



HAL
open science

SUIVI MORPHODYNAMIQUE DES PLAGES RECIFALES DE LA REUNION EN CONTEXTE D'OBSERVATOIRE

Marie-Myriam Mahabot

► **To cite this version:**

Marie-Myriam Mahabot. SUIVI MORPHODYNAMIQUE DES PLAGES RECIFALES DE LA REUNION EN CONTEXTE D'OBSERVATOIRE. Géographie. Université de La Réunion, 2016. Français. NNT: . tel-01525818v1

HAL Id: tel-01525818

<https://theses.hal.science/tel-01525818v1>

Submitted on 12 May 2017 (v1), last revised 22 May 2017 (v2)

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.



**UNIVERSITE DE LA REUNION
ECOLE DOCTORALE LETTRES SCIENCES HUMAINES**

THESE

En vue de l'obtention du grade de
DOCTEUR DE L'UNIVERSITE DE LA REUNION

Discipline : Géographie
Laboratoire UMR 228 ESPACE DEV (UR, IRD, UM2, UAG)

Présentée et soutenue publiquement le 24 novembre 2016 par

Marie-Myriam MAHABOT

**Suivi morphodynamique des plages récifales de La
Réunion en contexte d'observatoire**

Membres du jury

PENNOBER Gwenaëlle	Professeur, Université de La Réunion	Directrice de thèse
SUANEZ Serge	Professeur, Université de Bretagne Occidentale	Co-directeur de thèse
RUZ Marie-Hélène	Professeur, Université du Littoral Côte d'Opale	Rapporteur
ROBIN Marc	Professeur, Université de Nantes	Rapporteur
DELACOURT Christophe	Professeur, Université de Bretagne Occidentale	Examineur
TROADEC Roland	Docteur Chercheur associé, LGSR	Membre Invité
TALEC Pascal	Docteur Chargé de mission, DEAL Réunion	Membre Invité

Cette thèse a reçu le soutien financier de la Région Réunion et de l'Union Européenne (Fonds Social Européen) via une allocation de recherche doctorale, de l'OSUR, de la DEAL Réunion et de la WIOMSA.



Remerciements

En premier lieu, mes remerciements s'adressent aux membres du jury qui me font l'honneur de juger mon travail.

Ce travail de longue haleine qui finalement voit son aboutissement dans la reconnaissance que l'on exprime envers tous ceux qui l'ont initié et/ou accompagné de près comme de loin.

Merci à Gwenaëlle Pennober, ma directrice de thèse. Pour m'avoir donné l'opportunité de faire cette thèse et qui a su faire preuve de patience et d'acharnement face à mon caractère bien trempé !

Merci à Serge Suanez, mon co-directeur, qui malgré les 10 000 km s'est toujours montré disponible et merci également à ta famille de m'avoir si bien reçu lors de mes venues à Brest !

Merci à Christophe Delacourt pour nos réunions toujours enrichissantes et motivantes !

Merci à Roland Troadec, avec qui ma rencontre en 2010 a marqué le début de cette aventure !

Merci aux membres de Vie Océane, mes fidèles compagnons de terrain : Flo, Nicole, Luis, Pascal, Jean Claude,

Merci à tous ceux qui ont été là au fil de ces années de thèse :

À ceux qui nous accompagnent tous les jours, les collègues de l'IRD,

Les doctorants qui maintenant s'en sont allés vers d'autres horizons : Antoine, Evelyne, Anne, Lola, Mathieu Hélène, Carole et aux autres qui sont encore dans l'aventure de la thèse (mais plus pour longtemps) Antonin, Clément, Pauline, Agathe, Armelle,

Aux collègues de l'autre côté du couloir : Marie Alice, Joyce,

Aux amis qui savent toujours te remonter le moral à coup de « t'as toujours pas finit ? »

Enfin merci à ceux qui me sont chers (Père, Frère, P.) de m'avoir soutenu jusqu'au bout de ce travail !

Mèrsi zot tout !

Sommaire

Introduction générale.....	1
Chapitre 1. Processus hydro-sédimentaires en contexte récifal	7
1.1 Edification et structure des récifs coralliens	7
1.2 Production sédimentaire en milieu récifal	12
1.3 Transferts sédimentaires en contexte récifal.....	17
Conclusion du chapitre 1.....	26
Chapitre 2. Dynamique morphosédimentaire de la plage d'arrière-récif	27
2.1 Géomorphologie des plages d'arrière-récif	28
2.2 Les paramètres de contrôle de la dynamique morphosédimentaire.....	32
2.3 Impact potentiel des changements climatiques	42
Conclusion du Chapitre 2	46
Chapitre 3. Cadre physique et dynamique des plages coralliennes de La Réunion.....	47
3.1 Mise en place et situation générale de l'île de La Réunion.....	48
3.2 Contexte climatique général	49
3.3 Conditions dynamiques océaniques.....	53
3.4 Tendances de changements climatiques observées sur les 40 dernières années à La Réunion et projections du GIEC	56
3.5 Les différents faciès littoraux	57
3.6 Les littoraux coralliens.....	58
3.7 Conditions hydrodynamiques intra-récifales	67
3.8 L'anthropisation du rivage et ses conséquences.....	69
3.9 Etat des lieux et suivis du phénomène d'érosion des plages	72
Conclusion du chapitre 3	78
Chapitre 4. Protocole d'acquisition et d'analyse des données	81
4.1 Les données topographiques	82
4.2 L'étude de la cinématique du trait de côte	103
4.3 L'étude des forçages météo-marins.....	114
Conclusion du chapitre 4.....	118
Chapitre 5. Dynamique morphosédimentaire à échelle événementielle des plages d'arrière-récif : impact des houles cycloniques et australes	119
5.1 Effect of tropical cyclones on short-term evolution of carbonate sandy beaches on Reunion Island, Indian Ocean	120
5.2 Impact des houles australes sur la dynamique des plages d'arrière-récif	147

Conclusion du chapitre 5.....	158
Chapitre 6. Evolution morphosédimentaire à moyen terme : 17 ans d'observation	159
6.1 Variabilité morphosédimentaire des plages	159
6.2 Analyse des conditions de forçage à moyen terme	183
6.3 Contribution des suivis par Scanner Laser Terrestre (TLS) pour l'analyse de la morphodynamique à moyen terme	187
6.4 Discussion	194
Conclusion du chapitre 6.....	196
Chapitre 7. Evaluation de la cinématique du trait de côte	197
7.1 Evolution du trait de côte à l'échelle des compartiments	197
7.2 Caractérisation de la dynamique de la limite de végétation arbustive.....	209
7.3 Discussion	213
Conclusion du chapitre 7.....	216
Conclusion générale	217
Références bibliographiques.....	221
Table des figures.....	241
Table des tableaux.....	246
Table des matières	247
Annexe.....	253
Résumé.....	256
Abstract	256

Introduction générale

Les formations coralliennes sont un des paysages emblématiques des littoraux tropicaux. Dans ces milieux, les plages de sable blanc trouvent leur origine dans la forte production de carbonates d'origine biologique (animales, algues calcaires) associée, dans le cas des îles hautes, à de faibles apports silico-clastiques issus des bassins-versants en raison de leurs conditions topographiques et climatiques. Sous ces latitudes, les organismes marins littoraux calcificateurs, qui précipitent l'ion calcium prélevé de l'eau de mer sous forme de carbonates, bénéficient de conditions permettant leur forte abondance. Ces carbonates s'accumulent puisque moins solubles dans les eaux chaudes et façonnent à l'échelle des temps géologiques le récif corallien, véritable barrière contre les houles favorisant la sédimentation d'arrière-récif. Les plages bioclastiques liées à un récif corallien présentent dans ce contexte quelques spécificités en raison de l'origine animale de ses matériaux (squelette calcaire des polypes) et de la production biologique à l'échelle des temps géologiques.

Pourtant, ces plages coralliennes (ou d'arrière-récif) pur produit du récif corallien demeurent à ce jour relativement peu étudiées. Dans ces milieux, les dynamiques qui s'observent au niveau de la plage, la géomorphologie du système et les processus sédimentaires sont gouvernés par un ensemble d'interactions entre processus biologiques et physiques (Perry *et al.*, 2011). Parmi les facteurs physiques notamment, les cyclones tropicaux jouent un rôle fondamental dans le façonnement des plages. L'impact du changement climatique introduit de nouvelles incertitudes quant à la trajectoire d'évolution de ces littoraux en bouleversant à la fois les agents de forçages météo-marins (niveau de la mer, fréquence et intensité des événements paroxysmaux) et chimiques (acidification des océans : diminution progressive du pH). De plus, à l'instar des côtes tempérées, les territoires insulaires n'échappent pas au phénomène d'urbanisation des littoraux, favorisé par l'étroitesse des territoires ou un intérieur des îles escarpé et peu accueillant (dans les îles hautes) (Forbes *et al.*, 2013). « *Situés (à l'exception des atolls) à l'interface de bassins-versants actuellement soumis à de rapides transformations, et d'océans aux incessantes fluctuations, les littoraux tropicaux constituent un des environnements les plus sensibles de notre Planète ; ceci est d'autant plus flagrant aujourd'hui qu'ils sont marqués, sans exception notable, par la mise en place de concentrations humaines de plus en plus fortes.* » (Lebigre *in* Maire *et al.*, 1994). D'une part, la concentration des activités humaines sur le littoral augmente l'exposition aux aléas de submersions marines. D'autre part, l'anthropisation des littoraux tend à modifier leur rythme d'évolution (Miossec *in* Veyret *et al.*, 1998). En outre, la question de la pérennité de ces plages est une question fondamentale tant elles concentrent d'enjeux.

Face à ce constat, il apparaît nécessaire de comprendre la dynamique du milieu littoral afin d'adapter et d'optimiser les stratégies de gestion et d'aménagement de l'environnement côtier et de limiter les risques. La communauté scientifique joue un rôle fondamental car les recherches permettent de conceptualiser le fonctionnement morphosédimentaire du littoral pour mieux comprendre ses mécanismes intrinsèques. Pour cela, les littoraux doivent être suivis à différentes échelles spatio-temporelles pour prendre en compte la gamme la plus large possible de leur variabilité. Ces dernières années, l'évolution des techniques de mesure à Très Haute Résolution Spatiale (THRS) a permis d'augmenter la finesse des analyses (Cohen et Gardel, 2011). Cependant, les suivis temporels souffrent encore d'un manque d'observation pérenne tant au niveau mondial (Harley *et al.*, 2011) qu'à l'échelle du territoire national (Garcin *et al.*, 2012). En outre, dans le domaine de la recherche en environnement, les protocoles et les moyens déployés doivent être harmonisés afin d'acquérir et d'organiser des données plus fiables et interoperables (Lévêque *et al.*, 2000). Pour avoir une vision globale et précise du fonctionnement du système côtier, il faut prendre en compte la diversité des contextes. La création de sites ateliers sur des zones représentatives et leur structuration en réseau d'observation entre complètement dans cette logique.

Vers une structuration nationale de la recherche sur le littoral

En France, suite au traumatisme provoqué par les impacts de la tempête Xynthia en 2010, les initiatives se sont multipliées en faveur de la création de réseaux d'observatoires autour de la question de la mobilité du trait de côte afin de développer un « socle commun des connaissances sur l'évolution du littoral » (Roche *et al.*, 2012).

Dans le même temps, un consortium, l'AllEnvi (l'alliance nationale de recherche pour l'environnement) a été structuré dans l'objectif de « programmer et coordonner la recherche environnementale française¹ ». L'AllEnvi structure en réseaux des dispositifs élémentaires d'observation par une labellisation de type « Systèmes d'Observation et d'Expérimentation pour la Recherche en Environnement » ou SOERE. Un SOERE « Trait de Côte et aménagements littoraux » (SOERE TC) dédié aux plages sableuses a été créé en 2010. L'objectif est de suivre sur le long terme l'évolution du littoral et des agents de forçages dynamiques en déployant des techniques de mesures modernes. Il fédère en 2014, 7 OSU, 13 UMR et 12 universités. Il fait écho à la mise en place à la Stratégie Nationale de Gestion Intégrée du Trait de côte adoptée en 2012 par la France. En 2014, le SOERE TC a lui-même contribué à la création du Système National d'Observation (SNO) dédié à la Dynamique du Littoral et du Trait de Côte (DyLTC renommé Dynalit) par l'INSU (Institut National des sciences de l'Univers) axé

¹ <http://www.allenvi.fr/>

sur l'étude de la dynamique du littoral et du trait de côte en général (plages, estuaires, falaises). Il fédère 15 UMR et 7 OSU. Toujours dans cette même démarche de labélisation, créée en décembre 2015, l'Infrastructure de Recherche Littorale et Côtière (IR I-LICO) est par définition pluridisciplinaire, là où le SOERE et le SNO étaient adossés aux deux disciplines historiques de la géomorphologie littorale : la géographie et la géologie. Elle a pour objectif d'observer et comprendre les zones côtières et littorales dans leur globalité. I-LICO fédère pour ce faire 8 services et réseaux d'observations opérés par différents organismes tels que l'INSU, l'Ifremer, l'IRD, le SHOM et l'IGN². L'objectif est clairement à terme par ses regroupements, ses fédérations, ses mises en réseaux de passer à l'échelle européenne. La fédération de la recherche sur le milieu littoral dans un système de réseaux est d'autant plus intéressante sur le littoral français que, outre les 3 façades maritimes du littoral métropolitain, il compte des rivages et des organismes de recherche dans les quatre océans avec ses territoires ultramarins. La France ouvre ainsi la perspective d'une vision synoptique structurée des processus littoraux à l'échelle de la Planète. La diversité des situations géographiques confère à ces territoires des spécificités morphologiques et dynamiques qui opposent les littoraux des faibles latitudes soumis à un climat tropical aux façades maritimes métropolitaines des hautes latitudes.

La Réunion, un site atelier en contexte récifal

Située dans l'océan Indien à 21°06' de latitude sud et 55°32' de longitude est (Figure 0-1), l'île a depuis 1945 le statut de département Français. Maurice, Rodrigues et La Réunion forment l'archipel des Mascareignes.

D'une superficie de 2512 km², La Réunion doit son édification à l'activité de deux complexes volcaniques : le Piton des Neiges dont l'activité a cessé il y a 30 000 ans, et le Piton de la Fournaise toujours actif à l'heure actuelle (dernière éruption septembre 2016). Sa jeunesse explique la présence de hauts reliefs très escarpés culminant à 3071 m au niveau du Piton des Neiges. Son caractère d'île volcanique haute et les conditions climatiques tropicales conditionnent fortement la géomorphologie de son littorale ainsi que les agents de forçages responsables de la dynamique côtière. En outre, ses littoraux sont soumis tout au long de l'année et de façon variable à des épisodes de houle plus ou moins intenses spécifiques des environnements tropicaux : les cyclones tropicaux et les houles australes.

² <https://wwz.ifremer.fr/Recherche-Technologie/Infrastructures-de-recherche/Infrastructures-d-observation-des-oceans/I-LICO>

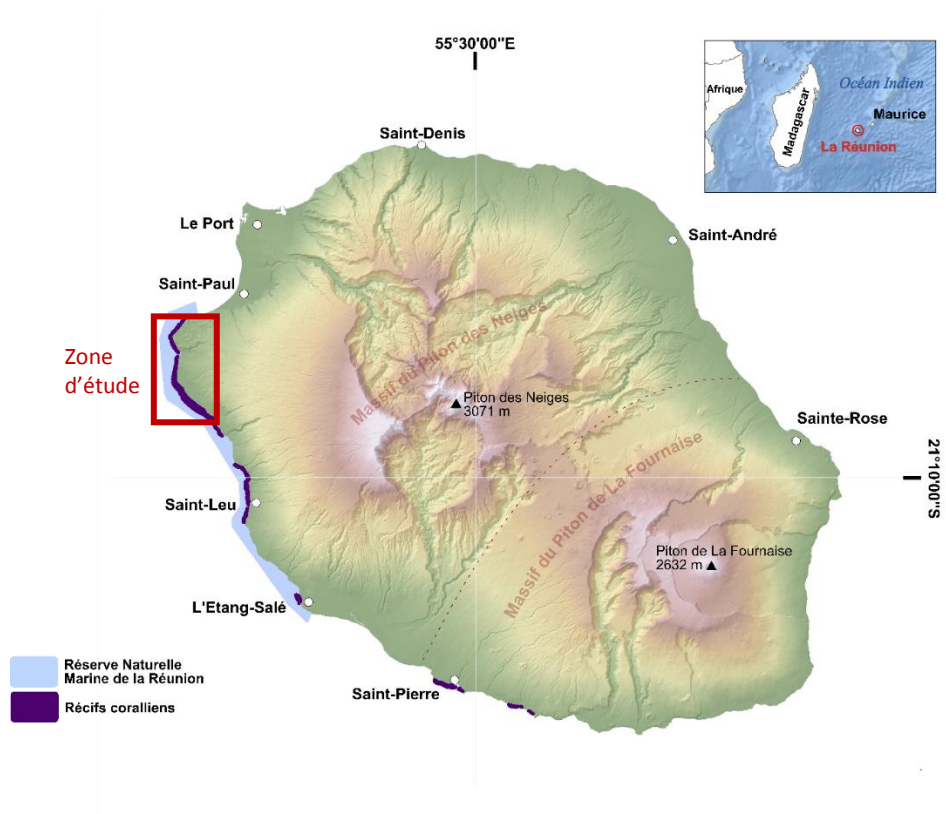


Figure 0-1: Localisation générale de la zone d'étude au cœur des récifs coralliens préservés de La Réunion, département français du sud-ouest de l'océan Indien (SOOI)

La Réunion possède 207 km de côtes dont 25 km sont de nature corallienne réparties de façon discontinue sur les côtes ouest et sud. Les plages sous fortes pressions anthropiques ont été dès les années 80 signalées en érosion (Gabrié, 1985). La nécessité de préserver cet environnement remarquable a abouti en 2007 à la création d'une Réserve Naturelle Marine de La Réunion (RNMR) intégrant la majorité des récifs coralliens (Figure 0-1). Les plages bioclastiques adossées à cette RNMR ont une forte vocation balnéaire. Leur état de santé a constitué dès les années 90 une préoccupation de la part des aménageurs et des scientifiques. Le monitoring des plages coralliennes de La Réunion a été initié depuis les années 90 par les scientifiques de l'Université de La Réunion. Motivé par une demande forte de la part des décideurs, il a su perdurer dans le temps. Cependant, il a souffert d'un manque de structure fédératrice sur le long terme qui a conduit à l'arrêt des suivis réguliers en 2006 et ponctuels en 2010. De plus, les protocoles déployés se sont révélés peu fiables à l'échelle des processus mesurés et leur exploitation n'a pas permis de quantifier précisément les dynamiques observées sur le terrain. L'intégration dans le SOERE TC national en 2012 porté localement par deux laboratoires de l'OSU-Réunion (Observatoire des Sciences de l'Univers de La Réunion), l'UMR 228 Espace-Dev et l'UMR 7154 IPGP (Institut de Physique du Globe de Paris) grâce à un soutien de l'OSU IUEM (Observatoire des Sciences de l'Univers - Institut Universitaire Européen de la Mer), la DEAL Réunion (Direction de l'Environnement, de l'Aménagement et du Logement) et l'association Vie

Océane, a permis la reprise du suivi des plages avec des techniques normalisées. La révision des protocoles a insufflé une nouvelle dynamique à l'étude de la dynamique morphosédimentaire des plages coralliennes de La Réunion.

Cette étude se concentre sur la portion du littoral ouest allant du Cap Champagne à Trou d'Eau, encadrant le site atelier de La Réunion labellisé dans le SOERE TC.

Objectif de la thèse

Cette thèse a été pensée et réalisée dans la perspective de la labellisation des observations et de la construction d'un observatoire pérenne. Dans cet objectif, plusieurs indicateurs et protocoles (profils de plage, MNT, ligne de rivage) sont explorés afin de caractériser de manière quantitative la dynamique morphosédimentaire des plages coralliennes de La Réunion. Les chroniques de profils topographiques sont les plus longues observations comparables sur ce littoral. De 24 à 17 ans d'observation permettent d'appréhender différentes échelles temporelles : l'échelle des évènements paroxysmaux, de la saison et enfin pluriannuelle.

Le manuscrit s'articule autour de 7 chapitres. Les trois premiers chapitres posent le contexte scientifique et géographique de l'étude. Ainsi, les chapitres 1 et 2 sont consacrés à l'état de l'art. Le premier traite spécifiquement des processus hydrodynamiques et sédimentaires au niveau du récif corallien. Dans le système côtier récif-plage, le rôle du récif est déterminant dans les processus sédimentaires et hydrodynamiques. Le deuxième est consacré spécifiquement à la plage corallienne, objet de notre étude. Il dresse une synthèse de ces aspects morphologiques généraux ainsi que des facteurs impliqués dans la dynamique morphosédimentaire à différentes échelles temporelles. Le chapitre 3 présente de façon détaillée la géographie de l'île de La Réunion et la géomorphologie de ces littoraux. Il dresse un état des lieux des études antérieures et des connaissances sur la dynamique des plages coralliennes étudiées dans le cadre de cette thèse.

Les chapitres suivants s'inscrivent spécifiquement dans le cadre de cette étude. Dans le chapitre 4, les protocoles d'acquisition et d'analyse des données sont décrits de façon détaillée. Deux principaux types de données apportent des informations dans cette thèse : les données topographiques de profils de plage et les séries de trait de côte numérisés à partir de données d'imagerie aérienne ou satellitaire. Des données topographiques surfaciques à très fine résolution de type Modèle Numérique de Terrain (MNT) acquises au Laser Scanner Topographique (TLS) sont aussi exploitées pour mettre en évidence les processus littoraux. Le chapitre 5 est consacré à la dynamique morphosédimentaire des plages à l'échelle événementielle lors de forçages par les houles cycloniques et australes. Le chapitre 6 se situe à une échelle supérieure en analysant l'implication de ces phénomènes paroxysmaux dans la dynamique à moyen terme. Enfin le chapitre 7 est consacré à l'étude de la cinématique du trait de côte

à partir des données d'imageries. Le résultat obtenu par une approche spatialisée à l'échelle du linéaire côtier étudié apporte un autre éclairage sur les dynamiques mises en évidence dans les chapitres précédents.

Chapitre 1. Processus hydro-sédimentaires en contexte récifal

La mobilité d'une plage est gouvernée par un ensemble d'interactions entre les facteurs morphodynamiques et le stock sédimentaire (Cohen *et al.*, 2002). Aussi, le corolaire à une bonne connaissance de son évolution spatio-temporelle implique d'identifier, entre autre, la provenance du sédiment (source) et les processus de transfert qui opèrent entre les différents compartiments du littoral (Komar, 1996).

La plage d'arrière-récif, est marquée, par définition, par la présence en avant-côte d'un récif corallien qui joue un rôle essentiel dans les flux de matière (organique et minérale) et d'énergie au sein du système côtier. Avant d'atteindre la plage, les conditions de forçages météo-marins qui prévalent à l'échelle régionale interagissent avec l'entité géomorphologique « récif corallien » qui génère alors des conditions hydrodynamiques locales spécifiques à l'environnement récifal. De même, la production sédimentaire dépend des interactions complexes entre processus physiques, biologiques, chimiques qui s'y produisent à différentes échelles spatio-temporelles (Perry *et al.*, 2011). Les propriétés granulométriques des sédiments biodétritiques ou bioclastiques dominant dans ce type de formation conditionnent leur mode de transport. Le récif corallien est donc partie intégrante de la cellule morpho-sédimentaire.

Dans le cadre d'une étude morphosédimentaire de la plage d'arrière-récif, il apparaît incontournable de s'intéresser au préalable aux processus physiques qui opèrent au sein du récif corallien. L'objectif de ce chapitre est de donner un aperçu des processus hydro-sédimentaires au sein du récif, avec comme fil conducteur leurs implications dans le fonctionnement morpho-sédimentaire des plages. Dans un premier temps seront abordés tous les aspects morphologiques des récifs coralliens depuis leur genèse jusqu'à leur forme actuelle. Dans un deuxième temps, le chapitre abordera les mécanismes responsables de la production, du transport et du dépôt des sédiments au sein du récif corallien. Cela implique notamment de s'intéresser aux conditions hydrodynamiques intra-récifal qui permettront d'éclairer la complexité des mécanismes de transport et dépôt vers la zone d'accumulation et notamment vers la plage d'arrière-récif.

1.1 Edification et structure des récifs coralliens

1.1.1 Formation des récifs coralliens

Les récifs coralliens sont des structures calcaires bioconstruites édifiées principalement par les coraux hermatypiques (coraux à squelette dur). Les récifs actuels se sont mis en place suite à la remontée rapide du niveau marin qui s'est produite au cours de l'Holocène (Kennedy et Woodroffe, 2002; Montaggioni, 2005).

L'activité métabolique des organismes primaires (coraux) et secondaires (algues encroûtantes, etc.) permet la minéralisation du carbonate de calcium dissous et sursaturé dans l'eau de mer sous forme de calcite ou d'aragonite. C'est ce processus de calcification qui est à l'origine des structures calcaires, base de l'édifice récifal. Les coraux, principaux bâtisseurs du récif, sont constitués de polypes vivant en symbiose avec des algues microscopiques (zooxanthelles) qui leur fournissent de l'énergie grâce à la photosynthèse. Ils sont particulièrement sensibles aux conditions environnementales (Trench, 1979). Ils se développent ainsi préférentiellement dans les environnements où les conditions physico-chimiques leur sont favorables : température de l'eau comprise entre 18 et 30°C, une salinité de 30-40‰, des eaux claires, peu profondes et bien oxygénées. Ces exigences écologiques font que les récifs coralliens se répartissent actuellement dans la zone intertropicale entre 29° de latitude nord et 31° de latitude sud en deux provinces biogéographiques: la province Indo-Pacifique et la province Atlantique (Figure 1-1). La province Indo-Pacifique ouest possède la plus grande diversité d'espèces coralliennes avec environ 600 espèces, contre 100 espèces dans l'Atlantique ouest et 50 espèces dans le Pacifique est (Jackson, 1991).

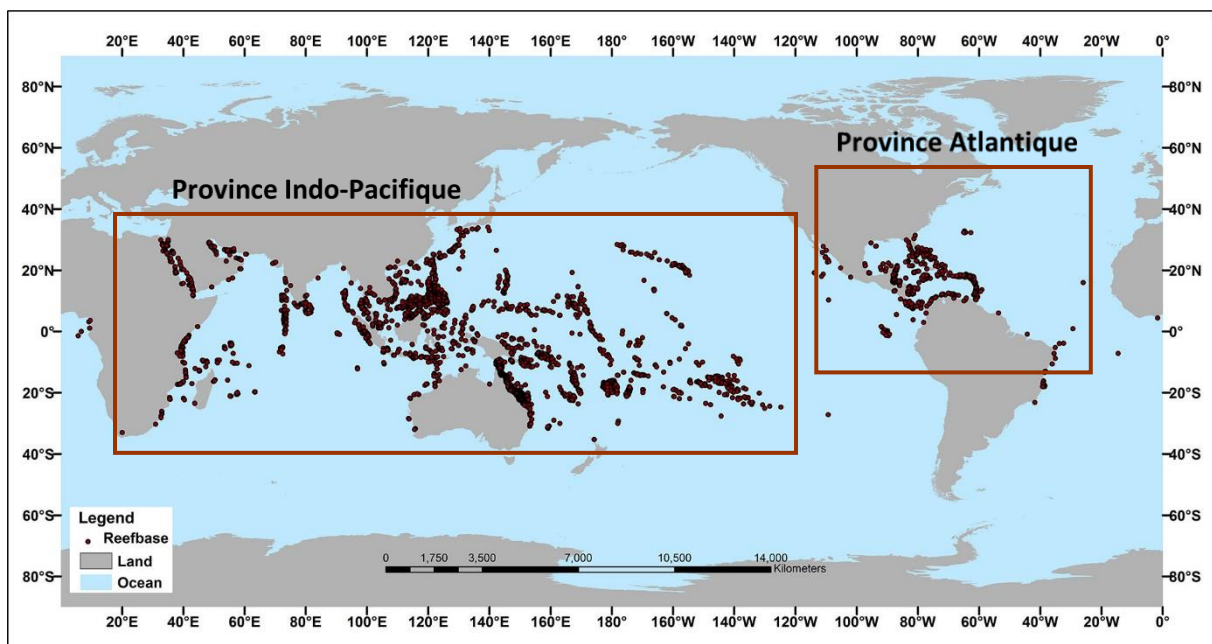


Figure 1-1: Répartition des récifs coralliens à échelle mondiale (Modifié d'après <http://oceanservice.noaa.gov/>)

Les différentes espèces de coraux se développent généralement sous forme de colonies qui peuvent prendre plusieurs formes: encroûtantes (*encrusting*), tabulaires (*laminar*), massives (*massive*), branchues (*branching*), foliacés (*foliaceous*), colonnaires (*columnar*), coraux libres (*free living*) (Figure 1-2).

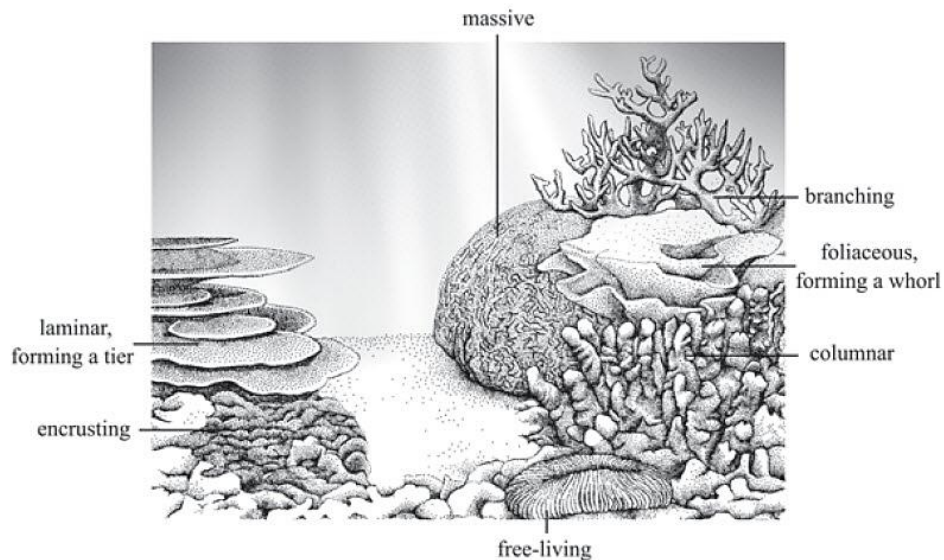


Figure 1-2: Formes communes de colonies coralliennes (d'après Veron, 1986 [Source: <http://coral.biota.biodiv.tw/book/export/html/403>])

Elles se répartissent au sein du récif selon des facteurs physiques tels que la profondeur, la luminosité (liée à la profondeur mais également à la latitude), la turbidité, l'énergie des vagues, l'exposition à l'air libre et de facteurs biologiques tels que la compétition entre espèces ou encore leur taux de croissance (Chappell, 1980; Huston, 1985). Ce taux de croissance des colonies coralliennes est de l'ordre de quelques centimètres par an et varie en fonction des espèces et des conditions environnementales. Les coraux branchus possèdent le taux de croissance maximum le plus rapide allant de 5 cm.an⁻¹ pour la famille des *Pocilloporidae* à 10-15 cm.an⁻¹ pour la famille des *Acropodidae* (Dullo, 2005) Les coraux de forme massive du genre *Porites* ou *Montastrea* ont un taux de croissance plus faible allant de 0,5 à 1 cm.an⁻¹.

1.1.2 Unités géomorphologiques récifales

Au cours de son développement, le récif acquiert une zonation morphologique reflétant les exigences écologiques des différentes espèces coralliennes et la variabilité des conditions physiques. Cette distinction morphologique détaillée ici intervient dans les conditions hydrodynamiques et sédimentaires qui seront abordés ultérieurement. La zonation transversale d'un récif jeune, dit récif frangeant, distingue du large vers la côte les grandes unités récifales suivantes : (i) l'ensemble fronto-récifal qui comprend la pente externe, (ii) l'ensemble épi-récifal constitué principalement par le platier récifal, (iii) l'ensemble post-récifal encore appelé dépression d'arrière-récif, et (iv) l'ensemble fronto-littoral (Battistini *et al.*, 1975; Guilcher, 1988; Picard, 1967) (Figure 1-3).

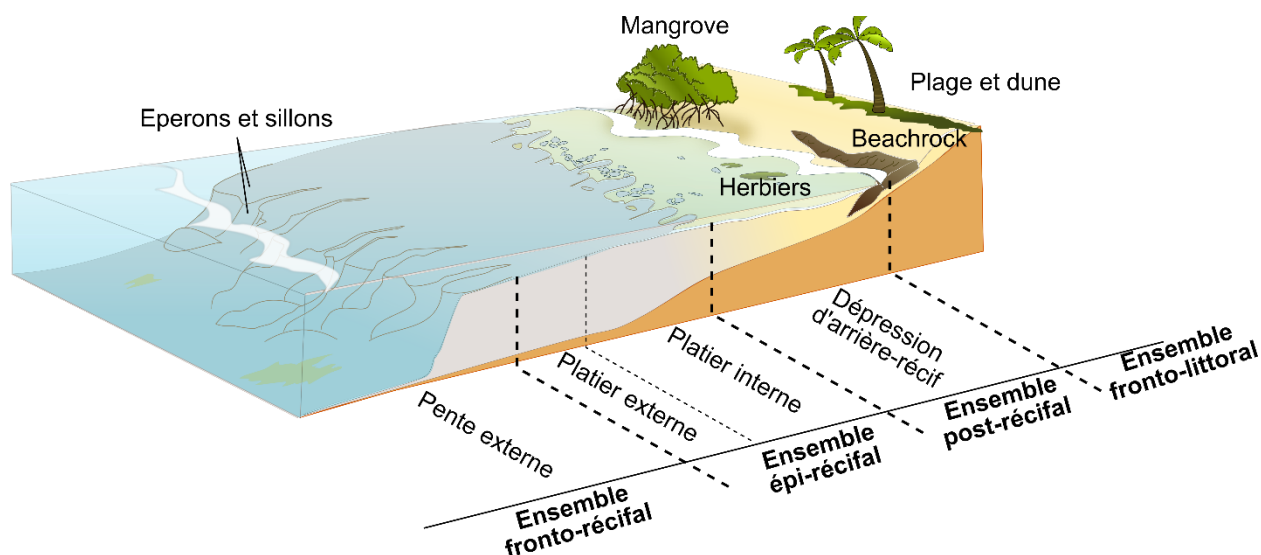


Figure 1-3: Zonation transversale d'un récif frangeant (d'après Battistini et al., 1975)

L'ensemble fronto-récifal caractérisé par la présence de la pente externe désigne la partie infralittorale toujours immergée du récif, de déclivité variable vers le large (Battistini *et al.*, 1975). Entre le niveau des plus basses mers de vives eaux et jusqu'à une profondeur maximale d'environ 20 m, la pente externe présente une morphologie à éperons et sillons, correspondant à une alternance de crêtes et de d'échancrures perpendiculaires au front récifal. L'essentiel des organismes bio-constructeurs se trouve au niveau de cette pente externe, c'est la partie « vivace » du récif. La seconde unité appelée ensemble épi-récifal est constituée par le platier. Ce dernier présente une pente subhorizontale émergée aux basses mers de vives eaux, et se divise en sous zones : (i) un platier externe ou crête récifale en bordure frontale, d'extension variable ; il est généralement occupé par des algues calcaires et reste dépourvu d'accumulations sédimentaires (Montaggioni et Faure, 1980), (ii) un platier interne où la couverture corallienne³ vivante est plus dispersée.

