.

Les résultats ont révélé des impacts différenciés des houles cycloniques le long de la zone d'étude, avec les perturbations les plus importantes de Cap Champagne à

l'Ermitage. Les pertes et gains de volumes sédimentaires ont été inférieurs à 5 m cubes après Dumile, variant entre 2 et 11 m cubes après Felleng, et entre 2 et 23 m cubes après le cyclone Béjisa, à l'exception du profil de Boucan Canot. Ce dernier secteur, non protégé par un platier récifal, a subi les pertes les plus significatives, allant de -24 à -43 m cubes en fonction du cyclone.

La variabilité spatiale des impacts s'explique par plusieurs facteurs. L'angle d'incidence de la houle cyclonique par rapport à l'orientation côtière a joué un rôle, en particulier de Cap Champagne à Aigrettes. Trois types de morphologies de plage ont été identifiés, chacun montrant des réactions différentes aux cyclones. De plus, l'intensité des changements après chaque cyclone a été influencée par l'intensité des houles et de la submersion, le cyclone Béjisa ayant eu l'impact le plus marqué. Cependant, la durée des conditions de houle a également influencé l'impact de Felleng par rapport à celui de Dumile.

En termes de récupération après les cyclones, les profils de plage ont présenté trois comportements distincts : certains se sont rétablis dans les mois suivant chaque épisode de houles, d'autres sur une période plus longue grâce aux houles australes, tandis qu'un troisième groupe n'a montré aucun rétablissement même après plusieurs mois, en raison de processus localisés.

- **Les mesures de niveaux d'eau**

La submersion marine et l'érosion côtière dans les contextes de récifs frangeants dépendent non seulement des forces hydrodynamiques externes liées aux vagues et aux marées, mais également de la vitalité des coraux et de leur capacité à agir comme des brise-lames naturels. Les deux premiers paramètres hydrodynamiques ont fait l'objet d'études ponctuelles dans le cadre de divers programmes de recherche ((Bruch *et al.*, 2022 ; Cordier, 2007 ; Cordier *et al.*, 2013), Rapport final du programme CALHYCO, projet Région Réunion recherche et innovation 2012-2013, convention

DIREED 20140704 ; programme ANR INTERFACE ; programme Renovrisk-Cyclone interregV). Ces études ont permis de définir les processus physiques de propagation des vagues à travers les récifs coralliens en fonction des vagues venant du large et des hauteurs d'eau sur le récif. Elles ont mis en lumière le rôle de filtre passe-bas joué par les récifs frangeants, réduisant les ondes de haute fréquence et facilitant le transfert des ondes de fréquences plus basses (Bruch *et al.*, 2022 ; Cordier, 2007), en cohérence avec des découvertes antérieures.

2.5.4. Focus sur le site de MNS – Passe de l'Hermitage : Stabilité et réactions aux évènements de houle

La plage d'Ermitage/La Saline présente une variabilité morphologique décroissante du nord au sud. Seule l'extrémité nord de la plage d'Hermitage montre une tendance à l'engraissement, tandis que les autres secteurs connaissent une érosion jusqu'au nord de la Passe de l'Hermitage (Mahabot, 2016). En revanche, le secteur de La Saline semble relativement stable.

Une comparaison entre les évolutions du pied de plage numérisé et déduit des profils topographiques de l'Hermitage/La Saline pour le profil MNS a révélé une évolution nulle de la ligne de rivage instantanée, avec une incertitude de $\pm 1,6$ m pour la période 1997 à 2016. De plus, l'évolution du bas de plage est demeurée inchangée.

Concernant l'évolution à moyen terme du profil MNS, l'étude de Mahabot a observé deux séries de profils entre 1998 et 2006 (MNS1) et de 2012 à nos jours (MNS). Les deux séries indiquent une absence d'évolution significative depuis décembre 1998 (Figure 2-26). En 2016, Mahabot rapporte une pente moyenne de 6,4 degrés pour l'estran inférieur du profil MNS (Mahabot, 2016).

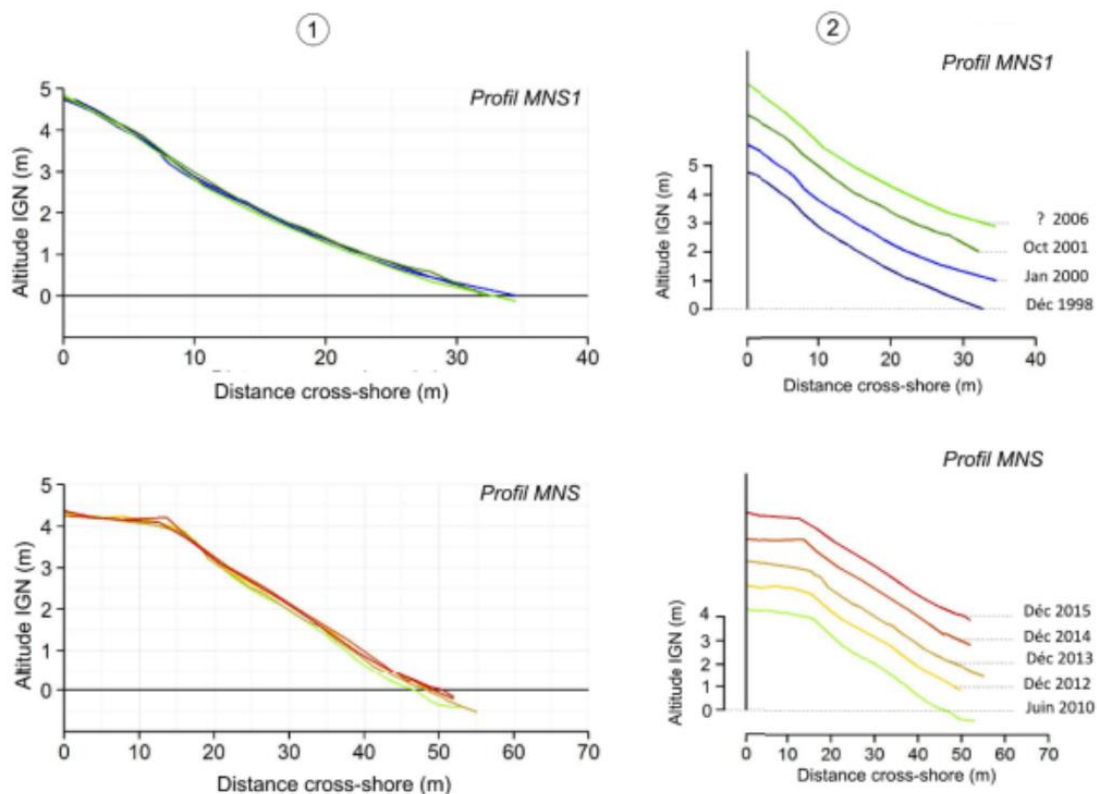


Figure 2-26 : Enveloppe de changements (1) et évolution morphologique (2) du profil de la plage MNS à l'Ermitage (Source : (Mahabot, 2016))

Cependant, les mesures de 2016 à 2021 montrent qu'entre 2016 et 2020 le profil MNS présente une accrétion, avant de retourner à sa position « initiale » de 2012-2015 (Figure 2-27) (Pennober *et al.*, 2021).

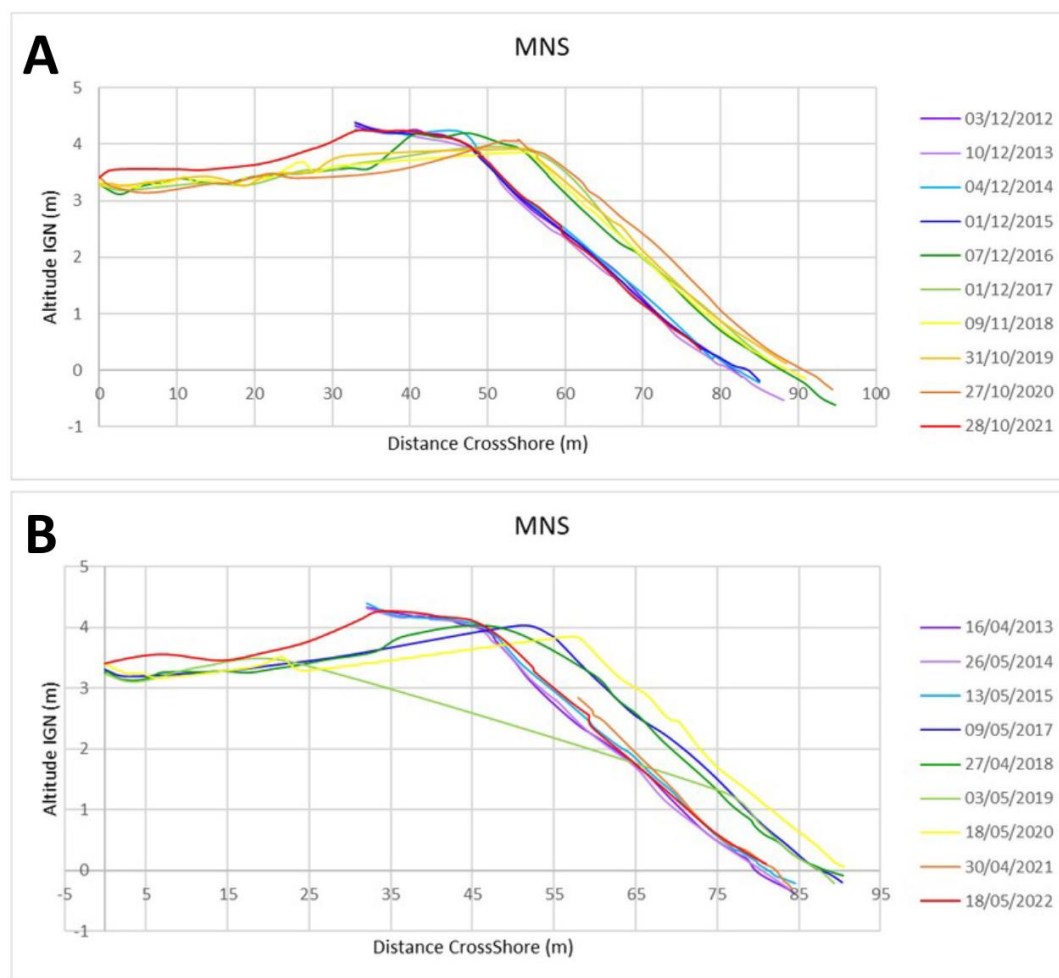


Figure 2-27 : Evolution du profil MNS 2012-2022. A : Campagne été austral et B : Campagne hiver austral. Rapport DEAL (Pennober et al., 2021)

Les volumes différentiels cumulés à partir des profils d'avril-mai 2017 montrent une augmentation d'environ 5 m cubes, en considérant 1 m de large que le profil, pour le période 2019 à 2020 pour ensuite redescendre vers une quantité initiale en 2021 (Figure 2-28). Cependant, dans le cadre de la restauration des plages de l'Hermitage/La Saline, ce secteur de plage a fait l'objet d'un reprofilage entre 2018 et 2020 et de recharge régulière, pour lesquelles les dates ne sont pas communiquées.

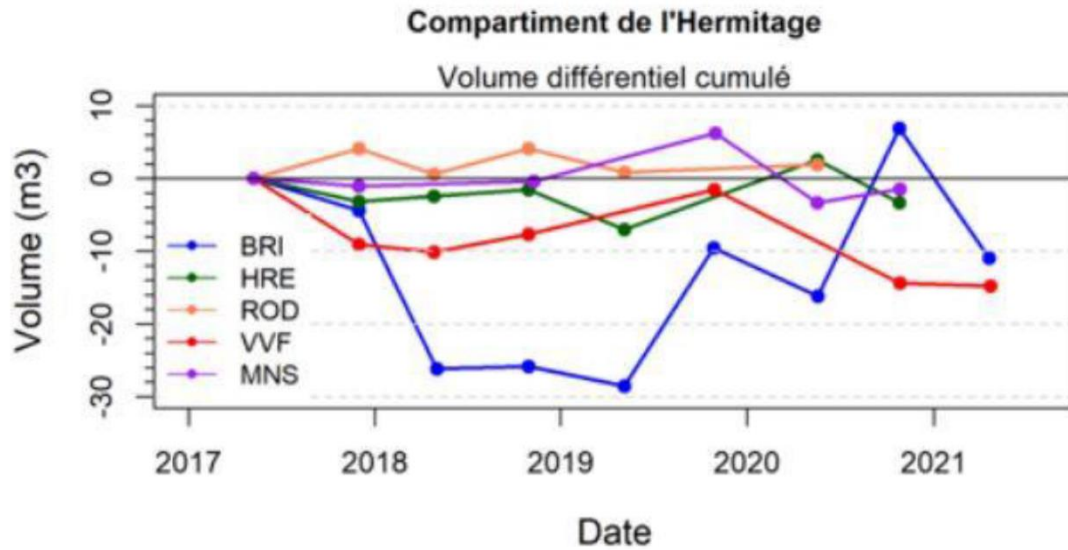


Figure 2-28 : Volume différentiel cumulé (2017-2021) pour le compartiment de l'Hermitage. (Rapport Pennober et al., 2021)

En ce qui concerne les épisodes de houle australe, leurs impacts morphosédimentaires se sont principalement localisés et ont impliqué de faibles volumes de sédiments, généralement de 1 à 3 m³. L'épisode de houle d'août 2013 n'a pas montré de transferts longitudinaux évidents, sauf une possible transition nord-sud entre les profils GOP et MNS situés au sud du compartiment de l'Ermitage. Une quantité de $-2,79 \pm 1,27$ m³ de GOP vers MNS et $+2,01 \pm 1,95$ m³ semble avoir été transférée. L'analyse de l'impact des houles australes présentée dans le rapport Pennober et al, 2021 sur 16 profils sur la période 2012-2020 (rapport DEAL), montre que la tendance sur l'ensemble des compartiments de plages est à l'érosion, puisque sur les 16 profils, 13 sont en érosion, dont le profil MNS (CCN, CCS, BCN, BCS, CHOM, AIG, GFS, SGVC, SGVV, HLR, ONF, COP, MNS).

Depuis 2019, afin de se conformer au référentiel SNO Dynalit, un Modèle Numérique de Terrain (MNT) d'une section de la plage de l'Hermitage (Saint-Gilles-les-Bains, 97460) est produit par photogrammétrie aérienne drone par l'équipe Drone de l'OSU-Réunion (Figure 2-29). Les données sont obtenues lors de campagnes semestrielles depuis 2019 (avril et novembre). La surface est contrainte par les moyens matériels plus

que par une question scientifique. L'analyse de fait par simple soustraction de MNT raster sous Qgis ou Arcgis. La présence d'une dune arborée en limite cependant la pertinence pour étudier cinématique du trait de côte mais permet de contextualisée les dynamiques observées sur l'estran sur 3 profils (Pennober *et al.*, 2021).

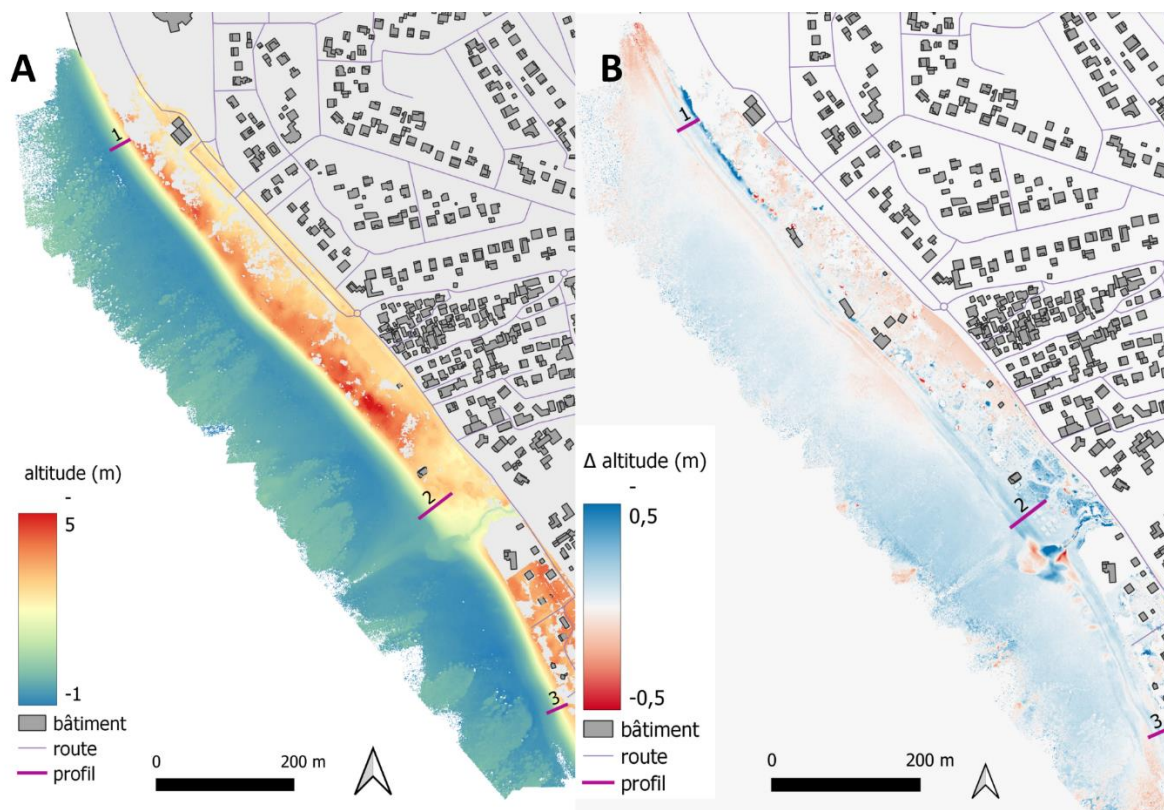


Figure 2-29 : Produits de la photogrammétrie aérienne acquise par drone (Jouvenot, 2021)

A - MNT de la plage de l'Hermitage/La Saline (réalisation Jouvenot, 2021)

B - Présentation des dynamiques par soustraction MNT entre le 27/10/2020 et 30/04/2021 (fond de carte BD topo 2018) réalisation Jouvenot,2021)

Dans le cadre du projet de recherche "ReNovRisk-Transferts afin de Mesurer le bilan des carbonates sur le platier récifal," une étude de faisabilité a été entreprise pour analyser les conditions hydrodynamiques. Cette analyse a inclus l'examen d'une série de mesures de courant d'une durée allant de 24 à 72 heures, couvrant au moins un cycle complet de marée. Les mesures ont été effectuées dans 7 stations du platier

récifal, à savoir MNS, Toboggan, Copacabana, Planch'Alizés, Livingstone, Trou d'eau et Bodega. Les relevés ont été réalisés au cours des premiers trimestres de 2019 ou 2020 dans le but d'évaluer la faisabilité du protocole prévu pour les mesures de métabolisme. Les enregistrements hydrodynamiques ont été obtenus à l'aide d'un courantomètre Doppler à effet Aquadopp Profiler, utilisant une fréquence acoustique de 2 MHz (Nortek). Les courants ont été mesurés en continu pendant 2 minutes toutes les 5 minutes, puis moyennés sur ces 2 minutes le long d'un profil vertical avec des cellules de 10 cm. Des procédures semi-automatiques de traitement des données ont été développées sous MATLAB. Les résultats montrent qu'au niveau de la station MNS, un transport vers le nord par une dérive littorale *longshore* en direction du port de Saint-Gilles, suivi d'un retour vers le milieu océanique conformément aux résultats de Cordier et Naïm (Cordier, 2007 ; Naim et Cuet, 1989).

Les constats posés dans les années 1980 évoquaient l'impact du blocage de la dérive littorale par la construction de la digue sud du Port de Saint Gilles. Les dispositifs de suivis de la topographie des plages, déployés par la suite, attestent d'altérations dans la morphologie et la position des estrans au niveau de la passe de l'Hermitage. La simple superposition des traits de côtes produits dans le cadre du SNO Dynalit en 2023 et l'orthophographie IGN de 1950 montre que la dynamique à long terme est toujours celle-ci (Figure 2-30) avec un pivot entre accrétion au nord et érosion au sud situé par (315160,7669367), même si Mahabot (2016) concluait que durant la période 2012 à 2016 le site était en situation atone après une phase d'érosion importante révélée par la seule mesure de l'affouillement de filaos sur plus de 2 m de haut aujourd'hui abattus.

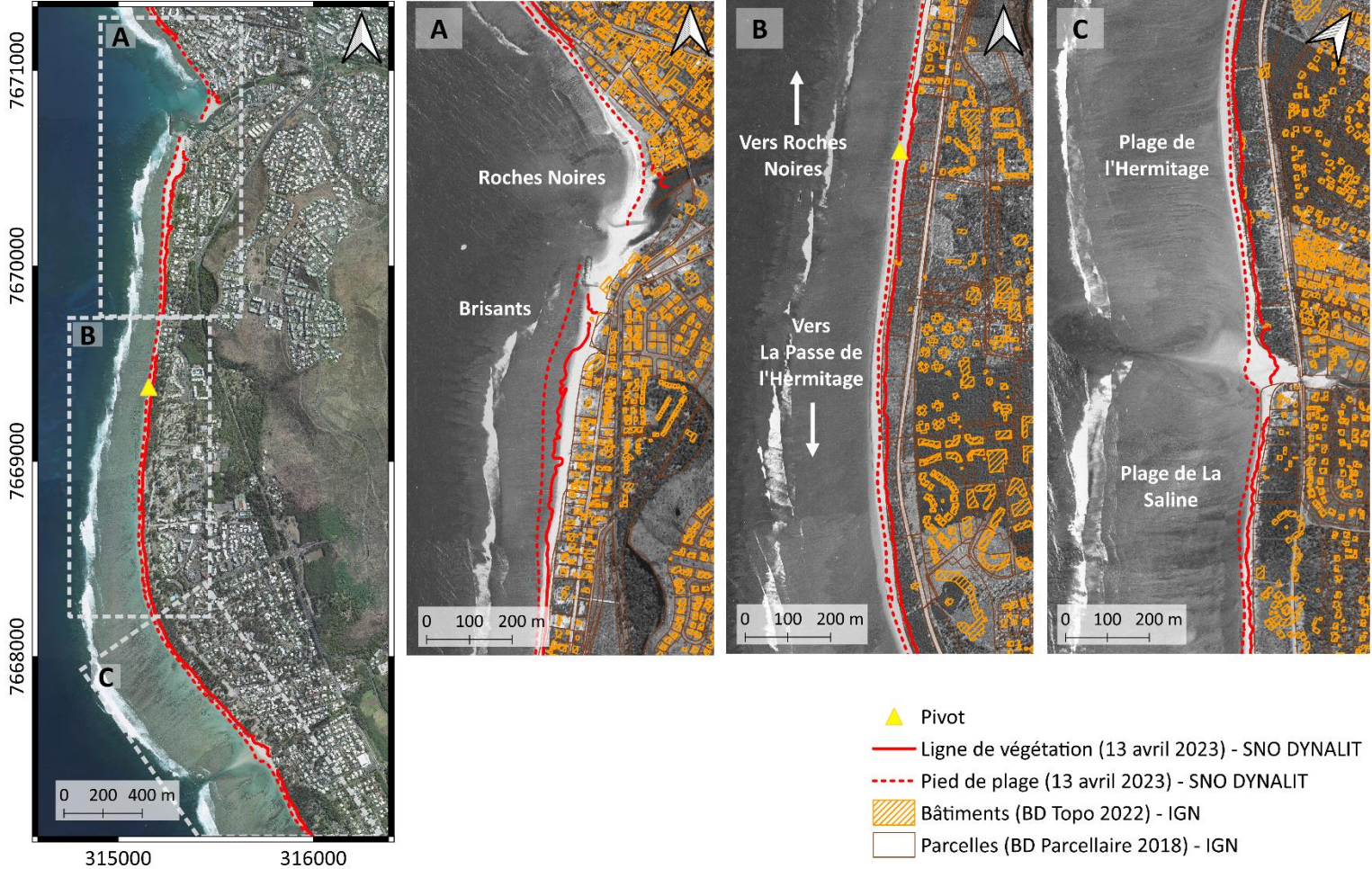


Figure 2-30 : Evolution du littoral ouest de La Réunion Sources Images Orthophotographies IGN 1950 et BD ortho IGN 2017 (RGR92 UTM 40S

2.6. Conclusion

Ce deuxième chapitre a permis d'établir le contexte spécifique de notre site d'étude. Le site MNS est situé sur la plage de l'Hermitage, une plage d'arrière-récifs frangeants, à proximité d'une passe connue sous le nom de Passe de l'Hermitage. Ce contexte présente plusieurs caractéristiques distinctives, notamment la présence du récif frangeant, un régime microtidal, et la proximité d'une passe, faisant de notre site un lieu de transition important pour le transport des sédiments du sud vers le nord, en début de dérive littorale juste après la passe.

Par ailleurs, notre site est situé sur une plage très fréquentée, à proximité d'une zone urbanisée. Sa position géographique orientée plein ouest expose cette plage aux houles australes provenant du sud, du sud-ouest, et parfois aux trajectoires des cyclones traversant entre Madagascar et La Réunion en descendant vers le sud. Cette exposition rend le site particulièrement vulnérable, soulignant ainsi son importance cruciale pour être étudié en vue de la protection de la population environnante.

Nous avons aussi observé que le site a connu des périodes d'érosion marquée au fil des années, d'origine anthropique. Malgré cela, des phases d'engraissement ont été enregistrées entre 2015 et 2016, ainsi qu'entre 2019 et 2020. En effet, des phases de rechargements en sont définitivement la cause. Cependant, une nouvelle phase d'érosion s'est manifestée entre 2020 et 2021, ramenant le profil à la position de 2015, position qui avait été maintenue depuis 1998 selon les études de Mahabot (2016). On pourrait faire l'hypothèse que cette plage est atone, et qu'elle ne présente plus de variations. Toutefois, les observations semestrielles et les différentes campagnes de recherche menées dans le cadre de projets spécifiques ne nous permettent pas de conclure sur une éventuelle variabilité à plus fine échelle temporelle. Une observation continue et à plusieurs échelles demeure nécessaire pour appréhender toute la complexité de ce site.

Chapitre 3. Matériels et méthodes

Les mesures *in-situ* fournissent une grande quantité d'informations sur les zones côtières. Les systèmes vidéo sont actuellement largement utilisés pour évaluer l'évolution côtière et l'hydrodynamique, permettant l'acquisition quantitative des signatures optiques de la position du rivage (Holman et Stanley, 2007 ; Plant *et al.*, 2007 ; Valentini *et al.*, 2017), des morphologies près du rivage comme les barres et « beach cusp » (Aarninkhof et Ruessink, 2004 ; Angnuureng *et al.*, 2017 ; Bergsma et Almar, 2018), caractéristiques des vagues (Almar *et al.*, 2018), du courant induit par les vagues en zone de déferlement (Rodríguez-Padilla *et al.*, 2021), et du *runup* des vagues (Salmon *et al.*, 2007 ; Valentini *et al.*, 2019). Aujourd'hui, des webcams low-cost sont de plus en plus utilisées et ont prouvé leur capacité à acquérir des données fiables à un coût abordable (Andriolo *et al.*, 2019 ; Paquier *et al.*, 2020 ; Valentini et Balouin, 2020).

Les principaux avantages des observations vidéo sont qu'elles peuvent couvrir différentes fréquences temporelles pertinentes, de la très haute fréquence (ex. 2 images donc 2 mesures par seconde) (Guo *et al.*, 2020 ; Jóia Santos *et al.*, 2020 ; Stringari et Power, 2022 ; Thuan *et al.*, 2016) adaptée aux principaux forçages (houles, marée), de la fréquence plus faible à l'échelle d'un cycle (cycle de marée, épisode de houle, cycle saisonnier, annuel, interannuel...). Déployées seules ou en batteries, elles permettent de couvrir des secteurs de côte parfois étendues (de dizaines de m à des dizaines de kilomètres). Des indicateurs (niveau d'eau, profil intertidal, ...) similaires à ceux obtenus avec d'autres types d'instrumentation (sonde, DGPS) et comparables en termes de précision peuvent être produits (Ibaceta *et al.*, 2018 ; Ondoa *et al.*, 2019 ; Plant *et al.*, 2007 ; Vousedoukas *et al.*, 2011).

Le principal inconvénient des méthodes d'observation vidéo est que, dans la plupart des cas, elles ne fournissent pas une estimation directe et nécessitent un traitement complexe des images avant et après l'acquisition (Holland *et al.*, 1997 ; Holman *et al.*,

1993). Un autre inconvénient de la plupart des stations vidéo de type caméra optique est qu'elles ne sont pas en capacité d'acquérir des données la nuit, les caméras n'étant opérationnelles que pendant les heures de clarté. Cependant, dans les situations où l'analyse est effectuée avec l'intention d'utiliser une mesure, souvent moyennée par jour (Sancho García et Guillen Aranda, 2012 ; Soloy *et al.*, 2022), ou quelques minutes en continues d'image (Guo *et al.*, 2020 ; Stringari et Power, 2022), cet inconvénient n'est pas rédhibitoire. La résolution temporelle reste au final bien souvent supérieure aux autres pratiques (DGPS, image satellite).

Ce chapitre est divisé en quatre parties. La première partie aborde le contexte scientifique et technique de la méthode utilisant le système de caméra vidéo. Elle comprend une analyse articulée autour de quatre points : (i) une mise en perspective historique du développement de ce type d'instrument ; (ii) la méthode d'extraction de d'information de l'imagerie vidéo ; (iii) un inventaire des mesures et des paramètres qui peuvent être produits, tels que documentés dans la littérature, et (iv) les contraintes associées aux sites microtidaux, qui demeurent les principaux sites instrumentés à travers le monde. La deuxième partie traite de la mise en place du système de caméra sur la plage de l'Hermitage, depuis son installation jusqu'à la définition de la première donnée brute significative, en incluant la phase de calibration de la caméra et le prétraitement des données. Elle se termine par la présentation des indicateurs utilisés pour le suivi du littoral dans le cadre de ces travaux. La troisième partie présente les données de support mobilisées dans le cadre de ces travaux, notamment les données provenant de modèles ou de marégraphes. Enfin, la dernière partie aborde la sélection des périodes d'études, en exposant le climat météomarin durant la phase d'acquisitions et en détaillant le processus de choix des périodes pertinentes en fonction des caractéristiques des houles.

3.1. Contexte scientifique et technique

3.1.1. Historique du déploiement des caméras

A partir de 1980, le *Coastal Imaging Lab* (CIL) de l'Université d'État de l'Oregon a initié les premiers efforts dans le domaine de la télédétection optique (optical remote sensing) en utilisant des enregistrements vidéos du *runup* des vagues comme méthode diagnostique pour étudier les ondes infragravitaires qu'ils avaient préalablement identifiés dans leurs études antérieures (Holman, 1981). Historiquement, c'est Holman et Guza, (1984) les pionniers dans le déploiement de la première caméra pour étudier le *runup* à partir d'images vidéo. Avant cette initiative, d'autres chercheurs utilisaient des photographies de longue exposition pour étudier la morphologie des plages (Maresca et Seibel, 1977 ; Sasaki *et al.*, 2015 ; Sonu, 1973 ; Wright, 1976). En 1984, Holman et Guza ont évalué et comparé deux techniques de mesure du *runup* sur des plages naturelles, utilisant des fils de résistance et des enregistrements vidéo. Les deux méthodes ont alors révélé de légères différences dans l'élévation moyenne de la lame d'eau, c'est-à-dire le *setup*. La digitalisation de la position *cross-shore* de la limite du jet de rive était alors semi-automatisée, délimitée sur les films en travaillant image par image pour localiser la position de l'interface terre-mer (Figure 3-1). A partir de là, l'utilisation de caméra pour quantifier le profil de la plage subaérienne, dans le but d'améliorer les données de *runup* à partir des caméras est initié (Holman *et al.*, 1991). Afin de produire une étude significative du *runup* par caméra, il est en effet essentiel de connaître le profil de la plage. Ceci permet de convertir les mouvements de l'eau le long de la pente en « signaux verticaux » significatifs. Des techniques de photogrammétrie adaptées à l'exploitation des images obliques acquises par vidéos sont alors mobilisées (Lippmann et Holman, 1989).

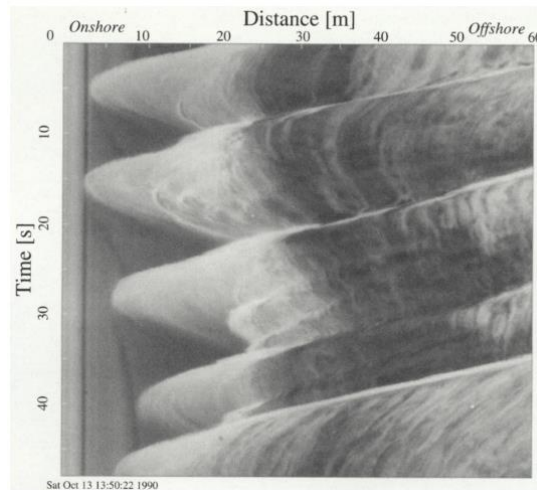


Figure 3-1 : Timestack du runup observé à Duck, en Caroline du Nord (Holland et Holman, 1993).

Le runup des vagues, le mouvement de la ligne d'eau, est évident et peut être facilement numérisé. Des lignes blanches obliques, légèrement inclinées de la partie supérieure droite vers la partie inférieure gauche, représentent des ondes progressant à travers la zone de déferlement. Les traces verticales à gauche indiquent des objets fixes sur la plage.

Par la suite, ce système de caméra vidéo qui prendra le nom d'Argus (Holman *et al.*, 1993 ; Holman et Stanley, 2007) va être remobilisé sur différents terrains et par différents laboratoires. Aujourd'hui, plusieurs systèmes vidéo (par exemple, camEra, Sirena, Horus, KOSTA) sont désormais exploités sur plusieurs littoraux du monde (France, Benin, Australie, Corée du Sud, Etats Unis...). Les conditions d'exploitation sont toujours à peu près les mêmes. Un système de surveillance vidéo comprend de 1 à 10 caméras pour couvrir une zone d'intérêt de quelques m à plusieurs kilomètres. Les caméras sont généralement installées en hauteur, parfois sur des tours de surveillance (Figure 3-2) (généralement > 15 m au-dessus du niveau moyen de la mer) le long de la côte et connectées à un ordinateur ou processeur sur place, qui transfère à son tour les données via Internet vers un serveur distant. Dans une situation où aucune de ces infrastructures n'existe, les données sont téléchargées manuellement à l'aide d'un disque dur externe. L'acquisition de données est continue (varie jusqu'à une fréquence

d'échantillonnage de 2 Hz) pendant les heures de clarté et fonctionne par tous les temps.

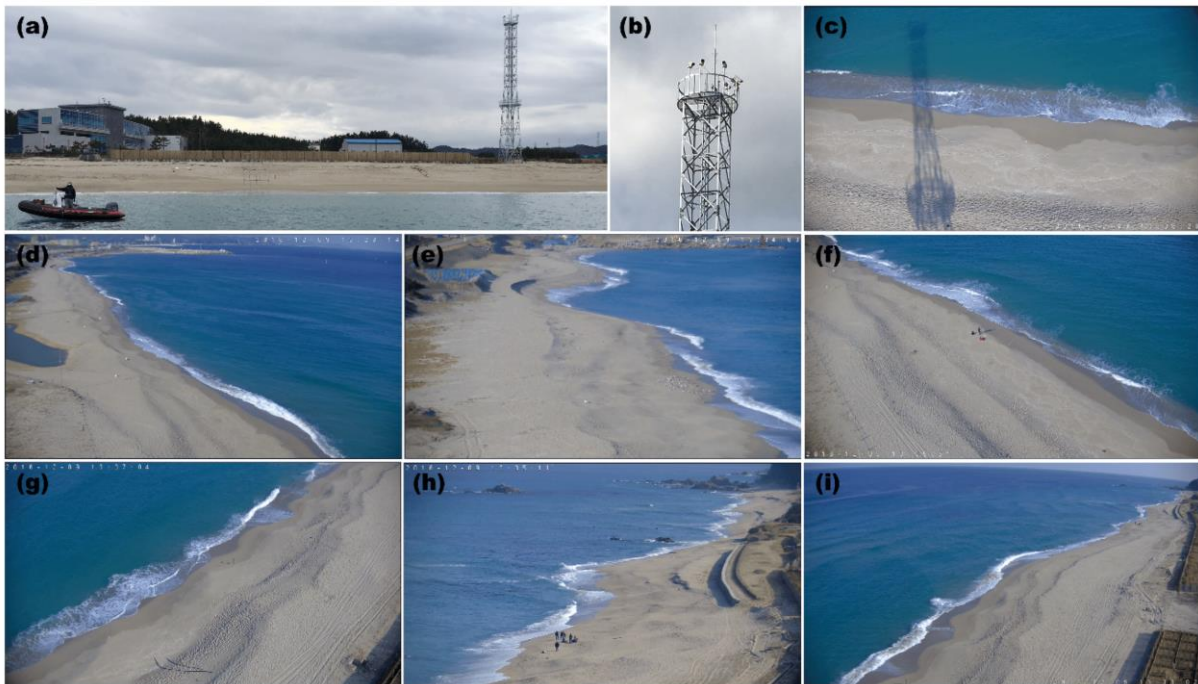


Figure 3-2 : Photographies de la tour de surveillance vidéo installée sur la plage de Hujeong (Corée du Sud) en décembre 2016 . (c–i) Exemples de données d'image du rivage capturées par les caméras vidéo. Source : (Chang et al., 2019)

Étant donné que le processus de collecte de données est majoritairement automatisé, les coûts d'exploitation marginaux sont pratiquement nuls. Chaque collecte standard comprend généralement trois types d'images qui sont acquises toutes les 10 minutes à quelques heures, en fonction de l'objectif de recherche, (Figure 3-3) : (i) Une image instantanée pour le contrôle de la qualité ; (ii) Des images à exposition temporelle (souvent appelées timex) couramment utilisées pour l'étude du trait de côte et des barres de sable car elles lissent les fluctuations de haute fréquence dues aux modulations des vagues incidentes (Lippmann et Holman, 1989) et de la transition du trait de côte ; (iii) Les timestacks consistent en des transects de pixels, généralement en *cross-shore*, qui sont utilisés pour décrire les caractéristiques des vagues.

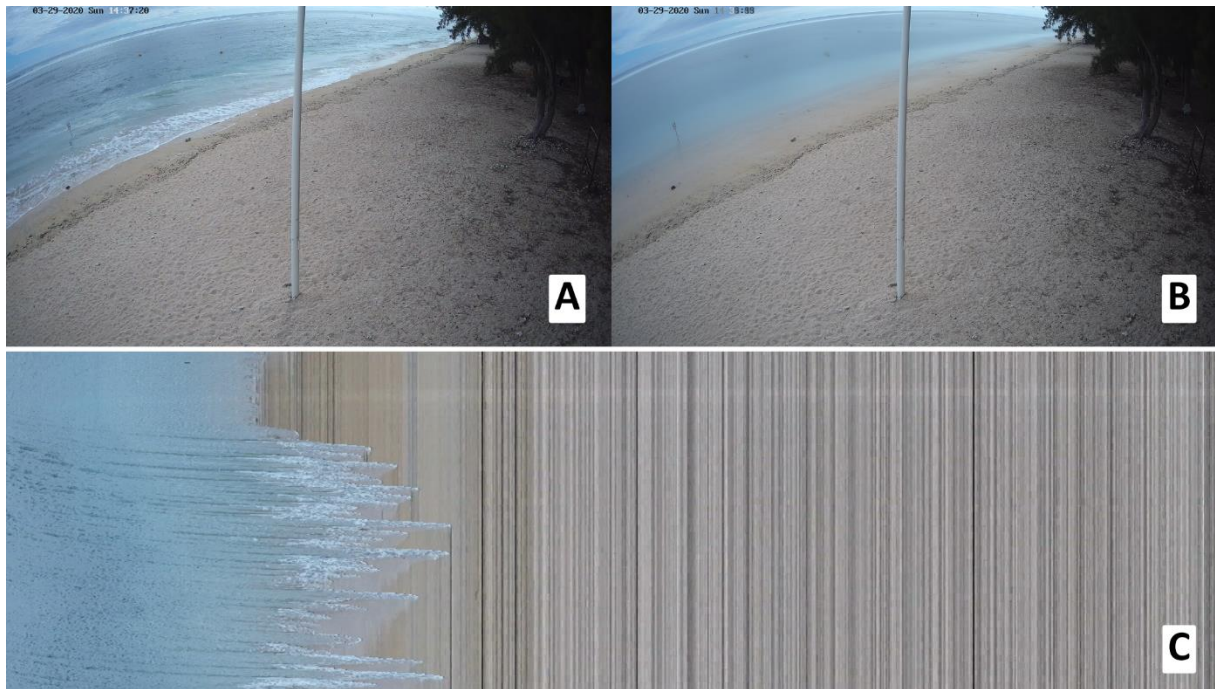


Figure 3-3 : Types d'images acquises par vidéo. A – Image instantanée, B – Images moyennées, C – Timestack. Plage de l'Hermitage, 29 mars 2020

3.1.2. De la vidéo à l'image localisée

A l'image des autres travaux depuis Holman, 1981, l'objectif du prétraitement des vidéos dans toute la littérature est la production de trois types d'images, comme mentionné plus haut (Figure 3-3):

1. Des images instantanées, (Figure 3-3A) : Ces images sont capturées à un moment précis dans le temps, correspondant généralement à la première image de la vidéo de 10 minutes. Elles offrent une vue instantanée de l'état de la zone littorale à ce moment précis.
2. Des images moyennes, également appelées « timex », (Figure 3-3B) : Ces images sont obtenues en moyennant les images instantanées sur un intervalle de 10 minutes. Cette moyenne permet de réduire l'influence des vagues et de fournir une représentation de la ligne de rivage moyenne.

- Des « timestacks, (Figure 3-3C) : Ces images sont créées en empilant un seul profil *cross-shore* à partir d'instantanés de 10 minutes d'une région d'intérêt spécifique. Les « timestacks » sont principalement utilisées pour estimer les paramètres liés aux vagues et à leur comportement.

Ces différents prétraitements peuvent être réalisés sous différents environnements de programmation tels que MATLAB, Python. Des bibliothèques de codes MATLAB ou Python existe sur Github par exemple CoastCams, CIRN, picoastal.

Ces données images sont encore des images obliques. Pour associer les pixels aux phénomènes physiques étudiées on bascule en système métriques en géoréférençant des points de l'image. Les images obliques sont corrigées de leur déformation (radiales et tangentielles) et les pixels (u,v) sont géoréférencées (x,y) , selon les principes de photogrammétrie, (Figure 3-4).

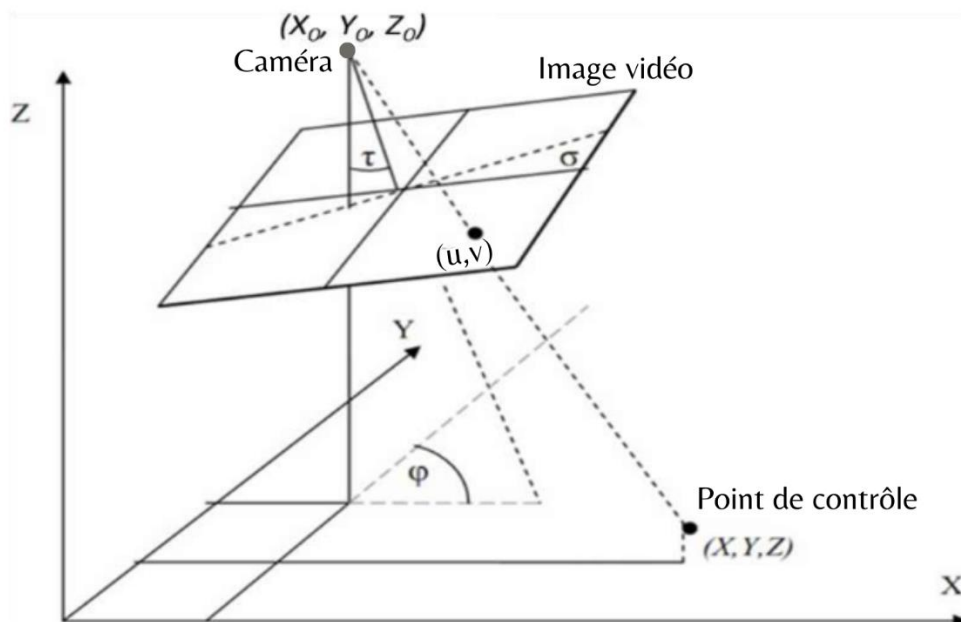


Figure 3-4 : Principe de photogrammétrie : géométrie de base des images vidéo selon Holland et al. (1997). La caméra, située à l'emplacement (X_0, Y_0, Z_0) , est montée à une hauteur Z au-dessus de l'origine, inclinée à un angle τ (tilt) par rapport à la verticale, et suit une rotation selon un angle φ (azimut) par rapport à l'axe y positif. Les points de contrôle au sol (X, Y, Z) sont visibles sur l'image aux coordonnées d'image (u, v) et définissent l'angle σ (roll).

Pour ce faire, les paramètres internes et externes de la caméra doivent être obtenus. Les paramètres internes de la caméra comprennent des éléments tels que la distance focale, le point principal, ainsi que les coefficients de distorsion radiale et tangentielle. La distance focale (f_x , f_y) représente la distance entre la lentille de la caméra et le plan de l'image, exprimée en pixels. Le point principal (PP) est le point où l'axe optique de la caméra croise le plan de l'image, également en pixels. Les coefficients de distorsion radiale (k_1 , k_2 , k_3 , etc.) et tangentielle (p_1 , p_2 , etc.) permettent de modéliser les distorsions de l'objectif de la caméra qui affectent les lignes radiales et tangentes à partir du centre de l'image. Les paramètres externes décrivent la position et l'orientation de la caméra par rapport à un système de coordonnées global. La position de la caméra (X , Y , Z) est exprimée en coordonnées tridimensionnelles, généralement en m, tandis que l'orientation est spécifiée par des rotations autour des axes X , Y et Z , en radians. L'utilisation d'une matrice de transformation permet de combiner ces valeurs pour obtenir la pose complète de la caméra par rapport au système de coordonnées global, facilitant ainsi le géoréférencement des images.

De même, la calibration de la caméra peut être effectuée en deux étapes distinctes (Holland *et al.*, 1997 ; Tsai, 1987): une première étape en laboratoire pour déterminer les paramètres internes de la caméra, suivie d'une deuxième étape qui utilise des points de contrôle obtenus à partir du DGPS sur le terrain pour calculer les paramètres externes de la caméra. Cette calibration de la caméra peut être réalisée selon différentes méthodes, notamment en deux étapes, qui se présente comme une alternative aux méthodes explicites et implicites. Les méthodes explicites visent à estimer directement tous les paramètres de la caméra en termes d'unités physiques, tels que la distance focale, les coefficients de distorsion et la position du centre optique. En revanche, les méthodes implicites calculent des paramètres "intermédiaires" qui n'ont pas de signification physique directe. Ces paramètres intermédiaires sont déterminés en se basant sur des solutions sous forme fermée d'un ensemble d'équations linéaires, et ces méthodes sont similaires à la transformation linéaire

directe (DLT) proposée par Abdel-Aziz et Karara en 1971. Il convient de noter que les méthodes explicites ne tiennent pas nécessairement compte des effets non linéaires tels que la distorsion radiale, qui représente une distorsion le long des lignes radiales à partir du centre de l'image, ainsi que la distorsion tangentielle. Ces deux types de distorsion sont généralement les principales sources d'erreur dans le traitement d'images vidéo par ordinateur, (Karara et Abdel-Aziz, 1974 ; Tsai, 1987). Dans la plupart des techniques de calibration classiques utilisées en photogrammétrie, on observe une prédominance des méthodes explicites (Holland *et al.*, 1997).

Les méthodes de calibration en deux étapes consistent en une solution sous forme fermée pour certains des paramètres de calibration, généralement les paramètres externes de la caméra et la distance focale, tandis que les paramètres restants sont calculés de manière itérative. Une procédure de calibration en deux étapes largement utilisée et efficace est celle proposée par Tsai en 1987. Cette méthode se concentre principalement sur la correction des distorsions radiales de la caméra. Elle suppose que la position du centre optique de la caméra est connue et nécessite une connaissance préalable des dimensions du capteur CCD¹³ de la caméra ainsi que du réseau de tampons de trame de l'ordinateur.

A l'issue de cette transformation des vidéos en images, des images obliques en images géoréférencées. Des indicateurs environnementaux peuvent être extraits.

3.1.3. Les indicateurs extraits des images

La revue de littérature de Plant *et al.* en 2007 (Plant *et al.*, 2007) présente plusieurs variantes d'approches en télédétection par caméra optique en fonction des sites et des indicateurs recherchés. Les publications depuis lors mobilisent largement l'arsenal méthodologique décrit à cette époque (Abessolo Ondo *et al.*, 2016 ; Chang *et al.*,

¹³ Charge Couple Device

2019 ; Ibaceta *et al.*, 2018 ; Ondoa *et al.*, 2019 ; Salmon *et al.*, 2007 ; Thuan *et al.*, 2016 ; Vousdoukas *et al.*, 2011, 2012) L'intelligence artificielle ne semble pas encore investie dans ce type d'instrumentation.

Les observations du système vidéo ont été appliquées à l'extraction de plusieurs paramètres morphologiques et ondulatoires proches du rivage. En utilisant les images vidéo timex, plusieurs études ont analysé les échelles et la morphologie des barres de sable en se basant sur la dissipation sur les crêtes de la barre, étant donné que l'intensité du pixel est proportionnelle à la dissipation locale de l'énergie des vagues (Breaking waves) (Lippmann et Holman, 1989 ; Ruessink *et al.*, 2007 ; van Enckevort et Ruessink, 2003). De manière similaire, les données du système vidéo ont été utilisées pour extraire la localisation du trait de côte. Les mouvements du *swash* au trait de côte peuvent générer de l'écume et produire une bande parallèle au rivage d'intensité lumineuse élevée dans les images à exposition temporelle. Plant et Holman (1997) ont nommé cette bande lumineuse le *ShoreLine Intensity Maximum* (SLIM) (ou maximum d'intensité du trait de côte) dans leur étude réalisée le long de la plage de Duck, en Caroline du Nord. Le SLIM était presque toujours visible et était généralement un excellent proxy pour le trait de côte instantané sur des images panchromatique ou RVB (rouge-vert-bleu). Les coordonnées de la position du trait de côte instantané peuvent alors être calculées et cartographiées. Au cours du cycle de marée on attribue à chacune des positions du rivage instantané un niveau de marée (*tide elevation*) que l'on peut traduire en termes d'informations bathymétriques (Angnuureng, 2016 ; Madsen et Plant, 2001 ; Turki *et al.*, 2013).

Une autre technique pour extraire les traits de côte instantanés à partir de vidéos est le regroupement par intensité des pixels PIC (Aarninkhof *et al.*, 2003). La transition nette de couleur RVB entre les pixels secs (dominés par le rouge) et l'eau (dominés par le bleu ou le vert) est identifiée comme le trait de côte. Cette approche a été développée car la méthode SLIM ne fonctionnait pas très bien sur les plages plus dissipatives.

Les méthodes de détection du trait de côte mentionnées ci-dessus sont sensibles aux vagues et aux conditions d'éclairage. Par exemple, la méthode SLIM de Plant et Holman, (1997) et SLIM-augmenté (ASLIM) (Pianca *et al.*, 2015) est sensible aux variations du niveau de l'eau, qui peuvent amplifier les effets du *setup* et du *runup*, et le brouillard peut réduire la force du signal colorimétrique (Aarninkhof *et al.*, 2003). Malgré cela, les résultats du trait de côte mesuré à partir de vidéos ont été comparables (inférieure à 15 cm), à ceux des relevés topographiques (Aarninkhof *et al.*, 2003 ; Holman et Haller, 2013). Almar *et al.* (2012) présente aussi des résultats pour la validation et la discussion des performances de la méthode vidéo avec notamment la considération des couleurs et de leur ratio (rouge et vert) pour délimiter la ligne d'eau.

3.1.4. Contraintes et adaptation aux spécificités des sites micro-tidaux et coralliens et du récif frangeant de l'Hermitage en particulier

Au démarrage de ces travaux de thèse en 2019, la revue de littérature réalisée nous montre que les installations concernent principalement des littoraux micro-tidaux (Angnuureng *et al.*, 2016, 2018 ; Balouin *et al.*, 2012, 2013 ; Bouvier *et al.*, 2017 ; Di Luccio *et al.*, 2018). Concernant les environnements coralliens récifaux aucune publication ne mentionne l'instrumentation de ce type de plages. Une année après le démarrage de nos travaux, une première publication porte sur une plage de poche d'arrière-récif frangeant en Australie (Risandi *et al.*, 2020). Tout dernièrement, une étude mobilisant un système de vidéos sur un récif frangeant est parue (Laigre *et al.*, 2023b, 2023a) pour étudier le *runup* des vagues et le trait de côte en Guadeloupe dans la région des Caraïbes. Les données vidéos sont intégrées dans l'arsenal de mesures (images satellites, orthophotographies) pour étudier différents traits de côte en particulier la limite de végétation et le TWL : « *total water level* ».

La faible mobilisation des données vidéos sur ce type de littoraux est liée à un a priori sur le faible apport potentiel au vu des caractéristiques environnementales de ce type

de plage. En effet, une plage soumise à un régime microtidal et dotée d'un récif frangeant présente des caractéristiques qui peuvent limiter l'utilisation de la caméra à certains indicateurs, ces zones se distinguant par plusieurs caractéristiques particulières. Tout d'abord, comme dans le cas du site de l'Hermitage, les fluctuations du niveau de l'eau sont relativement faibles, avec une différence souvent maximale de hauteur d'environ 1 m dans l'arrière-récif, ce qui limite la largeur de la zone étudiée et mouillée, par exemple les études de topographie de la plage serait limité à la zone intertidale qui peut être très court selon la pente de la plage. De plus, la présence de *swash* non énergétique, dépourvu d'écume, sur un estran biodétritique caractérisé par un sable de couleur blanche, peut engendrer de la confusion et, par conséquent, introduire de l'incertitude dans les mesures effectuées, les méthodes traditionnelles de détection de la ligne de rivage ne peut être utilisé (SLIM). Les particularités liées à l'environnement peuvent également influencer l'installation de la caméra et son utilisation. En effet, les littoraux récifaux comme c'est le cas de la plaine sédimentaire récifale de Saint-Paul-l'Hermitage, la Saline, sont souvent bordées d'arbres jusqu'au rivage. Cette spécificité est assez commune sur des littoraux tropicaux. A l'Hermitage-La saline, les arbres plantés génèrent des ombres portées et limite la visibilité. De même ces littoraux à forts attraits balnéaires et touristiques sont souvent anthropisés jusqu'au rivage ce qui restreint le nombre de sites d'installation disponibles qui demandent de bénéficier d'un point de vue sur l'estran adapté.

Cependant ces environnements tropicaux et en particulier le site de l'Hermitage offrent aussi des opportunités non négligeables. Le marnage semi-diurne, notamment pendant un même événement de houle, permet de caractériser le forçage à marée haute et à marée basse. Son marnage à inégalité diurne (à priori) peut, lors d'un épisode de houle de plus de 6 heures, présenter des forçages différents pour ce paramètre, ajoutant ainsi une dimension significative à l'analyse.

Dans le cas de La Réunion, il existe deux périodes morphogéniques durant l'année, à savoir les périodes de houles australes et les périodes houles cycloniques, étendent les périodes de mesure pertinente si l'on s'intéresse aux processus morphogéniques et aux vagues de submersion (Mahabot *et al.*, 2017). L'instrumentation d'un site permet de limiter pour un observatoire pérenne le coût des campagnes de terrain pour évaluer les impacts de tel ou tel épisode de fortes houles (9 à 10 cyclones dans la sous-région par an, 15 à 25 jours de houles australes par an (Davy *et al.*, 2016 ; Tulet *et al.*, 2021). Pour des raisons de coût en effet les suivis post tempête ont été mis en stand-by à l'OSU-R depuis 2017.

De plus, en raison de la position géographique de La Réunion en latitude (-21°S), la durée du jour présente peu de variations, oscillant entre environ 13 heures et 30 minutes au solstice d'été (21 décembre) et environ 10 heures et 50 minutes au solstice d'hiver. En zone tempérée l'amplitude de la durée de jour pendant la période d'hiver morphogénique n'est que de 9 h. Toutefois, cette période propice à l'acquisition d'images avec un gain suffisant peut être réduite par deux phénomènes : la "golden hour" constante en début (1 heure après le lever du soleil) et en fin de journée (de 1 à 2 heures avant le coucher du soleil), ainsi que les conditions météorologiques défavorables comme une forte nébulosité en début ou fin de journée et des averses. Ainsi, malgré l'homogénéité à l'échelle de l'année, caractéristique des littoraux de la zone intertropicale, ces phénomènes peuvent influencer la disponibilité des images.

Dans le contexte de l'Hermitage notre ambition était donc multiple : (i) montrer la pertinence de ce type d'instrumentation en contexte microtidal d'arrière-récif frangeant pour la surveillance des changements morphologiques et des forçages météo-marins à long terme, ainsi que pour l'observation de phénomène à court terme comme les *runup* (ii) de définir les protocoles et indicateur pertinents pour réaliser des suivis adaptés aux caractéristiques de ce site.

L'observation de la zone intertidale, en particulier le mouvement de va et vient de la ligne d'eau sur l'estran, doit permettre d'appréhender les changements morphologiques ainsi que les phénomènes de *runup* qui traduisent les conditions de la submersion de l'estran. L'instrumentation actuelle du site dans le cadre du SNO DYNALIT est réalisée sous la forme d'acquisitions semestrielles. Peu d'évènements morphogéniques ont pu faire l'objet d'un suivi de leur impacts (Mahabot *et al.*, 2016). Dans le cadre de suivi DGPS ou drone (mobilisation d'une équipe, autorisation direction générale de l'aviation, ...) l'organisation de campagnes de terrain ne permet pas la réactivité nécessaire pour étudier 1 évènement particulier. En effet, il n'est pas rare que les évènements s'enchainent et ne permettent pas d'acquisition à l'échelle d'un évènement. Enfin on notera que les mesures, ante et post évènement depuis 2012 fournissent peu d'informations sur l'importance des divers processus contribuant à l'érosion observée sur la majeure partie des plages biodétritiques de La Réunion (Mahabot, 2016 ; Mahabot *et al.*, 2016). L'augmentation de la fréquence des mesures par le déploiement de caméra vidéo vise avant tout à améliorer la compréhension des évolutions morphologiques en cours. La section suivante décrit les conditions de son déploiement et de sa mise en œuvre.

3.2. Le Système de Caméra Vidéo de l'Hermitage

L'objectif principal de cette section est la description détaillée du système vidéo déployé et du protocole méthodologique lié à l'utilisation d'une caméra sur le site de l'Hermitage (commune de Saint-Paul, La Réunion) au cœur du site labellisé SNO DYNALIT donc bénéficiant d'acquisition récurrentes de données topographiques. Nous penchons ici sur les conditions de déploiement de la caméra, évaluant à la fois son potentiel et ses limites dans le contexte particulier de notre site d'étude ainsi que des indicateurs choisis pour notre analyse.

La méthodologie générale commence par l'installation du système de caméra vidéo. Ensuite, une étape de prétraitement est effectuée pour produire les premières images « types ». La phase de calibration intervient ensuite pour obtenir les paramètres nécessaires à la rectification des images obliques et au géoréférencement des pixels de l'image. Cette méthodologie se poursuit par une phase dédiée au choix des indicateurs pertinents et à leur production sur des périodes temporelles pertinentes. Ces différentes étapes seront décrites en détail ci-dessous.

3.2.1. Installation du système de caméra vidéo

Pour cette étude, nous avons délibérément opté pour l'installation d'une seule caméra, avec pour objectif d'évaluer son potentiel avant d'envisager des investissements dans des systèmes plus complets. Le choix de l'emplacement pour le positionnement de la caméra est guidé par plusieurs critères, tels que l'existence d'une structure support, la visibilité sur l'estran, l'accès à l'électricité et à internet, et à la conformité avec les règles d'urbanisme en vigueur sur le domaine public maritime (DPM). C'est ainsi que le poste de secours des Maîtres-nageurs sauveteurs (MNS), situé au cœur du site atelier du SNO DYNALIT sur l'estran de la plage de l'Hermitage, à 30 m du pied de plage, a été sélectionné pour l'installation de la caméra en décembre 2019 (Figure 3-5A). Un poteau structurel incliné sur la façade du poste MNS, offre un emplacement idéal, avec un déport vers la plage qui confère à la caméra une vue dégagée sur l'estran, malgré la présence des filaos en haut d'estran et en arrière-plage dont l'ombre portée de la canopée peut masquer une partie de l'estran (diminution du gain de l'image sur les zones ombragées). La caméra est sécurisée et solidement fixée à une hauteur de 8 m sur le poteau, permettant ainsi de couvrir une zone d'intérêt d'environ 50 m en *cross-shore* et 50 m dans une direction *longshore* (Figure 3-5C).

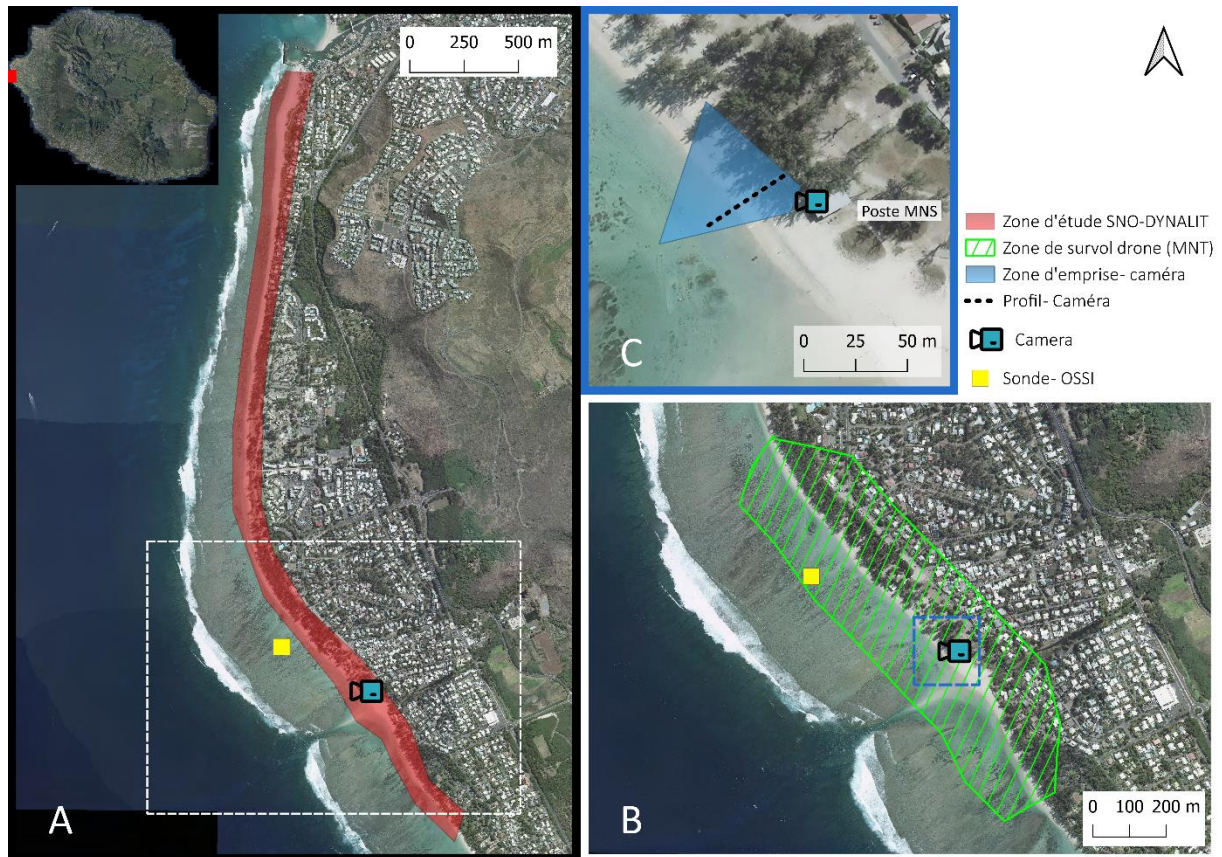


Figure 3-5 : Site d'étude. A – Zone d'étude du SNO DYNALIT – Hermitage, B – Zone du survol drone, C – Emplacement de la caméra au niveau du poste MNS

Dans le but d'assurer la reproductibilité de nos observations, une caméra de type grand public à faible coût, d'un prix d'environ 200 euros, a été choisie. Le modèle sélectionné est le TRENDNET TV-IP319PI. Notre installation (Figure 3-6), offre la possibilité de surveiller en temps réel et de diffuser des vidéos via Internet, ce qui permet un accès à distance flexible à tout moment et en tout lieu. La caméra est également pourvue d'une casquette anti-pluie qui la protège des conditions météorologiques adverses, garantissant ainsi la continuité de nos observations.

La TRENDNET TV-IP319PI est capable d'acquérir des images haute résolution de 3840x2160 pixels (4K) à une fréquence de 2 images par seconde (2 Hz). Ce choix de fréquence a été délibéré, car il permet, d'après la littérature consultée, la capture des phénomènes de courte périodes, tels que les jets de rive (*swash*) de manière adéquate

(Angnuureng *et al.*, 2016 ; Holman, 1981 ; Plant *et al.*, 2007). Il assure une capture suffisamment fréquente des phénomènes morphologiques sans engendrer un volume excessif de données. Notre plage horaire de surveillance s'étend de 6 heures le matin à 18 heures. Les vidéos sont acquises au format H.265 (HEVC - *High Efficiency Video Coding*) et sont encodées en 8 bits par canal RVB (rouge, vert, bleu).

Pendant la campagne d'acquisition qui s'étend de février 2020 à janvier 2021, il convient de noter une interruption survenue du début de septembre 2020 à début octobre 2020. Cette interruption fut due à un problème technique avec la caméra, causé par un acte de vandalisme. Cet événement a nécessité une nouvelle phase de calibration de la caméra car les angles d'acquisition n'ont pu être reproduits à l'identique lors de la réinstallation. La calibration P1, concerne la période de février 2020 à septembre 2020, et P2, couvre la période d'octobre 2020 à janvier 2021.

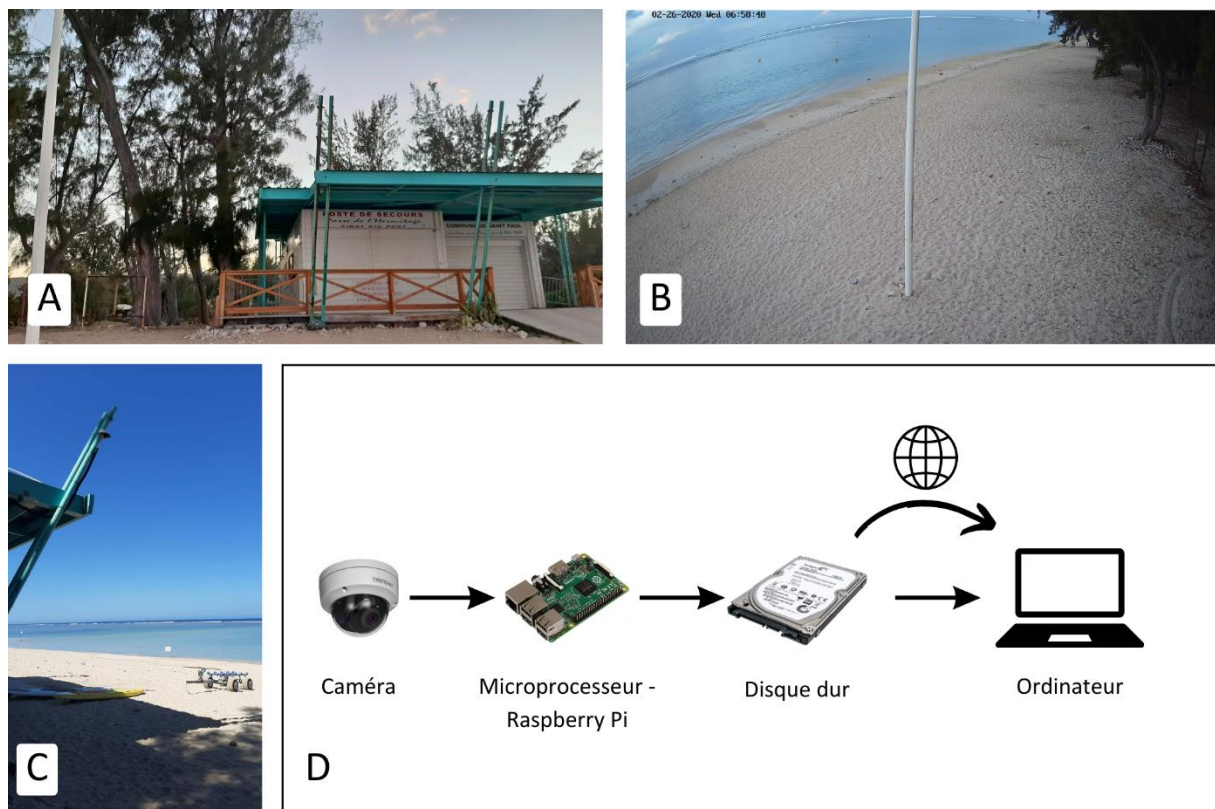


Figure 3-6 : Installation du système caméra. A – Poste MNS vue de face, B – Prise de vue de la caméra, C – Installation de la caméra sur le poste MNS, D – Système complet d'acquisition

Les données brutes, enregistrées sous forme de vidéos, sont stockées sur un disque hébergé dans le poste MNS et accessible à distance via Internet. Chaque vidéo a une taille d'environ 256 Mo et une durée d'environ 10 minutes. Par conséquent, pour une journée complète de surveillance (de 6 heures à 18 heures), cela équivaut à environ 20 Go de données. Sur une année, cette quantité atteint environ 8 To de vidéos. Dans ce contexte, il est judicieux de conserver uniquement les images issues du prétraitement pour des raisons de gestion de mémoire.

Outre la question du poids des données, en France le Règlement général sur la protection des données (RGPD) cadre ce type d'acquisition où des individus pourraient être reconnus. En effet, dans le cadre de l'utilisation de la caméra pour collecter des données sur la morphologie côtière, donc sur l'estran, une procédure stricte s'applique. Elle débute par une déclaration en préfecture et une déclaration au référent RGPD de l'Université de La Réunion, en raison du contexte universitaire de l'étude, qui veillent à la protection des données personnelles. Un protocole leur est transmis pour démontrer le respect de la protection des données personnelles. Étant donné que les images sont transmises via Internet et stockées sur les serveurs de l'Université de La Réunion, il est essentiel de garantir que les personnes visibles sur les images ne soient pas identifiables. À cet effet, l'envoi d'une image type a permis de montrer que les personnes visibles étaient faiblement reconnaissables. Pour une sécurité accrue, seules 3 personnes sont autorisées à regarder les données brutes. Les images moyennées sont quant à elles partagées et partageables, car le processus de traitement floute automatiquement les "objets" mobiles même à faible fréquence (10 minutes). Les images instantanées qui présentent des visages peu reconnaissables seront cependant détruites après la production de données valides. Ainsi, le protocole validé par les référents RGPD garantit le respect de la vie privée tout en permettant la collecte de données précieuses pour l'étude de la morphologie côtière.

3.2.2. Prétraitement, rectification et géoréférencement

A l'issue du prétraitement des vidéos, à l'image de l'ensemble de la littérature sur le sujet, trois types d'images sont produites (Figure 3-3): les images instantanées, les images moyennées, également appelées « timex », et les « *timestacks* ». Le prétraitement a été réalisé sous MATLAB. Il existe un long historique de partages des codes MATLAB sans qu'il soit aujourd'hui possible d'identifier les contributions de chacun. Mon travail s'inscrit dans la continuité de cette pratique avec un emprunt et des modifications sur la partie prétraitement. La démarche des traitements (extraction des indicateurs) est propre à mes travaux de thèse

La technique de calibration de la caméra utilisée dans cette thèse suit une approche en deux étapes comme Tsai en 1987. Cependant pour des raisons pratiques les corrections internes sont obtenus en premier en laboratoire. Les corrections externes sont réalisées dès lors que la caméra est installée sur le site. Ainsi ici, les points de contrôle utilisés pour chacune des deux étapes sont différents. Au final, la méthode utilisée est plus semblable dans son phasage à celle décrite par (Holland *et al.*, 1997).

Sous Matlab, Il existe plusieurs toolbox permettant de réaliser la première étape de calibration. La « Computer Vision » et son application « Camera Calibrator », interne et payante de MATLAB et celle de Bouguet (2001)¹⁴ consultable en ligne jusqu'en 2023 seront comparées dans le cadre de nos travaux pour déterminer la stratégie de correction la plus efficiente. Dans les 2 approches un damier (Noir et blanc) est utilisé pour l'obtention des paramètres internes.

En ce qui concerne les paramètres externes de la caméra, ils sont déterminés à l'aide de la suite MATLAB développée par Bourgault *et al.*, (2020). Cette suite permet

¹⁴ http://www.vision.caltech.edu/bouguetj/calib_doc/.

également le géoréférencement et la rectification des images, offrant ainsi une solution complète pour la calibration et l'analyse des images de la caméra.

3.2.2.1. Paramètres internes

Dans le cadre de cette thèse 3 approches sont testées pour obtenir les paramètres internes : 2 versions de la solution proposée par MATLAB et celle de Bouguet, (2001).

Le damier de calibration est composé de carrés de 38 mm x 38 mm. Ce damier est imprimé sur une surface rigide (ici de l'aluminium) et mate afin d'éliminer tout effet de courbure et de réflexion. Pour déterminer les distorsions à tous les points des images, des images du damier sont capturées par la caméra à différentes distances, orientations et inclinaisons autour des axes vertical et horizontal, comme illustré dans la Figure 3-7.

À la fin de cette première partie de calibration, les résultats incluent les coefficients de distorsion radiale et tangentielle, la longueur focale, le point principal de l'image ou le centre optique, ainsi que les erreurs en pixels. On peut noter dans la Figure 3-8, le fort effet « *fish-eye* », ainsi que la position non-centrée du centre optique, d'où l'importance d'obtenir les paramètres internes de la caméra.

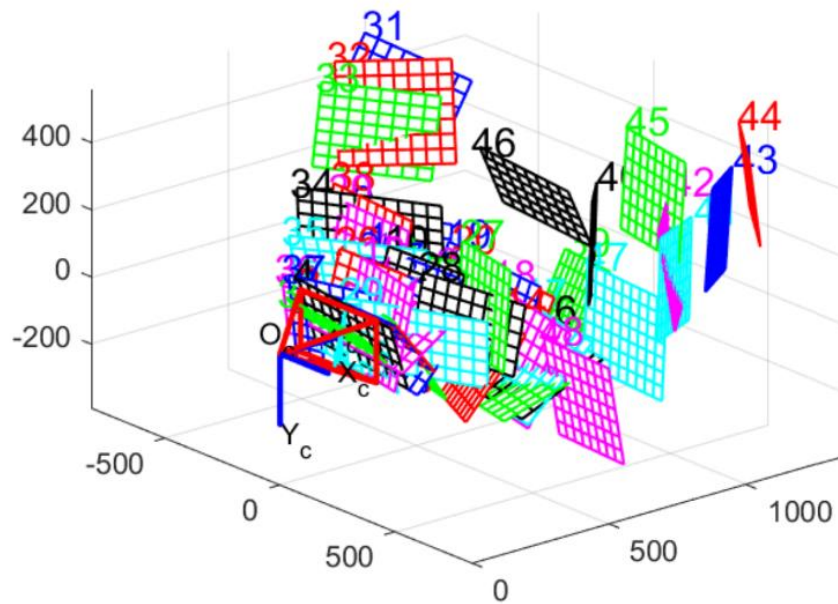
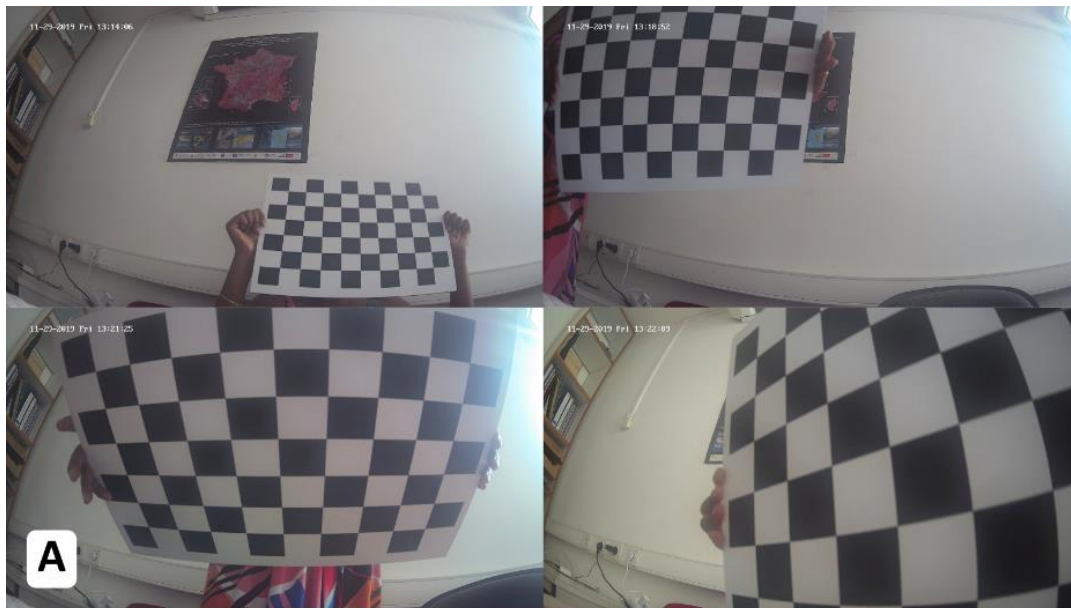


Figure 3-7 : Calibration en laboratoire pour les paramètres internes de la caméra de l'Hermitage A – Les différentes position de la mire. B – modèle proposé par la suite selon la méthode proposée par Bouguet

2001

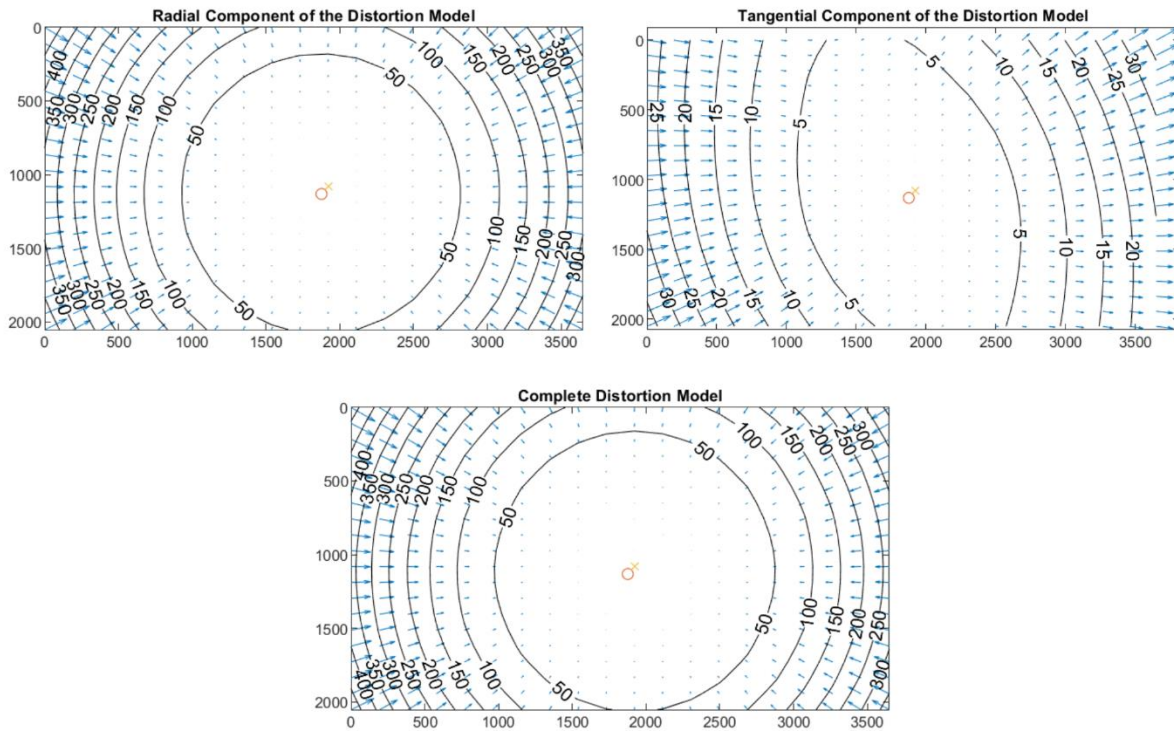


Figure 3-8 : Modèles de distorsion de la caméra utilisée (à partir du Toolbox de Bouguet).

Ces résultats ont été comparés à ceux obtenus avec le « *Computer Vision Toolbox* » de MATLAB, voir Tableau 3-1 . Les résultats montrent que le modèle Bouguet donne des résultats sensiblement similaires (différence de 0,5 -0,7 %) à ceux obtenus avec le *Computer Vision Toolbox* de MATLAB pour la longueur focale et le point principal en y lorsque celui-ci est configuré avec l'option 3 coefficients radiales. De même, le modèle Bouguet génère des coefficients de distorsion radiales sensiblement similaires (différence de 3% pour le premier coefficient) à ceux obtenus avec le *Computer Vision Toolbox* de MATLAB, lorsque celui-ci est configuré avec l'option 2 coefficients radiales.

Tableau 3-1 : Résultats de la calibration et comparaison des toolbox

		Computer Vision Toolbox: Camera Calibrator (MATLAB)		Camera Calibration Toolbox (Bouguet)
Nombre de coefficients de distorsion radiale considéré		3	2	2
Coefficients de distorsion radiale	k1	-0,457	-0,412	-0,400
	Δ k1	0,001	0,002	0,001
	k2	0,23	0,133	0,121
	Δ k2	0,001	0,002	0,001
	k3	-0,0567		
	Δ k3	0,0006		
Coefficients de distorsion tangentielle	k1	0,0013	0,0032	0,0005
	Δ k1	0,0002	0,0004	0,0002
	k2	0,0006	0,0043	0,0026
	Δ k2	0,0001	0,0002	0,0001
Longueur focale (px)	fx	2481,5	2561	2463,3
	Δ fx	3,1	6,9	2,8
	fy	2479,5	2564,5	2467,3
	Δ fy	3,2	6,9	3,0
Centre de l'image/ Point principale (px)	X	2018,2	1936,8	1953,4
	Δ x	2,3	3,4	2,4
	y	1130,1	1105,5	1127,3
	Δ y	2,6	5,3	2,4
Erreur moyenne (px)		0,698	1,44	0,617

La toolbox de Bouguet sera, à partir de là, retenue pour la suite des développements car l'installation d'une caméra à l'Hermitage s'inscrit dans une démarche lowcost.

Les résultats issus de la calibration en laboratoire sont utilisés pour corriger la déformation causée par la lentille de la caméra sur les images capturées (Figure 3-9A), permettant ainsi d'obtenir des images obliques rectifiées (Figure 3-9B).



Figure 3-9 : Correction de la déformation dû aux paramètres internes de la caméra à partir de la toolbox Bouguet A – image originale, B – image corrigée de sa déformation.

3.2.2.2. Paramètres externes

Avec l'aide de l'équipe technique de l'OSU-Réunion, les points de contrôle sur le terrain sont acquis à l'aide d'un DGPS dans la zone d'emprise de la caméra avec une précision de 5 cm (Figure 3-10).



Figure 3-10 : Mesure des points de contrôle au DGPS sur la plage de l'Hermitage

Les images, capturées par la caméra, de ces points de contrôle sont corrigées de leur déformation interne grâce aux résultats de la calibration en laboratoire. Pour obtenir les positions en pixels des points de contrôle sur les images, une sélection manuelle

est effectuée, image par image, afin de localiser précisément le « pied » du récepteur mobile du DGPS. Une fois ces informations recueillies, une correspondance entre les points sur les images et les positions géographiques de ces points obtenues avec le DGPS est établie, et une matrice créée. Ensuite, le script "g_rect.m" de Bourgault *et al.* (2020) est utilisé, avec cette matrice, pour trouver les paramètres externes de la caméra et géoréférencer les images.

Seulement 16 points étaient exploitables sur 20, (Figure 3-11A). En effet, plus on s'éloigne de la caméra, plus l'erreur moyenne augmente. De ce fait, la zone exploitable de la caméra a une dimension de 25 m * 50 m (dans la direction de la caméra et perpendiculaire à la côte respectivement), (Figure 3-11B). Ainsi, en se concentrant sur cette zone, on limite l'erreur moyenne à 13 cm.

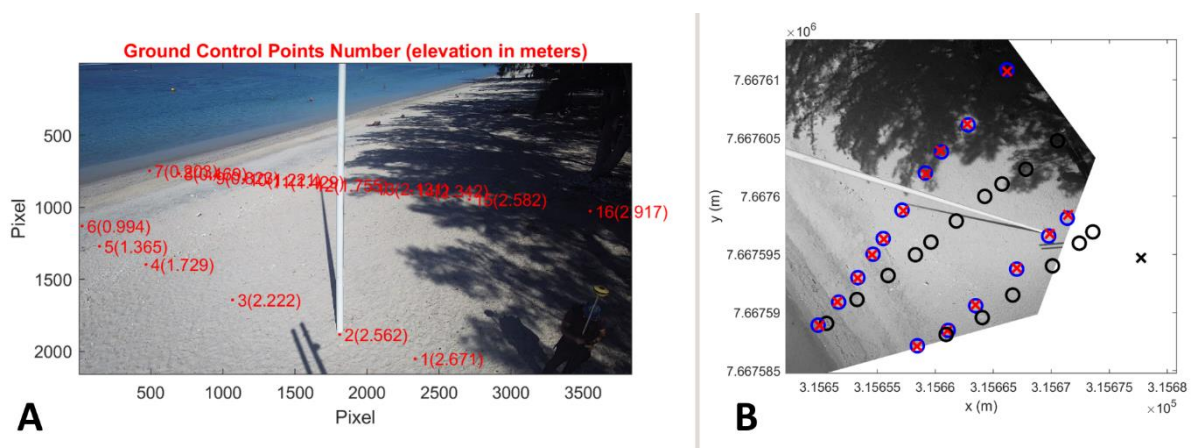


Figure 3-11 : Points de contrôle valides

A – Les points de contrôles sur l'image corrigée de sa déformation

B - Zone de couverture de caméra avec des points de calibration. Les points bleus sont utilisés pour le calibrage initial, les points noirs prennent en compte la hauteur, et les croix magenta sont les résultats obtenus après le calibrage.

À la fin du processus, les coordonnées cartographiques sont obtenues, exprimées en longitudes et latitudes pour chaque pixel d'une image rectifiée, avec une précision de

11 cm en moyenne. Ces données nous permettent de déterminer les coordonnées géographiques de n'importe quel point sur une image rectifiée.

L'écart sur chaque GCP est calculé selon la formule de la distance euclidienne :

$$erreur = \sqrt{(\Delta x)^2 + (\Delta y)^2} \quad \text{Éq. 3}$$

où

$$\Delta x = x_{DGPS} - x_{camera}$$

$$\Delta y = y_{DGPS} - y_{camera}$$

Le Tableau 3-2 présente les erreurs de positionnement sur chaque point et la Figure 3-12 illustre la position des GCPs ainsi que les erreurs associées à chaque point. On remarque un écart plus élevé pour les points 1 et 2, principalement dû au fort fish-eye.

Tableau 3-2 : Erreurs sur chaque GCP

GCP	Δ Longitude	Δ Latitude	Erreur
1	0,07	0,30	0,31
2	0,09	0,18	0,20
3	0,02	0,09	0,09
4	-0,02	0,07	0,08
5	-0,05	0,00	0,05
6	-0,02	-0,05	0,05
7	0,12	-0,03	0,12
8	-0,11	0,02	0,11
9	-0,01	-0,03	0,03
10	-0,11	-0,04	0,11
11	0,05	-0,05	0,07
12	0,12	-0,07	0,13
13	0,07	-0,08	0,11
14	-0,10	0,10	0,14
15	-0,08	0,06	0,10
16	0,03	-0,12	0,13

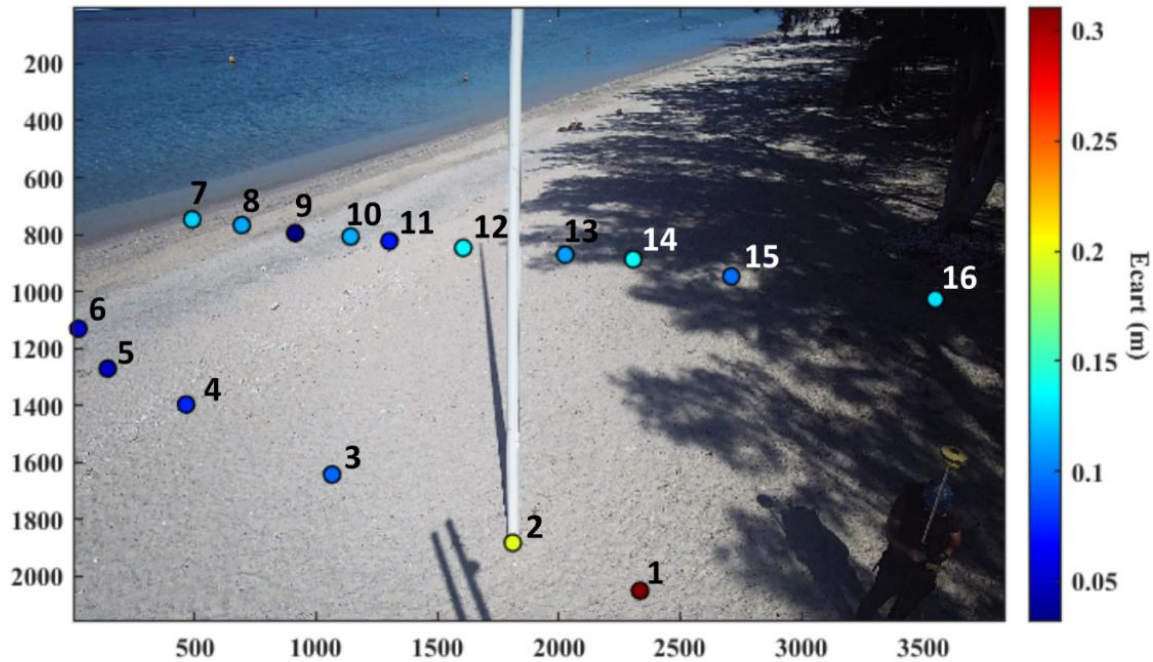


Figure 3-12 : Position des GPS et erreurs

3.2.3. Caractérisation la ligne d'eau, X (m)

Afin de répondre aux questions de recherches énoncées dans la section 1.3, la première donnée considérée est la position de lignes d'eau dont l'ontologie est décrite en 3.2.1. Elles sont calculées par la détermination d'une valeur seuil représentative. Dans cette section, l'obtention de la position de la ligne d'eau à partir des images issues du système caméra est donc décrite.

3.2.3.1. Détermination du seuil de référence pour la ligne d'eau

Les images acquises par la caméra sont des données optiques couleur codées en 8 bits. Chaque pixel de l'image peut avoir une représentation décomposée en Rouge Vert Bleu (RVB), avec une plage de valeurs allant de 0 à 255 pour chaque bande. Pour ce type d'image (Almar *et al.*, 2012) propose d'utiliser le ratio de valeurs Rouge sur Vert pour différencier les zones de sable et d'eau. On peut remarquer que ce protocole s'inspire du calcul de l'indice de brillance sur images multispectrales satellitaires ou la

bande bleue est rarement acquise en raison du rapport signal sur bruit défavorable (Hu *et al.*, 2012)

Afin de définir les classes de valeurs spécifiques (ratio R/V), associées à chaque élément de condition de l'estran, qui permettront de définir par la suite la limite eau-sable, 430 images d'entrées sont utilisées pour calibrer une classification en 4 classes : sable sec (A), sable mouillé (B), zones d'incertitude- faible pellicule d'eau sur l'estran (C), eau (D) (Figure 3-13). Le calcul d'un seuil unique à partir de ses images d'entrée permet par la suite un gain de temps car, dans de bonnes conditions d'éclairage, la détection de la limite eau-sable sera réalisée automatiquement. Elle est aussi inspirée du traitement d'images satellites de type classification supervisée avec parcelles d'entraînement (ROI).



Figure 3-13 : Sélection des régions d'intérêt A – Sable sec, B – Sable mouillé, C – Pied de plage, D – Mer/eau

A partir des 430 images d'entrée, les zones A et B, identifiées comme des zones de sables, ont une valeur moyenne et un écart type du ratio rouge sur verte de $1,00 \pm 0,05$ pour la zone A et $1,01 \pm 0,06$ pour la zone B, (Figure 3-14). La zone C, recouverte à

marée haute par environ 10 cm d'eau et seulement environ 5 cm à marée basse présente une plus grande variabilité, avec une moyenne et un écart type de $0,88 \pm 0,10$. La zone D, toujours en eau, affiche un ratio de $0,70 \pm 0,05$. la courbe normalisée des ratios rouge sur vert permet d'établir une distinction claire entre l'eau et le sable, qu'ils soient mouillés ou secs, (Figure 3-14). Sur cette base, le seuil choisi pour identifier la limite eau/sable est 1.

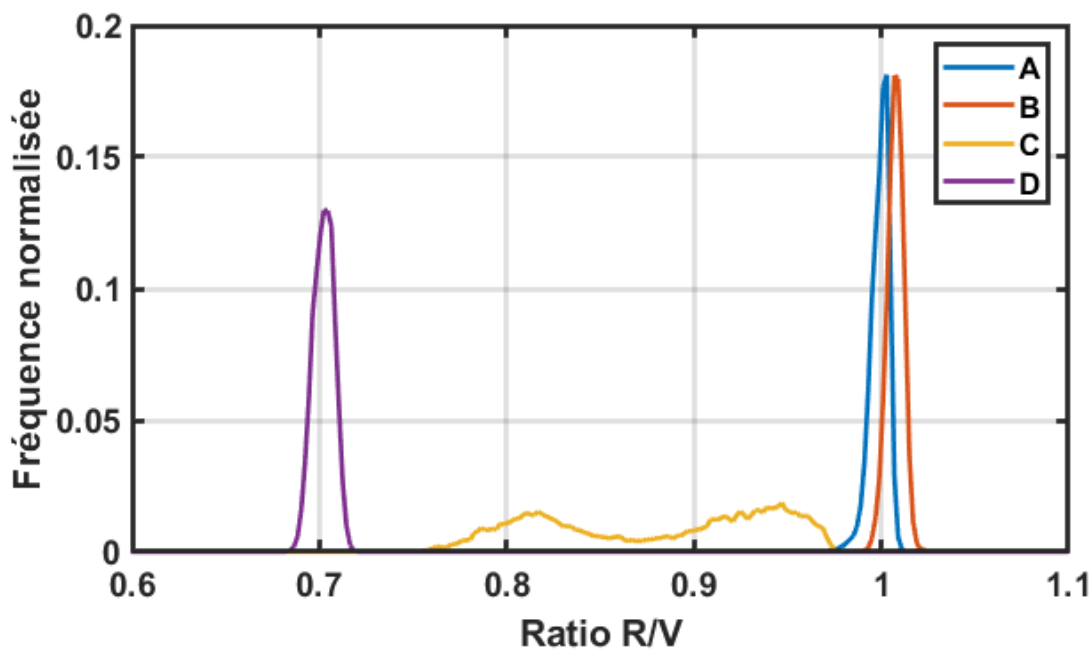


Figure 3-14 : Courbe normalisée des ratios Rouge/Vert pour les zones A, B, C et D

3.2.3.2. Détermination de la position de la ligne d'eau

La position de la ligne d'eau, est étudiée à partir de sa position sur un transect *cross-shore*. Les points géographiques définis pour le transect sont donnés dans le Tableau 3-3 exprimés dans le système RGR92 (Réseau Géodésique de la Réunion 1992), basé sur la projection cartographique UTM 40 en m

Tableau 3-3 : Coordonnées des extrémités du transect

	X (m)	Y (m)
Point 1 (dans l'eau) :	315629,481	7667582,951
Point 2 (sur l'estran, au pied des filaos) :	315665,858	7667609,101

Ces points ont été sélectionnés pour définir un transect *cross-shore* qui s'étend sur une distance de 45 m, couvrant à la fois l'estran et une partie de la mer. Le choix de ces points non loin de la caméra vise à réduire les incertitudes dans les mesures.

La Figure 3-15 illustre la disposition du transect *cross-shore*, tandis que la Figure 3-16 montre la zone couverte par le transect de référence.

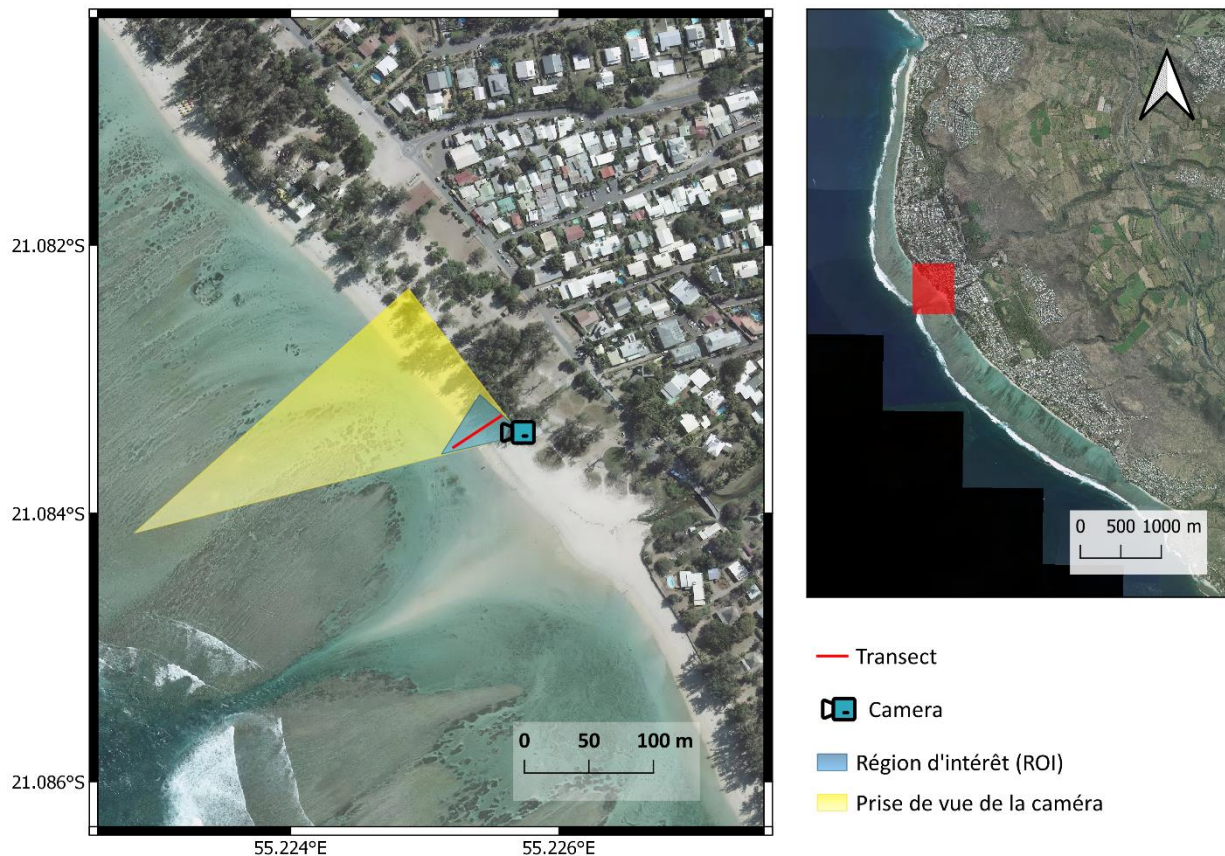


Figure 3-15 : Localisation géographique du transect de référence

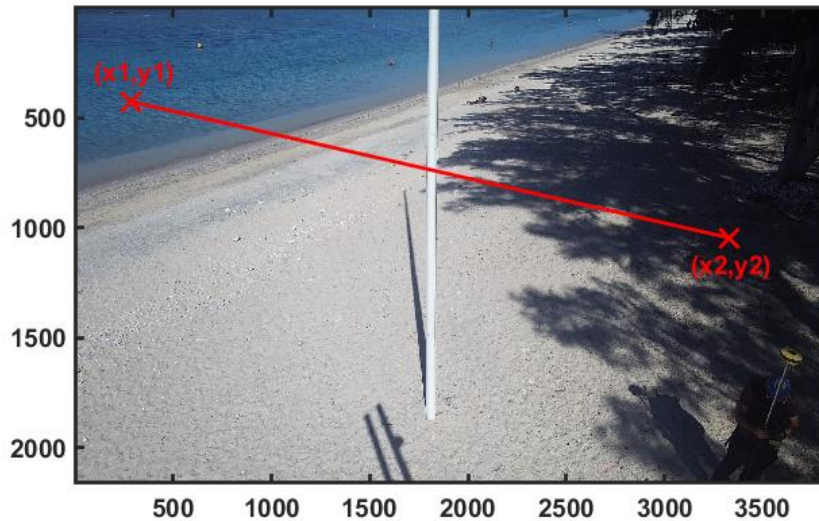


Figure 3-16 : Position du transect sur l'image caméra

Les transects ont été extraits à partir des images en utilisant les coordonnées des points géographiques (x_1, y_1) et (x_2, y_2) , qui ont été convertis en pixels en utilisant les données de calibration. Pour la période P1, les points de pixel correspondants sont $(284, 3331)$ et $(425, 1045)$, tandis que pour la période P2, les points de pixel sont $(171, 3242)$ et $(463, 1112)$. Les profils obtenus sont "empilés" pour créer des « timestack », présenté dans la Figure 3-17A. Dans notre étude un timestack fait à partir d'images moyennées peut comprendre jusqu'à 95 transects. Les timestacks instantanés issus de la phase de prétraitement contiennent jusqu'à 1041 transects. Ainsi, 24763 transects d'images moyennées ont été extraits dans le cadre de cette étude et 675591 transects instantanés.

Le ratio Rouge/Vert est calculé pour tous les pixels de chaque timestack. Chaque ligne du timestack est parcourue, et les valeurs de ratio sont comparées à la valeur seuil. Lorsque la valeur seuil est atteinte, on obtient la distance *cross-shore* de la ligne d'eau qui est mesurée par rapport au premier point sur la ligne de pixels, où zéro correspond au début du transect. Ainsi, la délimitation de la ligne d'eau est obtenue de manière semi-automatique, en effectuant un premier passage pour obtenir une première approximation avec le seuil défini dans la section précédente, puis en ajustant

manuellement le ratio Rouge/Vert lorsque la délimitation est incorrecte. Dans la majeure partie des cas, l'ajustement intervient, comme énoncé plus haut, durant des moments de plus de basse luminosité. Enfin, les données sont converties en unités métriques en utilisant les matrices obtenues à partir du processus de calibration à l'aide de la *toolbox* de Bourgault *et al.*, (2020).

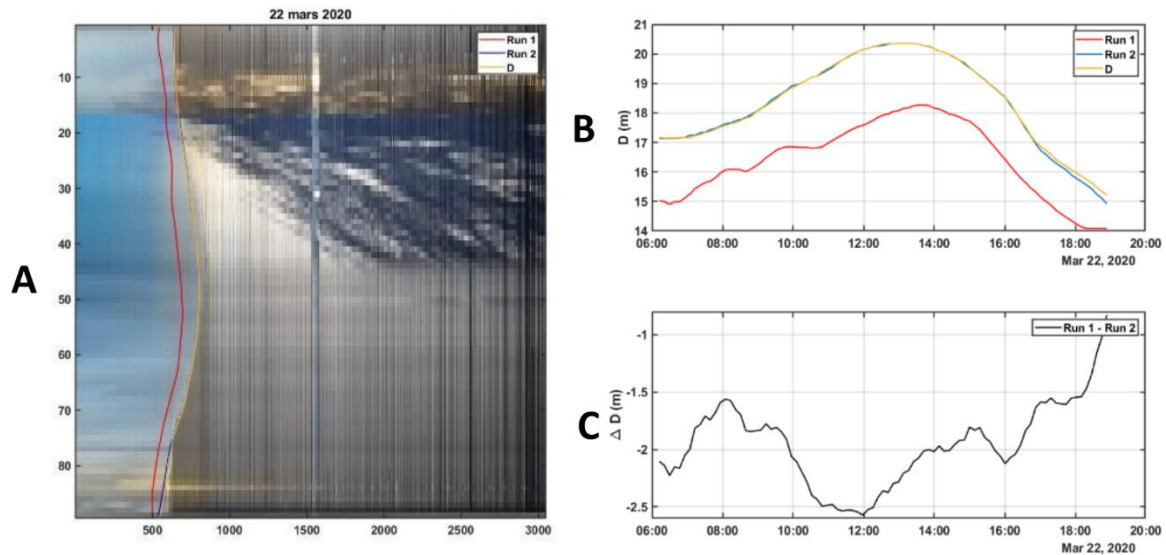


Figure 3-17 : Exemple de délimitation de la ligne d'eau. La délimitation automatique est indiquée en rouge avec un seuil de 0,9. En bleu, la délimitation automatique est affichée avec un seuil de 1. En jaune, la délimitation est effectuée avec un ajustement manuel.

3.2.4. Définition des indicateurs

Comme énoncé précédemment, la première donnée extraite de la caméra dans cette étude est la distance *cross-shore* de la ligne d'eau (en rouge sur la Figure 3-18a). Cette distance peut être obtenue : (i) à partir des transects issus des images moyennes pour chaque séquence vidéo enregistrée de 256 Mo correspondant à environ 10 minutes donnant l'information de la ligne d'eau moyenne sur 10 min (ii) à partir des timestacks instantanés issus de la phase de prétraitement des vidéos : une valeur toutes les 0,5 s donnant accès à l'extension du jet de rive résolue en temps (Figure 3-18b)

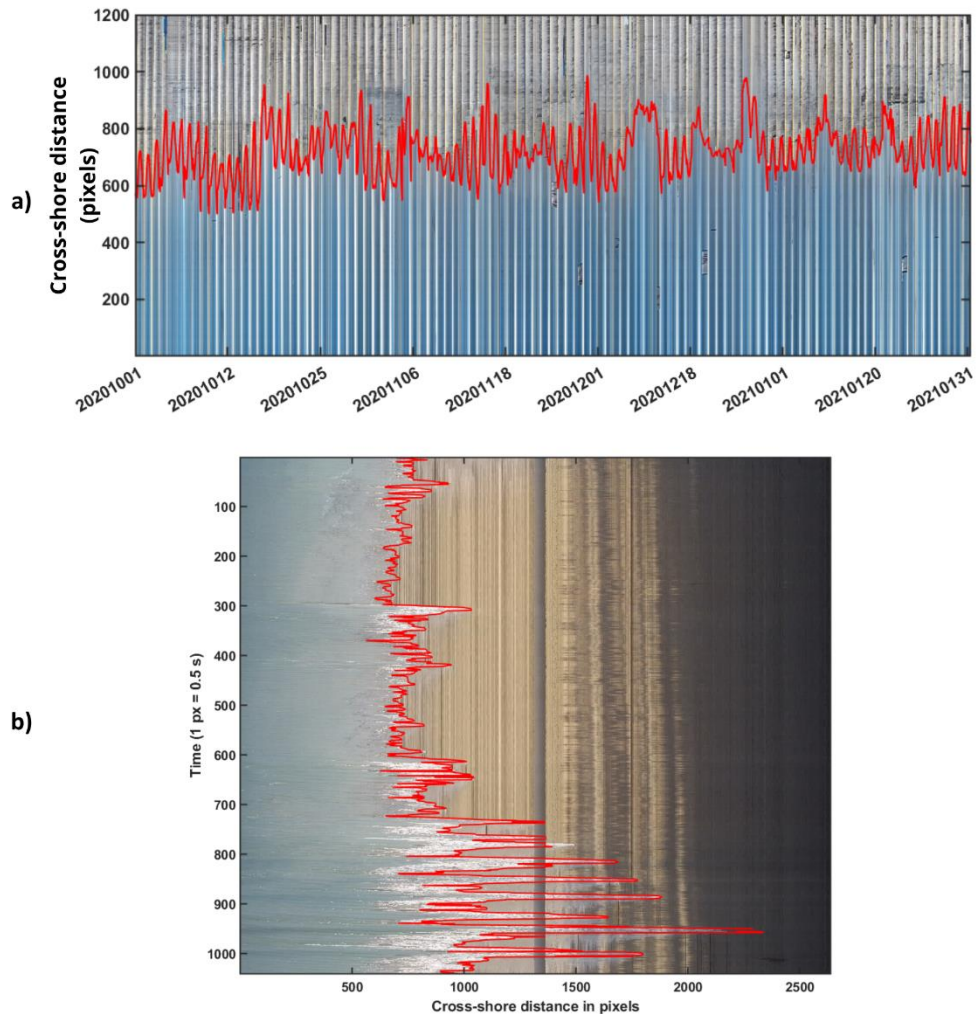


Figure 3-18 : Exemples de timestacks (a) issus des images timex, (b) issus des vidéos brutes

La position de la ligne d'eau sur l'estran est influencée par plusieurs facteurs : la marée, les conditions de surcote (facteurs météo), le *setup* et le *swash*. La démarche classique consiste à associer la ligne d'eau mesurée à la hauteur d'eau correspondant à un niveau de marées pour déterminer son altitude (z), en l'absence de houle (donc lorsque le *setup* est nul) (Plant et Holman, 1997 ; Turki *et al.*, 2013). Dans le cas de récifs frangeants, où le *setup* montre une faible variabilité spatiale à l'échelle du récif (de la crête récifale à la dépression d'arrière-récif) (Bruch *et al.*, 2022), l'affectation d'une valeur z (altitudinale) à la position de la ligne d'eau moyenne peut être faite grâce à

l'installation de capteurs de pression à l'intérieur du récif (Laigre, 2023). Cette méthode permet une traduction des distances *cross-shore* des lignes d'eau en valeurs altitudinales, élément essentiel pour une analyse détaillée de la morphologie côtière. La présence de la sonde permet en outre d'avoir les données sur l'évolution du niveau d'eau et des vagues dans le récif.

Au final, la comparaison des distances *cross-shore* de la ligne d'eau d'un jour à l'autre à une altitude constante (exemples : du niveau moyen 0m à +/-0,3 m –IGN89 par rapport au niveau moyen), permet d'analyser la variabilité de la ligne de rivage pour un même niveau d'eau et donc la cinématique de l'estran (Figure 3-19). En collectant des données à plusieurs niveaux d'eau, c'est-à-dire à différentes altitudes, il est possible de déterminer le profil de la plage dans la zone intertidale pour un cycle de marée par

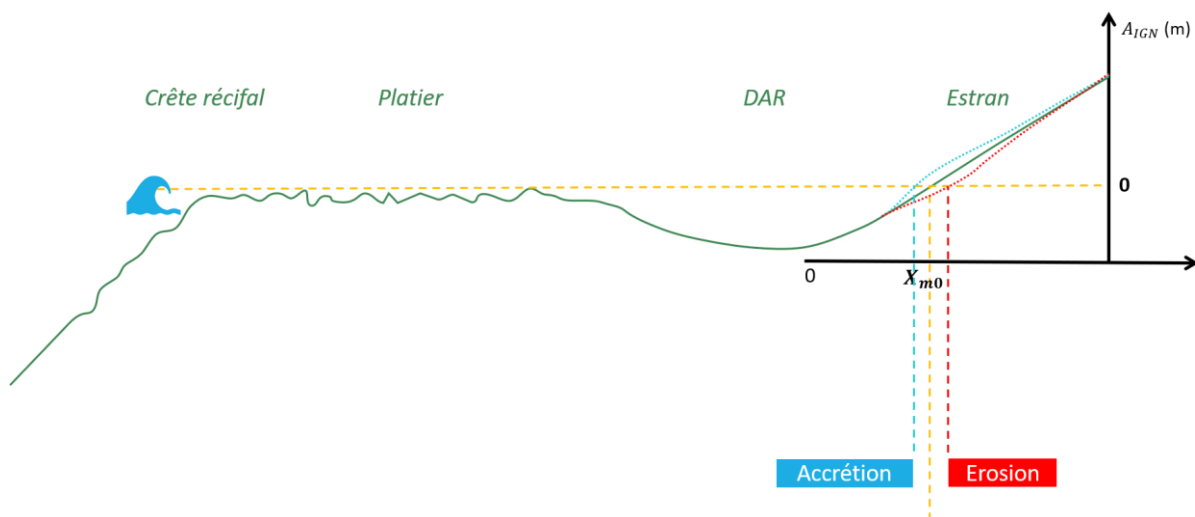


Figure 3-19 : Schéma conceptuel pour les indicateurs

Donc, associée à des mesures de hauteurs d'eau dans la dépression arrière-récif (DAR), la distance *cross-shore* de la ligne d'eau, offre deux autres indicateurs significatifs : (i) elle sert de proxy pour l'étude de la position du rivage (souvent appelé shoreline dans la littérature) pour une hauteur d'eau donnée et (ii) elle permet d'obtenir des profils de la zone intertidale. Pour cela, les timestacks issus des images moyennes seront utilisés. Ces aspects seront explorés en détail dans le Chapitre 4.

Quant à la distance *cross-shore* instantanée de la ligne d'eau, elle sera employée pour quantifier le *runup* sur l'estran. Les valeurs horizontales de la distance *cross-shore* instantanée de la ligne d'eau sont converties en valeurs verticales à partir d'un profil de plage, et cette procédure sera discutée dans le Chapitre 5 de cette étude. Avant cela il nous est nécessaire de présenter les données mobilisées pour caractériser les conditions hydrodynamiques.

3.3. Caractérisation des conditions hydrodynamiques

Pour quantifier l'hydrodynamisme pendant la période d'étude, plusieurs données ont été mobilisées (Figure 3-20). Les données sur l'état de la mer ont été obtenues à partir du modèle Wave Watch III. Pour la marée, les données téléchargées sur le site du SHOM¹⁵ pour le marégraphe de La Pointe des Galets (Le Port) sont utilisées. En ce qui concerne les niveaux d'eau et les conditions spécifiques au récif, les relevés de la sonde de pression. L'ensemble des données ont été traitées sous MATLAB.

¹⁵ <https://data.shom.fr/donnees/refmar/download> consulté le 15 avril 2024

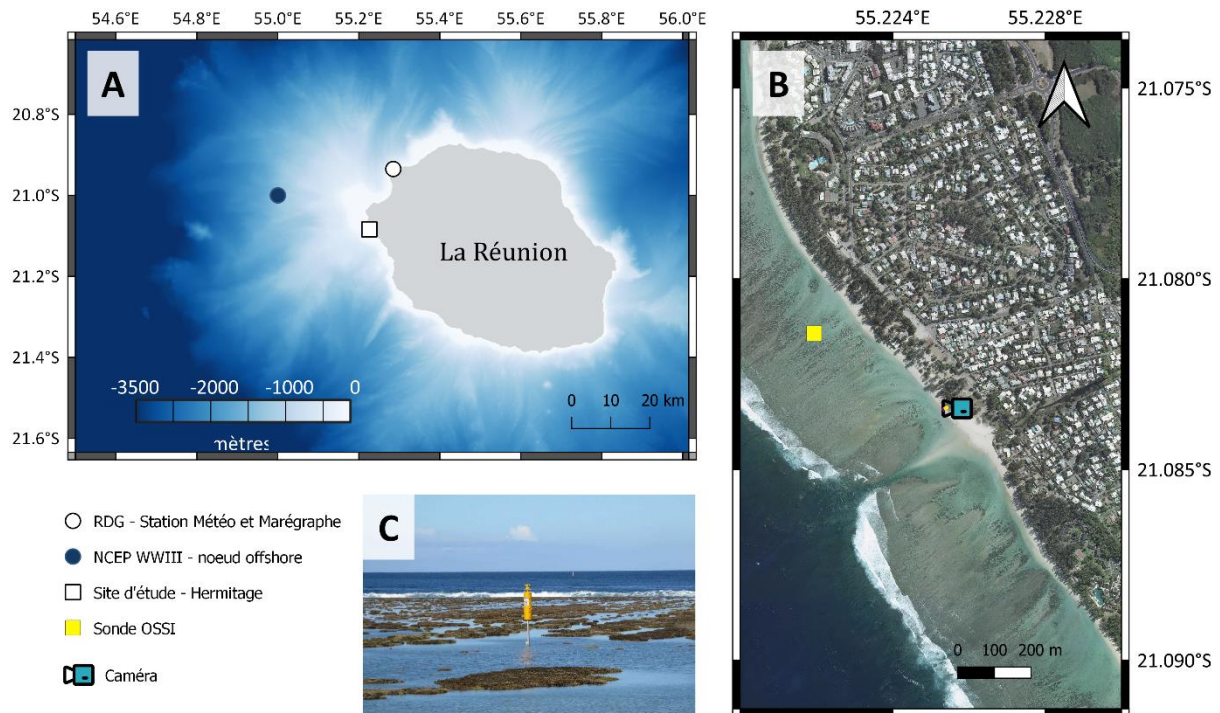


Figure 3-20 : Localisations des différents points de mesures des données hydrodynamiques. A – Localisation du marégraphe et de la station météo à Le Port et la position du nœud offshore NCEP WWIII, sur fond de carte MNT Bathymétrique de la façade réunion (SHOM), B – Zoom sur le site d'étude, avec la localisation de la sonde sur la balise de la RNMR et la caméra, sur fond de carte BD Topo 2017 (IGN) C – image de la balise de la RNMR dans l'arrière-récif de l'Hermitage, source : RNMR

3.3.1. Données hydrodynamiques à l'intérieur du récif

Dans le cadre de cette étude, une sonde de pression de type Wave Gauge OSSI-010-003C (Figure 3-21), a été fixée sur la balise de la Réserve Naturelle Marine (RNMR), situé au point 55.22°E et 21.08°S à environ 450 m de la caméra (à une distance de 125 m de la côte) et à une position verticale de -0.986 m IGN89. Sa position a été précisément mesurées par DGPS. Elle a fait l'objet d'une maintenance régulière, généralement tous les 50 jours, en fonction de la durée de vie de la batterie. Elle a fonctionné durant les périodes du 26 février au 6 Avril 2020, du 3 octobre au 21 novembre 2020 et du 2 décembre 2020 au 22 janvier 2021. La période de rupture en 2020 est liée au confinement lié à la crise Covid.

Cet instrument est un capteur de pression submersible autonome et alimenté par sa batterie. Il combine un capteur de pression très stable, une carte mémoire Compact Flash, un emballage robuste et étanche et un pack de piles alcalines 12 ou 28. Le microprocesseur basse consommation enregistre jusqu'à 2 Go de données sur une Compact Flash au format ASCII ou binaire avec heure et date. La carte peut être facilement enlevé et lu sur n'importe quel PC avec un lecteur de carte Compact Flash standard. La fréquence d'acquisition des données a été configurée à 10 Hz et enregistre pour chaque campagne 51 jours de données en moyenne.



Figure 3-21 : Wave Gauge OSSI-010-003C

La sonde pression permet de calculer des spectres de vagues et les paramètres moyens de la houle, tels que la hauteur et la période, pour différentes bandes de fréquences. Les données de pression sont corrigées pour la pression atmosphérique moyenne au niveau de la mer, enregistrée à la station Météo France « Le Port ». La hauteur de l'eau est ensuite déterminée en utilisant la théorie des ondes linéaires, conformément aux travaux de Bishop and Donelan (1987) et Homma et al. (1966), (Bruch *et al.*, 2022). Dans une étape ultérieure, les données sont analysées en séparant les composantes de marée, de houle gravitaire (SS), infragravitaire (IG) et Very-Low Frequency Waves (VLF),

Tableau 3-4

Tableau 3-4 : Bandes de fréquences pour les composantes SS, IG et VLF

Composantes	Fréquence (Hz)
Gravitaire (SS ou GW)	> 0,04
Infragravitaires (IG)	0,004 – 0,04
Très basse fréquence (VLF)	< 0,004

L'élévation moyenne de la surface de l'eau, notée A_{IGN} , est extraite en appliquant une moyenne glissante sur 15 minutes du signal. Les transformées de Fourier des variations du niveau d'eau par rapport à la moyenne sont utilisées pour obtenir le spectre des vagues et les paramètres moyens des vagues. Étant donné que le signal n'est pas parfaitement périodique, il existe un risque de fuite qui pourrait induire des artefacts dans le spectre résultant. Pour éviter cela, une fenêtre de Hamming est appliquée au signal, ce qui réduit la valeur sur les bords. Une moyenne est ensuite réalisée sur plusieurs spectres adjacents avec un chevauchement de 50%. La période moyenne pour cette analyse est de 30 minutes pour la bande incidente, conformément à Pierson and Marks (1952). Les paramètres spectraux moyens des vagues, tels que la hauteur significative H_s et la période moyenne spectrale équivalente $T_{m0,-1}$, sont ensuite calculés pour chaque bande de fréquences, SS, IG, et VLF, Tableau 3-4, conformément aux normes de l'I.W.G (1989).

Pour obtenir les hauteurs significatives des houles gravitaires, une longueur de fenêtre spectrale de 4096 et une durée d'analyse spectrale de 30 minutes ont été utilisées. Pour les données sur les houles infragravitaires (IG) et les houles de très basses fréquences (VLF), une longueur de fenêtre spectrale de 32768 et une durée d'analyse spectrale de 180 minutes ont été employées. Le choix de ces paramètres dépend des caractéristiques du signal enregistré, telles que sa périodicité et sa résolution temporelle, visant à optimiser la précision des mesures.

À partir de ces données traitées, les hauteurs significatives des houles et les fréquences associées sont calculées. Ce processus permet d'obtenir des données précises et fiables sur les hauteurs d'eau dans l'arrière-récif, qui peuvent ensuite être utilisées en conjonction avec les images de la caméra pour étudier la morphologie de la plage et le niveau d'eau à la côte.

3.3.2. L'état de la mer à l'extérieur du récif : WaveWatch III

Les données du modèle numérique Wave Watch III¹⁶ (WWIII) ont été utilisées. WWIII est un modèle de prévision de la houle de troisième génération développé par la NOAA/NCEP. Pour cette analyse, les données au nœud situé en 21° de latitude sud et 55° de longitude est ont été sélectionnées. Ces données comprennent la hauteur significative de la houle, les périodes et les directions, et sont récupérés à un pas horaire.

3.3.3. Données du Marégraphe de la pointe des Galets - REFMAR

Les données sur les niveaux d'eau de marée proviennent de la base de données REFMAR (Réseaux de référence des observations marégraphiques) pour le marégraphe situé à la Pointe des Galets, par 55,285°E et 20,935°S, à 17 km à vol d'oiseau de notre site. Ces observations sont réalisées en collaboration entre le SHOM (Service Hydrographique et Océanographique de la Marine), la DEAL Réunion (Direction de l'Environnement, de l'Aménagement et du Logement de La Réunion) et Météo France. Ces données sont rendues accessibles au public via le site web du SHOM. Ces données téléchargées en .txt incluent des informations telles que la date et l'heure (Fuseau horaire : UTC) ainsi que les mesures de la hauteur d'eau au Zéro hydrographique (ZH). L'écart entre le ZH et le zéro IGN89 est de -0,554 m. Pour cette analyse, seules les données validées, recueillies avec un intervalle horaire, ont été utilisées.

¹⁶ <https://polar.ncep.noaa.gov/waves/ensemble/download.shtml>

3.4. Sélection des périodes d'études

La sélection des périodes d'étude a été guidée par les périodes d'instrumentation et le contexte hydro climatique de la période. L'étude est principalement centrée sur les évènements à potentiel morphogène ou de submersion.

3.4.1. Les évènements climatiques de la période d'étude

Pour l'analyse des évènements climatiques, notre période d'étude s'étend de janvier 2020 à janvier 2021, couvrant deux demi-saisons estivales australes : celle de fin 2019/2020 (de janvier 2020 à avril 2020) et celle de début 2020/2021 (de novembre 2020 à janvier 2021), ainsi qu'une saison d'hiver Austral de mai 2020 à octobre 2020. Durant ces saisons les évènements morphogènes peuvent être liées aux cyclones, aux houles australes et aux forçages éoliens.

3.4.1.1. Les évènements cycloniques 2020-2021

L'analyse des évènements cycloniques est faite à partir des données issues des bulletins climatologique mensuels de Météo France. Pour la caractérisation des phénomènes cycloniques ont été retenus 3 critères, la distance de passage au plus près de l'île, la position, la classification de l'évènement. Notre période d'étude s'étend sur deux saisons cycloniques, à cheval entre la saison 2019/2020 et la saison 2020/2021. De janvier 2020 à janvier 2021, la côte ouest de La Réunion n'a pas directement subi l'impact de cyclones (Figure 3-22). Néanmoins, plusieurs systèmes ont influencé la région du Sud-Ouest de l'océan Indien.

Pour la première saison, entre janvier et avril 2020, sept systèmes dépressionnaires ont affecté le sud-ouest de l'océan Indien, dont six ont été baptisés. La Réunion a été impactée en janvier par un minimum dépressionnaire et la Tempête Tropicale Modérée Diane, qui a transité à 180 km au nord de l'île, provoquant des averses intenses dans le Sud Sauvage et le Sud-Ouest de l'île. Fin janvier, une autre dépression est devenue

la Tempête Tropicale Modérée Esami, passant loin à l'est-sud-est de La Réunion. En février, les systèmes Francisco et Gabekile ont été baptisés loin des Mascareignes, avec Francisco à environ 1400 km à l'est-nord-est de La Réunion et Gabekile à plus de 2000 km à l'est. En mars, la Tempête Tropicale Modérée Herold a atteint son intensité maximale de Cyclone Tropical, passant à environ 450 km au nord-est de La Réunion. En avril, les Tempêtes Tropicales Modérées Irondro et Jeruto se sont formées, avec Irondro à environ 1750 km à l'est-nord-est de La Réunion et Jeruto à plus de 3000 km à l'est de l'île.

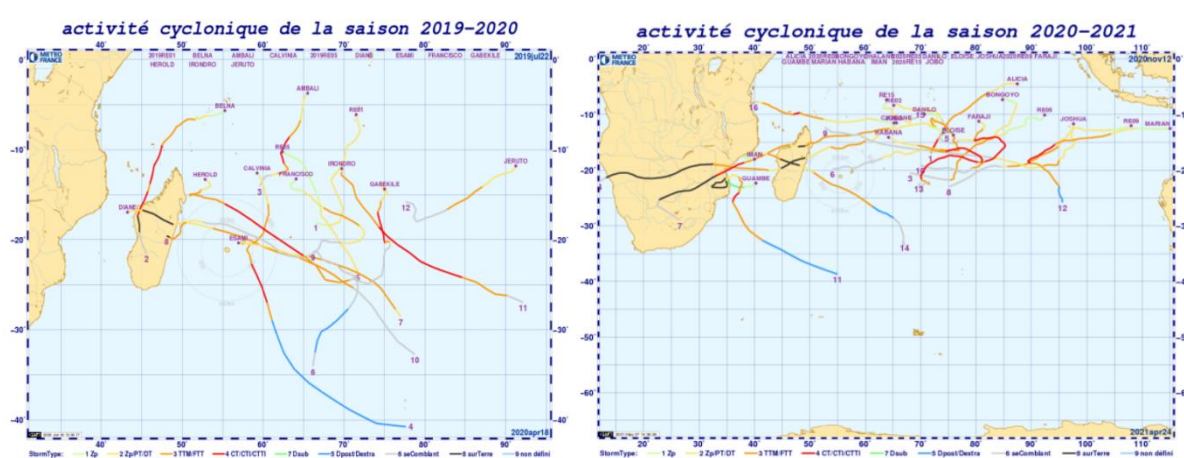


Figure 3-22 : Activité cyclonique pour les saisons 2019-2020 et 2020-2021

Pour la saison 2020/2021, de novembre 2020 à janvier 2021, quatre systèmes ont impacté le sud-ouest de l'océan Indien. En novembre, la Tempête Tropicale Modérée Alicia a évolué jusqu'au stade de Cyclone Tropical à 3150 km à l'est-nord-est de La Réunion. En décembre, la Tempête Tropicale Modérée Bongoyo, formée à 2850 km à l'est, a atteint le stade maximal de Forte Tempête Tropical. La dépression résiduelle a engendré la plupart des pluies de la deuxième décennie de décembre, passant au nord de La Réunion. La Tempête Tropicale Modérée Chalane, initialement à 750 km au nord-nord-est, est devenue une simple Dépression Tropical en traversant Madagascar. Toutefois, dans le Canal du Mozambique, elle a repris de l'intensité pour atteindre le stade maximal de Forte Tempête Tropical, touchant la côte est du Mozambique sans

causer d'impact majeur. En janvier 2021, le système Éloïse, situé à environ 1200 km au nord-est de La Réunion, a traversé Madagascar en tant que Forte Tempête Tropicale, atteignant le stade de Cyclone Tropical avant de frapper la zone côtière du centre du Mozambique, causant d'importants dégâts avec environ 250 000 sinistrés. Les houles cycloniques générées par ces systèmes n'impactent pas la côte ouest de La Réunion. Cependant, pendant l'été austral, d'autres houles, principalement du Sud-Ouest, affectent la côte ouest, incluant ainsi notre zone d'étude.