La troisième unité constituée par l'ensemble post-récifal est le lieu d'accumulation sédimentaire séparant la plage subaérienne du platier récifal. Cette zone est communément appelée « chenal d'embarcation », « dépression d'arrière-récif » lorsque la profondeur est de l'ordre du mètre. Elle prend le nom de « lagon » lorsque la profondeur est de l'ordre de plusieurs dizaines de mètres. Dans cette zone peuvent se développer des banquettes d'herbiers de phanérogames marines.

Enfin, l'ensemble fronto-littoral constitue la dernière unité récifale formée des accumulations sédimentaires littorales. D'après la description faite par Montaggioni et Faure (1980), cet ensemble correspond à l'estran et peut selon les sites regrouper les environnements à mangroves et les plages

³ La notion de couverture corallienne vivante désigne tous les taxons de type corail vivant couvrant une surface.

sableuses. Des formations de beach-rock ou grès-de-plage peuvent être observées en pied de plage. Elles résultent de la cimentation en profondeur du sable dans la zone intertidale par précipitation des minéraux carbonatés (calcite et aragonite) (Vousdoukas *et al.*, 2007). Leur présence à l’affleurement témoigne généralement d’un recul du pied de plage se traduisant par une disparition des dépôts sédimentaires qui les recouvraient.

Le récif forme un espace côtier relativement isolé du large mais des échanges de masses d’eau sont possibles par des discontinuités morphologiques appelées passes, fausses-passes, déversoirs ou chenaux. Ils correspondent à des zones où le développement des coraux est limité (exemple face à des exutoires de cours d’eau).

1.1.3 Typologie morphologique de récifs coralliens

Malgré une zonation morphologique commune précédemment décrite, les récifs coralliens prennent plusieurs formes en fonction de leur stade d’évolution. La largeur du platier et de la profondeur de la zone d’arrière-récif (ensemble post-récifal) permet de distinguer différents types de morphologie allant des plateformes et bancs récifaux, récifs frangeants, atolls, en passant par les récifs barrières (Figure 1-4). La première classification des récifs coralliens fût établie par Darwin (1842) dans sa théorie de la subsidence, suite à ses travaux sur l’origine et le développement des atolls récifaux de l’Indo-Pacifique. Ainsi, dans son schéma évolutif, plateformes, bancs récifaux et récifs frangeants correspondent au stade le plus jeune et constituent des structures étroites qui s’adossent aux îles volcaniques en cours de subsidence, ou aux plateformes continentales (Figure 1-4). A mesure que la subsidence de l’édifice volcanique se poursuit, le récif continue de croître verticalement et latéralement vers le large ; un lagon se forme séparant la barrière récifale de la côte : c’est le stade de récif barrière. La distinction entre le stade de récif frangeant et de récif barrière dépend de la profondeur de la zone d’arrière récif. Le stade de récif barrière étant atteint lorsque la profondeur du lagon excède 10 mètres (Milliman, 1974). Au stade de l’atoll, l’édifice volcanique a disparu et ne subsiste alors qu’un anneau formé par la barrière récifale et un lagon central.

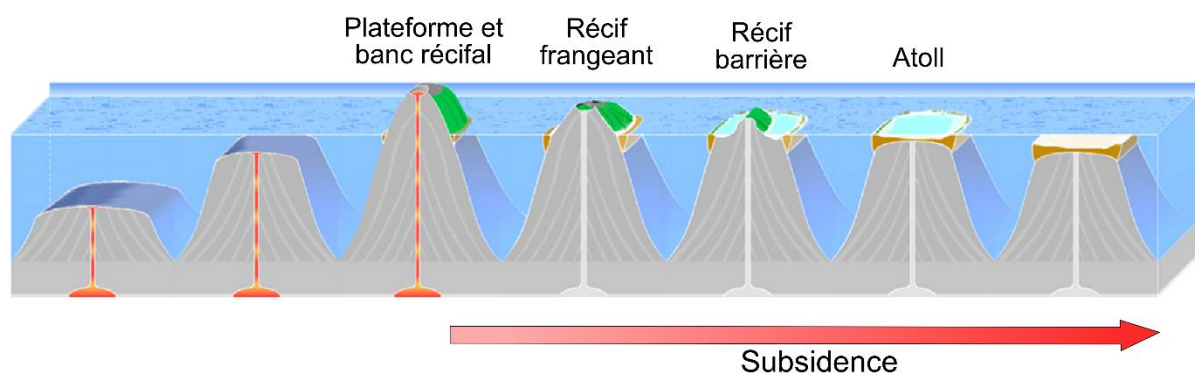


Figure 1-4: Séquence de développement des récifs coralliens d'après la théorie de subsidence de Darwin. (d'après : programme Coraux des Mascareignes : <http://coraux.univ-reunion.fr/>)

Cependant, les travaux scientifiques postérieurs à Darwin ont montré que d'un point de vue morphologique, les récifs coralliens présentent en réalité de grandes hétérogénéités reflétant les constantes adaptations des coraux aux variations spatiales et temporelles des conditions environnementales auxquels ils sont soumis. Le développement des récifs est en effet contrôlé par l'environnement physique (espace disponible, proximité du continent, luminosité, température, disponibilité en nutriment, variations relatives du niveau marin, géologie du milieu, etc.) ou des facteurs chimiques (salinité, saturation en aragonite et CO₂ atmosphérique, etc.)(Chappell, 1980; Dullo, 2005; Montaggioni, 2005). Ces facteurs gouvernent le taux de croissance récifale ou encore l'extension verticale et/ou latérale du récif. Les travaux de Neumann et Macintyre (1985) ont notamment révélé trois principaux scénarios de croissance récifale en réponse aux variations du niveau marin au cours de l'Holocène (*keep-up*, *catch-up* ou *give-up*). Dans un contexte de remontée du niveau marin, le récif peut s'adapter et maintenir sa crête récifale au niveau de la mer (dynamique de *keep-up*), à l'instar de celui de Mayotte (Camoin *et al.*, 1997). Dans un premier temps, il peut aussi être ennoyé, puis s'adapter et croître pour rattraper le niveau marin (dynamique de *catch-up*), comme dans les Mascareignes (Camoin *et al.*, 1997). Il peut enfin être ennoyé et cesser de croître (dynamique de *give-up*) comme c'est le cas dans les Caraïbes (Neumann et Macintyre, 1985). Le taux de croissance verticale des récifs est variable à l'échelle de la planète. Ainsi, dans les Caraïbes la croissance verticale est en moyenne de 6 m/1000 ans alors que dans la région Indo-Pacifique elle est en moyenne de 4,4 m/1000 ans (Dullo, 2005). Chaque système récifal possède donc une physionomie qui lui est propre.

1.2 Production sédimentaire en milieu récifal

Les récifs sont des formations originales en raison de leur diversité biologique et morphologique mais le sont aussi par leur sédimentologie. La plateforme récifale n'est pas constituée uniquement par les organismes calcaires mais également par des sédiments dont le volume excède avec le temps celui de la masse bioconstruite (Vatan, 1967). La grande majorité de ces sédiments sont produits au sein même du récif corallien qui constitue une véritable « usine à sédiment » (Perry *et al.*, 2011).

1.2.1 Mécanismes de production sédimentaire

En contexte récifal, le sédiment est un produit du cycle des carbonates qui combine des mécanismes antagonistes de production et d'érosion. Si la calcification permet la production du carbonate de calcium, ce dernier sera directement ou indirectement détruit et converti en sédiment selon deux principaux modes de production : (1) la fragmentation de la plateforme récifale par des processus physiques,

biologiques et chimiques ; (2) le dépôt post-mortem de squelettes d'organismes calcaires peuplant le récif (foraminifères, mollusques, etc.) (Perry *et al.*, 2008). Des éléments non-carbonatés, d'origine terrigène peuvent se retrouver dans les environnements récifaux en proportions variables, notamment dans les récifs frangeants bordant des continents ou des îles volcaniques (Kench *et al.*, 2009).

Parmi les processus physiques à l'origine de la formation des sédiments, l'érosion mécanique est l'un des plus importants pouvant affecter les récifs coralliens. Il désigne la fragmentation des formations coralliennes sous l'action des vagues et des courants, surtout lors d'évènements hautement énergétiques tels que les cyclones et les tempêtes (Stearn *et al.*, 1977), ou les tsunamis (dans certaines régions de l'océan Indien et l'océan Pacifique) (Witt *et al.*, 2011). Les formations coralliennes sont brisées ou arrachées et forment des débris coralliens de taille centimétrique à décimétrique (*rubble*) (Figure 1-5).



Figure 1-5: Formations coralliennes de la Grande Barrière (Australie) avant (à gauche) et après (à droite) le passage du cyclone Ita en avril 2014. (Crédit photo: Catlin Seaview Survey <http://catlinseaviewsurvey.com>)

En général, les coraux de type branchus sont les plus sensibles à l'action des tempêtes et plus à même de fournir des débris coralliens, tandis que les formes massives et encroûtantes sont plus résistantes (Grigg, 1995; Stoddart, 1963; Woodley *et al.*, 1981). A titre d'exemple, dans une étude menée sur l'impact du cyclone Allen sur le récif de Discovery Bay (Jamaïque) Woodley *et al.* (1981) ont rapporté une destruction à 99 % des *Acropores* situés à une profondeur de 6 m, alors que les formes foliacées et encroûtantes (*Agraricia agaricites*) ont été détruites à 23 % et les formes massives (*Montastrea annularis*) à seulement 9 %.

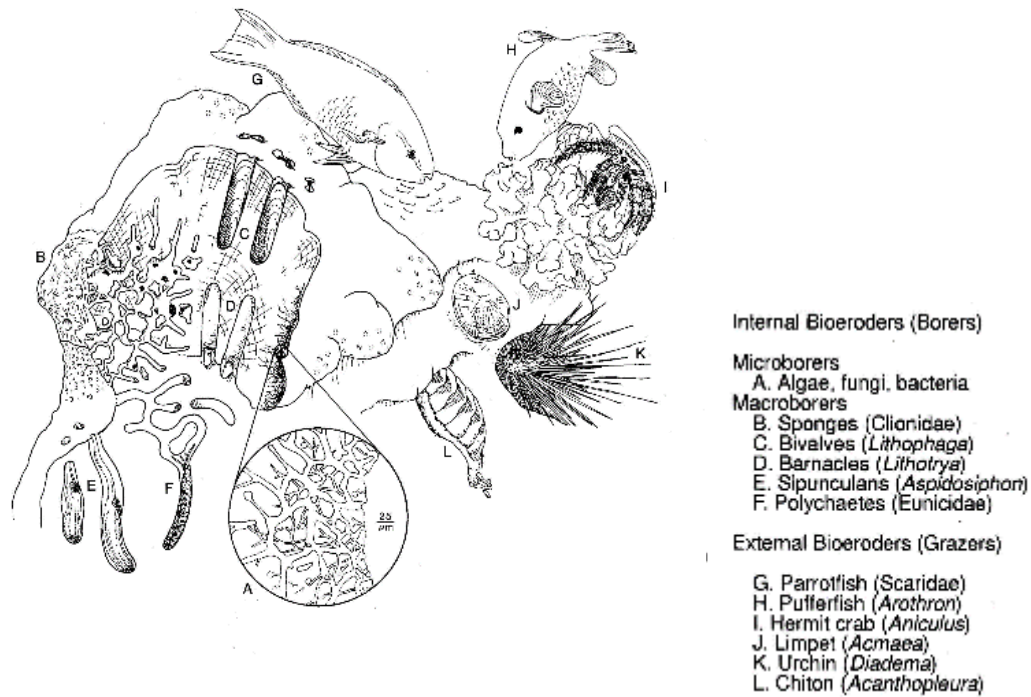


Figure 1-6: Exemples d'organismes bio-érodeurs internes et externes (Modifié d'après Glynn, 1997)

Les sédiments coralliens proviennent également de la destruction du récif par des agents biologiques (Hutchings, 1986) désignée par le terme de bio-érosion introduit par Neumann (1966). Parmi les organismes bio-érodeurs on distingue les brouteurs et les perforants (Tribollet et Golubic, 2011). Les micro-perforants (< 100 μm , de type bactéries, algues, ou champignons) et macro-perforants (> 100 μm , comme les mollusques, sipunculides, polychètes, ou éponges) creusent des cavités par dissolution chimique du corail vivant ou mort (Figure 1-6 A à F). Ils libèrent ainsi le CaCO_3 sous forme dissoute. Le taux d'érosion est de l'ordre de 1 $\text{kg CaCO}_3 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{an}^{-1}$ mais peut atteindre de 2 à 10 $\text{kg CaCO}_3 \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{an}^{-1}$ comme sur le récif de la Grande Barrière en Australie (Tribollet et Golubic, 2005). Les organismes brouteurs quant à eux (poissons tels que les *Scaridae* et *Acanthuridae*, échinides, gastéropodes, etc.) (Figure 1-6 G à L) arrachent et ingèrent le carbonate de calcium en broutant les algues qui recouvrent les substrats coralliens morts. Ils excrètent par la suite ce carbonate sous forme de silt (de 3,9 à 31 μm) et de sable de 63 μm à 2 mm. La bio-érosion est souvent considérée comme étant la principale source de sédiments de type sableux et silteux au sein des récifs coralliens (Hubbard *et al.*, 1990). Plus généralement, la granulométrie du sédiment produit va dépendre de la communauté des organismes bio-érodeurs présents au sein du récif et de la nature du substrat (Chazottes *et al.*, 2004). Ces derniers ont montré que la bio-érosion par l'oursin *Echinometra* sur des colonies d'*Acropora* branchus produit une taille de sédiments inférieure à 200 μm alors que sur les *Porites* massifs le sédiment produit contient plus de fractions comprises entre 200 et 500 μm . Les taux de production de sédiments par les organismes brouteurs sont de l'ordre de 5 à 20 $\text{kg} \cdot \text{m}^{-2} \cdot \text{an}^{-1}$. Ces taux peuvent varier entre les différentes unités récifales en raison de la répartition sélective des organismes (Colin D. Woodroffe, 2002). Enfin les processus chimiques contribuent d'une

part à réduire la taille des éléments par dissolution et permettent d'autre part la production de grains carbonatés non-squelettiques (ooïdes, 200 à 500 μm) par précipitation chimique autour d'un nucléus (Simone, 1980).

Dans la réalité, les différents mécanismes décrits ci-dessus interagissent de telle sorte que les processus de bio-érosion fragilisent l'édifice qui sera alors plus vulnérable à l'érosion mécanique, et inversement, les dommages causés par l'érosion mécanique et chimique exposent à l'air libre de nouvelles surfaces favorisant ainsi la bio-érosion.

1.2.2 Caractéristiques physiques des sédiments bioclastiques

L'ensemble des mécanismes de production sédimentaire ainsi que la diversité des organismes pouvant être à l'origine du sédiment bio-détritique contribuent à l'hétérogénéité en composition, forme et taille des éléments carbonatés au sein des dépôts (Perry *et al.*, 2011; Scoffin, 1987). Les particules biogéniques ont des masses volumiques variables en fonction de leur origine et peuvent atteindre 1090 kg.m^{-3} (Yamano *et al.*, 2002). Pour comparaison, la masse volumique des particules silicoclastiques est proche de 2650 kg.m^{-3} . Après leur formation, des processus d'altération contribuent à modifier les propriétés géométriques primaires (taille, forme, densité) des sédiments. Or, les propriétés physiques (composition, taille, forme, densité) sont des paramètres clés dans le comportement hydraulique des particules et influencent donc leur mobilité potentielle, comme nous le verrons plus loin.

Dans certains cas, le schéma de dégradation des particules bioclastiques est dicté par l'origine des grains (Figure 1-7). D'après le principe de Sorby (Sorby, 1879), le mode de fracturation mécanique et la distribution granulométrique issue de la décomposition des grains carbonatés dépend de leurs propriétés structurales fondamentales (morphologie initiale et microarchitecture du grain squelettique). Les travaux de Folk et Robles (1964) sur le récif d'Alacran (Golfe du Mexique) ont montré que d'après ce principe, la décomposition des fragments de coraux branchus (*Acropora*) produit préférentiellement des bâtonnets et des grains alors que les algues calcaires (*Halimeda*) se désarticulent dans un premier temps en fragment de 2 à 8 mm, puis se décomposent en aiguilles d'aragonite de quelques microns (Figure 1-7). Les coquilles et les tests des organismes tendent à se désagréger sous l'effet de l'abrasion.

La disponibilité potentielle des sédiments pour le transport et l'alimentation des plages dépend également de leur conservation au sein des dépôts. Cette capacité de conservation est gouvernée par la durabilité c'est-à-dire la capacité des particules à résister à l'abrasion mécanique et à la dissolution chimique (Chave, 1960; Ford et Kench, 2012). Là encore, la micromorphologie ou microarchitecture du grain intervient (Figure 1-8).

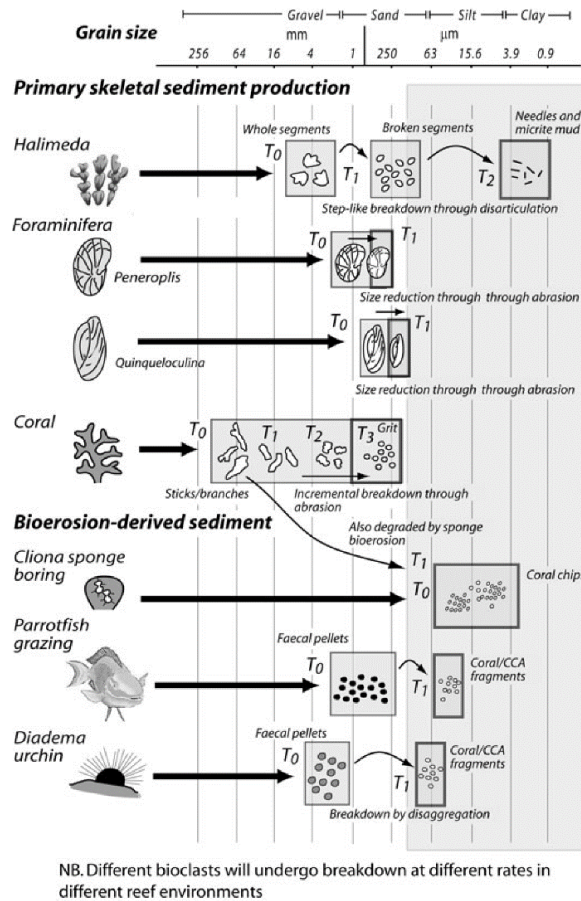


Figure 1-7: Modes de désintégration des particules bioclastiques en fonction de leur origine. La granulométrie d'origine (T_0) évolue sous l'action de l'altération vers différentes tailles (T_1 , T_2 , T_3) pour aboutir à une granulométrie finale (rectangle en gras). Dans la plupart des systèmes insulaires, des tailles de grains critiques (zone encadrée de gris à droite du diagramme) peuvent être identifiées en dessous de laquelle les sédiments sont peu susceptibles de contribuer à la construction des plages. (Source : Perry et al., 2011)

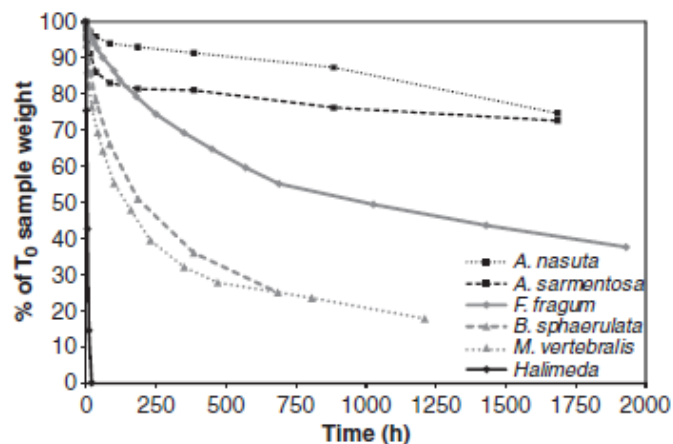


Figure 1-8: Durabilité post-mortem (exprimée en pourcentage de perte de masse en fonction du temps) de six constituants bioclastiques déterminée expérimentalement. Les coraux branchus (*Acropora nasuta* et *Acropora sarmentosa*) montrent la résistance la plus importante, suivis des foraminifères benthiques (*Fragum fragum*, *Baculogypsina sphaerulata* and *Marginopora vertebralis*) et des algues calcaires (*Halimeda*). (Source: Ford et Kench, 2012)

Selon Ford et Kench (2012), cette caractéristique physique implique notamment que :

- la concentration d'un type de particules varie spatialement au sein du dépôt. Plus la durabilité d'une particule est élevée, plus son temps de résidence est long et plus elle est potentiellement apte à être dispersée. Inversement, plus la durabilité est faible, plus la dispersion du grain sera restreinte à sa zone de production. Dans des conditions d'énergie constante, les particules ayant une forte durabilité ont plus de chance de participer à l'alimentation de la plage.
- le tri est fonction de l'énergie du milieu et/ou du temps de résidence. La présence d'une particule ayant une durabilité faible au sein d'un dépôt sédimentaire éloigné de sa source de production peut signifier que soit l'énergie du milieu est faible favorisant la préservation de la particule, soit celle-ci a été transportée rapidement après sa formation.

Il en résulte une sélection préférentielle des particules qui vont donner naissance et alimenter les plages adjacentes avec pour conséquence des compositions granulométriques variables en fonction des contextes dans lesquels elles se sont formées.

1.3 Transferts sédimentaires en contexte récifal

L'alimentation de la plage par les sédiments provenant des aires récifales dépend de deux aspects : les conditions de transfert (conditions hydrodynamiques) et les modes de transfert (traduisent les relations entre l'hydrodynamisme et les propriétés des grains). Or, la présence en avant-côte de la plateforme récifale crée un contexte bathymétrique particulier qui intervient directement sur l'hydrodynamisme, et par conséquent joue un rôle fondamental sur le transport sédimentaire. La connaissance de ces aspects hydrodynamiques est donc essentielle pour la compréhension de la dynamique des plages d'arrière-récif.

1.3.1 Processus hydrodynamiques en contexte récifal : généralités

Cette section reprend, selon une approche descriptive, les principaux résultats abordés dans la littérature scientifique qui peuvent être distingués en deux catégories: (i) les études qui concernent les moteurs de l'hydrodynamisme récifal et (ii) celles qui traitent des processus de dissipation d'énergie.

1.3.1.1 *Rôles des facteurs physiques dans l'hydrodynamisme récifal*

Chaque système récifal présente un schéma de circulation des masses d'eau unique gouverné à la fois par des facteurs intrinsèques et extrinsèques au récif. En effet, la circulation des masses d'eau au sein des récifs est contrôlée par les interactions complexes entre les vagues, la marée et le vent (facteurs extrinsèques) (Andrews et Pickard, 1990) et la morphologie récifale (facteur intrinsèque). L'importance relative de chacun d'entre eux varie d'un récif à l'autre en fonction des conditions météo-marines environnantes à échelle locale et régionale (marnage, régime des vents, courants régionaux, etc. ; facteurs

extrinsèques) et de l'architecture récifale (profondeur des zones d'arrière-récif, présence de discontinuités, etc.) (Kench, 1994; Monismith, 2007a; Yamano *et al.*, 1998).

De façon générale, le coup de butoir (Guilcher, 1954) ou la pression générée par le déferlement des vagues au niveau de la crête récifale est considérée comme le principal initiateur du mouvement des masses d'eau au sein du récif (Hearn, 1999; Kraines *et al.*, 1999; Lonquet-Higgins et Stewart, 1964; Symonds *et al.*, 1995; Tartinville et Rancher, 2000). La marée peut jouer un rôle prédominant dans la circulation récifale que ce soit en milieu macrotidal ou microtidal. La circulation au sein des récifs frangeants de la Grande Barrière soumis à de forts marnages (> 2m, Gourlay et Colleter, 2005) est principalement gouvernée par les courants de marée (Parnell, 1988). Cependant, d'après Kench (1994), le rôle de la marée peut également être important dans les environnements microtidaux. Dans son étude menée sur les îles Cocos dans l'océan Indien, il montre que les passes canalisent la marée générant ainsi de forts courants à l'intérieur du lagon.

L'effet du vent est, quant à lui, négligeable dans les zones soumises à un régime d'alizés constants tout au long de l'année mais influence fortement 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). Kench (1994) montre que l'influence du vent dans la circulation récifale prédomine dans la zone de lagon profond, alors que dans la zone où le lagon est peu profond, c'est la marée qui prédomine. La prédominance d'un facteur (vent ou marée) par rapport à un autre peut donc également varier au sein d'un même système récifal en fonction de la bathymétrie. Au niveau de la morphologie récifale, les chenaux et les passes constituent des zones d'entrée et d'évacuation préférentielle des masses d'eau (Lowe *et al.*, 2009; Yamano *et al.*, 1998). Elles modulent ainsi le sens de circulation des courants.

1.3.1.2 Processus de dissipation d'énergie

Les divers travaux menés sur l'hydrodynamisme récifal ont permis de mettre en évidence des processus d'interaction entre les vagues et le récif et qui sont communs à différents systèmes récifaux. Ces interactions gouvernent le comportement géomorphologique de la plage d'arrière-récif de deux façons (Kench *et al.*, 2009). D'une part, la plateforme récifale filtre et contrôle l'énergie de la houle incidente. D'autre part, la morphologie de la plateforme réfracte et diffracte la houle et contrôle ainsi le sens de circulation des courants intra-récifaux (Roberts, 1989).

La houle incidente abordant la pente externe du récif est déformée par les haut 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). Ce processus génère une tension (ou contrainte) de radiation (*radiation stress*; Lonquet-Higgins et Stewart, 1964)(Figure 1-9d) et une élévation du plan d'eau (*set-up*) (Gerritsen, 1981; Symonds *et al.*, 1995) (Figure

1-9b) induisant à son tour un gradient de pression à l'origine de la circulation des masses d'eau au sein du récif. 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, interviennent également dans l'intensité du gradient de pression. Les vagues qui se reforment sur le platier ont une hauteur significative plus faible qu'à l'entrée du récif (Figure 1-9e). En effet, entre le déferlement de ces dernières sur le front récifal, leur propagation sur le platier jusqu'à leur arrivée en pied de plage, les vagues subissent une dissipation de leur énergie. L'interaction des vagues avec le front du récif est responsable d'une dissipation d'énergie de l'ordre de 77 à 94 % à marée basse et de l'ordre de 68 à 85 % à marée haute (Gerritsen, 1981; Kench, 1998a; Lugo-Fernandez, Roberts et Wiseman Jr, 1998; Lugo-Fernandez, Roberts, Wiseman Jr, *et al.*, 1998; Roberts *et al.*, 1975; Roberts et Suhayda, 1983; Storlazzi *et al.*, 2004; Young, 1989) .

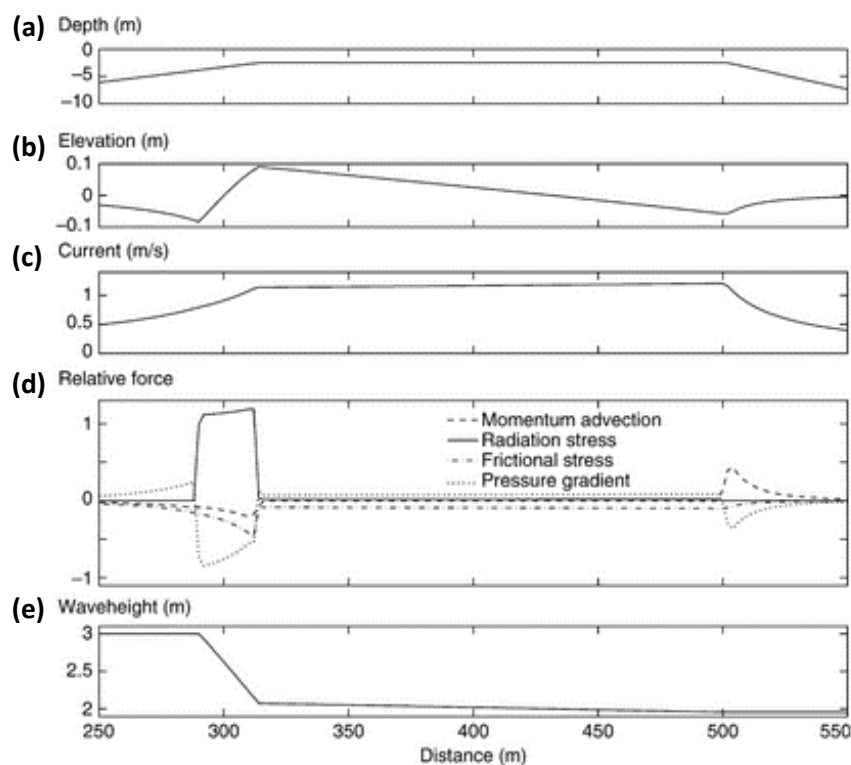


Figure 1-9 : Illustration des processus d'interaction vagues récif pour un profil de récif type (a). Comparaison de : l'élévation du plan d'eau (b), vitesse du courant (c), intensité relative des forçages (d) et hauteur des vagues (e). (Source : Hopley, 2011)

Elle est causée par :

- la turbulence générée par le déferlement des vagues ;
- la force de friction exercée par le fond (Lowe *et al.*, 2005). 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). Cette friction agit sur l'ensemble du platier récifal.

D'autres facteurs tels que la hauteur d'eau ainsi que la morphologie récifale ont un rôle crucial dans le processus de dissipation d'énergie (Gourlay, 1994; Hardy et Young, 1996; Nelson, 1996). (Kench et Brander, 2006a) ont démontré que la dissipation d'énergie dépend de l'élévation de la crête récifale mais également de la largeur du platier. La hauteur d'eau sur le récif augmente la quantité d'énergie dissipée par la force de friction. Sur un récif horizontal et pour une hauteur de vague constante, le *set-up* est maximum à marée basse et diminue à marée montante (Gourlay et Colleter, 2005).

Ces phénomènes de dissipation d'énergie modifient les caractéristiques spectrales des vagues sur les platiers récifaux en convertissant les vagues de courte période (5-25 s) et haute fréquence en vague de plus longues périodes (25 secondes à plusieurs dizaines de minutes) dans le domaine des basses fréquences (vagues infragravitaires - IG) (Pomeroy *et al.*, 2012). Ces ondes IG contribuent de façon importante à la circulation récifale et au transport sédimentaire (Brander *et al.*, 2004; Lugo-Fernández *et al.*, 1998).

Si d'un point de vue théorique ces concepts sont faciles à comprendre, leur application pratique à un système récifal donné demeure problématique. La plupart des études ne peuvent être généralisées sur l'ensemble des systèmes récifaux et dans différentes conditions. D'une part, les facteurs physiques (hauteur d'eau, rugosité, morphologie) sont variables d'un récif à l'autre et au sein d'un même récif ils présentent une grande hétérogénéité à grande échelle. D'autre part, les travaux scientifiques évoqués précédemment sont souvent menés sur des intervalles de temps très courts et dans des conditions énergétiques modérées et peu d'entre eux s'intéressent aux événements extrêmes (Péquignet *et al.*, 2011).

1.3.2 Processus de transport sédimentaire

1.3.2.1 Initiation du mouvement des particules carbonatés

Les conditions nécessaires pour initier le mouvement sédimentaire dépendent des caractéristiques du sédiment (densité, taille, forme, tri, etc.), du fluide (densité, viscosité, etc.), et des conditions d'écoulement (vitesse, turbulence, etc.) (Miller *et al.*, 1977). Pour qu'une particule sédimentaire se mette en mouvement il faut que la contrainte de cisaillement (*critical shear stress*, τ) exercée par le fluide dans lequel il est immergé soit supérieure à une contrainte critique (τ_c). La plupart des calculs de contrainte critique de mise en mouvement sont basés sur les travaux de Shields publiés en 1936 (Miller, 1977). Le paramètre de Shields ou frottement adimensionnel défini par l'équation (1-1) ci-après:

$$\theta = \frac{\tau}{(\rho_s - \rho)gD} \text{ Equation (1-1)}$$

où, τ ($\text{N}\cdot\text{m}^{-2}$) est la contrainte de cisaillement ou tension de frottement, tension tangentielle exercée par la colonne d'eau, ρ est la masse volumique de l'eau ($\rho=1000 \text{ kg}\cdot\text{m}^{-3}$), et ρ_s est la masse volumique des sédiments, g est la pesanteur ($g = 9,81 \text{ m/s}^{-2}$) et D le diamètre des grains (m).

Ce paramètre illustre le lien direct entre la taille des grains et la contrainte de cisaillement nécessaire à la mise en mouvement du sédiment. Les travaux d'Hjulström (1935) ont montré à partir d'expérimentations en laboratoire que le comportement de la particule (érosion, transport, dépôt) dépend de sa granulométrie et de la vitesse du courant. Cependant, les résultats obtenus ne concernent que des sédiments homogènes avec des formes sphériques et des densités proches de celle du quartz, transitant sur des morphologies à fond plat, et initiés par des écoulements constants et uniformes (Miller, 1977).

Bien que ces travaux soient largement utilisés pour la prédiction du transport des sédiments silicoclastiques, leur application dans le cas de sédiments carbonatés demeure problématique. La principale raison tient à l'importante hétérogénéité de leurs propriétés sédimentaires (taille, forme, densité, etc.) due à leur origine biologique comme déjà évoqué auparavant. Maiklem (1968) et Braithwaite (1973) sont parmi les premiers à avoir montré que les propriétés texturales des grains carbonatés ne reflètent pas leur comportement hydraulique. Braithwaite (1973) a montré également que plus la taille des grains carbonatés augmente, plus leur forme et leur densité deviennent variables en fonction de leur origine et de la variation de leur porosité interne.

Par conséquent, l'utilisation de la vitesse de chute est plus appropriée que la taille des grains obtenue par tamisage pour la prédiction du transport des sédiments carbonatés (Kench, 1997; Kench et McLean, 1996; Komar et Clemens, 1986) car elle permet de mieux tenir compte de l'effet de la forme des grains (Collins et Rigler, 1982). Seules quelques études ont tenté une estimation du seuil de mise en mouvement de sables carbonatés (Berthois, 1965; Brenchley et Newall, 1970; Kelling et Williams, 1967; Kontrovitz *et al.*, 1978, 1979; Paphitis *et al.*, 2002). Elles montrent notamment que le paramètre de Shields défini par l'équation (1-1) n'est pas adapté dans le cas de sédiments carbonatés (Paphitis *et al.*, 2002). Ces caractéristiques rendent difficile la prévision du comportement des particules carbonatés en fonction des conditions hydrodynamiques.

L'activité biologique joue également un rôle dans l'initiation du transport sédimentaire. En présence de vagues et de courants, le phénomène de bioturbation provoqué par certains organismes peut intervenir de façon non négligeable dans la remise en suspension des sédiments (Roberts, 1989)(Figure 1-10), surtout lorsque la densité des organismes est importante ($> 10 \text{ individus}\cdot\text{m}^{-2}$) (Roberts *et al.*, 1981).