3.4.1.2. Vents

Pendant la période d'étude, les données de vents sont recueillies auprès de Météo France¹⁷ à la station de Le Port. Sans évènement cyclonique marquant à l'échelle de l'île, les vents sont analysés saisonnièrement.

La moyenne des vitesses de vents (donnée moyenne sur une période de 10 minutes) s'est établie à 2,76 m/s, avec une médiane de 2,2 m/s et un écart-type de 1,96 m/s. Le pic de vitesse moyenne maximale, atteignant 15,2 m/s, a été enregistré le 3 septembre 2020. Concernant les valeurs de la vitesse du vent instantané maximum horaire, la moyenne sur la période d'étude s'élève à 5,57 m/s, avec un écart-type de 3,01 m/s. Le point culminant de cette vitesse maximale instantanée, atteignant 23,5 m/s, a également été observé le 3 septembre 2020, avec une direction dominante fixée à 210°.

En été, la vitesse moyenne des vents atteint 2,87 m/s, avec un écart-type de 2,09 m/s et un maximum enregistré le 1er décembre à 13,6 m/s. En hiver, cette moyenne s'élève à 2,63 m/s, avec un écart-type de 1,79 m/s et un maximum de 15,2 m/s le 3 septembre 2020. Les vitesses maximales instantanées horaires montrent une moyenne de 5,81 m/s en été contre 5,3 m/s en hiver, avec un pic à 22 m/s le 25 janvier 2020 en été et 23,5

¹⁷ <https://meteo.data.gouv.fr/>

m/s le 3 septembre en hiver. La direction moyenne des vents est de 164° en été et de 165° en hiver (Figure 3-23).

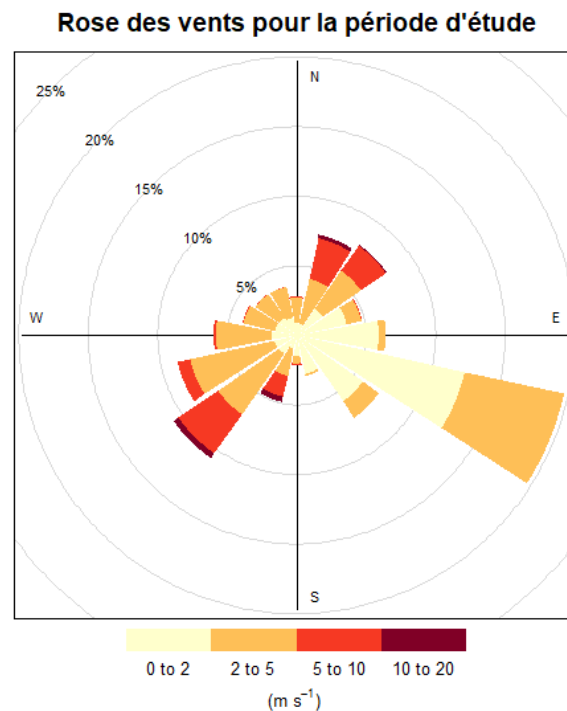


Figure 3-23 : Rose des vents à partir des données Météo France, vent moyenne sur 10 minutes pour la période d'étude

3.4.1.3. Les évènements de houles

Au cours de la période d'étude s'étendant de janvier 2020 à janvier 2021, les observations météorologiques fournies par Météo France Réunion indiquent que l'île de La Réunion a été soumise à un total de 44 épisodes de houles, dont 37 ont directement affecté la côte ouest de l'île. L'analyse saisonnière révèle que 12 de ces épisodes ont eu lieu pendant l'été austral, englobant les mois de janvier 2020 à avril 2020 ainsi que la période de novembre 2020 à janvier 2021. Les 25 autres ont marqué l'hiver austral, couvrant la période de mai 2020 à octobre 2020. La sélection spécifique des houles étudiées, incluant les hauteurs significatives, les directions, et les périodes associées, sera traitée en détail dans la section suivante.

A partir des données de WWIII, une variation saisonnière pour le régime de houle est observée. Pour la première période, en été, de février 2020 à avril 2020, la hauteur significative moyenne de la houle est de 1,94 m avec un écart-type de 0,42 m. La hauteur significative maximum de la houle pour cette période est de 3,25 m, observé le 27 avril. Pour la saison d'hiver, de mai 2020 à octobre 2020, la hauteur significative moyenne de la houle est de 2,3 m avec un écart-type de 0,73 m. La hauteur significative maximum de la houle pour cette période est de 5,54 m, observé le 8 juillet. Enfin pour la dernière période, en été, de novembre 2020 à janvier 2021, la hauteur significative moyenne de la houle est de 1,62 m avec un écart-type de 0,37 m. La hauteur significative maximum de la houle pour cette période est de 3,08 m, le 27 décembre. La période d'hiver austral s'est montrée plutôt énergétique comparée aux périodes estivales.

En ce qui concerne les caractéristiques des houles, obtenues à partir du modèle WWIII, pour la période moyenne au cours de cette période s'est établie à 13,7 s, avec une période maximale enregistrée de 23,8 s le 8 juillet 2020.

L'analyse directionnelle indique une prévalence de la houle provenant du secteur Sud-Sud-Ouest (SSO) au Sud-Ouest (SO) (211°) (Figure 3-24).

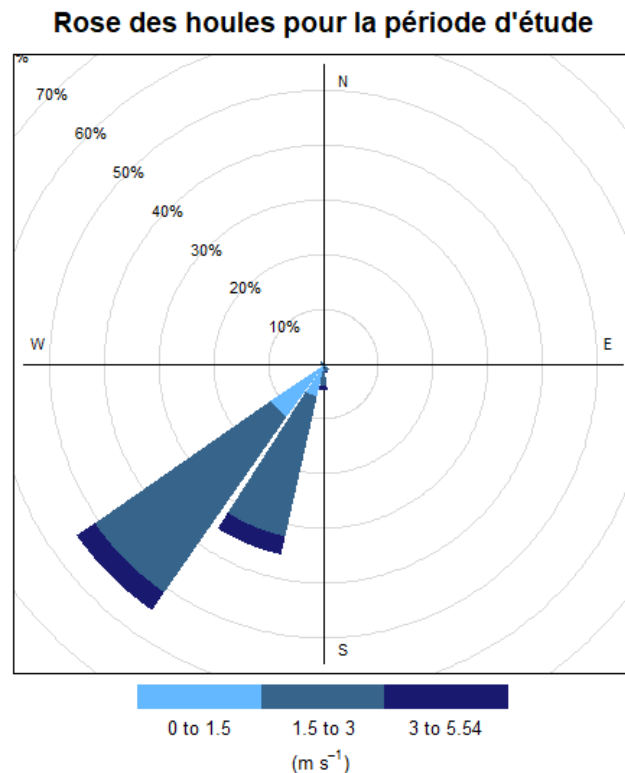


Figure 3-24 : Rose des houles à partir des données WWIII pour la période d'étude

3.4.2. Méthode de sélection des périodes d'étude

L'étude a directement ciblé les périodes à potentiel morphogène que sont classiquement les conditions tempêteuses. Bien que la définition des tempêtes varie dans la littérature scientifique, elles restent des événements météorologiques majeurs capables de provoquer des modifications significatives dans la géomorphologie côtière (Armaroli *et al.*, 2005 ; Callaghan *et al.*, 2009a ; Fenster *et al.*, 2001 ; Masselink *et al.*, 2016 ; Splinter *et al.*, 2011). Ainsi, dans le domaine des sciences côtières, l'utilisation du terme "tempête" se réfère principalement aux forçages par la houle. Les tempêtes ont été diversement définies comme des changements spectaculaires dans les conditions des vagues ou comme des événements distincts pendant lesquels les vagues dépassent une certaine hauteur pendant une certaine période de temps. Par exemple, Callaghan

et al., (2009) ont choisi un seuil de 3 m pour l'analyse du climat des vagues au large de l'Australie tandis que Ferreira, (2005), sur la côte ouest du Portugal, a utilisé 6 m pour s'assurer qu'ils ne considéraient que les tempêtes responsables d'une érosion significative de la plage. Pour éliminer la subjectivité, le seuil de tempête peut être déterminé en utilisant la distribution de probabilité de la hauteur des vagues ; par exemple, le niveau de dépassement de 99,5 % (Luceño *et al.*, 2006) ou le niveau de dépassement de 95 % (Splinter *et al.*, 2014) ou l'impact sur la plage (érosion ou inondation). En cas de conditions tempétueuses continues, si elles se produisent dans un court intervalle, elles sont considérées comme une seule tempête, en prenant une valeur arbitraire empirique : un intervalle de 3 jours est considéré dans Luceño *et al.*, (2006), 6 heures dans Li *et al.*, (2014), entre autres.

Le premier forçage de la morphologie de la plage, dans un contexte de marnage microtidal sont les houles de forte énergie (Masselink *et al.*, 2014 ; Yates *et al.*, 2009). Au cours de cette étude, les côtes récifales de l'Hermitage ont été touchées par plusieurs épisodes de houles. Afin de mieux comprendre leur impact érosif et submersif, une sélection a été établie en fonction de l'intensité de la houle basée sur la hauteur des vagues (Masselink *et al.*, 2016 ; Rangel-Buitrago *et al.*, 2015 ; Yates *et al.*, 2009, 2011).

Nous détaillons ici la méthode de sélection de ses houles par la POT (Peak Over Threshold) ainsi qu'un paramètre utilisé pour évaluer l'intensité des tempêtes : l'indice de puissance de tempête, ou « Storm Power Index » (SPI),

Peak Over Threshold

La méthode POT (Peak Over Threshold) est couramment utilisée pour sélectionner les conditions de vagues importantes et identifier les tempêtes (Castelle *et al.*, 2015 ; Dorsch *et al.*, 2008 ; Mahabot *et al.*, 2016 ; Rangel-Buitrago et Anfuso, 2011). Il s'agit d'une méthode statistique permettant de modéliser les événements extrêmes dans les

séries temporelles. Cette méthode consiste à sélectionner les valeurs qui dépassent un seuil prédéfini, correspondant au niveau à partir duquel les événements sont considérés comme exceptionnels. Selon les études, pour les hauteurs significatives de houles (H_s), les H_s sont aussi celles ayant une probabilité d'occurrence inférieure à 0,5 % (Luceño *et al.*, 2006), où inférieure à 5 % (Splinter *et al.*, 2014) sont considérées comme des tempêtes majeures.

Afin de conserver un nombre d'évènements significatif en cette période relativement calme, dans le cadre de ce travail, les tempêtes "majeures" sont définies comme les valeurs de H_s ayant une probabilité d'occurrence inférieure à 10 % sur 1 année, correspondant à une hauteur significative de 2,87 m, ceci nous permettra d'évaluer un plus large panel de forçage. Une tempête sera donc définie ici comme une période continue de H_s dépassant ce seuil et ceux durant au moins un cycle de marée (6 h). Cette méthode permet de prendre en compte l'influence du niveau de la marée sur l'impact des tempêtes à la côte (Senechal *et al.*, 2015).

Storm Power Index - SPI

Dans cette analyse, un autre paramètre important est utilisé pour évaluer l'intensité des tempêtes : l'indice de puissance de tempête, ou « Storm Power Index » (SPI), défini dans plusieurs études (Dolan et Davis, 1992 ; Karunarathna *et al.*, 2014 ; Senechal *et al.*, 2015). Le SPI est calculé en multipliant le carré de la hauteur significative maximale (H_{s_max}) par la durée de la tempête, selon la méthode des maxima annuels.

Plus précisément, le SPI est calculé selon l'équation suivante :

$$SPI = (H_{max})^2 D \quad \text{Éq. 4}$$

où D représente la durée de la tempête, soit le temps entre le début et la fin de chaque épisode de tempête. Le début de la tempête est défini comme le moment où la valeur de H_s dépasse le 75e percentile (2,30 m), conformément à l'approche de Masselink et

al. (2014), tandis que la fin de la tempête correspond au moment où la valeur de Hs revient en dessous de 2,3 m (Figure 3-25).

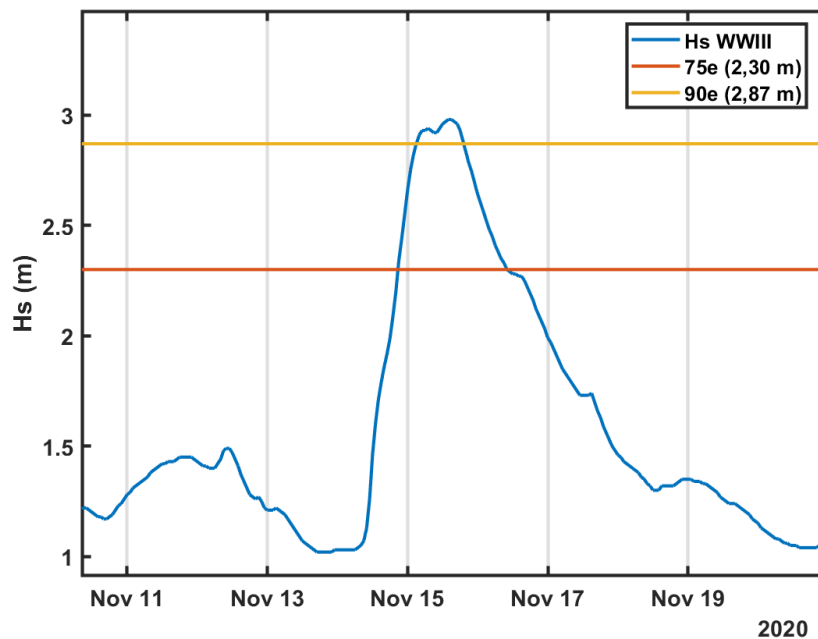


Figure 3-25 : Exemple de sélection d'épisode de houle au cours de l'année 2020. La ligne rouge est la limite 75e percentile : le dépassement indique début et la fin de la période de référence. L'évènement de houle est sélectionné si dépasse ligne jaune (90 percentiles)

Cependant, si les fortes houles ont un pouvoir d'érosion, (Masselink *et al.*, 2016 ; Yates *et al.*, 2011) « les petites houles » exercent des fonctions de transfert de sable et se traduisent sur certains littoraux par des reconstructions des profils au cours du temps que l'on peut lier au concept de "profil de plage d'équilibre" (Yates *et al.*, 2009). Par conséquent, afin d'examiner l'impact de ces conditions sur la morphologie de la plage, certains événements de houles ont été sélectionnés pour représenter ces périodes à partir de la visualisation des données caméras. Ainsi les événements montrant une position de la ligne d'eau moyenne exceptionnel (>99^e percentile) et ayant un Hs > 75^e percentile sont aussi analysés.

3.4.3. Sélection des périodes d'études : Le jeu de données

Ainsi, 28 houles correspondent aux critères énoncés dans la section 3.4.2. Cependant, l'analyse des indicateurs est conditionnée par la disponibilité des données de sonde et de caméra. Comme mentionné dans la section 3.2.4, la distance *cross-shore* moyenne de la ligne d'eau est utilisée pour l'étude de la morphologie de la plage et nécessite la présence de la sonde dans l'eau pour le calibrage. De même, en ce qui concerne la distance instantanée, utilisée pour l'étude du *runup* à l'aide des données de topographie par drone, les données de sonde sont utilisées pour comparer les états de la mer sur le platier au *runup* sur l'estran. Par conséquent, ces indicateurs sont étudiés plus particulièrement pour les périodes allant du 26 février au 6 avril 2020 et du 1er octobre 2020 au 22 janvier 2021.

Un événement extrême a suscité notre intérêt : la houle australe du 8 juillet 2020, avec un Hs de 5,54 m. Malgré l'absence de la sonde, le *runup* pour cet événement remarquable est étudié. Les événements qui se sont déroulés sont répertoriés dans le Tableau 3-5. Les événements choisis sont le H1 à H4, le H14, et le H24 au H28, en couvrant les moments de la journée où les images sont disponibles. Par exemple, pour un événement de houle qui aurait commencé à 3 heures du matin, la période d'étude débutera à 6 heures du matin.

Toutefois, la distance *cross-shore* moyenne, dans sa forme brute, est étudiée pour la cyclicité et la saisonnalité, afin d'obtenir un aperçu de l'état de la mer ainsi que l'hydrodynamique sur l'estran en général tout au long de l'année.

Chapitre 3 : Matériels et méthodes

Tableau 3-5 : Sélection des houles. Les évènements étudiés sont encadrés en vert.

ID Houle	Début de tempête	Fin de tempête	Durée (heures)	Hs Max (m)	Période Pic (s)	Puissance (m ² h)	Energie (m ² s)	Direction moyenne (°)	Ecart-type (°)
H1	08/03/2020 17:00	10/03/2020 02:00	33	3,00	16,7	297	150	187	3
H2	19/03/2020 14:00	20/03/2020 11:00	21	2,76	13,3	160	101	206	1
H3	29/03/2020 09:00	29/03/2020 23:00	14	2,53	16,4	90	105	218	1
H4	03/04/2020 01:00	05/04/2020 14:00	61	3,05	18,5	567	172	217	1
H5	26/04/2020 21:00	28/04/2020 06:00	33	3,53	12,7	411	158	209	2
H6	14/05/2020 10:00	15/05/2020 19:00	33	3,05	18,9	307	176	210	4
H7	18/05/2020 00:00	20/05/2020 05:00	53	3,40	16,7	613	193	217	3
H8	20/05/2020 05:00	22/05/2020 12:00	66	2,98	15,2	586	135	212	3
H9	31/05/2020 04:00	03/06/2020 23:00	91	3,52	16,4	1128	203	214	5
H10	06/06/2020 09:00	08/06/2020 16:00	56	4,20	15,6	988	276	200	20
H11	17/06/2020 04:00	18/06/2020 04:00	24	3,10	11,8	231	113	178	23
H12	18/06/2020 04:00	20/06/2020 01:00	45	3,15	16,1	447	160	205	3
H13	30/06/2020 17:00	04/07/2020 16:00	95	3,88	19,2	1430	290	222	3
H14	05/07/2020 06:00	11/07/2020 10:00	148	5,54	23,8	4542	731	214	4
H15	16/07/2020 09:00	21/07/2020 06:00	117	3,53	18,9	1458	235	218	9
H16	21/07/2020 06:00	27/07/2020 13:00	151	5,18	18,2	4052	488	198	13
H17	28/07/2020 19:00	05/08/2020 07:00	180	4,30	18,5	3328	342	211	5
H18	08/08/2020 17:00	10/08/2020 10:00	41	3,37	14,5	466	165	215	3
H19	15/08/2020 01:00	16/08/2020 23:00	46	3,48	16,7	557	202	224	2
H20	23/08/2020 23:00	27/08/2020 07:00	80	3,06	17,2	749	161	216	2
H21	03/09/2020 14:00	06/09/2020 21:00	79	4,07	16,9	1309	281	188	16
H22	14/09/2020 06:00	15/09/2020 05:00	23	3,20	14,3	236	146	188	19
H23	25/09/2020 10:00	26/09/2020 17:00	31	3,13	18,2	304	178	209	4
H24	16/10/2020 02:00	17/10/2020 12:00	34	3,20	16,4	348	168	215	1
H25	18/10/2020 04:00	19/10/2020 00:00	20	2,43	16,4	118	97	204	2
H26	29/10/2020 09:00	31/10/2020 19:00	58	3,25	13,7	613	145	181	19
H27	14/11/2020 21:00	16/11/2020 09:00	36	2,98	13,9	320	123	191	6
H28	26/12/2020 15:00	28/12/2020 03:00	36	3,08	19,6	342	186	213	2

3.5. Conclusion

Le chapitre 3 avait pour but de présenter les matériels et méthodes mobilisés dans le cadre de cette thèse. Dans une première partie, nous avons abordé le contexte scientifique et technique de la méthode utilisant le système de caméra vidéo en articulant notre analyse autour de quatre points : (i) une mise en perspective historique du développement de ce type d'instrument de plus en plus mobilisés à travers le monde, (ii) la méthode d'extraction de données de l'imagerie vidéo, (iii) un inventaire des mesures et des paramètres qui peuvent être produits, tels que documentés dans la littérature, et enfin, (iv) les contraintes associées aux sites microtidaux, qui demeurent les principaux sites instrumentés à travers le monde.

Nous avons montré que les littoraux coralliens d'arrière-récif sont peu instrumentés en systèmes de caméras vidéo, avec seulement quelques études récentes en Australie et en Guadeloupe. Les particularités de ces environnements, telles que les faibles fluctuations du niveau de l'eau et la présence d'ombres portées dues à la végétation côtière, posent des défis pour l'utilisation de caméras vidéo comme outil de surveillance. Cependant, en contrepartie, les littoraux tropicaux offrent des opportunités uniques pour étudier des environnements à période morphogéniques étendues, comme à la Réunion la succession de houles australes et des houles cycloniques, qui épuisent les systèmes basés sur la mobilisation d'équipes de terrain.

L'objectif de ce chapitre était aussi de montrer la pertinence de l'instrumentation vidéo pour surveiller les changements morphologiques à long terme et les événements météo-marins à court terme, tout en définissant des protocoles adaptés à l'environnement étudié. En raison de la grande quantité de données mobilisées, un traitement semi-automatique a été développé en tenant compte des spécificités des plages carbonatées et des eaux très claires de la plage d'arrière-récif. Ce traitement

s'inspire à la fois de la littérature scientifique et des pratiques courantes dans le domaine du traitement d'images.

L'utilisation de systèmes vidéo pour l'étude des environnements côtiers, notamment les récifs frangeants, nécessite la complémentarité d'autres instruments pour assurer la précision et le calibrage des données. Dans ce travail, les limites de notre installation ont été mises en évidence, principalement dues à des contraintes environnementales telles que la présence de filaos et le manque de points d'installation en hauteur, restreignant ainsi la hauteur maximale d'installation à 8 m et la couverture à une partie limitée de la plage. Cette configuration a également restreint le nombre de profils étudiés par rapport à d'autres études utilisant des systèmes vidéo pour couvrir des étendues plus larges de plage. Ainsi, notre analyse se concentre sur la dimension *cross-shore* de la morphologie, en mettant moins l'accent sur l'aspect *longshore*.

Notre approche se concentre sur la morphodynamique de la zone intertidale sur une période de 1 an durant laquelle l'île n'a pas été soumise directement à l'influence d'un cyclone. Notre étude contribue à la caractérisation du *runup* (*setup* + *swash*) liée aux houles australes et à des systèmes de houles non catégorisées par Météo France.

Chapitre 4. Analyse de la variabilité de la ligne d'eau extraite des Timex

Dans ce chapitre, l'attention se porte sur l'étude de la position de la ligne d'eau extraite à partir des Timex, qu'on va noter, X_m . Les méthodes d'extraction de cette donnée sont exposées dans la section 3.2. Cette mesure peut être condensée en une valeur moyenne ou maximale par jour et par mois. Pour commencer, l'accent est mis sur sa variabilité à haute fréquence : une valeur moyenne toutes les 10 minutes, suivie d'une valeur moyenne par mois. Les valeurs moyennes, en association avec les niveaux d'eau respectifs dans le récif, permettent de déduire un profil moyen par jour, par mois ou par semestre. La variabilité de ces différents indicateurs est étudiée à la lumière des forçages hydrodynamiques dans le récif.

4.1. Positions moyennes de la ligne d'eau

Les positions moyennes de la ligne d'eau, incluant la marée et le setup, X_m , pour la période allant du 26 février 2020 au 31 janvier 2021 sont illustrées dans la Figure 4-1a. La position moyenne de X_m sur l'ensemble de la période est de 19,2 m, par rapport au point de référence (début de transect), avec un écart-type de 1,8 m. La position maximale est observée le 8 juillet 2020, avec X_m atteignant 28,7 m, soit une différence de +9,5 m avec la position moyenne. La position minimale de X_m est de 13,7 m, soit une différence de -5.5 m de la position moyenne. Ces différentes positions sont illustrées dans la Figure 4-2. En termes de variabilité de l'estran à l'échelle d'une journée (un marnage) elle est en moyenne de 3,3 m mais elle a atteint le 23 juillet, un maximum de 8 m, alors que le 12 juin il n'était que de 0,45 m. L'estran peut donc être assimilé au bas de plage. Dans la suite, on étudiera donc, le profil du bas de la plage.

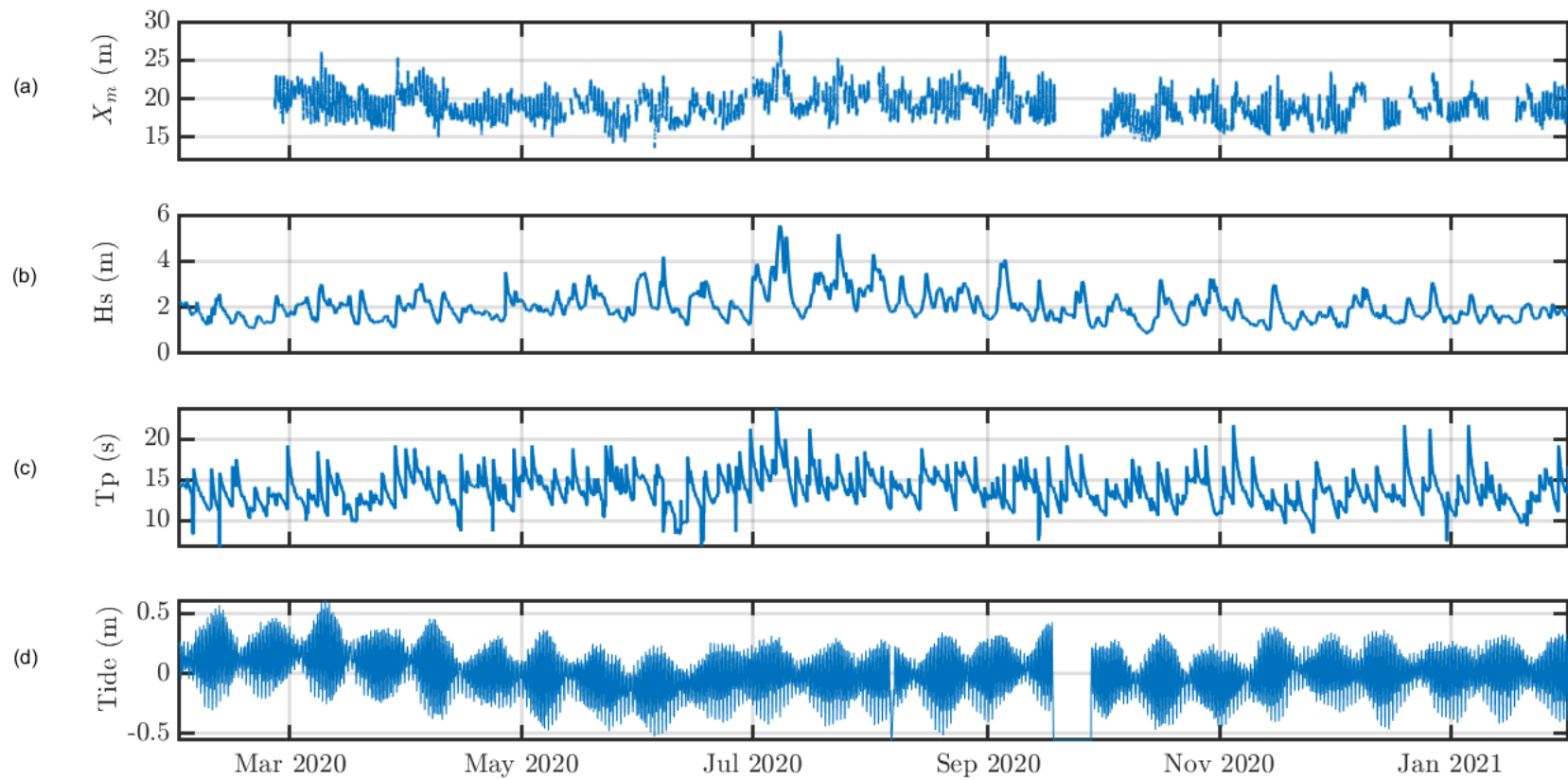


Figure 4-1 : Paramètres hydrodynamiques pendant la période d'étude. (a) Position de la ligne d'eau moyenne sur 10 minutes (b) Hauteur significative de la houle à partir de WWIII, (c) Période pic à partir des données WWIII, (d) Marée à la Pointe des Galets

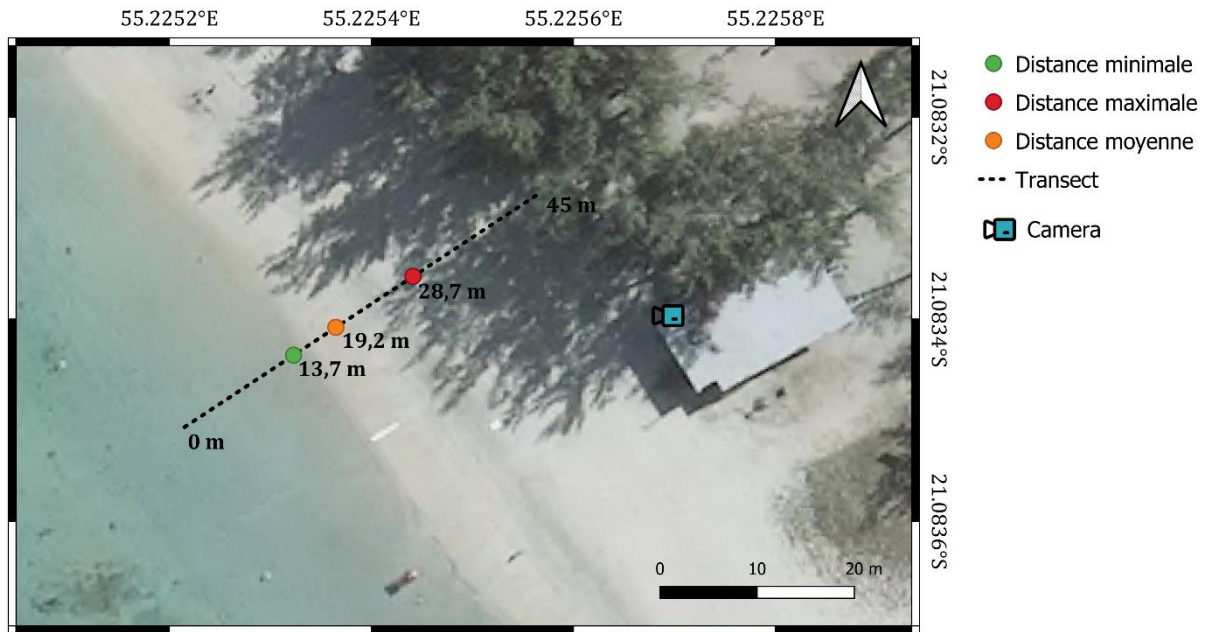


Figure 4-2 : Positions moyennes, X_m , relevés pendant la période d'étude de février 2020 à janvier 2021.

Fond de carte : Orthophotographie IGN 2017.

4.1.1. Variabilité mensuelle de la ligne d'eau

Les moyennes mensuelles de X_m , varient tout au long de l'année, avec une amplitude d'environ 2,2 m (Figure 4-3). Cette variation se traduit par un recul de la position de la ligne d'eau allant jusqu'à 1,4 m en hiver et une avancée de 0,9 m en été par rapport à la position moyenne annuelle. La moyenne des écarts-types mensuels est de 1,7 m. Trois scénarios s'en dégagent :

Scénario 1 : Lorsque le niveau d'eau caractérisé par la moyenne mensuelle (niveau de marée moyenné sur un mois), diminue, comme ici de 0,27 m (de mars 2020 à juin 2020) et que la hauteur de houle moyenne mensuelle reste quasi-constante, à 2 m, la position moyenne mensuelle de la ligne d'eau avance, vers le large, de 1,2 m.

Scénario 2 : Lorsque la hauteur de houle caractérisée toujours par la moyenne mensuelle atteint un maximum 3 m en juillet 2020, la position moyenne mensuelle de la ligne d'eau atteint un maximum de 20,6 m, ce qui correspond à un recul de 1,4 m

par rapport à la position moyenne annuelle. En outre, lorsque le niveau d'eau reste inchangé (entre juillet et août 2020) et que les conditions de houle passent à une moyenne mensuelle de 2,3 m en août (soit 0,7 m de moins qu'en juillet), la position de la ligne d'eau avance de 0,7 m.

Scénario 3 : Lorsque la hauteur de houle dite moyenne mensuelle est à son minimum à 1,6 m, en novembre 2020, la position de la ligne d'eau moyenne mensuelle est aussi à son minimum à 18,3 m, soit une avancée de 0,9 m par rapport à la position moyenne annuelle.

Les positions de la ligne d'eau moyenne mensuelle pour les scénarios 1 et 3 sont similaires, notamment pour mai, octobre et novembre 2020 (18,4 +/- 0,1 m) mais les forçages diffèrent. Dans le premier scénario, la marée est le facteur dominant, tandis que dans le deuxième scénario, c'est l'absence de houle significative, caractérisée par des conditions calmes.

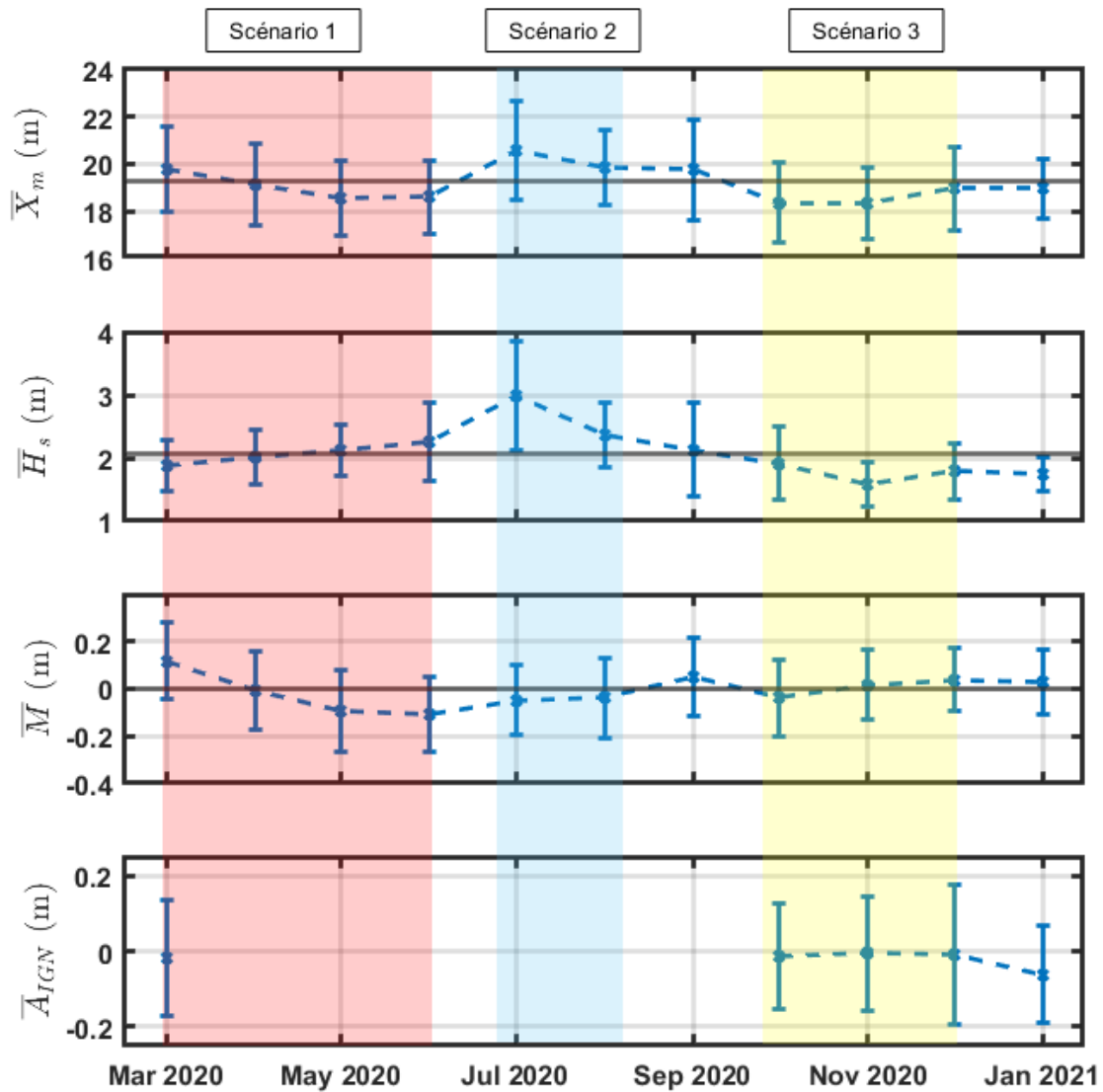


Figure 4-3 : Moyenne mensuelle et les écart-types des observations. \bar{X}_m représente la position moyenne mensuelle de la ligne d'eau. La valeur moyenne pour la période est de 19,2 m. \bar{H}_s représente la hauteur significative moyenne mensuelle de la houle (WWIII). La valeur moyenne pour la période est de 2,06 m. \bar{M} représente le niveau de marée moyenne mensuelle à la Pointe des Galets, corrigé du niveau ZH. La valeur moyenne pour la période est de 0 m. \bar{A}_{IGN} représente le niveau d'eau moyenne mensuelle dans la DAR de l'Hermitage, référence IGN89¹⁸. Par absence de sonde, cette valeur n'est pas connue pour les mois d'avril à septembre 2020.

¹⁸ La méthode pour obtenir l'élévation du niveau d'eau, A_{IGN} , est explicité dans 3.3.1

4.1.2. Analyses d'évènements remarquables

A partir des timex 2 évènements remarquables sont caractérisés : un marnage exceptionnel et une anomalie de hauteur d'eau.

4.1.2.1. Un marnage exceptionnel

En termes de marnage exceptionnel microtidal, le premier mois remarquable est le mois de mars. En moyenne, la hauteur de marée pour ce mois est relevée à 0,11 m au-dessus du zéro hydrographique (ZH), à la Pointe des Galets, constituant ainsi la valeur moyenne mensuelle la plus élevée sur la période considérée (mars 2020 à janvier 2021). Le 10 mars, le plus grand marnage de cette période a été observé, atteignant 0,84 m. Les autres périodes de grandes marées au cours de l'année d'étude ont présenté des marnages variants entre 0,72 et 0,82 m. Le 9 mars notamment, un marnage de 0,80 m est observé. Au niveau de la DAR de l'Hermitage, un marnage de 0,55 m et 0,59 m ont été enregistré pour le 9 et le 10 mars respectivement. Le 10 mars, la distance parcourue par l'eau sur l'estran, entre sa position la plus basse et sa position maximale, a été mesurée à 7,3 m. La veille, le 9 mars, cette distance était de 7,6 m, soit 0,3 m de plus. La position de la ligne d'eau maximale atteinte le 9 mars était de 26 m, comparée à 24 m le 10 mars (Figure 4-4). Une différence de 9 cm d'eau entre les deux valeurs maximales d'élévation de niveau d'eau dans la DAR a été observée entre ces deux jours, 0,51 m pour le 9 mars et 0,41 m pour le 10 mars. En effet, du 8 au 10 mars 2020, une houle de 3 m a été enregistrée, ce qui a pu provoquer un « *setup* ».

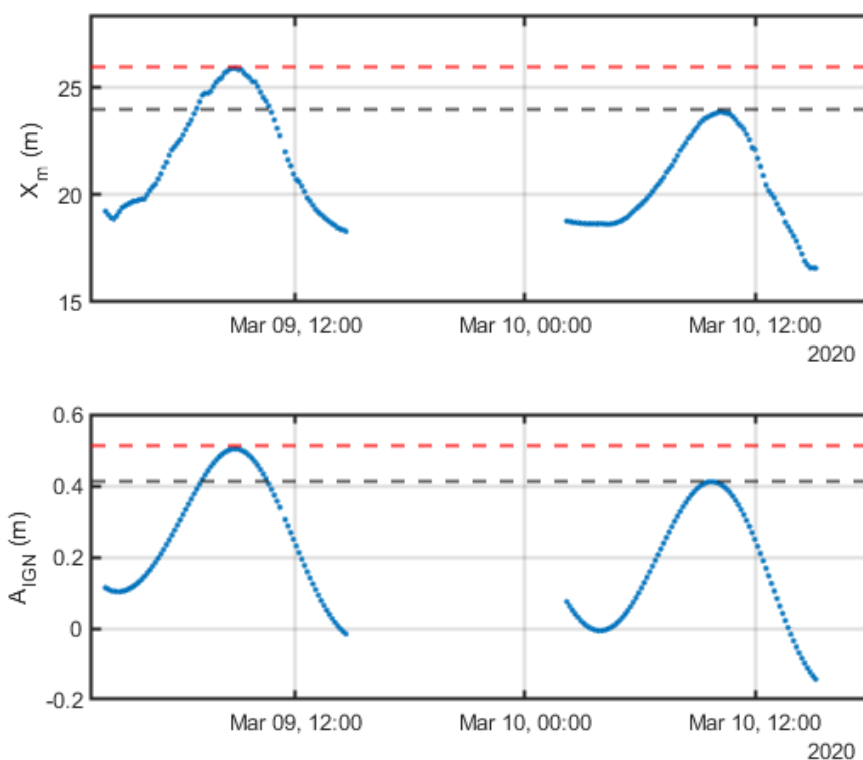


Figure 4-4 : Comparaison de X_m et A_{IGN} pour le 9 et 10 mars. En rouge les maximas pour le 9 mars et en noir, les maximas pour le 10 mars

Tableau 4-1 : Résumé des observations du 9 et 10 mars 2020

	9 mars 2020	10 mars 2020
Marnage PDG (m)	0,80	0,84
Marnage DAR (m)	0,55	0,59
A_{IGN} max (m)	0,51	0,41
Distance « intertidale » (m)	7,6	7,3
Position max X_m (m)	26	24

4.1.2.2. Anomalie de hauteur d'eau : Exondation des coraux

Les mois de mai et juin, tout comme octobre et novembre, se distinguent par leur position minimale de la ligne d'eau moyenne mensuelle variant de 18,3 à 18,6 m, comparé à 20,6 m pour le mois de juillet par exemple. Le niveau de marée oscille entre -0,50 et 0,34 m pour les mois de mai et juin, et entre -0,45 et 0,37 m pour les mois d'octobre et novembre (Figure 4-1). Le nombre d'événements de houle s'élève à 3 en octobre et 1 en novembre, tandis qu'il atteint 4 en mai et 4 en juin. Malheureusement, les données d'élévation d'eau dans la DAR ne sont pas disponibles pour la période de mai à juin.

La position minimale de la ligne d'eau pour la période d'étude, soit 13,7 m est atteinte le 5 juin 2020 à 02:35 UTC, (Figure 4-5). Au même moment, la marée observée à la Pointe des Galets est de -0,50 m, ce qui constitue la valeur la plus basse enregistrée pour l'année 2020.



Figure 4-5 : Image de la plage de l'Hermitage le 5 juin 2020 (02 :35 UTC)

Ce jour-là, le 5 juin, l'exondation des coraux a été observée dès la première image à 06:35 heure locale, persistant pendant plus de 5 heures jusqu'à 11 :35 (Figure 4-6), lorsque, la position moyenne de la ligne d'eau est de 18 m et la marée à la PDG est de 0,06 m. Pour cette journée, la hauteur significative des houles offshore est de 2 m.

A partir de là, 5 niveaux d'exondation peuvent être défini, allant d'un niveau minimum, que nous appellerons niveau 1, comme dans la Figure 4-6f, à un niveau maximum, niveau 5, comme dans la Figure 4-6(a-b).

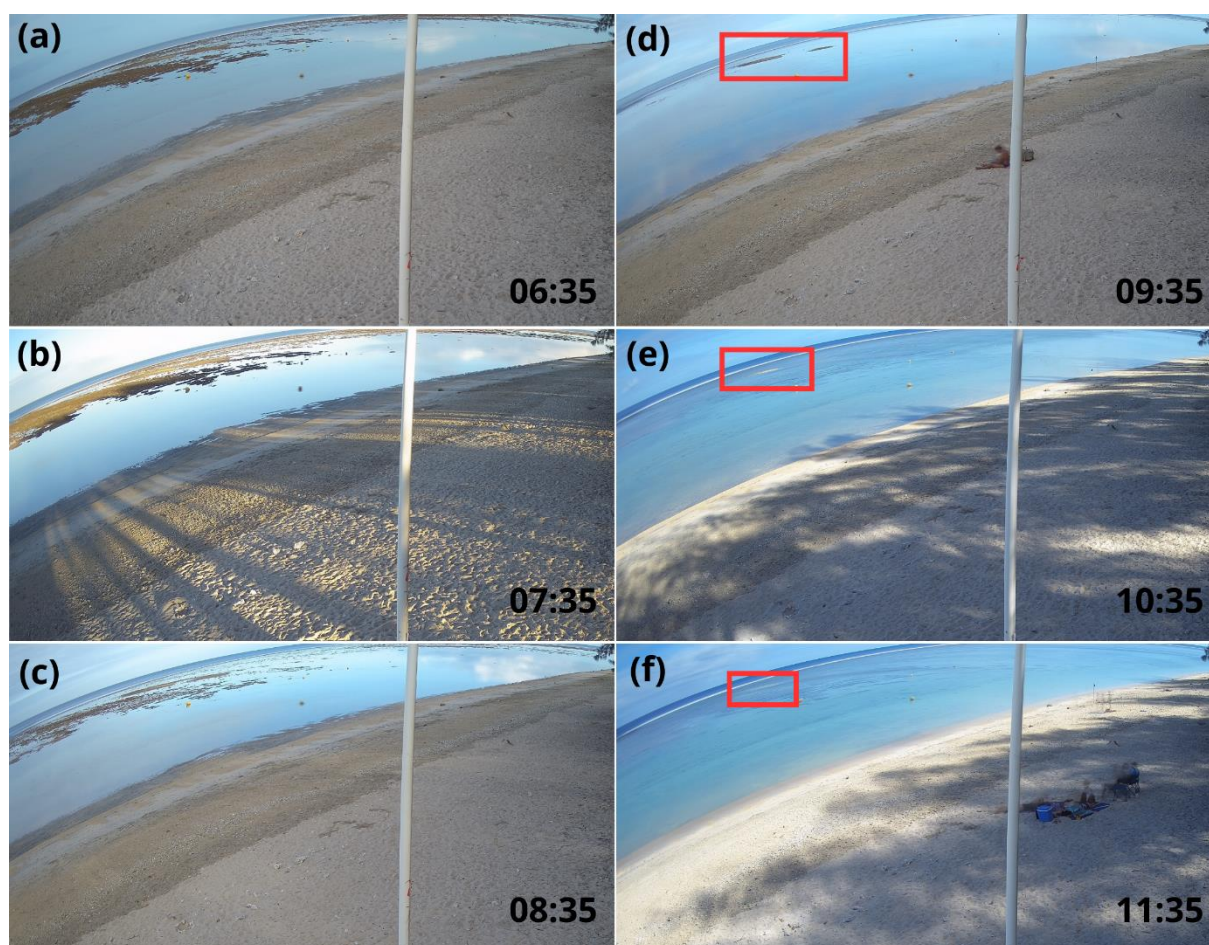


Figure 4-6 : Evolution de l'exondation des coraux le 5 juin 2020 de 06:35 (Heure locale) à 11:35 (+- 5 minutes).

Tableau 4-2 : Evolution de la position de la ligne d'eau moyenne et de la marée

Horaires	Marée PDG (m)	X_m (m)	Niveau d'exondation
06 :35	-0,50	13,7	Niveau 5
07 :35	-0,49	14,0	Niveau 5
08 :35	-0,40	14,8	Niveau 4
09 :35	-0,25	16,8	Niveau 3
10 :35	-0,10	17,6	Niveau 2
11 :35	0,06	18,0	Niveau 1

Lorsque X_m est inférieure à 15 m, une exondation de niveau 4 peut être observée, comme illustré dans la Figure 4-6c. Cette position est à nouveau atteinte le 25 et le 28 mai, ainsi que le 9, 10, 11, 12, 13, 14 et 15 octobre. Le 25 mai, une exondation de niveau 4 a duré 1 heure entre 08:00 et 09:00 (heure locale). Jusqu'à 13 :00, elle a évolué du niveau 4 vers le niveau 1, on est alors en marée montante. Le 28 mai, une exondation de niveau 4, a duré environ 3 heures entre 10:30 et 13:30 (heure locale). Jusqu'à 18 heures, elle évolue du niveau 4 vers le niveau 2, toujours en marée montante.

Du 9 au 11 octobre, cette position de la ligne d'eau est atteinte plutôt en fin de journée, lors de la marée descendante. Pendant la journée, l'exondation atteindra un niveau maximum de 3. Le 12 octobre la journée commence avec une exondation de niveau 4. En moins d'une heure, elle évolue avec la marée montante vers le niveau 3, et vers la mi-journée, elle atteint le niveau 1 pour ensuite, à marée descendante, augmenter de nouveau. La journée se termine avec une exondation de niveau 3. Ce même scénario arrive le 13, 14 et 15 octobre. Au total certaines parties du récif restent exondées jusqu'à 5 heures de suite. Car si l'amplitude de l'exondation détermine la surface de corail exondée, la durée détermine le niveau d'exposition des coraux à l'insolation.

4.2. Cinématique du trait de côte (X_m à une altitude donnée)

L'élévation de la ligne d'eau est déterminée par l'élévation du niveau d'eau à l'intérieur du récif de l'Hermitage, donné par rapport à la référence IGN 89¹⁹, noté A_{IGN} . L'image la plus proche pour $A_{IGN} = 0 \pm 0,02$ m, a été sélectionnée pour l'analyse, compte tenu d'une quantité significative d'images disponibles, soit 1108.

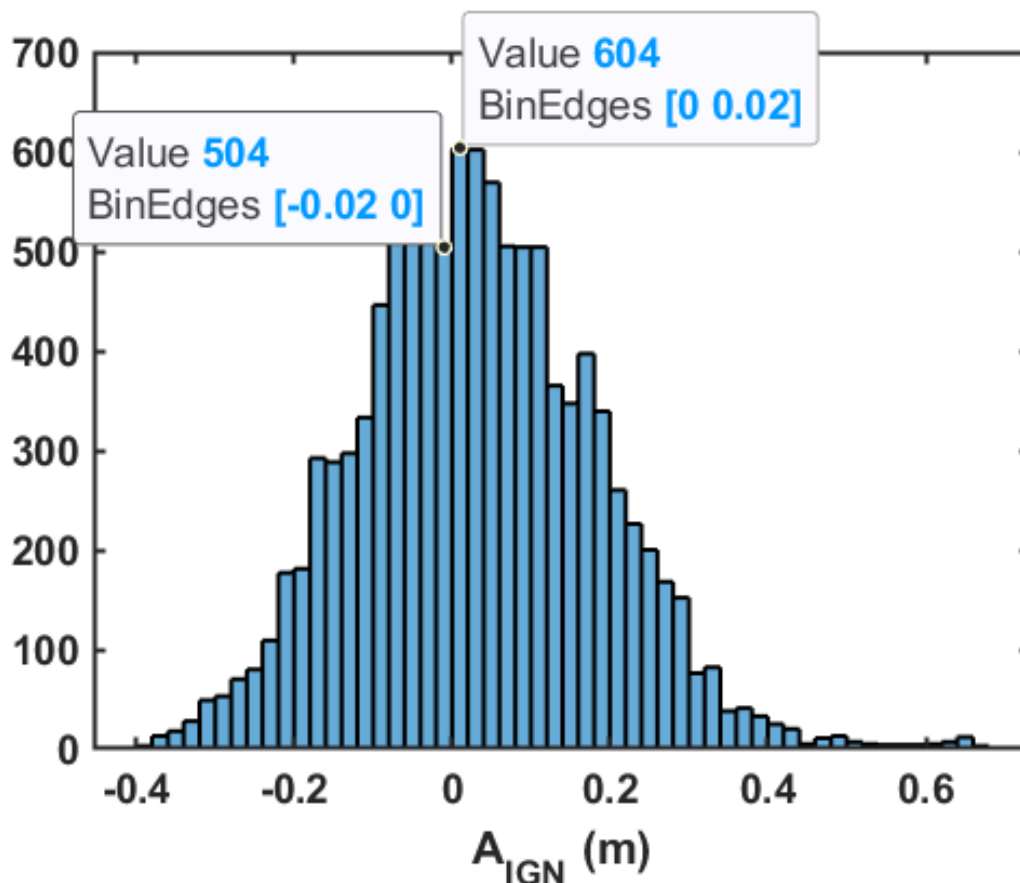


Figure 4-7. Histogramme des élévations de niveaux d'eaux mesurée dans la DAR référentiel IGN89

Pour cette étude à fine échelle, deux périodes s'étendant du 26 février 2020 au 4 avril 2020, et du 3 octobre 2020 au 4 novembre 2020, ont été considérées. La position *cross-shore* de la ligne d'eau, pour le niveau $0 \pm 0,02$ m est donnée par X_{m0} . Cette donnée a

¹⁹ Niveau de référence : Niveau moyen de la mer au port de Saint-Pierre

été moyennée quotidiennement, incluant les données pour une élévation d'eau entre -2cm et +2cm à marée montante et à marée descendante.

Si on considère que la pente de la plage sur le site MNS est de $6,4^\circ$ (Mahabot, 2016), alors, une amplitude de 4 cm d'élévation d'eau équivaut à 0,36 m d'amplitude horizontale de la variation de la position de la ligne d'eau. Dans le meilleur des cas, pour $A_{IGN} = 0 \pm 0,02 \text{ m}$, X_m peut présenter une faible variabilité. Par exemple, le 7 mars 2020, où la moyenne, $X_{m0} = 19,8$ et l'amplitude de variation est de 0,45 m (Figure 4-8A). Toutefois, il peut y avoir des journées où X_m présente une forte variabilité. Par exemple le 9 octobre, où la moyenne $X_{m0} = 18,8$ et l'amplitude de variation est de 3,1 m (Figure 4-8B). En effet, ce jour-là, alors que les données de la sonde affichent une étale de marée, sur les données caméra, la position de la ligne d'eau continue de reculer, de 17,4 m à 20,5 m. Il y a donc un déphasage entre les deux instruments.

Une amplitude de variation d'environ 3,3 m a été observée pour ce proxy du trait de côte pour la première période et 1,9 m pour la deuxième période. Pendant les évènements de houles H1, H2, H3, H4, H24, H25, et H26, des changements de position de X_{m0} sont observés (Figure 4-9), cependant, hors périodes de houles, ces changements sont aussi notés. En effet, d'un jour à l'autre, X_{m0} peut varier de 1 à 1,5 m. Ces résultats seront discutés dans la section 4.4.

La comparaison des positions X_{m0} avant et après les houles a été effectuée. Une différence moyenne de 0,7 m a été observée, comme indiqué dans le Tableau 4-3.

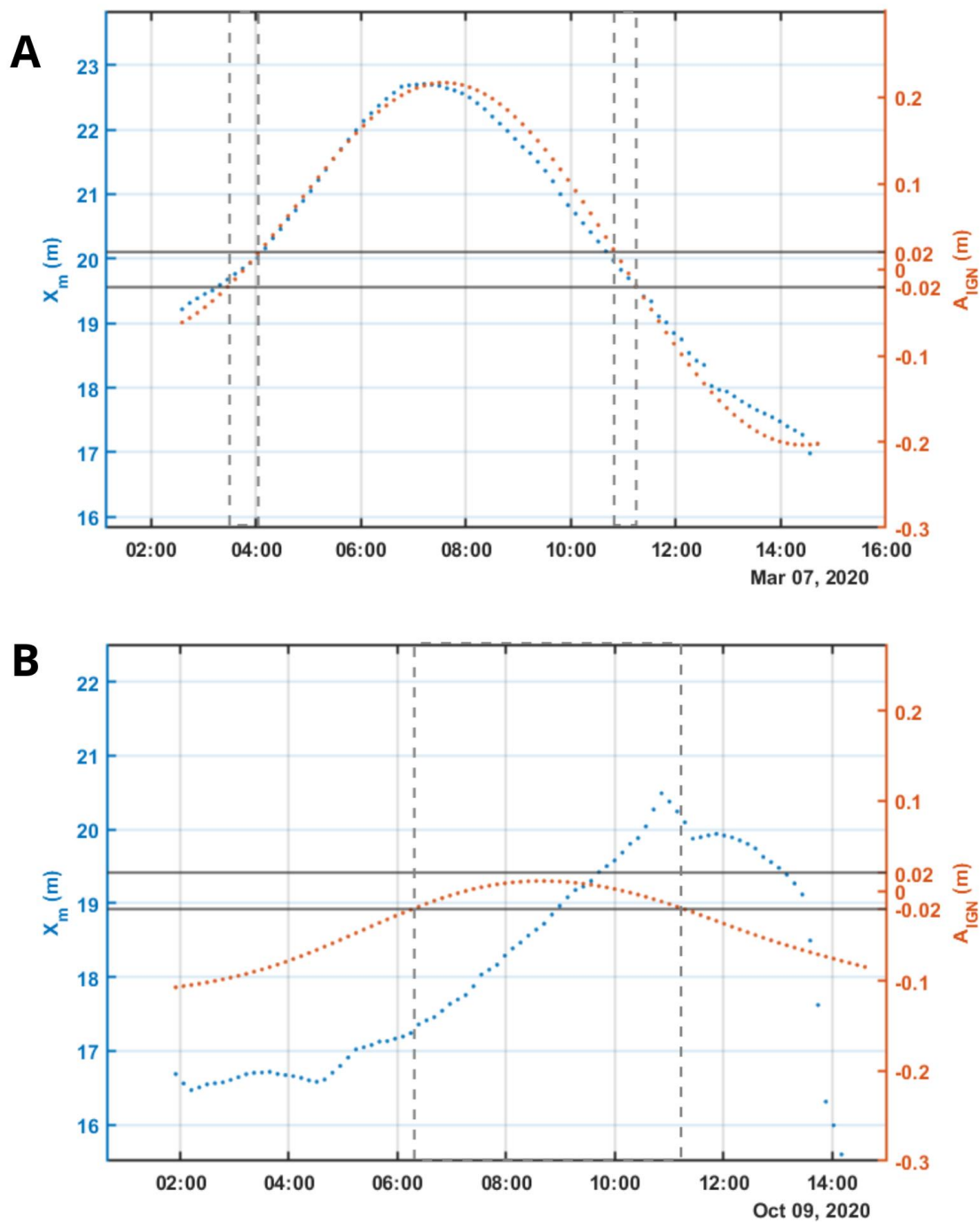


Figure 4-8 : Comparaison signal sonde et caméra. En bleu : la position moyenne de la ligne d'eau, X_m et en rouge, l'élévation d'eau dans la DAR, A_{IGN} . Les traits « dash » indiquent les moments où $A_{IGN} = 0 \pm 0,02$. A - Exemple d'une journée où la variabilité de la position de la ligne d'eau pour $A_{IGN} = 0 \pm 0,02$ est minimum, le 7 mars 2020. B - Exemple d'une journée où la variabilité de la position de la ligne d'eau pour $A_{IGN} = 0 \pm 0,02$ est maximum, le 9 octobre 2020

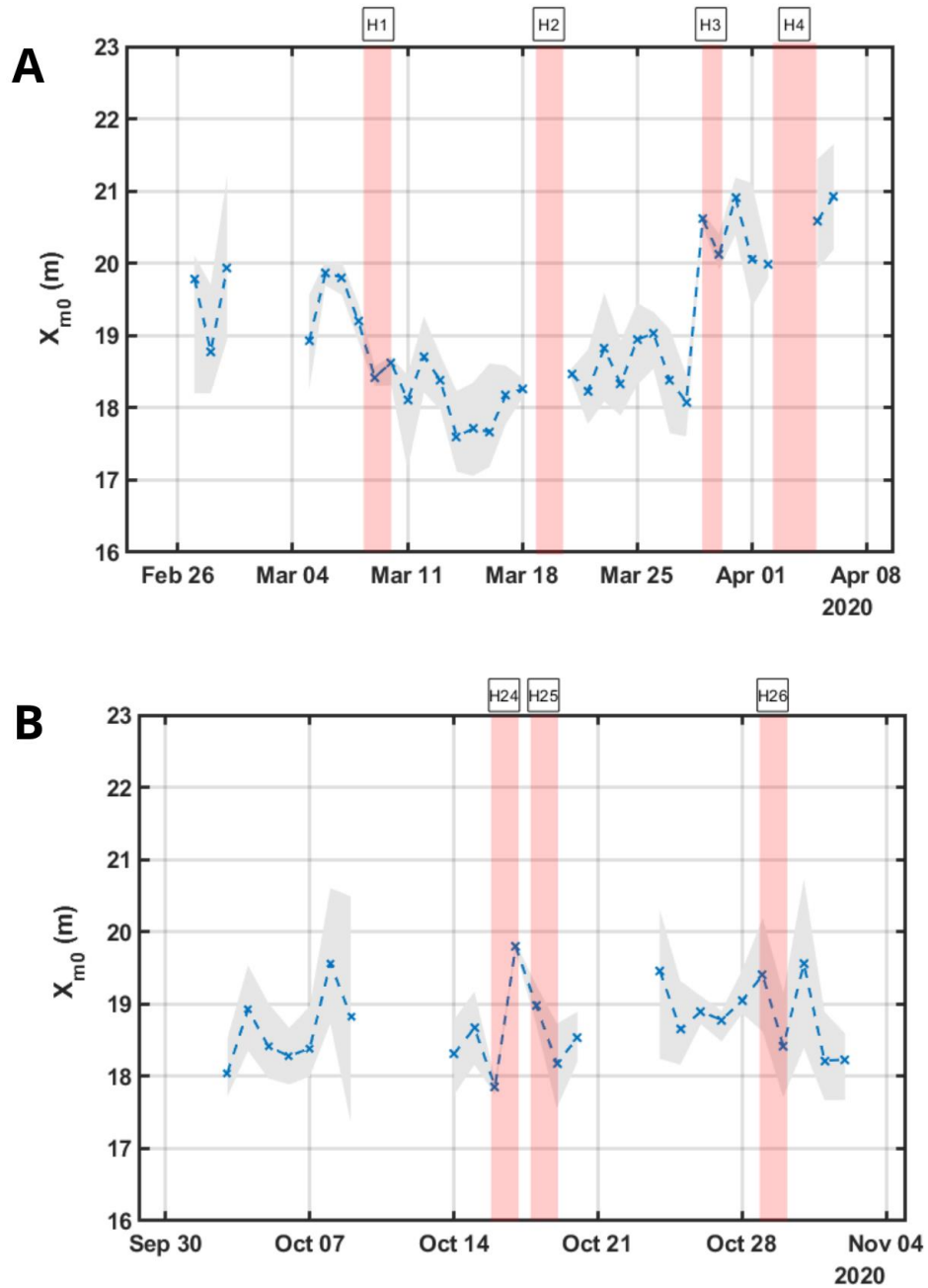
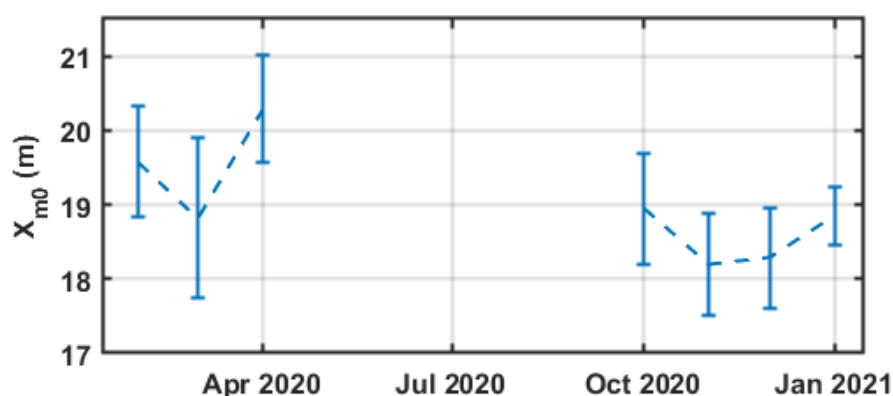


Figure 4-9 : Variation de la position de la ligne d'eau moyenne, X_{m0} , quotidienne pour $A_{IGN} = 0 \pm 0,02$ pour les périodes A - du 26 février 2020 au 6 avril 2020 et B - du 3 octobre au 4 novembre 2020. En gris, l'enveloppe de variation (X_{m0} maximum et minimum dans la même journée).

Tableau 4-3 : Position cross-shore de la ligne d'eau avant/après les tempêtes

Evènements	X_{m0} avant (m)	X_{m0} après (m)	ΔX_{m0} (m)
H1	18,9	18,6	-0,3
H2	18,2	18,5	0,3
H3	20,6	20,4	-0,2
H4	20,1	21,4	1,3
H24	18,9	19,8	0,9
H25	18,9	17,7	-1,2
H26	18,8	18,3	-0,5

La variation mensuelle de la position de la ligne d'eau montre une différence moyenne de 1 m entre la première période (moyenne 19,5) et la deuxième période, cette fois-ci étendue jusqu'à janvier 2021 (moyenne 18,5 m) (Figure 4-10). Cette donnée est à considérer avec prudence car pour les mois de février et avril, la moyenne mensuelle est calculée seulement sur 2 à 3 jours.

Figure 4-10 Evolution mensuelle moyenne de X_{m0} et les écart-type mensuelle.

4.3. Cinématique du profil de bas de plage

Le profil moyen de bas de plage (estran) est déterminé en associant la position de la ligne d'eau moyenne (X_m) à l'élévation de l'eau dans l'arrière-récif (A_{IGN}) toutes les 10 minutes, comme indiqué précédemment (Figure 4-11).

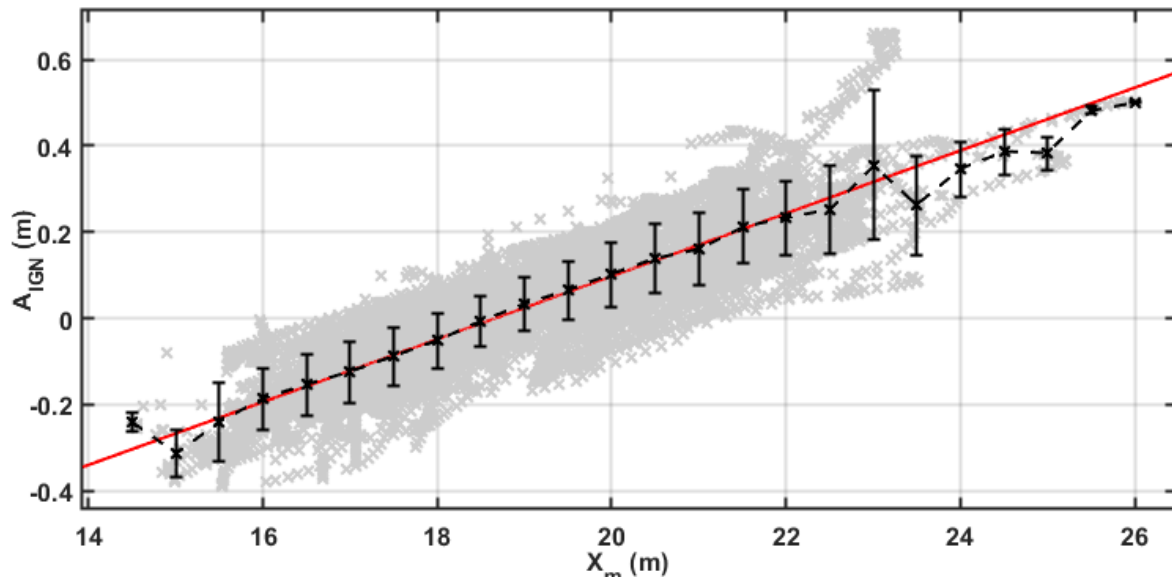


Figure 4-11 : Profil moyen de l'estran. En gris A_{IGN} vs X_m , en rouge, la régression linéaire et en noire, la moyenne et l'écart-type sur A_{IGN} par pas de $X_m = 0.5$ m.

La régression linéaire a pour équation :

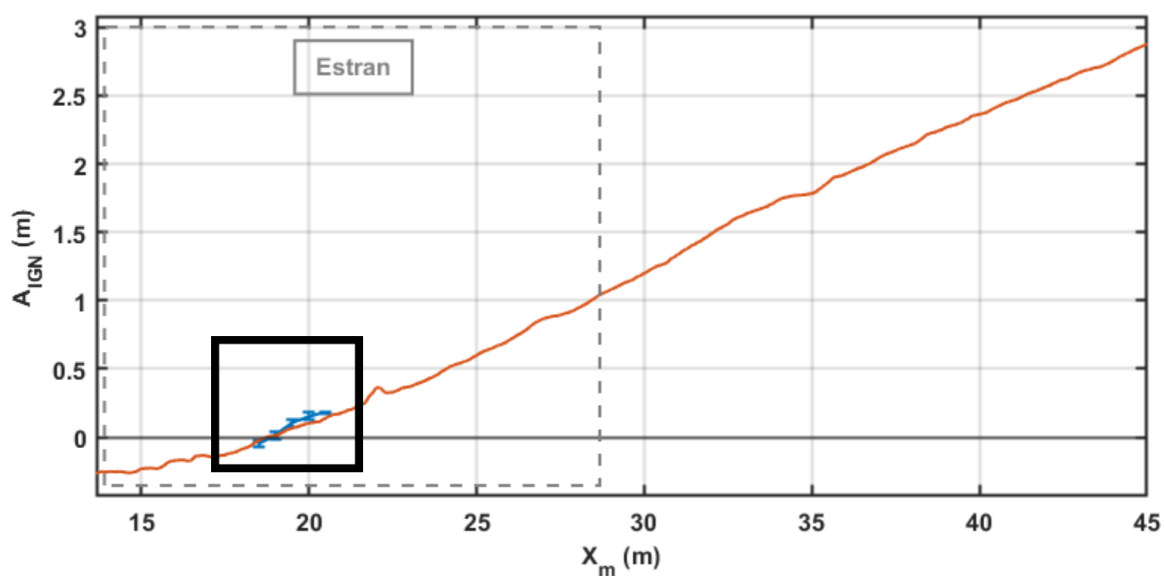
$$A = 0,07 * X_m - 1,3 \quad \text{Éq. 5}$$

Avec $R^2 = 0,76$ et une erreur quadratique moyenne (RMSE) de 0,07 m pour 10698 points. La pente de l'estran est donc en moyenne de 0,07 (4°).

L'estran représente environ la moitié de la plage (Figure 4-12A). La comparaison entre les profils du même jour issus des données caméra/sonde et du MNT drone en date du 27 octobre 2020, montre une très faible différence (maximum 0,05 m) (Figure 4-12B).

A partir de là, nous pouvons étudier la variabilité quotidienne du profil de l'estran, à partir de la caméra.

A



B

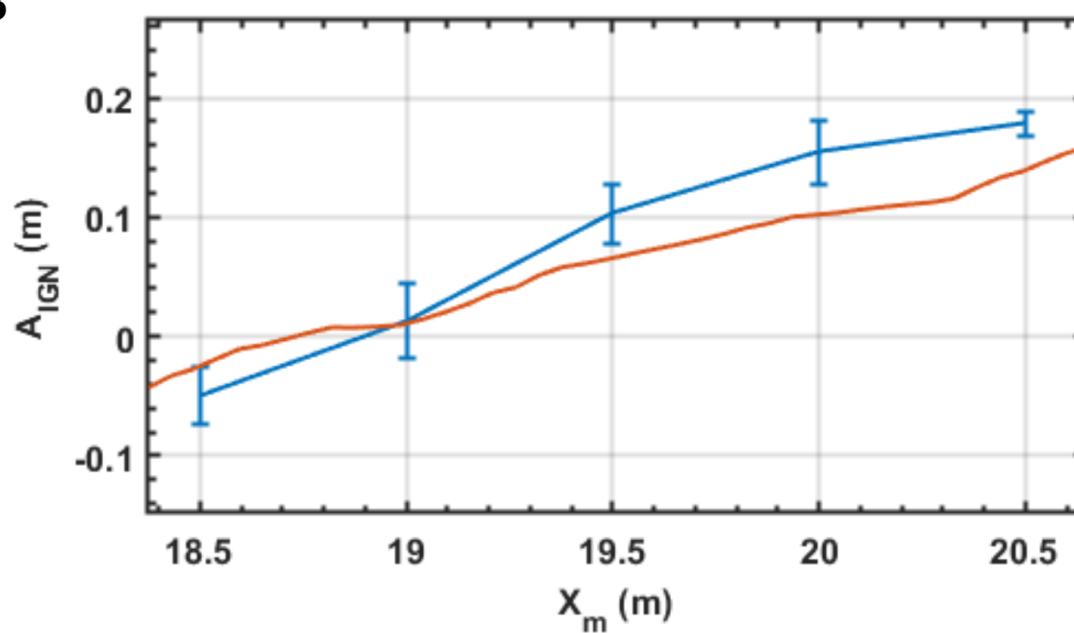


Figure 4-12 : Comparaison entre les profils « camera » (en bleu) et « drone » (en rouge), pour la journée du 27 octobre 2020. A - Zoom sur la plage, l'estran y est représenté dans l'encadré, B – Zoom sur la zone encadrée dans A

4.3.1. Variabilité quotidienne du profil de l'estran

Pour la période s'étendant du 26 février 2020 au 6 avril 2020, le profil de l'estran présente des périodes d'accrétion et d'érosion (Figure 4-13). En effet, fin février et jusqu'au début de mars (représenté en bleu), le profil était en position moyenne avec une pente douce. À partir de la mi-mars jusqu'à la fin du mois (en jaune), il y a eu une phase d'accrétion, se traduisant par une translation vers le large. Enfin, début avril, l'estran a commencé à s'éroder (en rouge), se traduisant par une translation (recul) de la ligne de rivage vers l'intérieur des terres. La pente moyenne des profils pour cette période est de 0,07 (4°) et elle a varié entre 0,02 à 0,10 (1° à 5,7°).

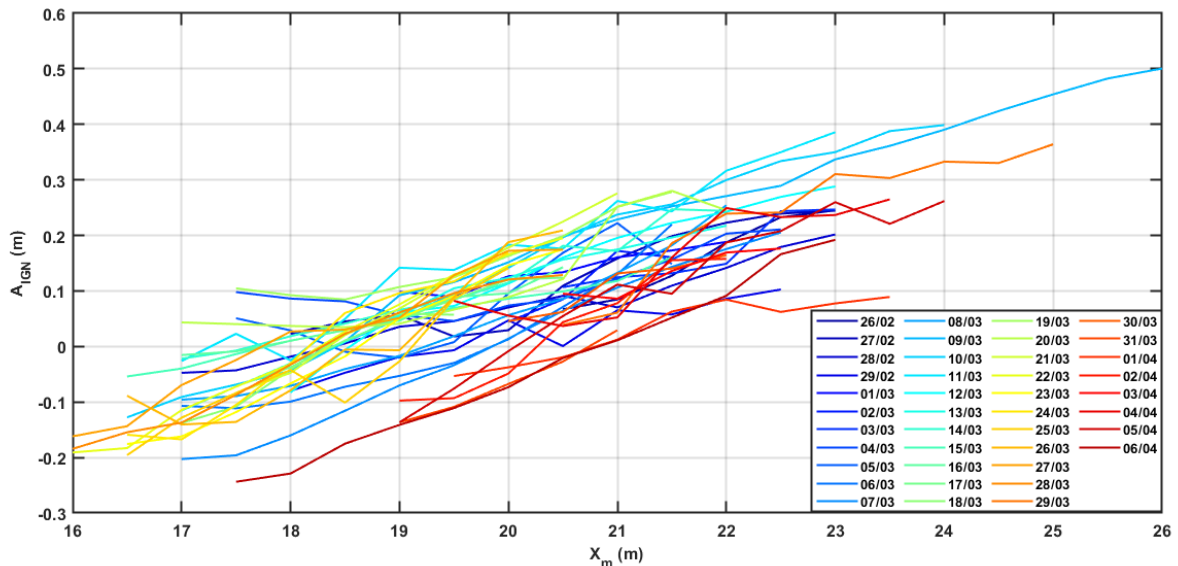


Figure 4-13 : Profils quotidiens pour la période 26 février au 6 avril 2020

Pendant cette période, la plage a été touchée par quatre houles du sud, sud-sud-ouest distinctes, désignées H1, H2, H3 et H4, comme indiqué dans le Tableau 3-5, ayant une hauteur significative de 2,53 m à 3,05 m (moyenne 2,8 m).

Pour la période s'étendant du 3 octobre 2020 au 20 novembre 2020, le profil de l'estran présente aussi des périodes d'accrétion et d'érosion (Figure 4-14). Une première phase d'érosion, plus marquée au niveau du bas de l'estran peut être observée, entre début

octobre et mi-novembre (bleu vers orange). L'estran présente ensuite une phase d'accrétion entre le 17 novembre au 20 novembre (orange vers rouge). La pente moyenne des profils pour cette période est de 0,06 (3,6°) et elle a varié entre 0 à 0,15 (0° à 8,5°).

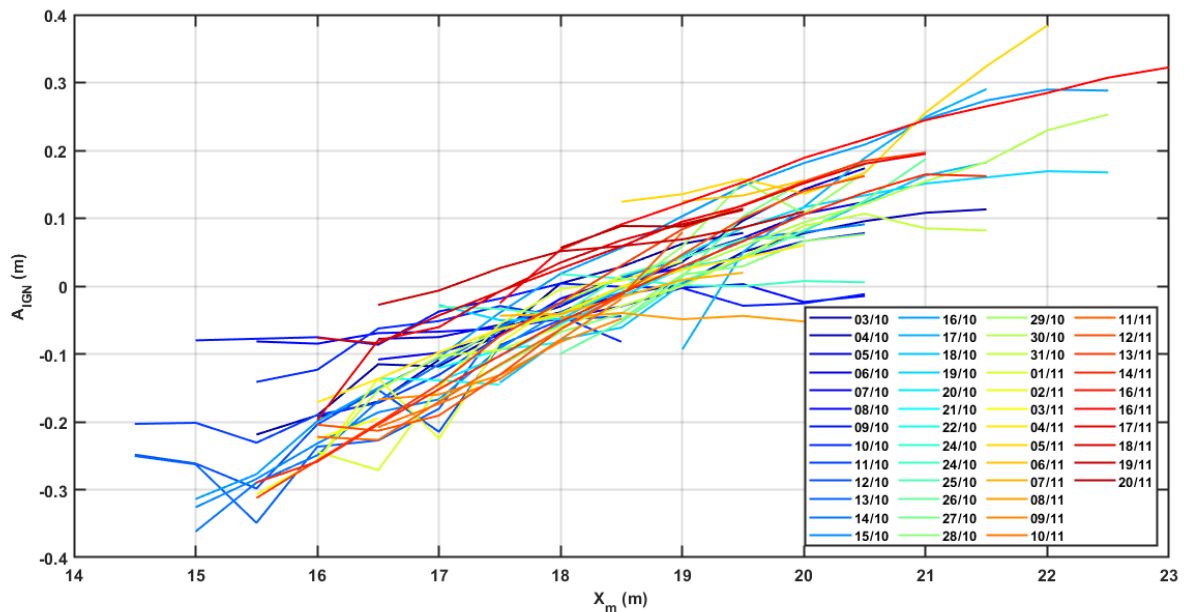


Figure 4-14 : Profils quotidiens pour la période du 3 octobre au 21 novembre 2020

Pendant cette période, la plage a été touchée par quatre houles du sud, sud-sud-ouest distinctes, désignées H24, H25, H26 et H27, comme indiqué dans le Tableau 3-5, ayant une hauteur significative de 2,43 m à 3,25 m (moyenne 2,83 m).

Pour la période s'étendant du 2 décembre 2020 au 21 janvier 2021, le profil de l'estran présente une phase d'érosion surtout marquée au niveau du bas de l'estran à partir du 9 décembre (Figure 4-15). La pente moyenne des profils pour cette période est de 0,08 (4,4°) et elle a varié entre 0 à 0,18 (0° à 10°).

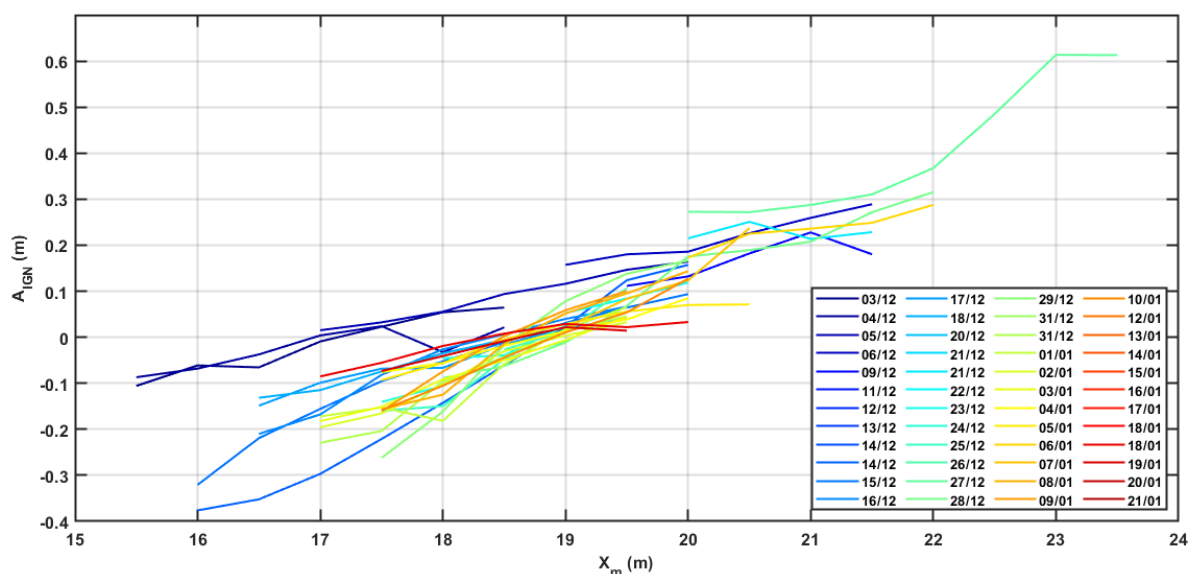


Figure 4-15 : Profils quotidiens pour la période du 2 décembre 2020 au 21 janvier 2021

Pendant cette période, la plage a été touchée par une houle du sud-sud-ouest distinctes, désigné H28, comme indiqué dans le Tableau 3-5, ayant une hauteur significative de 3,08 m.

L'analyse de la variabilité quotidienne de l'estran révèle donc des processus d'accrétion et d'érosion d'une amplitude maximum de 3m sur la période d'étude. L'analyse fine du profil permettra de spécifier les parties du profil qui présentent la plus forte cinématique.

4.3.2. Variabilité spatiale à l'échelle du profil

En subdivisant l'estran en 3 parties de 3 m chacune (16-19, 19-22, 22-25), comme dans la Figure 4-16, on peut noter que c'est le « milieu » de l'estran qui est le plus soumis aux forçages hydrodynamiques (Figure 4-17). L'accrétion maximum est de 0,19 m, 0,23 m et 0,10 m pour le bas, milieu et haut de l'estran respectivement. L'érosion maximum est de 0,20 m, 0,25 m et 0,14 m pour le bas, milieu et haut de l'estran respectivement. La moyenne des différences est nulle sur toute la période : le site a autant accru qu'érodé sur tout l'estran.



Figure 4-16 : Localisation des subdivisions du profil en 3 zones : 1: bas, 2: milieu, 3 : haut

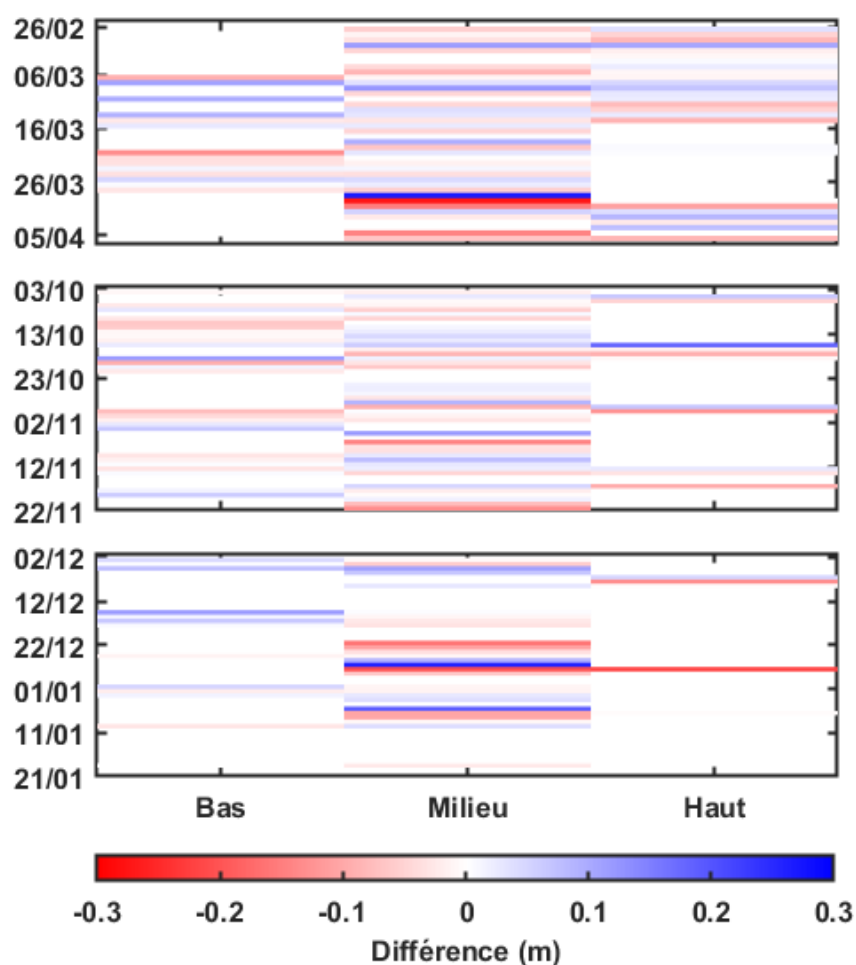


Figure 4-17 : Différence d'altitude sur chaque zone de l'estran (bas, milieu, haut), d'un jour à l'autre. Chaque ligne correspond à une journée. Chaque panneau correspond à une période. Les valeurs nulles et les NaN sont représentés en blanc. En cas d'érosion, la couleur tend vers le rouge, tandis qu'en cas d'accrétion, elle tend vers le bleu.

4.3.3. Comparaison de profil semestriel

La comparaison du profil moyen pour la période 26 février au 6 avril 2020 et la période 3 octobre au 21 novembre 2020, montre un profil quasi-similaire, avec une petite accréation de 0,11 m à $X_m = 22$ m (Figure 4-18), avec une différence moyenne de +0,02 m le long du profil (minimum - 0,03 m et maximum 0,11 m).

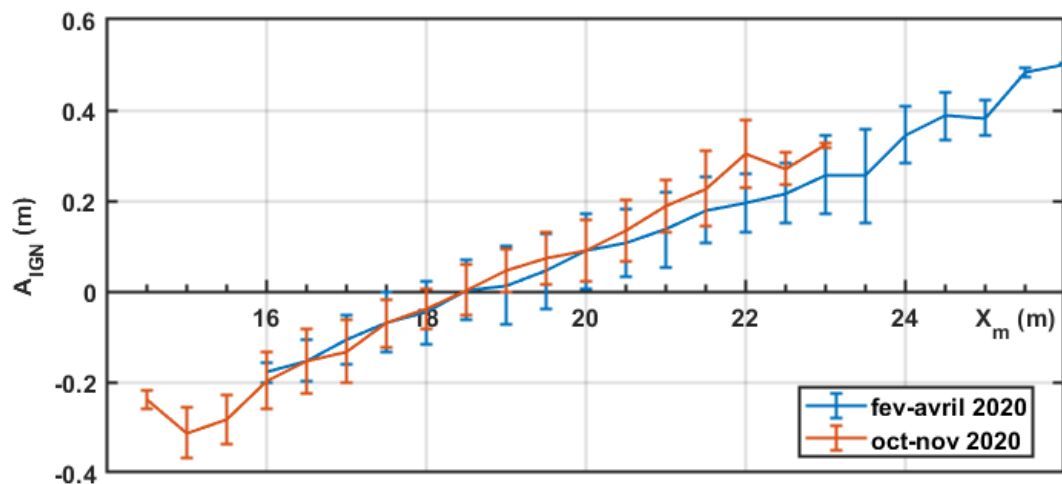


Figure 4-18 : Comparaison profils entre deux semestres

La Figure 4-18 montre que les deux profils présentent quelques différences entre 19 m et 23 m mais elles sont de l'ordre l'incertitude mesurées par les écarts types.

Les deux profils peuvent être simplifiés en une pente droite pour chaque période. La pente moyenne pour la première période est de 0,06 (avec $R^2 = 0,989$), et la pente moyenne de la deuxième période est également de 0,07 (avec $R^2 = 0,981$).

4.4. Discussion

La production de Timex visait à caractériser la morphodynamique à plusieurs échelles temporelles qui jusqu'alors peinait à être renseignées. Elle a aussi permis de caractériser la cyclicité de la position de l'eau sur l'estran qui traduisent ou non des cycles naturels. Elle permet a posteriori de caractériser la morphodynamique à l'échelle de tous les évènements réellement remarquables atteignant un seuil significatif (exemple : marnage et exondation du récif exceptionnels pour la période, Hs supérieur à 10% d'occurrence) sur la base de la réalité des observations et non uniquement sur des prévisions.

Cyclicité et variabilité de la position de la ligne d'eau

Comme l'a montré la revue de littérature, les environnements récifaux sont très peu étudiés pour la cyclicité haute fréquence de la position de la ligne de rivage (shoreline), seul Laigre *et al.*, en 2023, aborde ce sujet sur une plage d'arrière-récif frangeant en Guadeloupe avec 1 image tous les 15 jours pendant 3 ans. La cyclicité éclairée est alors la tendance saisonnière avec 2 données par mois en lieu et place des mesures semestrielles généralement produites. Cependant dans notre étude, nous mesurons une grande variabilité journalière de la position de la ligne de rivage pouvant remettre en cause la significativité d'une mesure par quinzaine pour une même hauteur d'eau. A l'échelle d'estrans peu étendus, en contexte d'arrière-récif frangeant et régime microtidal comme sur l'Hermitage, nous montrons que, pour une même hauteur d'eau, mesurée par une sonde de pression positionné en arrière-récif, nous avons une position de la ligne d'eau (X,Y) sur l'estran qui peut varier de +/- 1 m à 1,5 m, dans une même journée et d'un jour à l'autre (Figure 4-9).

Sur la Figure 4-10, on constate que la variabilité semestrielle est en moyenne de 1 m également. La variabilité quotidienne est du même ordre de grandeur que la variabilité saisonnière. Ainsi en réalisant des mesures seulement chaque semestre, la variabilité

quotidienne peut masquer la variabilité saisonnière. Il est important de pouvoir moyenniser sur un certain nombre de profils afin de rendre la variabilité observée statistiquement fiable. Cela permet de conclure que des mesures sur une base mensuelle sont plus pertinentes pour étudier une cyclicité saisonnière. Si on veut étudier une variabilité mensuelle, il faut réaliser des mesures sur une base quotidienne.

Pour les plages détritiques ouvertes, dans la plupart des cas, la saisonnalité est attribuée aux variations d'intensité et/ou de direction des vagues au cours de l'année (Angnuureng, 2016 ; Davidson *et al.*, 2010 ; Pianca *et al.*, 2015 ; Ruggiero *et al.*, 2005 ; Yates *et al.*, 2009). Généralement, la position de la ligne de rivage est plutôt en retrait (recul du trait de côte) en hiver, périodes avec des houles plutôt énergétiques, et plutôt en position avancée vers la mer (accrétion) en été. Dans notre étude, le régime des houles a aussi une déclinaison saisonnière avec une période plus énergétique en hiver austral (mai à octobre 2020) et moins énergétique en été (février à avril 2020 et novembre 2020 à janvier 2021) en l'absence de cyclone impactant directement la côte ouest de l'île durant l'été austral. Cela s'est traduit par un recul de la ligne d'eau moyenne jusqu'à 1,4 m en hiver et une avancée d'environ 0,9 m en été par rapport à la position moyenne sur l'ensemble de la période (Figure 4-3). Sur la plage d'arrière-récif frangeant de l'Anse Maurice (Guadeloupe), cette variation est de l'ordre de ± 4 m, soit un recul d'environ 4 m en hiver et une avancée de 4 m en été (Laigre *et al.*, 2023b). A titre de comparaison, ces variations sont le double sur les plages ouvertes, par exemple, sur la plage de Biscarosse (France), en hiver et printemps, un recul de 7 m est observé de la position moyenne, et une avancée de 10 m est observée en été et automne (Angnuureng, 2016). Le différentiel de mesures, à l'Hermitage, par rapport aux travaux de Laigre *et al.*, (2023b) s'expliquent sans doute par l'absence de houles australes ou cyclone morphogénique sur la période d'étude. Mahabot *et al.*, (2016) a ainsi montré l'importance des phénomènes paroxysmaux sur le littoral de l'Hermitage avec cependant un faible impact sur le profil MNS alors que le paysage (affouillement des filaos) traçait un recul important du rivage. La simple superposition de la limite de

végétation 2023 SNO Dynalit et la photographie aérienne de l'IGN 1950 présentée (Figure 2-21), tracent aussi le recul historique de ce rivage. La restauration écologique joue aussi peut être un rôle dans le non-enregistrement de processus saisonniers remarquables.

La Figure 4-19 montrent les profils de plage « MNS » acquises au moyen d'un DGPS (cf. 2.5.4), de 2012 à 2023, soit plus de 10 ans, ainsi que les différences d'altitudes depuis le début des campagnes DGPS le long de ce profil (2012), par pas de 1 m. Ce profil se situe à 30 m du transect étudié dans ce manuscrit (Figure 3-15). Il n'avait pas été choisi pour notre étude car il se trouvait dans la zone d'incertitudes élevées de l'emprise caméra. Cependant, il nous permet de voir l'évolution de la plage « MNS » et donc de replacer nos résultats dans ce contexte. Les profils ont été comparés pour les mêmes périodes, Avril-Mai et Octobre-Décembre. Depuis 2012, le profil MNS a connu des phases d'érosion (maximum $-0,65$ m) et d'accrétion (maximum $+0,28$ m), par rapport au profil initial (20121203). Nous constatons pour ce profil, qu'il est principalement en érosion. Des phases d'accrétion existent, (2020, 2023) mais sont peut-être lié à la recharge de sable sur l'Hermitage. On peut toutefois remarquer, en 2022, une érosion maximum de toute la plage. En 2022, on peut noter le passage de Freddy à moins de 300 km des côtes de La Réunion. Sa durée de vie exceptionnelle de 38 jours est un record pour le bassin et peut être à l'échelle du globe. Le système a évolué du 4 février au 14 mars soit plus d'un mois d'existence. La houle cyclonique a alors atteint 7 m en moyenne avec des vagues maximales atteignant les 11 à 13 mètres de haut. En ce qui concerne notre période d'étude, février 2020 à janvier 2021, la comparaison des 2 profils 20200518 et 20201027, montre une différence moyenne de $+0,10$ m.

Chapitre 4 : Analyse de la variabilité de la ligne d'eau extraite des Timex

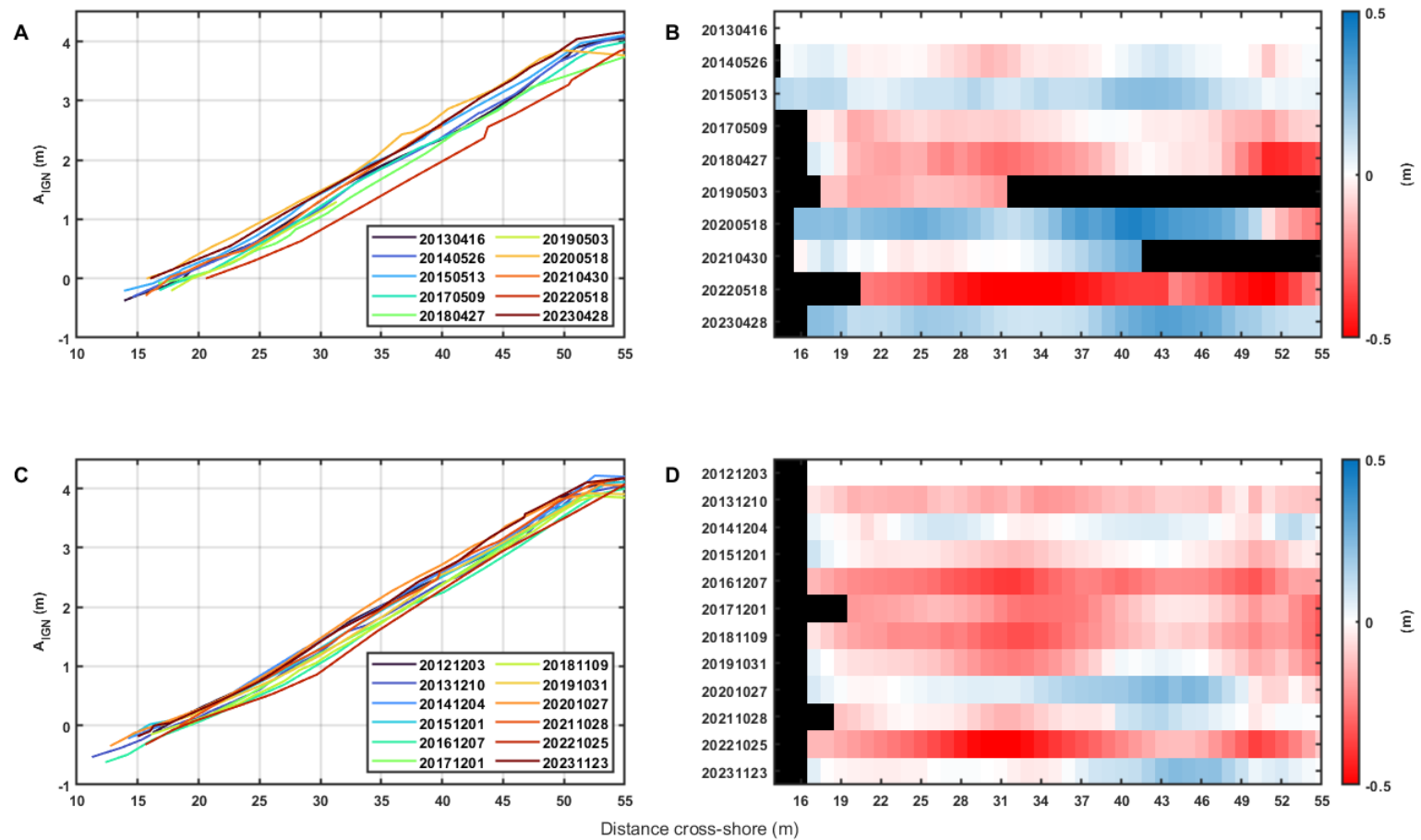


Figure 4-19 : Profils MNS (DGPS) par semestre et évolution de 2012 à 2023 : A et B- Pour les périodes avril-mai, C et D – pour les périodes octobre-décembre.

Données : OSU-R/SNO Dynalit. Les distances cross-shores ont pour référentiel le transect utilisé dans notre étude : zéro correspond au début du transect

Chapitre 4 : Analyse de la variabilité de la ligne d'eau extraite des Timex

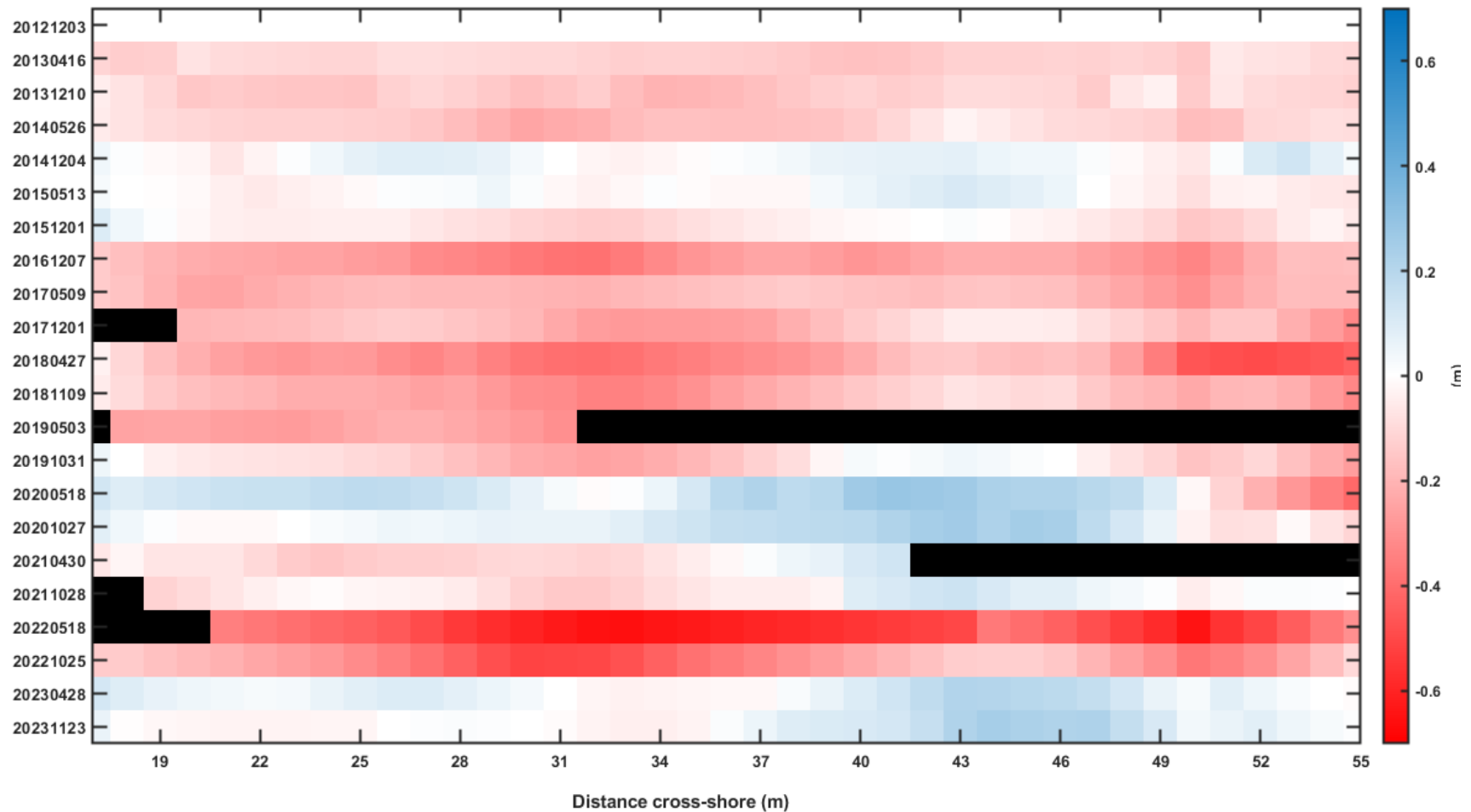


Figure 4-20 : Profils MNS (DGPS) et évolution de 2012 à 2023 : Un carré correspond à 1 m et 1 année. Données : OSU-R/SNO Dynalit. Les distances cross-shores ont pour référentiel le transect utilisé dans notre étude : zéro correspond au début du transect

On peut ainsi s'interroger dans notre étude de l'impact d'une chronique réduite en raison d'une longue phase d'instrumentation et de mis en œuvre (prétraitement et traitement) qui nous ont obligé à circonscrire la période d'étude.

Acquisition en continue et cinématique de l'estran

L'étude de cinématique du rivage, par l'étude de la position de la ligne d'eau est souvent réalisée par traitement d'images satellites ou aériennes. Lors de ces mesures une seule image instantanée est acquise. En général, ces études ne disposent pas de profil de plage, de donnée sur la hauteur d'eau ou sur l'état de mer. Considérer la variabilité de l'extension horizontale de la ligne d'eau sans connaître ces éléments ne permettent pas de conclure sur la position du trait de côte. En effet, les travaux présentés dans ce chapitre montrent que pour une même élévation d'eau ($\pm 0,02 \text{ m IGN}$), pendant un étale de marée haute, la position de la ligne d'eau continue de varier (jusqu'à 3m) (Figure 4-8B). Finalement, même en environnement microtidal, la variabilité liée à la pente de plage ou à la marée, peut-être équivalente à la variabilité saisonnière. De plus, sur une image instantanée, le *runup* est également présente (Manno *et al.*, (2017), augmentant, d'autant plus l'incertitude de la position mesurée.

L'utilisation de la vidéo, par sa fréquence d'acquisition journalière, permet de capturer des événements remarquables contrairement à d'autres techniques de télédétection qui ont une fréquence d'acquisition plus basse. Instrumenter un site avec une caméra couplé à un capteur de pression, nous a permis, au contraire des images aériennes et satellitaires, de produire toutes les lignes d'eau et les conditions hydrodynamique associées de manière empirique, donc de choisir les moments pertinents de l'étude (niveaux d'eau extrêmes sur la période d'étude). Les Timex nous ont permis d'étudier la cinématique de la ligne d'eau à l'échelle des cycles pertinents. Concernant le site de la passe de l'Hermitage, étudié par Mahabot, (2016) sur la période de 2012 à 2016 par le profil DGPS semestriel MNS, il montrait, rappelons-le, une plage atone sans variation

saisonniers. Nous avons, quant à nous, montré une variabilité du milieu d'estran d'amplitude maximale de 4 m pour une même élévation d'eau ($A_{IGN} = 0 m$) sans évènement morphogénique paroxysmal sur la période d'étude (Figure 4-13). Toutefois, lorsque ces profils sont moyennés par périodes (semestrielles), on remarque que ces variabilités s'estompent, laissant paraître deux profils faiblement différents, avec une légère accrétion en haut de l'estran, comme illustré dans la Figure 4-18.

La cinématique de l'estran atteste de mouvements sédimentaires autour d'un profil d'équilibre. La morphologie concave du profil (Figure 2-23), atteste cependant que ce profil d'équilibre s'est établi autour d'une situation plutôt dégradée qui reflète la situation antérieure et postérieure à l'expérimentation, (Cordier, 2007 ; Coudray et Troadec, 2002 ; Mahabot *et al.*, 2017 ; Mespoulhe et Troadec, 1994 ; Troadec, 2002) que l'on peut toujours caractériser par l'exploitation de profils extraits des MNT SNO Dynalit

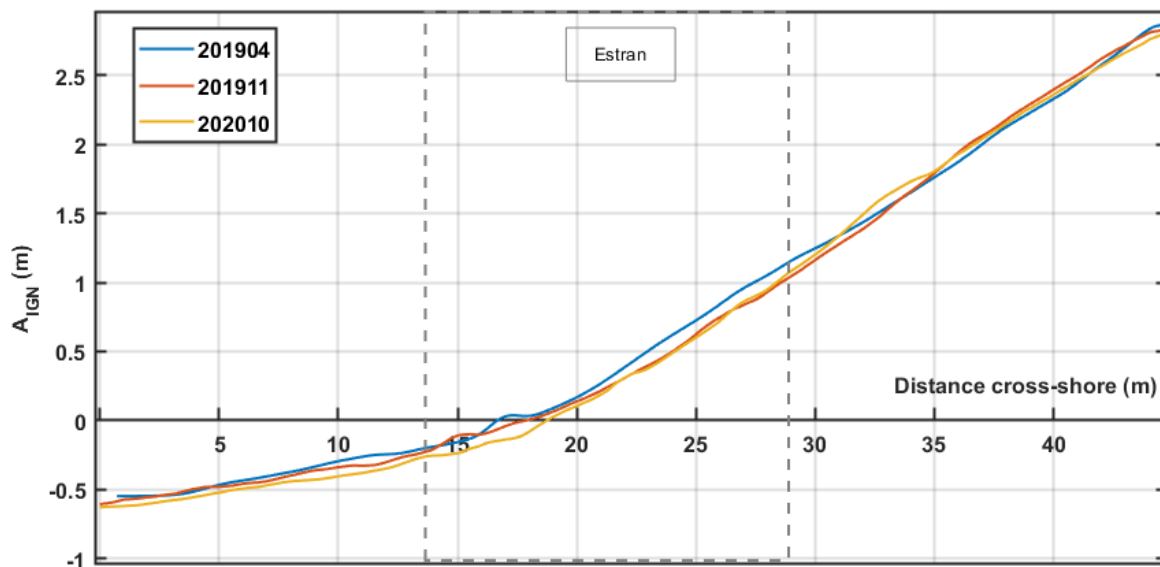


Figure 4-21 : Profils issus du MNT Drone, colocalisés avec le transect étudié dans ces travaux.

Etudes de deux niveaux d'eau exceptionnels

Comme nous l'avons d'ores et déjà évoqué, la mesure continue nous permet d'enregistrer des moments importants pour la morphodynamique et la submersion de l'estran qu'ils soient prévisibles par les modèles ou non. Grâce à l'enregistrement de l'événement exceptionnel du 9 au 10 mars nous avons pu caractériser dans des conditions de marée haute de vive-eau maximale sur la période (0,80 m le 9 mars et 0,84 m le 10 mars) et des conditions de houle peu différentes une extension horizontale, 2 m plus importante sur l'estran avec une hauteur d'eau de 10 cm de plus dans la DAR. En effet le 9 mars, WWIII modélise une houle de 3 m en pleine mer alors que le 10 mars elle est de 2,2 m au moment de la marée haute. On note en outre une translation de la zone submergée de 2 m avec un amplitude équivalent de 7,45 m +/- 0,15 m (Figure 4-4). Un setup de 0,10 cm sur une pente moyenne de l'estran de 0,07 peut effectivement générer une translation vers la terre de la zone submergée.

Dans notre étude, la position de la ligne d'eau s'est révélée être un indicateur permettant aussi d'identifier les périodes de très faibles niveaux d'eau dans la DAR. Ainsi, en visualisant les images correspondantes (Figure 4-5), il est possible d'observer l'exondation des coraux et de quantifier les élévations d'eau dans la DAR ainsi que la marée correspondante pour une telle exondation. Deux périodes de très basse mer ont été identifiées : du 25 mai au 5 juin et du 9 au 15 octobre, correspondant au moment où la position de la ligne d'eau est inférieure à 15 m (soit -4,2 m de la position moyenne). La visualisation des anomalies de hauteurs d'eau sur ces journées (Figure 4-22), à partir de l'AVISO LAS²⁰, montre des valeurs négatives, de 0,01 à 0,04 m, qui durent 2 semaines en juin et 1 semaine en octobre, avec un temps record d'exondation du platier interne de 5 heures d'affilées le 5 juin en journée. Pendant la saison hivernale australe (entre juin et octobre) 2015, précédant l'événement El Niño-Oscillation (ENSO)

²⁰ <https://las.aviso.altimetry.fr/>

de 2015-2016, une anomalie négative moyenne de 0,10 m sur le mois de juin, avec un pic à -0,35 m, se traduisant par une exondation exceptionnelle a été de même observée (Hoarau *et al.*, 2023). Cet évènement s'est traduit par une forte mortalité sommitale des massifs coralliens du platier interne du complexe récifal de l'Hermitage/La Saline. Les marées basses extrêmes sont en effet de périodes de mortalité fortes au sein des communautés de récifs coralliens en raison d'une exondation anormalement longue (Ampou *et al.*, 2017 ; Buckee *et al.*, 2022 ; Hoarau *et al.*, 2023). Si les vagues de chaleurs marines se traduisent un par inventaire des impacts annuels, (Nicet *et al.*, 2020) on notera que les impacts des fortes marées basses associées à des anomalies de hauteur d'eau sont moins caractérisés.

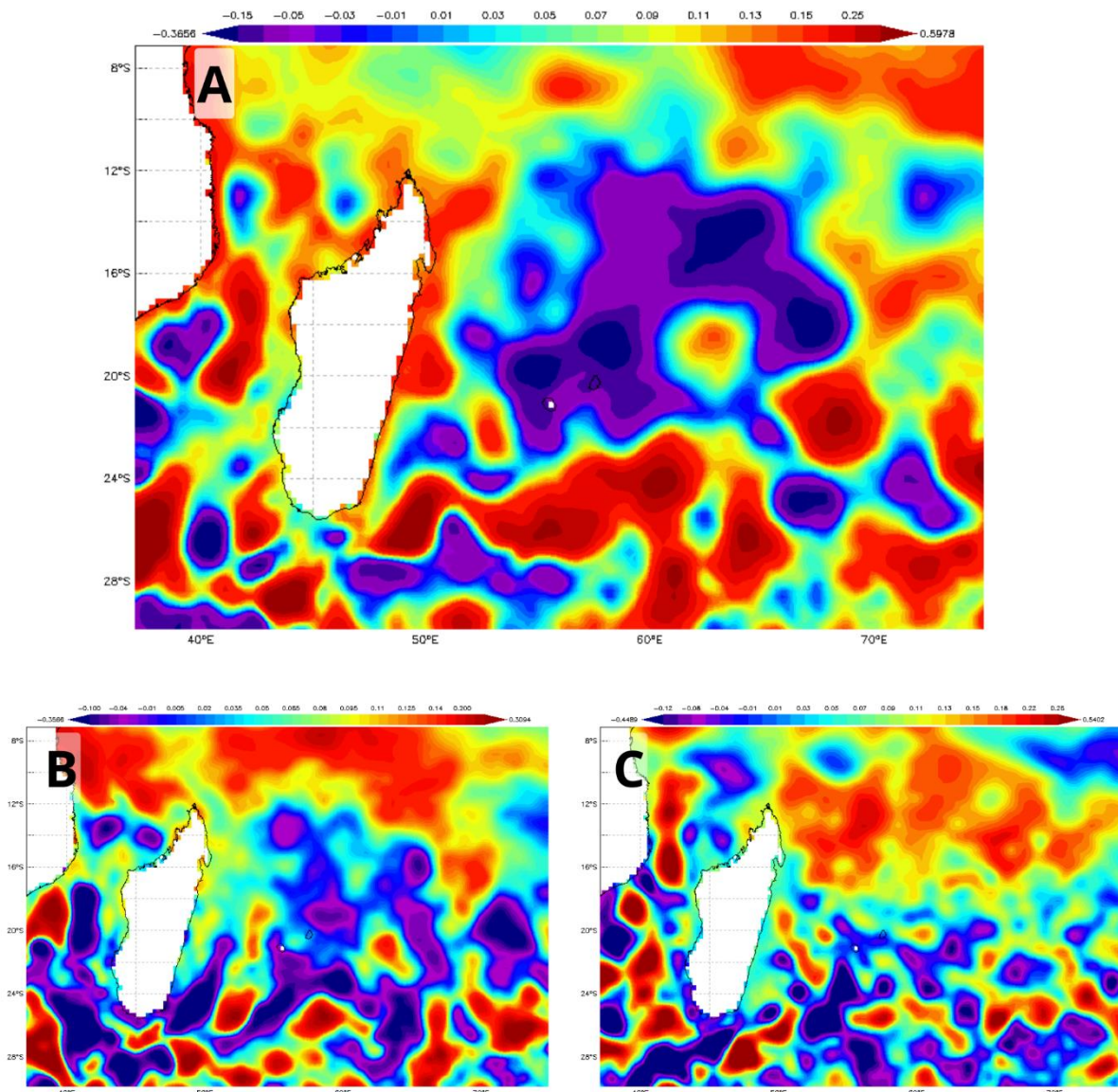


Figure 4-22 : Visualisation des nSLA à partir d'AVISO LAS Synthèse hebdomadaire datée du A - 15 juin 2015, B- 8 juin 2020, C – 12 octobre 2020

Impact des houles

L'étude de la position de la ligne d'eau pour une altitude donnée, ici, $0 + 0,02$ m, a montré une variabilité avant et après un épisode de houles en moyenne de 0,7 m. Sachant que quotidiennement, la position de la ligne d'eau montre une variabilité de +/- 1 à 1,5 m (Figure 4-9), le caractère morphogène de ces épisodes ne peut être confirmé. Toutefois, à l'échelle d'un profil produit sur l'estran à partir des données de

vidéos, on peut voir que c'est la zone intermédiaire et la partie supérieure qui sont le plus soumise aux forçages et donc aux modifications de sa morphologie. Cependant, à l'échelle de l'année, ces phases d'érosions et d'accrétion se succèdent et s'annulent, que ce soit sur le bas, le milieu ou le haut de l'estran (Figure 4-17)

A l'image des quelques auteurs qui ont travaillé en contexte d'arrière-récif sur la caractérisation des impacts des évènements tempétueux (ici à partir de $H_s > 2,7\text{m}$) nous montrons un impact sur la morphologie de l'estran, du transfert le long du profil et une modification de la pente (Laigre *et al.*, 2023b ; Mahabot *et al.*, 2016 ; Ogg et Koslow, 1978). Cependant, l'absence d'évènement exceptionnel sur la période d'étude nous invite à la prudence pour émettre une idée de l'amplitude des mouvements.

4.5. Conclusion

L'exploitation des *Timex* s'est révélée conclusive dans plusieurs domaines. L'étude de la position de la ligne d'eau à partir de ses synthèses a permis en effet d'éclairer des processus à différentes échelles sur l'estran. Cet estran supposé atone présente finalement des variations à très hautes fréquences enregistrables avec des données infra-quotidienne. Même si ici, le caractère morphogène des houles n'a pu être clairement démontré, il a été montré que le position de la ligne d'eau suivait une cyclicité saisonnière. Les données produites ont permis d'investiguer la morphodynamique à différentes échelles temporelles éclairant la significativité des données semestrielles produites. L'amortissement des houles par la crête récifale et le platier interne n'enlève pas de l'intérêt à l'exploitation des données de synthèse à partir de vidéo. La position de la ligne d'eau reste contrôlée par la houle et la marée. Le chapitre suivant décortique les paramètres de la houle d'arrière-récif vecteur de submersion sur l'estran. Les données instantanées sont alors mobilisées.

Chapitre 5. Etude du jet de rive sur une plage de récif frangeant

Dans ce chapitre, l'objectif est l'étude du jet de rive (*runup*) sur l'estran de l'Hermitage, notamment de caractériser les niveaux d'eau extrêmes au rivage lors d'évènements de houle en utilisant des observations *in situ*, notamment les données caméra et de la sonde de pression. Nous revenons dans un premier temps sur les méthodes qui sont propres à cette étude, qui viennent en complément de la méthodologie déjà explicitée dans le chapitre 3. Les résultats sont présentés puis discutés.

5.1. Méthodologie

Nous concentrons notre étude sur une période de 40 jours, du 26 février au 6 avril 2020, au cours de laquelle quatre évènements de houles, H1, H2, H3 et H4, définies dans la section 3.4.3 ont déferlé sur le récif. En outre, un évènement de houle exceptionnel ($H_s > 5\text{m}$), H14, sera aussi étudié.

5.1.1. Caractérisation du *runup* et du *setup* à partir de caméra vidéo

Nous détaillons ici le processus de caractérisation du *runup* et du *setup* sur l'estran à partir de caméra vidéo. Les *timestack* (2 Hz sur 10 min d'enregistrement) issus du prétraitement sont utilisés pour cette phase de l'étude. La concaténation de plusieurs *timestack* permet de créer des chroniques de différentes périodes. Ces séries temporelles de valeurs RVB des pixels, sont traitées pour extraire la délimitation entre les pixels de sable et d'eau dans la zone de *swash*, marquant le *runup*, (c.f 3.2.3). Ces données de position instantanées de la ligne d'eau, en pixel sont converties en données métriques (extension horizontale), grâce aux données de calibration.

Pour calculer les élévations du niveau de l'eau sur l'estran, les données horizontales sont converties, grâce à un profil de plage (Plant et Holman, 1997). Nous avons montré dans le chapitre précédent que pour les deux périodes, février à avril et octobre à

novembre, le profil moyen était quasi-similaires avec une différence moyenne de +0,02 m le long du profil (minimum - 0,03 m et maximum 0,11 m). Cependant, étant donné que les profils obtenus précédemment ne couvraient pas tout l'estran, et que les *runup* peuvent largement dépasser les niveaux moyens de niveau d'eau, un profil extrait du MNT drone SNO Dynalit, en date du 27 octobre 2020, est ici utilisé, avec une incertitude de 0,1 m pour chaque position de la ligne d'eau instantanée.

5.1.1.1. Caractérisation du SWL (Still Water Level)

L'élévation de la ligne d'eau sur l'estran, qu'on notera TWL (*Total Water Level*), correspond ici au niveau d'eau au large (*Still Water Level, SWL*) incluant la marée astronomique et la marée atmosphérique, auquel s'ajoute le *runup*, R . Le TWL est donné dans le référentiel altimétrique IGN89. Afin d'obtenir le *runup*, R , il faut d'abord déterminer le niveau du SWL (cf. 1.2.3).

Les données de hauteur d'eau offshore peuvent être obtenus à partir du marégraphe de la Pointe des Galets (PDG) (cf. 3.3.3). Ces données comprennent la marée ainsi que la surcôte/décote. La fonction *tidalfit* (MATLAB), développé par Aslak Grinsted, utilise la méthode HAMELS (Moindres Carrés Ordinaires) pour ajuster les composantes de marée aux données observées d'élévation d'eau. Ainsi, nous obtenons la marée à la Pointe des Galets, dans le référentiel altimétrique IGN89 et en faisant la soustraction entre les données observées et prédites, nous obtenons la surcote/décote instantanée, (Figure 5-1). L'étude de Cordier *et al.*, (2013) montre que la marée dans le récif est réduite et retardée par rapport à la marée à la PDG. Nous disposons dans cette étude également les données d'élévation d'eau dans le récif. Nous avons donc appliqué le *tidalfit* sur ces données pour obtenir la marée dans le récif dans le référentiel altimétrique IGN89. La comparaison des composantes de marées entre le marégraphe de la Pointe des Galets et la sonde OSSI dans le récif montre effectivement une atténuation d'environ 1,5 de l'amplitude et un retard de 20 minutes dans le récif par rapport à la Pointe des Galets, voir Annexe 1. Ces données sonde ayant été

partiellement disponibles, une correspondance peut être établie entre le signal de marée PDG et RF, afin d'obtenir une chronique complète (Figure 5-2). La différence entre les données de marée sur le récif issues de cette correspondance et celles obtenues par *tidalfit* est de l'ordre de +/- 0,1 m.

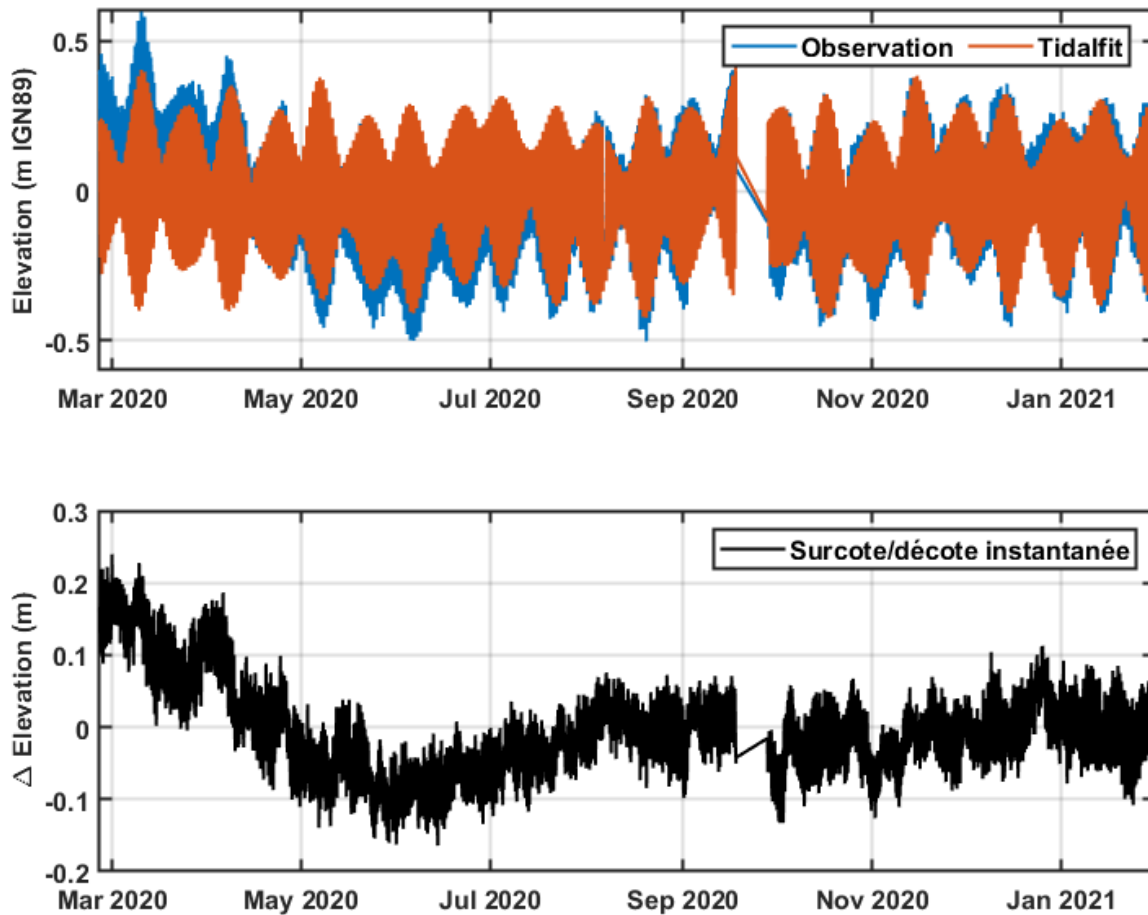


Figure 5-1 : Observation (en bleu) et prédiction (en rouge) de la marée à la Pointe des Galet ainsi que les surcote et décote instantanée (en noir).

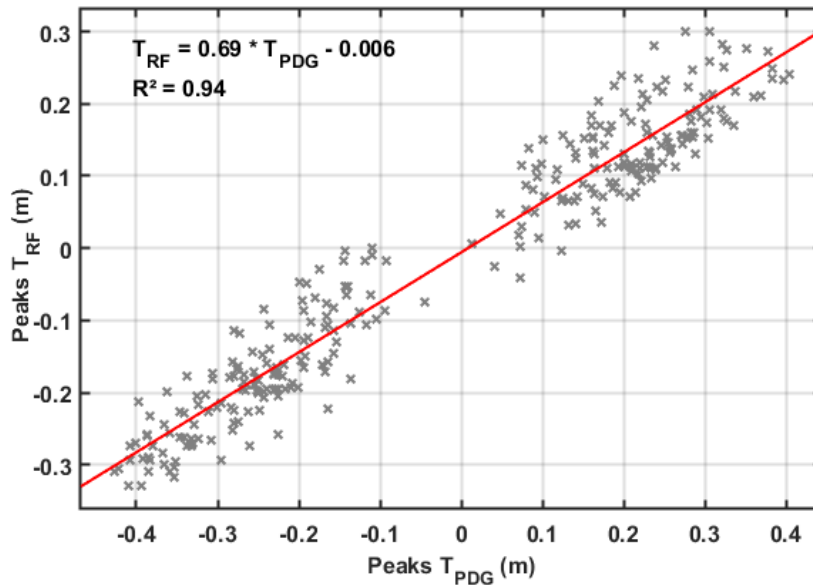


Figure 5-2 Correspondance de marée entre le récif (T_{RF}) et la Pointe des Galets (T_{PDG}). Une régression linéaire est effectuée entre les niveaux de pleine mer et basse mer.

Nous avons précédemment obtenu la marée dans le récif. La période qui nous intéresse est du 26 février 2020 au 6 avril 2020. Pendant cette période, nous pouvons voir dans la Figure 5-1 qu'une surcote fluctuant entre 0,05 et 0,20 mètres est enregistrée au niveau de la Pointe des Galets. Toutefois, la littérature montre que le niveau d'eau dans le récif est principalement contrôlée par la marée et la hauteur significative des vagues dans le récif (Bruch *et al.*, 2022 ; Shimozono *et al.*, 2015). De ce fait, dans cette étude, le SWL sera assimilé à la marée dans le récif.