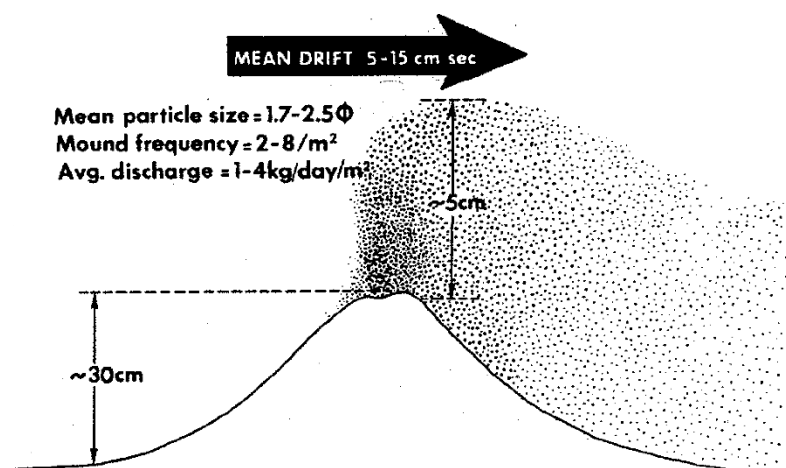


Figure 1-10: représentation schématique de l'éjection de sédiment par la bioturbation. (Source: Roberts, 1989)

Ces résultats démontrent que les propriétés granulométriques du sédiment corallien ne reflètent pas les conditions hydrodynamiques à l'origine de leur transport.

1.3.2.2 Conditions de transport sédimentaire

Une fois le mouvement initié, les particules se déplacent selon différents modes : roulement, traction sur le fond, saltation et transport en suspension dans la colonne d'eau.

Le transport des sédiments marins se divise entre celui qui s'opère en condition normale, quotidienne et celui qui se produit à court terme lors des événements extrêmes tels que les tempêtes. A priori, en période calme, les conditions hydrodynamiques ne permettent pas le transport des sédiments carbonatés au sein du lagon (Li *et al.*, 1997; Roberts, 1989). Cependant, Roberts et Suhayda (1983) ont montré l'existence de pics de courants associés aux vagues de vents et au déferlement en conditions calmes pouvant provoquer la mise en suspension et le transport de sédiments grossiers dans le lagon. Kench (1998b) et Morgan et Kench (2014) ont révélé par le biais de piège à sédiments que le transport sédimentaire a lieu même en condition calme en raison de la forte contribution des courants de marée même en régime microtidal. Kench (1998b) a démontré notamment que le potentiel de mobilité des sédiments est plus élevé au niveau du platier et des chenaux et plus faible dans les zones de lagon.

Certains auteurs se sont intéressés à l'utilisation de particules sédimentaires comme traceurs pour suivre le mouvement des sédiments (Coulbourn et Resig, 1975; Li *et al.*, 1997, 1998; Pilarczyk *et al.*, 2014; Yamanouchi, 1998). Ils se sont principalement basés sur l'analyse de la répartition de coquilles ou de débris de coquilles dans les dépôts afin de retracer leur trajet au sein du récif. Les foraminifères benthiques ont souvent été utilisés comme traceurs car ils sont généralement abondants et inféodés à des zones spécifiques du récif (Bandy, 1963; Li *et al.*, 1997, 1998; Lidz et Rose, 1989). Li *et al.*, (1997, 1998)

mettent ainsi en évidence les mouvements sédimentaires ayant lieu durant les phases de tempêtes (Figure 1-11) :

- un transport *onshore* de sédiments (sables et blocs de coraux) depuis la pente externe vers le platier pendant la phase de paroxysme de la tempête,
- un transport *offshore* des sédiments de type sable via les passes durant la phase de fin de tempête,
- un faible transport sédimentaire en période calme avec remaniement des faciès par la bioturbation.

Ces mécanismes conduisent à un tri des sédiments en évacuant préférentiellement les fractions fines, plus facilement transportables hors du lagon (Li *et al.*, 1997).

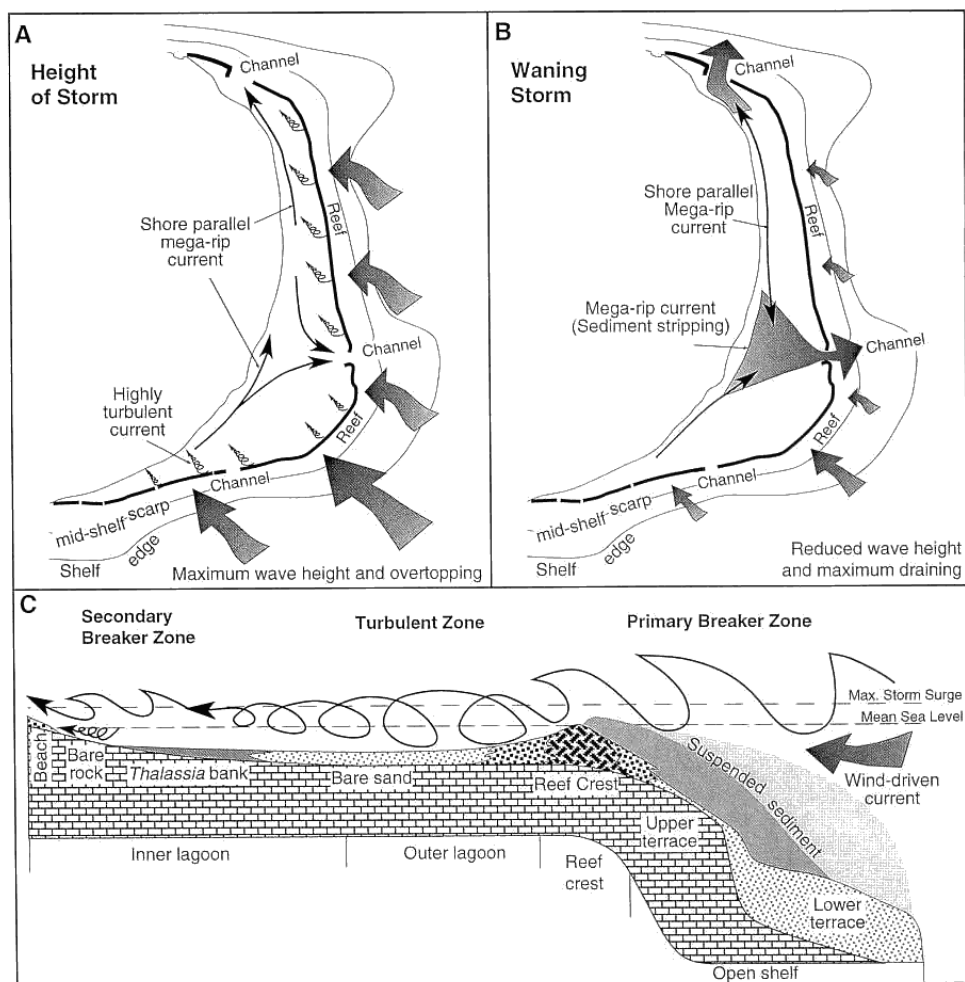


Figure 1-11: Modèle conceptuel des processus sédimentaires en phase de tempête sur le récif de Grand Cayman. A) Pic de tempête, B) phase de descente, C) description des processus selon un profil durant le pic de tempête (Source : Li *et al.*, 1997) .

1.3.2.3 Flux et Accumulations sédimentaires récifales

Les sédiments produits au sein du récif constituent le réservoir sédimentaire qui se répartit entre plusieurs zones de dépôt. Cependant, les modes de transferts des sédiments carbonatés au sein du réservoir sédimentaire sont mal cernés et peu d'études se sont intéressées aux flux sédimentaires contemporains des systèmes récifaux (Morgan et Kench, 2014). La répartition des sédiments dans le système récifal peut se conceptualiser selon la Figure 1-12 ci-dessous.

Une partie des sédiments reste au niveau de la plateforme et peut être incorporée à la structure récifale. Ils constituent une armature pour la croissance des coraux ; c'est la « base » sur laquelle le récif continue de croître (Hubbard *et al.*, 1990; Perry et Hepburn, 2008). Une autre partie peut être transportée hors du récif et se déposer à des profondeurs où l'agitation ne permet plus leur remise en suspension (Hine *et al.*, 1981; Hughes, 1999).

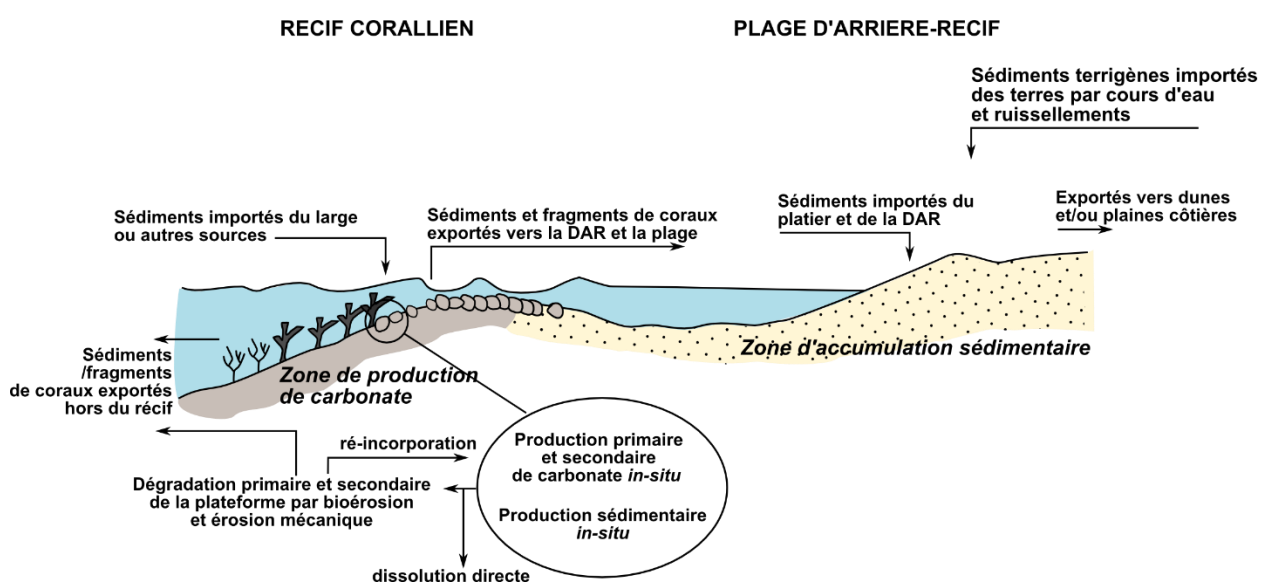


Figure 1-12 Schéma conceptuel de la production, l'import, l'export des sédiments carbonatés. (modifié d'après Kench *et al.*, 2009)

C'est notamment le cas lors du passage de cyclones ou tempêtes qui génèrent des courants suffisamment puissants pour transporter les sédiments hors du récif. Ces sédiments quittent donc le système et ne participent plus au bilan sédimentaire récifal. Le reste est transporté par les courants et est dispersé dans les différentes zones du récif notamment au niveau du platier et des zones d'arrière-récifs (lagon et dépression d'arrière-récif) (Kennedy et Woodroffe, 2002; Maragos *et al.*, 1973; Stoddart et Steers, 1977; Woodroffe *et al.*, 1999).

Ces accumulations de sédiments favorisées par la convergence des courants peuvent donner naissance à des corps sédimentaires : bancs de sable (*sand apron*) dans la zone subtidale, levées détritiques (*sand ridge, rampart*) ou cônes détritiques grossiers (*rubble*) ou îlots sableux (*reef island*) et plages dans les zones intertidale et supratidale. Ils peuvent également contribuer au comblement des lagons (Kennedy et

Woodroffe, 2002). Seule une partie des sédiments produits au niveau de la plateforme sera susceptible d'alimenter la plage d'arrière-récif. La migration de ces corps sédimentaires peut aussi être un facteur de dégradation de la couverture corallienne vivante.

Les îles récifales, qualifiées d'îles basses, se forment dans les atolls ou les plateformes récifales isolés où l'accumulation des sédiments se fait directement sur la surface du récif. Généralement de superficie réduite et faiblement élevée (< 5m), il en existe différents types appelés « *cays* » ou « *motus* » lorsque l'îlot se compose respectivement de sables et de graviers (Stoddart et Steers, 1977). Dans le cas des îles hautes ou des marges continentales où se développent généralement des récifs de type frangeants ou barrières, les dépôts sédimentaires se forment à l'interface entre le récif et l'environnement terrestre adjacent (P. Kench *et al.*, 2009). Les dépôts s'accumulent dans la dépression d'arrière-récif et sur le littoral pour former une plage adossée.

Conclusion du chapitre 1

Les éléments exposés dans ce chapitre rappellent la spécificité et de la complexité des environnements récifaux dont la principale caractéristique réside dans leur diversité tant au niveau biologique (animale), architecturale que fonctionnelle. De multiples mécanismes sont directement ou indirectement liés à l'action biologique. La physionomie du récif est tout d'abord déterminée par la biologie des organismes sous contrôle des paramètres environnementaux qui à leur tour se voient modifiés par la présence de la plateforme récifale (rétraction). Or, cette physionomie est un paramètre déterminant des processus hydrodynamiques récifaux.

De par la diversité des organismes qu'il abrite, le récif constitue plus qu'une usine à sédiment, c'est une filière de production : il produit, transforme, stock et distribue les sédiments carbonatés. De plus, en jouant le rôle de brise-lames naturel, il crée un environnement de dépôt favorable à la formation de plages. Mais, la forte contrainte biologique confère aussi à ces milieux un caractère atypique. L'importante variabilité de la morphologie inter et intra récifale, de la rugosité du fond, des propriétés texturales sédimentaires etc. rendent aussi difficile la transposition des concepts développés en contexte de plage ouvertes aux plages carbonatés notamment en ce qui concerne les mécanismes de transport sédimentaire dans le compartiment d'avant-plage.

Même si les processus physiques en contexte récifal sont globalement bien cernés, beaucoup restent peu quantifiables en l'absence de mesure *in-situ* (énergie dissipée, entrée de sédiments dans le système...) et nécessite des études au cas par cas.

Chapitre 2. Dynamique morphosédimentaire de la plage d'arrière-récif

De par leur caractère meuble et leur exposition à de nombreux forçages météo-marins, les plages sont des entités géomorphologiques à fort potentiel évolutif. Qu'elles soient en érosion, accrétion ou en équilibre dynamique, tout l'enjeu (de leur gestion) est de comprendre les fondements physiques à l'origine de cette mobilité (Cohen *et al.*, 2002). C'est dans cette optique que s'est développée l'approche morphodynamique avec pour objectif premier d'identifier les facteurs contrôlant les interactions entre la morphologie et l'hydrodynamisme à différentes échelles spatio-temporelles (Cowell et Thom, 1994).

Cependant, alors que cette approche a été largement appliquée en contexte de plage ouverte, il n'en est pas de même dans les environnements récifaux (Kench et Brander, 2006a). L'intérêt pour l'évolution morphologique des formations récifales d'arrière-récif est récent. Outre les études qui s'intéressent à la genèse des corps sédimentaires récifaux (notamment îles récifales) (Kayanne *et al.*, 2010; Kench *et al.*, 2005, 2012; Woodroffe *et al.*, 1999; Woodroffe et Morrison, 2001), on en dénombre peu qui tentent d'apprécier la dynamique du trait de côte d'arrière-récif (Ford, 2011, 2013; Rankey, 2011; Webb et Kench, 2010; Yates *et al.*, 2013). Une part de l'explication est sans doute qu'une forte proportion (70 %) des récifs les plus vulnérables à la dégradation sont localisés dans de petits états insulaires en voie de développement selon le rapport « *Reefs at Risk Revisited* » du *World Resources Institute* (WRI)⁴.

Ces quelques études montrent que ces milieux comportent des spécificités qui sont aussi à l'origine de leur forte vulnérabilité. D'une part, les événements climatiques paroxysmaux tels que les cyclones tropicaux, phénomènes spécifiques des environnements des basses latitudes, jouent un rôle majeur dans l'évolution des systèmes coralliens (Bayliss-Smith, 1988). D'autre part, les tendances observées sur les plages ont pour origine les interactions entre les processus physiques et biologiques au niveau du récif (Perry *et al.*, 2011). Comprendre la dynamique des plages récifales c'est aussi prendre en compte ces liens et leurs implications morphodynamiques. Le contexte actuel du changement global amène à s'interroger sur la pérennité des formations récifales subissant l'accroissement des pressions climatiques et anthropiques. Ce chapitre dresse un état de l'art de l'ensemble des connaissances actuelles concernant la dynamique des plages d'arrière-récif.

⁴ https://www.wri.org/sites/default/files/recifs_coralliens_en_peril_revisite.pdf

2.1 Géomorphologie des plages d'arrière-récif

Les plages d'arrière-récif présentent des spécificités morphologiques par rapport à une plage à dominante silicoclastique détritique. Ces spécificités sont visibles depuis leur genèse jusque dans leurs aspects morphologiques. Cette section est dédiée à la description de la géomorphologie des plages d'arrière-récif. Dans une première partie seront abordées les étapes de la genèse de ces plages. Puis dans une seconde, les aspects morphologiques seront détaillés.

2.1.1 Genèse des plages

Les plages constituent des environnements de dépôts sédimentaires dont la mise en place et la stabilité dépendent de nombreux facteurs parmi lesquels (Kennedy et Woodroffe, 2002; Woodroffe, 2008): le niveau marin et ses variations, l'espace d'accueil (*accommodation space*) ou espace disponible pour la sédimentation, l'exposition à l'énergie des vagues et la disponibilité en sédiment.

Au cours de l'Holocène, c'est le développement des récifs coralliens sous l'impulsion des oscillations du niveau marin ainsi que le développement de l'écosystème récifal qui ont permis la mise en place des environnements de dépôts et des sources sédimentaires nécessaires à la formation des plages d'arrière-

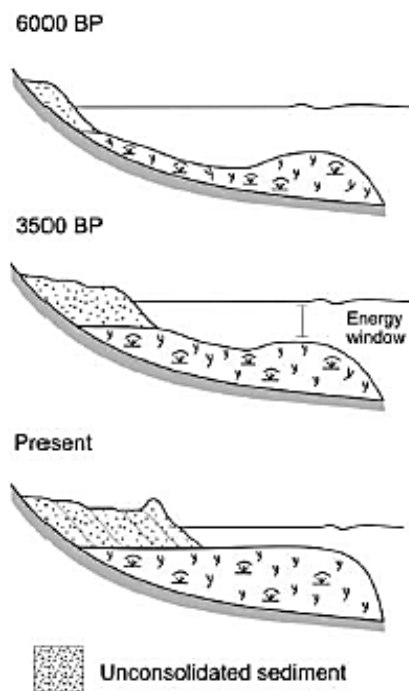


Figure 2-1: Scénario de formation des plages en contexte récifal frangeant dans le Pacifique (Modifié d'après Kench *et al.*, 2009)

récif. La phase majeure de genèse se serait produite entre -5000 et -2000 ans (Kayanne *et al.*, 2010; Kench *et al.*, 2005, 2012; Woodroffe *et al.*, 1999; Woodroffe et Morrison, 2001) (Figure 2-1). Leur mise en place aurait suivi différents scénarios : soit une alimentation continue en sédiments depuis la dernière moitié de l'Holocène, soit par engraissement graduel à la faveur d'évènements extrêmes. La profondeur d'eau effective (relation entre niveau marin et élévation de la plateforme), qui module le niveau d'énergie disponible pour la mobilisation des sédiments, a conduit à différents scénarios d'accumulation sédimentaire.

En contexte de récif frangeant adossé à des îles volcaniques hautes notamment, la formation des plages a débuté par l'inondation des franges côtières non érodables, les plaines littorales, au cours de la transgression marine Holocène. Des séquences de

transgression et régression (Calhoun et Fletcher III, 1996; Kraft et Brown, 1982) témoignent des variations de niveaux d'eau (associés aux scénarios de développement du récif) et d'apports sédimentaires.

La réduction de l'énergie du milieu soit par diminution du niveau marin (C. D. Woodroffe, 2002), soit par croissance de la crête récifale (Kench *et al.*, 2005) a permis le maintien des accumulations sédimentaires ainsi formées.

2.1.2 Aspects morphologiques

Les unités sédimentaires associées à la morphologie du profil transversal sont décrites en Figure 2-2.

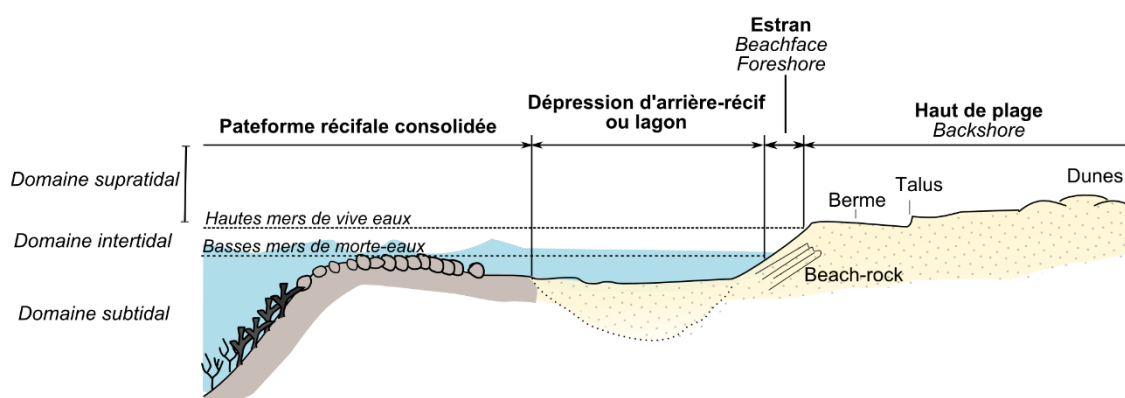


Figure 2-2: Profil transversal et principales unités morphosédimentaires d'une plage d'arrière-récif

Dans le domaine supratidal, la plage d'arrière-récif présente les mêmes entités morphologiques que dans le cas d'une plage ouverte. En haut de plage, une zone dunaire peut exister dans les zones ventées favorisant l'accumulation de sable par transport éolien (Wong, 2003). Ailleurs, dans les zones peu ventées, elle est faiblement développée voire inexistante. Le haut de plage est souvent colonisé par une végétation adaptée aux milieux salins. Parmi les espèces végétales communes qui colonisent les hauts de plages en zones tropicales on peut citer les espèces rampantes pionnières à croissance rapide telles que *Ipomea pes-caprae* ou *Canavalia rosea* (Hesp, 2008)(Figure 2-3 a). Des espèces arbustives adaptées aux milieux salins colonisent également cette zone notamment *Casuarina equisetifolia* (filaos) (Figure 2-3 b), *Hyophorbe* (palmiers), *Cocos nucifera* (cocotiers, Figure 2-3 a)(Bird, 1981) ou encore *Scaevola taccada* ou *plumieri* (Veloutier vert), etc.

Le domaine intertidal présente une largeur variable dépendant du marnage et de la pente de l'estran. On retrouve les morphologies spécifiques de cette interface : bermes et/ou croissants de plage. Une caractéristique assez commune des plages riches en éléments carbonatés est l'induration du sable en subsurface formant le *beach-rock* ou grès de plage (Figure 2-3 c). Ce phénomène résulte de la cimentation des grains de sable par la précipitation de minéraux carbonatés dans la porosité (calcite et/ou aragonite)

(Vousdoukas *et al.*, 2007). Il se présente sous forme de dalles empilées d'épaisseurs variables inclinées vers le large.



Figure 2-3 : a) Banquette de végétation rampante (*Ipomea pes-caprae*) et cocotiers sur la plage de Grand Anse (La Réunion); b) Végétation de *Casuarina equisetifolia* en haut de plage de l'Ermitage (La Réunion) ; c) Dalles de beach-rock sur la plage Grand Bois (La Réunion).

La morphologie des plages d'arrière-récif diffère de celle des plages ouvertes dans le domaine subtidal. La partie immergée de la plage se prolonge dans la dépression d'arrière récif, ou dans le lagon pour les récifs plus développés ou évolués. Elle est limitée vers le large par les formations de platiers. Le concept de profondeur de fermeture tel que décrit par Birkemeier (1985) et communément utilisé pour fixer la limite offshore de mobilité du profil des plages sableuses n'est pas applicable dans ce contexte (Eversole et Fletcher, 2003). La profondeur de fermeture des profils n'est pas interprétable ici en termes de profondeur limite d'action de la houle.

La diversité des contextes dans lesquels se mettent en place ces plages complique d'avantage l'établissement d'une classification commune. Il n'a été retrouvé dans la littérature qu'une seule proposition de classification morphologique des plages d'arrière-récif pour l'Océan Indien Occidental établie par Duvat (2007). Cette classification établie sur la base d'études de terrain menées aux Seychelles et dans les îles Maurice, Rodrigues et La Réunion met en évidence la diversité morphologique des plages

d'arrière-récif en fonction de la largeur du platier récifal. Elle repose cependant sur une faible granularité de description des différents types et niveaux de forçages (forts, moyens, faibles). Elle ne permet donc pas son utilisation en termes de morphodynamique à l'échelle d'un récif.

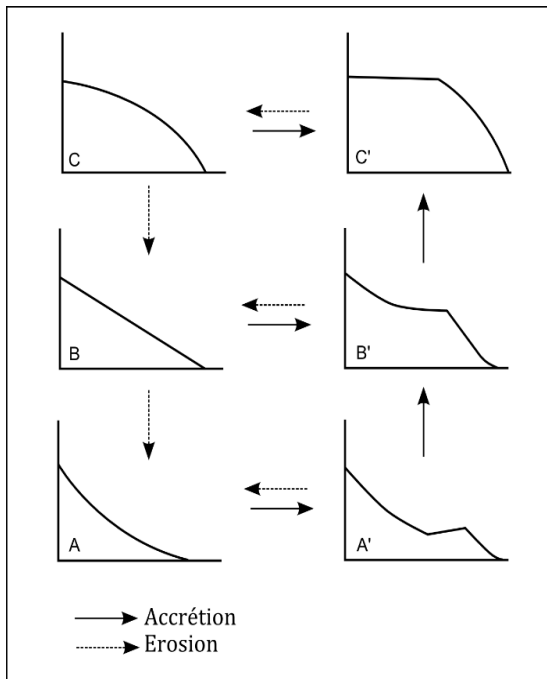


Figure 2-4 : Séquences d'évolution dynamique du profil de plage subaérien (d'après Sonu et Van Beek, 1971)

D'une façon générale, on retiendra surtout que la morphologie des plages subaériennes à un instant donné reflète un état d'équilibre dynamique avec les conditions de forçages du milieu aussi bien dans la direction transversale que longitudinale. Dans la direction transversale, les variations de forme du profil de plage décrivent des états de transition en termes d'érosion ou d'accrétion (Sonu et Van Beek, 1971) (Figure 2-4). Un profil bombé ou convexe traduit un état d'accrétion tandis qu'un profil creusé ou concave témoigne d'un état d'érosion.

Dans la direction longitudinale, le tracé du trait de côte d'arrière récif a tendance à se calquer sur la morphologie du front récifal (Roberts, 1989) (Figure 2-5). La présence de rentrants ou de creux

s'observent dans le cas de la présence de discontinuités (passes, fausses-passes) au niveau du front récifal. Ils permettent la pénétration des vagues et des flux de marées et les trains de houles ainsi déformés entraînent des zones de divergences et de convergences de sédiments. La ligne de rivage située en arrière d'un récif continu aura quant à elle tendance à être rectiligne et parallèle au front récifal.

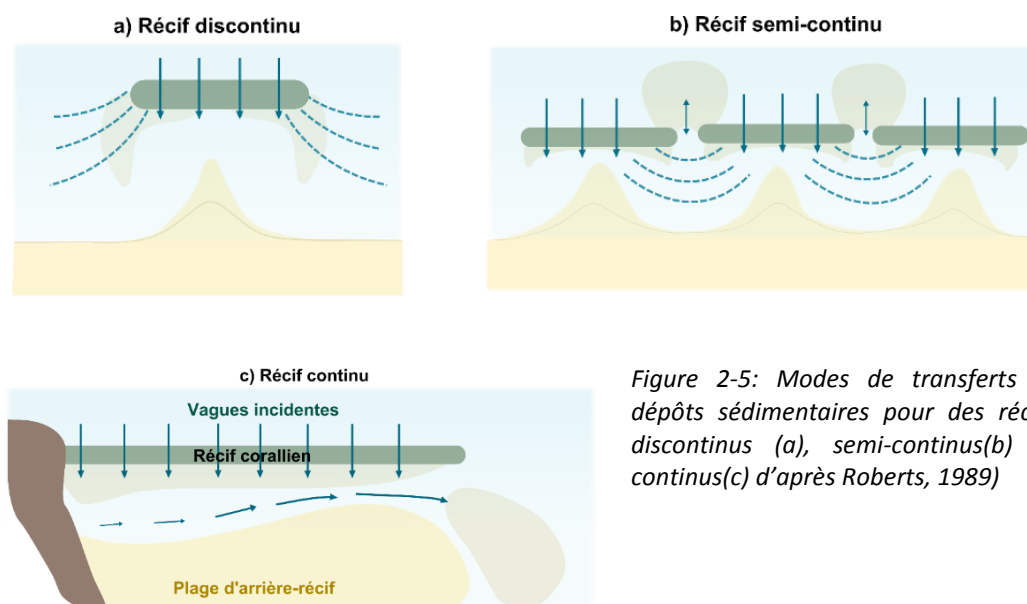


Figure 2-5: Modes de transferts et dépôts sédimentaires pour des récifs discontinus (a), semi-continus (b) et continus (c) d'après Roberts, 1989)

2.2 Les paramètres de contrôle de la dynamique morphosédimentaire

Les plages subissent en permanence des réajustements morphologiques en réponse à de multiples forçages agissant à des échelles spatio-temporelles variées (Stive *et al.*, 2002). L'évolution morphosédimentaire des plages (érosion/accrétion/équilibre dynamique) est ainsi influencée par différents facteurs d'origines physiques, biologiques et anthropiques. Le tableau 2-1 résume les différents facteurs recensés dans la littérature pour les plages d'arrière-récif dont le rôle et/ou l'impact sont développés dans cette section.

Tableau 2-1 Principaux facteurs de la dynamique morphosédimentaire des plages d'arrière-récif recensés dans la bibliographie

Causes	Echelle temporelle/occurrence	Références	Type de récif
Physiques			
Cyclones tropicaux	évènementielle	Ogg et Koslow, 1978 (Ile de Guam, Océan Pacifique);	Atoll
		Woodroffe, 1983 (Les îles Tonga, Océan Pacifique);	Atoll
		McIntire et Walker, 1964 et Risk <i>et al.</i> , 2007 (Ile Maurice, Océan Indien);	Récif frangeant
Variations du régime des vents	saisonnnière	Kench et Brander, 2006a et (Kench, Brander, <i>et al.</i> , 2009; Kench, Parnell, <i>et al.</i> , 2009) (Atoll South Maalhosmadulu, Maldives);	Atoll
Variations de la direction des vagues	saisonnnière	Jeanson <i>et al.</i> , 2013 (Mayotte, Océan Indien)	Récif barrière
Houles de longues périodes générées par des dépressions extratropicales	pluriannuelle	Smithers et Hoeke, 2014 (Atoll Takuu, Océan Pacifique);	Atoll
		Norcross <i>et al.</i> , 2003 (Hawaii, Océan Pacifique)	Récif frangeant
Tsunamis	évènementielle	Kench <i>et al.</i> , 2008 (Maldives, Océan Indien)	Atoll
Elévations du niveau marin	permanent	Webb et Kench, 2010 (27 atolls de l'Océan Pacifique)	Atoll
Biologiques			
Production sédimentaire		Kench et Cowell (2000) (modélisation numérique en contexte d'atoll)	

Mortalité corallienne	évènementielle	Sheppard <i>et al.</i> , 2005 (Seychelles, Océan Indien)	Atoll
Ponte de tortues marines		aucune étude trouvée mais possibilité d'occurrence	
Anthropiques			
Infrastructures côtières		Mimura et Nunn, 1998 (Fidji, Océan Pacifique);	Récif frangeant
		Frihy <i>et al.</i> , 1996 (Hurghada, Egypte)	Récif frangeant
		Fletcher <i>et al.</i> , 1997 (Oahu, Hawaii)	Récif frangeant
Prélèvements de sable		Sinane <i>et al.</i> , 2011 (Ile d'Anjouan, Comores, Océan Indien);	Récif frangeant
		Mimura et Nuun, 1998 (Fidji, Océan Pacifique)	Récif frangeant
Prélèvements de coraux		Chandramohan <i>et al.</i> , 1993 (archipel de Lakshadweep, Inde)	Atoll

2.2.1 Les facteurs physiques

Les variations du niveau marin constituent un facteur majeur de contrôle de la dynamique des plages d'arrière-récif. Comme déjà évoqué auparavant, en contexte récifal, c'est la profondeur d'eau sur le platier qui module l'énergie du milieu. Webb et Kench (2010) ont montré qu'une élévation du niveau marin de 2 mm.an⁻¹ dans le Pacifique a entraîné différentes réponses morphologiques au niveau des îles récifales sur les 20 à 60 dernières années. Ces changements se traduisent par de l'accrétion (43% des îles étudiées), stabilité (43% des îles étudiées), de l'érosion (14% des îles étudiées) s'accompagnant de modifications dans la configuration (position et forme) des îles récifales sur la plateforme.

D'autres facteurs physiques peuvent être distingués selon les échelles temporelles auxquels ils agissent. A l'échelle pluri-décennale, la dynamique des plages d'arrière-récif est influencée par des phénomènes climatiques saisonniers et/ou cycliques. Aux Maldives, différentes études (Kench, Brander, *et al.*, 2009, Kench, Parnell, *et al.*, 2009 ; Kench et Brander, 2006b) ont montré que l'inversion de la direction des vents durant la période de mousson induit une inversion des flux sédimentaires provoquant des modifications dans la forme des îles récifales. De même, Jeanson *et al.* (2013) ont mis en évidence des mouvements de rotation de plage en contexte de plages de poche récifales à Mayotte attribués à des variations dans la

direction des vagues. Les phénomènes climatiques cycliques se produisant à échelle régionale influencent également à échelle locale les mécanismes responsables de la dynamique des plages. Ainsi, d'après Rooney et Fletcher III (2005) l'Oscillation décennale du Pacifique (PDO (*Pacifique Decadal Oscillation*)) influencerait par relation de cause à effet le transport sédimentaire longitudinal de l'île Maui à Hawaii. De même, Solomon et Forbes (1999) ont démontré l'influence du phénomène ENSO (*El Nino Southern Oscillation*) sur les dynamiques d'érosion et d'accrétion aux îles Kiribati.

A l'échelle événementielle la mobilité des plages est associée à des phénomènes ponctuels générant des conditions hydrodynamiques extrêmes notamment les tsunamis, les houles de longues périodes et les cyclones tropicaux. Cependant, on recense peu d'études concernant l'impact de ces phénomènes et leur rôle dans la dynamique des plages d'arrière-récif. Le rôle potentiel des tsunamis relève de la déduction et peu d'observations directes de leur impact géomorphologique sur les plages d'arrière-récif ont pu être menées (Kench *et al.*, 2006). Kench *et al.* (2006) ont réalisés une étude concernant l'impact du tsunami du 26 décembre 2004 aux Maldives et ont conclu à un impact géomorphologique mineur du phénomène. Leur observations rejoins celles faites par Vitousek (1963) sur les effets du tsunami de 1960 sur les atolls de Tuamotu en Polynésie Française.

Il en est de même pour les houles de longue période générées par des dépressions extratropicales. Peu d'études concernent la contribution de ces événements sur les niveaux d'eau extrêmes et leur impact sur la côte (Cooper *et al.*, 2013; Hoeke *et al.*, 2013). Cependant, Smithers et Hoeke (2014) ont montré qu'une houle de longue période générée par deux dépressions situées à 3000 et 6000 km de l'atoll de Takuu en Papouasie Nouvelle Guinée a inondé 50% de l'île de Nukutoa et causé une érosion sur 60% du linéaire côtier. Cet exemple met en évidence le potentiel d'impact de ce type d'évènement sur la dynamique du trait de côte d'arrière-récif.