5.1.1.2. Caractérisation du *runup* sur l'estran

Nous avons donc le TWL, ici correspondant à l'élévation de l'eau sur l'estran et la marée dans le récif, T_{RF} qu'on assimile à la SWL. A partir de là, nous pouvons extraire le *runup*, R , des données d'élévation de la ligne d'eau, TWL (Figure 5-3). Ainsi nous obtenons le *runup*, R par :

$$R = TWL - T_{RF} \quad \text{Éq. 6}$$

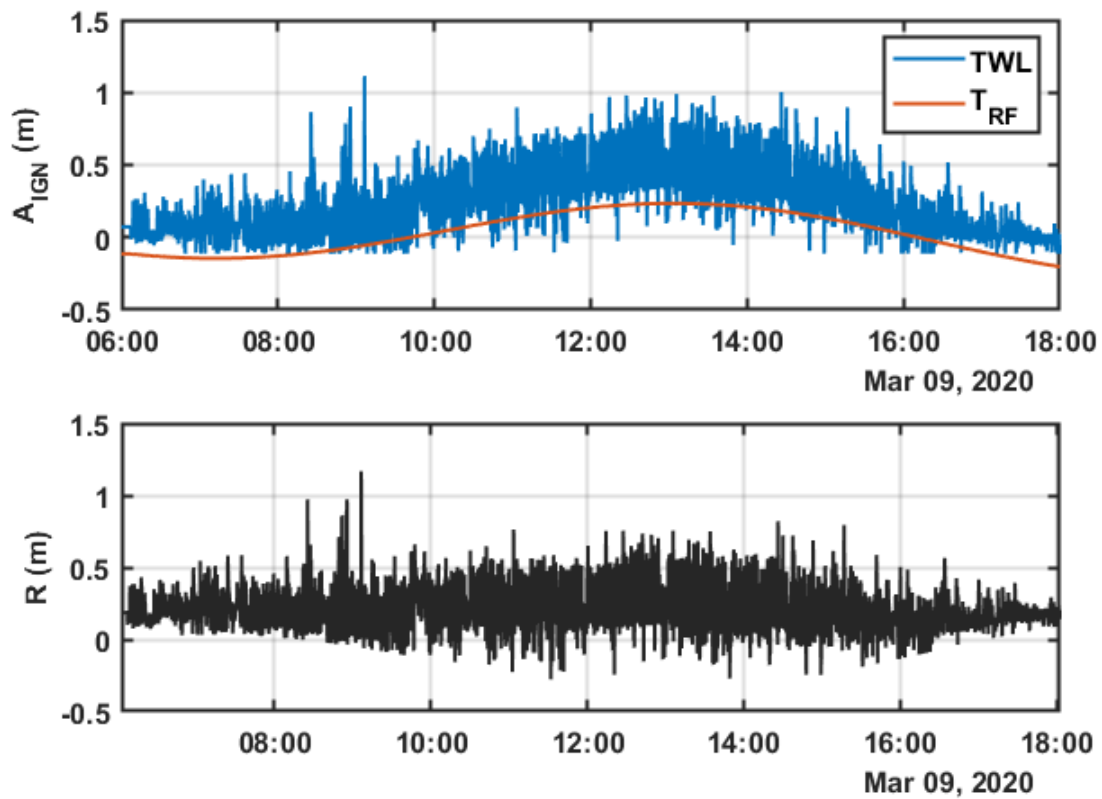


Figure 5-3 : Obtention de R , runup. En haut : le Total Water Level, TWL et la marée dans le récif, T_{RF} . En bas : le runup ou jet de rive, $R = TWL - T_{RF}$

5.1.1.3. Caractérisation du *setup* sur l'estran

Nous rappelons que le *runup*, R , est composé de deux parties, une statique, le *setup*, $\langle \eta \rangle$ et une dynamique, *swash* (S_w) (cf. 1.2.3). Dans cette étude, le *setup* au niveau de l'estran, noté η_{ES} , est calculé en faisant la moyenne glissante sur 30 minutes de R (Figure 5-4). Ce pas de temps est choisi car la composante dynamique comprend les signaux SS, IG et VLF, et pour un récif de largeur 400 m avec un niveau moyen de 0,50 m, la période du premier mode de seiche est de 12 minutes (cf. 1.2.1).

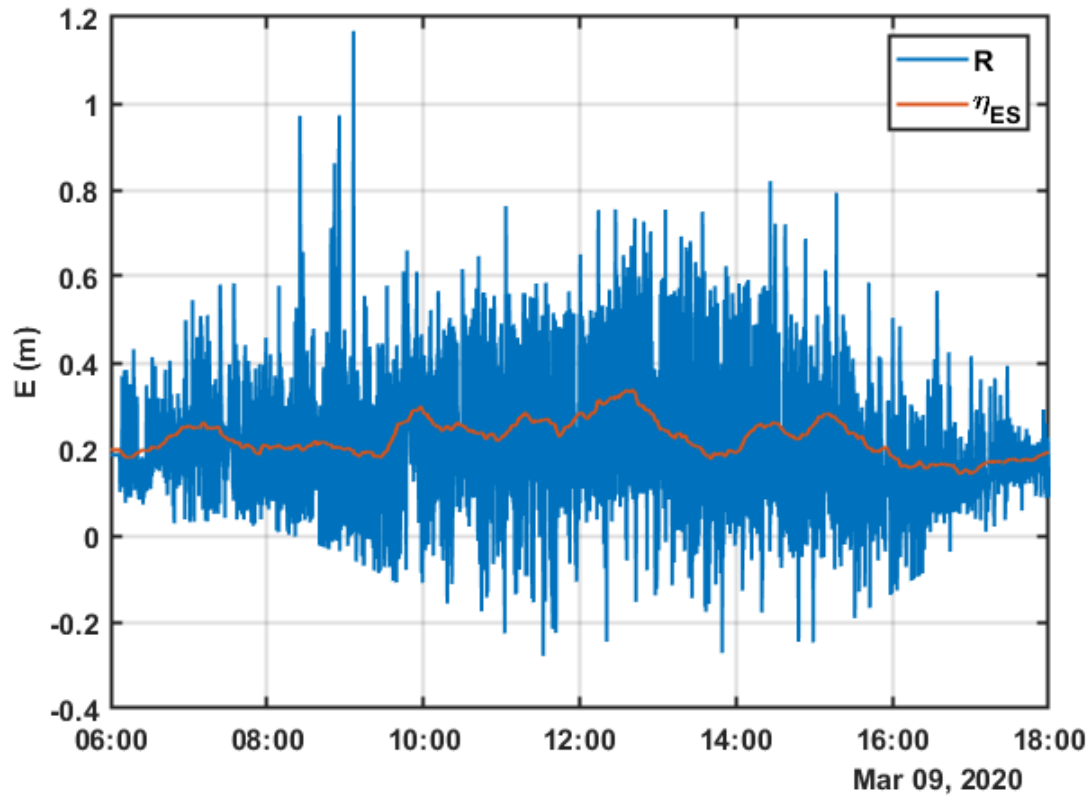


Figure 5-4 : Niveau d'eau au rivage par rapport au SWL, $E(m)$. En bleu : le runup, R et en rouge le setup, η sur l'estran

5.1.1.4. Calcul du $R_{2\%}$

Le *runup*, R , nous le rappelons, est la position verticale de la ligne d'eau sur l'estran, par rapport au SWL, qui varie avec le temps, intégrant les contributions du *setup* et du *swash* (c.f 1.2.3). Afin de pouvoir comparer les relations runup/houle proposées dans la littérature (Holman, 1986 ; Ruggiero *et al.*, 2001 ; Stockdon *et al.*, 2006 ; Vousdoukas *et al.*, 2012), les valeurs extrêmes seuillées à 2 % des valeurs enregistrées pour le *runup*, notée $R_{2\%}$, a été calculée à partir de la fonction de densité de probabilité cumulative des élévations de *runup* sur 10 minutes (Figure 5-5).

$$R_{2\%} = F^{-1}(0,98) \quad \text{Éq. 7}$$

$R_{2\%}$ représente la valeur associée au 98ème percentile de l'ensemble de données R

$F^{-1}(0.98)$ est l'inverse de la fonction de densité de probabilité cumulative (CDF) à 98 %, qui correspond au seuil de 2 % des valeurs enregistrées.

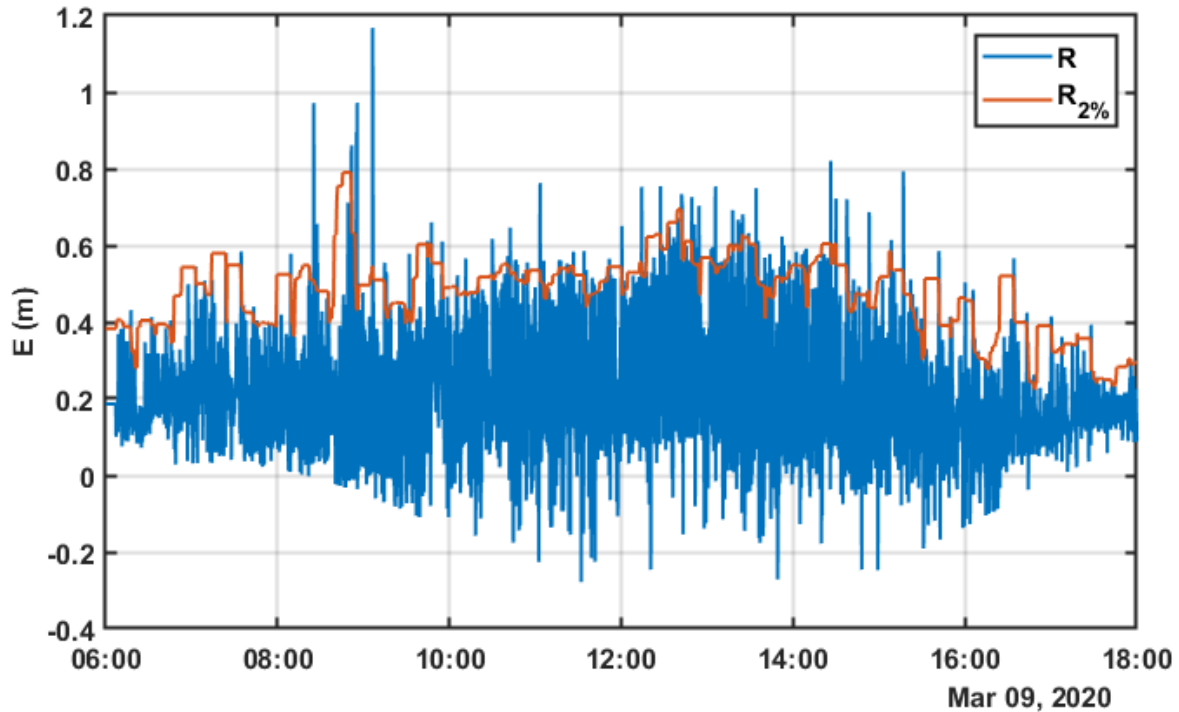


Figure 5-5 : Illustration du $R_{2\%}$ (en rouge), sur les données de *runup*, R (en bleu)

5.1.2. Caractérisation des ondes SS, VLF et IG sur l'éstran

Afin d'étudier la présence d'ondes longues, notamment les ondes VLF (*Very Low Frequency*) et IG (Infragravitaires) dans les données de *runup*, des analyses statistiques, ont été réalisées à partir des séries temporelles de R. Les caractéristiques du *swash* peuvent être déduites à partir de la densité spectrale de puissance, PSD(f), des séries temporelles continues de R (Stockdon *et al.*, 2006). La hauteur significative du *swash*, S, a été déterminée par la formule

$$S = 4 * \sqrt{\sum PSD(f)df} \quad \text{Éq. 8}$$

de manière similaire au calcul de la hauteur significative des vagues (Guza et Thornton, 1980). Les hauteurs significatives du *swash* ont été calculées en faisant la somme dans

les bandes d'ondes incidentes (SS), infragravitaires (IG) et très basse fréquence (VLF). Nous rappelons les bandes dans le

Tableau 5-1.

Tableau 5-1 : Bandes de fréquences pour les composantes SS, IG et VLF

Composantes	Fréquence (Hz)
Gravitaire (SS ou GW)	> 0,04
Infragravitaires (IG)	0,004 – 0,04
Très basse fréquence (VLF)	< 0,004

5.1.3. Niveau d'eau et Hs dans le récif

Comme mentionné plus haut, à partir des données du capteur de pression, nous avons obtenu les élévations d'eau dans le récif dans le référentiel altimétrique IGN89. Le calcul des hauteurs significatives des houles dans les bandes incidentes, IG et VLF est décrite dans la section 3.3.1. Nous avons aussi obtenu la marée dans le récif, T_{RF} . Le setup dans le récif peut donc être calculé comme la différence de l'élévation d'eau dans le récif, A_{IGN} , et la marée, T_{RF} (Figure 5-6). Ce setup est, selon la littérature, corrélé à la hauteur significative des houles offshore. Nous avons donc

$$\eta_{RF} = A_{IGN} - T_{RF} \quad \text{Éq. 9}$$

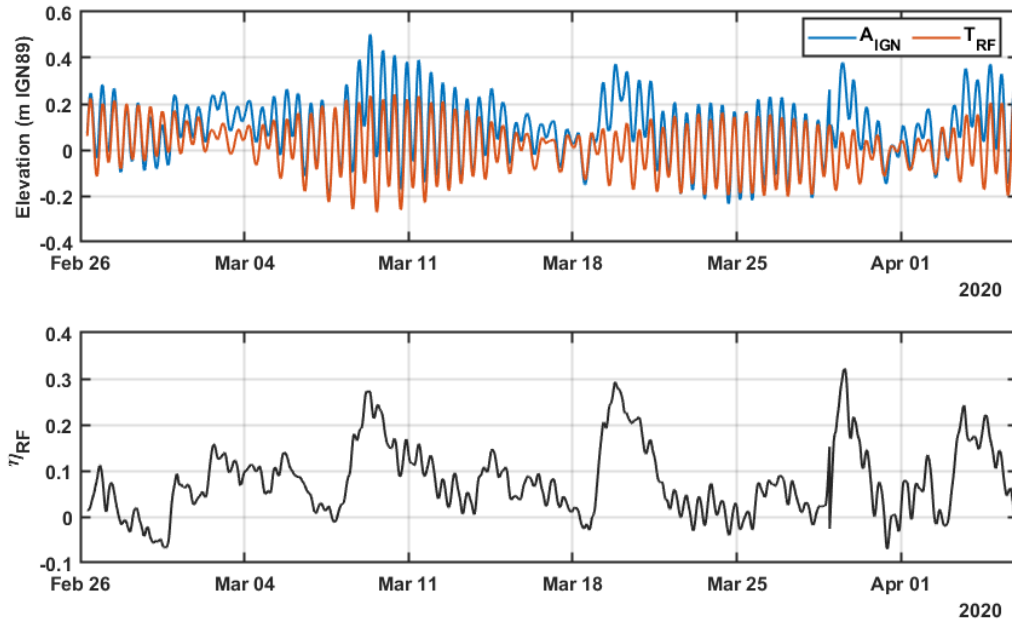


Figure 5-6 : Comparaison des élévations d'eau dans le récif et la marée obtenu avec tidalfit (T_{rf}) pour la période du 26 février au 6 avril 2020. En bleu : l'élévation d'eau dans le récif, en rouge le signal de marée et en noir, le setup dans le récif

5.2. Résultats

Dans un premier temps, nous présentons une synthèse des conditions observées dans le récif pour la période allant du 26 février 2020 au 6 avril 2020 (40 jours). Ensuite nous présentons les résultats pour chaque événement de houle de la période : H1, H2, H3 et H4. Ces résultats comprennent les analyses des niveaux d'eau sur l'estran (*runup*, *setup*) ainsi que dans le récif (*setup*, *Hs*). Les données seront exprimées en heure locale (UTC+4). Nous terminerons cette section par l'analyse de la journée du 8 juillet 2020.

5.2.1. Synthèse de l'hydrodynamique pendant la période d'étude

5.2.1.1. Niveaux d'eau dans le récif

La Figure 5-7 présente les séries temporelles des niveaux d'eau et des paramètres des houles mesurés sur le récif, ainsi que les paramètres de houle offshore obtenus avec WWIII. La marée observée était principalement semi-diurne avec une inégalité diurne, couvrant deux marées de vives-eaux et trois marées de mortes-eaux. L'amplitude de marée sur le récif était de 0,5 m et 0,4 m respectivement pour la première et la deuxième marée de vives-eaux, et en moyenne de 0,13 m pour les trois marées de mortes-eaux. La marée haute maximale était de +0,24 m et la marée basse minimale de -0,27 m pour la première marée de vives-eaux, et respectivement de +0,16 m et de -0,20 m pour la deuxième marée de vives-eaux. Pour la première marée de mortes-eaux, la marée haute maximale et la marée basse minimale étaient respectivement de +0,11 m et de -0,01 m, tandis que pour la deuxième marée de mortes-eaux, la marée maximale était de +0,05 m et la marée minimale de -0,09 m, et pour la troisième marée de mortes-eaux, la marée maximale était de +0,05 m et la marée minimale de -0,08 m (Figure 5-7a).

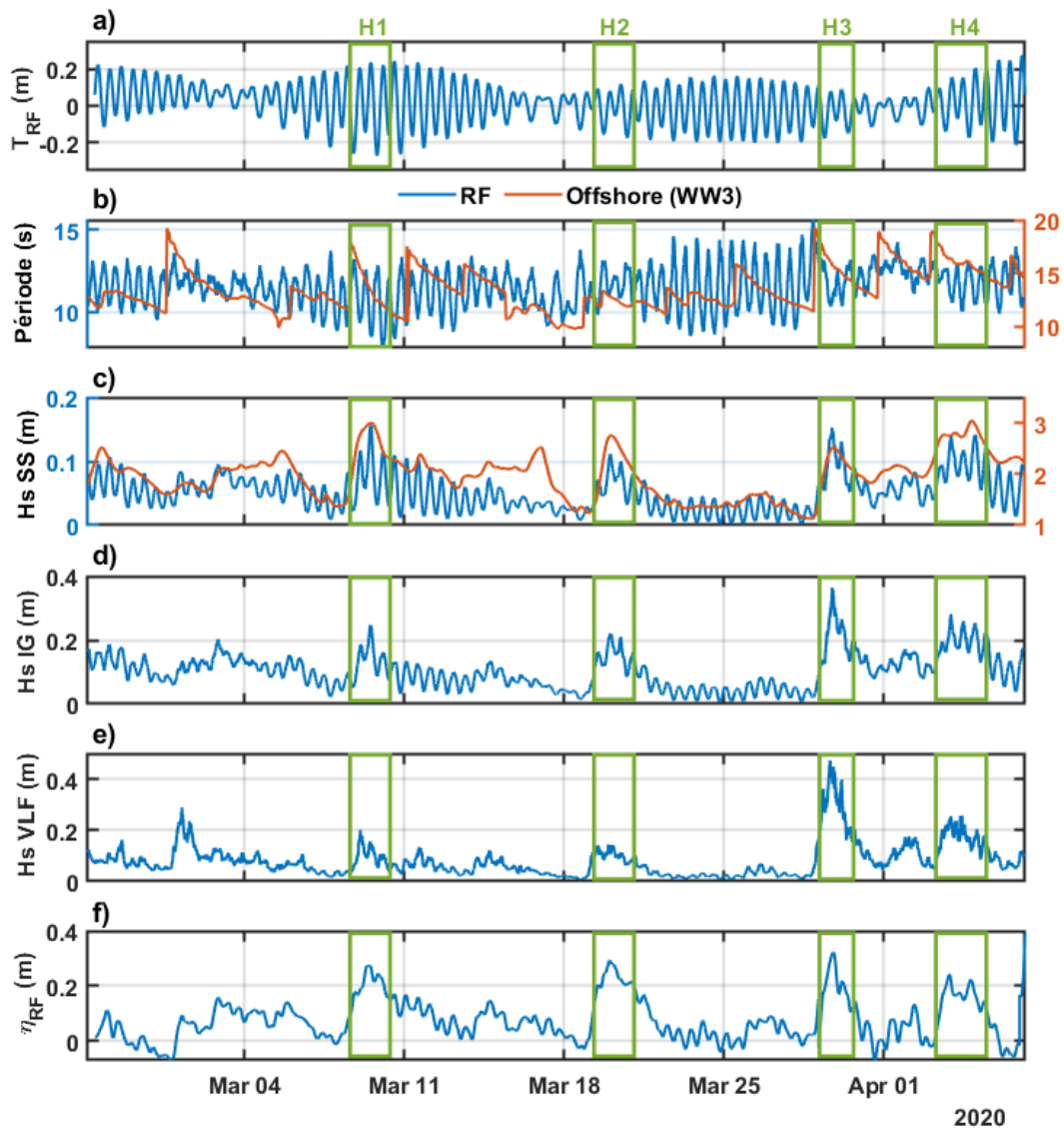


Figure 5-7 : Synthèse des mesures hydrodynamiques pendant la période d'étude du 26 février au 6 avril 2020 : les niveaux d'eau et les paramètres des vagues pour le récif (platier) (en bleu) et offshore (RF) (en rouge) observés sur les 40 jours de déploiement : (a) Marée dans le récif (par rapport au niveau de référence IGN89) (b) Période moyenne (c-e) Hauteurs de vagues significatives dans la bande des ondes gravitaires (SS), dans la bande des ondes infragravitaires (IG), et dans la bande VLF. (f) Setup η_{RF} calculé à la station RF.

5.2.1.2. Ondes gravitaires et ondes longues dans le récif

La hauteur significative de la houle offshore, H_{SS}^{OFF} , était en moyenne de 1,97 m avec une période moyenne et maximale de 13,5 s et 19,2 s respectivement (Figure 5-7b et Figure 5-7c). Pour l'évènement H1, H_{SS}^{OFF} a atteint 3 m avec une période maximale de 16,7 s. Pour H2, H_{SS}^{OFF} a atteint 2,8 m avec une période maximale de 13,3 s. Pour H3, H_{SS}^{OFF} a atteint 2,5 m avec une période maximale de 16,4 s. L'évènement de houle le plus fort, H4, qui s'est produit début avril est caractérisé par trois pics de H_{SS}^{OFF} . Les deux premiers atteignent 2,8 m et le troisième, 3,05 m. La période était alors de 16 s en moyenne avec une période maximale de 18,5 s.

Sur le platier dans le récif, la hauteur significative des houles gravitaires, H_{SS}^{RF} , ne dépasse pas 0,15 m (Figure 5-7c). Cette hauteur est atteinte pour les évènements H1 et H3. Pour H2 et H4, la hauteur maximale atteinte est de 0,11 m et 0,14 m respectivement, démontrant une atténuation marquée des ondes gravitaires par le récif. Cette atténuation des ondes gravitaires (SS) à travers le récif est évidente avec une réduction moyenne de 97,5 % des hauteurs de houles incidentes (Figure 5-8a) et une moyenne H_{SS}^{RF} observée de 0,05 m. L'atténuation de la houle a varié entre 95 % et 98 % à marée haute et marée basse respectivement, suggérant que la marée contrôlait partiellement la réduction de l'énergie des ondes gravitaires, avec une atténuation moins importante des ondes incidentes pendant la marée haute et une atténuation plus importante pendant la marée basse (Figure 5-8a). L'atténuation la plus basse est pendant l'évènement H3, avec seulement 94% de réduction.

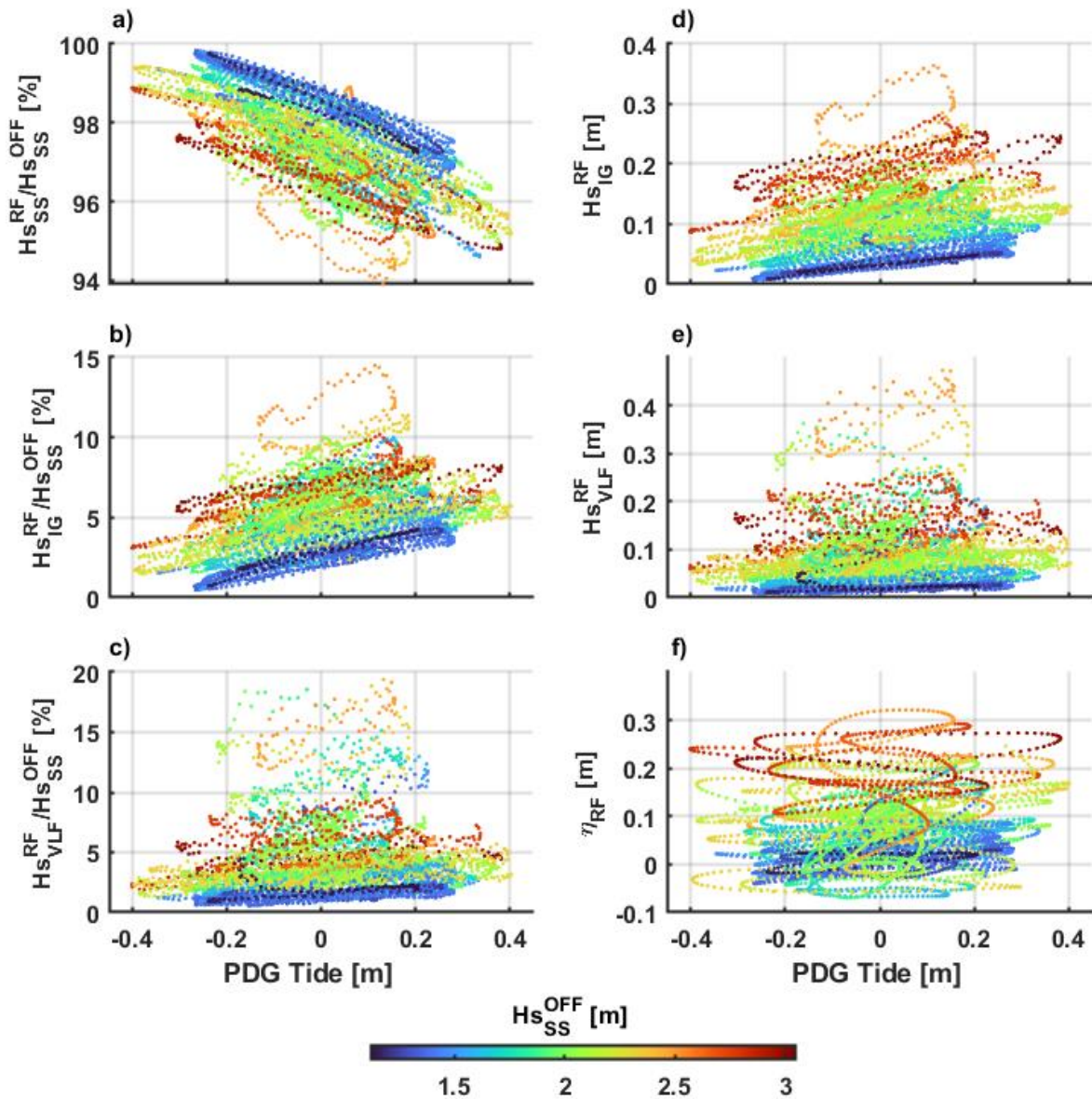


Figure 5-8 : Contrôle de la marée sur les paramètres de houles dans le récif (RF) : (a) atténuation des ondes gravitaires (SS), (b-c) ratio entre les ondes longues (IG et VLF) dans le récif et les houles offshore, (d-e) Hauteurs significatives des houles IG et VLG dans le récif, (f) Setup dans le récif. Tous les points sont colorés en fonction de la hauteur significative des houles offshore

Le ratio hauteur des houles IG dans le récif, Hs_{IG}^{RF} et hauteur des houles offshore, Hs_{SS}^{OFF} , a varié entre 0,5% et 14,5% (Figure 5-8b). Ce ratio est modulé par la marée, augmentant avec le niveau d'eau dans le récif. La moyenne de Hs_{IG}^{RF} est de 0,09 m (Figure 5-7d). L'évènement de houle H3 est remarquable en ce qui concerne les ondes IG dans le

récif. En effet, la hauteur maximum de 0,39 m est atteinte ce jour-là avec un ratio $Hs_{IG}^{RF}/Hs_{SS}^{OFF}$ maximum de 14,5%.

Le ratio hauteur des houles VLF dans le récif, Hs_{VLF}^{RF} , et hauteur des houles offshore, Hs_{SS}^{OFF} , a varié entre 0,5% et 19% (Figure 5-8c). Ce ratio est très faiblement modulé par la marée et est encore moindre pendant les évènements plus énergétiques. La moyenne de Hs_{VLF}^{RF} est de 0,07 m (Figure 5-7e). L'évènement de houle H3 est aussi remarquable en ce qui concerne les ondes VLF dans le récif. En effet, la hauteur maximum de 0,47 m et un ratio $Hs_{VLF}^{RF}/Hs_{SS}^{OFF}$ maximum de 19% sont atteints ce jour-là. Un autre moment qui est intéressant à noter est le 1^{er} mars où une hauteur de houle VLF de 0,29 m est atteinte, mais avec un Hs_{SS}^{OFF} de 1,83 m et un Hs_{SS}^{RF} de 0,08 m.

5.2.1.3. Setup dans le récif

Le setup dans le récif, η_{RF} , a varié entre -0,07 m et 0,32 m, avec une moyenne de 0,02 m. Il est corrélé à la hauteur des houles offshore Hs_{SS}^{OFF} avec un $R^2=0,40$. Le seuil de hauteur significative pour lequel le setup est nul est environ 1,3 m. Le setup maximal est observé pendant l'évènement H3 (Figure 5-9).

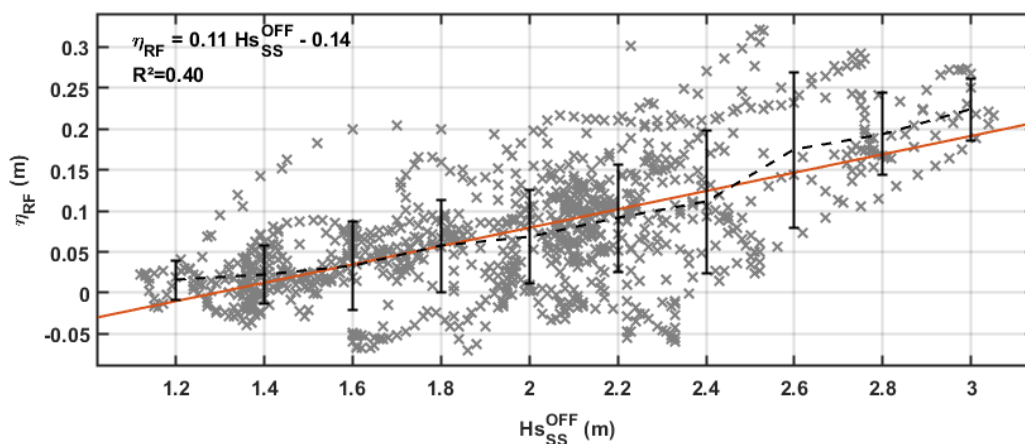


Figure 5-9 : Setup dans le récif η_{RF} vs houle offshore Courbe de tendance en noir et régression en rouge.

5.2.2. Analyse par évènement de houle

5.2.2.1. H1 – du 8 au 10 mars 2020

Cet évènement de houle a duré 33 heures. Avec une hauteur de houle maximum de 3 m, et une période pic maximum de 16,7 s. La puissance totale est de 297 m²h. La direction moyenne était de 187°, soit plutôt sud. Selon la disponibilité des images, seulement la journée du 9 mars a pu être étudié pour le *runup*.

Le *runup* moyen et maximal est de 0,22 m et 1,17 m respectivement. Le R2% moyen est de 0,47 m. Le *setup* moyen et maximal sur l'estran est de 0,22 m et 0,34 m respectivement (Figure 5-10a).

Le *setup* moyen et maximal dans le récif est de 0,22 m et 0,27 m respectivement. Le marnage maximal était de 0,50 m le 9 mars 2020 (Figure 5-10b).

La hauteur de houle gravitaire (SS) dans le récif a varié entre 0,03 m et 0,15 m (Figure 5-10c). La hauteur de houle infragravitaires (IG) dans le récif a varié entre 0,08 m et 0,25 m. La hauteur de houle de très basse fréquence VLF dans le récif a varié entre 0,05 m et 0,20 m. C'est la composante infragravitaire qui a dominé dans le récif, atteignant 0,25 m pendant la marée haute.

Une analyse des contributions au $R_{2\%}$ montre que le *setup* a contribué à hauteur de 39%, et le pourcentage des ondes SS, IG et VLF sont respectivement 20%, 24% et 17% (Figure 5-11).

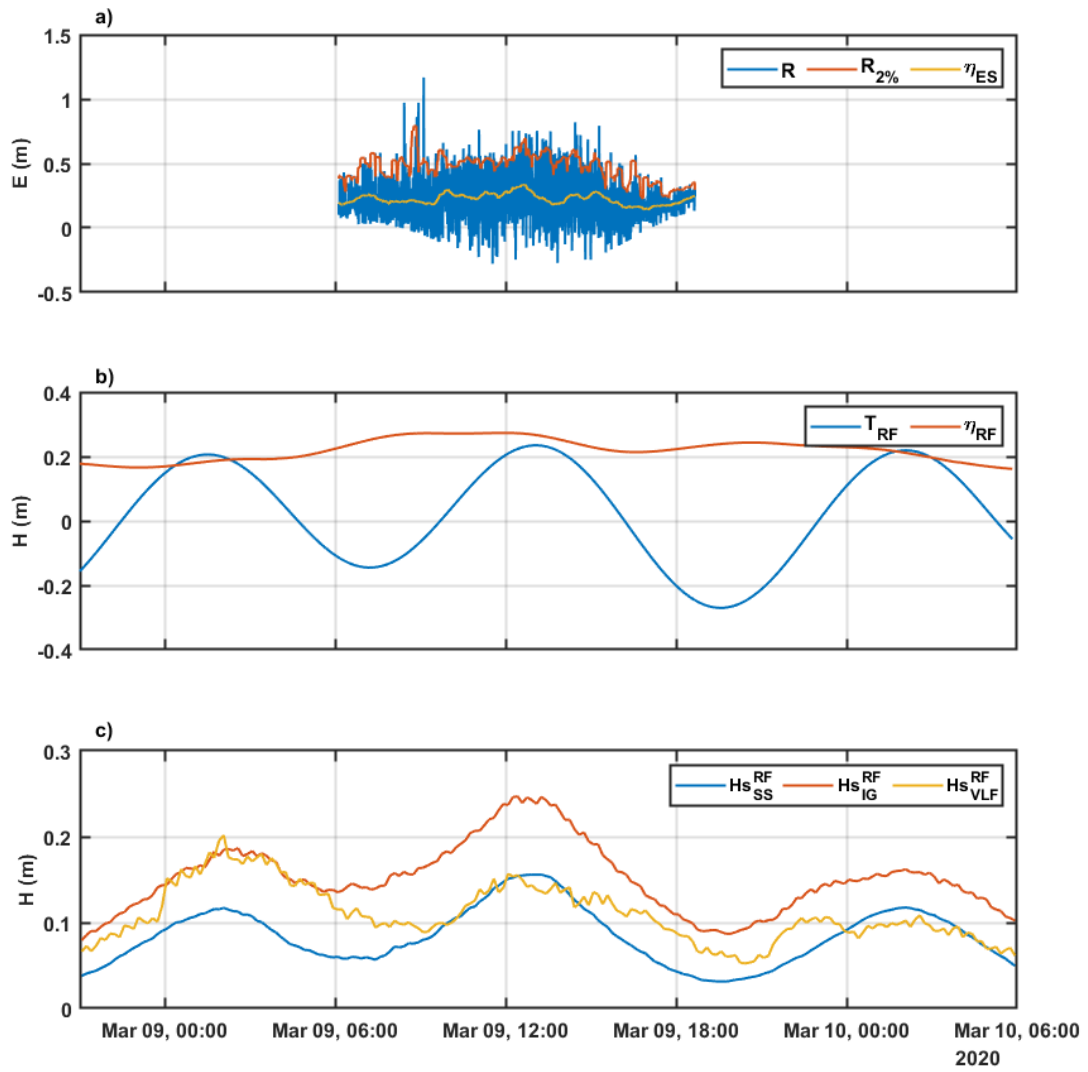


Figure 5-10 : Observations sur l'estran et le récif pendant l'évènement H1 : a) Runup, $R_{2\%}$ et setup sur l'estran, b) Marée et setup dans le récif, c) Hauteur de houle SS, IG et VLF dans le récif.

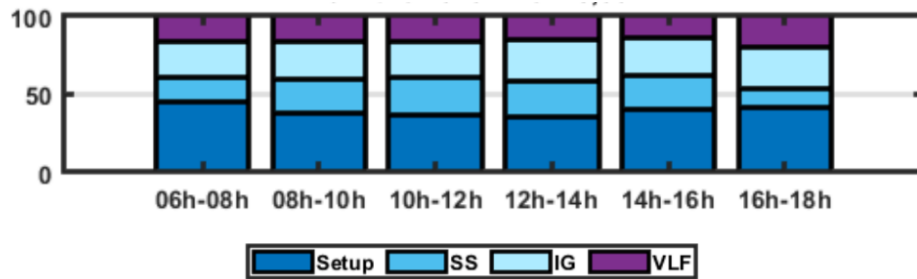


Figure 5-11 : Analyse du $R_{2\%}$ par composantes : setup, SS, IG et VLF pour le 9 mars 2020.

5.2.2.2. H2 – du 19 au 20 mars 2020

Cet évènement de houle a duré 21 heures. Avec une hauteur de houle maximum de 2,76 m, et une période pic maximum de 13,3 s. La puissance totale est de 160 m²h. La direction moyenne était de 206°, donc plutôt sud-sud-ouest. Selon la disponibilité des images, seulement la journée du 20 mars a pu être étudié pour le *runup*.

Le *runup* moyen et maximal est de 0,15 m et 0,71 m respectivement. Le R2% moyen est de 0,30 m. Le *setup* moyen et maximal sur l'estran est de 0,15 m et 0,23 m respectivement (Figure 5-12a).

Le *setup* moyen et maximal dans le récif est de 0,25 m et 0,29 m respectivement. Le marnage maximal était de 0,27 m le 20 mars 2020 (Figure 5-12b).

La hauteur de houle gravitaire (SS) dans le récif a varié entre 0,05 m et 0,11 m (Figure 5-12c). La hauteur de houle infragravitaires (IG) dans le récif a varié entre 0,12 m et 0,22 m. La hauteur de houle de très basse fréquence VLF dans le récif a varié entre 0,08 m et 0,14 m. C'est la composante infragravitaire qui a dominé dans le récif, atteignant 0,22 m et 0,21 m respectivement pendant la marée haute du 19 et 20 mars.

Une analyse des contributions au $R_{2\%}$ montre que le *setup* a contribué à hauteur de 38%, et le pourcentage des ondes SS, IG et VLF sont respectivement 20%, 24% et 17% (Figure 5-13).

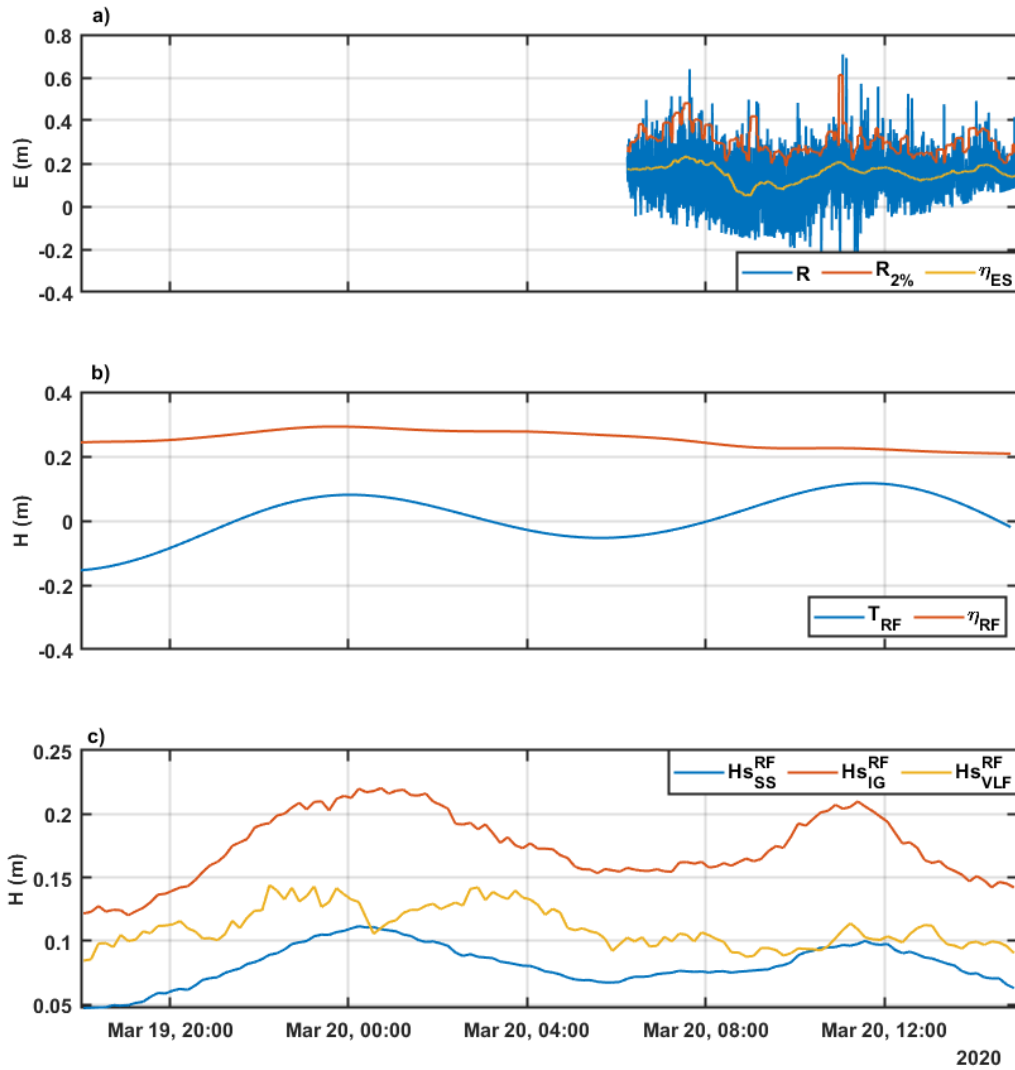


Figure 5-12 : Observations sur l'estran et le récif pendant l'évènement H2 : a) Runup, $R_{2\%}$ et setup sur l'estran, b) Marée et setup dans le récif, c) Hauteur de houle SS, IG et VLF dans le récif.

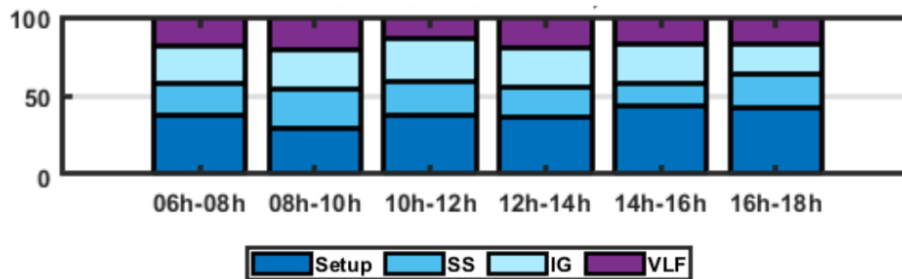


Figure 5-13 : Analyse du $R_{2\%}$ par composantes : setup, SS, IG et VLF pour le 20 mars 2020.

5.2.2.3. H3 – le 29 mars 2020

Cet évènement de houle a duré 14 heures. Avec une hauteur de houle maximum de 2,53 m, et une période pic maximum de 16,4 s. La puissance totale est de 90 m²h. La direction moyenne était de 218°, donc plutôt sud-ouest.

Le *runup* moyen et maximal est de 0,37 m et 1,6 m respectivement. Le R2% moyen est de 0,87 m. Le *setup* moyen et maximal sur l'estran est de 0,37 m et 0,48 m respectivement (Figure 5-14a).

Le *setup* moyen et maximal dans le récif est de 0,26 m et 0,32 m respectivement. Le marnage maximal était de 0,16 m le 29 mars 2020 (Figure 5-14b).

La hauteur de houle gravitaire (SS) dans le récif a varié entre 0,09 m et 0,15 m (Figure 5-14c). La hauteur de houle infragravitaires (IG) dans le récif a varié entre 0,22 m et 0,36 m. La hauteur de houle de très basse fréquence VLF dans le récif a varié entre 0,27 m et 0,47 m. C'est la composante VLF qui a dominé dans le récif pendant l'évènement du 29 mars (H3).

Une analyse des contributions au $R_{2\%}$ montre que le *setup* a contribué à hauteur de 39%, et le pourcentage des ondes SS, IG et VLF sont respectivement 12%, 22% et 27% (Figure 5-15).

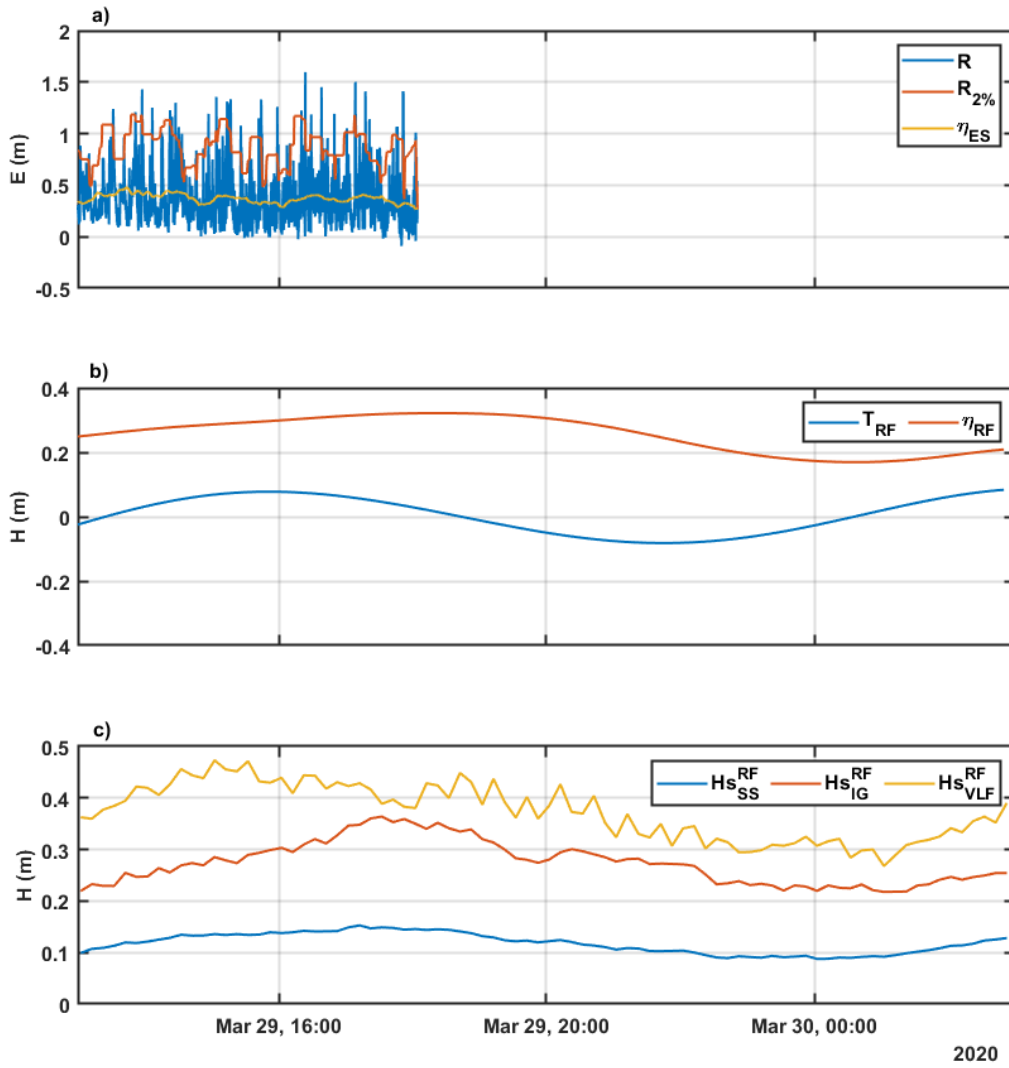


Figure 5-14 : Observations sur l'estran et le récif pendant l'évènement H3 : a) Runup, $R_{2\%}$ et setup sur l'estran, b) Marée et setup dans le récif, c) Hauteur de houle SS, IG et VLF dans le récif.

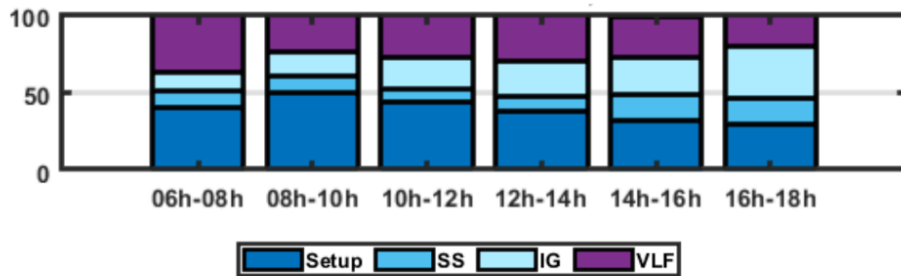


Figure 5-15 : Analyse du $R_{2\%}$ par composantes : setup, SS, IG et VLF pour le 29 mars 2020.

5.2.2.4. H4 – du 3 au 5 avril 2020

Cet évènement de houle a duré 61 heures. Avec une hauteur de houle maximum de 3,05 m, et une période pic maximum de 18,5 s. La puissance totale est de 567 m²h. La direction moyenne était de 217°, donc plutôt sud-ouest. Selon la disponibilité des images, seulement les journées du 3 et 4 avril ont pu être étudié pour le *runup*.

Le *runup* moyen et maximal est de 0,22 m et 1,4 m respectivement. Le R_{2%} moyen est de 0,45 m. Le *setup* moyen et maximal sur l'estran est de 0,22 m et 0,32 m respectivement (Figure 5-16a).

Le *setup* moyen et maximal dans le récif est de 0,15 m et 0,24 m respectivement. Le marnage maximal était de 0,37 m le 4 avril 2020 (Figure 5-16b).

La hauteur de houle gravitaire (SS) dans le récif a varié entre 0,03 m et 0,14 m (Figure 5-16c). La hauteur de houle infragravitaires (IG) dans le récif a varié entre 0,07 m et 0,28 m. La hauteur de houle de très basse fréquence VLF dans le récif a varié entre 0,05 m et 0,26 m. C'est la composante infragravitaire qui a dominé dans le récif pendant l'évènement H4.

Une analyse des contributions au R_{2%} le 3 avril montre que le *setup* a contribué à hauteur de 36% au R_{2%}, et le pourcentage des ondes SS, IG et VLF sont respectivement 20%, 23% et 20% (Figure 5-17a). Le 4 avril, le *setup* a contribué à 42% au R_{2%}, et le pourcentage des ondes SS, IG et VLF sont respectivement 14%, 25% et 19% (Figure 5-17b).

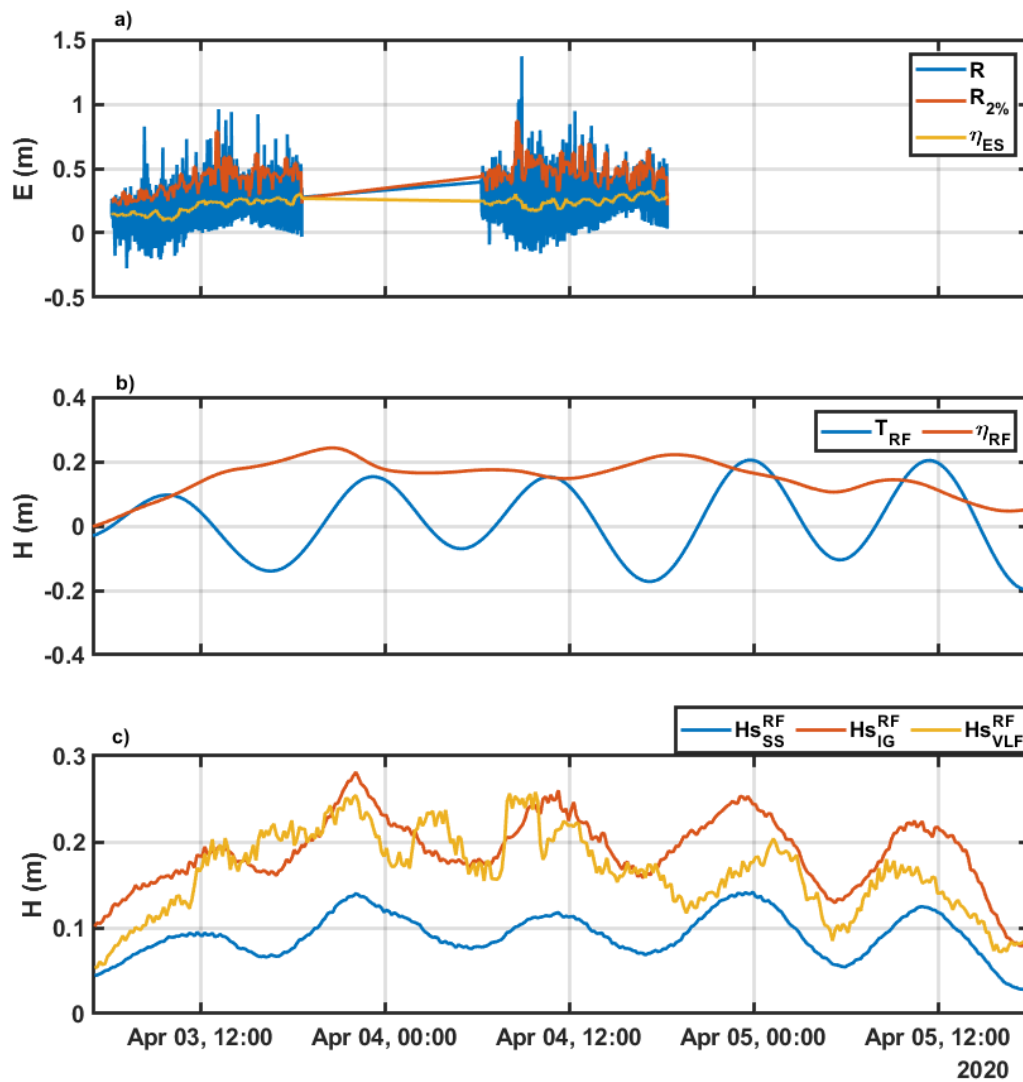


Figure 5-16 : Observations sur l'estran et le récif pendant l'évènement H4 : a) Runup, R2% et setup sur l'estran, b) Marée et setup dans le récif, c) Hauteur de houle SS, IG et VLF dans le récif.

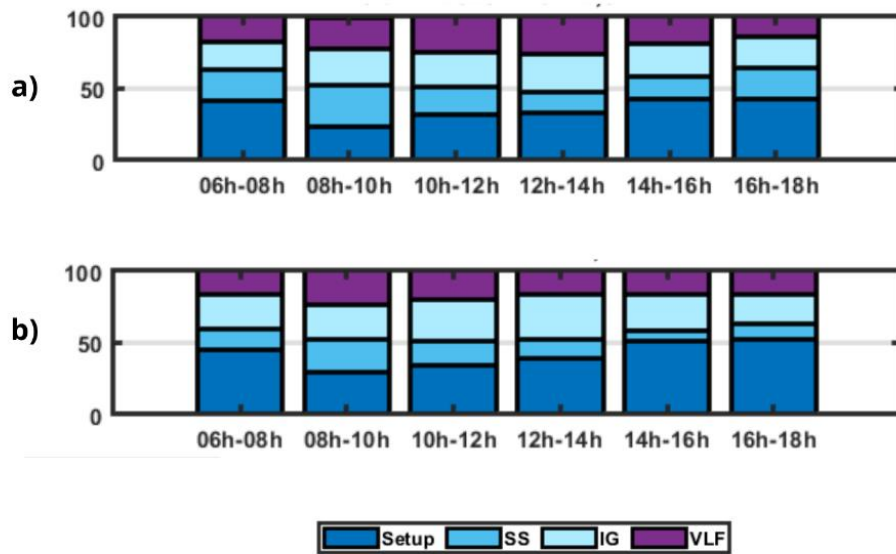


Figure 5-17 : Analyse du $R_{2\%}$ par composantes : setup, SS, IG et VLF pour le a) 3 avril et b) 4 avril 2020.

5.2.2.5. Synthèse des résultats pour la période d'étude

Le Tableau 5-2 récapitule les résultats précédents pour chaque événement, notamment la hauteur maximale de la houle offshore, sa période maximale, sa direction moyenne, le marnage maximal et le setup moyen dans le récif, ainsi que les hauteurs maximales des houles SS, IG et VLF dans le récif et enfin le runup maximal sur l'estran, la moyenne du $R_{2\%}$, et le *setup* moyen sur l'estran. Le runup maximal de 1,6 m est atteint pendant H3 le 29 mars. Pendant cet événement, les hauteurs des houles de basses fréquences (IG et VLF) atteignent aussi leur maximum à 0,36 m et 0,47 m respectivement.

En ce qui concerne les composantes du runup, en moyenne, le *setup* contribue à 38% aux valeurs extrêmes de 2% du *runup*, $R_{2\%}$, tandis que les ondes gravitaires représentent 18%, les ondes infragravitaires 24%, et les VLF contribuent pour 20%.

Chapitre 5 : Etude du jet de rive sur une plage de récif frangeant

Tableau 5-2 : Synthèse des résultats de l'analyse des conditions offshore, récifale et sur l'estran pour la période 26 février au 6 avril 2020.

Evènement	Offshore			Récif					Estran		
	Hs OFF max (m)	Periode max (s)	Dir moy (°)	Marnage max (m)	Hs SS max (m)	Hs IG max (m)	Hs VLF max (m)	η_{RF} moy (m)	η_{ES} moy (m)	R max (m)	R2% moy (m)
H1	3,00	16,7	187	0,50	0,15	0,25	0,20	0,22	0,22	1,17	0,47
H2	2,76	13,3	206	0,27	0,11	0,22	0,14	0,25	0,15	0,71	0,30
H3	2,53	16,4	218	0,16	0,15	0,36	0,47	0,26	0,37	1,60	0,87
H4	3,05	18,5	217	0,37	0,14	0,28	0,26	0,15	0,22	1,40	0,45

5.2.3. Analyse du $R_{2\%}$

$R_{2\%}$ est faiblement corrélé à la hauteur significative des houles offshore ($R^2 = 0,19$) (Figure 5-18).

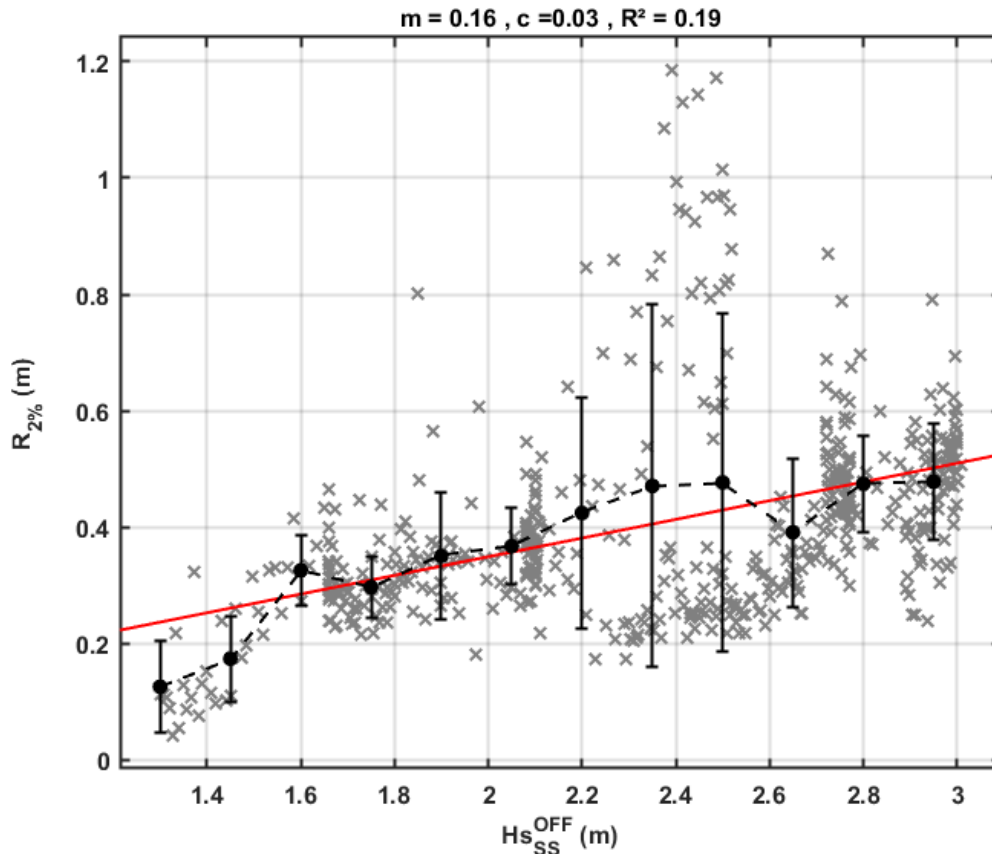


Figure 5-18 : Relation de $R_{2\%}$ avec la houle offshore En noir : courbe de tendance, en rouge régression linéaire

Le $R_{2\%}$ est corrélé à la hauteur significative de houle sur le platier à hauteur de 51% (+/- 4 %) (Tableau 5-3) pour toutes les bandes spectrales (SS, IG, VLF) (Figure 5-19). Les ondes infragravitaires sont celles qui montre la meilleure corrélation avec 56% et les ondes gravitaires (SS) et VLF présente une corrélation de seulement 48%). Donc si les ondes SS, IG, VLF sont toutes mesurées sur le récif, elles seules, ces régressions n'expliquent que 50 % phénomène du *runup*, et surtout sous-estime le potentiel de submersion pour les valeurs extrêmes du *runup* (> 0,8 m).

Tableau 5-3 : Formulation $R_{2\%}$ et Hauteur significative de houle

Régression	R^2
$R_{2\%} = 4,21 H_{SS}^{RF} + 0,08$	0,48
$R_{2\%} = 2,70 H_{IG}^{RF} - 0,04$	0,56
$R_{2\%} = 1,32 H_{VLF}^{RF} + 0,20$	0,48

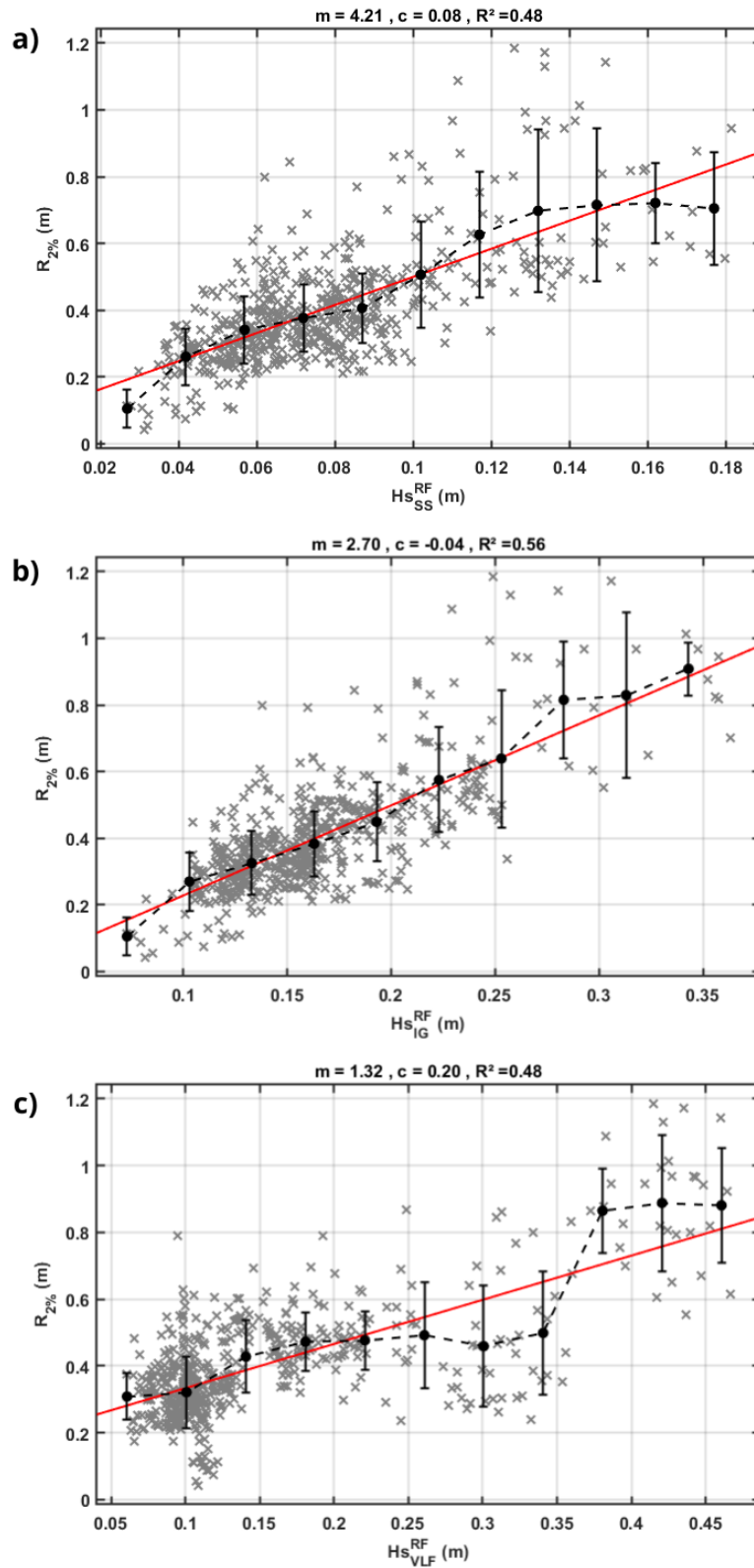


Figure 5-19 : Courbe de régression (en rouge) et courbe de tendance (en noir) pour $R_{2\%}$ vs H_s sur l'estran
a) SS, b) IG et c) VLF.

Le 29 mars était remarquable par la présence très marquée d'onde VLF. Nous pouvons d'ailleurs remarquer le décrochage dans la Figure 5-19c. En effet, toutes les mesures de $H_{S_{VLF}}^{RF} > 0,30 \text{ m}$ correspondent à l'évènement du 29 mars. A partir de 0,35 m, nous pouvons observer un saut avec des $R_{2\%} > 0,9 \text{ m}$. Pendant cet évènement (H3), les ondes IG et VLF ont contribué à elles seules à près de la moitié de la valeur extrêmes du *runup* (c.f 5.2.2.3). Ces ondes sont présentes non seulement sur dans le récif mais également sur l'estran. En effet, une analyse spectrale de la tranche horaire de 2 heures entre 14:00 et 16:00, durant laquelle un *runup* maximal de 1,2 m est atteint, montre la présence d'ondes IG et VLF dans le récif et sur l'estran. Un pic significatif se manifeste à 0,0017 Hz au niveau de l'estran, correspondant à une période d'environ 10 minutes, indiquant clairement un signal VLF. Le premier pic dans le récif est à 0,0012-0,0014 correspondant à 12 à 13 minutes, correspondant au premier mode de seiche pour notre site (c.f 1.2.1). D'autres pics majeurs renforcent la présence des ondes infragravitaires. (Figure 5-20).

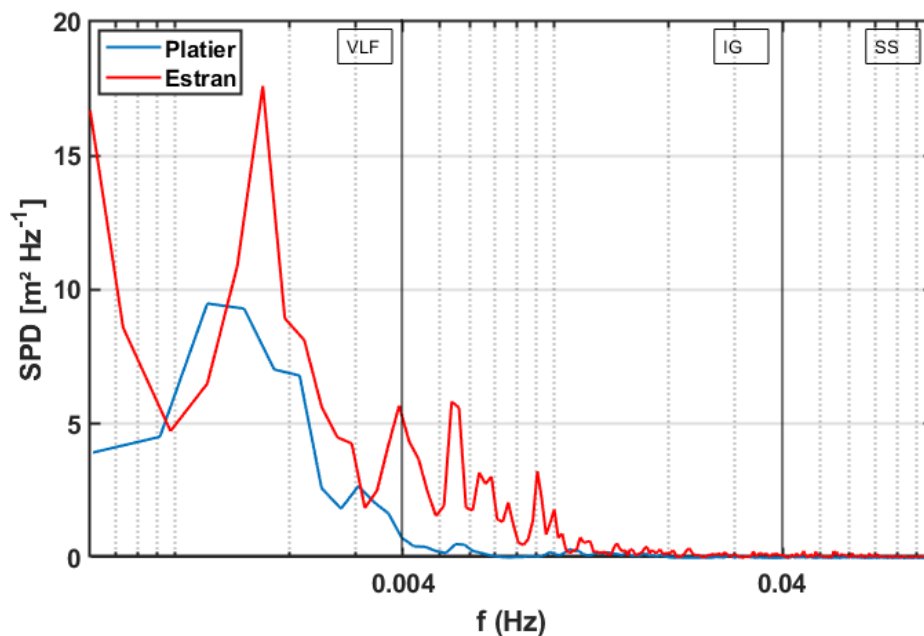


Figure 5-20 Densité spectrale sur le platier (en bleu) et l'estran (en rouge) pour la tranche horaire 14:00 à 16:00 le 29 mars 2020

5.2.4. Asymétrie du *runup*

Un total de 560 mesures indépendantes de $R_{2\%}$ et de *swash*, S ont été obtenues. Le coefficient de détermination, R^2 entre les valeurs mesurées de $\eta_{ES} + S / 2$ et $R_{2\%}$ est de 0,94 (Figure 5-21). La pente de la régression est de 1,1, reflétant ainsi la nature légèrement non gaussienne du *swash*. Ce résultat conduit à l'équation Éq. 10 en cohérence avec les conclusions de Stockdon *et al.*, (2006). L'asymétrie observée favorise les niveaux extrêmes.

$$R_{2\%} = 1.1 \left[\eta_{ES} + \frac{S}{2} \right] \quad \text{Éq. 10}$$

De plus, conformément à Stockdon *et al.*, (2006), $R_{2\%}$ est lié au *setup*, η_{ES} et à l'écart type du *swash* sur les bandes de fréquence SS et IG, σ par l'expression suivante :

$$R_{2\%} = \eta + b\sigma \quad \text{Éq. 11}$$

où $\sigma = 0.25 * \sqrt{S_{SS}^2 + S_{IG}^2}$

Une régression par moindres carrés de $R_{2\%} - \eta$ sur σ produit un coefficient $b = 2,63$ avec un coefficient de détermination (R^2) de 0,79. Conformément aux résultats de Stockdon *et al.*, (2006), on constate que les observations de *swash* présente une asymétrie positive, entraînant une déviation par rapport à une distribution normale, avec $b > 2,05$.

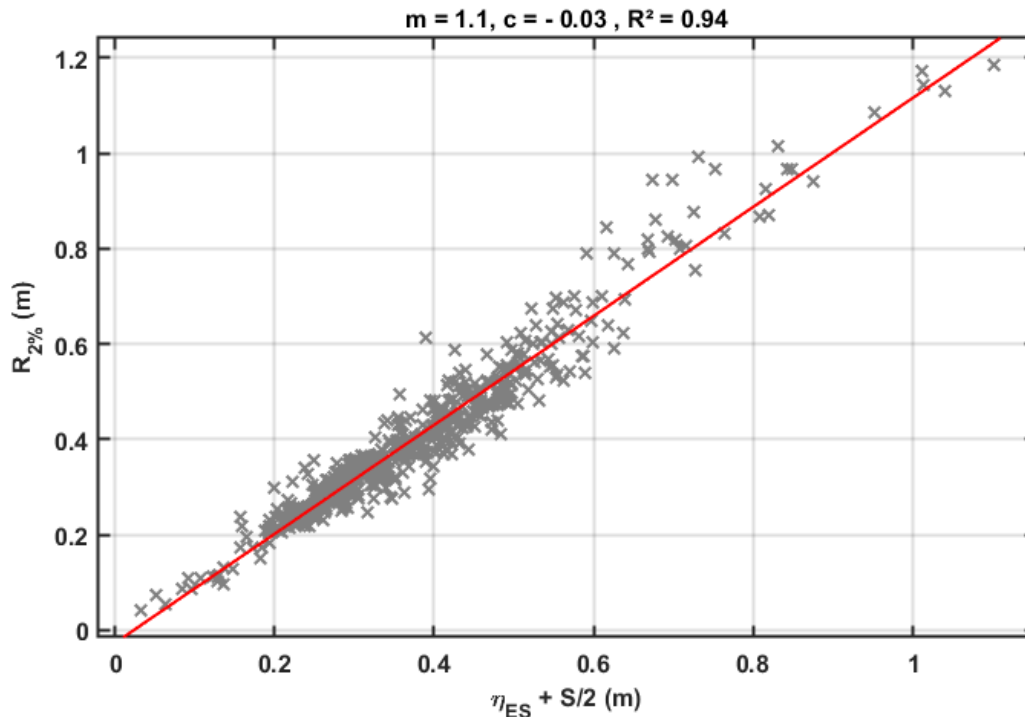


Figure 5-21 La somme du setup et de la moitié de l'excursion du swash par rapport à $R_{2\%}$. En rouge la régression linéaire

5.2.5. Journée du 8 juillet 2020 : un *runup* exceptionnel

Le 8 juillet 2020 marque la journée où les côtes ouest de l'île ont été frappées par la plus importante houle australe de l'année 2020. Selon les observations de Météo France, il s'agissait d'une houle du sud-ouest, perpendiculaire à la côte, entraînant ainsi un impact maximal avec des vagues moyennes atteignant 5 m et des déferlantes spectaculaires de 8 à 10 m. La période des vagues était remarquable, oscillant entre 17 et 18 secondes, ajoutant à l'intensité de ce phénomène océanique exceptionnel.

Nous ne disposons pas d'informations spécifiques sur la houle sur le platier, cependant, des images spectaculaires de *runup* extrême ont pu être observées grâce à la caméra (Figure 5-22). Les laisses de mer attestent que ce phénomène a débuté pendant la nuit et se sont traduit localement par des écoulements gravitaires sur l'arrière-dune.



Figure 5-22 : Submersion de l'estran de l'Hermitage le 8 juillet à 06:40 (UTC+4)

5.2.5.1. *Runup*, *swash* et *setup*

Le $R_{2\%}$ est de 2 m en moyenne au cours de cette journée, avec une valeur maximale de 2,7 m et un écart-type de 0,38 m. La hauteur significative maximale prédite par WW3 est de 5,54 m, avec une moyenne de 5,5 m. La période moyenne des vagues est de 19 s, atteignant un maximum de 19,2 s.

La journée du 8 juillet se distingue par des *runup* exceptionnellement élevés tout au long de la journée (Figure 5-23), avec un intérêt particulier porté sur la plage horaire de 15:00 à 16:00. L'analyse spectrale du *swash* au cours de cette période, montre une amplitude significative de l'onde infragravitaire significative atteignant un pic de 1,57 m, tandis que l'onde VLF présente un pic de 0,73 m. Le *setup* atteint également son apogée à 1 m, représentant la valeur maximale enregistrée pour cette journée. Parallèlement, on observe un $R_{2\%}$ maximum de 2,6 m (Figure 5-24).

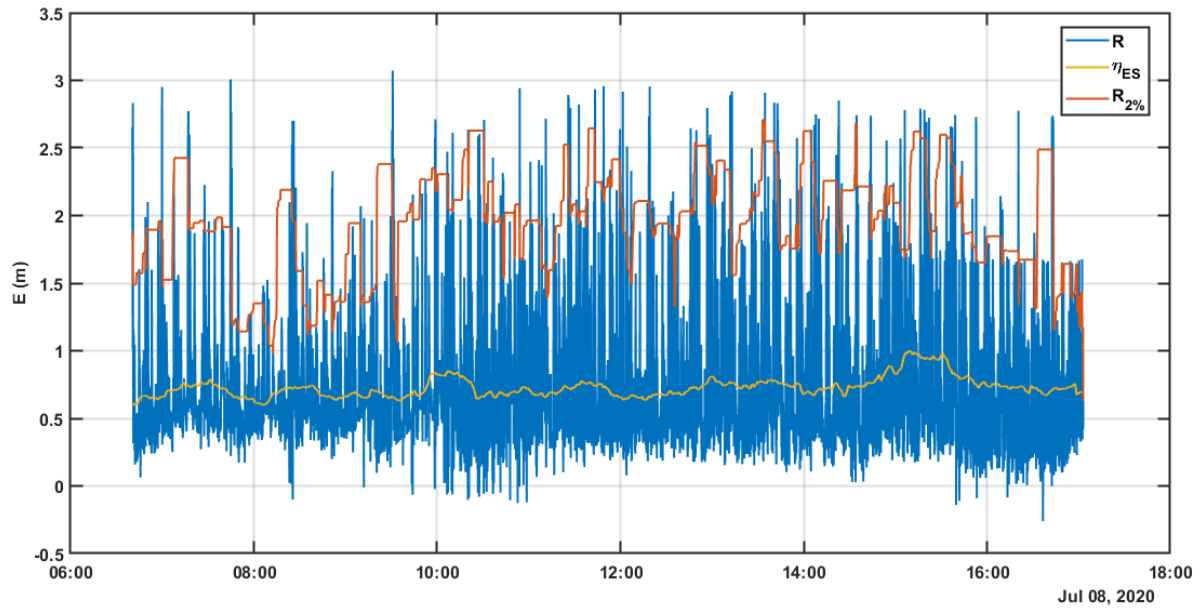


Figure 5-23 : Runup, setup et $R_{2\%}$ pendant la journée du 8 juillet 2020

Une autre tranche horaire notable est celle de 10:00 à 11:00, également marquée par une valeur extrême de $R_{2\%}$, s'élevant à 2,6 m. Au cours de cette période l'amplitude maximale de l'onde VLF atteint 0,82 m, tandis que celle de l'onde infragravitaire atteint 1,9 m. Le *setup* atteint également un maximum de 0,85 m au cours de cette tranche horaire.

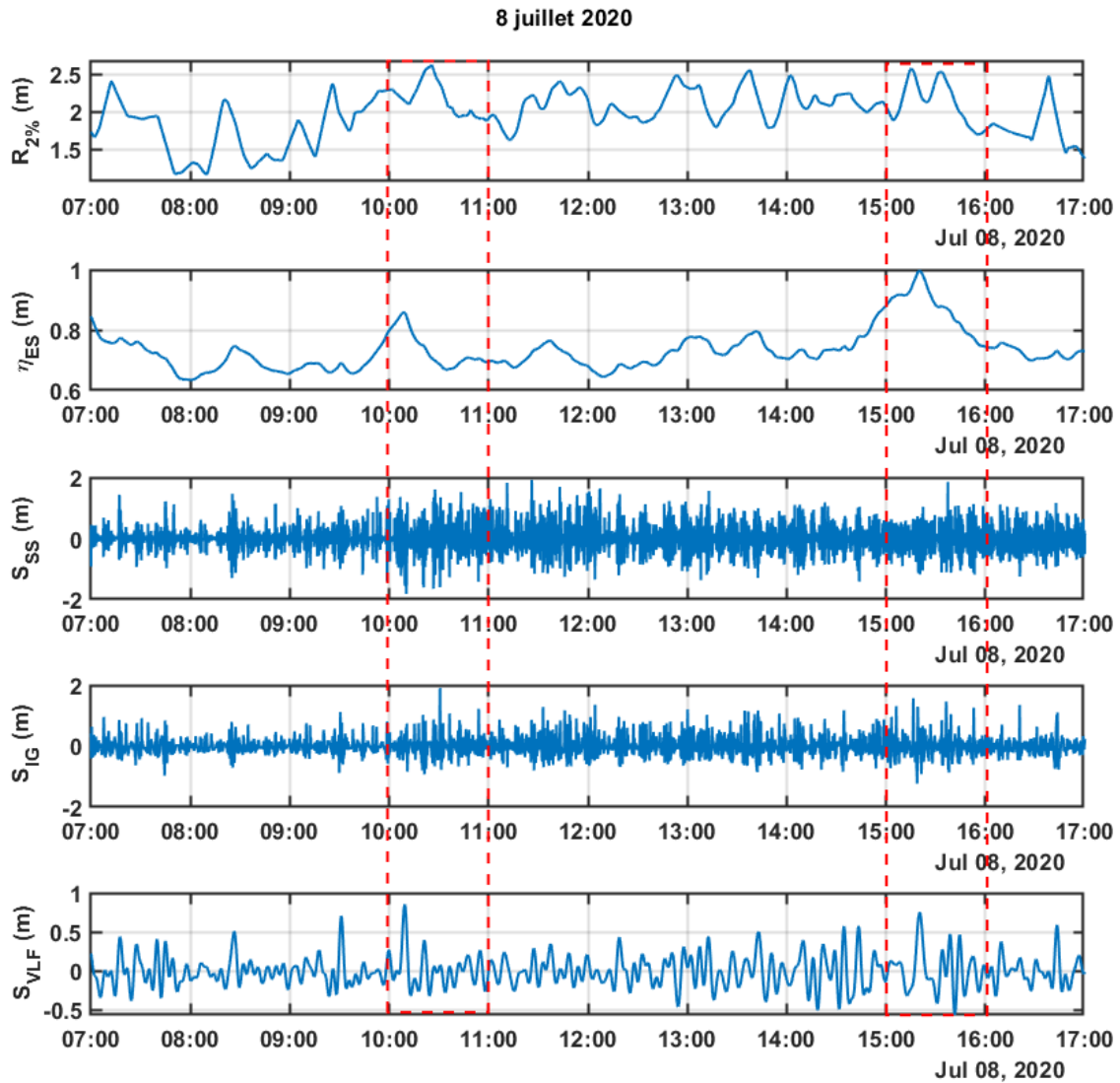


Figure 5-24 : Décomposition du swash en composantes : setup, SS, IG et VLF le 8 juillet 2020

Au cours de ces deux plages horaires, on observe une forte prédominance d'ondes VLF et IG (Figure 5-25). Pendant la première tranche horaire, un premier pic VLF est notable avec une période d'environ 10 minutes, suivi de deux autres à 8 minutes et 5,5 minutes. Dans le domaine infragravitaire, le pic maximal est observé à 1,6 minutes. Il convient de souligner également la présence d'une onde gravitaire d'environ 20 secondes.

La deuxième tranche horaire est particulièrement marquée par un pic maximal dans le domaine VLF à 17 minutes, situé entre deux autres valeurs significatives à 23 minutes et 13 minutes. Dans le domaine infragravitaire, un premier pic se manifeste à 3 minutes.

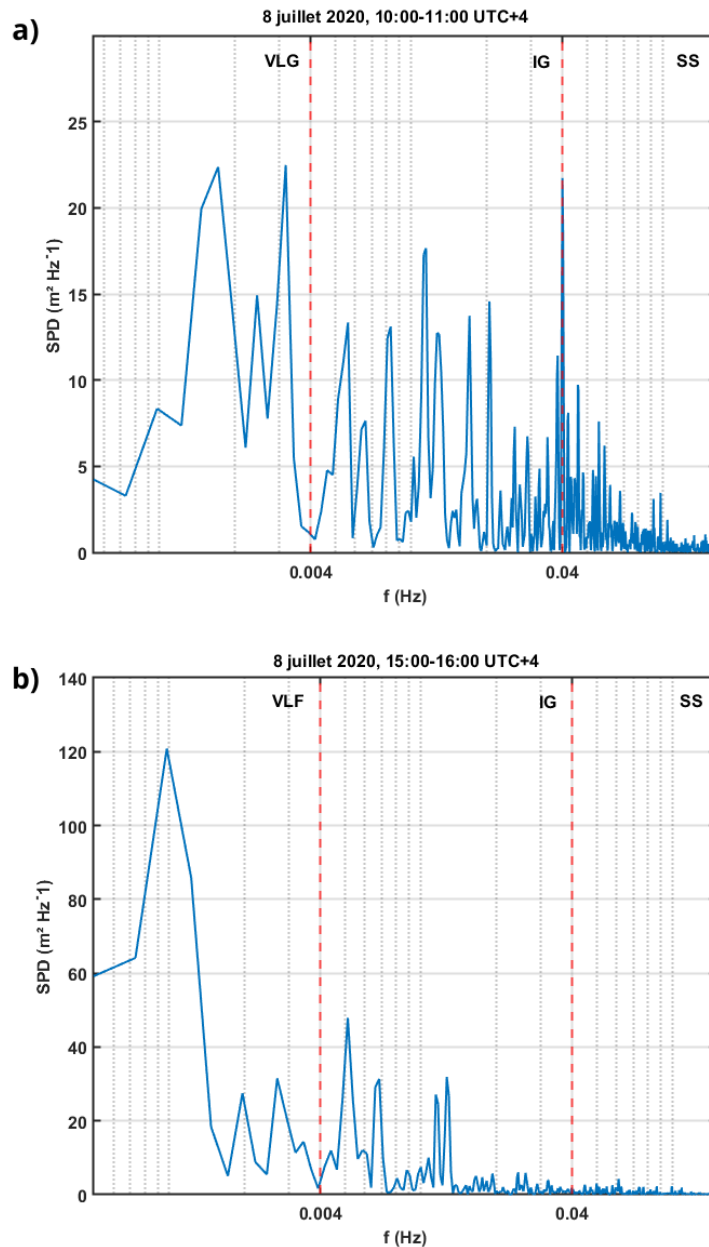


Figure 5-25 : Densité spectrale pour les tranches horaires 10:00 à 11:00 et 15:00 à 16:00 le 8 juillet 2020. Les limites de domaines fréquentielles sont marquées en rouge.

5.3. Discussion

L'objectif principal de ce chapitre était d'approfondir la compréhension des phénomènes de submersion par la caractérisation du *runup* sur l'estran d'une plage d'arrière-récif frangeant. Pour cette étude, l'échelle de l'évènement a été choisie avec, une très haute fréquence des acquisitions (2 données par seconde), constituant, une base de données exceptionnelle, au regard de la littérature existante pour les plages d'arrière-récifs et qui plus est d'arrière-récif frangeants. En effet, les études à haute fréquence dans les récifs frangeants, pour tenter de quantifier la submersion existent, mais consistent en l'utilisation de sonde de pression pour quantifier les niveaux d'eau maximums au pied de plage (Beach Toe Level) (Merrifield *et al.*, 2014), ou de modélisation du *runup* (Bruch *et al.*, 2022 ; Nwogu et Demirbilek, 2010). Ces méthodes tendent à sous-estimer le *runup* (Merrifield *et al.*, 2014), mais ont permis d'éclairer la présence d'onde de basse fréquences (IG et VLF) dans le récif. L'utilisation d'imagerie pour quantifier le *runup*, est courant pour les plages détritiques ouvertes, mais très rare pour les environnements récifaux. Nous pouvons citer ici, Shimozono *et al.*, (2015) qui mobilise les image satellites pour quantifier le *runup* à partir des positions de lisses de mer, aux Philippines. Plus proche de notre méthodologie, Laigre *et al.*, (2023a), mobilise des images caméra vidéo, une image toutes les 10 minutes, pour quantifier le *runup*. La position du *runup* est quantifiée, de manière journalière, à partir de la position maximale de la laisse de mer, notamment le dépôt de *Sargassum*, sur la plage de Anse Maurice en Guadeloupe.

Ondes de basses fréquences (LFW) dans le récif

Les mesures ont permis d'identifier les houles gravitaires (SS), infragravitaires (IG) et très basse fréquence (VLF) dans le récif, comme déjà rapporté dans la littérature (Bonneton *et al.*, 2007 ; Bruch *et al.*, 2022 ; Ferrario *et al.*, 2014 ; Pearson *et al.*, 2017). L'étude des magnitudes des houles IG et VLF montre que les composantes de basse

fréquence observées sur le platier du récif sont fortement en phase avec les conditions de la houle offshore incidente (Figure 5-8). Cela confirme que les vagues provenant de l'océan sont le principal moteur de l'hydrodynamique du système récifal. Ceci est en accord avec des résultats similaires obtenus sur d'autres récifs.

Atténuation de la houle offshore

Les récifs coralliens offrent une protection substantielle contre les risques côtiers (Ferrario *et al.*, 2014). Les capacités de défense côtière du récif frangeant de l'Hermitage sont d'abord confirmées par la réduction moyenne de 97% de l'énergie des houles offshore sur l'ensemble de la période de mesure (c.f. 5.2.1.2). Cette atténuation est contrôlée par la marée, diminuant à marée haute.

Setup dans le récif

Le *setup* étant due au transfert de quantité de mouvement à la colonne d'eau lors du déferlement des vagues (wave breaking) (Longuet-Higgins et Stewart, 1964), il est supposé lié, sur le récif, aux houles *offshores*. Cependant, le manque de donnée sur la hauteur significative de la houle qui déferle au niveau de la crête récifale, ne nous a pas permis de caractériser plus précisément le *setup* sur le récif. De plus, une bonne corrélation entre le *setup* dans le récif et la houle offshore, n'a pu être clairement établie ($R^2 = 0,40$) (Figure 5-9). Les données offshore sont issues du modèle WWIII. La variabilité observée le long de la crête récifale n'est pas complètement reproduite par les données WWIII (Bruch et al 2022), ce qui peut expliquer ce problème de corrélation.

Comparaison de runup sur deux récifs-frangeants

L'ordre de grandeur pour les *runup* que nous avons mesurés sont comparables à ceux observé sur la plage d'arrière-récif de Guadeloupe (entre 0,40 et 1,6 m), Tableau 5-2, pour des houles comparables, hauteurs de houles significatives entre 2,5 m et 3,0 m (Laigre *et al.*, 2023a). Outre ces observations, l'acquisition continue de données nous a

donné l'opportunité d'observer un *runup* maximal de 2,7 m pour une houle de hauteur significative de 5,54 m (Figure 5-23). La morphologie de l'estran dans le secteur de MNS Passe de l'Hermitage se caractérise par l'absence de dune bordière, le haut de plage culmine à 3 m, celle-ci a été totalement aplanie par les usages balnéaires (et sans doute la production de chaux) et l'érosion. Ce type de conditions significatives sont non exceptionnelles puisque les houles peuvent atteindre une hauteur maximale d'une dizaine de mètres, qui se traduit inévitablement par des *runup* submersifs et des écoulements gravitaires sur la dune érodée. La hauteur moyenne des houles est de l'ordre de 3 m.

En ce qui concerne la relation entre les conditions offshore et le *runup* sur l'estran, comme Laigre *et al.*, (2023a), nous observons une faible corrélation entre la hauteur significative de houle offshore et le *runup* sur l'estran ($R^2 = 0,04$ pour le site d'Anse Maurice vs $R^2 = 0,19$ pour le site de l'Hermitage). En effet, le *runup* est mieux corrélé aux conditions de houles dans le récif, à hauteur de 50% contre 19% pour les houles *offshores*. En effet, les récifs coralliens amortissent et transforment la houle *offshore* qui déferle sur l'estran (Becker *et al.*, 2016 ; Bruch *et al.*, 2022 ; Yao *et al.*, 2012). La pente de l'estran pour les deux plages ici comparées sont similaires. Toutefois, la plage de Guadeloupe semble plus rugueuse au niveau du platier si l'on se réfère au profil bathymétrique du récif que l'on peut dresser à partir des données Litto3D. Mais on notera que le platier interne est plus large sur le site MNS de près d'une centaine de m (Figure 5-26). Le profil MNS est en outre à proximité de la Passe de l'Hermitage qui doit favoriser la pénétration des houles incidentes. Ceci peut indiquer une transformation différente de la houle, et donc expliquer que l'on ait une plus grande corrélation, dans le cas de l'Hermitage.

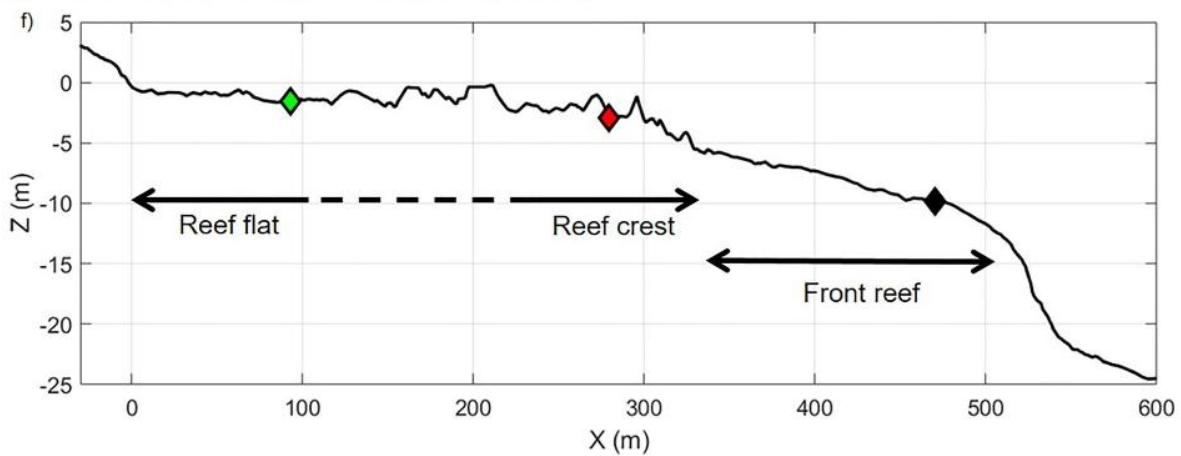
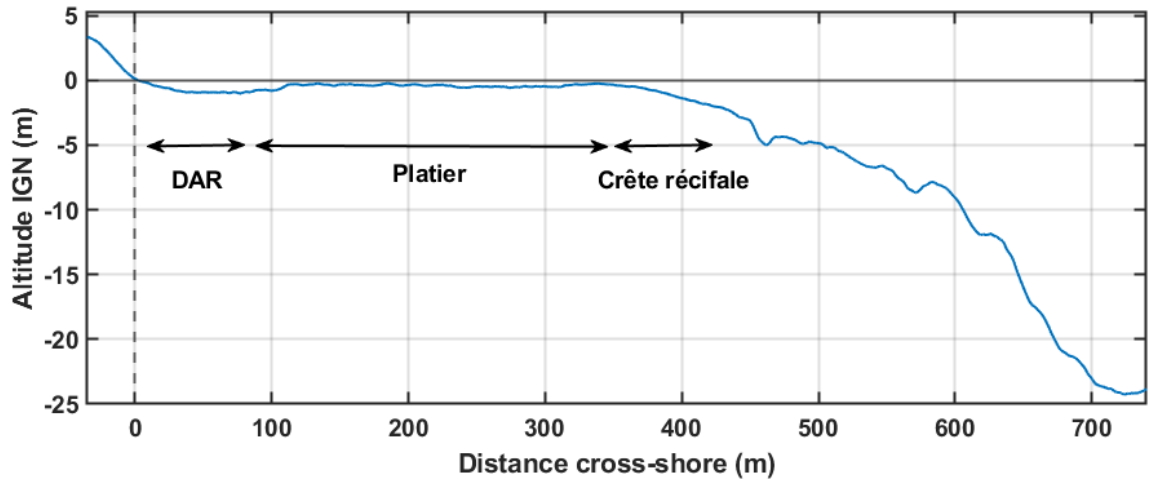


Figure 5-26 : Profil bathymétrique à l'Hermitage et Anse Maurice En haut : Profil bathymétrique sur le transect étudié, extrapolé à la crête pente externe, à partir de Litto3D (IGN/SHOM) – Hermitage La Réunion. En bas : Profil cross-shore du récif de Anse Maurice, Laigre et al., (2023a)

Composantes du runup : setup, ondes SS, IG et VLF

Au fur et à mesure que les composantes ondes gravitaires (SS), se dissipent sur le récif, les ondes de fréquence plus basse, à savoir les ondes infragravitaires (IG) et Very Low Frequency (VLF), sont amplifiées (Becker *et al.*, 2016 ; Bruch *et al.*, 2022 ; Pomeroy *et al.*, 2012)). L'étude de Bruch *et al.*, (2022) sur le complexe récifal Hermitage/La Saline, montre que les composantes IG et VLF, représentant respectivement 7 % et 4 % de l'énergie totale des ondes incidentes, connaissent une amplification moyenne de 150 % pour les IG et de 260 % pour les VLF sur le platier récifal. Ces observations mettent

en évidence la capacité de filtrage passe-bas des récifs, déjà identifiée dans plusieurs études antérieures (Beetham *et al.*, 2015 ; Cheriton *et al.*, 2016 ; Péquignet *et al.*, 2014 ; Pomeroy *et al.*, 2012 ; Van Dongeren *et al.*, 2013). En ce qui concerne ce qui se passe au niveau de l'estran, la publication de Bruch *et al.* en 2022 a approché cette question par la modélisation. Ils ont montré que la principale composante du *runup* était le *setup*, à hauteur de 68% et que les ondes SS, IG et VLF contribuait à hauteur de 3,5%, 5,5 % et 4,1 % respectivement, pour toute leur période d'étude (51 jours). Donc, une contribution relative plus significative pour les ondes IG. Dans notre étude du *runup* sur l'estran de l'Hermitage, la corrélation du *runup* avec les ondes IG est aussi plus forte comparée aux autres ondes. Cette particularité avait aussi été observée par Laigre *et al.*, (2023a). Sur l'estran, à partir de l'observation du milieu en continue, nous montrons que le *setup* contribue à 38% au *runup* et les contributions des composantes spectrales du *runup* est de l'ordre de 18%, 24% et 20% pour les ondes SS, IG et VLF. Une partie de la différence est due au fait que nous avons ici extrait les données de marée de nos données de *runup*. De plus, Bruch *et al.* (2022) ont modélisé un *runup* maximum de 1 m pour des hauteurs significatives de houles de 4 à 4,5 m. A titre de comparaison, nous avons observé des *runup* jusqu'à 1,2 m pour une houle de hauteur significative de 2,5 m et jusqu'à 2,7 m pour une houle de hauteur significative de 5,54m. La modélisation sur le site de l'Hermitage sous-estime donc le *runup*, notamment la contribution des ondes IG et VLF.

Morphodynamique et ondes de basses fréquences

Indépendamment de la hauteur de houle significative offshore, les épisodes H1 et H2 peuvent être considérés comme des épisodes moyens comparés à H3 et H4. En effet, en ce qui concerne les ondes de basses fréquences (LFW), IG et VLF, une valeur maximale de hauteur significative de houle IG et VLF de 0,25 m et 0,20 m, respectivement, est atteinte pour H1 et 0,22 m et 0,14 m, respectivement, pour H2. En comparaison, une valeur maximale de hauteur significative de houle IG et VLF de

0,36 m et 0,47 m, respectivement est atteinte pour H3 et 0,28 m et 0,26 m, respectivement pour H4. De même, pour H1 et H2 on observe une accrétion du profil, et pour H3 et H4 on observe une érosion du profil (Figure 4-13 et Figure 4-17). Les ondes de basses fréquences sont donc vectrices d'érosion. En effet, les ondes infragravitaires (IG) jouent un rôle significatif et contributif influençant de manière notable les processus de transport de sédiments et la morphodynamique des littoraux adossés au récif (Masselink et al., 2019).

Un évènement remarquable : le 29 mars 2020

Une forte prédominance des VLF est observée lors de *runup* maximum, le 29 mars 2020 et le 8 juillet 2020. Pour le 29 mars 2020, une hauteur significative de houle infragravitaire maximal de 0,47 m est observée. Cela expliquerait pourquoi on avait un *runup* maximale (1,2 m) alors que la hauteur significative de houle était minimale (2,5 m). La visualisation des anomalies de hauteurs d'eau pour la semaine du 23 mars (donc 23 au 30 mars 2020) à partir de l'AVISO LAS²¹, montre des valeurs positive, de 0,10 à 0,12 m. Cette anomalie a pu contribuer à une élévation du niveau de la mer, ce qui aurait « forcé » le *runup*. En effet, nous avons une surcote de 0,13 m pendant la journée du 29 mars 2020 (Figure 5-1). Or, selon le dernier rapport du GIEC, l'élévation moyenne du niveau des mers pour 2100 sera probablement comprise entre 0,3 m et 1,5 m selon le scénario retenu. Donc, l'occurrence des forçages se traduisant par des *runup* exceptionnels vont progressivement augmenter.

²¹ <https://las.aviso.altimetry.fr/>

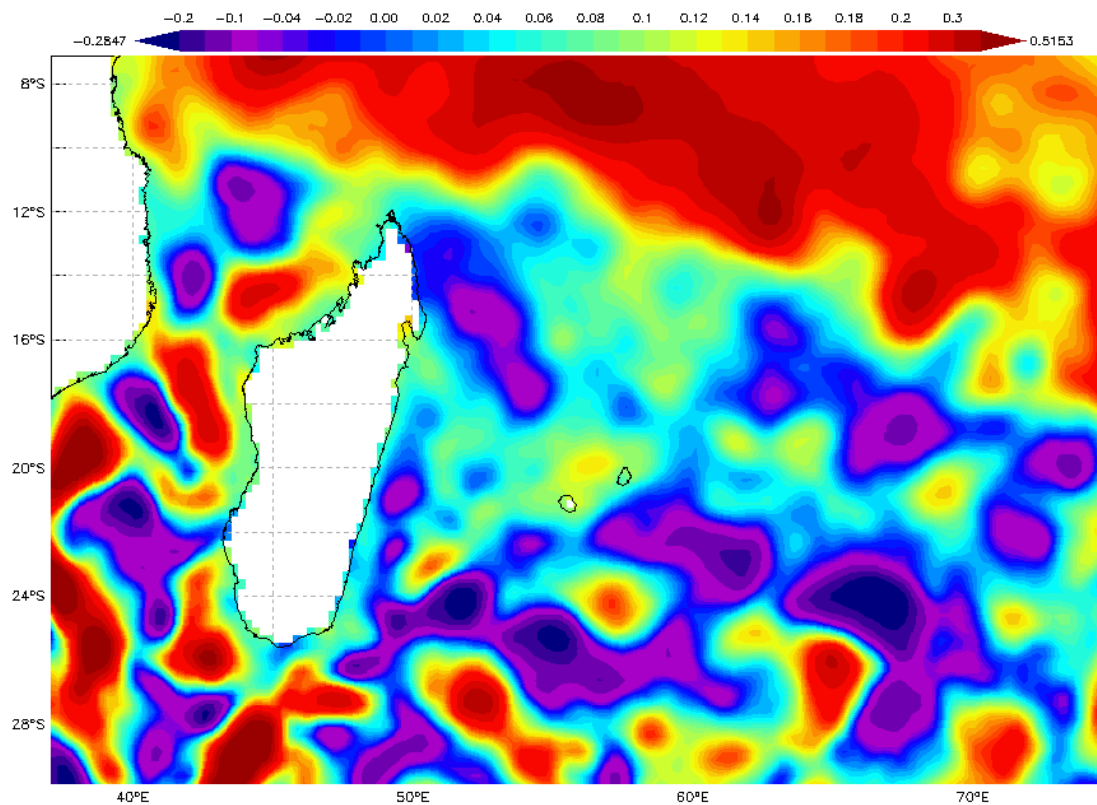


Figure 5-27 : Visualisation des pSLA à partir d'AVISO LAS pour la semaine du 23 mars 2020

5.4. Conclusion

L'étude à haute fréquence du phénomène de submersion à travers la caractérisation du *runup* sur l'estran constitue une avancée significative dans la compréhension des interactions entre les forçages houles et les littoraux. Cette base de données inédite sur les plages d'arrière-récifs les récifs frangeants, a permis de compléter et contextualiser les connaissances acquises par sondes installées en arrière-recif, ou par modélisation dans ces mêmes environnements. Les résultats de notre étude ont été corroborés par des observations comparatives, notamment avec les travaux menés sur la plage d'arrière-récif de Guadeloupe, soulignant l'apport non-négligeable de la mesure continue à partir de caméra vidéo. En ce qui concerne la corrélation entre les conditions offshore et le *runup* sur l'estran, nos résultats rejoignent ceux d'études antérieures, mettant en évidence l'impact des récifs coralliens dans la transformation de la houle offshore et les phénomènes de submersion. Même si nous disposions de peu d'événements remarquables, l'étude du *runup* sur cinq houles "extrêmes" de moyenne amplitude nous a permis de mieux quantifier la contribution relative des paramètres de houles au *runup*. En effet, notre analyse des composantes du *runup* a permis de mettre en évidence le rôle significatif du *setup*, ainsi que des ondes IG et VLF dans le phénomène de *runup*. Cette approche fine contribue à la caractérisation des mécanismes sous-jacents à la submersion côtière dans les environnements récifaux. Nous avons notamment observé l'impact d'une anomalie positive du niveau de la mer sur le phénomène de *runup*, confirmant ainsi les prévisions de submersion plus importantes avec l'élévation du niveau de la mer.

Conclusion générale et perspectives

Rappel des questions de recherches et réponses apportées

L'objectif premier de cette thèse était de contribuer à la compréhension des mécanismes d'érosion et de submersion, notamment l'influence des houles, des ondes longues (IG, VLF), de la marée et des surcotes en contexte de récif frangeant. Le site d'étude sélectionné est une plage d'arrière-récif, ayant une dynamique érosive importante, instrumentée et étudiée dans le contexte du SNO Dynalit. Les 4 questions de recherche retenues étaient :

- 1) Comment les systèmes vidéo peuvent permettre de compléter les dispositifs actuellement déployés sur des plages des récifs frangeant ?
- 2) Quels sont les indicateurs pertinents que l'on peut en retirer ?
- 3) Comment la morphodynamique d'une plage d'arrière-récif répond-elle à l'hydrodynamique, à l'échelle d'une journée, d'un évènement, d'une saison, d'une année ?
- 4) Quels sont les mécanismes qui conditionnent la position de la ligne d'eau maximale lors d'évènements de houles ?

Même si les dynamiques des plages d'arrière-récif sont assez documentés, ces études se concentrent souvent sur (i) la morphologie des plages, à partir de MNT ou campagne DGPS, (ii) la position du trait de côte, à partir d'images satellites ou images aériennes ou (iii) l'hydrodynamique dans le récif à partir de sonde. Ces approches ont éclairé des processus à différentes échelles, mais elles présentent également des limites. En effet, les variations à l'échelle de l'évènement sont difficilement observées car nécessitent une mobilisation d'outils et de ressources humaines, souvent pas disponible (images satellites, pilote drone et équipe géophysique) à l'instant T. La plage de l'Hermitage possède un historique intéressant de morphodynamique et d'instrumentation, comme

présenté dans le chapitre 2 de cette thèse. Mais l'instrumentation existante et labellisée SNO Dynalit, elle-même héritée partiellement d'un observatoire mis en place dans les années 1994, éclaire la cinématique mais encore peu les forçages vecteurs de cette cinématique.

Sur l'utilisation de la caméra, comprendre finement les mécanismes qui rentrent en jeu dans la cinématique de l'estran implique la caractérisation d'un nombre de conditions hydrodynamiques importants tant les réponses du *runup* sont peu appréhendables par la modélisation aujourd'hui encore dans ce type d'environnement. L'observation en continue est donc une des clés pour aborder ces questions. Nous avons démontré ici le potentiel d'une caméra vidéo, pour enregistrer les réponses aux forçages aux échelles temporelles pertinentes. Ce matériel *low-cost*, donc reproductible dans de nombreux contextes, est adapté à la localisation tropicale des récifs coralliens principalement situés dans des pays moins favorisés du point de vue de la recherche. Les acquisitions semestrielles (par DGPS ou drone) mis en place pour mesurer les impacts cumulés sur une période (saison de houle théorique) traduisent parfois peu la variabilité réelle de l'estran.

Au total, pendant la période d'étude (11 mois de février 2020 à janvier 2021), il y a eu 28 évènements avec des hauteurs significatives de houles ayant une probabilité d'occurrence inférieure à 10 %, soit 2,70 m. Avec la caméra et la sonde de pression nous avons pu étudier 10 évènements. Il s'est avéré que la plage de l'Hermitage considéré atone, à l'échelle des profils semestriels montrant peu de variations, a présenté une variabilité quotidienne de l'ordre de +/- 1 m à 1,5 m sur le bas de l'estran le long du profil lors de ces évènements énergétiques. La mesure continue a aussi permis d'observer des évènements remarquables tels que : un marnage exceptionnel de 0,84 m, une exondation de coraux anormalement longue (plus de 5h), une anomalie positive vecteur d'une submersion non attendue (*runup* maximal de 1,6 m). Ce sont des évènements, difficilement enregistrables sans veille spécifique. Outre la valeur ajoutée

en termes de mesure sur le long terme, l'acquisition à très haute fréquence par caméra a permis de caractériser spatialement et temporellement plusieurs épisodes de houles.

En ce qui concerne les indicateurs (question 2), nous avons pu confirmer que la position de la ligne d'eau le long d'un transect géoréférencé était un indicateur clé. La position de la ligne d'eau a ainsi été étudiée à plusieurs échelles temporelles : toutes les 0,5 secondes, toutes les 10 minutes, quotidiennement, mensuellement et saisonnièrement. Ces séries temporelles sont inédites pour une plage d'arrière-récif frangeant. Des cycles ont ainsi pu être déduits : notamment une position en retrait de la ligne d'eau en hiver (jusqu'à -1,4 m) et une avancée en été (jusqu'à +0.9 m). Cette cyclicité suit la saisonnalité des houles, avec des houles plus énergétiques en hiver austral (mai à octobre) et en l'absence d'houles cycloniques en été austral (novembre à avril), une période moins énergétique. En valeur absolue, pendant notre période d'étude, tous évènements confondus, la position de la ligne d'eau a varié de 30 m, entre sa position la plus basse pendant une marée basse de morte eau et sa position la plus haute pendant une houle de 5,54 m ayant totalement submergé l'estran. L'indicateur : « position de la ligne d'eau » a été représentatif d'une large gamme de situations.

Notre troisième question était : « Comment la morphodynamique d'une plage d'arrière-récif répond-elle à l'hydrodynamique, à l'échelle d'une journée, d'un évènement, d'une saison, d'une année ? ». Nous avons pu observer, à partir de la caméra vidéo, que le bas de l'estran de la plage d'arrière-récif présentait une variabilité à l'altitude 0 m +/- 0,02 m de l'ordre de 1 à 1,5 m horizontalement quotidiennement. Cette variabilité reste supérieure à ce qu'on a pu observer à l'échelle de l'évènement avec les DGPS par exemple. Notamment, la comparaison de la position de la ligne d'eau pour cette même altitude ante et post évènements de houles montre une différence moyenne de 0,9 m, ce qui est négligeable au vu de la variabilité quotidienne et même dans la même journée. Toutefois, l'étude de la morphodynamique, à notre sens, ne peut se limiter à l'étude d'un point (ici la position de la ligne d'eau à une altitude) dont

on a du mal à qualifier la représentativité. De ce fait, en étendant notre étude à l'échelle d'un profil du bas de l'estran, nous avons pu observer une morphodynamique à l'échelle du bas de l'estran, avec notamment, la partie moyenne (entre 3 à 6 m du pied de plage) et haute de ce bas de l'estran (entre 6 à 9 m) du pied de plage qui présentait une plus grande variabilité. L'étude de ces différents profils quotidiens a conduit à conclure qu'il existe deux modes de modification du profil : une translation du bas de l'estran, se traduisant par une même pente mais un déplacement de la position de la ligne d'eau pour différentes altitudes, et une rotation autour de différents nœuds, avec des transferts de sédiments le long du profil se traduisant par un changement de pente du bas de l'estran, variant en moyenne, entre 4° et 7°. A l'échelle de la saison ou d'une année, comme mentionné plus haut, c'était la cyclicité de la position de la ligne d'eau qui a été observée.

Aussi à partir de là nous pouvons répondre à notre dernière question qui était « Quels sont les mécanismes qui conditionnent la position de la ligne d'eau maximale lors d'évènements de houles ? » La mobilisation des *timestack* acquis à un pas de 2 Hz pour quantifier le *runup* a été très révélateur de ce qui se passait sur l'estran. En effet, nous avons démontré et confirmé l'impact significatif du *setup* sur les phénomènes de submersion. Le *setup* est étroitement lié aux houles offshore. Bien qu'aucune corrélation directe n'ait pu être établie entre les hauteurs significatives des houles offshore et le *runup*, il est apparu que la réponse du déferlement de la houle, en particulier en termes de *setup*, était fortement corrélée au *runup*. En moyenne, le *setup* contribue à hauteur de 40% au *runup* sur la plage d'arrière-récif de l'Hermitage. Nous avons observé la présence d'ondes infragravitaires (IG) et de très basse fréquence (VLF), non seulement sur le platier, mais également sur l'estran. Leur contribution au *runup* est significative. En moyenne, en dehors du *setup*, ce sont les ondes IG qui contribuent le plus aux phénomènes de submersion. Cependant, lorsqu'il s'agit de *runup* exceptionnel, les VLF sont prédominantes. Ce phénomène est mal reproduit dans les simulations numériques type Xbeach (Bruch et al, 2022) empêchant une bonne

prédiction en cas de changement de niveau d'eau. Enfin, nous avons observé que le seuil de hauteur significative de la houle pour avoir un jet de rive sur l'estran est de 1,3 m.

Une mise en perspective de la recherche et les limites

Notre approche repose sur l'étude de la position de la ligne d'eau le long d'un unique transect dont la localisation ne peut représenter l'ensemble du site. Cependant, étant donné la morphologie de notre complexe récifal et les conditions des houles incidentes qui arrivent perpendiculairement, nos premières investigations lors du choix initial du transect ont montré des réponses similaires sur un second transect situé à une dizaine de mètres, et nous n'avons donc pas poussé plus loin l'étude de ce deuxième transect. Cependant, ce deuxième transect et un troisième, à une trentaine de mètres du premier, formant un triptyque, pourraient peut-être nous permettre d'enregistrer des variations *longshore* sur une section d'estran. En effet, les études antérieures montrent une circulation et une dérive littorale en direction du nord. La faible largeur de couverture de la plage par la caméra ne permettrait pas, à partir de ce site, de s'extraire de l'aire d'influence de la passe. Cette influence a été évoquée lors de la comparaison avec les travaux de Laigre en 2023 sur une plage de Guadeloupe. En effet, nous n'avons pas de point d'installation plus haut.

Comme pour les autres sites instrumentés c'est le couple caméra-sonde de pression qui permet la production d'indicateurs pertinents. Dans notre cas, les données topographiques issues des DGPS ou Drone n'ont servi qu'à la calibration (de la caméra pour le premier et l'élévation de l'eau sur l'estran pour le deuxième). La caméra ne fournissant qu'une position X,Y de la ligne d'eau, il serait nécessaire de positionner une sonde de pression pour obtenir la hauteur d'eau dans le récif. Cependant, pour obtenir des données complètes et continues, une sonde devrait être immergée en permanence dans le récif (platier), ce qui n'a pas été le cas dans notre étude (absence de sonde d'avril à septembre). La période Covid de cette thèse a quelque peu impacté

l'instrumentation. En effet, l'étude de la hauteur d'eau dans l'arrière-récif a été limitée par l'absence d'une deuxième sonde de pression positionnée sur la crête récifale prévue mais non installée. Les deux sondes ainsi installées auraient permis de suivre la transformation de la houle depuis son déferlement sur la crête récifale jusqu'à l'estran. En l'absence de cette deuxième sonde le calcul de paramètres tels que le *setup*, s'est résumé à une simple moyenne glissante, avec l'extraction du niveau de la marée sur le platier. L'étude des *runup* a mobilisé l'utilisation du profil extrait du MNT drone du mois d'octobre 2020, tout en prenant en compte l'incertitude sur la mesure. Or, nous avons montré que le profil du bas de l'estran, donc la zone soumise aux forçages était très variable et pouvait montrer une mobilité de l'ordre de +/- 1,5 m en chaque point du profil. La question de la production du référentiel altimétrique support adapté reste entière si on ne peut multiplier les campagnes DGPS.

Le forçage par le vent n'a pas été abordé dans cette thèse. La revue de littérature a révélé un impact non significatif du vent sur les plans d'eau peu profonds. Cependant, une étude par régime pourrait être envisagée. Par exemple, à partir des données de la station météo du Port de Météo-France, il aurait été possible de classer les conditions en trois régimes : calme, avec un vent inférieur à 5 m/s et une houle inférieure à 1,5 m ; moyen, avec un vent inférieur à 5 m/s et une houle supérieure à 1,5 m ; et agité, avec un vent supérieur à 5 m/s et une houle supérieure à 1,5 m. Ceci aurait permis d'explorer plus en détail l'impact potentiel du vent sur les phénomènes observés.

Notre base de données, platier versus estran, donc sonde caméra, peut encore être valorisée pour éclairer d'autres mécanismes. Nous pouvons citer par exemple, l'étude plus poussée de la transformation des ondes SS, IG, et VLF du platier à l'estran. Nous avons pu entrevoir une augmentation des ondes IG et VLF à l'approche du rivage sur les données du 29 mars 2020. L'amplification de ces ondes à l'approche du rivage mériterait d'être étudiée.

Les perspectives et approfondissements

Cette étude mérite d'être poursuivie afin d'obtenir une chronique plus longue permettant de dégager des cycles interannuels de la position de la ligne d'eau, mais aussi d'observer le recul du trait de côte. Nous avons constaté que le recul et l'avancée de la ligne d'eau ne sont pas symétriques : le recul est plus important que l'avancée. Une chronique plus longue serait nécessaire pour confirmer cette tendance, ce qui pourrait indiquer une érosion continue de la plage dans la continuité des processus initiés dans les années 1950. De plus, l'enregistrement d'événements cycloniques impactant pour l'a côte ouest de l'île et des houles australes paroxysmales n'a pas été possible dans cette étude. Pour les houles cycloniques, il serait intéressant d'observer la réponse du *runup* à une houle provenant plutôt du nord ou du nord-ouest. Dans cette étude, les houles étudiées provenaient principalement du sud-ouest et du sud-sud-ouest. En effet, la direction de la houle n'a pas été étudiée en relation avec leur impact morphodynamique ou submersif sur l'estran.

Plusieurs études sur ce site tentent ou ont tenté d'approcher le *runup* par la modélisation (Interreg Renovrisk cyclone, Futurisk, ...). Le modèle Xbeach a plusieurs fois été utilisé. Les données de camera pourrait permettre de valider ou non les résultats de la modélisation. En effet Bruch *et al.* (2022) questionne le potentiel surestimation ou sous-estimation des valeurs produites par modélisation pour le *runup*. Dans notre étude et les conditions observées nous montrons qu'il s'agit surtout d'une sous-estimation. Les modélisations numériques étaient réalisées suivant un profil cross-shore et sous-estimaient largement la hauteur significative des VLF durant les événements énergétiques. Ceci peut expliquer la sous-estimation ensuite du *runup* au vu de nos résultats sur l'influence croissante des VLF lors d'événements énergétiques. Ceci pose la question de l'influence de la composante long-shore sur le développement des ondes VLF, une modélisation prenant en compte cet aspect pourrait permettre d'améliorer la reproductibilité des hauteurs de VLF.

La question des anomalies de niveau de la mer mériterait aussi d'être approfondie. En effet, qu'elles soient positives ou négatives, ces anomalies ont montré une influence significative tant sur les conditions d'exondation du récif que sur la submersion de l'estran. Dans cette thèse, notre seule source d'information était la visualisation de ces données sur AVISO LAS. Cependant, une meilleure quantification des données pourrait être obtenue à partir des données du ou des marégraphes, ainsi que par une analyse approfondie des traitements utilisés pour calculer ces anomalies.

Ici, nous avons étudié une plage d'arrière-récifs frangeants. À La Réunion, nous avons montré qu'il existe plusieurs unités récifales, toutes différentes les unes des autres, tant dans leur largeur, leur direction que leur morphologie. Le littoral occidental de La Réunion ne présente pas une structure récifale unique, mais abrite au moins trois bancs récifaux, une dizaine de plateformes récifales et quatre récifs frangeants. La réponse aux phénomènes de submersion mériterait d'être étudiée pour ces différentes morphologies car, comme nous l'avons montré, l'élévation du niveau de la mer soulève la question de la submersion. Il serait donc pertinent de pouvoir déterminer les seuils et indicateurs de submersion pour chaque type de morphologie récifale.

Ce travail de thèse, finalement, ouvre encore un grand éventail de perspectives de recherche et de collaborations mobilisant les caméras vidéo qui mériteraient d'être plus explorées.

Annexe 1 : Comparaison des composantes de marée PDG et récif de l'Hermitage

Les amplitudes des composantes diurnes K1 et O1 ne subissent pas de changement significatif, tandis que celles des composantes semi-diurnes M2, S2 et N2 sont réduites d'un facteur de 1,6, 1,4 et 1,6 respectivement sur le récif. Ce résultat est cohérent avec les conclusions de Cordier *et al.*, (2013). Toutefois ici, la différence de phase entre ces principales composantes de marée de phase montre que la marée arrive à la station PDG 20 minutes en moyenne avant la station RF, alors que Cordier *et al.*, (2013) montrait que la marée arrive 12 minutes plus tôt à la station du récif. La visualisation des données montre bien l'avance de la marée au niveau de la station PDG (Figure 0-1)

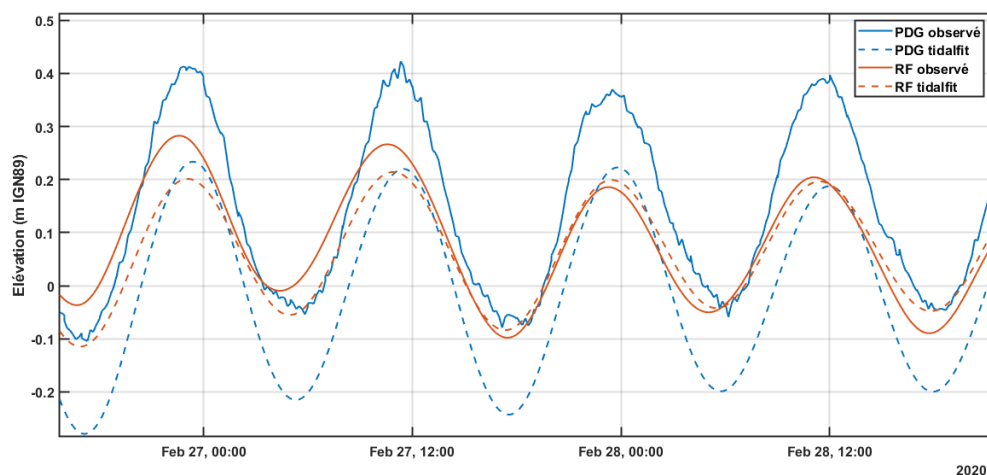


Figure 0-1 : Visualisation des différents signaux : observé et modélisé par *tidalfit* aux stations PDG et RF

Tableau 0-1 donnent les composantes de l'élevation de la surface de la mer obtenue à partir de la fonction *tidalfit* (MATLAB) développé par Aslak Grinsted à la Pointe des Galets (station PDG - marégraphe) et sur le récif de l'Hermitage (station RF – sonde OSSI). Les composantes dominantes pour les deux stations sont le M2, S2, N2, K1 et O1.

M2 : Marée semi-diurne principale, avec une période d'environ 12 heures et 25.2 minutes.

S2 : Deuxième harmonique de la marée semi-diurne, avec une période d'environ 12 heures.

N2 : Deuxième harmonique lunaire de la marée semi-diurne, avec une période d'environ 12 heures et 25.8 minutes.

K1 : Marée diurne principale, avec une période d'environ 24 heures.

O1 : Marée diurne principale, avec une période d'environ 25 heures.

Les amplitudes des composantes diurnes K1 et O1 ne subissent pas de changement significatif, tandis que celles des composantes semi-diurnes M2, S2 et N2 sont réduites d'un facteur de 1,6, 1,4 et 1,6 respectivement sur le récif. Ce résultat est cohérent avec les conclusions de Cordier *et al.*, (2013). Toutefois ici, la différence de phase entre ces principales composantes de marée de phase montre que la marée arrive à la station PDG 20 minutes en moyenne avant la station RF, alors que Cordier *et al.*, (2013) montrait que la marée arrive 12 minutes plus tôt à la station du récif. La visualisation des données montre bien l'avance de la marée au niveau de la station PDG (Figure 0-1)

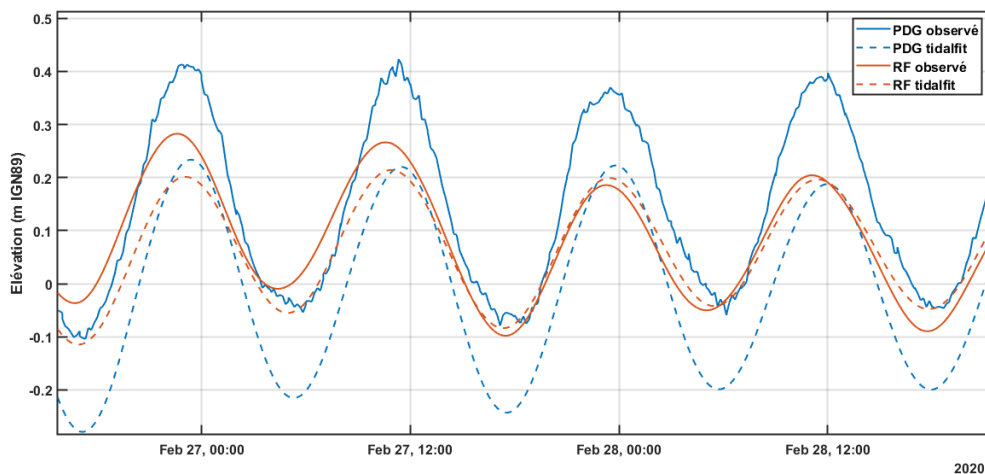


Figure 0-1 : Visualisation des différents signaux : observé et modélisé par tidalfit aux stations PDG et RF

Annexe 1 : Comparaison des composantes de marée PDG et récif de l'Hermitage

Tableau 0-1 : Composantes de marée à la Pointe des Galets (PDG) et dans le récif (RF). Les amplitudes, A, les phases, l'atténuation donnée par le ratio des amplitudes PDG et RF ainsi que les différences de phase sont montrées.