Enfin, concernant les cyclones tropicaux, on recense à ce jour peu d'études quantifiant leur impact sur la dynamique morphosédimentaire des plages d'arrière-récif, encore moins en contexte de récif frangeant adossé aux îles volcaniques hautes. La recherche sur l'impact des cyclones tropicaux en contexte récifal s'est largement focalisée sur les dommages causés aux récifs coralliens (taux de destructions coralliennes)(Harmelin-Vivien, 1994). On sait cependant qu'ils sont susceptibles d'induire des changements morphologiques au niveau des plages d'arrière-récif. En effet, l'impact des cyclones tropicaux sur les plages d'arrière-récif ont été décrits pour quelques îles récifales pour lesquelles ils constituent un agent majeur de leur édification (Bayliss-Smith, 1988). Ces études demeurent ponctuelles et décrivent le plus souvent de façon qualitative les changements provoqués par le passage des cyclones (Maragos *et al.*, 1973; McIntire et Walker, 1964; Ogg et Koslow, 1978; Risk *et al.*, 2007; Woodroffe, 1983).

De plus elles concernent l'analyse de l'impact immédiat des phénomènes et ne renseignent pas sur la capacité de résilience des plages.

On constate cependant que nombre de ces résultats concernent les atolls et îles récifales or ces environnements ne sont pas comparables aux plages d'arrière-récif adossées. Les îles récifales possèdent un fort degré de variabilité morphologique (Kench et Brander, 2006b). Leur capacité à se mouvoir sur la plateforme récifale leur permet d'encaisser certains changements sans porter atteinte à leur stock sédimentaire. L'influence de certains facteurs physiques sur la variabilité morphologique des plages d'arrière-récif adossée reste donc à démontrer.

Les cyclones tropicaux et les houles australes (ou houles de longue période) sont des agents de forçages dynamiques spécifiques des environnements tropicaux. Pourtant, leur rôle dans la dynamique des plages demeure à ce jour peu étudiée comme cela a déjà été évoqué auparavant. Un des objectifs de cette thèse a été d'évaluer l'impact de ces phénomènes sur la géomorphologie des plages d'arrière-récif. Il convient donc de s'attarder sur la climatologie de ces phénomènes afin de saisir leurs spécificités. La prochaine section reprend les principaux éléments climatologiques associés aux cyclones tropicaux et aux houles de longue période.

2.2.1.1 Les cyclones tropicaux

Connu sous le nom d'ouragan sur l'Atlantique orientale (façade européenne), de Hurricane en Atlantique occidentale (façades des USA – Caraïbes), de typhon dans l'océan Pacifique occidentale (Asie), et de cyclone tropical dans l'Océan Indien, ce phénomène météorologique est défini par l'Organisation Météorologique Mondiale 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) .

- **Conditions de formation**

Les cyclones prennent naissance en mer au niveau de la Zone de Convergence Intertropicale (ZCIT). Ils puisent leur énergie de la chaleur libérée par l'évaporation des eaux marines chaudes (Leroux, 2004). La mise en place d'une cyclogenèse dépend de certains paramètres océanographiques et météorologiques (Gray, 1998). Des critères liés aux conditions énergétiques et dynamiques sont nécessaires à la formation d'un cyclone tropical :

- Une température des eaux de surface d'au moins 26°C sur 50 m de profondeur,
- une humidité élevée dans les couches moyennes de la troposphère,

- la préexistence d'une zone perturbée présentant un potentiel pour la convection,
- une force de Coriolis suffisante pour que la rotation de la terre ne s'oppose pas au mouvement tourbillonnaire initial,
- un faible cisaillement vertical du vent entre la surface et les hautes couches atmosphériques,
- une convergence de l'air dans les basses couches et une divergence dans les couches supérieures de la troposphère permettant un flux vertical des masses d'air.

Ces critères expliquent le confinement de l'activité cyclonique entre 5 et 20° de latitude dans sept principaux bassins de formation et leur occurrence à des périodes spécifiques de l'année : Pacifique nord-ouest (toute l'année), Pacifique nord-est (fin mai à début novembre), Pacifique sud (fin octobre à mai), Océan Indien nord (avril à décembre), Sud-est Océan Indien (fin octobre à mai), sud-ouest Océan Indien (fin octobre à fin mai), Atlantique (juin à fin novembre) (Figure 2-6).

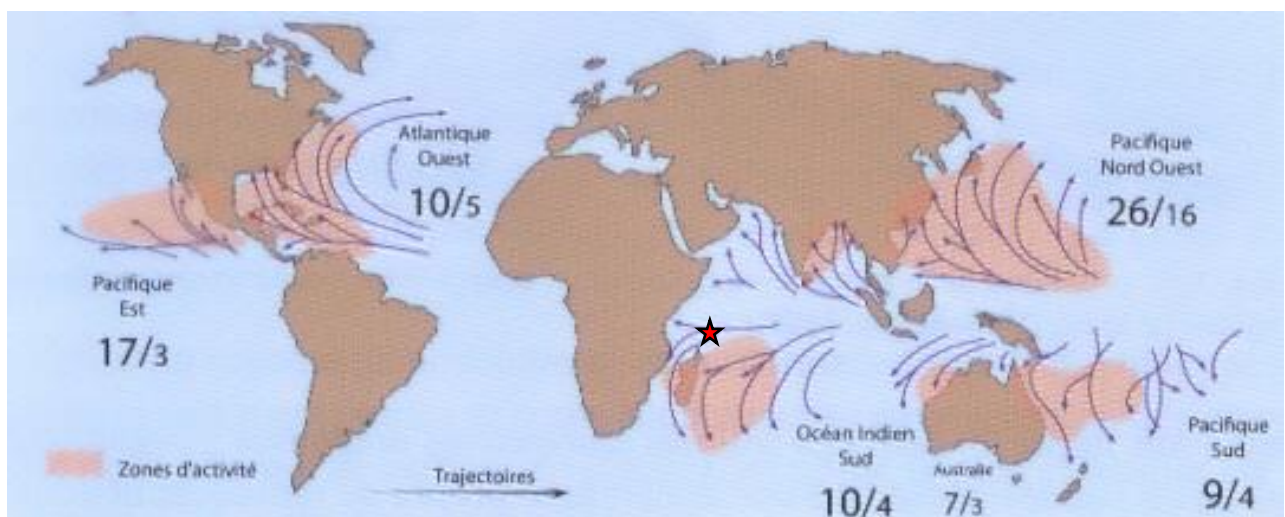


Figure 2-6 : Zones de formation et d'activité des cyclones, trajectoires et nombre moyen par an et par bassin de tempêtes tropicales (chiffres de gauche) et de cyclones (chiffres de droite)
(Source :Malardel, 2005)

On compte environ 80 à 85 cyclones par an, tous bassins confondus (McBride, 1995). Toutefois, le nombre de cyclones est soumis à une grande variabilité intra et interannuel. Les phénomènes climatiques pluriannuels s'exerçant à échelle régionale tels que l'ENSO (*El-Nino-Southern Oscillation*) influencent la formation ou non des cyclones en modifiant les paramètres climatiques nécessaires à la cyclogénèse.

- **Structure d'un cyclone**

Les cyclones se présentent sous la forme d'une masse nuageuse circulaire de grande dimension pouvant atteindre 1000 km de diamètre (Emanuel, 2003). Leur structure se compose de (Figure 2-7) :

- l'œil, centre du système caractérisé par une diminution de la pression atmosphérique et dépourvue de nuage.
- le mur de l'œil, zone encerclant l'œil dont le diamètre s'étend sur une dizaine de kilomètres. Il concentre les nuages les plus actifs, les précipitations et les vents les plus forts pouvant atteindre 80 à 90 m.s⁻¹.
- des bandes spiralées de nuages qui s'enroulent autour de l'œil.

La vitesse de déplacement des systèmes est de l'ordre de 10 à 30 km.h⁻¹ et varie en fonction du stade de développement. En raison de la force de Coriolis, ils tournent dans le sens antihoraire dans l'hémisphère nord et dans le sens horaire dans l'hémisphère sud. Leur trajectoire est variable et peut parfois être sinueuse.

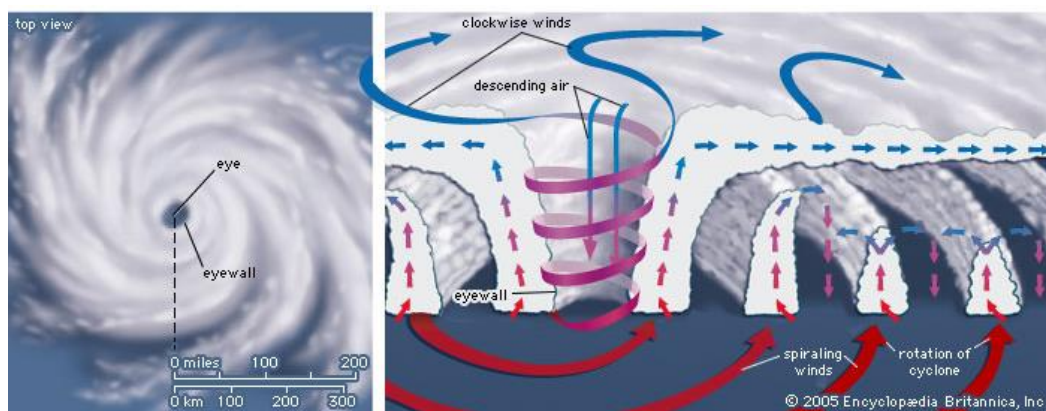


Figure 2-7 : Représentation schématique de la structure d'un cyclone vu du dessus (à gauche) et de profil (à droite) (Source : <https://www.britannica.com/science/tropical-cyclone>)

- **Conditions climatiques extrêmes associées**

Le passage d'un cyclone s'accompagne de perturbations des paramètres météorologiques à l'origine de nombreux dégâts : précipitation, vents, houle et surcote. Ces paramètres peuvent contribuer à l'évolution morphodynamique des plages.

Les cyclones génèrent des vents forts dont la vitesse dépasse souvent les 150 km.h⁻¹ et peut atteindre 350 km.h⁻¹ (Powell et Houston, 1996). Le déplacement du système cause généralement une asymétrie dans la distribution des vents (Roux et Viltard, 1997). Ainsi, dans le mur de l'œil, les vents les plus violents se concentrent à gauche du cyclone par rapport à son déplacement dans l'hémisphère sud (c'est l'inverse dans l'hémisphère nord) (Figure 2-8 a).

La condensation de l'air humide absorbée par le cyclone génère des précipitations parfois intenses. Il tombe en moyenne 10 cm (parfois 30 à 40 cm) de pluie par jour dans un rayon de 200 km autour de l'œil (Roux et Viltard, 1997).

Le passage d'un cyclone influence l'état de la mer. La houle associée au cyclone dite houle cyclonique est générée par le vent et peut atteindre 8 à 10 m. Les vagues les plus importantes sont situées à l'avant du système, elles se propagent plus rapidement que celui-ci. A la côte, le cisaillement du vent sur la surface de la mer pousse les masses d'eau et crée une élévation du niveau de la mer dite marée de tempête. La surcote est également provoquée par la diminution de la pression barométrique. Celle-ci prend la forme d'un dôme d'eau centré à gauche de la trajectoire dans l'hémisphère Sud. L'élévation est de 1 cm pour une baisse de 1 hPa. Elle décroît à mesure que l'on s'éloigne du centre du système (Figure 2-8 b).

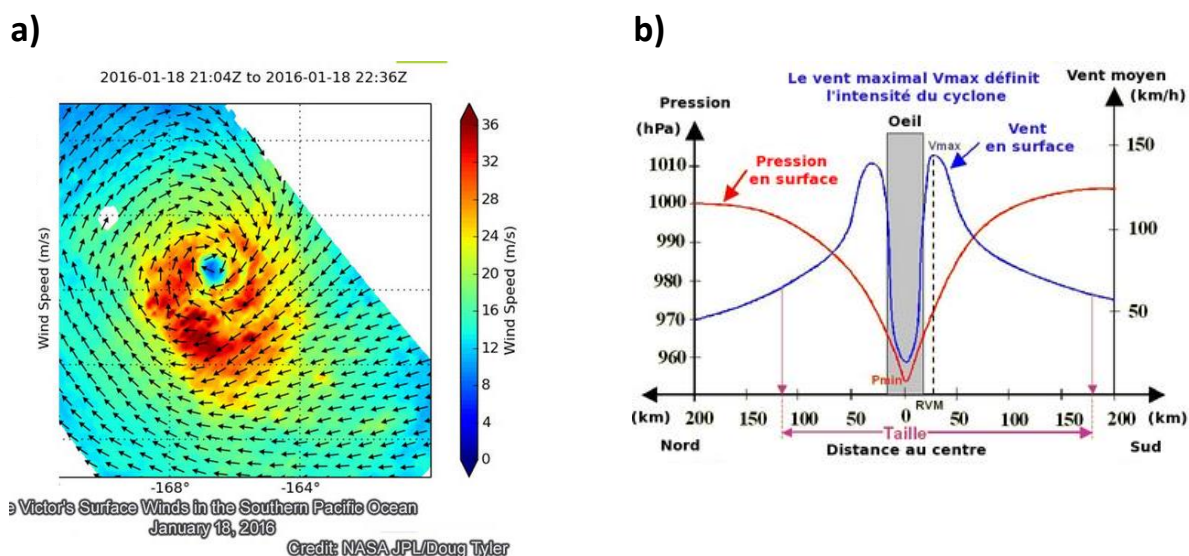


Figure 2-8 : a) Champ de vents associé au cyclone Victor le 18 Janvier 2016 dans le Pacifique Sud (Source : <http://www.nasa.gov/feature/goddard/2016/victor-southern-pacific-ocean>) b) Profil de pression barométrique (hPa) et de vents moyen (km/h) en fonction de la distance au centre du cyclone (Source : http://www.meteo.fr/temps/domtom/La_Reunion/webcmrs9.0/francais/education/danger/danger.html)

2.2.1.2 Les houles de longue période

Malgré leur potentiel rôle dans la dynamique morphosédimentaire des plages, ces phénomènes sont encore peu étudiés (Cooper *et al.*, 2013; Hoeke *et al.*, 2013). L'intérêt pour leur implication dans la dynamique des littoraux d'arrière-récif est récent (Smithers et Hoeke, 2014).

- **Conditions de formation**

Les houles de longue période sont des phénomènes générés par les vents forts associés à des dépressions hivernales extratropicales (moyennes latitudes) (Figure 2-9).

Elles se propagent dans les bassins océaniques sur des longues distances parfois supérieures à 20000 km (Munk *et al.*, 1963). Ces houles sont capables de générer des submersions importantes affectant des côtes situées à plusieurs milliers de kilomètres de leur lieu de génération et atteignant même parfois la zone équatoriale (entre 5°N et 5°S) (Smiters et hoeke, 2014). Elles constituent un agent de forçage dynamique même pour les zones rarement affectées par les cyclones tropicaux.

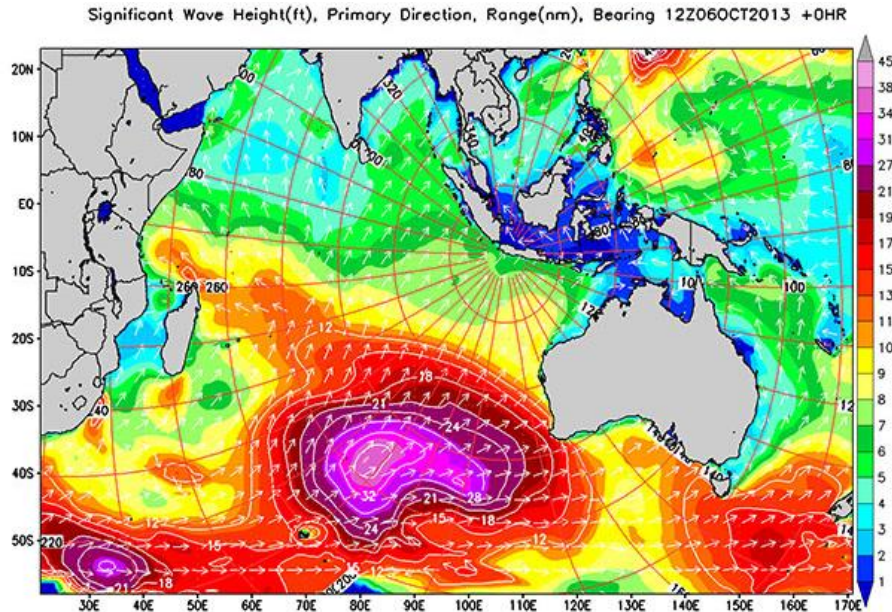


Figure 2-9: Exemple de propagation des vagues dans le bassin Océan Indien associée à une dépression extratropicale (Source : www.surflin.com)

- **Conditions hydro-climatiques associées**

Ces houles sont généralement de périodes longues allant de 12 à 25 secondes (Hoeke et al., 2013). Etant donné leur origine lointaine, leur occurrence en un lieu donné peut s'accompagner de beau temps. Les niveaux d'eau extrêmes associés à ces houles sont difficiles à mesurer. Les marégraphes sont généralement situés dans des lieux abrités (ports ...) et n'enregistrent pas ou peu les niveaux d'eau associés aux houles de longue période (Hoeke et al., 2013). Elles génèrent à la côte des vagues de hauteurs significatives variables pouvant être supérieures à 4m.

2.2.2 Les facteurs biologiques

Au sein du système récifal, la fonction biologique est omniprésente et influence donc de façon directe ou indirecte l'évolution morphologique des littoraux adjacents. Les apports sédimentaires essentiellement d'origine biologique sont fortement dépendants de la capacité de production du récif que ce soit en carbonates et/ou en sédiments. L'apport et la composition sédimentaire appropriés pour l'alimentation des plages varient dans le temps en réponse aux transitions écologiques qui s'opèrent suite à des forçages d'origines naturels (augmentation du niveau marin, eutrophisation, cyclones) ou anthropiques (surpêche)(Perry *et al.*, 2008) (Figure 2-10). Ces transitions écologiques (*phase-shift*) se manifestent notamment par des modifications des populations d'organismes producteurs de sédiments (bioérodeurs et/ou contribuant directement à l'enrichissement sédimentaire) et se reflètent dans la composition et la taille des sédiments produits (Figure 2-10).

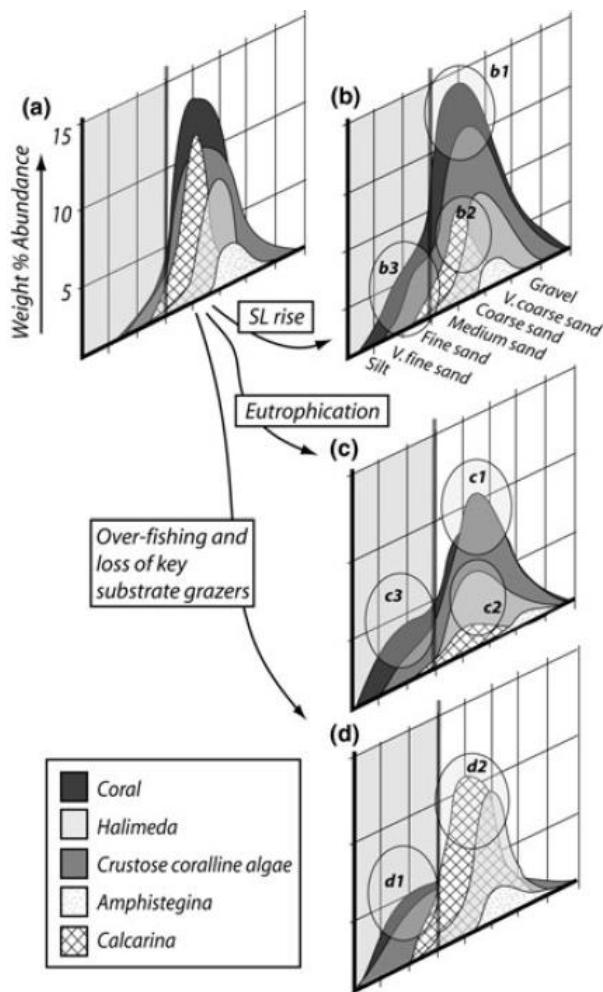


Figure 2-10: Modèle conceptuel de l'effet de bouleversements écologiques sur la production sédimentaire du platier récifal. La zone grisée représente l'intervalle granulométrique pour lequel la taille des sédiments est peu appropriée pour alimenter les plages. (Source :Perry *et al.*, 2011)

Certaines études ont mis en évidence des changements de régime de sédimentation qui se sont produits à l'échelle géologique reflétant l'évolution des communautés d'organismes récifaux concomitants de la construction des îles récifales (Kench *et al.*, 2005) ou de l'évolution du platier (Yamano *et al.*, 2000). Kench *et al.* (2005) ont montré, par le biais de forages réalisés aux Maldives, l'évolution spatiale et temporelle des faciès sédimentaires des îles récifales. Ainsi la partie centrale des îles récifales est essentiellement dominée par les fragments d'*Halimeda* qui ont contribué à la formation des îles pendant la croissance verticale du récif corallien. Lorsque le récif a atteint le niveau marin permettant l'évolution du platier, les fragments de coraux et d'algues calcaires sont devenu les constituants majeurs du sédiment qui s'accumulait sur la périphérie. Ces changements ont ainsi été susceptibles d'entraîner une diminution de l'alimentation contemporaine des plages. Or, d'après Kench et Cowell (2000) une réduction des apports sédimentaires concomitante à une élévation du niveau marin pourrait augmenter de façon

significative les changements subis par les îles récifales.

L'influence de la biologie ne se limite pas aux aspects sédimentaires. La capacité du récif corallien à filtrer l'énergie des vagues provenant du large dépend de la couverture corallienne (cf. chapitre 1§1.3.1.2). L'état de la couverture corallienne est un indicateur de l'état de santé récifal. La dégradation du récif peut avoir des conséquences sur la complexité architecturale (aplanissement de la surface de plateforme, perte de rugosité de surface) et compromettre la fonction de protection du récif vis-à-vis des plages d'arrière-récif (Alvarez-Filip *et al.*, 2009). Aux Seychelles, Sheppard *et al.* (2005) ont montré que, suite à une forte mortalité corallienne provoquée par le phénomène El-Nino en 1998, l'énergie des vagues atteignant la plage a augmenté, provoquant l'érosion observée sur certaines plages.

Dans la zone intertropicale, au cours de la saison de nidification, et dans une moindre mesure au moment de l'émergence, lorsque les populations de tortues marines sont importantes, la morphologie de la plage peut être profondément modifiée lors du creusement du nid et lors de la fermeture de celui-ci. Péron *et al.* (2013) ont étudié ce phénomène sur les plages de Guyane française non récifales. Elle peut aussi entraîner une attaque du système racinaire des plantes les plus proches du rivage. Dans l'océan Indien, Mayotte, les îles Eparses, les Comores (Mohéli) ont une très forte concentration de population de tortues mais aucune étude sur cette thématique ne semble à ce jour publiée. L'habitat plage des tortues marines est surtout investigué pour son rôle potentiel dans le succès de reproduction (Mazaris *et al.*, 2006).

En contexte d'arrière-récif, la végétation peut être de type dunaire ou de mangrove. La mangrove que l'on trouve parfois en bas de plage a une fonction d'atténuation de l'énergie des houles et favorise la sédimentation des fines particules. La végétation colonisant les hauts de plages de type arbustive ou rampante a un rôle stabilisant pour les formations sédimentaires (Stoddart et Steers, 1977). Elle diminue en particulier la déflation éolienne. Selon Stoddart (1963) l'impact du cyclone Hattie à Belize a varié selon les différentes îles en fonction de leur degré de protection par la végétation naturelle. Les forêts plantées de *Casuarina equisetifolia* par contre, peuvent provoquer l'érosion par l'exclusion des espèces indigènes stabilisatrices du sable (Sealey, 2006).

2.2.3 Les facteurs anthropiques

Par leur richesse biologique et leur qualité esthétique, les récifs coralliens attirent et concentrent les activités anthropiques. Cette présence humaine engendre des pressions sur l'environnement à travers l'exploitation du récif pour des usages balnéaires récréatifs ou nourriciers ou l'occupation des hauts de plage et des bassin-versants par l'urbanisation etc. (Nyström *et al.*, 2000). Ils provoquent et/ou aggravent les dommages sur les récifs, altèrent l'état de santé du système et sa capacité de résilience (Chandramohan *et al.*, 1993; Frihy *et al.*, 1996; Mimura et Nunn, 1998; Zhao *et al.*, 2012). Elles compromettent par conséquent les fonctions biologiques et physiques qui contrôlent l'évolution des littoraux adjacents.

Parmi les impacts anthropiques causés au système récifal on peut citer :

- La **perturbation des transits sédimentaires** par l'implantation d'infrastructures côtières. Au Fidji par exemple, les enrochements dédiés à la protection contre l'érosion côtière a aggravé le phénomène sur les îles Viti Levu et Taveuni (Mimura et Nunn, 1998). De même, la construction des murs d'habitation sur le haut de plage a causé l'érosion de 24% du linéaire côtier sur l'île d'Oahu à Hawaï (Fletcher *et al.*, 1997).
- La **modification des stocks sédimentaires** par prélèvement de sables ou blocs coralliens. Dans de nombreux pays, le sable corallien constitue encore la seule source de matériaux de construction.

Sur l'île d'Anjouan, aux Comores, les prélèvements de sable pour la construction ont causé la disparition de la quasi-totalité des plages (Sinane *et al.*, 2011).

- La **modification de l'architecture de la plateforme** et de la surface du platier récifal. Elle peut résulter des prélèvements de blocs directement sur le platier (Brown et Dunne, 1988) ou être provoquée par le creusement de chenaux de navigation comme dans l'archipel Lakshadweep (Chandramohan *et al.*, 1993). Les activités anthropiques (plongée, snorkelling, baignade, plaisance, ski nautique, pêche) provoquent également des dommages mécaniques sur les colonies coralliennes. Ces modifications de la géométrie récifale influencent directement l'équilibre hydrodynamique (vagues, courants) et sédimentaire du milieu.
- La **dégradation de l'environnement**, engendrant des maladies, de la mortalité ou provoquant des transitions écologiques au niveau de l'écosystème récifal. Elle peut être causée par la pollution des eaux, la surpêche, ou encore l'augmentation de la turbidité des eaux (conséquence indirecte de la déforestation). Ces bouleversements écologiques causés par l'Homme entraînent à leur tour une altération de la capacité de production en carbonates donc en sédiments. Des modifications de la composition sédimentaire des plages biodétritiques suite à des transitions écologiques au niveau du récif adjacent ont déjà été montrées notamment en Floride (Lidz et Hallock, 2000).

2.3 Impact potentiel des changements climatiques

La prédiction des trajectoires d'évolution des plages d'arrière-récif dans le contexte actuel de changements climatiques est confrontée au manque de connaissances et de données empiriques sur la dynamique passée et contemporaine de ces milieux (P. Kench *et al.*, 2009). En contexte récifal, les paramètres environnementaux pouvant être affectés sont multiples, aussi bien d'ordre physique que biologique.

L'évolution du niveau marin sur les 20 dernières années montre une disparité régionale mais avec une tendance à l'augmentation dans la zone intertropicale (Figure 2-11). L'évolution des formations sédimentaires récifales sous l'effet de l'augmentation du niveau marin est incertaine. Kench et Cowell (2000) ont modélisé l'impact potentiel de différents scénarios d'élévation du niveau marin à partir du *Shoreline Translation Model*⁵ sur l'atoll Tarawa (archipel des Kiribati, Océan Pacifique). Leurs résultats ont montré un recul du trait de côte consécutif à la redistribution vers l'intérieur des îles des sédiments sous l'action du jet de rive mais avec un maintien du stock sédimentaire. La conjonction de la diminution de la

⁵ Ce modèle a été développé pour évaluer la réponse morphologique du profil des plages aux variations des conditions aux limites (niveau marin, recharge sédimentaire) (Kench et Cowell, 2000)

recharge sédimentaire et de l'augmentation du niveau marin entraînerait des réajustements plus importants que dans le cas d'une élévation du niveau marin seule. Cependant, le modèle ne considère pas les transferts longitudinaux, or Webb et Kench (2010) ont observés d'importants déplacements des îles récifales sous l'effet de l'augmentation du niveau marin ces dernières décennies dans le Pacifique.

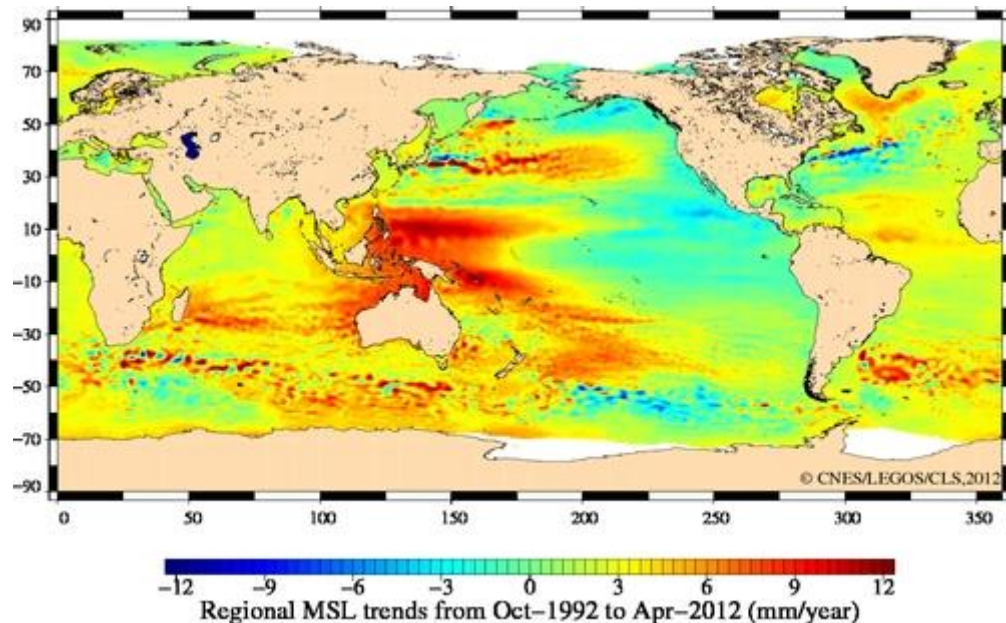


Figure 2-11 : Tendances d'évolution mondiale de niveau marin d'octobre 1992 à avril 2012 (Credit: CNES/LEGOS/CLS)(Source : http://www.esa.int/spaceinimages/Images/2012/09/Mean_sea_level_trends)

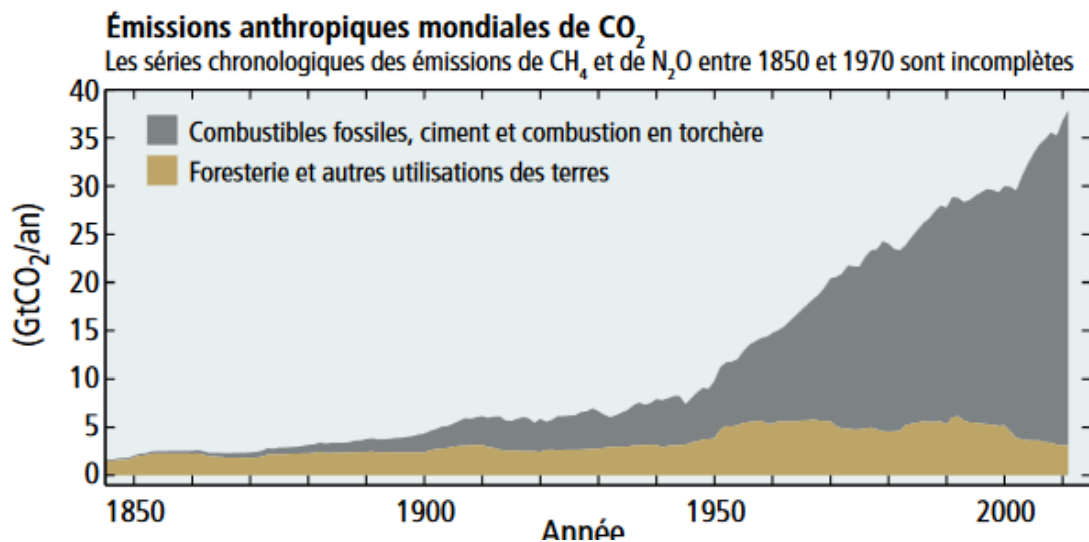
De même à l'heure actuelle, l'hypothèse selon laquelle le réchauffement climatique entraînerait une augmentation du nombre et de la puissance des cyclones n'est pas démontrée (Knutson *et al.*, 2010). Cette question divise la communauté scientifique. Bien qu'une modification de l'activité cyclonique ait été observée au cours du XXe siècle, son attribution au changement climatique est difficile à montrer. Elle résulte de la complexité de ce type d'événements météorologiques, ainsi que des statistiques peu nombreuses et de qualité variable relatives aux cyclones survenus dans le passé (Knutson *et al.*, 2010).

Les modèles de prédiction aboutissent à des résultats contradictoires. Si certaines études prédisent pour le prochain millénaire une baisse de la fréquence et une augmentation de l'intensité, d'autres en revanche prévoient une augmentation de ces deux paramètres.

D'autres conséquences attendues du changement climatique pourraient causer le déclin des récifs coralliens et ainsi affecter de façon indirecte l'évolution dynamique des plages d'arrière-récif. Ces dernières décennies, les paramètres climatiques ont évolué de façon brutale sous influence anthropique. Depuis le début de l'ère industrielle, l'explosion du taux de CO₂ atmosphérique (Figure 2-12 a) augmente

le phénomène d'effet de serre qui à son tour provoque l'augmentation de la température de la surface de la Terre (Figure 2-12 b). Cette augmentation du taux de CO₂ atmosphérique entraîne une acidification des océans qui menace la croissance des récifs coralliens. La réduction de la capacité de calcification des organismes se traduit par une baisse de la production sédimentaire et de la résistance des coraux (Kleypas *et al.*, 2001).

a)



b)

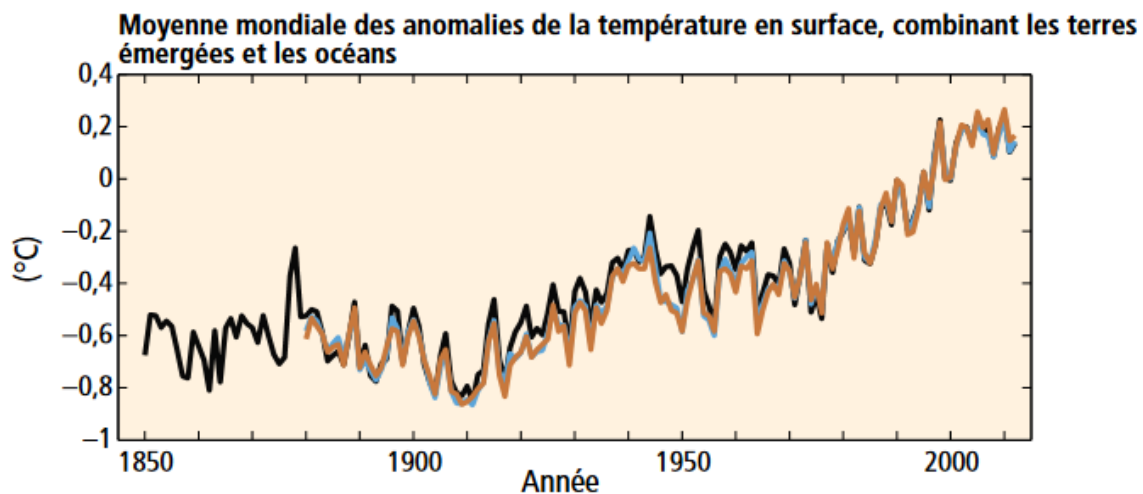


Figure 2-12: Evolution des émissions de CO₂ atmosphérique par source de 1850 à 2010 (a) et des anomalies de température moyenne de surface de la Terre (b) ces dernières décennies (Source :GIEC, 2014)

L'augmentation de la température des eaux de surface provoquée par l'augmentation de la température atmosphérique a pour effet une hausse de l'intensité et la fréquence des épisodes de blanchissement corallien (Donner *et al.*, 2005; Eakin *et al.*, 2010). Lorsque la température de l'eau excède le seuil

thermique toléré par les espèces coralliennes, celles-ci expulsent leur algues symbiotiques et blanchissent⁶ soit de façon temporaire, soit de façon définitive conduisant à une mortalité corallienne (Figure 2-13). Des épisodes de blanchissement de masse se produisent notamment suite à des phénomènes climatiques tels qu'El Niño (Hoegh-Guldberg, 2011).