Composantes	Période (h)	PDG		RF		Ratio Amp PDG/RF	Différence de phase (°)
		A (m)	Phase (°)	A (m)	Phase (°)		
M2	12,4	0,17	85	0,11	78	1,6	-7
S2	12,0	0,10	295	0,07	271	1,4	-25
N2	12,7	0,05	18	0,03	15	1,6	-3
K1	23,9	0,05	82	0,05	78	1,0	-5
M4	6,2	0,00	36	0,00	300	1,4	265
O1	25,8	0,03	206	0,03	203	1,1	-3
M6	4,1	0,00	244	0,00	119	15,2	-125
MK3	8,2	0,00	304	0,00	98	2,5	-206
S4	6,0	0,00	353	0,00	3	2,1	-351
MN4	6,3	0,00	228	0,00	118	2,3	-110
NU2	12,6	0,01	319	0,01	13	1,4	-306
S6	4,0	0,00	47	0,00	264	1,5	217
MU2	12,9	0,01	215	0,01	239	1,0	23
2N2	12,9	0,01	277	0,01	232	1,4	-45
OO1	22,3	0,00	106	0,00	121	0,5	15
LAM2	12,2	0,00	185	0,00	32	0,5	-152
S1	24,0	0,00	179	0,01	194	0,1	15
M1	24,8	0,01	24	0,01	11	0,7	-13
J1	23,1	0,00	173	0,00	160	0,7	-14
MM	661,3	0,00	138	0,02	162	0,3	24
SSA	4382,9	NaN	NaN	NaN	NaN	NaN	NaN
SA	8765,8	NaN	NaN	NaN	NaN	NaN	NaN
MSF	354,4	0,00	346	0,03	74	0,0	-272
MF	327,9	0,01	70	0,03	60	0,2	-11
RHO	26,7	0,00	39	0,00	344	0,5	305
Q1	26,9	0,01	105	0,01	105	1,2	0
T2	12,0	0,00	321	0,01	35	0,7	-285
R2	12,0	0,00	24	0,01	49	0,1	25
2Q1	28,0	0,00	323	0,00	292	0,1	-31
P1	24,1	0,02	86	0,02	72	0,9	-13
2SM2	11,6	0,00	18	0,00	225	3,4	207
M3	8,3	0,01	69	0,00	77	1,6	8
L2	12,2	0,00	21	0,00	182	0,6	162
2MK3	8,4	0,00	247	0,00	214	0,7	-34
K2	12,0	0,03	114	0,02	108	1,8	-6
M8	3,1	0,00	255	0,00	345	6,3	90

Annexe 1 : Comparaison des composantes de marée PDG et récif de l'Hermitage

MS4	6,1	0,00	142	0,00	271	6,2	128
N	163161,0	NaN	NaN	NaN	NaN	NaN	NaN
S3A	2921,9	NaN	NaN	NaN	NaN	NaN	NaN
S4A	2191,5	0,02	308	NaN	NaN	NaN	NaN
S5A	1753,2	0,02	202	0,10	292	0,2	90
S6A	1461,0	0,02	97	0,14	130	0,1	34
S7A	1252,3	0,01	148	0,13	330	0,1	182
S8A	1095,7	0,00	308	0,07	149	0,1	-159

Références bibliographiques

- Aagaard, T., Hughes, M., Møller-Sørensen, R. et Andersen, S. (2006). Hydrodynamics and Sediment Fluxes across an Onshore Migrating Intertidal Bar. *Journal of Coastal Research*, 22(2), 247-259. <https://doi.org/10.2112/04-0214.1>
- Aarninkhof, S. G. J. et Ruessink, B. G. (2004). Video observations and model predictions of depth-induced wave dissipation. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 42(11), 2612-2622. <https://doi.org/10.1109/TGRS.2004.835349>
- Aarninkhof, S. G. J., Turner, I. L., Dronkers, T. D. T., Caljouw, M. et Nipius, L. (2003). A video-based technique for mapping intertidal beach bathymetry. *Coastal Engineering*, 49(4), 275-289. [https://doi.org/10.1016/S0378-3839\(03\)00064-4](https://doi.org/10.1016/S0378-3839(03)00064-4)
- Abdel-Aziz, Y. I. et Karara, H. M. (1971). Direct linear transformation from comparator coordinates into object space coordinates in close-range photogrammetry. *Proc. ASP/UI Symp. Close-Range Photogrammetry, Urbana*, 1-18.
- Abessolo Ondo, G., Almar, R., Kestenare, E., Bahini, A., Houngue, G.-H., Jouanno, J., Du Penhoat, Y., Castelle, B., Melet, A., Meyssignac, B., Anthony, E. J., Laibi, R., Alory, G. et Ranasinghe, R. (2016). Potential of Video Cameras in Assessing Event and Seasonal Coastline Behaviour: Grand Popo, Benin (Gulf of Guinea). *Journal of Coastal Research*, 75(sp1), 442-446. <https://doi.org/10.2112/SI75-089.1>
- Adam, T. C., Burkepile, D. E., Holbrook, S. J., Carpenter, R. C., Claudet, J., Loiseau, C., Thiault, L., Brooks, A. J., Washburn, L. et Schmitt, R. J. (2021). Landscape-scale patterns of nutrient enrichment in a coral reef ecosystem: implications for coral to algae phase shifts. *Ecological Applications*, 31(1), e2227. <https://doi.org/10.1002/eap.2227>
- Adnan, F. A. F., Hamylton, S. M. et Woodroffe, C. D. (2016). A Comparison of Shoreline Changes Estimated Using the Base of Beach and Edge of Vegetation Line at North Keeling Island. *Journal of Coastal Research*, (75 (10075)), 967-971. <https://doi.org/10.2112/SI75-194.1>
- Agardy, T. S. (1997). *Marine Protected Areas and Ocean Conservation*. Academic Press.
- Allen, M. S. (1998). Holocene Sea-Level Change on Aitutaki, Cook Islands: Landscape Change and Human Response. *Journal of Coastal Research*, 14(1), 10-22.
- Almar, R. (2012). Video-Based Detection of Shorelines at Complex Meso–Macro Tidal Beaches. *Journal of Coastal Research*, 28(5), 1040. <https://doi.org/10.2112/JCOASTRES-D-10-00149.1>

- Almar, R., Nicolae Lerma, A., Castelle, B. et Scott, T. (2018). On the influence of reflection over a rhythmic swash zone on surf zone dynamics. *Ocean Dynamics*, 68(7), 899-909. <https://doi.org/10.1007/s10236-018-1165-5>
- Almar, R., Ranasinghe, R., Sénéchal, N., Bonneton, P., Roelvink, D., Bryan, K. R., Marieu, V. et Parisot, J.-P. (2012). Video-Based Detection of Shorelines at Complex Meso–Macro Tidal Beaches. *Journal of Coastal Research*, 28(5), 1040-1048. <https://doi.org/10.2112/JCOASTRES-D-10-00149.1>
- Alvarez-Filip, L., Dulvy, N. K., Gill, J. A., Côté, I. M. et Watkinson, A. R. (2009). Flattening of Caribbean coral reefs: region-wide declines in architectural complexity. *Proceedings of the Royal Society B: Biological Sciences*, 276(1669), 3019-3025. <https://doi.org/10.1098/rspb.2009.0339>
- Alves, B., Angnuureng, D. B., Morand, P. et Almar, R. (2020). A review on coastal erosion and flooding risks and best management practices in West Africa: what has been done and should be done. *Journal of Coastal Conservation*, 24(3), 38. <https://doi.org/10.1007/s11852-020-00755-7>
- Ampou, E. E., Johan, O., Menkes, C. E., Niño, F., Birol, F., Ouillon, S. et Andréfouët, S. (2017). Coral mortality induced by the 2015–2016 El-Niño in Indonesia: the effect of rapid sea level fall. *Biogeosciences*, 14(4), 817-826. <https://doi.org/10.5194/bg-14-817-2017>
- Andréfouët, S., Chagnaud, N., Chauvin, C. et Kranenburg, C. Atlas des récifs coralliens de France d'outre-mer. <http://ifrecor-doc.fr/items/show/1032> 2008.
- Andrews, J. et Pickard, G. (1990). *The physical oceanography of coral reef systems*. 11-45. *Ecosystems of the world: Coral reefs*. Elsevier.
- Andriolo, U. (2019). Nearshore Wave Transformation Domains from Video Imagery. *Journal of Marine Science and Engineering*, 7(6), 186. <https://doi.org/10.3390/jmse7060186>
- Andriolo, U., Sánchez-García, E. et Taborda, R. (2019). Operational Use of Surfcam Online Streaming Images for Coastal Morphodynamic Studies. *Remote Sensing*, 11(1), 78. <https://doi.org/10.3390/rs11010078>
- Angnuureng, D. B. (2016). *Shoreline response to multi-scale oceanic forcing from video imagery*, 185.
- Angnuureng, D. B., Almar, R., Appeaning Addo, K., Castelle, B., Senechal, N., Laryea, S. W. et Wiafe, G. (2016). Video Observation of Waves and Shoreline Change on

- the Microtidal James Town Beach in Ghana. *Journal of Coastal Research*, (75 (10075)), 1022-1026. <https://doi.org/10.2112/SI75-205.1>
- Angnuureng, D. B., Almar, R., Senechal, N., Castelle, B., Addo, K. A., Marieu, V. et Ranasinghe, R. (2017). Shoreline resilience to individual storms and storm clusters on a meso-macrotidal barred beach. *Geomorphology*, 290, 265-276. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2017.04.007>
- Angnuureng, D. B., Appeaning Addo, K., Almar, R. et Dieng, H. (2018). Influence of sea level variability on a micro-tidal beach. *Natural Hazards*, 93(3), 1611-1628. <https://doi.org/10.1007/s11069-018-3370-4>
- Angnuureng, Jayson-Quashigah, Almar, Stieglitz, Anthony, Aheto et Addo. (2020). Application of Shore-Based Video and Unmanned Aerial Vehicles (Drones): Complementary Tools for Beach Studies. *Remote Sensing*, 12(3), 394. <https://doi.org/10.3390/rs12030394>
- Anthony, E. J. et Orford, J. D. (2002). Between Wave- and Tide-Dominated Coasts: the Middle Ground Revisited. *Journal of Coastal Research*, 36, 8-15. <https://doi.org/10.2112/1551-5036-36.sp1.8>
- Armaroli, C., Balouin, Y., Ciavola, P. et Gardelli, M. (2005). BAR CHANGES DUE TO STORM EVENTS USING ARGUS: LIDO DI DANTE, ITALY (p. 17).
- Arnaud, N. (2005). *Les processus de démantèlement des volcans, le cas d'un volcan bouclier en milieu océanique: le Piton des Neiges, Île de la Réunion* [These de doctorat, La Réunion]. <https://theses.fr/2005LARE0011>
- Aronson, R. B. et Precht, W. F. (2016). Physical and Biological Drivers of Coral-Reef Dynamics. Dans D. K. Hubbard, C. S. Rogers, J. H. Lipps et Jr. Stanley George D. (dir.), *Coral Reefs at the Crossroads* (p. 261-275). Springer Netherlands. https://doi.org/10.1007/978-94-017-7567-0_11
- Astorga-Moar, A. et Baldock, T. E. (2022). Assessment and optimisation of runup formulae for beaches fronted by fringing reefs based on physical experiments. *Coastal Engineering*, 176, 104163. <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2022.104163>
- Athanasiou, P., Dongeren, A. van, Giardino, A., Vousdoukas, M. I., Ranasinghe, R. et Kwadijk, J. (2020). Uncertainties in projections of sandy beach erosion due to sea level rise: an analysis at the European scale. *Scientific Reports*, 10. <https://doi.org/10.1038/s41598-020-68576-0>

- Aunay, B., Renaud, T. et Gourcy, L. (2017). *Etude des modes de transfert et de l'origine des nitrates sur les secteurs de La Saline-l'Hermitage (FRH5) et de Dos d'Ane (Galets Ronds)* (BRGM/RP-66338-FR) [Rapport Final].
- Bajjouk, T., Mouquet, P., Ropert, M., Quod, J.-P., Hoarau, L., Bigot, L., Le Dantec, N., Delacourt, C. et Populus, J. (2019). Detection of changes in shallow coral reefs status: Towards a spatial approach using hyperspectral and multispectral data. *Ecological Indicators*, 96, 174-191. <https://doi.org/10.1016/j.ecolind.2018.08.052>
- Baldock, T. E., Shabani, B., Callaghan, D. P., Hu, Z. et Mumby, P. J. (2020). Two-dimensional modelling of wave dynamics and wave forces on fringing coral reefs. *Coastal Engineering*, 155, 103594. <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2019.103594>
- Baldy, S., Ancellet, G., Bessafi, M., Badr, A. et Luk, D. L. S. (1996). Field observations of the vertical distribution of tropospheric ozone at the island of Reunion (southern tropics). *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, 101(D19), 23835-23849. <https://doi.org/10.1029/95JD02929>
- Balfour, B. (1879). I. The physical features of Rodriguez. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, 168, 289-292. <https://doi.org/10.1098/rstl.1879.0032>
- Balouin, Y., Desbiendras, L., Gervais, M. et Tesson, J. (2012). Dynamique à haute fréquence des barres d'avant-côte en milieu microtidal: suivi vidéo du Lido de Sète, Golfe du Lion. Dans *XIIèmes Journées, Cherbourg* (p. 169-178). Editions Paralia. <https://doi.org/10.5150/jngcgc.2012.019-B>
- Balouin, Y., Tesson, J. et Gervais, M. (2013). Cuspate shoreline relationship with nearshore bar dynamics during storm events – field observations at Sete beach, France. *Journal of Coastal Research*, (65 (10065)), 440-445. <https://doi.org/10.2112/SI65-075.1>
- Barbary, D., Leroux, M.-D. et Bousquet, O. (2019). The orographic effect of Reunion Island on tropical cyclone track and intensity. *Atmospheric Science Letters*, 20(2), e882. <https://doi.org/10.1002/asl.882>
- Bartley, R., Bainbridge, Z. T., Lewis, S. E., Kroon, F. J., Wilkinson, S. N., Brodie, J. E. et Silburn, D. M. (2014). Relating sediment impacts on coral reefs to watershed sources, processes and management: A review. *Science of The Total Environment*, 468-469, 1138-1153. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2013.09.030>
- Battistini, R., C, J., LA, M., G, C. et E, V. (1975). MORPHOLOGIE ET SEDIMENTOLOGIE DU CANYON SOUS-MARIN DE L'ONILAHY (SUD-OUEST DE MADAGASCAR).

MORPHOLOGIE ET SEDIMENTOLOGIE DU CANYON SOUS-MARIN DE L'ONILAHY (SUD-OUEST DE MADAGASCAR).

- Bayliss-Smith, T. P. (1988). The Role of Hurricanes in the Development of Reef Islands, Ontong Java Atoll, Solomon Islands. *The Geographical Journal*, 154(3), 377-391. <https://doi.org/10.2307/634610>
- Becker, J. M., Merrifield, M. A. et Ford, M. (2014). Water level effects on breaking wave setup for Pacific Island fringing reefs. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 119(2), 914-932. <https://doi.org/10.1002/2013JC009373>
- Becker, J. M., Merrifield, M. A. et Yoon, H. (2016). Infragravity waves on fringing reefs in the tropical Pacific: Dynamic setup. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 121(5), 3010-3028. <https://doi.org/10.1002/2015JC011516>
- Beetham, E., Kench, P. S., O'Callaghan, J. et Popinet, S. (2015). Wave transformation and shoreline water level on Funafuti Atoll, Tuvalu. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 121(1), 311-326. <https://doi.org/10.1002/2015JC011246>
- Bègue, A. (2022). *Étude des représentations sociales du paysage: caractériser la place du paysage dans les processus d'aménagement à la Réunion* [phdthesis, Université de la Réunion]. <https://theses.hal.science/tel-03679766>
- Bellwood, D. R. (1995). Direct estimate of bioerosion by two parrotfish species, *Chlorurus gibbus* and *C. sordidus*, on the Great Barrier Reef, Australia. *Marine Biology*, 121(3), 419-429. <https://doi.org/10.1007/BF00349451>
- Berger, M., Canty, S. W. J., Tuholske, C. et Halpern, B. S. (2022). Sources and discharge of nitrogen pollution from agriculture and wastewater in the Mesoamerican Reef region. *Ocean & Coastal Management*, 227, 106269. <https://doi.org/10.1016/j.ocecoaman.2022.106269>
- Bergsma, E. W. J. et Almar, R. (2018). Video-based depth inversion techniques, a method comparison with synthetic cases. *Coastal Engineering*, 138, 199-209. <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2018.04.025>
- Bertin, X., de Bakker, A., van Dongeren, A., Coco, G., André, G., Arduin, F., Bonneton, P., Bouchette, F., Castelle, B., Crawford, W. C., Davidson, M., Deen, M., Dodet, G., Guérin, T., Inch, K., Leckler, F., McCall, R., Muller, H., Olabarrieta, M., ... Tissier, M. (2018). Infragravity waves: From driving mechanisms to impacts. *Earth-Science Reviews*, 177, 774-799. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2018.01.002>
- Bhatia, K. T., Vecchi, G. A., Knutson, T. R., Murakami, H., Kossin, J., Dixon, K. W. et Whitlock, C. E. (2019). Recent increases in tropical cyclone intensification rates.

- Nature Communications*, 10(1), 635. <https://doi.org/10.1038/s41467-019-08471-z>
- Bhatia, K., Vecchi, G., Murakami, H., Underwood, S. et Kossin, J. (2018). Projected Response of Tropical Cyclone Intensity and Intensification in a Global Climate Model. *Journal of Climate*, 31(20), 8281-8303. <https://doi.org/10.1175/JCLI-D-17-0898.1>
- Bird, E. C. F. (1981). Coastal landform in the humid tropics. *Perspectives in Geomorphology*, 1, 351.
- Birkemeier, W. A. (1985). Field Data on Seaward Limit of Profile Change. *Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering*, 111(3), 598-602. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)0733-950X\(1985\)111:3\(598\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-950X(1985)111:3(598))
- Boak, E. H. et Turner, I. L. (2005). Shoreline Definition and Detection: A Review. *Journal of Coastal Research*, 214, 688-703. <https://doi.org/10.2112/03-0071.1>
- Bonneton, P., Lefebvre, J.-P., Bretel, P., Ouillon, S. et Douillet, P. (2007). Tidal modulation of wave-setup and wave-induced currents on the Aboré coral reef, New Caledonia. *Journal of Coastal Research*, (50), 5.
- Bouchon, C. (1981). Quantitative Study of the Scleractinian Coral Communities of a Fringing Reef of Reunion Island (Indian Ocean). *Marine Ecology Progress Series*, 4, 273-288. <https://doi.org/10.3354/meps004273>
- Bouchon, C., Bouchon-Navaro, Y. et Faure, G. (1982). *Etude d'environnement du lagon du récif de l'Hermitage: lieu-dit Go Payet"*. Office de l'eau/Centre Universitaire de La Réunion. <https://www.documentation.eauetbiodiversite.fr/notice/00000000016eb3027b73d59759494278>
- Bouguet, J.-Y. (2001). Camera calibration toolbox for matlab.
- Bourgault, D., Pawlowicz, R. et Richards, C. (2020). *g_rect: a MATLAB package for georectifying oblique images* (version 1.0). Code Ocean. <https://doi.org/10.24433/CO.4037678.V1>
- Bouvier, C., Balouin, Y. et Castelle, B. (2017). Video monitoring of sandbar-shoreline response to an offshore submerged structure at a microtidal beach. *Geomorphology*, 295, 297-305. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2017.07.017>
- Brander, R. W., Kench, P. S. et Hart, D. (2004). Spatial and temporal variations in wave characteristics across a reef platform, Warraber Island, Torres Strait, Australia.

- Marine Geology*, 207(1-4), 169-184.
<https://doi.org/10.1016/j.margeo.2004.03.014>
- Brown, B. E. et Dunne, R. P. (1988). The Environmental Impact of Coral Mining on Coral Reefs in the Maldives. *Environmental Conservation*, 15(2), 159-165.
<https://doi.org/10.1017/S0376892900028976>
- Bruch, W., Cordier, E., Floc'h, F. et Pearson, S. G. (2022). Water Level Modulation of Wave Transformation, Setup and Runup Over La Saline Fringing Reef. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 127(7), e2022JC018570.
<https://doi.org/10.1029/2022JC018570>
- Bruno, J. F., Côté, I. M. et Toth, L. T. (2018). *Climate Change, Coral Loss, and the Curious Case of the Parrotfish Paradigm: Why Don't Marine Protected Areas Improve Reef Resilience?*
- Bruno, J. F. et Selig, E. R. (2007). Regional Decline of Coral Cover in the Indo-Pacific: Timing, Extent, and Subregional Comparisons. *PLOS ONE*, 2(8), e711.
<https://doi.org/10.1371/journal.pone.0000711>
- Buckee, J., Hetzel, Y., Edge, W., Verduin, J. et Pattiaratchi, C. (2022). Daily timing of low tide drives seasonality in intertidal emersion mortality risk. *Frontiers in Marine Science*, 9. <https://doi.org/10.3389/fmars.2022.904191>
- Bulteau, T., Baills, A., Petitjean, L., Garcin, M., Palanisamy, H. et Le Cozannet, G. (2015). Gaining insight into regional coastal changes on La Réunion island through a Bayesian data mining approach. *Geomorphology*, 228, 134-146.
<https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2014.09.002>
- Butt, T. et Russell, P. (2000). Hydrodynamics and Cross-Shore Sediment Transport in the Swash-Zone of Natural Beaches: A Review. *Journal of Coastal Research*, 16(2), 255-268.
- Callaghan, D. P., Roshanka, R. et Andrew, S. (2009a). Quantifying the storm erosion hazard for coastal planning. *Coastal Engineering*, 56(1), 90-93.
<https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2008.10.003>
- Callaghan, D. P., Roshanka, R. et Andrew, S. (2009b). Quantifying the storm erosion hazard for coastal planning. *Coastal Engineering*, 56(1), 90-93.
<https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2008.10.003>
- Camoin, G. F., Colonna, M., Montaggioni, L. F., Casanova, J., Faure, G. et Thomassin, B. A. (1997). Holocene sea level changes and reef development in the southwestern

- Indian Ocean. *Coral Reefs*, 16(4), 247-259.
<https://doi.org/10.1007/s003380050080>
- Carter, R. W. G. et Woodroffe, C. D. (1994). *Coastal Evolution: Late Quaternary Shoreline Morphodynamics*. Cambridge University Press.
- Castelle, B., Marieu, V., Bujan, S., Splinter, K. D., Robinet, A., Sénéchal, N. et Ferreira, S. (2015). Impact of the winter 2013–2014 series of severe Western Europe storms on a double-barred sandy coast: Beach and dune erosion and megacusp embayments. *Geomorphology*, 238, 135-148.
<https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2015.03.006>
- C.E.T.E Méditerranée. (1987). *Problèmes d'érosion des plages des lagons de Saint Gilles* [Rapport interne]. Direction Départementale de La Réunion.
- Chandramohan, P., Anand, N. M. et Nayak, B. U. (1993). Shoreline dynamics of the Lakshadweep islands. *IJMS Vol.22(3) [September 1993]*.
<http://nopr.niscpr.res.in/handle/123456789/37875>
- Chang, Y. S., Jin, J.-Y., Jeong, W. M., Kim, C. H. et Do, J.-D. (2019). Video Monitoring of Shoreline Positions in Hujeong Beach, Korea. *Applied Sciences*, 9(23), 4984.
<https://doi.org/10.3390/app9234984>
- Charroux, S. (2023). *Les systèmes littoraux de Mayotte : Dynamiques hydro-sédimentaires dans un contexte de subsidence rapide* [phdthesis, Université de la Réunion].
<https://hal.science/tel-04428839>
- Charroux, S., Jeanson, M., Morisseau, S. et Pennober, G. (2024). Seasonal Morphodynamics of Fringing Reef Pocket Beaches and Responses to Rapid Vertical Tectonic Movements. *Journal of Coastal Research*, 40(1).
<https://doi.org/10.2112/JCOASTRES-D-23-00021.1>
- Chave, K. E. (1967). Recent Carbonate Sediments—An Unconventional View. *Journal of Geological Education*, world.
<https://www.tandfonline.com/doi/abs/10.5408/0022-1368-XV.5.200>
- Chelton, D. B. et Enfield, D. B. (1986). Ocean signals in tide gauge records. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 91(B9), 9081-9098.
<https://doi.org/10.1029/JB091iB09p09081>
- Chelton, D. B., Schlax, M. G., Samelson, R. M. et de Szoeke, R. A. (2007). Global observations of large oceanic eddies. *Geophysical Research Letters*, 34(15).
<https://doi.org/10.1029/2007GL030812>

- Chen, Y. et Niu, X. (2018). Forced wave induced by an atmospheric pressure disturbance moving towards shore. *Continental Shelf Research*, 160, 1-9. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2018.03.007>
- Cheriton, O. M., Storlazzi, C. D. et Rosenberger, K. J. (2016). Observations of wave transformation over a fringing coral reef and the importance of low-frequency waves and offshore water levels to runup, overwash, and coastal flooding. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 121(5), 3121-3140. <https://doi.org/10.1002/2015JC011231>
- Clements, M., Selvakumaraswamy, P., Deaker, D. et Byrne, M. (2022). Freshening of Great Barrier Reef waters is deleterious for larval crown-of-thorns starfish, counter to the terrestrial runoff hypothesis. *Marine Ecology Progress Series*, 696, 1-14. <https://doi.org/10.3354/meps14150>
- Coco, G., Senechal, N., Rejas, A., Bryan, K. R., Capo, S., Parisot, J. P., Brown, J. A. et MacMahan, J. H. M. (2014). Beach response to a sequence of extreme storms. *Geomorphology*, 204, 493-501. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2013.08.028>
- Cordier, E. (2007). *Dynamique hydrosédimentaire du récif frangeant de l'Hermitage / La Saline (La Réunion): processus physiques et flux sédimentaires* [Océan, Atmosphère., Université de La Réunion]. <https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-00321180>
- Cordier, E., Lézé, J. et Join, J.-L. (2013). Natural tidal processes modified by the existence of fringing reef on La Reunion Island (Western Indian Ocean): Impact on the relative sea level variations. *Continental Shelf Research*, 55, 119-128. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2013.01.016>
- Corrège, T. (2011). 17. Les récifs coralliens. Dans C. Jeandel et R. Mosseri (dir.), *Le climat à découvert* (p. 125-127). CNRS Éditions. <https://doi.org/10.4000/books.editions-cnrs.11411>
- Coudray, J. et Troadec, R. (2002, novembre). *Contribution à l'étude du site pilote de l'Hermitage/ La Saline les Bains pour la compréhension de la dynamique sédimentaire des plans d'eau coralliens à La Réunion* [Rapport interne]. Université de La Réunion.
- Crochelet, E., Barrier, N., Andrello, M., Marsac, F., Spadone, A. et Lett, C. (2020). Connectivity between seamounts and coastal ecosystems in the Southwestern Indian Ocean. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 176, 104774. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2020.104774>

- Cuet, P. (1989). *Influence des résurgences d'eaux douces sur les caractéristiques physico-chimiques et métaboliques de l'écosystème récifal à la Réunion (Océan Indien)* [These de doctorat, Aix-Marseille 3]. <https://www.theses.fr/1989AIX30044>
- Cuttler, M. V. W., Hansen, J. E., Lowe, R. J., Trotter, J. A. et McCulloch, M. T. (2019). Source and supply of sediment to a shoreline salient in a fringing reef environment. *Earth Surface Processes and Landforms*, 44(2), 552-564. <https://doi.org/10.1002/esp.4516>
- David, G., Chabanet, P., Lagabrielle, E., Pennober, G. et Quod, J. P. (2015). Les aires marines protégées face au changement climatique: de la résilience écosystémique à la résilience des territoires. Dans *Aires marines protégées ouest-africaines : Défis scientifiques et enjeux sociétaux*. IRD éditions.
- David, G., Mirault, É., Pennober, G. et Révillion, C. (2012). Unités Paysagères et services écosystémiques, l'exemple des récifs coralliens. *VertigO*, (Hors-série 14). <https://doi.org/10.4000/vertigo.12570>
- Davidson, A. S., Malet-Damour, B. et Praene, J. P. (2023). A new microclimate zoning method based on multivariate statistics: The case of Reunion Island. *Urban Climate*, 52, 101687. <https://doi.org/10.1016/j.uclim.2023.101687>
- Davidson, M. A., Lewis, R. P. et Turner, I. L. (2010). Forecasting seasonal to multi-year shoreline change. *Coastal Engineering*, 57(6), 620-629. <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2010.02.001>
- Davies, A. G. (1992). Modelling the Vertical Distribution of Suspended Sediment in Combined Wave-Current Flow. Dans *Dynamics and Exchanges in Estuaries and the Coastal Zone* (p. 441-466). American Geophysical Union (AGU). <https://doi.org/10.1029/CE040p0441>
- Davies, J. L. et Clayton, K. M. (1980). *Geographical variation in coastal development* (2d ed). Longman.
- Davis, R. A. et Hayes, M. O. (1984). What is a Wave-Dominated Coast? Dans *Developments in Sedimentology* (vol. 39, p. 313-329). Elsevier. [https://doi.org/10.1016/S0070-4571\(08\)70152-3](https://doi.org/10.1016/S0070-4571(08)70152-3)
- Davy, C., Barruol, G., Fontaine, F. R. et Cordier, E. (2016). Analyses of extreme swell events on La Réunion Island from microseismic noise. *Geophysical Journal International*, 207(3), 1767-1782. <https://doi.org/10.1093/gji/ggw365>

- De La Torre, Y. (2004). *Synthese morphodynamique des littoraux de La Réunion, état des lieux et tendances d'évolution à l'échelle de l'île [Synthesis of morphodynamics of La Réunion coasts: inventory and trends across the island]*. BRGM/RP53307-FR.
- De'ath, G., Fabricius, K. E., Sweatman, H. et Puotinen, M. (2012). The 27-year decline of coral cover on the Great Barrier Reef and its causes. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 109(44), 17995-17999. <https://doi.org/10.1073/pnas.1208909109>
- Delgado, I. et Lloyd, G. (2004). A Simple Low Cost Method for One Person Beach Profiling. *Journal of Coastal Research*, 20(4), 1246-1252.
- de Voogd, B., Palomé, S. P., Hirn, A., Charvis, P., Gallart, J., Rousset, D., Dañobeitia, J. et Perroud, H. (1999). Vertical movements and material transport during hotspot activity: Seismic reflection profiling offshore La Réunion. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 104(B2), 2855-2874. <https://doi.org/10.1029/98JB02842>
- Di Luccio, D., Benassai, G., Budillon, G., Mucerino, L., Montella, R. et Pugliese Carratelli, E. (2018). Wave run-up prediction and observation in a micro-tidal beach. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 18(11), 2841-2857. <https://doi.org/10.5194/nhess-18-2841-2018>
- Dolan, R. et Davis, R. E. (1992). *An Intensity Scale for Atlantic Coast Northeast Storms*.
- Dorsch, W., Newland, T., Tassone, D., Tymons, S. et Walker, D. (2008). A Statistical Approach to Modelling the Temporal Patterns of Ocean Storms. *Journal of Coastal Research*, 24(6), 1430-1438. <https://doi.org/10.2112/07-0847.1>
- Duncan, R. A., Backman, J., Peterson, L. et The Shipboard Scientific Party. (1989). Reunion hotspot activity through tertiary time: Initial results from the ocean drilling program, leg 115. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 36(1), 193-198. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(89\)90013-9](https://doi.org/10.1016/0377-0273(89)90013-9)
- Eddy, T. D., Lam, V. W. Y., Reygondeau, G., Cisneros-Montemayor, A. M., Greer, K., Palomares, M. L. D., Bruno, J. F., Ota, Y. et Cheung, W. W. L. (2021). Global decline in capacity of coral reefs to provide ecosystem services. *One Earth*, 4(9), 1278-1285. <https://doi.org/10.1016/j.oneear.2021.08.016>
- Elsner, J. B., Kossin, J. P. et Jagger, T. H. (2008). The increasing intensity of the strongest tropical cyclones. *Nature*, 455(7209), 92-95. <https://doi.org/10.1038/nature07234>

- Eversole, D. et Fletcher, C. H. (2003). Longshore Sediment Transport Rates on a Reef-Fronted Beach: Field Data and Empirical Models Kaanapali Beach, Hawaii. *Journal of Coastal Research*, 19(3), 649-663.
- Falter, J. L., Atkinson, M. J. et Merrifield, M. A. (2004). Mass-transfer limitation of nutrient uptake by a wave-dominated reef flat community. *Limnology and Oceanography*, 49(5), 1820-1831. <https://doi.org/10.4319/lo.2004.49.5.1820>
- Faure, G. (1982). *Recherche sur les peuplements de scléactiniaires des récifs coralliens de l'archipel des Mascareignes (Océan Indien occidental)* [Université d'Aix - Marseille 2].
- Fenster, M. S., Dolan, R. et Morton, R. A. (2001). Coastal Storms and Shoreline Change: Signal or Noise? *Journal of Coastal Research*, 17(3), 714-720.
- Ferrario, F., Beck, M. W., Storlazzi, C. D., Micheli, F., Shepard, C. C. et Aioldi, L. (2014). The effectiveness of coral reefs for coastal hazard risk reduction and adaptation. *Nature Communications*, 5(1), 3794. <https://doi.org/10.1038/ncomms4794>
- Ferreira, Ó. (2005). Storm Groups versus Extreme Single Storms: Predicted Erosion and Management Consequences. *Journal of Coastal Research*, 221-227.
- Fletcher, C. H., Mullane, R. A. et Richmond, B. M. (1997). Beach Loss along Armored Shorelines on Oahu, Hawaiian Islands. *Journal of Coastal Research*, 13(1), 209-215.
- Ford, M. (2012). Shoreline Changes on an Urban Atoll in the Central Pacific Ocean: Majuro Atoll, Marshall Islands. *Journal of Coastal Research*, 279, 11-22. <https://doi.org/10.2112/JCOASTRES-D-11-00008.1>
- Ford, M. (2013). Shoreline changes interpreted from multi-temporal aerial photographs and high resolution satellite images: Wotje Atoll, Marshall Islands. *Remote Sensing of Environment*, 135, 130-140. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2013.03.027>
- Ford, M. R., Becker, J. M. et Merrifield, M. A. (2013). Reef Flat Wave Processes and Excavation Pits: Observations and Implications for Majuro Atoll, Marshall Islands. *Journal of Coastal Research*, 288, 545-554. <https://doi.org/10.2112/JCOASTRES-D-12-00097.1>
- Frazer, L. N., Anderson, T. R. et Fletcher, C. H. (2009). Modeling storms improves estimates of long-term shoreline change. *Geophysical Research Letters*, 36(20). <https://doi.org/10.1029/2009GL040061>

- Freed, S. et Granek, E. F. (2014). Effects of Human Activities on the World's Most Vulnerable Coral Reefs: Comoros Case Study. *Coastal Management*, 42(3), 280-296. <https://doi.org/10.1080/08920753.2014.904261>
- Frihy, O. E., Fanos, A. M., Khafagy, A. A. et Abu Aesha, K. A. (1996). Human impacts on the coastal zone of Hurghada, northern Red Sea, Egypt. *Geo-Marine Letters*, 16(4), 324-329. <https://doi.org/10.1007/BF01245564>
- Gabriel, C. et Montaggioni, L. (1985). *L'érosion des plages balnéaires à La Réunion*. Contrats Ministère de l'Education Nationale - Conseil Général de La Réunion - Conseil Régional de La Réunion, Laboratoire de Géologie, Université de La Réunion.
- Gardiner, J. S. (1936). No. XIII.—The Reefs of the Western Indian Ocean. I. Chagos Archipelago; II. The Mascarene Region. *Transactions of the Linnean Society of London. 2nd Series: Zoology*, 19(4), 393-436. <https://doi.org/10.1111/j.1096-3642.1936.tb00133.x>
- Gardner, T. A., Côté, I. M., Gill, J. A., Grant, A. et Watkinson, A. R. (2005). HURRICANES AND CARIBBEAN CORAL REEFS: IMPACTS, RECOVERY PATTERNS, AND ROLE IN LONG-TERM DECLINE. *Ecology*, 86(1), 174-184. <https://doi.org/10.1890/04-0141>
- Gawehn, M., van Dongeren, A., van Rooijen, A., Storlazzi, C. D., Cheriton, O. M. et Reniers, A. (2016). Identification and classification of very low frequency waves on a coral reef flat. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 121(10), 7560-7574. <https://doi.org/10.1002/2016JC011834>
- Geng, Q. et Sugi, M. (2003). Possible Change of Extratropical Cyclone Activity due to Enhanced Greenhouse Gases and Sulfate Aerosols—Study with a High-Resolution AGCM. *Journal of Climate*, 16(13), 2262-2274. [https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2003\)16<2262:PCOECA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0442(2003)16<2262:PCOECA>2.0.CO;2)
- Gerritsen, F. (1980). Wave Attenuation and Wave Set-Up on a Coastal Reef. Dans *Coastal Engineering 1980* (p. 444-461). American Society of Civil Engineers. <https://doi.org/10.1061/9780872622647.028>
- Glynn, P. W. (1968). Mass mortalities of echinoids and other reef flat organisms coincident with midday, low water exposures in Puerto Rico. *Marine Biology*, 1(3), 226-243. <https://doi.org/10.1007/BF00347116>
- Godard, H. (1998). *Atlas de France. Volume 13. Les Outre-mers*. La Documentation Française.

- Goodbred, S. L. et Saito, Y. (2012). Tide-Dominated Deltas. Dans R. A. Davis et R. W. Dalrymple (dir.), *Principles of Tidal Sedimentology* (p. 129-149). Springer Netherlands. https://doi.org/10.1007/978-94-007-0123-6_7
- Gourlay, M. R. (1994). Wave transformation on a coral reef. *Coastal Engineering*, 23(1-2), 17-42. [https://doi.org/10.1016/0378-3839\(94\)90013-2](https://doi.org/10.1016/0378-3839(94)90013-2)
- Gourlay, M. R. et Colleter, G. (2005). Wave-generated flow on coral reefs—an analysis for two-dimensional horizontal reef-tops with steep faces. *Coastal Engineering*, 52(4), 353-387. <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2004.11.007>
- Gray, W. M. (1998). The formation of tropical cyclones. *Meteorology and Atmospheric Physics*, 67(1-4), 37-69. <https://doi.org/10.1007/BF01277501>
- Guannel, G., Arkema, K., Ruggiero, P. et Verutes, G. (2016). The Power of Three: Coral Reefs, Seagrasses and Mangroves Protect Coastal Regions and Increase Their Resilience. *PLOS ONE*, 11(7), e0158094. <https://doi.org/10.1371/journal.pone.0158094>
- Guilcher, A. (1954). Les récifs coralliens du Nord-Ouest de Madagascar. *Bulletin de l'Association de Géographes Français*, 31(245), 147-156. <https://doi.org/10.3406/bagf.1954.7461>
- Guillaume, M., Payri, C. et Faure, G. (1983). Blatant dégradation of coral reefs at la Réunion Island (West Indian Ocean). Dans *Proceedings of the Annual Meeting of the International Society for Reef Studies* (p. 28).
- Guo, J., Shi, L., Pan, S., Ye, Q., Cheng, W., Chang, Y. et Chen, S. (2020). Monitoring and evaluation of sand nourishments on an embayed beach exposed to frequent storms in eastern China. *Ocean & Coastal Management*, 195, 105284. <https://doi.org/10.1016/j.ocecoaman.2020.105284>
- Guza, R. T. et Thornton, E. B. (1980). Local and shoaled comparisons of sea surface elevations, pressures, and velocities. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 85(C3), 1524-1530. <https://doi.org/10.1029/JC085iC03p01524>
- Hallmann, N., Camoin, G., Eisenhauer, A., Samankassou, E., Vella, C., Botella, A., Milne, G. A., Pothin, V., Dussouillez, P., Fleury, J., Fietzke, J. et Goepfert, T. (2020). Reef response to sea-level and environmental changes in the Central South Pacific over the past 6000 years. *Global and Planetary Change*, 195, 103357. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2020.103357>

- Hardy, T. A. et Young, I. R. (1996). Field study of wave attenuation on an offshore coral reef. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 101(C6), 14311-14326. <https://doi.org/10.1029/96JC00202>
- Hearn, C. (2001). Introduction to the special issue of Coral Reefs on "Coral Reef Hydrodynamics. *Coral Reefs*, 20(4), 327-329. <https://doi.org/10.1007/s00338-001-0183-8>
- Hearn, C. J. (1999). Wave-breaking hydrodynamics within coral reef systems and the effect of changing relative sea level. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 104(C12), 30007-30019.
- Hédou, F., Leclerc, B., Deniaud, Y. et Costa, S. (2020). Consolidation des connaissances nationales sur le trait de côte et son évolution. Dans *XVIèmes Journées, Le Havre* (p. 761-768). Editions Paralia. <https://doi.org/10.5150/jngcgc.2020.085>
- Hédou, F., Roche, A., Trmal, C. et Deniaud, Y. (2015). Méthodologie d'élaboration de l'indicateur national d'érosion côtière. MerIGéo.
- Hegge, B. J. (1994). *Low-energy sandy beaches of Southwestern Australia: two-dimensional morphology, sediments and dynamics* [Doctoral Thesis]. <https://doi.org/10.4225/23/5a94f2673808c>
- Hesp, P. A. (1989). A review of biological and geomorphological processes involved in the initiation and development of incipient foredunes. *Proceedings of the Royal Society of Edinburgh. Section B. Biological Sciences*, 96, 181-201. <https://doi.org/10.1017/S0269727000010927>
- Hesp, P. A. (2004). Coastal Dunes in the Tropics and Temperate Regions: Location, Formation, Morphology and Vegetation Processes. Dans M. L. Martínez et N. P. Psuty (dir.), *Coastal Dunes: Ecology and Conservation* (p. 29-49). Springer. https://doi.org/10.1007/978-3-540-74002-5_3
- Hoarau, L., Mouquet, P., Ropert, M., Cuvillier, A., Massé, L., Bonhommeau, S., Bigot, L., Cauvin, B., Pothin, K. et Bajjouk, T. (2023). Negative sea level anomalies with extreme low tides in the South-West Indian Ocean shape Reunion Island's fringing coral reef flats. *Ecological Indicators*, 154, 110508. <https://doi.org/10.1016/j.ecolind.2023.110508>
- Holland, K. T. et Holman, R. A. (1993). The statistical distribution of swash maxima on natural beaches. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 98(C6), 10271-10278. <https://doi.org/10.1029/93JC00035>

- Holland, K. T., Holman, R. A., Lippmann, T. C. et Stanley, J. (1997). Practical Use of Video Imagery in Nearshore Oceanographic Field Studies. *IEEE JOURNAL OF OCEANIC ENGINEERING*, 22(1), 12.
- Holman, R. A. (1981). Infragravity energy in the surf zone. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 86(C7), 6442-6450. <https://doi.org/10.1029/JC086iC07p06442>
- Holman, R. A. (1986). Extreme value statistics for wave run-up on a natural beach. *Coastal Engineering*, 9(6), 527-544. [https://doi.org/10.1016/0378-3839\(86\)90002-5](https://doi.org/10.1016/0378-3839(86)90002-5)
- Holman, R. A. et Guza, R. T. (1984). Measuring run-up on a natural beach. *Coastal Engineering*, 8(2), 129-140. [https://doi.org/10.1016/0378-3839\(84\)90008-5](https://doi.org/10.1016/0378-3839(84)90008-5)
- Holman, R. A., Lippmann, T. C., O'Neill, P. V. et Hathaway, K. (1991). Video estimation of subaerial beach profiles. *Marine Geology*, 97(1-2), 225-231. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(91\)90028-3](https://doi.org/10.1016/0025-3227(91)90028-3)
- Holman, R. A. et Stanley, J. (2007). The history and technical capabilities of Argus. *Coastal Engineering*, 54(6-7), 477-491. <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2007.01.003>
- Holman, R. et Haller, M. C. (2013). Remote Sensing of the Nearshore. *Annual Review of Marine Science*, 5(1), 95-113. <https://doi.org/10.1146/annurev-marine-121211-172408>
- Holman, R., Sallenger, A., Lippmann, T. et Haines, J. (1993). The Application of Video Image Processing to the Study of Nearshore Processes. *Oceanography*, 6(3), 78-85. <https://doi.org/10.5670/oceanog.1993.02>
- Hu, C., Feng, L., Lee, Z., Davis, C. O., Mannino, A., McClain, C. R. et Franz, B. A. (2012). Dynamic range and sensitivity requirements of satellite ocean color sensors: learning from the past. *Applied Optics*, 51(25), 6045-6062. <https://doi.org/10.1364/AO.51.006045>
- Hughes, T. P. (1999). Off-reef transport of coral fragments at Lizard Island, Australia. *Marine Geology*, 157(1), 1-6. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(98\)00187-X](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(98)00187-X)
- Hughes, T. P., Kerry, J. T., Baird, A. H., Connolly, S. R., Dietzel, A., Eakin, C. M., Heron, S. F., Hoey, A. S., Hoogenboom, M. O., Liu, G., McWilliam, M. J., Pears, R. J., Pratchett, M. S., Skirving, W. J., Stella, J. S. et Torda, G. (2018). Global warming transforms coral reef assemblages. *Nature*, 556(7702), 492-496. <https://doi.org/10.1038/s41586-018-0041-2>

- Humbert, M. et Stieltjes, L. (1986, décembre). *L'érosion dans le cirque de Mafate, Ile de La Réunion: ses conséquences sur le maintien de l'économie des îlets*. BRGM.
- Hunt, I. A. (1959). Design of Seawalls and Breakwaters. *Journal of the Waterways and Harbors Division*, 85(3), 123-152. <https://doi.org/10.1061/JWHEAU.0000129>
- Huq, Md. E., Shoeb, A. Z. M., Hossain, M. A., Fahad, S., Kamruzzaman, M. M., Javed, A., Saleem, N., Adnan, K. M. M., Sarker, S. A., Ali, M. Y. et Sarven, Most. S. (2020). Measuring Vulnerability to Environmental Hazards: Qualitative to Quantitative. Dans S. Fahad, M. Hasanuzzaman, M. Alam, H. Ullah, M. Saeed, I. Ali Khan et M. Adnan (dir.), *Environment, Climate, Plant and Vegetation Growth* (p. 421-452). Springer International Publishing. https://doi.org/10.1007/978-3-030-49732-3_17
- Ibaceta, R., Almar, R., Catalán, P. A., Blenkinsopp, C. E., Almeida, L. P. et Cienfuegos, R. (2018). Assessing the Performance of a Low-Cost Method for Video-Monitoring the Water Surface and Bed Level in the Swash Zone of Natural Beaches. *Remote Sensing*, 10(1), 49. <https://doi.org/10.3390/rs10010049>
- Idier, D., Romieu, E., Delattre, M., Pedreros, R. et De La Torre, Y. (2008). Hydrodynamique tidale du lagon de Mayotte: observations in situ et modélisation. Dans *Xèmes Journées, Sophia Antipolis* (p. 553-562). Editions Paralia. <https://doi.org/10.5150/jngcgc.2008.053-1>
- Jackson, D. W. T. et Cooper, J. A. G. (2009). Geological Control on Beach Form: Accommodation Space and Contemporary Dynamics. *Journal of Coastal Research*, 69-72.
- Jager, C. (2004). *Approche Technique des ruissellements urbains en amont des récifs coralliens de La Réunion* [Mémoire]. Université de La Réunion.
- Jaud, M. (2011). *Techniques d'observation et de mesure haute résolution des transferts sédimentaires dans la frange littorale* [phdthesis, Université de Bretagne occidentale - Brest]. <https://theses.hal.science/tel-00650953>
- Jeanson, M., Anthony, E. J., Dolique, F. et Aubry, A. (2013). Wave characteristics and morphological variations of pocket beaches in a coral reef-lagoon setting, Mayotte Island, Indian Ocean. *Geomorphology*, 182, 190-209. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2012.11.013>
- Jóia Santos, C., Andriolo, U. et Ferreira, J. C. (2020). Shoreline Response to a Sandy Nourishment in a Wave-Dominated Coast Using Video Monitoring. *Water*, 12(6), 1632. <https://doi.org/10.3390/w12061632>

- Jones, G. P., McCormick, M. I., Srinivasan, M. et Eagle, J. V. (2004). Coral decline threatens fish biodiversity in marine reserves. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 101(21), 8251-8253. <https://doi.org/10.1073/pnas.0401277101>
- Jumaux, G., Quetelard, H., Roy, D. et Grégoris, Y. (2011). *Atlas climatique de la Réunion*. Météo-France, Direction interrégionale de La Réunion la Documentation française.
- Karara, H. M. et Abdel-Aziz, Y. I. (1974). Accuracy aspects of nonmetric imageries. *Photogrammetry Eng. Remote Sens.*, 40, 1107-1117.
- Karim, F. et Nandasena, N. A. K. (2023). Experimental and numerical assessment of marine flood reduction by coral reefs. *Natural Hazards Research*, 3(1), 35-41. <https://doi.org/10.1016/j.nhres.2022.12.003>
- Karunarathna, H., Horrillo-Caraballo, J. M., Ranasinghe, R., Short, A. D. et Reeve, D. E. (2012). An analysis of the cross-shore beach morphodynamics of a sandy and a composite gravel beach. *Marine Geology*, 299-302, 33-42. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2011.12.011>
- Karunarathna, H., Pender, D., Ranasinghe, R., Short, A. D. et Reeve, D. E. (2014). The effects of storm clustering on beach profile variability. *Marine Geology*, 348, 103-112. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2013.12.007>
- Kay, A. M. et Liddle, M. J. (1989). Impact of human trampling in different zones of a coral reef flat. *Environmental Management*, 13(4), 509-520. <https://doi.org/10.1007/BF01867685>
- Kayanne, H., Yasukochi, T., Yamaguchi, T., Yamano, H. et Yoneda, M. (2011). Rapid settlement of Majuro Atoll, central Pacific, following its emergence at 2000 years CalBP. *Geophysical Research Letters*, 38(20). <https://doi.org/10.1029/2011GL049163>
- Kench, P. S. (1994). Hydrodynamic observations of the Cocos (Keeling) Islands lagoon. *Atoll Res. Bull.*, 408, 1-21.
- Kench, P. S. (1998). Physical processes in an Indian Ocean atoll. *Coral Reefs*, 17(2), 155-168. <https://doi.org/10.1007/s003380050110>
- Kench, P. S. et Brander, R. W. (2006). Response of reef island shorelines to seasonal climate oscillations: South Maalhosmadulu atoll, Maldives. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 111(F1). <https://doi.org/10.1029/2005JF000323>

- Kench, P. S., Brander, R. W., Parnell, K. E. et O'Callaghan, J. M. (2009a). Seasonal variations in wave characteristics around a coral reef island, South Maalhosmadulu atoll, Maldives. *Marine Geology*, 262(1), 116-129. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2009.03.018>
- Kench, P. S. et Cowell, P. J. (2000). Variations in sediment production and implications for atoll island stability under rising sea level. Dans *Proceedings 9 th International Coral Reef Symposium* (vol. 2).
- Kench, P. S., McLean, R. F. et Nichol, S. L. (2005). New model of reef-island evolution: Maldives, Indian Ocean. *Geology*, 33(2), 145-148. <https://doi.org/10.1130/G21066.1>
- Kench, P. S., Parnell, K. E. et Brander, R. W. (2009b). Monsoonally influenced circulation around coral reef islands and seasonal dynamics of reef island shorelines. *Marine Geology*, 266(1), 91-108. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2009.07.013>
- Kench, P. S., Smithers, S. G. et McLean, R. F. (2012). Rapid reef island formation and stability over an emerging reef flat: Bewick Cay, northern Great Barrier Reef, Australia. *Geology*, 40(4), 347-350. <https://doi.org/10.1130/G32816.1>
- Kennedy, D. M. et Woodroffe, C. D. (2002). Fringing reef growth and morphology: a review. *Earth-Science Reviews*, 57(3), 255-277. [https://doi.org/10.1016/S0012-8252\(01\)00077-0](https://doi.org/10.1016/S0012-8252(01)00077-0)
- Knutson, T., Camargo, S. J., Chan, J. C. L., Emanuel, K., Ho, C.-H., Kossin, J., Mohapatra, M., Satoh, M., Sugi, M., Walsh, K. et Wu, L. (2020). Tropical Cyclones and Climate Change Assessment: Part II: Projected Response to Anthropogenic Warming. *Bulletin of the American Meteorological Society*, 101(3), E303-E322.
- Komar, P. D. (1996). Tidal-Inlet Processes and Morphology Related to the Transport of Sediments. *Journal of Coastal Research*, 23-45.
- Kraines, S. B., Suzuki, A., Yanagi, T., Isobe, M., Guo, X. et K. et H. (1999). Rapid water exchange between the lagoon and the open ocean at Majuro Atoll due. *Journal of Geophysical Research*, 104(C7), 15-635.
- Kulp, S. A. et Strauss, B. H. (2019). New elevation data triple estimates of global vulnerability to sea-level rise and coastal flooding. *Nature Communications*, 10(1), 4844. <https://doi.org/10.1038/s41467-019-12808-z>
- Laigre, T., Balouin, Y., Nicolae-Lerma, A., Moisan, M., Valentini, N., Villarroel-Lamb, D. et De La Torre, Y. (2023a). Seasonal and Episodic Runup Variability on a Caribbean

- Reef-Lined Beach. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 128(4), e2022JC019575. <https://doi.org/10.1029/2022JC019575>
- Laigre, T., Balouin, Y., Villarroel-Lamb, D. et De La Torre, Y. (2023b). Seasonal to Multi-Decadal Shoreline Change on a Reef-Fringed Beach. *Coasts*, 3(3), 240-262. <https://doi.org/10.3390/coasts3030015>
- Lambert, M.-L. (2013). GIZC et élévation du niveau marin: vers une gestion innovante des littoraux vulnérables. *VertigO - la revue électronique en sciences de l'environnement*, (Hors-série 18). <https://doi.org/10.4000/vertigo.14331>
- Laporte-Fauret, Q., Marieu, V., Castelle, B., Michalet, R., Bujan, S. et Rosebery, D. (2019). Low-Cost UAV for High-Resolution and Large-Scale Coastal Dune Change Monitoring Using Photogrammetry. *Journal of Marine Science and Engineering*, 7(3), 63. <https://doi.org/10.3390/jmse7030063>
- Le Berre, I., David, L. et Louze, J. (2012). *Atlas de sensibilité du littoral aux pollutions marines, dispositif opérationnel ORSEC départemental de La Réunion. Annexe technique du dispositif spécifique Polmar-Terre*. ETG-Brest Géomer / DEAL de La Réunion / IFREMER.
- Le Friant, A., Lebas, E., Clément, V., Boudon, G., Deplus, C., de Voogd, B. et Bachèlery, P. (2011). A new model for the evolution of La Réunion volcanic complex from complete marine geophysical surveys. *Geophysical Research Letters*, 38(9). <https://doi.org/10.1029/2011GL047489>
- Leaman, C. K., Harley, M. D., Splinter, K. D., Thran, M. C., Kinsela, M. A. et Turner, I. L. (2021). A storm hazard matrix combining coastal flooding and beach erosion. *Coastal Engineering*, 170, 104001. <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2021.104001>
- Leatherman, S. P. (2002). Beach Erosion Studies on Tropical Islands. *Carbonate Beaches*, 229235.
- Lee, G., Nicholls, R. J. et Birkemeier, W. A. (1998). Storm-driven variability of the beach-nearshore profile at Duck, North Carolina, USA, 1981–1991. *Marine Geology*, 148(3), 163-177. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(98\)00010-3](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(98)00010-3)
- Lemahieu, A. (2015). *Fréquentation et usages littoraux dans la Réserve Naturelle Marine de La Réunion*.
- Lénat, J.-F., Bachèlery, P. et Merle, O. (2012). Anatomy of Piton de la Fournaise volcano (La Réunion, Indian Ocean). *Bulletin of Volcanology*, 74(9), 1945-1961. <https://doi.org/10.1007/s00445-012-0640-y>

- Leroux, M. (1996). *La dynamique du temps et du climat*. Masson.
- Leroux, M.-D., Bonnardot, F., Kotomangazafy, S. F., Said, A.-O., Veerabadren, P. et Amélie, V. (2023). *Régionalisation du changement climatique et développement de services climatiques dans le sud-ouest de l'océan Indien et ses territoires insulaires*.
- Leroux, M.-D., Wood, K., Elsberry, R. L., Cayan, E. O., Hendricks, E., Kucas, M., Otto, P., Rogers, R., Sampson, B. et Yu, Z. (2018). Recent Advances in Research and Forecasting of Tropical Cyclone Track, Intensity, and Structure at Landfall. *Tropical Cyclone Research and Review*, 7(2), 85-105. <https://doi.org/10.6057/2018TCRR02.02>
- Letourneur, Y. (1996a). Dynamics of fish communities on Reunion fringing reefs, Indian Ocean. I. Patterns of spatial distribution. *Journal of Experimental Marine Biology and Ecology*, 195(1), 1-30. [https://doi.org/10.1016/0022-0981\(95\)00089-5](https://doi.org/10.1016/0022-0981(95)00089-5)
- Letourneur, Y. (1996b). Réponses des peuplements et populations de poissons aux réserves marines: le cas de l'île de Mayotte, Océan Indien occidental. *Écoscience*, 3(4), 442-450. <https://doi.org/10.1080/11956860.1996.11682362>
- Leujak, W. et Ormond, R. F. G. (2008). Reef walking on Red Sea reef flats – Quantifying impacts and identifying motives. *Ocean & Coastal Management*, 51(11), 755-762. <https://doi.org/10.1016/j.ocecoaman.2008.07.002>
- Levoy, F., Anthony, E. J., Monfort, O. et Larsonneur, C. (2000). The morphodynamics of megatidal beaches in Normandy, France. *Marine Geology*, 171(1-4), 39-59. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(00\)00110-9](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(00)00110-9)
- Lézé, J. (2012). *Modélisation de l'impact des forçages océaniques sur les nappes côtières. Étude de l'Ermitage (île de La Réunion)*.
- Li, G., Zhang, P., Luh, P. B., Li, W., Bie, Z., Serna, C. et Zhao, Z. (2014). Risk Analysis for Distribution Systems in the Northeast U.S. Under Wind Storms. *IEEE Transactions on Power Systems*, 29(2), 889-898. <https://doi.org/10.1109/TPWRS.2013.2286171>
- Lidz, B. H. et Hallock, P. (2000). Sedimentary Petrology of a Declining Reef Ecosystem, Florida Reef Tract (U.S.A.). *Journal of Coastal Research*, 16(3), 675-697.
- Lippmann, T. C. et Holman, R. A. (1989). Quantification of sand bar morphology: A video technique based on wave dissipation. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 94(C1), 995-1011. <https://doi.org/10.1029/JC094iC01p00995>

- Liu, P.-J., Meng, P.-J., Liu, L.-L., Wang, J.-T. et Leu, M.-Y. (2012). Impacts of human activities on coral reef ecosystems of southern Taiwan: A long-term study. *Marine Pollution Bulletin*, 64(6), 1129-1135. <https://doi.org/10.1016/j.marpolbul.2012.03.031>
- LOI n° 2016-1321 du 7 octobre 2016 pour une République numérique (1). 2016-1321.
- Lonquet-Higgins, M. S. et S. et Stewart, R. w. (1964). Radiation Stress in water waves: a physical discussion with application. *Deep-Sea Research*, 11, 529-562.
- Lorion, D. et Villeneuve, N. (2007). Les risques littoraux à l'île de la Réunion. *Travaux & documents*, (32), 169.
- Lowe, R. J., Hart, C. et Pattiaratchi, C. B. (2010). Morphological constraints to wave-driven circulation in coastal reef-lagoon systems: A numerical study. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 115(C9). <https://doi.org/10.1029/2009JC005753>
- Luceño, A., Menéndez, M. et Méndez, F. J. (2006). The effect of temporal dependence on the estimation of the frequency of extreme ocean climate events. *Proceedings of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 462(2070), 1683-1697. <https://doi.org/10.1098/rspa.2005.1652>
- Lugo-Fernández, A., Roberts, H. H. et Suhayda, J. N. (1998a). Wave transformations across a Caribbean fringing-barrier Coral Reef. *Continental Shelf Research*, 18(10), 1099-1124. [https://doi.org/10.1016/S0278-4343\(97\)00020-4](https://doi.org/10.1016/S0278-4343(97)00020-4)
- Lugo-Fernández, A., Roberts, H. H., Wiseman Jr., W. J. et Carter, B. L. (1998b). Water level and currents of tidal and infragravity periods at Tague Reef, St. Croix (USVI). *Coral Reefs*, 17(4), 343-349. <https://doi.org/10.1007/s003380050137>
- Lugo-Fernández, A., Roberts, H. H. et Wiseman, W. J. (2004). Currents, water levels, and mass transport over a modern Caribbean coral reef: Tague Reef, St. Croix, USVI. *Continental Shelf Research*, 24(17), 1989-2009. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2004.07.004>
- Luijendijk, A., Hagenaars, G., Ranasinghe, R., Baart, F., Donchyts, G. et Aarninkhof, S. (2018). The State of the World's Beaches. *Scientific Reports*, 8, 6641. <https://doi.org/10.1038/s41598-018-24630-6>
- Luo, J., Li, M., Sun, Z. et O'Connor, B. A. (2013). Numerical modelling of hydrodynamics and sand transport in the tide-dominated coastal-to-estuarine region. *Marine Geology*, 342, 14-27. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2013.06.004>
- Madsen, A. J. et Plant, N. G. (2001). Intertidal beach slope predictions compared to field data. *Marine Geology*, 19.

- Mahabot, M.-M. (2016). *Suivi morphodynamique des plages récifales de La Réunion en contexte d'observatoire* [Université de La Réunion]. <https://tel.archives-ouvertes.fr/tel-01525818>
- Mahabot, M.-M., Jaud, M., Pennober, G., Le Dantec, N., Troadec, R., Suanez, S. et Delacourt, C. (2017). The basics for a permanent observatory of shoreline evolution in tropical environments; lessons from back-reef beaches in La Reunion Island. *Comptes Rendus Geoscience*, 349(6), 330-340. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2017.09.010>
- Mahabot, M.-M., Pennober, G., Suanez, S., Troadec, R. et Delacourt, C. (2016). Effect of Tropical Cyclones on Short-Term Evolution of Carbonate Sandy Beaches on Reunion Island, Indian Ocean. *Journal of Coastal Research*, 33(4), 839-853. <https://doi.org/10.2112/JCOASTRES-D-16-00031.1>
- Maire, R., Pomel, S. et Salomon, J.-N. (1994). *Enregistreurs et indicateurs de l'évolution de l'environnement en zone tropicale*. Presses Univ de Bordeaux.
- Manno, G., Lo Re, C. et Ciraolo, G. (2017). Uncertainties in shoreline position analysis: the role of run-up and tide in a gentle slope beach. *Ocean Science*, 13(5), 661-671. <https://doi.org/10.5194/os-13-661-2017>
- Maragos, J. E., Baines, G. B. K. et Beveridge, P. J. (1973). Tropical Cyclone Bebe Creates a New Land Formation on Funafuti Atoll. *Science*, 181(4105), 1161-1164. <https://doi.org/10.1126/science.181.4105.1161>
- Maresca, J. W. et Seibel, E. (1977). Terrestrial Photogrammetric Measurements of Breaking Waves and Longshore Currents in the Nearshore Zone. Dans *Coastal Engineering 1976* (p. 681-700). American Society of Civil Engineers. <https://doi.org/10.1061/9780872620834.039>
- Mase, H. (1989). Random Wave Runup Height on Gentle Slope. *Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering*, 115(5), 649-661. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)0733-950X\(1989\)115:5\(649\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-950X(1989)115:5(649))
- Masselink, G., Beetham, E. et Kench, P. (2020). Coral reef islands can accrete vertically in response to sea level rise. *Science Advances*, 6(24), eaay3656. <https://doi.org/10.1126/sciadv.aay3656>
- Masselink, G., Hughes, M. et Knight, J. (2014). *Introduction to Coastal Processes and Geomorphology* (0 éd.). Routledge. <https://doi.org/10.4324/9780203785461>

- Masselink, G., Kroon, A. et Davidson-Arnott, R. G. D. (2006). Morphodynamics of intertidal bars in wave-dominated coastal settings — A review. *Geomorphology*, 73(1-2), 33-49. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2005.06.007>
- Masselink, G., Scott, T., Poate, T., Russell, P., Davidson, M. et Conley, D. (2016). The extreme 2013/2014 winter storms: hydrodynamic forcing and coastal response along the southwest coast of England. *Earth Surface Processes and Landforms*, 41(3), 378-391. <https://doi.org/10.1002/esp.3836>
- Masselink, G., Tuck, M., McCall, R., van Dongeren, A., Ford, M. et Kench, P. (2019). Physical and Numerical Modeling of Infragravity Wave Generation and Transformation on Coral Reef Platforms. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 124(3), 1410-1433. <https://doi.org/10.1029/2018JC014411>
- Matheen, N. et Kench, P. S. (2024). Morphological Response of Coral Reef Islands to the 2019 Extreme Positive Indian Ocean Dipole Event. *Journal of Coastal Research*, 40(2), 246-256. <https://doi.org/10.2112/JCOASTRES-D-23-00069.1>
- Matyas, C. J. (2015). Tropical cyclone formation and motion in the Mozambique Channel. *International Journal of Climatology*, 35(3), 375-390. <https://doi.org/10.1002/joc.3985>
- Mavume, A. F. (2008). *Tropical cyclones in the South-West Indian Ocean: intensity changes, oceanic interaction and impacts*. <http://hdl.handle.net/11427/11314>
- McIntire, W. G. et Walker, H. J. (1964). Tropical Cyclones and Coastal Morphology in Mauritius¹. *Annals of the Association of American Geographers*, 54(4), 582-596. <https://doi.org/10.1111/j.1467-8306.1964.tb01786.x>
- McLaughlin, C. J., Smith, C. A., Buddemeier, R. W., Bartley, J. D. et Maxwell, B. A. (2003). Rivers, runoff, and reefs. *Global and Planetary Change*, 39(1-2), 191-199. [https://doi.org/10.1016/S0921-8181\(03\)00024-9](https://doi.org/10.1016/S0921-8181(03)00024-9)
- Mendoza, E. T., Jimenez, J. A. et Mateo, J. (2011). A coastal storms intensity scale for the Catalan sea (NW Mediterranean). *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 11(9), 2453-2462. <https://doi.org/10.5194/nhess-11-2453-2011>
- Merrifield, M. A., Becker, J. M., Ford, M. et Yao, Y. (2014). Observations and estimates of wave-driven water level extremes at the Marshall Islands. *Geophysical Research Letters*, 41(20), 7245-7253. <https://doi.org/10.1002/2014GL061005>
- Mespoulhe, R. et Troadec, R. (1994, octobre). *Suivi expérimental sur le nettoyage et la sauvegarde des plages*. Université de la Réunion.