Figure 2-13: La Réunion 2016 : Corail blanchi en lien avec l'épisode El Niño (Crédit photo : Vie Océane)

⁶ Le blanchissement corallien est une réaction des coraux à un stress qui peut aussi être provoqué localement par la pollution des eaux marines et les maladies coralliennes.

Conclusion du Chapitre 2

Concevoir la plage comme un sous-système du système récifal met en évidence les interdépendances entre les processus physiques et biologiques qui régissent les conditions aux limites de l'évolution morphologique des plages, le développement de la plateforme récifale et la recharge sédimentaire. Chaque composante du système (physique, biologique, anthropique) relève de temporalités et de spatialités complexes, d'un jeu d'action et de rétroaction.

Le concept de morphodynamique largement utilisé pour les plages silicoclastiques avec ou sans marée ne semble pas adapté aux environnements récifaux. C'est pourquoi Kench (2011) propose le concept éco-morphodynamique qui est défini comme les interactions et les ajustements mutuels de la structure récifale, sa morphologie et les processus physiques et écologiques qui sont gouvernés par la production, le transfert et le dépôt du carbonate de calcium. En raison de leur caractère fortement anthropisé on pourrait de même, dans certains cas, parler d'éco-socio-morphodynamique.

Ceci explique que les plages d'arrière-récif sont encore à ce jour peu étudiées. L'intérêt pour leur devenir est récent mais encore majoritairement réservé aux atolls océaniques considérés comme les plus vulnérables face au risque d'augmentation du niveau marin.

Les multiples forçages qui s'exercent sur ces milieux sont globalement bien cernés mais restent essentiellement d'ordre qualitatif. Ils sont évoqués comme facteurs aggravants de l'érosion mais peu d'études s'attachent à quantifier leurs effets. Or la connaissance de ces aspects est nécessaire pour prévoir les trajectoires d'évolution de ces littoraux dans le contexte actuel de changement global.

Alors que ces plages sont généralement considérées comme protégées par le récif corallien, on constate qu'elles sont soumises à des forçages extrêmes dont les effets sur leur dynamique à court et moyen terme ne peuvent être négligés. L'état des connaissances actuelles sur la dynamique des plages d'arrière-récif justifie pleinement la mise en œuvre d'observatoires spécifiquement dédiés à ces milieux.

Chapitre 3. Cadre physique et dynamique des plages coralliennes de La Réunion

De par son caractère insulaire, son volcanisme, et sa situation tropicale, l'île de La Réunion présente des spécificités qui influencent fortement la morphologie et la dynamique de son littoral. Les différents modelés côtiers résultent d'un volcanisme actif, du développement des récifs coralliens et d'une dynamique d'érosion intense.

Les conditions météo-marines qui commandent la dynamique littorale résultent de processus climatiques et océanographiques régionaux qui, sous l'influence des reliefs, prennent aussi une déclinaison locale se manifestant par des microclimats ou des conditions hydrodynamiques côtières particulières.

En plus des forçages naturels s'ajoutent des forçages d'origine anthropique associés à un développement démographique important. Lors du dernier recensement de la population de 2013, La Réunion comptait 844 741 habitants⁷ pour une superficie d'environ 2512 km², soit une densité de 337 habitants/km². Entre 1961 et 2008, la population littorale de l'île a plus que doublé. La pression sur les milieux littoraux est aujourd'hui très forte avec près de 40 % des territoires artificialisés situés à moins de 500 m des rivages (INSEE, 2012).

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 ruissellement (Bartley *et al.*, 2014; Wolanski *et al.*, 2009).

Ayant débuté dans les années 1970, l'urbanisation galopante sur les littoraux ouest n'a fait qu'accroître les pressions à la fois sur les plages et sur les récifs coralliens. C'est à cette période que sont signalés des dégradations au niveau des récifs (Bouchon et Bouchon-Navaro, 1982; Faure, 1982) et des plages (Gabrié, 1985). Au début des années 2000, 50 % des récifs coralliens et 45 % des plages étaient considérés comme dégradés (Ahamada *et al.*, 2008, Troadec, 2002).

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 de présenter le cadre physique et dynamique de la zone d'étude. Le chapitre se décline en quatre parties. La première est consacrée au contexte climatique et dynamique. La deuxième partie s'intéresse à la géomorphologie des littoraux réunionnais et plus spécifiquement des littoraux

⁷ Chiffre officiel de la population totale authentifié par le décret n° 2015-1851 du 29 décembre 2015

coralliens. L'anthropisation du littoral et son impact sur la dynamique de ces littoraux font l'objet d'une troisième partie. Enfin, une quatrième partie dresse un état des lieux des plages coralliennes et des suivis topo-morphologiques historiques.

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

L'île de La Réunion a pour origine un point chaud qui aurait commencé à fonctionner il y a 65 millions d'années en formant les Trapps du Deccan (Figure 3-1). A la faveur de la tectonique des plaques les Laccadives, les Maldives et les Chagos émergent entre 65 et 48 millions d'années. Le tracé est coupé entre 35 et 48 millions d'années par une ride océanique. Le plateau des Mascareignes à l'est de la ride océanique commence à se former il y a 35 millions d'années. L'île de La Réunion, au volcanisme encore actif est la plus jeune île de ce système. Elle commence à émerger vers 2,1 millions d'années (Duncan *et al.*, 1989).

Son caractère d'île volcanique haute et les conditions climatiques façonnent ces reliefs. Les pentes sont raides et il y a peu de place pour les plaines. L'intérieur de l'île est creusé par les trois cirques de Cilaos, Salazie et Mafate (Figure 3-2).

Le réseau hydrographique qui dissèque l'île est extrêmement dense; il est composé de nombreuses ravines sèches hors période de pluies et de 13 rivières pérennes. Ces rivières ont généralement un écoulement torrentiel du fait de la forte déclivité des terrains qu'elles traversent (Comité de Bassin de La Réunion, 2014).

La configuration massive de cette île, partie émergée d'un strato-volcan de 7 000 m de hauteur, ne laisse au rivage qu'un développement d'un peu plus de 200 km (Figure 3-2).

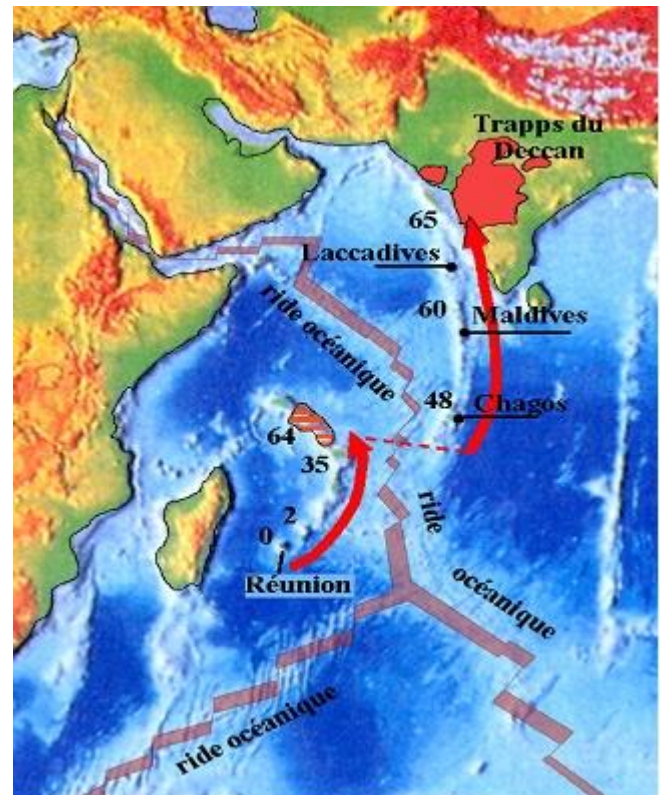


Figure 3-1 : Activité du point Chaud à l'origine de l'île de La Réunion. La flèche rouge retrace la mobilité des plages au-dessus du point chaud.

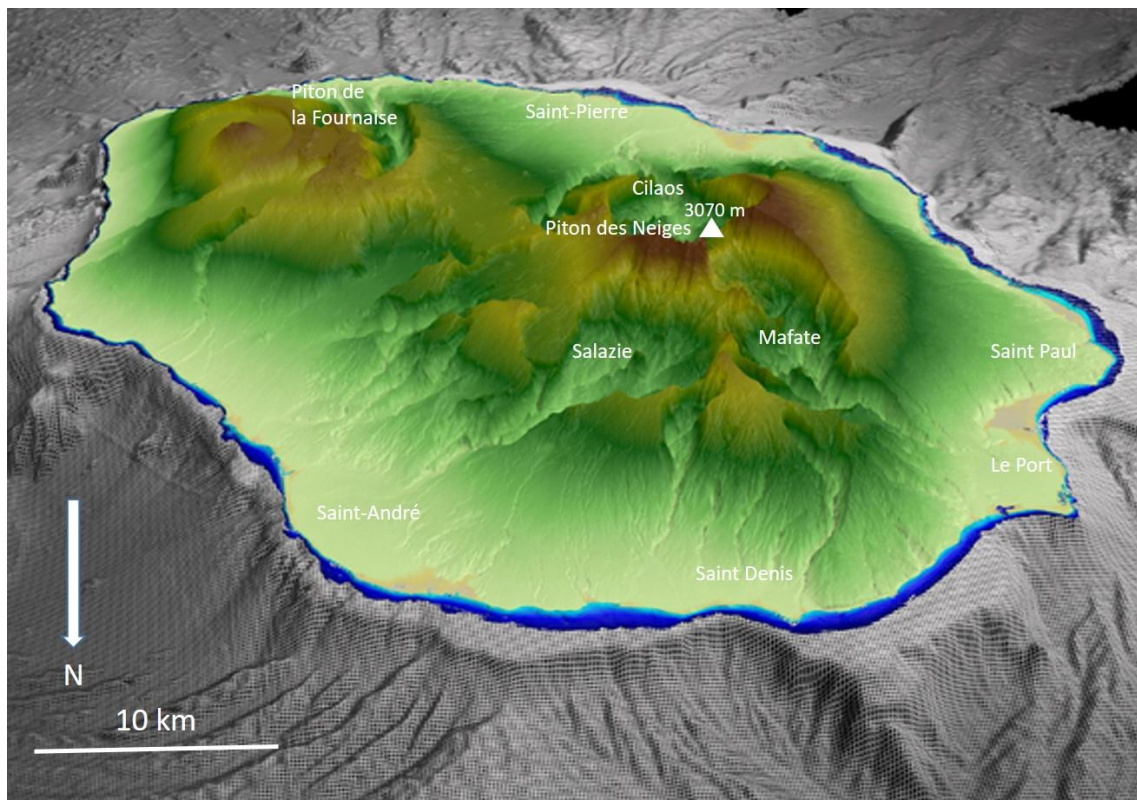


Figure 3-2 : Présentation générale du relief de La Réunion (Modifié d'après <http://diffusion.shom.fr/produits/altimetrie-littorale/litto3d-reunion2012.html>)

3.2 Contexte climatique général

Trois facteurs climatiques caractérisent l'île de La Réunion et ont un impact direct sur le fonctionnement de son littoral : la forte variabilité spatio-temporelle de la pluviométrie, la dominance des vents d'alizés et la cyclogenèse du bassin océan Indien sud-ouest.

3.2.1 Une variabilité exacerbée de la pluviométrie

L'île est soumise à un climat tropical humide alternant entre une saison sèche de juin à octobre et une saison humide de novembre à mai (Figure 3-3). Les reliefs faisant barrage aux vents dominants, l'île présente une dissymétrie climatique marquée avec à l'est une côte au vent et à l'ouest une côte sous le vent. La côte orientale plus humide enregistre des cumuls de précipitations de 1,2 à 2 m/an et pouvant dépasser 10 m/an (Jumaux *et al.*, 2011). A l'ouest, les précipitations sont peu abondantes. C'est sur le littoral qu'il pleut le moins, en particulier autour de Saint-Gilles-les-Bains (525 mm/an). Par contre la pluviosité augmente au fur et à mesure que l'on s'élève. En raison de la faible pluviosité sur cette façade ouest de l'île, seuls deux cours d'eau pérennes sont présents sur cette côte sous le vent : (1) La Rivière des Galets qui draine un bassin versant 112 km², constitué notamment par le Cirque de

Mafate, (2) La Ravine Saint-Gilles, qui bénéficie d'apports souterrains significatifs (Comité de Bassin de La Réunion, 2014).

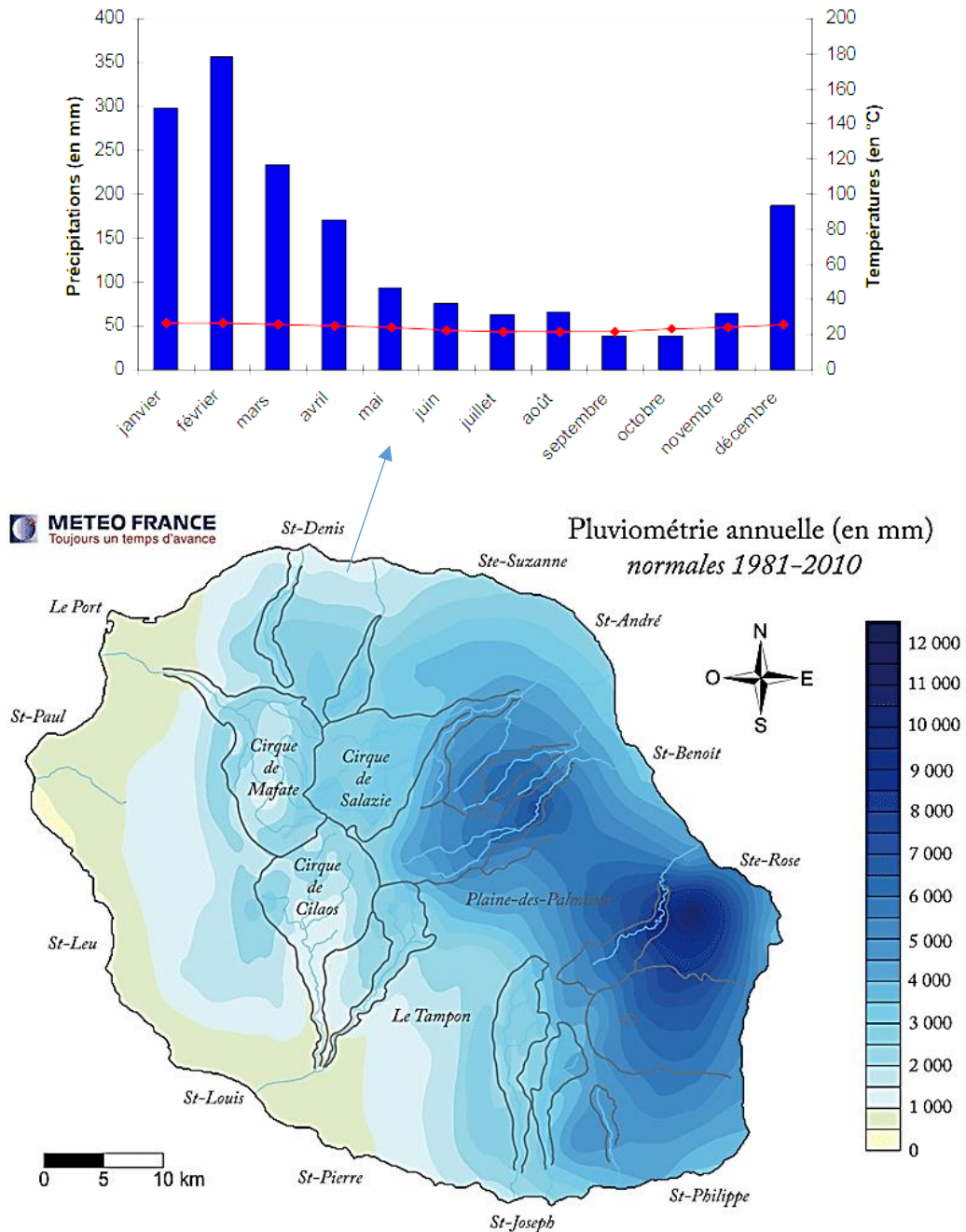


Figure 3-3: Carte de la pluviométrie annuelle de 1981 à 2010 (Source : <http://www.meteofrance.re/climat/description-du-climat>) et diagramme ombrothermique pour la station météorologique de Gillot-Aéroport (Source : Météo-France)

3.2.2 Un régime des vents dominé par les alizés

Le régime des vents est dominé par un flux constant d'alizé d'ESE/ONO. Il est plus intense durant l'hiver austral en raison du renforcement de l'anticyclone des Mascareignes et plus faible durant l'été austral (Jumaux *et al.*, 2011). La côte ouest, située sous le vent, est protégée par les reliefs des vents d'alizé (Figure 3-4). Dans cette région, les vents proviennent majoritairement du sud (env. 20%) (Figure 3-4). Le régime des vents est également dominé par les brises thermiques alternant entre brise de terre la nuit et brise de mer le jour (direction NE, ENE) (< 6m/s) (Figure 3-5).

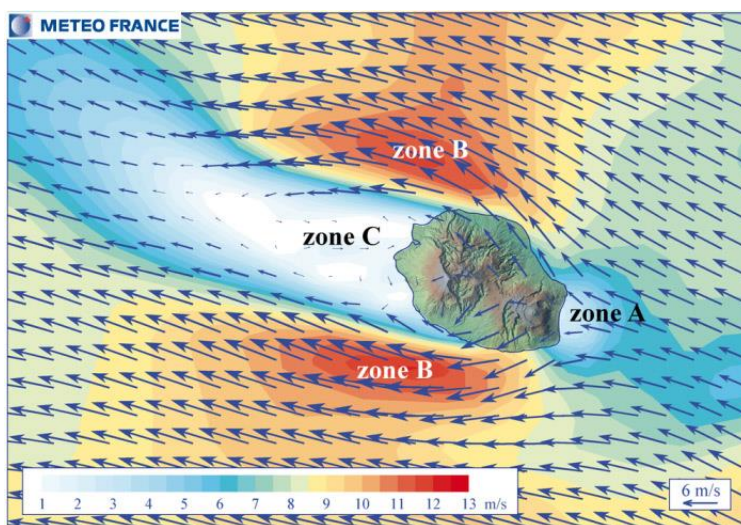


Figure 3-4: Exposition des différentes façades de l'île aux alizés. Zone A : côte directement au vent les particules d'air divergent pour contourner l'île à cause de l'influence des reliefs. Zone B: zone d'accélération du vent au large des côtes parallèles au vent par effet Venturi. Zone C: située sous le vent est protégée des alizés par le relief (Source: <http://www.meteofrance.re/climat/pedagogie/alizes>).

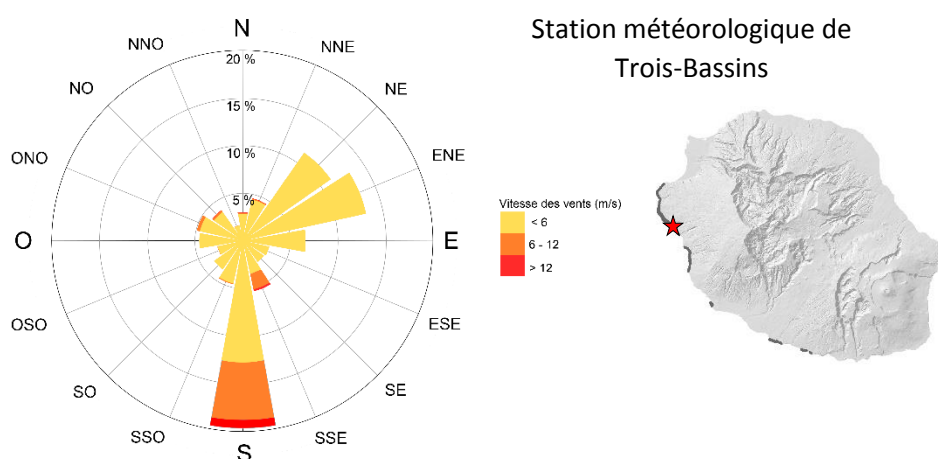


Figure 3-5: Rose des vents de l'année 2014 pour la station météorologique de Trois-Bassins (d'après les données de Météo-France)

3.2.3 Activité cyclonique dans le bassin Sud-Ouest Océan Indien

Durant l'été austral, l'île peut être concernée par des cyclones tropicaux. La saison cyclonique débute le 15 novembre et se termine le 30 avril avec un paroxysme d'activité cyclonique autour de Janvier-Février. Ils se forment généralement au nord-est de l'île où se situe le foyer de cyclogenèse du bassin SOOI.

On recense en moyenne 9,3 ($\pm 2,7$) systèmes par saison sur le bassin Océan Indien dont 4,8 ($\pm 2,4$) atteignent le stade de cyclone tropical (Figure 3-6) (Météo France).

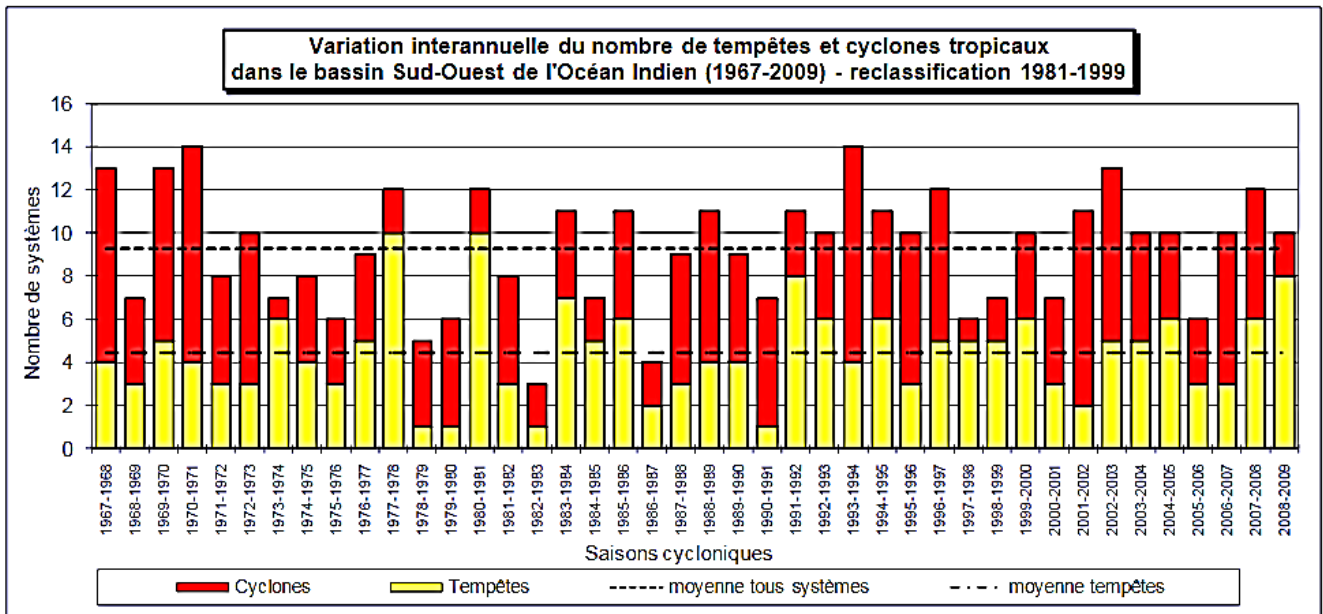


Figure 3-6: Variation interannuelle du nombre de tempêtes et cyclones tropicaux dans le bassin sud-ouest de l'Océan Indien de 1967 à 2009 (Source: Météo-France)

Les cyclones peuvent transiter à plusieurs milliers de kilomètres sans jamais influencer La Réunion. La variabilité interannuelle concernant le nombre et l'intensité des systèmes cycloniques qui affectent l'île est forte (Boezennec et Tonnerre-Guérin, 1999; Hoarau, 1994). Cependant, il n'existe aucune statistique concernant leur période de retour et leur intensité. Les principales raisons sont le manque de données d'archives et l'absence d'une définition commune des critères météorologiques à considérer pour le calcul de la période de retour (seuil de vents, précipitation). Selon Hoarau (1994) de 1900 à 1993, 42 systèmes dépressionnaires sont passés à 50 km ou moins de l'île de La Réunion dont 57 % sont des cyclones tropicaux (Pression atmosphérique < 979 hPa).

Les trajectoires des phénomènes sont variables mais la plus fréquente au voisinage de La Réunion est celle de type B2 (Figure 3-7). Ces phénomènes abordent l'île par le nord-est et peuvent soit la frapper directement, soit la contourner par l'est ou par l'ouest. Le dernier cas est le plus impactant pour les

plages car les phénomènes longent la côte ouest et la houle cyclonique arrivant du NNO aborde directement les plages.

Les cyclones peuvent également se former dans le canal du Mozambique (trajectoire de type A) (Figure 3-7). Dans ce cas, après avoir généralement traversé Madagascar, ils passent à quelques centaines de kilomètres de La Réunion, mais la houle cyclonique arrivant cette fois-ci du SSO peut également atteindre les plages des côtes sud et ouest.

Enfin, dans de rares cas, ils peuvent adopter des trajectoires non classiques, décrivant de multiples changements de trajectoires et boucles, amenant parfois le système à effectuer plusieurs passages à proximité de l'île. Ce fût le cas par exemple en lors du passage du cyclone Hyacinthe (1980/1981).

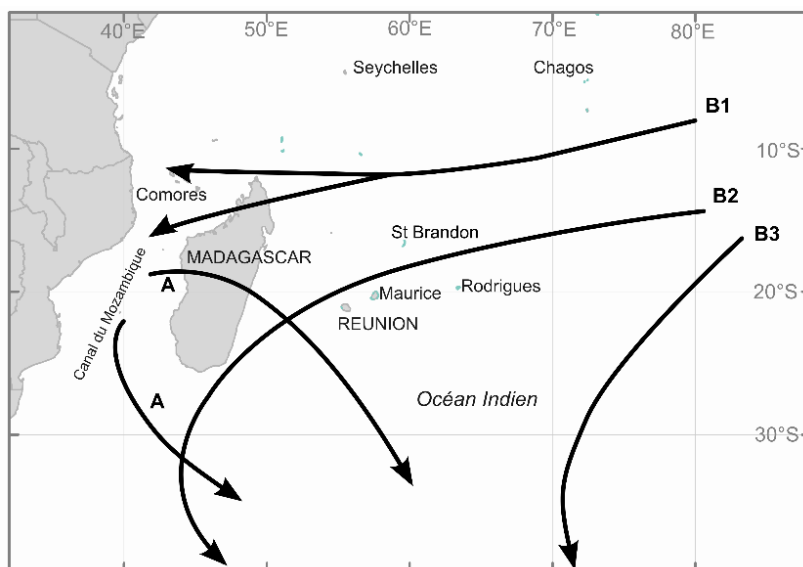


Figure 3-7 : Trajectoires principales des cyclones dans le bassin SOOI (Modifié d'après Laplace et Chaussard, 1964)

Les intensités de pluies associées à ces phénomènes montrent une très grande variabilité spatiale à l'échelle de l'île. Cependant, à La Réunion la « lame d'eau moyenne la plus élevée jamais enregistrée est de 2478 mm en 12 jours lors du cyclone Hyacinthe. Cette lame d'eau, ramenée à la superficie de La Réunion, représente un total d'environ 6,2 milliards de m³ (ou 6 200 milliards de litres d'eau) »⁸. Sur des plus courtes durées, le cyclone Dina a permis d'atteindre sur 1 jour 656 mm de pluies.

3.3 Conditions dynamiques océaniques

Bien que de faible ampleur, la marée est un facteur déterminant de l'hydrodynamisme de ce littoral océanique. En outre, en raison de sa localisation géographique, l'île est concernée par trois grands régimes de houles : les houles d'alizés, les houles australes et les houles cycloniques qui façonnent la géomorphologie de ces littoraux.

⁸ Météo-France site des pluies extrêmes sur l'île de La Réunion <http://pluiesextremes.meteo.fr/lareunion/-Evenements-memorables-.html>

3.3.1 Un régime microtidal à inégalité diurne

La marée suit un régime semi-diurne avec inégalité diurne. Il y a trois marégraphes à La Réunion (Sainte-Marie, Saint-Pierre et au Port) le plus proche de la zone d'étude est celui de la Pointe des Galets qui sera utilisé comme référence pour les niveaux d'eau. Le marnage maximum est de 0,90 m. A la Pointe des Galets (55°17'00" E, 20°55'00" S) le niveau des plus hautes mers astronomiques⁹ (PHMA) est de 1,01 m et le niveau des plus basses mers astronomiques est de 0,08 m (SHOM, 2013). L'onde de marée sur la côte ouest est dirigée vers le nord pour le flot (marée montante) et vers le sud pour le jusant (marée descendante). Il n'y a aucune statistique concernant les niveaux d'eau extrêmes à La Réunion. Des valeurs de surcotes associées à quelques cyclones tropicaux des années 90 ont été retrouvées dans la littérature (Lorion, 2006). La surcote maximum mesurée est inférieure à 50 cm pour le cyclone Colina (janvier 1993). Cependant, très récemment, le passage du cyclone Bėjisa (janvier 2014) à proximité de l'île a généré des surcotes de l'ordre de 70 cm¹⁰. Une étude de la Sogreah (1998) (Société Grenobloise d'Études et d'Applications Hydrauliques) aurait estimé des périodes de retour de la surcote atmosphérique en extrapolant les données marégraphiques (De La Torre et Louzé, 2008). Ils obtiennent ainsi des valeurs de surcote décennale de +0,50 m, de surcote trentennale de + 0,70 m et de surcote centennale de +0,85 m. Cependant, le BRGM indique une valeur de surcote centennale de +1,24m. Des phénomènes de décote exceptionnelle sont de même observés (Mouquet *et al.*, 2015) associant une anomalie de hauteur d'eau de type gyre et une grande marée basse . Elles n'ont pas d'impact direct à court terme sur la morphologie des plages d'arrière-récif mais l'exondation prolongée des massifs coralliens se traduit par une forte mortalité de leurs parties sommitales.

3.3.2 Trois régimes et directions de houles dominants

Les trois grands régimes de houles (les houles d'alizés, les houles australes et les houles cycloniques) affectant l'île sont décrits ici (Figure 3-8).

⁹ Les niveaux des pleines mers de vives-eaux (PMVE) et basses mers de vives-eaux (BMVE) ne sont pas fournis. Le niveau des plus hautes marées astronomiques est donc utilisé ici pour donner un ordre de grandeur des niveaux de marée.

¹⁰ " Incidence du passage du cyclone Bėjisa sur le niveau de la mer à l'île de La Réunion (2 janvier 2014)" actualités REFMAR pour Trimestre1-2014, refmar.shom.fr

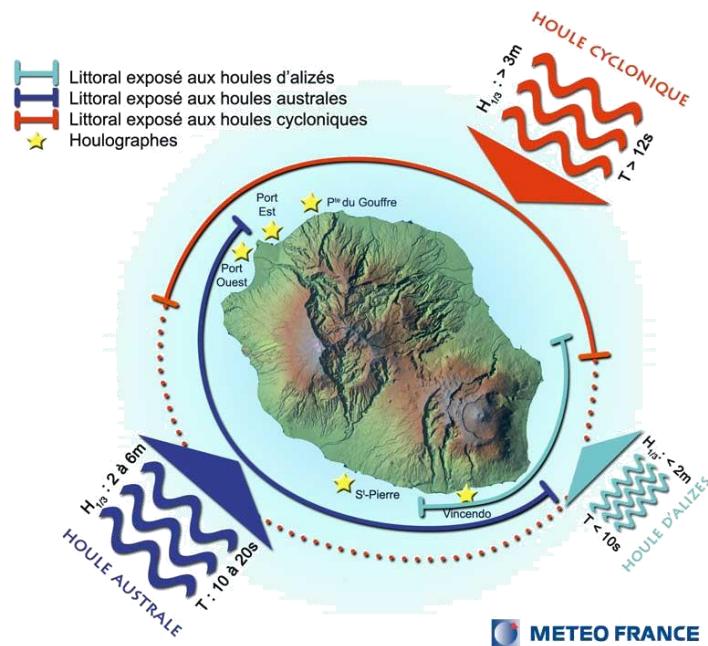


Figure 3-8: Régimes des houles autour de l'île de La Réunion (Source: Météo-France)

Les **houles d'alizés**, associées au régime de vents d'alizés sont les plus fréquentes. De courtes périodes ($T < 10$ s) et de hauteurs modérées ($H_s < 3$ m), elles concernent surtout le sud-est et le nord de l'île. Les **houles australes** sont des houles de grande longueur d'onde avec des périodes de 10 à 20 s et des hauteurs significatives moyennes de 3 m, pouvant atteindre 8 à 10 m. Elles trouvent leur origine dans le sud du bassin Océan Indien et sont associées aux dépressions extratropicales qui circulent vers 40° ou 50° de latitude sud. L'arrivée de ces trains de houles qui ont une durée généralement inférieure à 48 heures accompagne des fronts froids et vont toucher principalement les côtes sud et ouest. Elles peuvent concerner l'île toute l'année mais 50 % d'entre elles se produisent de Juin à Septembre durant la période d'hiver austral. Ces houles très énergétiques peuvent occasionner des dégâts importants sur les plages d'arrière-récif. La période de retour des événements de forte intensité ($H_s = 8$ à 10 m) est de 5ans (Météo-France).

Les **houles cycloniques** sont, comme leur nom l'indique, liées au passage de systèmes dépressionnaires et cycloniques dans le voisinage proche de l'île durant l'été austral. Les cyclones abordent généralement l'île par le nord-est (cf. plus haut) de ce fait le secteur le plus concerné par ce type de houle va de l'ouest-nord-ouest à est. Cependant, la direction des houles reste liée à la trajectoire du cyclone et peut potentiellement affecter tous les secteurs et notamment l'ouest de l'île. Ce fut le cas lors du passage des cyclones Dumile, Felleng (saison cyclonique 2012-2013) et Béjisa (saison cyclonique 2013-2014) (Mahabot *et al.*, 2016, *in press*).

3.4 Tendances de changements climatiques observées sur les 40 dernières années à La Réunion et projections du GIEC

L'analyse des tendances sur les 40 dernières années réalisées par Météo-France¹¹ à l'échelle de l'île montre une hausse significative des températures moyennes : de 0,15°C à 0,2°C par décennie (soit un peu moins de 1°C en un demi-siècle). Concernant la pluviométrie, seule la région sud-ouest subit une évolution statistiquement significative (entre -6% et -8% par décennie). Du point de vue des phénomènes extrêmes, tels que les fortes pluies, l'analyse des tendances est complexe en raison d'un nombre d'échantillons faible marqué par une forte variabilité inter-annuelle et inter-décennale. Il n'y aurait pas de tendance visible sur l'occurrence des épisodes de pluies intenses à La Réunion. De même, l'activité cyclonique sur le bassin sud-ouest de l'océan Indien présente une telle variabilité interannuelle et inter-décennale qu'aucune tendance n'est, dans l'état actuel des connaissances, décelable (Jumaux *et al.*, 2011). Comme le souligne le GIEC (Groupe d'experts Intergouvernemental sur l'Evolution du Climat), l'évolution des cyclones, à la fois en fréquence et en intensité, reste incertaine. Les experts s'accordent toutefois sur une augmentation des précipitations associés à un système tropical et la possibilité que les cyclones les plus intenses puissent évoluer à des latitudes plus australes. Les travaux en cours à Météo-France Réunion (ré-analyse de données cyclones) mettent en évidence une migration significative des pics d'intensité des cyclones très intenses vers le sud sur les 30 dernières années sur le bassin du sud-ouest de l'Océan Indien.

Les projections sur La Réunion montrent une hausse probable des températures modérées pour la fin du siècle qui s'établirait dans une fourchette comprise entre 1,7 et 2,6°C. En parallèle, le renforcement des hautes pressions subtropicales devrait induire une accélération des alizés sur les Mascareignes pendant les mois d'hiver. Ce renforcement des alizés pourrait accroître les disparités pluviométriques spatio-temporelles à l'échelle de l'île avec :

- un contraste accru de pluviométrie entre les zones au vent et sous le vent ;
- annuellement, des pluies moins fréquentes mais plus intenses donc une augmentation des contrastes saisonniers ;
- au cours de la saison des pluies, augmentation des précipitations (de +10 à +20%) avec un prolongement de la saison des "pluies" sur le mois d'avril voire mai.

En ce qui concerne le niveau des océans, la figure 2-11 montre que La Réunion est située dans la zone des plus fortes variations positives où l'élévation moyenne du niveau des mers pour 2100 serait

¹¹ <http://www.meteofrance.re/climat/changement-climatique>

comprise entre 30 cm et 1 m selon le scénario du GIEC retenu. La capacité d'adaptation du récif dépendra de la vitesse de ce processus et de l'état de santé du milieu.

3.5 Les différents faciès littoraux

L'île possède 207 km de linéaire côtier composé de différents morphotypes (Figure 3-9). Du fait de son origine volcanique, les côtes rocheuses dominant (52 % du linéaire). Elles regroupent les falaises et côtes rocheuse basses (deltas de lave et plateformes d'abrasion) (Figure 3-10 A et B). Elles sont le résultat du contact direct des planèzes et coulées volcaniques avec la mer.

L'érosion continentale intense favorise, par le biais de l'important réseau hydrographique, l'apport d'alluvions transportés le long des côtes par les courants marins et se déposant proche du rivage pour former des cordons de galets (32 %) (Figure 3-10 C) ou des plages de sables basaltiques (6 %) (Figure 3-10 D). Dans l'ouest et le sud de l'île, des récifs coralliens se sont formés sur l'étroit plateau continental (Figure 3-10 E) et a fourni les matériaux nécessaires à la formation de plages biodétritiques qui représentent actuellement 10 % du linéaire côtier (Figure 3-10 F).

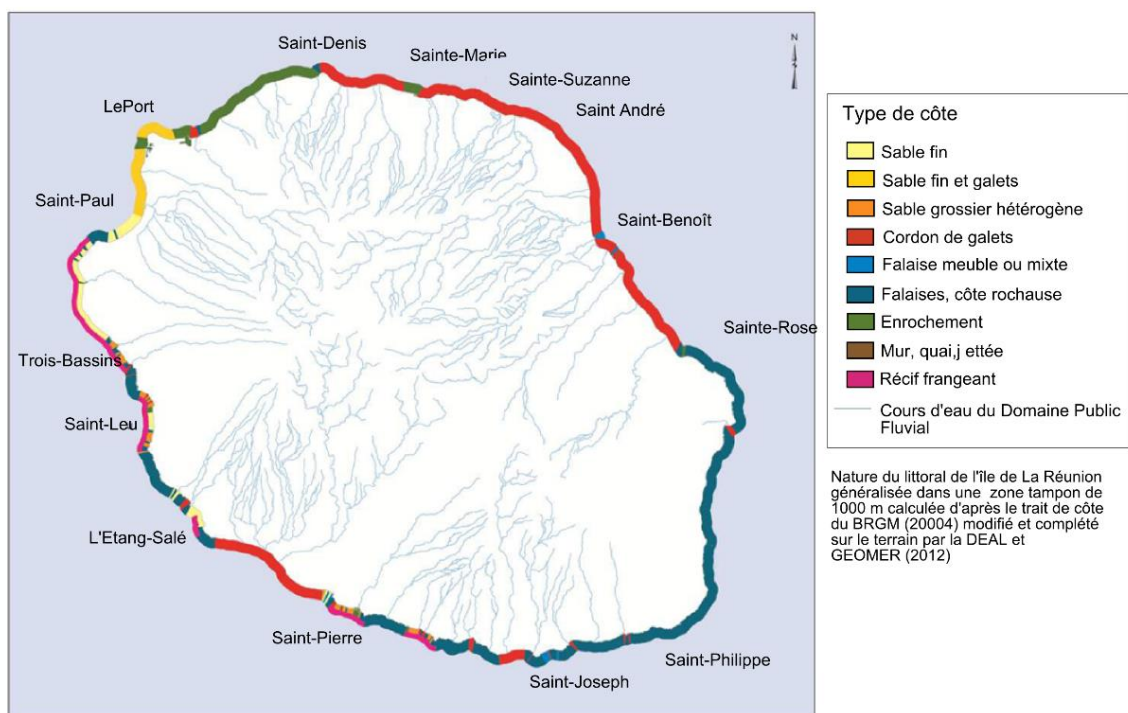


Figure 3-9: Nature du littoral de l'île de La Réunion (modifié d'après l'ATLAS POLMAR¹²)

¹² Atlas de sensibilité du littoral réunionnais - POLMAR (http://sextant.ifremer.fr/fr/web/ocean_indien/atlas-polmar-reunion)

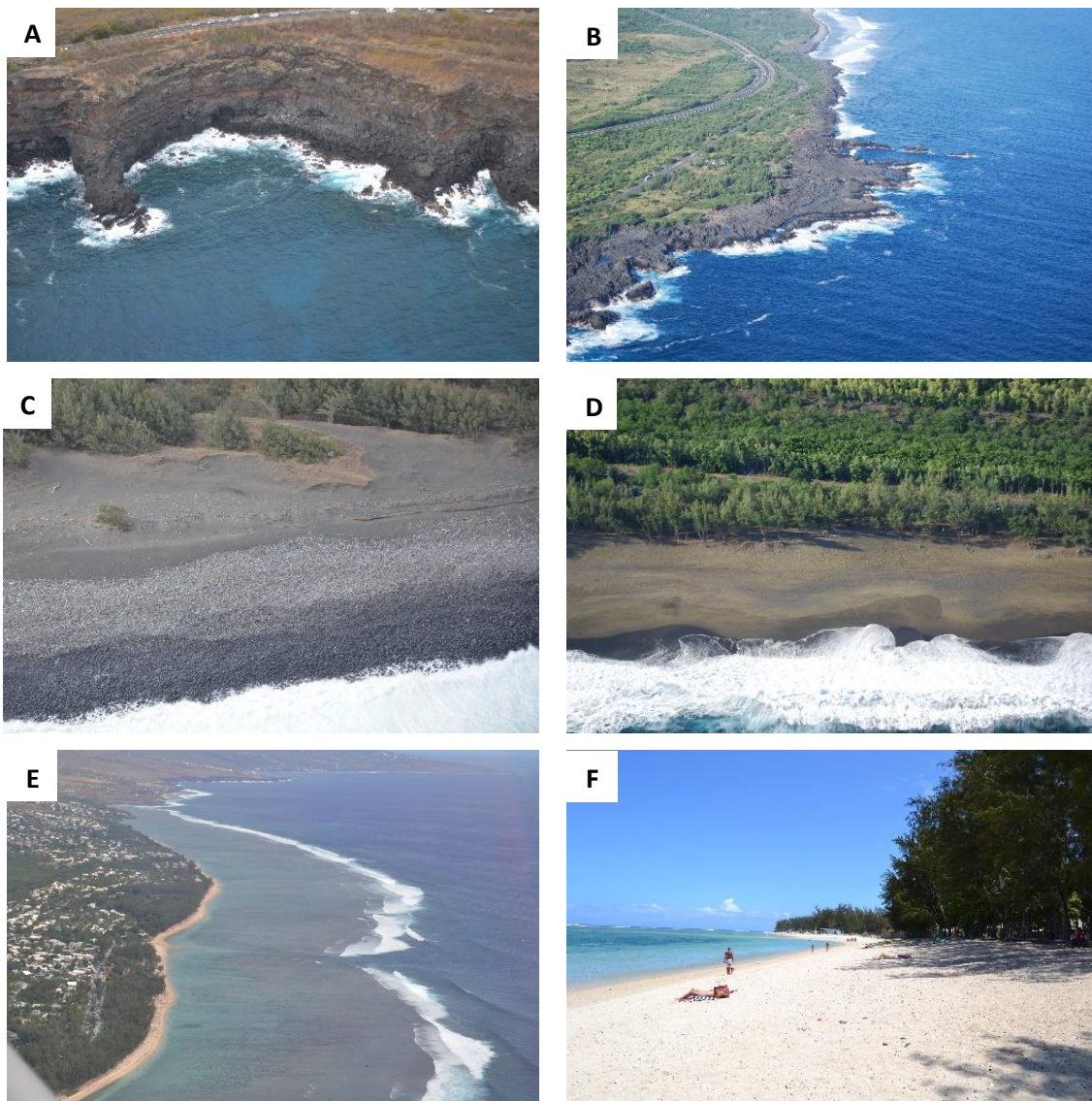


Figure 3-10: Illustrations des différents faciès du littoral réunionnais A: falaise vive basaltique à Trois-Bassins ;B: côte rocheuse basse à Trois-Bassins ;C: Cordon de galets et dunes basaltiques à l'Etang-Salé ;D: plage de sable noir de Saint Leu; E : Récif frangeant de l'Ermitage ; F: plages d'arrière récif de La Saline (crédits photos: A. Lemahieu)

3.6 Les littoraux coralliens

Deux entités remarquables forment les littoraux coralliens : les récifs et les formations biodétritiques associées.

3.6.1 Les récifs coralliens de La Réunion

Le développement des récifs coralliens s'est fait en plusieurs phases sous l'impulsion des variations relatives du niveau marin qui ont engendré quatre générations de récifs depuis -300 000 ans (Montaggioni, 1970). Ces phases ont rythmé la formation des plages par la destruction de ces

différentes générations de récif au cours d'épisodes de régressions marines. Au Pléistocène, deux premières générations de récif se sont succédées jusqu'à -80 000 ans. Elles semblent avoir peu contribué à la formation de plages. Puis vers -15 000 ans, se met en place un troisième récif dont la destruction suite à une régression marine aurait été à l'origine d'une production importante de sables coralligènes retrouvés jusqu'à une altitude maximum de 20 m à l'arrière du rivage de Saint Gilles/La Saline (Robert, 1974). Enfin, c'est à l'Holocène, vers -10 000 ans, que débute la formation des récifs actuels. Ils s'implantent sur les restes du récif précédent à la faveur d'une transgression terminale de faible amplitude.

Un climat plus favorable et l'étroitesse du plateau continental a limité le développement de ces récifs coralliens sur la côte ouest (Faure, 1976) où ils occupent une superficie de 12 km² réparti sur 25 km de linéaire discontinu allant du Cap la Houssaye au Piton de Grand Anse (Montaggioni et Faure, 1980) (Figure 3-11 A). Les morphologies récifales sont principalement de types frangeantes et on distingue selon le stade d'évolution : les bancs récifaux, les récifs de type plateforme et les récifs frangeants à proprement parlé (Figure 3-11 B). Les bancs récifaux correspondent au stade primitif d'évolution des récifs frangeants (cf. chapitre 1§1.3). Les organismes bioconstructeurs s'implantent sur des dalles volcaniques faiblement immergées. Ces bancs récifaux sont de faible extension (2 à 5 m) et possèdent un pendage modéré (2 à 5°) (Montaggioni et Faure, 1980). On les retrouve un peu partout autour de l'île (Saint-Denis, Sainte-Suzanne, Sainte-Marie, Saint-Benoit) mais sont présents en avant d'une plage d'arrière-récif uniquement à Boucan Canot sur la côte ouest (Figure 3-11 A).

Les plateformes récifales correspondent au stade récifal plus évolué que les bancs récifaux. Elles sont relativement étroites (de l'ordre de 100 m), possèdent un platier récifal peu différencié. Elles se retrouvent principalement sur la côte ouest du Cap la Houssaye à la Pointe de Boucan Canot, au Cap Homard, à Grand Fond, à la Souris Chaude, à Saint-Leu, à Grand Anse et à Grand Bois (Figure 3-11 A).

Compte tenu de la relative stabilité du niveau marin depuis -2000 ans, les bancs et plateformes récifales sont considérés comme bloqués à leur stade d'évolution par des facteurs défavorables de types écologiques dans le cas des bancs récifaux, ou géomorphologiques dans le cas des plateformes (Montaggioni et Faure, 1980).

Les récifs frangeants au sens strict sont la troisième forme récifale présente sur la côte ouest. On les retrouve de Saint-Gilles à la Saline qui constitue le complexe récifal le plus développé où la largeur du platier atteint 500 m, ainsi qu'à Saint-Leu, l'Etang-Salé et Saint-Pierre (Figure 3-11 A). Le 21 février 2007, un décret du ministère de l'Ecologie et du Développement Durable (n°2007-236) créé la Réserve Naturelle Marine de La Réunion (RNMR) qui vise à la préservation de 20 km de barrière corallienne du

Cap la Houssaye à l'Etang-Salé. Au début des années 2000, 50% des récifs coralliens étaient considérés comme dégradés (Ahamada *et al.*, 2002).

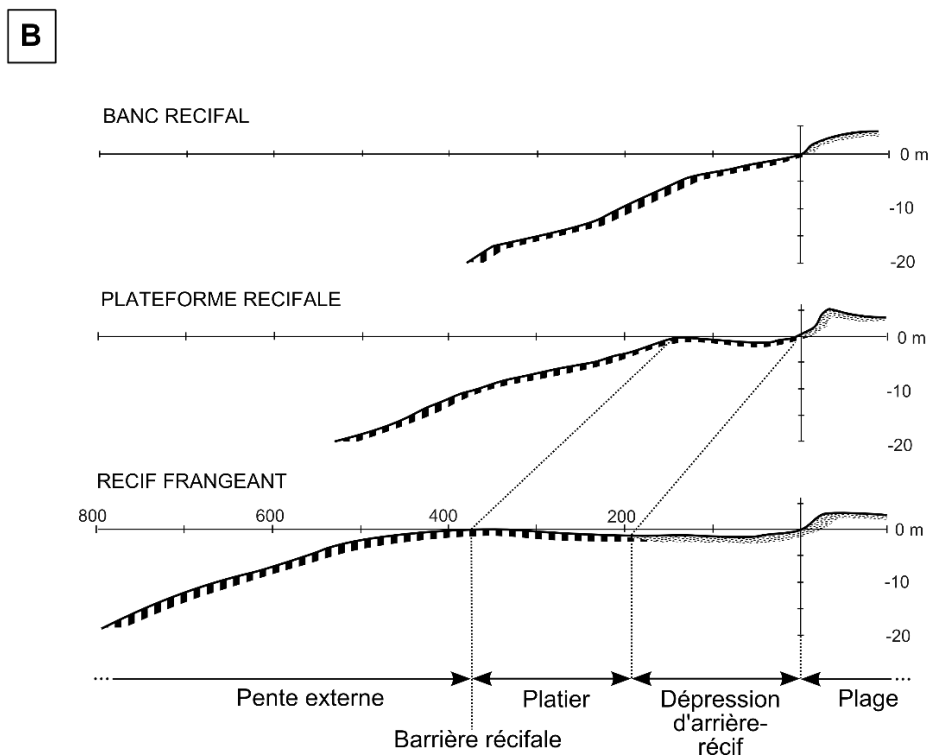
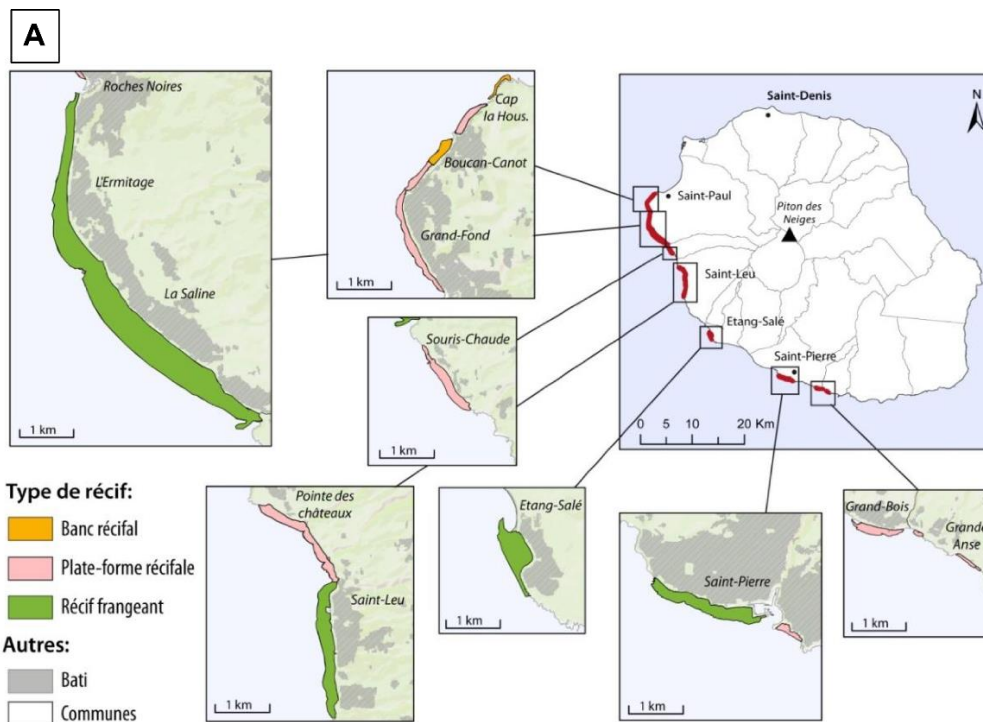


Figure 3-11: (A) Répartition de récifs coralliens de La Réunion (Source : Lemahieu, 2015) et (B) coupes transversales des différents types récifaux (d'après Montaggioni et Faure, 1980)

3.6.2 Caractéristiques des plages d'arrière-récif étudiées

La localisation des plages d'arrière-récif est toujours associée à celle des récifs coralliens. De façon similaire aux récifs elles se répartissent de façon discontinue sur la côte ouest et sud du Cap La Houssaye à Grand Anse.

La sédimentologie du récif frangeant de l'Ermitage/La Saline a été étudiée par Gabrié et Montaggioni (1982). Ils ont mis en évidence une double origine des sédiments. Ainsi, ce récif est essentiellement constitué de matériel biodétritique, et dans une moindre mesure, de sédiments terrigènes apportés par les cours d'eau ou d'éléments issus de l'érosion des côtes rocheuses. Ces sédiments sont généralement mal triés présentant à la fois des sables fins, moyens et grossiers ainsi que des débris coralliens de taille pluri-décimétrique. Aucune étude granulométrique n'a été effectuée directement sur les plages subaériennes mais on peut supposer que les sédiments qui les composent sont proches de ceux présents sur le platier.

Les plages peuvent être individualisées en différents compartiments correspondant à des cellules hydrosédimentaires délimitées par des promontoires rocheux naturels, ou des ouvrages côtiers (Figure 3-12).

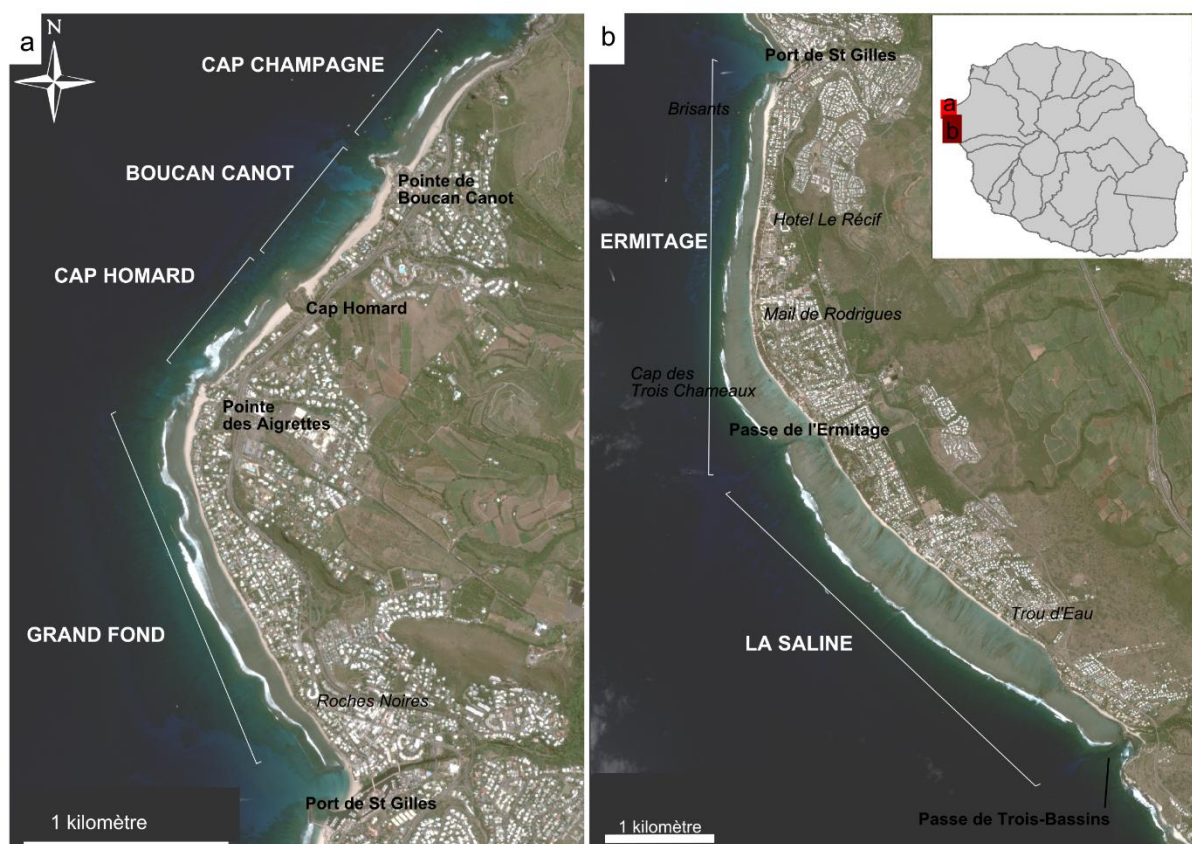


Image Pléiades © CNES 05/03/2013, Distribution AIRBUS DS

Figure 3-12: Localisation générale des différents compartiments de plage étudiés de Cap Champagne à Trou d'Eau

Les 5 compartiments principaux allant du Cap La Houssaye à Trou d'Eau constituent notre site d'étude qui encadre le site atelier du SOERE. Les sous-compartiments de l'Ermitage et La Saline associés au même complexe récifal frangeant sont regroupés pour l'ensemble de l'étude. Leur description faite ci-dessous se base sur des éléments provenant essentiellement des travaux de Roberts (1974), Gabrié (1985), ainsi que d'observations de terrain.

3.6.2.1 Plage de Cap Champagne

Cette plage va du Cap la Houssaye jusqu'à la Pointe de Boucan Canot et s'étend sur 780 m (Figure 3-13). Elle est orientée 300° N. Sa largeur varie de 20 à 50 m. Elle est bordée par une plateforme récifale d'une largeur moyenne de 50 à 100 m. La plage s'adosse à des ouvrages et/ou des aménagements anthropiques qui la sépare d'une falaise morte autrefois au contact avec la mer et repoussée par l'érosion torrentielle de la Ravine de Boucan Canot qui se jetait alors au nord de la Pointe de Boucan Canot. Au nord en avant de la Route Nationale 1 une végétation arbustive constituée de tamarin d'Inde (*Pithecellobium dulce*) est présente. Au sud, des habitations occupent aujourd'hui le haut de plage.

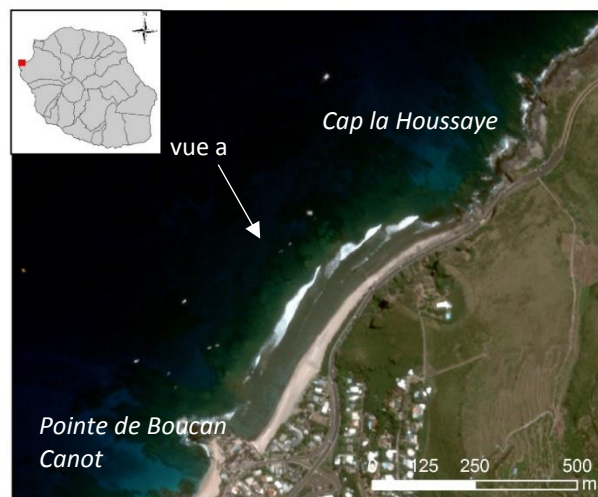


Image Pléiades © CNES 05/03/2013, Distribution AIRBUS DS



Crédit photo : Lemahieu A.

Figure 3-13: Eléments remarquables du paysage de la plage de Cap Champagne.

3.6.2.2 Plage de Boucan Canot

La plage débute au contact de la partie sud de la Pointe de Boucan Canot et s'étend sur 700 m vers le Cap Homard. Elle est orientée 310°N (Figure 3-14). Elle est bordée par un banc récifal de 100 m de large en moyenne qui s'interrompt au nord de la plage. La Ravine de Boucan Canot qui débouchait anciennement à cet endroit a empêché le développement du récif. L'embouchure de cette ravine est actuellement située quelques mètres plus au sud où elle est matérialisée par un petit étang côtier. En cas de fortes pluies, la ravine peut déborder jusqu'à la mer. Le haut de plage est actuellement occupé par des aménagements touristiques et des habitations. La largeur de la plage est de 30 à 50m.

La plage se termine au sud au contact du Cap Homard. Cette avancée rocheuse constitue une forme résiduelle d'un édifice de tuf taillé par l'érosion torrentielle due à l'ancienne Ravine du Cap Homard. Elle présente sur les faces nord, ouest et sud une morphologie de falaise verticale. Sur la face ouest elle est séparée de la mer par des blocs effondrés et un mince cordon de sable corallien.

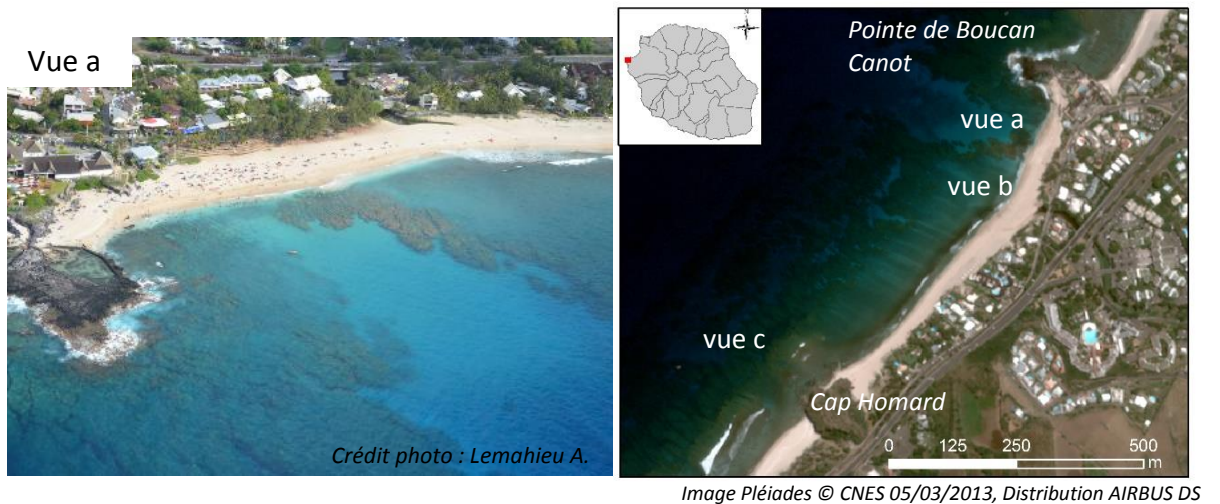


Figure 3-14 : Eléments remarquables du paysage de la plage de Boucan Canot. Vue a : Interruption de la plateforme récifale au nord de la plage ; Vue b : étang côtier de la ravine de Boucan Canot ; Vue c : falaise de tuf de Cap Homard

3.6.2.3 Plage de Cap Homard

Cette plage qui débute au sud du Cap Homard est orientée 310°N (Figure 3-15). Elle s'étend sur 520 m jusqu'à la Pointe des Aigrettes qui, comme la Pointe de Boucan Canot, correspond à une avancée basaltique datant de la phase II du Piton des Neiges.

En partant du nord, l'arrière-plage est occupée sur une centaine de mètres par une petite forêt de filaos puis par des habitations. La plage a tendance à être plus large dans sa partie nord au contact du Cap Homard. La largeur de la plage varie de 10 m dans sa partie sud à 60 m dans la partie nord. La plateforme récifale adjacente quant à elle présente une largeur variable de 80 à 120 m.

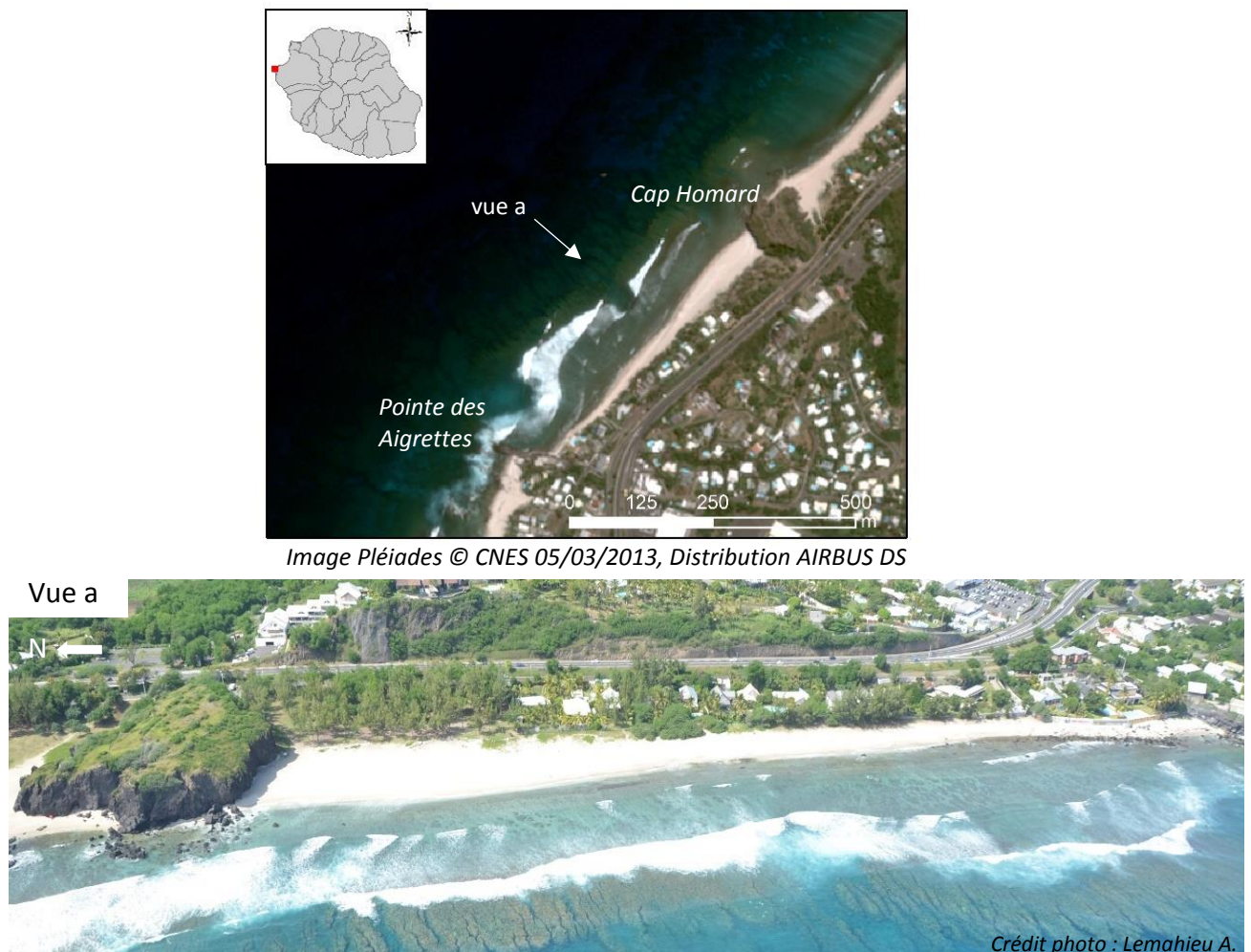


Figure 3-15: Eléments remarquables du paysage de la plage de Cap Homard.

3.6.2.4 Plage de Grand Fond

La plage s'étend du sud de la Pointe des Aigrettes jusqu'au Port de Saint Gilles sur 2 km (Figure 3-16). La côte est d'abord orientée 280°N directement au sud de la Pointe des Aigrettes puis s'incurve et prend une orientation de 250°N jusqu'aux environs des Roches Noires où elle s'oriente à 235°N .

A l'extrémité nord de la plage débouche la ravine de Grand Fond active uniquement par temps de pluie. A l'extrémité sud, au niveau du Port de Saint Gilles, débouche la Ravine de Saint Gilles, ravine permanente qui se termine par un étang côtier. En cas de forte pluie et pour éviter le débordement dans le port, le cordon de sable peut être ouvert par des engins mécaniques. D'ailleurs la plateforme récifale qui borde la plage de Grand Fond s'interrompt au niveau des Roches Noires en raison de la présence plus au sud de l'embouchure de la ravine. La largeur de la plateforme varie de 75 à 150 m. La couverture de sable est plus étendue, des sables coralliens se retrouvant jusqu'à 30 m d'altitude. Toute cette plage est actuellement occupée par l'urbanisation très dense, notamment en haut de plage. La largeur de la plage est de 50 m dans le secteur de la Pointe des Aigrettes ; elle se réduit à environ 30 m dans la partie centrale pour atteindre jusqu'à 15 m dans la partie sud, dans le secteur des Roches Noires.