- Meur-Férec, C. et Morel, V. (2004). L'érosion sur la frange côtière: un exemple de gestion des risques. *Natures Sciences Sociétés*, 12(3), 263-273. <https://doi.org/10.1051/nss:2004038>
- Mimura, N. et Nunn, P. D. (1998). Trends of Beach Erosion and Shoreline Protection in Rural Fiji. *Journal of Coastal Research*, 14(1), 37-46.
- Mioche, D., Troadec, R., Germain, N., Esbelin, C., Tourrand, C., Psaradellis, M., Naim, O. et Coudray, J. (2002). *Relations entre l'équilibre sédimentaire des plages, la structure des communautés et le budget des carbonates dans l'écosystème corallien de la Réunion*, 10.
- Monismith, S. G. (2007). Hydrodynamics of Coral Reefs. *Annual Review of Fluid Mechanics*, 39(1), 37-55. <https://doi.org/10.1146/annurev.fluid.38.050304.092125>
- Montaggioni, L. (1979). Application du principe de Bruun a la determination des variations du niveau marin au cours de l'Holocene: Cas des îles Maurice et la Réunion, Océan Indien. *Marine Geology*, 31(1), M29-M38. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(79\)90050-1](https://doi.org/10.1016/0025-3227(79)90050-1)
- Montaggioni, L. F. (1978). *Recherches géologiques sur les complexes récifaux de l'archipel des Mascareignes (Océan Indien Occidental)* [PhD Thesis].
- Montaggioni, L. F. (2005). History of Indo-Pacific coral reef systems since the last glaciation: Development patterns and controlling factors. *Earth-Science Reviews*, 71(1), 1-75. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2005.01.002>
- Montaggioni, L. F. et Faure, G. (1997). Response of reef coral communities to sea-level rise: a Holocene model from Mauritius (Western Indian Ocean). *Sedimentology*, 44(6), 1053-1070. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1997.tb02178.x>
- Montaggioni, L. et Faure, G. (1980, juin). *Les récifs coralliens des mascareignes (océan indien)* [Collection des travaux du centre universitaire].
- Mörner, N.-A. (1973). Eustatic changes during the last 300 years. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 13(1), 1-14. [https://doi.org/10.1016/0031-0182\(73\)90046-1](https://doi.org/10.1016/0031-0182(73)90046-1)
- Müller, P. J. et Suess, E. (1979). Productivity, sedimentation rate, and sedimentary organic matter in the oceans—I. Organic carbon preservation. *Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers*, 26(12), 1347-1362. [https://doi.org/10.1016/0198-0149\(79\)90003-7](https://doi.org/10.1016/0198-0149(79)90003-7)

- Munk, W. H. (1950). Origin and generation of waves. Dans *La Jolla* (vol. Chapter 1 in the Proceedings). Scripps Institution of Oceanography.
- Naim, O. (1993). Seasonal responses of a fringing reef community to eutrophication (Reunion Island, Western Indian Ocean). *Marine Ecology Progress Series*, 99, 137-151. <https://doi.org/10.3354/meps099137>
- Naim, O. et Cuet, O. (1989). *Les platiers récifaux de l'île de la Réunion. Géomorphologie, contexte hydrodynamique et peuplements benthiques. Qualité des eaux. Bilan des dégradations de l'écosystème récifal*. Université de La Réunion.
- Nelson, R. C. (1996). Hydraulic roughness of coral reef platforms. *Applied Ocean Research*, 18(5), 265-274. [https://doi.org/10.1016/S0141-1187\(97\)00006-0](https://doi.org/10.1016/S0141-1187(97)00006-0)
- Neumann, A. C. et Macintyre, I. G. (1985). Reef response to sea level rise: Keep-up, catch-up or give-up. Dans *Proc 5th Int Coral Reef Congr, Tahiti* (vol. 3, p. 105-110).
- Ngom, M. T. (2020). *PROBLEMATIQUE DE L'EROSION COTIERE A NIANING, REGION DE THIES*. [Rapport de mémoire]. UNIVERSITE ASSANE SECK DE ZIGUINCHOR.
- Niang-Diop, I. (1995). *Erosion côtière sur la petite côte du Sénégal à partir de l'exemple de Rufisque: passé, présent, futur* [These de doctorat, Angers]. <https://www.theses.fr/1995ANGE0003>
- Nicet, J. B., Dufay, V., Mouquet, P., Pennober, G., Pinault, M., Wickel, J., Bigot, L. et Chabanet, P. (2020). *Intensité et impact environnemental du blanchissement corallien de 2019 sur les récifs coralliens de La Réunion (0)* [Rapport de projet]. Rapport MAREX, ESPACEDEV, ENTROPIE, UR, IRD, SEAS-OI, CORDIO pour la DEAL Réunion, la RNMR et l'IFRECOR.
- Nicholls, R., Wong, P., Burkett, V., Codignotto, J., Hay, J., McLean, R., Ragoonaden, S., Woodroffe, C., Abuodha, P., Arblaster, J., Brown, B., Forbes, D., Hall, J., Kovats, S., Lowe, J., McInnes, K., Moser, S., Rupp-Armstrong, S. et Saito, Y. (2007). Coastal systems and low-lying areas. *Faculty of Science - Papers (Archive)*. <https://ro.uow.edu.au/scipapers/164>
- Niedoroda, A. W., Swift, D. J. P., Hopkins, T. S. et Ma, C.-M. (1984). Shoreface Morphodynamics on Wave-Dominated Coasts. Dans *Developments in Sedimentology* (vol. 39, p. 331-354). Elsevier. [https://doi.org/10.1016/S0070-4571\(08\)70153-5](https://doi.org/10.1016/S0070-4571(08)70153-5)
- Nielsen, P. et Hanslow, D. J. (1991). Wave Runup Distributions on Natural Beaches. *Journal of Coastal Research*, 7(4), 1139-1152.

- Norcross, Z. M. N., Fletcher, C. H., Rooney, J. J. R., Eversole, D. et Miller, T. L. (2003). *HAWAIIAN BEACHES DOMINATED BY LONGSHORE TRANSPORT*.
- Novi, L. et Bracco, A. (2022). Machine learning prediction of connectivity, biodiversity and resilience in the Coral Triangle. *Communications Biology*, 5(1), 1359. <https://doi.org/10.1038/s42003-022-04330-8>
- Nwogu, O. et Demirbilek, Z. (2010). Infragravity Wave Motions and Runup over Shallow Fringing Reefs. *Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering*, 136(6), 295-305. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)WW.1943-5460.0000050](https://doi.org/10.1061/(ASCE)WW.1943-5460.0000050)
- Nyström, M., Folke, C., Moberg, F., Nyström, M., Folke, C., Moberg, F., Nyström, M., Folke, C. et Moberg, F. (2000). Coral reef disturbance and resilience in a human-dominated environment. *Trends in Ecology & Evolution*, 15(10), 413-417. [https://doi.org/10.1016/S0169-5347\(00\)01948-0](https://doi.org/10.1016/S0169-5347(00)01948-0)
- Oehler, J.-F., Labazuy, P. et Lénat, J.-F. (2004). Recurrence of major flank landslides during the last 2-Ma-history of Reunion Island. *Bulletin of Volcanology*, 66(7), 585-598. <https://doi.org/10.1007/s00445-004-0341-2>
- Oehler, J.-F., Lénat, J.-F. et Labazuy, P. (2008). Growth and collapse of the Reunion Island volcanoes. *Bulletin of Volcanology*, 70(6), 717-742. <https://doi.org/10.1007/s00445-007-0163-0>
- Ogg, J. G. et Koslow, J. A. (1978). *The Impact of Typhoon Pamela (1976) on Guam's Coral Reefs and Beaches*. <http://hdl.handle.net/10125/1426>
- Ogston, A. S., Storlazzi, C. D., Field, M. E. et Presto, M. K. (2004). Sediment resuspension and transport patterns on a fringing reef flat, Molokai, Hawaii. *Coral Reefs*, 23(4), 559-569. <https://doi.org/10.1007/s00338-004-0415-9>
- Ondoa, G. A., Almar, R., Castelle, B., Testut, L., Léger, F., Sohou, Z., Bonou, F., Bergsma, E. W. J., Meyssignac, B. et Larson, M. (2019). Sea Level at the Coast from Video-Sensed Waves: Comparison to Tidal Gauges and Satellite Altimetry. *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, 36(8), 1591-1603. <https://doi.org/10.1175/JTECH-D-18-0203.1>
- Oppenheimer, M., Glavovic, B. C., Hinkel, J., Wal, R., Magnan, A. K., Abd-Elgawad, A., Cai, R., Cifuentes-Jara, M., R.M.DeConto, T. G., Hay, J., Isla, F., Marzeion, B., Meyssignac, B. et Sebesvari, Z. (2019). Sea Level Rise and Implications for Low-Lying Islands, Coasts and Communities. Dans D. C. Roberts, V. Masson-Delmotte, P. Zhai, M. Tignor, E. Poloczanska, K. Mintenbeck, A. Alegría, M. Nicolai, A. Okem, J. Petzold, B. Rama et N. M. Weyer (dir.), *IPCC Special Report*

- on the Ocean and Cryosphere in a Changing Climate* [H.-O. Pörtner (p. 321-445). Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/9781009157964.006>
- Osorio-Cano, J. D., Osorio, A. F. et Peláez-Zapata, D. S. (2019). Ecosystem management tools to study natural habitats as wave damping structures and coastal protection mechanisms. *Ecological Engineering*, 130, 282-295. <https://doi.org/10.1016/j.ecoleng.2017.07.015>
- Pagney, P. (1958). Mouvements marins d'origine cyclonique. Leurs manifestations dans la mer Caraïbe spécialement sur les côtes de la Martinique. *Bulletin de l'Association de Géographes Français*, 35(276), 61-72. <https://doi.org/10.3406/bagf.1958.7575>
- Palastanga, V., van Leeuwen, P. J., Schouten, M. W. et de Ruijter, W. P. M. (2007). Flow structure and variability in the subtropical Indian Ocean: Instability of the South Indian Ocean Countercurrent. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 112(C1). <https://doi.org/10.1029/2005JC003395>
- Paquier, A.-E., Laigre, T., Belon, R., Balouin, Y., Valentini, N. et Mugica, J. (2020). Video monitoring of *Posidonia oceanica* banquettes on pocket beaches, Northern Corsica. Dans *XVIèmes Journées, Le Havre* (p. 675-682). Editions Paralia. <https://doi.org/10.5150/jngcgc.2020.075>
- Paquier, A.-E., Meulé, S., Anthony, E. J., Larroudé, P. et Bernard, G. (2019). Wind-Induced Hydrodynamic Interactions With Aquatic Vegetation in a Fetch-Limited Setting: Implications for Coastal Sedimentation and Protection. *Estuaries and Coasts*, 42(3), 688-707. <https://doi.org/10.1007/s12237-018-00487-w>
- Parnell, K. (1987). *The hydrodynamics of fringing reef bays in the Great Barrier Reef Marine Park* [with emphasis on management (Doctoral dissertation, James Cook University of North Queensland)].
- Pearson, R. (1981). Recovery and Recolonization of Coral Reefs. *Marine Ecology Progress Series*, 4, 105-122. <https://doi.org/10.3354/meps004105>
- Pearson, S. G., Storlazzi, C. D., van Dongeren, A. R., Tissier, M. F. S. et Reniers, A. J. H. M. (2017). A Bayesian-Based System to Assess Wave-Driven Flooding Hazards on Coral Reef-Lined Coasts. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 122(12), 10099-10117. <https://doi.org/10.1002/2017JC013204>
- Pedreros, R., M., G., Y, K., D., M. C., J., M. et B, F. (2010). Tempête Xynthia : compte rendu de mission préliminaire.

- Peltier, A., Bachèlery, P. et Staudacher, T. (2009). Magma transport and storage at Piton de La Fournaise (La Réunion) between 1972 and 2007: A review of geophysical and geochemical data. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 184(1-2), 93-108. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2008.12.008>
- Pennober, G., Jouvenot, F., Cordier, E., Machabee, J., Benoit, Y., Stamenoff, P. et Rouet, P. (2021). *Troisième Phase de mise en œuvre d'un système d'observation des plages récifales de La Réunion intégré au SNO Dynalit: rapport Final, convention DEAL OSU/Reunion*. OSU-R/Espace Dev.
- Péquignet, A. C. N., Becker, J. M., Merrifield, M. A. et Aucan, J. (2009). Forcing of resonant modes on a fringing reef during tropical storm Man-Yi. *Geophysical Research Letters*, 36(3). <https://doi.org/10.1029/2008GL036259>
- Péquignet, A.-C., Becker, J. M., Merrifield, M. A. et Boc, S. J. (2011). The dissipation of wind wave energy across a fringing reef at Ipan, Guam. *Coral Reefs*, 30(S1), 71-82. <https://doi.org/10.1007/s00338-011-0719-5>
- Péquignet, A.-C. N., Becker, J. M. et Merrifield, M. A. (2014). Energy transfer between wind waves and low-frequency oscillations on a fringing reef, Ipan, Guam. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 119(10), 6709-6724. <https://doi.org/10.1002/2014JC010179>
- Perabi, J. P. C., Onguene, R., Abessolo, G. O. et Ele, P. (2022). Morphology impact of the dike of the autonomous port of Kribi on the Cameroonian coast. *Journal of African Earth Sciences*, 186, 104439. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2021.104439>
- Péron, C., Chevallier, D., Galpin, M., Chatelet, A., Anthony, E. J., Le Maho, Y. et Gardel, A. (2013). Beach morphological changes in response to marine turtles nesting: a preliminary study of Awala-Yalimapo beach, French Guiana (South America). *Journal of Coastal Research*, (65 (10065)), 99-104. <https://doi.org/10.2112/SI65-018.1>
- Perry, C. T., Kench, P. S., Smithers, S. G., Riegl, B., Yamano, H. et O'Leary, M. J. (2011). Implications of reef ecosystem change for the stability and maintenance of coral reef islands. *Global Change Biology*, 17(12), 3679-3696. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2486.2011.02523.x>
- Perry, C. T., Spencer, T. et Kench, P. S. (2008). Carbonate budgets and reef production states: a geomorphic perspective on the ecological phase-shift concept. *Coral Reefs*, 27(4), 853-866. <https://doi.org/10.1007/s00338-008-0418-z>

- Pianca, C., Holman, R. et Siegle, E. (2015). Shoreline variability from days to decades: Results of long-term video imaging. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 120(3), 2159-2178. <https://doi.org/10.1002/2014JC010329>
- Picard, J. (1967). Essai de classement des grands types de peuplements marins benthiques tropicaux, d'après les observations effectuées dans les parages de Tuléar (SW de Madagascar. *Rec. Trav. St. Mar. Endoume*.
- Plant, N. G., Aarninkhof, S. G. J., Turner, I. L. et Kingston, K. S. (2007). The Performance of Shoreline Detection Models Applied to Video Imagery. *Journal of Coastal Research*, 233, 658-670. [https://doi.org/10.2112/1551-5036\(2007\)23\[658:TPOSDM\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.2112/1551-5036(2007)23[658:TPOSDM]2.0.CO;2)
- Plant, N. G. et Holman, R. A. (1997). Intertidal beach profile estimation using video images. *Marine Geology*, 140(1), 1-24. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(97\)00019-4](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(97)00019-4)
- Poate, T., Masselink, G., Davidson, M., McCall, R., Russell, P. et Turner, I. (2013). High frequency in-situ field measurements of morphological response on a fine gravel beach during energetic wave conditions. *Marine Geology*, 342, 1-13. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2013.05.009>
- Pomeroy, A., Lowe, R., Symonds, G., Van Dongeren, A. et Moore, C. (2012). The dynamics of infragravity wave transformation over a fringing reef. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 117(C11). <https://doi.org/10.1029/2012JC008310>
- Pous, S., Lazure, P., André, G., Dumas, F., Halo, I. et Penven, P. (2014). Circulation around La Réunion and Mauritius islands in the south-western Indian Ocean: A modeling perspective. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 119(3), 1957-1976. <https://doi.org/10.1002/2013JC009704>
- Powell, M. D., Houston, S. H. et Reinhold, T. A. (1996). Hurricane Andrew's Landfall in South Florida. Part I: Standardizing Measurements for Documentation of Surface Wind Fields. *Weather and Forecasting*, 11(3), 304-328. [https://doi.org/10.1175/1520-0434\(1996\)011<0304:HALISF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1175/1520-0434(1996)011<0304:HALISF>2.0.CO;2)
- Prost, M.-T. et Charron, C. (1994). L'érosion côtière en Guyane. *Cahiers Nantais*, 41(1), 70-81. <https://doi.org/10.3406/canan.1994.1581>
- Puech, P. (1980). *L'aménagement des plages dans l'île de La Réunion* [Rapport de mission]. CTR La Réunion.

- Purich, A. et Doddridge, E. W. (2023). Record low Antarctic sea ice coverage indicates a new sea ice state. *Communications Earth & Environment*, 4(1), 1-9. <https://doi.org/10.1038/s43247-023-00961-9>
- Purser, B. H. (1980). *Sédimentation et diagenèse des carbonates néritiques récents: les éléments de la sédimentation et de la diagenèse*. Technip.
- Quataert, E., Storlazzi, C., Van Rooijen, A., Cheriton, O. et Van Dongeren, A. (2015). The influence of coral reefs and climate change on wave-driven flooding of tropical coastlines. *Geophysical Research Letters*, 42(15), 6407-6415. <https://doi.org/10.1002/2015GL064861>
- Rangel-Buitrago, N. et Anfuso, G. (2011). Coastal storm characterization and morphological impacts on sandy coasts. *Earth Surface Processes and Landforms*, 36(15), 1997-2010. <https://doi.org/10.1002/esp.2221>
- Rangel-Buitrago, N. G., Anfuso, G. et Williams, A. T. (2015). Coastal erosion along the Caribbean coast of Colombia: Magnitudes, causes and management. *Ocean & Coastal Management*, 114, 129-144. <https://doi.org/10.1016/j.ocecoaman.2015.06.024>
- Reidenbach, M. A., Koseff, J. R. et Koehl, M. a. R. (2009). Hydrodynamic forces on larvae affect their settlement on coral reefs in turbulent, wave-driven flow. *Limnology and Oceanography*, 54(1), 318-330. <https://doi.org/10.4319/lo.2009.54.1.0318>
- Risandi, J., Hansen, J. E., Lowe, R. J. et Rijnsdorp, D. P. (2020). Shoreline Variability at a Reef-Fringed Pocket Beach. *Frontiers in Marine Science*, 7. <https://doi.org/10.3389/fmars.2020.00445>
- Robert, R. et Soulères, O. (1991). Présentation de l'île de la Réunion. *BOIS & FORETS DES TROPIQUES*, 229, 9-14. <https://doi.org/10.19182/bft1991.229.a19701>
- Roberts, H. H. (1974). *Physical Processes as Agents of Sediment Transport in Carbonate Systems: Examples from St. Croix, U.S.V.I.*
- Roberts, H. H. (2004). Physical processes as agents of sediment transport in carbonate systems: examples from St. Croix, USVI. *Terrestrial and Marine Geology of St. Croix*, 8, 95-104.
- Roberts, H. H. et Suhayda, J. N. (1983). Wave-current interactions on a shallow reef (Nicaragua, Central America). *Coral Reefs*, 1(4), 209-214. <https://doi.org/10.1007/BF00304417>

- Robin, M. (2002). Étude des risques côtiers sous l'angle de la géomatique / Coastal hazards: a GIS approach to the men/nature interaction. *Annales de Géographie*, 111(627/628), 471-502.
- Rodríguez-Padilla, I., Castelle, B., Marieu, V., Bonneton, P., Mouragues, A., Martins, K. et Morichon, D. (2021). Wave-Filtered Surf Zone Circulation under High-Energy Waves Derived from Video-Based Optical Systems. *Remote Sensing*, 13(10), 1874. <https://doi.org/10.3390/rs13101874>
- Rogers, A., Blanchard, J. L. et Mumby, P. J. (2014). Vulnerability of Coral Reef Fisheries to a Loss of Structural Complexity. *Current Biology*, 24(9), 1000-1005. <https://doi.org/10.1016/j.cub.2014.03.026>
- Rooney, J. J. B. et Fletcher, C. H., III. (2005). Shoreline Change and Pacific Climatic Oscillations in Kihei, Maui, Hawaii. *Journal of Coastal Research*, 21(3 (213)), 535-547. <https://doi.org/10.2112/03-0077.1>
- Roux, F. et Viltard, N. (1997). Les cyclones tropicaux. *La Météorologie*, 8(18), 9. <https://doi.org/10.4267/2042/47015>
- Ruessink, B. G., Kuriyama, Y., Reniers, A. J. H. M., Roelvink, J. A. et Walstra, D. J. R. (2007). Modeling cross-shore sandbar behavior on the timescale of weeks. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 112(F3). <https://doi.org/10.1029/2006JF000730>
- Ruggiero, P., Kaminsky, G. M., Gelfenbaum, G. et Voigt, B. (2005). Seasonal to Interannual Morphodynamics along a High-Energy Dissipative Littoral Cell. *Journal of Coastal Research*, 21(3 (213)), 553-578. <https://doi.org/10.2112/03-0029.1>
- Ruggiero, P., Komar, P. D., McDougal, W. G., Marra, J. J. et Beach, R. A. (2001). Wave Runup, Extreme Water Levels and the Erosion of Properties Backing Beaches. *Journal of Coastal Research*, 17(2), 407-419.
- Salmon, S. A., Bryan, K. R. et Coco, G. (2007). The Use of Video Systems to Measure Run-up on Beaches. *Journal of Coastal Research*, 21(2), 211-215.
- Sancho García, A. et Guillen Aranda, J. (2012). *Beach inundation and morphological changes during storms using video monitoring techniques* [Universitat Politècnica de Catalunya]. <https://doi.org/10.5821/dissertation-2117-94816>
- Sandron, F. (2007). Dynamique de la population réunionnaise (1663-2030). Dans *La population réunionnaise: Analyse démographique* (p. 27-41). IRD Éditions. <https://doi.org/10.4000/books.irdeditions.123>

- Sasaki, T., Horikawa, K. et Hotta, S. (2015). *Nearshore Current on a Gently Sloping Beach*, 626-644. <https://doi.org/10.1061/9780872620834.036>
- Schouten, M. W., de Ruijter, W. P. M., van Leeuwen, P. J. et Dijkstra, H. A. (2002). An oceanic teleconnection between the equatorial and southern Indian Ocean. *Geophysical Research Letters*, 29(16), 59-1-59-4. <https://doi.org/10.1029/2001GL014542>
- Scoffin, T., CW, S., D, B., P, F., CM, H., IG, H. et JK, M. (1980). CALCIUM CARBONATE BUDGET OF A FRINGING REEF ON THE WEST COAST OF BARBADOS. II. EROSION, SEDIMENTS AND INTERNAL STRUCTURE. *CALCIUM CARBONATE BUDGET OF A FRINGING REEF ON THE WEST COAST OF BARBADOS. II. EROSION, SEDIMENTS AND INTERNAL STRUCTURE.*
- Scott, F., Antolinez, J. A. A., McCall, R., Storlazzi, C., Reniers, A. et Pearson, S. (2020). Hydro-Morphological Characterization of Coral Reefs for Wave Runup Prediction. *Frontiers in Marine Science*, 7, 361. <https://doi.org/10.3389/fmars.2020.00361>
- Sealey, N. (2006). *THE CYCLE OF CASUARINA-INDUCED BEACH EROSION – A CASE STUDY FROM ANDROS, BAHAMAS.*
- Seelig, W. N. (1983). Laboratory Study of Reef-Lagoon System Hydraulics. *Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering*, 109(4), 380-391. [https://doi.org/10.1061/\(ASCE\)0733-950X\(1983\)109:4\(380\)](https://doi.org/10.1061/(ASCE)0733-950X(1983)109:4(380))
- Sénéchal, N., Castelle, B. et R. Bryan, K. (2017). Storm Clustering and Beach Response. Dans *Coastal Storms* (p. 151-174). John Wiley & Sons, Ltd. <https://doi.org/10.1002/9781118937099.ch8>
- Senechal, N., Coco, G., Castelle, B. et Marieu, V. (2015). Storm impact on the seasonal shoreline dynamics of a meso- to macrotidal open sandy beach (Biscarrosse, France). *Geomorphology*, 228, 448-461. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2014.09.025>
- Sénéchal, N., Gouriou, T., Castelle, B., Parisot, J.-P., Capo, S., Bujan, S. et Howa, H. (2009). Morphodynamic response of a meso- to macro-tidal intermediate beach based on a long-term data set. *Geomorphology*, 107(3-4), 263-274. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2008.12.016>
- Seneviratne, S. I., Zhang, X., Adnan, M., Badi, W., Dereczynski, C., Luca, A., Ghosh, S., Iskandar, I., Kossin, J., Lewis, S., Otto, F., Pinto, I., Satoh, M., Vicente-Serrano, S. M., Wehner, M., Zhou, B., V., P. Z., Pirani, A., Connors, S. L., ... Yu, R. (2021). Weather and Climate Extreme Events in a Changing Climate. Dans *Climate*

- Change 2021: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Sixth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change* [Masson-Delmotte (p. 1513-1766,). Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/9781009157896.013>.
- Shantz, A. A., Ladd, M. C. et Burkepile, D. E. (2020). Overfishing and the ecological impacts of extirpating large parrotfish from Caribbean coral reefs. *Ecological Monographs*, 90(2), e01403. <https://doi.org/10.1002/ecm.1403>
- Sheppard, C., Dixon, D. J., Gourlay, M., Sheppard, A. et Payet, R. (2005). Coral mortality increases wave energy reaching shores protected by reef flats: Examples from the Seychelles. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 64(2-3), 223-234. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2005.02.016>
- Shimozono, T., Tajima, Y., Kennedy, A. B., Nobuoka, H., Sasaki, J. et Sato, S. (2015). Combined infragravity wave and sea-swell runup over fringing reefs by super typhoon Haiyan. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 120(6), 4463-4486. <https://doi.org/10.1002/2015JC010760>
- Short, A. D. (2000). *Beaches of the Queensland Coast: Cooktown to Coolangatta : a Guide to Their Nature, Characteristics, Surf, and Safety*. Sydney University Press.
- Short, A. D. (2006). Australian Beach Systems—Nature and Distribution. *Journal of Coastal Research*, 22(1 (221)), 11-27. <https://doi.org/10.2112/05A-0002.1>
- Short, A. D. et Jackson, D. W. T. (2013). Beach Morphodynamics. Dans J. F. Shroder (dir.), *Treatise on Geomorphology* (vol. 10, p. 106-129). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-374739-6.00275-X>
- Sigren, J. M., Figlus, J. et Armitage, A. R. (2014). *Coastal sand dunes and dune vegetation: Restoration, erosion, and storm protection*, 82(4).
- Sinane, K., David, G., Pennober, G. et 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*, (Volume 10 Numéro 3). <https://doi.org/10.4000/vertigo.10528>
- Soler, O. (1997). *Atlas climatique de La Réunion*. Météo France, Direction Interrégionale de La Réunion.
- Solomon, S. M. et Forbes, D. L. (1999). Coastal hazards and associated management issues on South Pacific Islands. *Ocean & Coastal Management*, 42(6), 523-554. [https://doi.org/10.1016/S0964-5691\(99\)00029-0](https://doi.org/10.1016/S0964-5691(99)00029-0)

- Soloy, A., Turki, I., Lecoq, N., Solano, C. L. et Laignel, B. (2022). Spatio-temporal variability of the morpho-sedimentary dynamics observed on two gravel beaches in response to hydrodynamic forcing. *Marine Geology*, 447, 106796. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2022.106796>
- Sonu, C. J. (1973). Three-Dimensional Beach Changes. *The Journal of Geology*, world. <https://doi.org/10.1086/627806>
- Sonu, C. J. et Van Beek, J. L. (1971). Systematic Beach Changes on the Outer Banks, North Carolina. *The Journal of Geology*, 79(4), 416-425. <https://doi.org/10.1086/627649>
- Sous, D., Tissier, M., Rey, V., Touboul, J., Bouchette, F., Devenon, J.-L., Chevalier, C. et Aucan, J. (2019). Wave transformation over a barrier reef. *Continental Shelf Research*, 184, 66-80. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2019.07.010>
- Spiske, M., Pilarczyk, J. E., Mitchell, S., Halley, R. B. et Otai, T. (2022). Coastal erosion and sediment reworking caused by hurricane Irma – implications for storm impact on low-lying tropical islands. *Earth Surface Processes and Landforms*, 47(4), 891-907. <https://doi.org/10.1002/esp.5293>
- Splinter, K. D., Strauss, D. R. et Tomlinson, R. B. (2011). Assessment of Post-Storm Recovery of Beaches Using Video Imaging Techniques: A Case Study at Gold Coast, Australia. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 49(12), 4704-4716. <https://doi.org/10.1109/TGRS.2011.2136351>
- Splinter, K. D., Turner, I. L., Davidson, M. A., Barnard, P., Castelle, B. et Oltman-Shay, J. (2014). A generalized equilibrium model for predicting daily to interannual shoreline response. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 119(9), 1936-1958. <https://doi.org/10.1002/2014JF003106>
- Stive, M. J. F., Aarninkhof, S. G. J., Hamm, L., Hanson, H., Larson, M., Wijnberg, K. M., Nicholls, R. J. et Capobianco, M. (2002). Variability of shore and shoreline evolution. *Coastal Engineering*, 47(2), 211-235. [https://doi.org/10.1016/S0378-3839\(02\)00126-6](https://doi.org/10.1016/S0378-3839(02)00126-6)
- Stockdon, H. F., Holman, R. A., Howd, P. A. et Sallenger, A. H. (2006). Empirical parameterization of setup, swash, and runup. *Coastal Engineering*, 53(7), 573-588. <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2005.12.005>
- Stoddart, D. R. et Steers, J. (1977). The nature and origin of coral reef islands. *Biology and geology of coral reefs*. Academic Press.

- Stoeckl, N., Hicks, C. C., Mills, M., Fabricius, K., Esparon, M., Kroon, F., Kaur, K. et Costanza, R. (2011). The economic value of ecosystem services in the Great Barrier Reef: our state of knowledge. *Annals of the New York Academy of Sciences*, 1219(1), 113-133. <https://doi.org/10.1111/j.1749-6632.2010.05892.x>
- Storlazzi, C. D., Ogston, A. S., Bothner, M. H., Field, M. E. et Presto, M. K. (2004). Wave- and tidally-driven flow and sediment flux across a fringing coral reef: Southern Molokai, Hawaii. *Continental Shelf Research*, 24(12), 1397-1419. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2004.02.010>
- Stringari, C. E. et Power, H. (2022). Picoastal: A low-cost coastal video monitoring system. *SoftwareX*, 18, 101073. <https://doi.org/10.1016/j.softx.2022.101073>
- Suanez, S., Cancouët, R., Floc'h, F., Blaise, E., Ardhuin, F., Filipot, J.-F., Cariolet, J.-M. et Delacourt, C. (2015). Observations and Predictions of Wave Runup, Extreme Water Levels, and Medium-Term Dune Erosion during Storm Conditions. *Journal of Marine Science and Engineering*, 3(3), 674-698. <https://doi.org/10.3390/jmse3030674>
- Suchley, A. et Alvarez-Filip, L. (2018). Local human activities limit marine protection efficacy on Caribbean coral reefs. *Conservation Letters*, 11(5), e12571. <https://doi.org/10.1111/conl.12571>
- Swapna, P., Ravichandran, M., Nidheesh, G., Jyoti, J., Sandeep, N., Deepa, J. S. et Unnikrishnan, A. S. (2020). Sea-Level Rise. Dans R. Krishnan, J. Sanjay, C. Gnanaseelan, M. Mujumdar, A. Kulkarni et S. Chakraborty (dir.), *Assessment of Climate Change over the Indian Region: A Report of the Ministry of Earth Sciences (MoES), Government of India* (p. 175-189). Springer. https://doi.org/10.1007/978-981-15-4327-2_9
- Symonds, G., Black, K. P. et Young, I. R. (1995). Wave-driven flow over shallow reefs. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 100(C2), 2639-2648. <https://doi.org/10.1029/94JC02736>
- Taebi, S., Lowe, R. J., Pattiaratchi, C. B., Ivey, G. N. et Symonds, G. (2012). A numerical study of the dynamics of the wave-driven circulation within a fringing reef system. *Ocean Dynamics*, 62(4), 585-602. <https://doi.org/10.1007/s10236-011-0514-4>
- Tergemina, G. (1999). *Les fours à chaux de la Réunion* (Éd. Réunion expressions multiples).

- Tessier, E., Bigot, L., Chabanet, P., Conand, C., Cauvin, B., Cadet, C., Nicet, J. B. et Quod, J.-P. (2008). Les récifs coralliens de la Réunion en 2007: État des lieux et réseau de suivi. *Revue d'Ecologie*, 63, 85-102. <https://doi.org/10.3406/revec.2008.1400>
- Thinon, P., Martignac, C., Metzger, P. et Cheylan, J.-P. (2007). *Analyse géographique et modélisation des dynamiques d'urbanisation à La Réunion*.
- Thouret, J.-C. et d'Ercole, R. (1996). Vulnérabilité aux risques naturels en milieu urbain: effets, facteurs et réponses sociales. *Cahiers des sciences humaines. ORSTOM*, 32(2), 407-422.
- Thuan, D. H., Binh, L. T., Viet, N. T., Hanh, D. K., Almar, R. et Marchesiello, P. (2016). Typhoon Impact and Recovery from Continuous Video Monitoring: a Case Study from Nha Trang Beach, Vietnam. *Journal of Coastal Research*, (75 (10075)), 263-267. <https://doi.org/10.2112/SI75-053.1>
- Torres, R. R. et Tsimplis, M. N. (2014). Sea level extremes in the Caribbean Sea. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 119(8), 4714-4731. <https://doi.org/10.1002/2014JC009929>
- Tribollet, A. et Golubic, S. (2011). Reef Bioerosion: Agents and Processes. Dans Z. Dubinsky et N. Stambler (dir.), *Coral Reefs: An Ecosystem in Transition* (p. 435-449). Springer Netherlands. https://doi.org/10.1007/978-94-007-0114-4_25
- Troadec. (1991). *Courantologie et sédimentologie des baies de Saint-Paul et de La Possession à l'île de la Réunion* [BU Espace Océan Indien, Université de La Réunion].
- Troadec, R. (2002). *Suivi de l'évolution des plages coralliennes de La Réunion (1998-2001)*. Convention APM/Université de La Réunion.
- Troadec, R. (2003). *Analyse de la prise en considération du phénomène d'érosion affectant les plages coralliennes à La Réunion* [Rapport interne]. Université de La Réunion.
- Tsai, R. Y. (1987). A Versatile Camera Calibration Technique for High-Accuracy 3D Machine Vision Metrology Using Off-the-shelf TV Cameras and Lenses. *IEEE JOURNAL OF ROBOTICS AND AUTOMATION*, RA-3(4), 323-344.
- Tulet, P., Aunay, B., Barruol, G., Barthe, C., Belon, R., Bielli, S., Bonnardot, F., Bousquet, O., Cammas, J.-P., Cattiaux, J., Chauvin, F., Fontaine, I., Fontaine, F. R., Gabarrot, F., Garabedian, S., Gonzalez, A., Join, J.-L., Jouvenot, F., Nortes-Martinez, D., ... Vérèmes, H. (2021). ReNovRisk: a multidisciplinary programme to study the

- cyclonic risks in the South-West Indian Ocean. *Natural Hazards*, 107(2), 1191-1223. <https://doi.org/10.1007/s11069-021-04624-w>
- Turki, I., Medina, R., Gonzalez, M. et Coco, G. (2013). Natural variability of shoreline position: Observations at three pocket beaches. *Marine Geology*, 338, 76-89. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2012.10.007>
- Upton, B. G. J. et Wadsworth, W. J. (1965). Geology of Réunion Island, Indian Ocean. *Nature*, 207(4993), 151-154. <https://doi.org/10.1038/207151a0>
- Valentini, N. et Balouin, Y. (2020). Assessment of a Smartphone-Based Camera System for Coastal Image Segmentation and Sargassum monitoring. *Journal of Marine Science and Engineering*, 8(1), 23. <https://doi.org/10.3390/jmse8010023>
- Valentini, N., Saponieri, A., Danisi, A., Pratola, L. et Damiani, L. (2019). Exploiting remote imagery in an embayed sandy beach for the validation of a runup model framework. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 225, 106244. <https://doi.org/10.1016/j.ecss.2019.106244>
- Valentini, N., Saponieri, A., Molfetta, M. G. et Damiani, L. (2017). New algorithms for shoreline monitoring from coastal video systems. *Earth Science Informatics*, 10(4), 495-506. <https://doi.org/10.1007/s12145-017-0302-x>
- Van Dongeren, A., Lowe, R., Pomeroy, A., Trang, D. M., Roelvink, D., Symonds, G. et Ranasinghe, R. (2013). Numerical modeling of low-frequency wave dynamics over a fringing coral reef. *Coastal Engineering*, 73, 178-190. <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2012.11.004>
- van Enckevort, I. M. J. et Ruessink, B. G. (2003). Video observations of nearshore bar behaviour. Part 1: alongshore uniform variability. *Continental Shelf Research*, 23(5), 501-512. [https://doi.org/10.1016/S0278-4343\(02\)00234-0](https://doi.org/10.1016/S0278-4343(02)00234-0)
- Vecchi, G. A., Delworth, T. L., Murakami, H., Underwood, S. D., Wittenberg, A. T., Zeng, F., Zhang, W., Baldwin, J. W., Bhatia, K. T., Cooke, W., He, J., Kapnick, S. B., Knutson, T. R., Villarini, G., van der Wiel, K., Anderson, W., Balaji, V., Chen, J., Dixon, K. W., ... Yang, X. (2019). Tropical cyclone sensitivities to CO2 doubling: roles of atmospheric resolution, synoptic variability and background climate changes. *Climate Dynamics*, 53(9), 5999-6033. <https://doi.org/10.1007/s00382-019-04913-y>
- Vetter, O., Becker, J. M., Merrifield, M. A., Pequignet, A. -C., Aucan, J., Boc, S. J. et Pollock, C. E. (2010). Wave setup over a Pacific Island fringing reef. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 115(C12), 2010JC006455. <https://doi.org/10.1029/2010JC006455>

- Viehman, T. S., Hench, J. L., Griffin, S. P., Malhotra, A., Egan, K. et Halpin, P. N. (2018). Understanding differential patterns in coral reef recovery: chronic hydrodynamic disturbance as a limiting mechanism for coral colonization. *Marine Ecology Progress Series*, 605, 135-150. <https://doi.org/10.3354/meps12714>
- Vieira, C. (2020). Lobophora–coral interactions and phase shifts: summary of current knowledge and future directions. *Aquatic Ecology*, 54(1), 1-20. <https://doi.org/10.1007/s10452-019-09723-2>
- Villeneuve, N., Bachèlery, P. et Kemp, J. (2014). La Réunion Island: A Typical Example of a Basaltic Shield Volcano with Rapid Evolution. Dans M. Fort et M.-F. André (dir.), *Landscapes and Landforms of France* (p. 261-270). Springer Netherlands. https://doi.org/10.1007/978-94-007-7022-5_25
- Vincent, J. (2008). *L'intrusion balnéaire: Les populations littorales bretonnes et vendéennes face au tourisme (1800-1945)*. *L'intrusion balnéaire: Les populations littorales bretonnes et vendéennes face au tourisme (1800-1945)*. Presses universitaires de Rennes. <https://books.openedition.org/pur/3464>
- Vinet, F., Defosse, S., Rey, T. et Boissier, L. (2012). Le processus de production du risque « submersion marine » en zone littorale : l'exemple des territoires « Xynthia ». *Noréis*, 222(1), 11-26. <https://doi.org/10.4000/noréis.3834>
- Vos, K., Harley, M. D., Turner, I. L. et Splinter, K. D. (2023). Pacific shoreline erosion and accretion patterns controlled by El Niño/Southern Oscillation. *Nature Geoscience*, 16(2), 140-146. <https://doi.org/10.1038/s41561-022-01117-8>
- Vousdoukas, M. I., Ferreira, P. M., Almeida, L. P., Dodet, G., Psaros, F., Andriolo, U., Tabora, R., Silva, A. N., Ruano, A. et Ferreira, Ó. M. (2011). Performance of intertidal topography video monitoring of a meso-tidal reflective beach in South Portugal. *Ocean Dynamics*, 61(10), 1521-1540. <https://doi.org/10.1007/s10236-011-0440-5>
- Vousdoukas, M. I., Mentaschi, L., Voukouvalas, E., Verlaan, M., Jevrejeva, S., Jackson, L. P. et Feyen, L. (2018). Global probabilistic projections of extreme sea levels show intensification of coastal flood hazard. *Nature Communications*, 9(1), 2360. <https://doi.org/10.1038/s41467-018-04692-w>
- Vousdoukas, M. I., Velegrakis, A. F. et Plomaritis, T. A. (2007). Beachrock occurrence, characteristics, formation mechanisms and impacts. *Earth-Science Reviews*, 85(1), 23-46. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2007.07.002>

- Vousdoukas, M. I., Wziatek, D. et Almeida, L. P. (2012). Coastal vulnerability assessment based on video wave run-up observations at a mesotidal, steep-sloped beach. *Ocean Dynamics*, 62(1), 123-137. <https://doi.org/10.1007/s10236-011-0480-x>
- Walsh, K. J. E., Camargo, S. J., Knutson, T. R., Kossin, J., Lee, T.-C., Murakami, H. et Patricola, C. (2019). Tropical cyclones and climate change. *Tropical Cyclone Research and Review*, 8(4), 240-250. <https://doi.org/10.1016/j.tcrr.2020.01.004>
- Ward, D. L., Wibner, C. G., Zhang, J. et Edge, B. (2015). *Wind Effects on Runup and Overtopping*, 1687-1699. <https://doi.org/10.1061/9780784400890.122>
- Webb, A. P. et Kench, P. S. (2010). The dynamic response of reef islands to sea-level rise: Evidence from multi-decadal analysis of island change in the Central Pacific. *Global and Planetary Change*, 72(3), 234-246. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2010.05.003>
- Williamson, J. E., Byrnes, E. E., Clark, J. A., Connolly, D. M., Schiller, S. E., Thompson, J. A., Tosetto, L., Martinelli, J. C. et Raoult, V. (2017). Ecological impacts and management implications of reef walking on a tropical reef flat community. *Marine Pollution Bulletin*, 114(2), 742-750. <https://doi.org/10.1016/j.marpolbul.2016.10.069>
- Wilson, B. W. (1953). THE MECHANISM OF SEICHES IN TABLE BAY HARBOR, CAPE TOWN. *Coastal Engineering Proceedings*, (4), 4-4. <https://doi.org/10.9753/icce.v4.4>
- Wolanski, E., Kingsford, M., Lambrechts, J. et Marmorino, G. (2024). The Physical Oceanography of the Great Barrier Reef: A Review. Dans *Oceanographic Processes of Coral Reefs* (2^e éd.). CRC Press.
- Wong, P. p. (2003). Where Have All the Beaches Gone? Coastal Erosion In The Tropics. *Singapore Journal of Tropical Geography*, 24(1), 111-132. <https://doi.org/10.1111/1467-9493.00146>
- Woodroffe, C. D. (2008). Reef-island topography and the vulnerability of atolls to sea-level rise. *Global and Planetary Change*, 62(1), 77-96. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2007.11.001>
- Woodroffe, C. D., McLean, R. F., Smithers, S. G. et Lawson, E. M. (1999). Atoll reef-island formation and response to sea-level change: West Island, Cocos (Keeling) Islands. *Marine Geology*, 160(1), 85-104. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(99\)00009-2](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(99)00009-2)

- Woodroffe, C. D. et Morrison, R. J. (2001). Reef-island accretion and soil development on Makin, Kiribati, central Pacific. *CATENA*, 44(4), 245-261. [https://doi.org/10.1016/S0341-8162\(01\)00135-7](https://doi.org/10.1016/S0341-8162(01)00135-7)
- Woodroffe, C. D., Samosorn, B., Hua, Q. et Hart, D. E. (2007). Incremental accretion of a sandy reef island over the past 3000 years indicated by component-specific radiocarbon dating. *Geophysical Research Letters*, 34(3). <https://doi.org/10.1029/2006GL028875>
- Wright, L. D. et Short, A. D. (1984). Morphodynamic variability of surf zones and beaches: A synthesis. *Marine Geology*, 56(1), 93-118. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(84\)90008-2](https://doi.org/10.1016/0025-3227(84)90008-2)
- Wright, L. D., Short, A. D. et Green, M. O. (1985). Short-term changes in the morphodynamic states of beaches and surf zones: An empirical predictive model. *Marine Geology*, 62(3), 339-364. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(85\)90123-9](https://doi.org/10.1016/0025-3227(85)90123-9)
- Wright, P. (1976). A cine-camera technique for process measurement on a ridge and runnel beach. *Sedimentology*, 23(5), 705-712. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1976.tb00103.x>
- Xiang, J. et Wu, R. (2004). The Effect of Asymmetric Wind Structures of Tropical Cyclones on Their Tracks. *ACTA METEOROLOGICA SINICA*.
- Yamaguchi, M. (1975). *Sea Level Fluctuations and Mass Mortalities of Reef Animals in Guam, Mariana Islands*, 11.
- Yamano, H., Kayanne, H., Yonekura, N., Nakamura, H. et K. et K. (1998). Water circulation in a fringing reef located in a monsoon area: Kabira Reef, Ishigaki Island, Southwest Japan. *Coral Reefs*, 17(1), 89-99.
- Yamano, H., Miyajima, T. et Koike, I. (2000). Importance of foraminifera for the formation and maintenance of a coral sand cay: Green Island, Australia. *Coral Reefs*, 19(1), 51-58. <https://doi.org/10.1007/s003380050226>
- Yao, Y., He, F., Tang, Z. et Liu, Z. (2018). A study of tsunami-like solitary wave transformation and run-up over fringing reefs. *Ocean Engineering*, 149, 142-155. <https://doi.org/10.1016/j.oceaneng.2017.12.020>
- Yao, Y., Huang, Z., Monismith, S. G. et Lo, E. Y. M. (2012). Characteristics of Monochromatic Waves Breaking over Fringing Reefs. *Journal of Coastal Research*, 29(1), 94-104. <https://doi.org/10.2112/JCOASTRES-D-12-00021.1>

- Yates, M. L., Guza, R. T. et O'Reilly, W. C. (2009). Equilibrium shoreline response: Observations and modeling. *Journal of Geophysical Research*, 114(C9), C09014. <https://doi.org/10.1029/2009JC005359>
- Yates, M. L., Guza, R. T., O'Reilly, W. C., Hansen, J. E. et Barnard, P. L. (2011). Equilibrium shoreline response of a high wave energy beach. *Journal of Geophysical Research*, 116(C4), C04014. <https://doi.org/10.1029/2010JC006681>
- Yates, M. L., Le Cozannet, G., Garcin, M., Salai, E. et Walker, P. (2013). Multidecadal Atoll Shoreline Change on Manihi and Manuae, French Polynesia. *Journal of Coastal Research*, 29(4), 870-882. <https://doi.org/10.2112/JCOASTRES-D-12-00129.1>
- Yu, Y., Wang, Y., Qiao, L., Wang, N., Li, G., Tian, Z. et Zhong, Y. (2022). Geomorphological response of sandy beach to tropical cyclones with different characteristics. *Frontiers in Marine Science*, 9. <https://doi.org/10.3389/fmars.2022.1010523>
- Zemmour, A. (2019). *Étude de l'évolution des littoraux dunaires de la Côte d'Opale à différentes échelles de temps: analyse de leur capacité de régénération post-tempête* [PhD Thesis].

Liste des figures

Figure 1-1 : Distribution globale des plages biodétritiques.	27
Figure 1-2 : Unités morphologiques d'une plage en générale.	28
Figure 1-3 : Éléments de géomorphologie récifale du récif frangeant (Montaggioni et Faure, 1980) sur une coupe du récif frangeant de l'Hermitage, La Réunion : drapage des images hyperspectrales sur les données Lidar (Source : IFREMER)	32
Figure 1-4 : Profil transversal et principales unités morphosédimentaires d'une plage d'arrière-récif.....	32
Figure 1-5 : Végétation de la zone supratidale	34
Figure 1-6 : Séquence d'évolution dynamique du profil de plage subaérien	35
Figure 1-7 : Représentation schématique des zones de dépôts et des transits sédimentaires pour des récifs discontinus, interrompus et continus.....	36
Figure 1-8 : Classification des ondes par période.....	45
Figure 1-9 : Processus hydrosédimentaires entre la pente externe et le platier	52
Figure 2-1 : Sud-Ouest de l'Océan Indien	64
Figure 2-2 : Mouvement différentiel du sol entre 1958 et 1989.	67
Figure 2-3 : Evolution de la population depuis l'origine du peuplement	68
Figure 2-4 : Carte de pression moyenne (en hPa) au niveau de la mer.....	70
Figure 2-5 : Systèmes tropicaux qui se sont approchés à moins de 200 km des côtes réunionnaises de 1984 à 2023	73

Figure 2-6 : Trajectoires des systèmes tropicaux du bassin SOOI ayant atteint le seuil minimal de tempête tropicale sur la période 1986-2018	75
Figure 2-7 : Les vents d'alizés et leur influence sur La Réunion	76
Figure 2-8 : Pluviométrie annuelle, normales de 1981 à 2010.....	79
Figure 2-9 : Les houles à La Réunion.....	80
Figure 2-10 : Tendence régionale du niveau moyen de la mer (Janvier 1993 à Août 2021)	86
Figure 2-11 : Tendence du niveau de la mer (mm par an) dans l'océan Indien à partir de la réanalyse ORAS4 pour la période 1958-2015 et séries temporelles des enregistrements de marégraphes à long terme le long de la côte indienne et en haute mer.....	87
Figure 2-12 : Localisation des unités récifales et des espaces naturels protégés.....	90
Figure 2-13 : L'unité récifale de Saint-Gilles et les trois sous-unités : Saint-Gilles Nord, Hermitage et La Saline.....	92
Figure 2-14 : Localisation des différents compartiments de plage dans le récif de Saint-Gilles.....	94
Figure 2-15 : Restauration écologique de la plage de l'Hermitage	96
Figure 2-16 : Passe de l'Hermitage, avec la partie sud de la plage de l'Hermitage et la partie nord de la plage de La Saline.....	97
Figure 2-17 : Schéma conceptuel de la circulation au sein du récif frangeant de Saint-Gilles.....	100

Figure 2-18 : Synthèse des mécanismes de transport sédimentaire dans la dépression d'arrière-récif de Saint-Gilles, en fonction du degré d'énergie des processus de transport forcés par les conditions environnementales.....	101
Figure 2-19 : Beach-rocks ou grès de plage à Grand fond 2022	103
Figure 2-20 : Exploitation du corail pour la production de chaux.....	104
Figure 2-21 : Evolution des plages Roches Noires et Brisants : Modification du paysage littoral avec la construction du port.....	105
Figure 2-22 : Vue aérienne de l'impact du ponton de l'Hermitage sur la dérive littorale dans les années1980	106
Figure 2-23 : Profils caractéristiques des morphotypes de plages coralliennes identifiées	110
Figure 2-24 : Schéma de synthèse de la circulation au sein du récif frangeant de l'Hermitage/La Saline	113
Figure 2-25 : Localisation des profils de plage de Cap Campagne à Trou d'eau.....	115
Figure 2-26 : Enveloppe de changements (1) et évolution morphologique (2) du profil de la plage MNS à l'Ermitage.....	122
Figure 2-27 : Evolution du profil MNS 2012-2022	123
Figure 2-28 : Volume différentiel cumulé (2017-2021) pour le compartiment de l'Hermitage.	124
Figure 2-29 : Produits de la photogrammétrie aérienne acquise par drone	125
Figure 2-30 : Evolution du littoral ouest de La Réunion.....	127
Figure 3-1 : Timestack du runup observé à Duck, en Caroline du Nord	132

Figure 3-2 : Photographies de la tour de surveillance vidéo installée sur la plage de Hujeong (Corée du Sud) en décembre 2016.....	133
Figure 3-3 : Types d'images acquises par vidéo.....	134
Figure 3-4 : Principe de photogrammétrie : géométrie de base des images vidéo....	135
Figure 3-5 : Site d'étude.....	144
Figure 3-6 : Installation du système caméra.....	145
Figure 3-7 : Calibration en laboratoire pour les paramètres internes de la caméra de l'Hermitage	149
Figure 3-8 : Modèles de distorsion de la caméra utilisée	150
Figure 3-9 : Correction de la déformation dû aux paramètres internes de la caméra à partir de la toolbox Bouguet.....	152
Figure 3-10 : Mesure des points de contrôle au DGPS sur la plage de l'Hermitage ..	152
Figure 3-11 : Points de contrôle valides.....	153
Figure 3-12 : Position des GPS et erreurs	155
Figure 3-13 : Sélection des régions d'intérêt.....	156
Figure 3-14 : Courbe normalisée des ratios Rouge/Vert pour les zones A, B, C et D.	157
Figure 3-15 : Localisation géographique du transect de référence	158
Figure 3-16 : Position du transect sur l'image caméra.....	159
Figure 3-17 : Exemple de délimitation de la ligne d'eau.....	160
Figure 3-18 : Exemples de timestacks	161

Figure 3-19 : Schéma conceptuel pour les indicateurs.....	162
Figure 3-20 : Localisations des différents points de mesures des données hydrodynamiques.....	164
Figure 3-21 : Wave Gauge OSSI-010-003C.....	165
Figure 3-22 : Activité cyclonique pour les saisons 2019-2020 et 2020-2021	169
Figure 3-23 : Rose des vents à partir des données Météo France, vent moyenne sur 10 minutes pour la période d'étude	171
Figure 3-24 : Rose des houles à partir des données WWIII pour la période d'étude.	173
Figure 3-25 : Exemple de sélection d'épisode de houle au cours de l'année 2020 ...	176
Figure 4-1 : Paramètres hydrodynamiques pendant la période d'étude	182
Figure 4-2 : Positions moyennes, X_m , relevés pendant la période d'étude de février 2020 à janvier 2021.....	183
Figure 4-3 : Moyenne mensuelle et les écart-types des observations.....	185
Figure 4-4 : Comparaison de X_m et $AIGN$ pour le 9 et 10 mars.....	187
Figure 4-5 : Image de la plage de l'Hermitage le 5 juin 2020 (02 :35 UTC)	188
Figure 4-6 : Evolution de l'exondation des coraux le 5 juin 2020 de 06:35 (Heure locale) à 11:35 (+- 5 minutes).....	189
Figure 4-7. Histogramme des élévations de niveaux d'eaux mesurée dans la DAR référentiel IGN89	191
Figure 4-8 : Comparaison signal sonde et caméra.....	193

Figure 4-9 : Variation de la position de la ligne d'eau moyenne, $Xm0$, quotidienne pour $AIGN = 0 \pm 0,02$	194
Figure 4-10 Evolution mensuelle moyenne de $Xm0$ et les écart-type mensuelle.	195
Figure 4-11 : Profil moyen de l'estran.....	196
Figure 4-12 : Comparaison entre les profils « camera » (en bleu) et « drone » (en rouge), pour la journée du 27 octobre 2020.....	197
Figure 4-13 : Profils quotidiens pour la période 26 février au 6 avril 2020	198
Figure 4-14 : Profils quotidiens pour la période du 3 octobre au 21 novembre 2020	199
Figure 4-15 : Profils quotidiens pour la période du 2 décembre 2020 au 21 janvier 2021	200
Figure 4-16 : Localisation des subdivisions du profil en 3 zones.....	201
Figure 4-17 : Différence d'altitude sur chaque zone de l'estran (bas, milieu, haut), d'un jour à l'autre.	201
Figure 4-18 : Comparaison profiles entre deux semestres.....	202
Figure 4-19 : Profils MNS (DGPS) par semestre et évolution de 2012 à 2023	206
Figure 4-20 : Profils MNS (DGPS) et évolution de 2012 à 2023	207
Figure 4-21 : Profils issus du MNT Drone, colocalisés avec le transect étudié dans ces travaux.....	209
Figure 4-22 : Visualisation des nSLA à partir d'AVISO LAS.....	212

Figure 5-1 : Observation (en bleu) et prédiction (en rouge) de la marée à la Pointe des Galet ainsi que les surcote et décote instantanée (en noir).....	217
Figure 5-2 Correspondance de marée entre le récif (<i>Trf</i>) et la Pointe des Galets (<i>TPDG</i>).....	218
Figure 5-3 : Obtention de R, runup.....	219
Figure 5-4 : Niveau d'eau au rivage par rapport au SWL, E(m).....	220
Figure 5-5 : Illustration du $R^2\%$ (en rouge), sur les données de runup, R (en bleu)...	221
Figure 5-6 : Comparaison des élévations d'eau dans le récif et la marée obtenu avec tidalfit (<i>Trf</i>) pour la période du 26 février au 6 avril 2020.	223
Figure 5-7 : Synthèse des mesures hydrodynamiques pendant la période d'étude du 26 février au 6 avril 2020.....	225
Figure 5-8 : Contrôle de la marée sur les paramètres de houles dans le récif (RF)	227
Figure 5-9 : Setup dans le récif η_{RF} vs houle offshore.....	228
Figure 5-10 : Observations sur l'estran et le récif pendant l'évènement H1.....	230
Figure 5-11 : Analyse du $R^2\%$ par composantes : setup, SS, IG et VLF pour le 9 mars 2020.....	230
Figure 5-12 : Observations sur l'estran et le récif pendant l'évènement H2.....	232
Figure 5-13 : Analyse du $R^2\%$ par composantes : setup, SS, IG et VLF pour le 20 mars 2020.....	232
Figure 5-14 : Observations sur l'estran et le récif pendant l'évènement H3.....	234

Figure 5-15 : Analyse du $R2\%$ par composantes : setup, SS, IG et VLF pour le 29 mars 2020.....	234
Figure 5-16 : Observations sur l'estran et le récif pendant l'évènement H4.....	236
Figure 5-17 : Analyse du $R2\%$ par composantes : setup, SS, IG et VLF pour le a) 3 avril et b) 4 avril 2020.	237
Figure 5-18 : Relation de $R2\%$ avec la houle offshore.....	239
Figure 5-19 : Courbe de régression (en rouge) et courbe de tendance (en noir) pour $R2\%$ vs Hs sur l'estran	241
Figure 5-20 Densité spectrale sur le platier (en bleu) et l'estran (en rouge) pour la tranche horaire 14:00 à 16:00 le 29 mars 2020.....	242
Figure 5-21 La somme du setup et de la moitié de l'excursion du swash par rapport à $R2\%$	244
Figure 5-22 : Submersion de l'estran de l'Hermitage le 8 juillet à 06:40 (UTC+4)	245
Figure 5-23 : Runup, setup et $R2\%$ pendant la journée du 8 juillet 2020.....	246
Figure 5-24 : Décomposition du swash en composantes : setup, SS, IG et VLF le 8 juillet 2020.....	247
Figure 5-25 : Densité spectrale pour les tranches horaires 10:00 à 11:00 et 15:00 à 16:00 le 8 juillet 2020.	248
Figure 5-26 : Profil bathymétrique à l'Hermitage et Anse Maurice.....	252
Figure 5-27 : Visualisation des pSLA à partir d'AVISIO LAS pour la semaine du 23 mars 2020.....	255

Figure 0-1 : Visualisation des différents signaux : observé et modélisé par tidalfit aux stations PDG et RF.....266

Liste des tableaux

Tableau 3-1 : Résultats de la calibration et comparaison des toolbox	151
Tableau 3-2 : Erreurs sur chaque GCP.....	154
Tableau 3-3 : Coordonnées des extrémités du transect.....	158
Tableau 3-4 : Bandes de fréquences pour les composantes SS, IG et VLF	166
Tableau 3-5 : Sélection des houles. Les évènements étudiés sont encadrés en vert.	178
Tableau 4-1 : Résumé des observations du 9 et 10 mars 2020	187
Tableau 4-2 : Evolution de la position de la ligne d'eau moyenne et de la marée	190
Tableau 4-3 : Position cross-shore de la ligne d'eau avant/après les tempêtes	195
Tableau 5-1 : Bandes de fréquences pour les composantes SS, IG et VLF	222
Tableau 5-2 : Synthèse des résultats de l'analyse des conditions offshore, récifale et sur l'estran pour la période 26 février au 6 avril 2020.....	238
Tableau 5-3 : Formulation $R2\%$ et Hauteur significative de houle	240
Tableau 0-1 : Composantes de marée à la Pointe des Galets (PDG) et dans le récif (RF)	267

Table des matières

Introduction générale	11
Chapitre 1. Morphologie et hydrodynamique en contexte récifal	21
1.1. Morphologies récifales	25
1.1.1. Notion de plage	26
1.1.2. Le contexte récifal.....	29
1.1.3. Morphologies de plage d'arrière-récif.....	32
1.1.4. Les facteurs influençant la morphologie des plages.....	36
1.1.4.1. Les facteurs physiques	37
1.1.4.2. Les facteurs biologiques.....	39
1.1.4.3. Les facteurs anthropiques.....	41
1.2. Hydrodynamique récifale et processus associés.....	43
1.2.1. Les forçages et dissipation de l'énergie dans le récif.....	45
1.2.2. La circulation induite à l'échelle locale et le transport sédimentaire.....	48
1.2.3. Les niveaux d'eau dans le récif : <i>Setup</i> et <i>Runup</i>	54
1.3. Conclusion et axes de recherche.....	59
Chapitre 2. Contexte de l'étude.....	63
2.1. Mise en place et situation générale de l'île de La Réunion	64
2.1.1. Formation géologique et morphologie générale de l'île de La Réunion	65

2.1.2. Pression anthropique et organisation territoriale de La Réunion	67
2.2. Contexte hydro-climatique de La Réunion.....	69
2.2.1. La circulation générale : Zone de Convergence Intertropicale (ZCIT).....	70
2.2.1.1. Les cyclones tropicaux	72
2.2.2. L'effet d'île ou de façade	75
2.2.2.1. Le vent.....	76
2.2.2.2. La pluviométrie	78
2.2.3. L'exposition aux houles	79
2.2.3.1. Les houles d'alizés	80
2.2.3.2. Les houles cycloniques.....	81
2.2.3.3. Les houles australes	82
2.2.4. Les autres paramètres influençant l'hydrodynamique sur le littoral	83
2.2.4.1. La pression.....	83
2.2.4.2. La marée.....	84
2.2.4.3. Variations passées, actuelles et futures du niveau de la mer dans l'océan Indien et leurs implications pour l'île de La Réunion.....	84
2.3. Caractéristiques des édifices récifaux de La Réunion	88
2.4. Le récif frangeant de Saint-Gilles et la plage de l'Hermitage.....	90
2.4.1. Morphologie générale	90

2.4.2. Hydrodynamique au sein du complexe récifal de Saint-Gilles.....	98
2.5. Du constat de l'érosion à un observatoire pérenne.....	102
2.5.1. Période antérieure à 1980.....	102
2.5.2. Période 1980 – 2010.....	107
2.5.3. Période 2010 à aujourd'hui vers la Création d'un Observatoire pérenne labellisé.....	114
2.5.4. Focus sur le site de MNS – Passe de l'Hermitage : Stabilité et réactions aux évènement de houle	121
2.6. Conclusion.....	128
Chapitre 3. Matériels et méthodes.....	129
3.1. Contexte scientifique et technique.....	131
3.1.1. Historique du déploiement des caméras	131
3.1.2. De la vidéo à l'image localisée.....	134
3.1.3. Les indicateurs extraits des images.....	137
3.1.4. Contraintes et adaptation aux spécificités des sites micro-tidaux et coralliens et du récif frangeant de l'Hermitage en particulier	139
3.2. Le Système de Caméra Vidéo de l'Hermitage.....	142
3.2.1. Installation du système de caméra vidéo.....	143
3.2.2. Prétraitement, rectification et géoréférencement.....	147
3.2.2.1. Paramètres internes	148

3.2.2.2. Paramètres externes.....	152
3.2.3. Caractérisation la ligne d'eau, X (m)	155
3.2.3.1. Détermination du seuil de référence pour la ligne d'eau	155
3.2.3.2. Détermination de la position de la ligne d'eau.....	157
3.2.4. Définition des indicateurs	160
3.3. Caractérisation des conditions hydrodynamiques.....	163
3.3.1. Données hydrodynamiques à l'intérieur du récif	164
3.3.2. L'état de la mer à l'extérieur du récif : WaveWatch III.....	167
3.3.3. Données du Marégraphe de la point des Galets - REFMAR	167
3.4. Sélection des périodes d'études.....	168
3.4.1. Les évènements climatiques de la période d'étude	168
3.4.1.1. Les évènements cycloniques 2020-2021	168
3.4.1.2. Vents.....	170
3.4.1.3. Les évènements de houles	171
3.4.2. Méthode de sélection des périodes d'étude	173
3.4.3. Sélection des périodes d'études : Le jeu de données.....	177
3.5. Conclusion	179
Chapitre 4. Analyse de la variabilité de la ligne d'eau extraite des Timex.....	181
4.1. Positions moyennes de la ligne d'eau	181

4.1.1. Variabilité mensuelle de la ligne d'eau	183
4.1.2. Analyses d'évènements remarquables.....	186
4.1.2.1. Un marnage exceptionnel.....	186
4.1.2.2. Anomalie de hauteur d'eau : Exondation des coraux.....	188
4.2. Cinématique du trait de côte (X_m à une altitude donnée).....	191
4.3. Cinématique du profil de bas de plage	195
4.3.1. Variabilité quotidienne du profil de l'estran	198
4.3.2. Variabilité spatiale à l'échelle du profil	200
4.3.3. Comparaison de profil semestriel	202
4.4. Discussion.....	203
4.5. Conclusion.....	213
Chapitre 5. Etude du jet de rive sur une plage de récif frangeant	215
5.1. Méthodologie.....	215
5.1.1. Caractérisation du <i>runup</i> et du <i>setup</i> à partir de caméra vidéo	215
5.1.1.1. Caractérisation du SWL (Still Water Level).....	216
5.1.1.2. Caractérisation du <i>runup</i> sur l'estran.....	218
5.1.1.3. Caractérisation du <i>setup</i> sur l'estran	219
5.1.1.4. Calcul du $R2\%$	220
5.1.2. Caractérisation des ondes SS, VLF et IG sur l'estran	221

5.1.3. Niveau d'eau et Hs dans le récif.....	222
5.2. Résultats.....	224
5.2.1. Synthèse de l'hydrodynamique pendant la période d'étude	224
5.2.1.1. Niveaux d'eau dans le récif.....	224
5.2.1.2. Ondes gravitaires et ondes longues dans le récif	226
5.2.1.3. <i>Setup</i> dans le récif.....	228
5.2.2. Analyse par évènement de houle	229
5.2.2.1. H1 – du 8 au 10 mars 2020	229
5.2.2.2. H2 – du 19 au 20 mars 2020.....	231
5.2.2.3. H3 – le 29 mars 2020	233
5.2.2.4. H4 – du 3 au 5 avril 2020	235
5.2.2.5. Synthèse des résultats pour la période d'étude.....	237
5.2.3. Analyse du R2 %.....	239
5.2.4. Asymétrie du <i>runup</i>	243
5.2.5. Journée du 8 juillet 2020 : un <i>runup</i> exceptionnel.....	244
5.2.5.1. <i>Runup, swash et setup</i>	245
5.3. Discussion.....	249
5.4. Conclusion.....	256
Conclusion générale et perspectives.....	257

Annexe 1 : Comparaison des composantes de marée PDG et récif de l'Hermitage...	265
Références bibliographiques.....	269
Liste des figures	311
Liste des tableaux.....	320
Table des matières	321