Figure 3-16: Eléments remarquables du paysage de la plage de Grand Fond. Vue a : Urbanisation empiétant sur l'estran ; Vue b : Erosion de la base des constructions anthropiques dans le secteur de Roches Noires

3.6.2.5 Plage de l'Ermitage/La Saline

La plage de l'Ermitage s'étend du sud du Port de Saint-Gilles (Les Brisants) jusqu'à la Passe de l'Ermitage sur 3,5 km (Figure 3-17). Elle est orientée d'abord 277°N puis s'incurve progressivement au niveau du Cap des Trois Chameaux et s'oriente 230°N. Le récif frangeant qui la borde commence au contact de la digue du port où il mesure 150 m de large et s'élargit progressivement en direction du sud pour atteindre 400 m de large au niveau de la Passe de l'Ermitage. Cette dernière correspond à l'embouchure de la ravine du même nom.

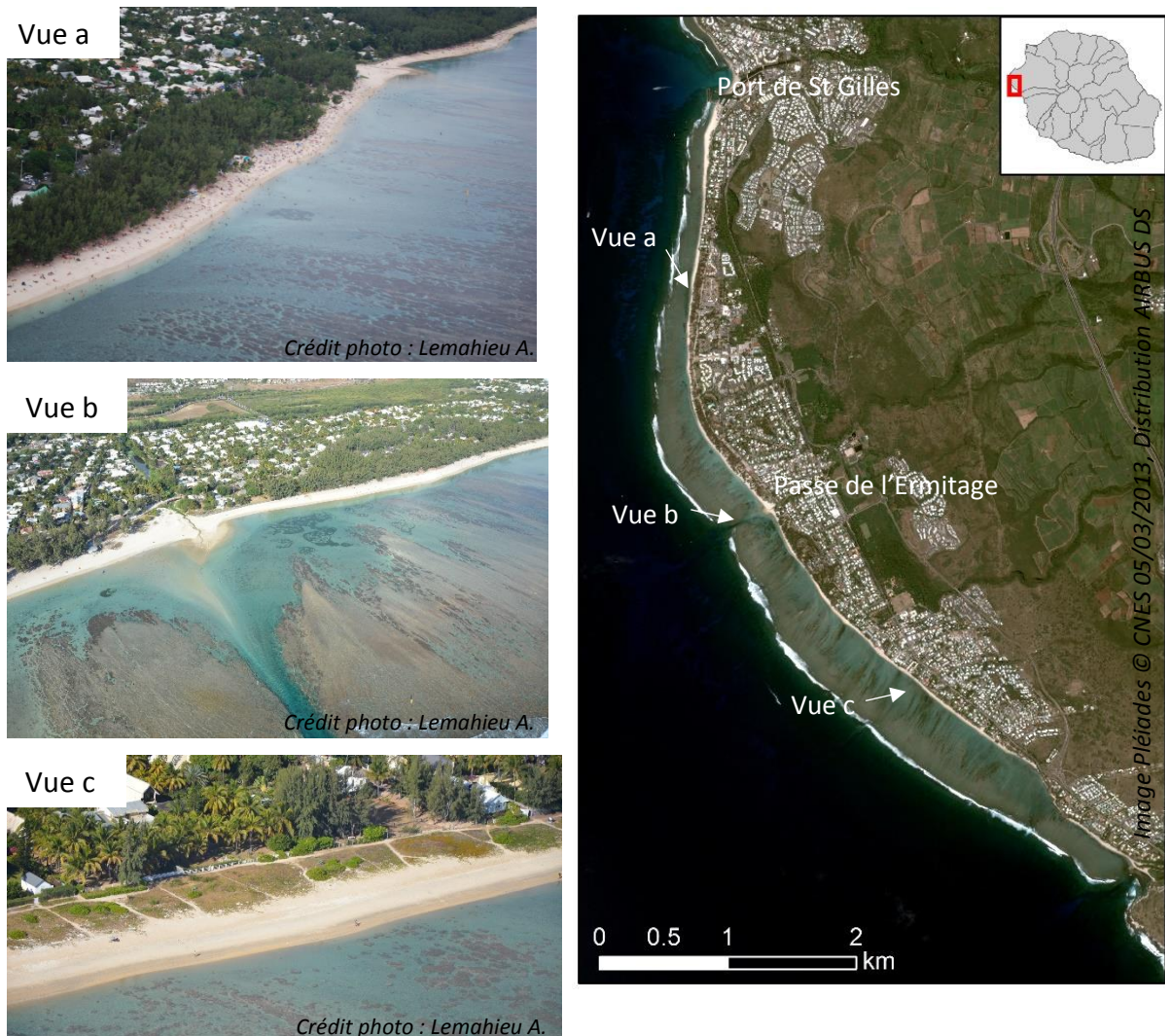


Figure 3-17: Eléments remarquables du paysage des plages de l'Ermitage/La Saline. Vue a : forêt de filaos sur la plage de l'Ermitage ; Vue b : Passe de l'Ermitage ; Vue c : Végétation rampante sur la plage de La Saline

La dépression d'arrière-récif est absente au nord en raison de l'étroitesse du platier qui est occupé par des herbiers de phanérogames jusqu'aux environs de l'Hôtel Récif. Là, la DAR s'élargit pour atteindre jusqu'à 100 m par endroit.

La plage est bordée par des habitations du Port de St Gilles jusqu'au secteur de l'Hôtel Récif. Elle est large dans le secteur des Brisants (75 m) puis se réduit progressivement jusqu'au secteur de Villa Bourbon où elle ne fait que 20 m de large. A ce niveau une forêt de filaos (*Casuarina equisetifolia*) dont l'origine est anthropique s'étend du haut de plage jusqu'à une route longeant la plage. A la bordure côté mer de cette forêt se sont implantés par endroit des restaurants de bord de plage.

La plage de La Saline succède à celle de l'Ermitage dont elle est séparée par la Passe de l'Ermitage. Elle s'étend sur 3 km jusqu'à Trou d'Eau. La côte est orientée 230°N et s'incurve légèrement un peu au nord de Copacabana pour s'orienter 220°N.

La plage est bordée tout le long par des habitations et des hôtels sauf dans le secteur de Trou d'Eau où l'arrière plage est occupée par une petite forêt de filaos. La largeur de la plage est de 20 m au sud de la Passe puis s'élargit pour atteindre jusqu'à 50 m. Elle se réduit de nouveau dans le secteur de Trou d'Eau où sa largeur n'excède pas 30 m.

Le récif frangeant est large dans cette zone de 400 à 500 m. A environ 1 kilomètre au sud de Trou d'Eau, la Passe de Trois-Bassins marque la limite sud du récif frangeant. Cette passe se situe au droit de l'embouchure de la ravine de Trois-Bassins.

3.7 Conditions hydrodynamiques intra-récifales

Sur la côte ouest, les houles dominantes arrivent principalement du SO et SSO (90 % des vagues ; Figure 3-18)¹³. Leur hauteur est généralement de 1 à 2 m mais peut atteindre 4 m lors des épisodes de forte houle.

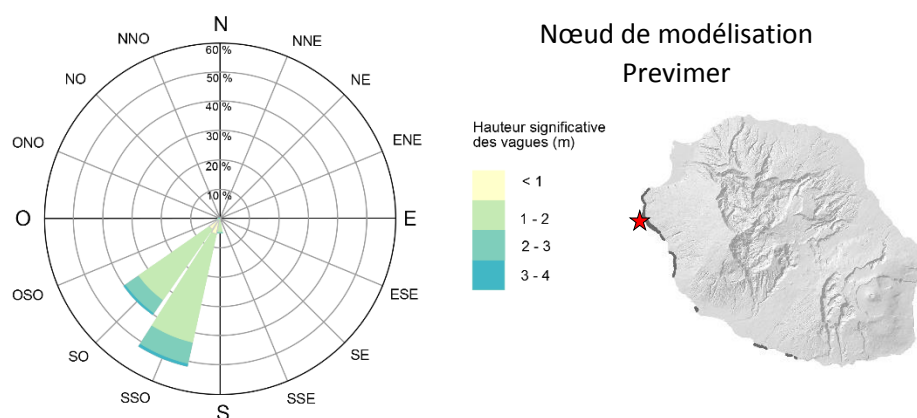


Figure 3-18: Rose des houles en face de l'Ermitage à Saint-Gilles obtenue à partir des données du modèle de vagues de Prévimer

¹³ Pour les mesures de houles à la côte, le CEREMA dispose d'un houlographe situé à la Rivière des Galets mais celui-ci est non directionnel. Les statistiques directionnelles des houles proviennent donc du modèle Prévimer.

Les conditions de vague et la courantologie en pied de plage sont différentes de celles du large. Les plages situées en arrière-récif sont sous l'influence des conditions hydrodynamiques qui règnent au sein des récifs (cf chapitre 1§1.3). La circulation au sein des récifs de La Réunion a depuis longtemps été observée et décrite par plusieurs auteurs : Gabrié, 1985; Montaggioni et Faure, 1980. Les seuls schémas de circulation au sein des différents récifs sont basés sur des observations de terrain de l'orientation générale des alignements du platier (Naim et Cuet, 1989). On les trouve notamment dans les travaux de Gabrié (1985) et Naim et Cuet (1989) pour le récif frangeant de l'Ermitage/La Saline.

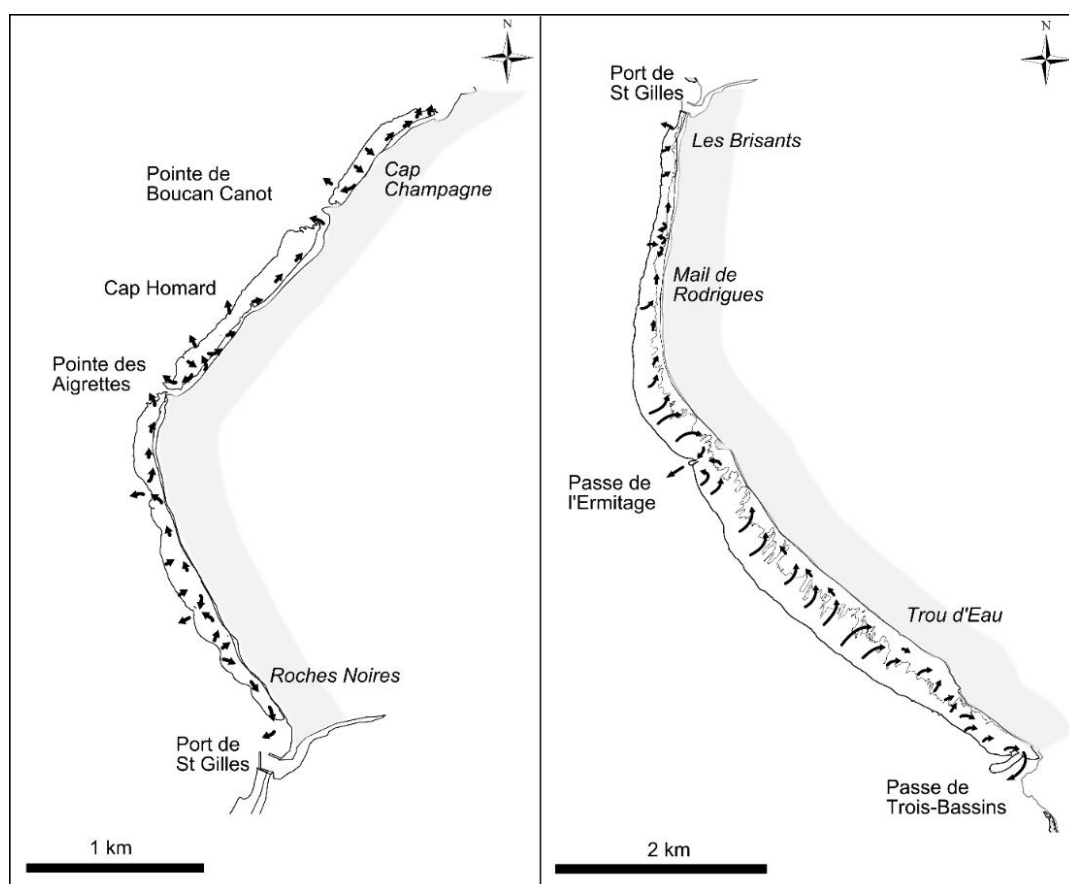


Figure 3-19: Schéma de circulation récifale du Cap Champagne au Port de St Gilles (à gauche) et du Port de St Gilles à la Passe de Trois-Bassins (à droite) (modifié d'après Gabrié, 1985 et Naim et Cuet, 1989)

Globalement, on observe qu'après avoir pénétré dans le récif, les masses d'eau s'orientent préférentiellement en direction du nord, sauf lorsque qu'elles se situent au voisinage des passes par lesquelles elles sont évacuées. La morphologie récifale conditionne des cellules de circulation hydrodynamique délimitées par des chenaux. Le régime des vents, les processus de déferlement et de propagation de la houle au niveau du front récifal dictent aussi la courantologie récifale (Cordier,

2007). Les mesures d'atténuation de l'énergie des vagues indiquent ici une réduction de 70 % à 80 % de l'énergie à marée basse, et 35 % à marée haute. De plus, son étude sur la zone de La Saline a révélé une circulation récifale organisée en 4 cellules hydrosédimentaires entre la Passe de l'Ermitage et la Passe de Trois-Bassins.

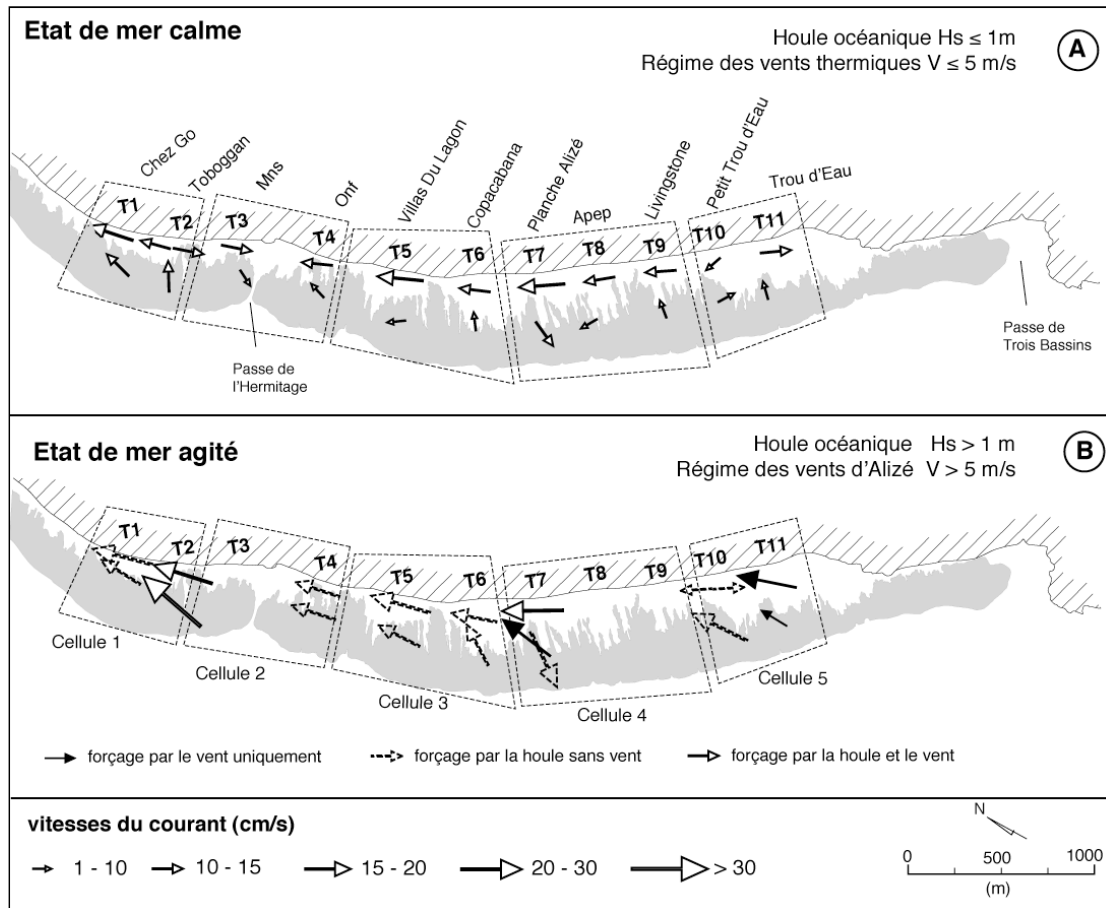


Figure 3-20: Cellules hydrosédimentaires de la zone de La Saline (Source : Cordier, 2007)

Bien que ces mesures donnent un ordre de grandeur des processus, elles ne concernent toutefois qu'une portion limitée du récif et ne sont pas généralisables à l'ensemble des récifs coralliens.

3.8 L'anthropisation du rivage et ses conséquences

Le littoral ouest bénéficiant d'un climat sec est fortement attractif. L'urbanisation des littoraux a débuté dans les années 70. Lagabrielle *et al.* (2007) ont montré que la tâche urbaine pour la microrégion ouest a augmenté de 157 % entre 1989 et 2002 traduisant un fort étalement urbain. Elle s'est surtout faite sur les mi-pentes (150-600 m) et les hauts (> 600 m). Alors que « dans les bas » elle

se traduit par une densification de l'urbanisation en lien avec le prix du foncier¹⁴ en particulier sur Saint-Paul et le TCO (Communauté d'agglomération du Territoire de la Côte Ouest). Cette occupation grandissante est directement liée à la croissance de la population de La Réunion qui était estimée à 845 000 habitants en 2014 (INSEE). Entre 2007 et 2012, la population n'augmente cependant que de 1,0 % par an en moyenne, soit nettement moins vite qu'au cours des périodes précédentes : + 1,8 % par an dans les années 90 et + 1,5 % par an entre 2000 et 2007. Entre 1952-1967 les taux annuels de croissance naturelle de la population étaient encore compris entre 2,9 % et 3,5 % (Sandron, 2007). Sur ce territoire restreint, l'augmentation de la population a de tout temps été identifiée comme un paramètre à maîtriser plus que la façon d'occuper l'espace.

Outre l'anthropisation des bassins versants, cette augmentation de la population se conjugue aussi par une pression grandissante sur les rivages à fort potentiel balnéaire (Lemahieu, 2015). Elle se traduit par la construction d'ouvrages de défense contre la mer et d'intenses usages directs malgré le choix d'une mise en réserve marine (RNMR) en 2007.

3.8.1 Les ouvrages côtiers

L'augmentation de la population et les mutations sociétales ont contribué à figer une partie du littoral. Actuellement, 18 % du linéaire côtier de l'île est artificialisé suite à la mise en place d'enrochements ou à la construction de murs d'habitations. L'implantation d'ouvrages côtiers perturbe localement les conditions hydrodynamiques :

- latéralement : la grande majorité des hauts de plage est actuellement urbanisée avec des habitations se situant parfois à une dizaine de mètres de la mer, notamment au sud de Grand Fond. Ils constituent des obstacles pour le jet de rive. L'urbanisation piège des stocks sédimentaires qui ne sont plus mobilisables pour les échanges sédimentaires et pour compenser les pertes de sables en cas d'évènements extrêmes.
- longitudinalement : l'exemple le plus frappant est la digue du Port de Saint Gilles. Par un effet d'épis, la structure interrompt la dérive littorale sud/nord (Figure 3-21). Le sable s'accumule dans la partie sud au niveau de la plage des Brisants mais n'alimente plus le secteur de Roches Noires aujourd'hui largement déficitaire.

¹⁴ Base de Données Perval des Notaires – Réunion



Figure 3-21 : Influence du Port de Saint-Gilles sur la morphologie de la plage (clichés du 27/11/2012 crédit photo Lemahieu A.)

3.8.2 Fréquentation des plages

Le littoral, notamment en contexte récifal, est un espace très convoité amenant à une diversité d'usages à caractères professionnels ou récréatifs. Les plages coralliennes de la côte ouest ont de surcroît la particularité d'être très accessibles (Moya, 2000).

Les usages de l'espace littoral impactent à la fois les plages et les récifs coralliens qui les bordent. Trois thèses ont permis de qualifier puis de quantifier fréquentation sur le littoral ouest et au sein de la RNMR en particulier (Lemahieu, 2015; Mirault, 2007; Thomassin, 2011). 15 usages différents ont été recensés : la pêche (professionnelle, plaisancière, à pied), la chasse sous-marine, la plongée, la fréquentation balnéaire et plagique, les sports de glisse (surf, windsurf, kitesurf), les activités nautiques telles que le Palmes/Masques/Tuba (PMT), le canoë kayak, le pedalo, le paddle.

En outre, les plages de la côte ouest montrent une très forte fréquentation balnéaire: en 2010 sur 135000 observations, 90 % des usages recensés concernaient les activités de plage et de baignade (Lemahieu, 2015). La fréquentation peut atteindre 760 usagers à l'hectare ce qui représente 2,17 usagers au mètre linéaire (Figure 3-22). Pour les pics de fréquentation, jusqu'à 3000 plagistes et baigneurs ont ainsi pu être observés un après-midi d'été (17 mai 2012).

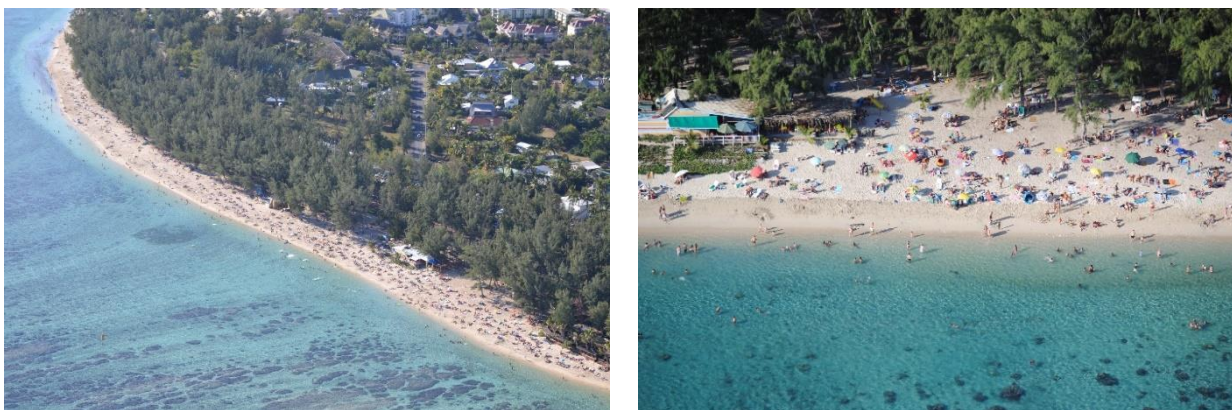


Figure 3-22: Fréquentation par les plagistes et baigneurs à l'Ermitage (le 23/07/2013 à 15h45 à gauche et le 01/05/2011 à 16h à droite)(crédits photos : Lemahieu A.)

La fréquentation impacte la morphologie littorale à différents niveaux. Le piétinement cause des dommages à la végétation dunaire et d'arrière-plage pourtant essentielle à la préservation de ces stocks sableux contre la déflation éolienne. La compaction et le remaniement du sable détruisent l'habitat naturel de plusieurs espèces inféodés à ces milieux (micro-algues, mollusques, crustacés, tortues marines (pour la ponte)) (Defeo *et al.*, 2009). La « sur-fréquentation » engendre également des modifications de la morphologie des plages, qui peuvent se traduire par l'aplanissement des formes telles que les bermes, les dunes ainsi que l'altération du bilan sédimentaire (Simeone *et al.*, 2012). Enfin, le flux important d'utilisateurs et la multiplication des activités induisent une demande en infrastructures balnéaires, touristiques et hôtelière etc., ainsi que la mise en place de pratiques de nettoyage des plages qui sont très impactantes pour le milieu (Davenport et Davenport, 2006). A ce jour aucune étude d'impact des usages n'a été réalisée sur les plages coralliennes de l'île de La Réunion.

3.9 Etat des lieux et suivis du phénomène d'érosion des plages

Le constat du phénomène d'érosion affectant des plages d'arrière-récif à La Réunion date des années 70. Les premières études scientifiques du phénomène n'ont débuté qu'en 1985. L'intérêt de l'état de santé des plages a longtemps été motivé par une volonté de préservation de leur potentiel touristique. Plusieurs institutions se sont intéressées à la question: la DDE (Direction Départementale de l'Équipement) avec l'appui de la CETE Méditerranée (Centre d'Études Techniques de l'Équipement), la CLOE (Cellule Locale de l'Environnement), la DIREN (Direction de l'Environnement), l'ONF (Office National des Forêts), le CIRAD (Centre de coopération Internationale en Recherche Agronomique pour

le Développement). Les études scientifiques visaient en premier lieu à répondre aux demandes institutionnelles. Deux principaux acteurs ont été identifiés BRGM (Bureau de Recherches Géologiques et Minières) et le LGSR (Laboratoire Géoscience Réunion).

3.9.1 Constat d'érosion et chronologie des suivis

A La Réunion, le phénomène d'érosion se lit assez facilement dans le paysage par le biais d'indicateurs qui prennent parfois des formes atypiques (Figure 3-23) :

- de nombreux affleurement de dalles de *beach-rock* ou grès de plage ;
- le déchaussement du système racinaire des filaos (*Casuarina equisetifolia*) ;
- l'affouillement voire l'effondrement des structures anthropiques bordant les plages ;
- la concavité et l'inclinaison prononcées des plages dans certains secteurs ;
- la présence de talus d'érosion pérenne.



Figure 3-23: Marqueurs d'érosion des plages dans le paysage. A: affleurement de beach-rock en pied de plage; B: filaos déracinés sur la plage de l'Ermitage; C: affouillement de murs dans le secteur des Roches Noires; D: talus d'érosion dans la partie nord de l'Ermitage

La première étude scientifique concernant l'érosion des plages d'origine corallienne à La Réunion est celle de Gabrié (1985), menée au sein du Laboratoire de Géologie de l'Université de La Réunion. Sur la

base de mesures de profils de plage réalisées à partir de méthode conventionnelle, l'étude décrit de façon qualitative les changements entre 1984 et 1985 sur l'ensemble des compartiments de plage. Même si certains secteurs montraient des signes d'accrétion, la tendance obtenue à partir des plages étudiées était au recul généralisé. Des causes locales (ouvrages côtiers) et générales (variations du niveau marin) sont évoquées pour expliquer le phénomène. Dans sa conclusion, l'étude pointait déjà l'importance de mettre en place un suivi à long terme pour approfondir les connaissances sur l'évolution actuelle des plages.

Entre 1992 et 1994, à la demande de la Cellule Locale de l'Environnement, le Laboratoire des Sciences de la Terre de l'Université de La Réunion (LSTUR) a lancé un suivi topographique pluri-annuel (Mespoulhe et Troadec, 1994). Durant cette période, des mesures de profils de plage ont été réalisées sur la base d'une méthode utilisant le principe d' Emery (1961). C'est dans l'objectif de préserver les plages, notamment contre les pratiques nuisibles de nettoyage et de fréquentation du haut de plage par les véhicules qu'a été mis en place ce suivi. Il s'agissait également de réhabiliter le haut de plage par re-végétalisation ou tentative de rechargement de plage. Cette étude menée sur l'ensemble des compartiments coralliens de l'île constitue la première étude quantitative sur la dynamique des plages coralliennes de La Réunion. Entre 1992 et 1994 sur la base de 31 profils de plage, elle conclut à un « amaigrissement quasi-général » des plages d'arrière-récif. Elle évoque le cas de l'Ermitage avec un affouillement graduel sud/nord des filaos. Aux dires des riverains rapportés dans cette étude, ils auraient assistés à la "disparition de deux à trois rangées de filaos depuis une vingtaine d'années". Elle évoque l'impact des houles australes qui seraient capable d'induire à la fois érosion et accrétion mais elle n'analyse pas les conditions de forçages associées à ces processus morphogènes. Les causes de l'érosion évoquées sont surtout d'origine anthropique. A l'époque, on jugeait impossible de mesurer avec précision la responsabilité des causes naturelles dans les processus érosifs compte tenu du peu de suivis.

Ce suivi scientifique a été de nouveau relancé en 1998 à la suite d'une demande de l'Association Parc Marin¹⁵. Depuis cette date, le LSTUR réalise ainsi un suivi de profil de plage sur l'ensemble des plages coralliennes sous l'égide de Roland TROADEC, chercheur associé en géomorphologie littorale et principal coordonnateur au niveau du LGSR (anciennement LSTUR Laboratoire des Sciences de la Terre de l'Université de La Réunion). Dans le cadre de l'étude de Gausset (1998), un appareil de mesure dédié aux mesures topographiques, le « topomètre », a été créé par Troadec R.. Le suivi topographique

¹⁵ L'Association Parc Marin de La Réunion créée en 1997 regroupait des élus, des scientifiques, des juristes, des responsables du monde socio-professionnel avec pour objectif de mettre en place la future réserve marine. Elle conduira à la création de la Réserve Naturelle Marine de La Réunion en 2007.

sur l'ensemble des plages coralliennes s'est poursuivi par la suite à l'échelle saisonnière et évènementielle (post-cyclonique) de façon régulière jusqu'en 2004 puis de façon éparse en 2005, 2006 et 2010.

Dans un rapport interne du LGSR (Laboratoire Géoscience Réunion) Troadec dresse un bilan des suivis effectués de 1998 à 2001. Sur l'ensemble des 40 profils de plage suivis, 48% sont déclarés en érosion, 45% en accrétion et 7% stables. Il évoque surtout l'impact négatif des aménagements côtiers (digues, murs d'habitations) pour expliquer cette érosion. Le rôle des forçages extrêmes est évoqué mais non quantifié.

Les travaux de Cordier (2007) constituent la première approche véritablement morphodynamique consacrée aux plages de l'Ermitage et de La Saline. Les bilans sédimentaires issus des suivis de 1998 à 2004 sont mis en relation avec l'énergie de la houle. Cependant, l'étude n'analyse pas les changements morphologiques ou encore le lien avec les paramètres associés aux houles cycloniques (direction, hauteur et période des vagues) et à la morphologie de la côte (orientation, largeur du platier).

Les travaux réalisés par Cordier (2007) et Mahabot (2012) mettent cependant en évidence des incertitudes non négligeables dans ce jeu de données topographiques pouvant conduire à des biais importants dans le calcul des bilans sédimentaires et à une mauvaise interprétation des dynamiques morphologiques. Ces biais inhérents à la méthodologie employée sont déjà évoqués dans la littérature scientifique (Delgado et Lloyd, 2004) : problèmes liés à l'opérateur, à la perte des points de repère etc. Malgré cela, ces suivis ont contribué de façon importante à la compréhension des processus en cours.

Au fil du temps, défavorisés par l'absence d'équipe de recherche impliquée dans le domaine de la sédimentologie ou de la géomorphologie littorale, les suivis topographiques au topomètre s'essoufflent jusqu'à conduire à leur arrêt en 2010.

A partir de 2012, une nouvelle dynamique se met en marche dans le cadre de l'OSU-Réunion, soutenue par la DEAL (Direction de l'Environnement, de l'Aménagement et du Logement) avec pour objectif l'intégration d'un site atelier à La Réunion dans le réseau national de suivi SOERE « Trait de côte, aménagements littoraux » (Systèmes d'Observation et d'Expérimentation au long terme pour la Recherche en Environnement)¹⁶ dédié aux plages sableuses. Ce label de l'alliance nationale de recherche pour l'environnement (AllEnvi) vise à « constituer des corpus de données et produire des démarches qualifiantes essentielles à leur utilisation par différents acteurs, dont les acteurs

¹⁶ ALLENI : alliance nationale de recherche pour l'environnement <http://www.allenvi.fr/groupestransversaux/infrastructures-de-recherche/les-soere/liste-des-soere>

opérationnels ». Les suivis ont été relancés et de nouveaux protocoles de production d'informations ont été déployés, notamment à travers l'utilisation du GPS différentiel. Lorsque le SOERE contribue à la création du SNO (Service National d'Observation) DYNALIT en 2014 axé sur l'étude de la dynamique du littoral et du trait de côte en général (plages, estuaires, falaises), le site atelier de La Réunion intègre ce Service National d'Observation labellisé par l'INSU.

3.9.2 Les causes évoquées de l'érosion

Bien que l'érosion soit un phénomène naturel, ces effets sont en général aggravés par une sur-fréquentation et une gestion non raisonnée de l'espace littoral pouvant mettre en péril des enjeux humains. Plusieurs causes d'origines naturelles et anthropiques ont été évoquées pouvant expliquer l'érosion aujourd'hui constatée sur les différentes plages. Toutefois, comme évoqué par Troadec (2003), la responsabilité de ces différentes causes tient plus d'un constat général que de faits établis scientifiquement faute de données suffisantes.

- Construction d'ouvrages

La construction du Port de Saint-Gilles entre 1966 et 1968 à l'embouchure de la Ravine de Saint-Gilles a eu pour conséquence l'interruption de la dérive littorale sud-nord provoquant ainsi une accumulation de sable au sud du port, sur la plage des Brisants. Gabrié (1985) évoque une avancée de 20 m de la plage des Brisants entre 1966 et 1985 consécutive à la construction de la digue du port. La partie nord du port n'étant depuis plus alimentée, a connu un phénomène d'érosion chronique qui s'est illustré en décembre 2013 par l'effondrement de l'esplanade des Roches Noires conduisant à l'enrochement de ce secteur.

Les ouvrages ponctuels tels que l'ancien ponton de l'Ermitage (Troadec, 2003) ou encore les murs de protection des particuliers qui empiètent sur les hauts de plage ont aussi été évoqués comme cause d'érosion localisée. La situation la plus extrême observée à La Réunion concerne la disparition d'un cordon de plage au droit d'un mur d'habitation à Saint- Pierre (Figure 3-21).



Figure 3-24: Disparition de la plage au-devant de murs d'habitations à Saint-Pierre (05/03/2013 crédit photo : A. Lemahieu)

- Extraction de sables et blocs de coraux vivants et morts

Les extractions de blocs de coraux vivants directement sur le platier étaient une pratique courante pour alimenter les fours à chaux jusqu'en 1969, date à laquelle un arrêté préfectoral (arrêté n° I.1486 du 9 juin 1969) a interdit l'extraction de corail dans les lagons marquant ainsi la fin de l'exploitation des fours à chaux. Bien que leurs impacts restent difficiles à évaluer, ces prélèvements ont probablement contribué au recul des platiers (Naim et Cuet, 1989).

Entre 1979 et 1988, les municipalités avaient également recours à un nettoyage mécanique des plages, dans le but d'extraire les macro-déchets ainsi que les blocs coralliens. Une étude de la CETE Méditerranée estimait une perte d'épaisseur de 1,5 cm/an sur 20 hectares de plages nettoyées (C.E.T.E Méditerranée, 1987). Ce constat motiva l'arrêt de cette activité.

Les prélèvements de sable ont aussi été pratiqués par les particuliers qui y trouvaient là des matériaux gratuits à volonté. Ces pratiques ont aujourd'hui cessé puisque depuis le 30 octobre 1991 un arrêté préfectoral (arrêté n°91 3729 DIC/V3) interdit "les extractions sur le rivage de la mer des sables, pierres, amendements marins et autres matières". Mais leurs conséquences ont largement contribué au phénomène d'érosion.

- Dégradation de l'état de santé récifal

Dès les années 1970, les récifs coralliens montraient déjà des signes de dégradation (Naim et Cuet, 1989) : corail brisé, multiplication d'éponges (Bouchon et Bouchon-Navaro, 1982), d'algues (Faure, 1982), mortalité corallienne et blanchissement (Guillaume *et al.*, 1983). La cause de ces dégradations

était attribuée à l'action mécanique et chimique d'origine naturelle et anthropique. Outre les activités extractives déjà évoquées auparavant, le piétinement par des pratiques de pêche (pêche à pied, pêche à la Zourite) ou balnéaires (PMT, baignades) qui s'opéraient directement sur les platiers provoquaient des dommages directs aux colonies coralliennes. Elles sont maintenant réglementées au sein de la RNMR depuis sa création en 2007.

Les cyclones tropicaux ont pu causer de graves dommages aux récifs comme en 1989 lors du passage du cyclone Firinga qui provoqua la destruction à plus de 99 % du récif de saint-leu et 100% de celui de Saint-Pierre en raison d'un apport massif de matériaux terrigènes qui étouffa les colonies coralliennes (Naim et Cuet, 1989).

La pollution des eaux par des rejets directs d'eaux usées, par la percolation d'eau douce enrichie en nitrates, ou les ruissellements et le lessivage des sols (eaux de pluies, irrigation), nuit fortement au développement des espèces coralliennes (Faure, 1994). Ils provoquent des phénomènes de blanchissement voir une recrudescence de maladies coralliennes.

Conclusion du chapitre 3

L'île étant d'origine volcanique, la nature de ces littoraux, que ce soit les côtes rocheuses ou alluvionnaires, est essentiellement basaltique. Les plages de sables blancs, ne doivent quant à elles leur existence qu'à la présence des récifs coralliens localisés sur les côtes ouest et sud. Elles sont soumises à des forçages naturels variés dont les plus intenses sont marqués par une saisonnalité alternant entre le passage possible de cyclones tropicaux en été, et l'action des houles australes en hiver.

A cela s'ajoutent les forçages anthropiques consécutifs à l'urbanisation importante des zones côtières et des bassins versants. L'importante emprise du bâti a restreint les plages à un territoire exigü d'à peine quelques dizaines de mètres de large par endroit. Il ne faut pas oublier que le stock sableux hérité d'anciens récifs est pour l'essentiel figé par l'urbanisation.

Bien que le phénomène d'érosion des plages ait été signalé depuis 30 ans, il subsiste encore aujourd'hui un manque de connaissance sur la dynamique des plages et leur évolution. La finalité des études précédentes était surtout axée sur la caractérisation du phénomène d'érosion. Pour l'essentiel, les facteurs explicatifs sont aussi bien d'origine anthropique et naturelle mais leur part respective dans la dynamique des plages a été peu étudiée.

Dans un contexte national où la pérennisation des observatoires apparaît nécessaire et dans la continuité des suivis déjà initié auparavant, une révision des protocoles de suivi de la dynamique des littoraux coralliens a été effectuée. Elle vise à répondre à des besoins scientifiques et opérationnels ;

de même, à quantifier et à comprendre l'évolution morphodynamique du littoral et des processus qui sont à l'origine des changements observés.

Chapitre 4. Protocole d'acquisition et d'analyse des données

L'observation des dynamiques morphosédimentaires des plages récifales de l'île de La Réunion s'inscrit depuis 2010 dans la perspective de la labellisation d'un site atelier dans le SOERE « trait de côte et aménagement des littoraux ». Ce label obtenu en décembre 2012 (Mahabot, 2012) a constitué le fil conducteur pour la définition d'un protocole de suivi des plages récifales de La Réunion.

Plusieurs protocoles ont ainsi été déployés et différents indicateurs explorés dans la perspective de caractériser les processus morphosédimentaires associés à ces plages récifales. Cette démarche exploratoire s'est effectuée selon deux axes d'étude. Le premier axe concerne la quantification des processus morphosédimentaires des plages à deux échelles temporelles : à court terme et à moyen terme. Elle est basée sur l'exploitation de données topographiques qui constituent le principal jeu de données mobilisé dans cette étude. La mise en place d'un protocole de suivi de profils de plage au GPS (*Global Positioning System* ou Géo-localisation par Satellite) Différentiel dès 2012 a permis d'encadrer des évènements météo-marins associés aux houles cycloniques (Dumile 2013, Felleng 2013 et Béjisa 2014) et houles australes (deux épisodes significatifs en août 2013 et juin 2014). La caractérisation de l'évolution à moyen terme découle de l'exploitation de données historiques issues des suivis topographiques antécédents. Les forçages météo-marins ont aussi été caractérisés à court à moyen terme dans le but d'éclairer les dynamiques morphosédimentaires observées dans une approche morphodynamique.

Sur la base des observations faites à ces deux échelles de temps, le deuxième axe de cette étude propose une réflexion méthodologique autour des approches spatialisées de suivis surfaciques par MNT-TLS (Modèle numérique de Terrain - Scanner Laser Terrestre) et d'analyse diachronique du trait de côte. Dans un premier temps, la démarche a pour but d'évaluer l'intérêt des suivis à très haute résolution spatiale par TLS ainsi que son contexte de mise en œuvre (fréquence d'échantillonnage, localisation des sites). Dans un deuxième temps, elle permet d'évaluer/de définir la significativité d'indicateurs de trait de côte extraits des données d'imagerie en intégrant les spécificités des littoraux sableux tropicaux anthropisés, à forte composante arborée.

Ce chapitre expose les différentes approches instrumentales et les analyses testées ou retenues dans cette étude. Les sections sont organisées par type de données. Ainsi, les données topographiques et les méthodes d'extraction d'informations sont exposées dans un premier temps. Dans un second temps, l'indicateur trait de côte, les méthodologies d'extraction et d'analyse ainsi que les limites de son interprétation sont décrites. Enfin un troisième point présente les données hydrodynamiques utilisées pour l'analyse des conditions de forçages.

4.1 Les données topographiques

Les mesures topographiques sont nécessaires pour le suivi de la morphologie littorale (Delgado et Lloyd, 2004; Rieb et Walker, 2001). Cela permet d'étudier la morphologie côtière et de quantifier les volumes sédimentaires mobilisés afin de comprendre les échanges qui ont lieu entre les différents compartiments du système à différentes échelles spatiales et temporelles (Clayton, 1980) .

D'un point de vue méthodologique, deux types de levés ont été réalisés afin de caractériser l'évolution morphosédimentaire des plages. Le premier repose sur la mesure de la topographie le long de profil de plage. Le second concerne des acquisitions surfaciques de type MNT. Cette section reprend tout d'abord les principes généraux de ces deux types de mesures puis s'attachera à décrire les méthodes d'acquisition, de traitement et d'analyse des données. Il existe différentes techniques de suivis morphologiques et volumétriques en zone littorale, toutefois l'acquisition de profils topographiques de plages est la plus couramment utilisée (Theuerkauf et Rodriguez, 2012).

4.1.1 Principes généraux

4.1.1.1 Profils topographiques transversaux

Il s'agit de mesurer à différentes dates la topographie de la plage le long de profils transversaux qui s'étendent de l'arrière-plage, depuis un point fixe servant de référence appelé « la tête de profil », jusqu'au pied de plage situé dans la zone intertidale, ou jusqu'à la profondeur de fermeture située dans ce cas à des profondeurs plus importantes. Dans le cas des plages bordés de récif corallien (banc, plate-forme, frangeant), comme nous l'avons vu, la profondeur de fermeture peut correspondre au contact entre la couverture sédimentaire et le platier récifal.

Pour un même profil, la comparaison de relevés à différentes dates permet de déterminer les variations temporelles d'altitude, de morphologie, et de quantifier le bilan sédimentaire (Cooper *et al.*, 2000; Theuerkauf et Rodriguez, 2012). La distance entre deux profils est variable car fixée en fonction de la morphologie de la plage mais elle est souvent supérieure à 100 m et leur localisation dépend de l'objectif de l'étude ou encore de la précision recherchée (Theuerkauf et Rodriguez, 2012). Le choix de la localisation du profil est le plus souvent réalisé à dire d'expert et est fixe, c'est sans doute là le point faible de la méthode.

Aujourd'hui encore, ces mesures peuvent être réalisées par le biais de différents outils. Pour les mesures *in-situ*, il s'agit soit d'instruments simples de nivellement basés sur la mesure de dénivelés relatifs (Delgado et Lloyd, 2004; Emery, 1961; Jack A. Puleo *et al.*, 2008), soit de méthodes de positionnement électronique (théodolites, tachéomètres, station totale) et/ou basées sur des

localisations satellites (Baptista *et al.*, 2008; Morton *et al.*, 1993). Dans ce domaine, l'utilisation du GPS différentiel ou DGPS est la plus utilisée actuellement. D'une précision théorique centimétrique, il permet une bonne estimation des mouvements sédimentaires souvent de l'ordre de quelques dizaines de centimètres.

4.1.1.2 *L'information topographique spatialisée: les Modèles Numériques de Terrain*

Associés aux profils transversaux qui se sont historiquement imposés de par leur souplesse de mise en œuvre dans des contextes de capacité différente de production de données topographiques sur les plages, les Modèles Numériques de Terrain tendent à se généraliser. Ils permettent une modélisation numérique spatialisée de la topographie sur une zone allant de quelques dizaines de mètres à plusieurs kilomètres en fonction des techniques utilisées pour l'acquisition des données. Or, la quantification de l'évolution des côtes requiert une précision horizontale et verticale importante (de l'ordre de quelques centimètres) afin de calculer des bilans sédimentaires. Les techniques de mesure varient en fonction de leur précision, de leur résolution spatiale, de leur difficulté de mise en œuvre, ainsi que de leur coût.

La production de MNT à partir du DGPS est dans ce contexte peu concurrentiel car le temps de réalisation limite la couverture de grandes surfaces (Mason *et al.*, 2000). Pour pallier ce problème, en contexte de systèmes intertidaux ou plages très étendues et à forte déclivité, des systèmes embarqués sur des véhicules motorisés (quad) ont été développés (Robin *et al.*, 2009).

Les techniques de télédétection terrestre telles que le TLS permettent en revanche de produire des MNT de précision de l'ordre du millimètre (± 1 mm à une distance de 100 m sur une surface verticale (French et Burningham, 2009)). Adapté à de nombreux contextes en termes de précision et de couverture, son utilisation pour le suivi morphologique des plages est proposée dans le cadre du SOERE. L'apport de cette technique sur les plages récifales de La Réunion, dans son contexte actuel de déploiement, est évalué dans cette étude.

Les techniques de télédétection spatiale ou aéroportées constituent des approches complémentaires des mesures *in-situ* dès lors que le linéaire côtier sous surveillance est étendu (Jaud *et al.*, 2014). Dans ce domaine, les acquisitions par Lidar aéroporté permettent une précision de l'ordre 15 à 20 cm¹⁷. A l'échelle nationale, un partenariat entre le SHOM et l'IGN a permis la production d'un MNT sur un continuum terre-mer (Litto3D). Cependant, ces données sont livrées avec une précision verticale comprise entre 20 et 50 cm (SHOM). Bien que disponibles sur La Réunion après une campagne

¹⁷ <http://www.risques-cotiers.fr/fr/boite-a-outils/comment-suivre-levolution-de-la-topographie-et-de-la-bathymetrie-de-la-zone-littorale/les-differentes-techniques-de-suivi/mesures-par-scanner-laser-terrestre>

aéroportée en 2009, elles ne seront donc pas mobilisées dans le cadre de cette étude. Le Lidar Clarec (Contrôle par Laser Aéroporté des Risques Environnementaux Côtiers) qui a intégré le panel d'outil du SOERE n'est pas actuellement proposé sur les territoires de l'outre-mer. Enfin, les drones sont de par leur faible coût et souplesse de mobilisation de plus en plus utilisés pour produire des images stéréoscopiques multi-temporelles directement exploitables sous forme d'orthophotographies et de Modèles Numériques de Terrain (MNT) (Jaud *et al.*, 2014). La précision des MNT ainsi obtenus est de l'ordre de 10 à 15 cm (Jaud, 2011). Cependant dans les zones fortement anthropisées les conditions de survols sont très restrictives comme sur le littoral de la Réserve Naturelle Marine de La Réunion (RNMR) et le caractère arboré d'une partie du littoral ne garantit pas un produit pertinent en termes de couverture ou de résolution. Ce type d'acquisition pourrait être testé dans un proche avenir.

4.1.2 Echantillonnage spatio-temporel des données de profil de plage

Les données de profils de plage sont constituées des données historiques et des données récentes acquises en contexte de SOERE. La localisation des premiers à largement contrôlé le positionnement des seconds afin de garantir la production des plus longues chroniques possibles.

4.1.2.1 Localisation des sites

La zone d'étude s'étend de Cap Champagne à Trou d'Eau. Au total 20 sites sont suivis par profils transversaux sur les cinq compartiments. Les emplacements des profils correspondent pour la plupart à ceux initialement fixés par le LGSR (Figure 4-1).

A Cap Champagne deux profils (CCN et CCS) sont suivis dans la partie sud de la plage. Ils sont espacés de 140 m. A Boucan Canot, deux profils BCN et BCS distants de 570 m sont suivis aux extrémités de la plage. A Cap Homard, un profil est suivi dans au nord du compartiment. Le compartiment de Grand Fond compte 6 profils AIG, GFN, GFS, SGC, SGVC, SGVV. Sur ce linéaire, l'espacement entre les profils varie de 450 à 470m de AIG à SGC puis est d'environ 150 m jusqu'à SGVV. Enfin à l'Ermitage/La Saline 9 profils sont suivis dont 5 à l'Ermitage et 4 à La Saline espacés d'environ 1 km.

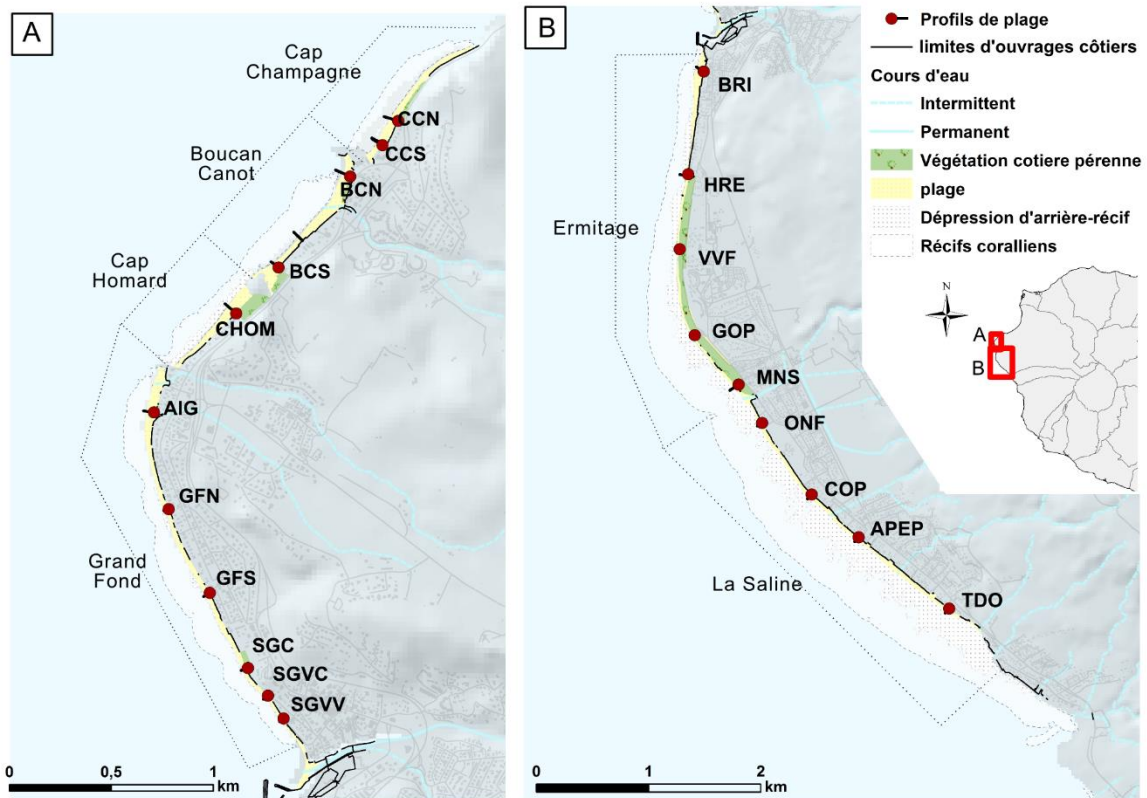


Figure 4-1: Localisation des profils de plage de Cap Champagne à Trou d'Eau (Crédits: BD Topo IGN, Geomer, Carex)

4.1.2.2 Structure de la base de donnée

Deux jeux de données topographiques ont chronologiquement été acquis. Les suivis menés au sein du Laboratoire Géoscience Réunion (LGSR) ont permis la constitution d'un premier jeu de données historique de profils de plage entre 1998 et 2010 réalisé au topomètre. En 2012 avec l'intégration du SOERE « Trait de côte et aménagements littoraux », un nouveau jeu de données a été constitué par un suivi au DGPS.

Les données topographiques de profil de plage dans cette étude sont exploitées à deux échelles temporelles pluri-décennales et événementielles. L'étude de l'évolution à l'échelle événementielle a porté sur les données DGPS acquises au cours de l'étude. Le suivi DGPS est réalisé sur l'ensemble des sites présentés en Figure 4-1; seul le profil HRE n'a pas été exploité dans le cadre du suivi événementiel. Il a fait l'objet de trop grandes incertitudes (erreurs verticales) qui a conduit à un changement d'emplacement.

Depuis décembre 2012, 12 campagnes de mesures ont été réalisées (Figure 4-2). Les dates des levés par profils sont données en annexe. Les campagnes de décembre 2012, décembre 2013, décembre

2014 et décembre 2015 correspondent au suivi annuel du début de l'été austral. Les campagnes de mai 2013, mai 2014, mai 2015 correspondent au suivi annuel du début de l'hiver austral.

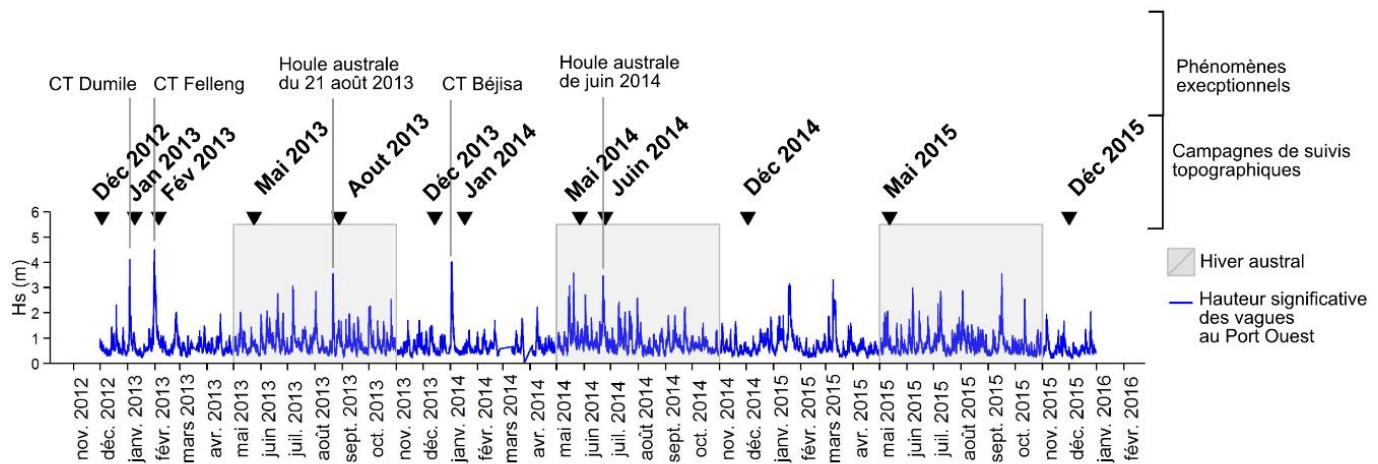


Figure 4-2: Récapitulatif des campagnes de mesure DGPS

Au cours de la période d'étude, 5 phénomènes météorologiques exceptionnels ont été suivis dont 3 cyclones tropicaux (Dumile, Felleng et Béjisa) et 2 houles australes (Houle australe du 21 août 2013 et houle australe de juin 2014). Les campagnes de janvier 2013, février 2013 correspondent respectivement aux campagnes post-Dumile et post-Felleng et janvier 2014 à la campagne post-Béjisa. Les campagnes d'août 2013 et de juillet 2014 correspondent à des suivis post-houles. Les caractéristiques de ces évènements seront décrites plus spécifiquement dans le chapitre qui traite de leur impact morphosédimentaire sur les plages.

L'étude de l'évolution à l'échelle événementielle a porté sur une compilation des données historiques et DGPS (Figure 4-3). L'échantillonnage spatial et temporel diffère des suivis DGPS pour différentes raisons. Premièrement, au fil du temps l'emplacement de certains profils a évolué, de ce fait, des séries n'ont pas pu être exploitées pour l'étude de l'évolution à moyen terme. Ainsi sur les 20 séries de profils, trois ont été jugées inexploitable pour l'étude ; les données des profils SGVV, COP et TDO faisaient l'objet de trop grandes incertitudes de positionnement de la tête de profil.

Deuxièmement, on note également trois changements d'emplacement de profil : CCN1 et MNS1 après le mois de janvier 2006, SGVC1 après le mois de janvier 2012 (perte du repère lors de la reprise du suivi en 2012). Les séries CCN1, MNS1 et SGVC1 désignent ainsi les séries de données initiales qui n'ont pas pu être rattachées aux suivis DGPS. Des nouveaux repères ont été installés dans ces mêmes secteurs et correspondent à ceux qui sont actuellement suivis par DGPS (cf. Figure 4-1). Les données de ces

profils « perdus » ont tout de même été utilisées pour caractériser la morphologie de ces trois plages à moyen terme.

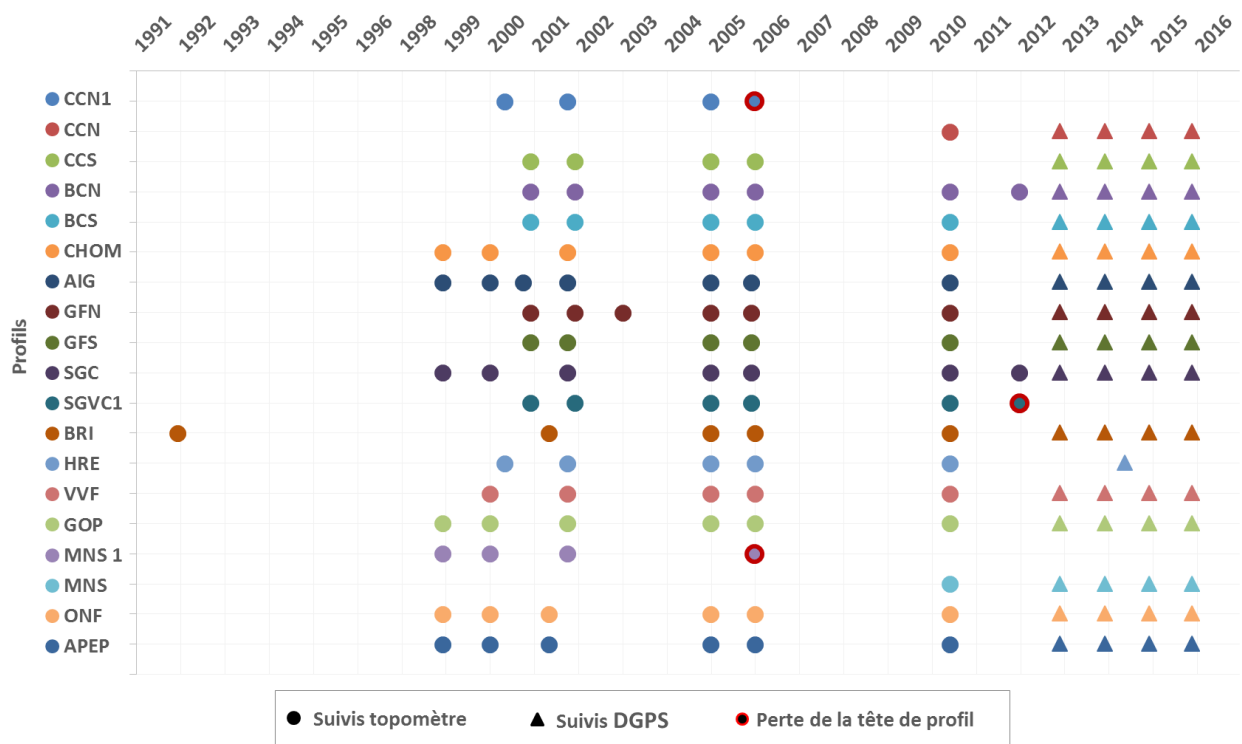


Figure 4-3: Structure de la base de données topographiques pour l'étude à moyen terme

Troisièmement, les données historiques ont du faire l'objet d'une harmonisation pour des raisons déjà évoquées auparavant (cf. Chapitre 3§3.8.1) qui seront expliquées en détail plus loin. A l'issue de ce tri, les dates exploitables sont variables d'un profil à l'autre mais on recense globalement entre 4 et 7 dates entre 1998 et 2010. Une exception toutefois concerne le profil BRI à l'Ermitage pour lequel un profil de 1992 a été utilisé. Pour la caractérisation de l'évolution après 2010, les données historiques ont été complétées par les données DGPS lorsque cela a été possible. Seuls les profils de décembre ont été sélectionnés afin de s'émanciper des variations hautes fréquences associées aux événements extrêmes.

4.1.2.3 Protocole d'acquisition des données topographiques historiques

Cette section décrit le protocole utilisé pour l'acquisition des données historiques. La méthode d'acquisition a fortement conditionné la qualité du jeu de données. Il a fait l'objet d'une évaluation et d'une harmonisation avant de pouvoir être exploité. Ces principales étapes sont expliquées dans cette section.

4.1.2.4 L'appareil de mesure et le protocole d'acquisition

Comme déjà évoqué auparavant, dans le cadre des suivis réalisés à partir de 1998, l'instrument de mesure baptisé « topomètre » a été conçu par Roland TROADEC (Figure 4-4) s'inspirant de la méthode d'Emery (1961). L'appareil se présente comme un cadre constitué de deux tiges, l'une fixe et l'une coulissante, distantes de un mètre et reliées par des barres horizontales (Figure 4-4 A).

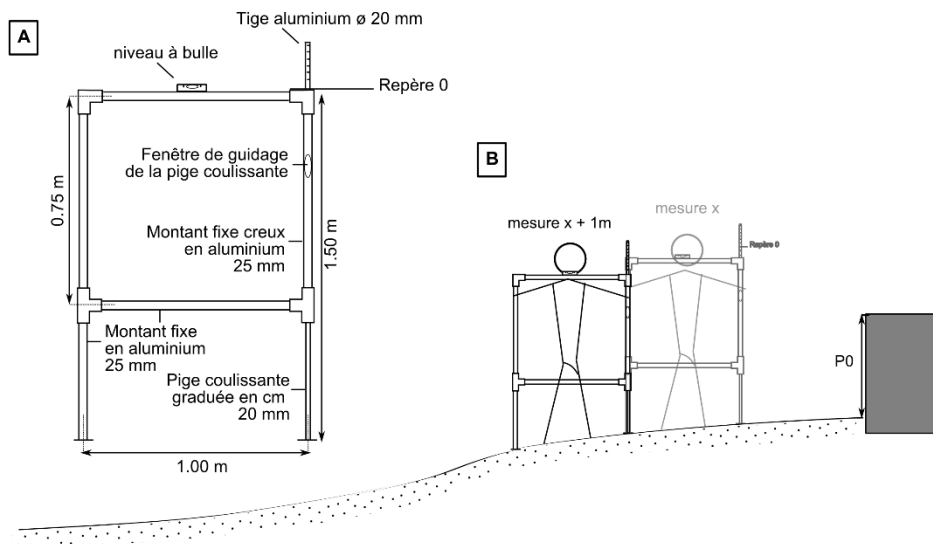


Figure 4-4 Description du topomètre (A) et principe de mesure (B) (Modifié d'après Cordier, 2007)

Le tout est en aluminium afin de garantir la solidité de l'instrument. La tige coulissante est graduée en centimètres et permet la lecture directe du dénivelé. Un niveau à bulle fixé sur la barre supérieure permet de garantir l'horizontalité de l'instrument. Sur l'extrémité inférieure des tiges, des patins plats sont fixés afin d'éviter l'enfoncement de l'appareil dans le sable. Sa fabrication répondait à certains nombres de critères pratiques, notamment celui d'être manipulable par un seul opérateur dans toutes les conditions météorologiques et dans l'eau.

La direction du profil était déterminée grâce à une boussole et matérialisée par une corde tendue ou un alignement de piquets plantés dans le sable. La mesure démarrait au sol, l'élévation entre la tête de profil et le sol était mesurée (P0) et permettait de déterminer l'élévation du profil t+1 par rapport au profil t. Le topomètre était positionné au sol et mis à niveau et la valeur de dénivelé au pas de 1 m (fixé par la largeur du cadre) était lue directement sur la tige graduée. Cette manipulation était répétée le long du profil jusqu'au pied de plage (Figure 4-4 B).

Les variations d'élévation étaient ensuite obtenues par cumul des mesures de distances et de dénivelés.

En 2002, un géoréférencement au GPS différentiel des têtes de profils a été effectué permettant leur rattachement au référentiel géographique local.

4.1.2.5 Evaluation de la qualité des données brutes

La méthode utilisée décrite ci-dessus a été évaluée en 2012 (Mahabot, 2012). Ce travail de vérification a révélé que des imprécisions plus ou moins importantes entachaient ces données, et qu'il était nécessaire de les « corriger » lorsque cela était possible, avant de pouvoir les exploiter.

En effet, l'utilisation de ce type d'appareil a pour principal inconvénient l'effet cumulatif des erreurs d'une mesure à l'autre (Delgado et Lloyd, 2004; Emery, 1961; Puleo *et al.*, 2008). Comme le montre les tests réalisés en 2012 à partir d'une mesure couplée au DGPS (Mahabot, 2012), ces erreurs se traduisent par un décalage altitudinal du profil qui tend à augmenter positivement ou négativement avec la distance. La morphologie du profil est préservée mais l'erreur altitudinale génère une sur ou sous-estimation du niveau réel de la plage. Cela aboutit à des variations altitudinales plus importantes en bas de plage comme l'illustre l'exemple présenté en Figure 4-5 B.

D'autres études utilisant une technique similaire ont été recensées dans la littérature (Delgado et Lloyd, 2004; J. A. Puleo *et al.*, 2008). Les tests de validité effectués par Puleo *et al.* (2008) indiquent un RMS (*Root Mean Square error*) de 0,02 à 0,20 m ; ceux réalisés par Delgado et Loyd (2004) trouvent des décalages allant de 0,05 à 0,12 m.

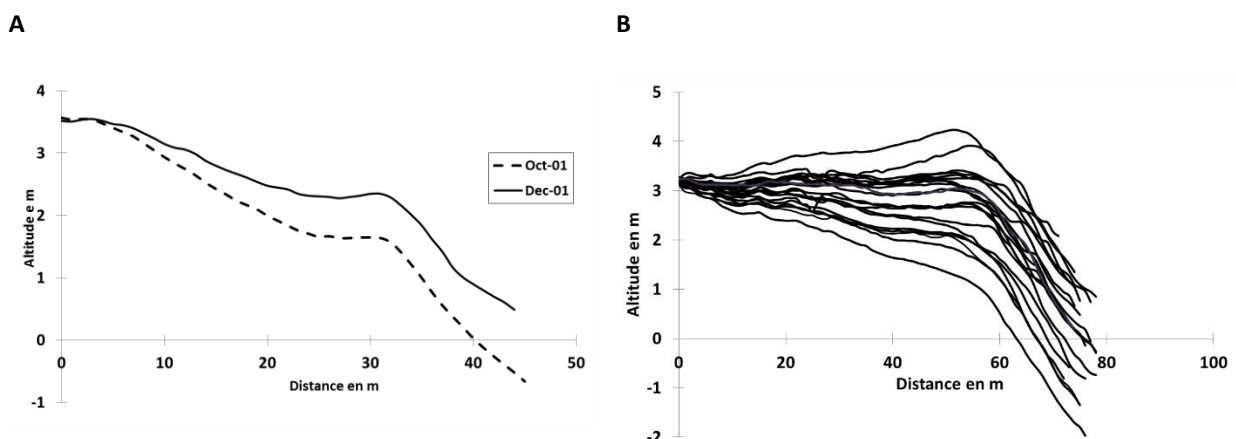


Figure 4-5 Exemple de décalage observé dans les données historiques du LGSR sur un profil à Cap Champagne (A) et sur le profil BRI (B)

Ces erreurs proviennent de la précision intrinsèque de l'appareil et peuvent aussi être liées à l'opérateur (jambes non verticale, lecture erronée de la hauteur, etc.) ou encore à la nature du sédiment qui favorise l'enfoncement de l'appareil. D'autres sources d'erreurs potentielles ont été reportées par Cordier (2007) et Mahabot (2012) concernant le protocole lié au déploiement du topomètre : incertitude de pointage de la direction des profils, mauvaise lecture des dénivelés, détérioration de l'appareil, mauvaises mesure du P0, etc.

D'autres problèmes sont également intervenus durant cette première période de suivi, comme celui de la perte de certaines têtes de profil, soit par vandalisme ou lors d'un fort recul de la ligne de rivage. La méthode ne permettant pas de mettre des têtes de profil éloignées du rivage actuel au risque de propagation d'une erreur trop grande. La disparition de ces repères a impliqué que certaines séries de données présentent des discontinuités temporelles car les suivis ont dû être arrêtés.

4.1.2.6 Harmonisation du jeu de données sur le moyen terme

Le jeu de données initial comportait 142 profils de plage entre 1998 et 2010 ; 21 campagnes de mesure ont été réalisées depuis 1998. L'harmonisation a consisté à ne retenir que les séries de données les moins entachées d'erreurs dans un objectif de caractérisation de la morphodynamique à moyen ou long terme. Cette discrimination a été effectuée sur la base des critères suivants :

- 1 seul profil par an est sélectionné généralement en janvier, mai, octobre ou décembre (avant les périodes d'hiver austral)
- les profils correspondant à des levés post-événements morphogènes (cyclones ou houles australes) sont systématiquement écartés pour éviter l'influence des phénomènes ponctuels.
- Au sein d'une même série, les profils présentant un décalage altitudinal trop important par rapport à l'ensemble des profils sont écartés
- les profils présentant une incertitude trop importante sur le positionnement de la tête de profil sont écartés (SGVV et Roches Noires dans le secteur Grand Fond, dans le secteur sud de la Saline COP et TDO)

Au final 91 profils ont été jugés exploitables correspondant à ceux présentés dans la base de données (cf. §4.1.2.2). Cette étape a permis de minimiser les biais associés aux défauts d'application du protocole. Mais il reste des incertitudes liées à l'appareil qu'il faut évaluer.

4.1.2.7 Evaluation de la précision finale des données

L'incertitude sur la mesure est évaluée à partir d'une comparaison de 10 profils topomètre et DGPS. Les acquisitions ont eu lieu le 31 mai 2012 et ont consisté à lever les profils grâce au topomètre dans les conditions habituelles du protocole de suivi appliqué depuis 1998. La position exacte de celui-ci est

levée en temps réel au DGPS et sert de profil de référence pour l'évaluation de la qualité de mesure de dénivelé entre deux points.

L'erreur individuelle de lecture du dénivelé sur chaque point est ainsi estimée à $-0,004 \pm 0,001$ m (à partir de 269 mesures). Elle correspond à la moyenne des écarts et à l'incertitude type. Pour comparaison, Delgado et Loyd (2009) trouve une erreur individuelle de mesure de $-0,002 \pm 0,001$ m.

4.1.3 L'acquisition de profils topographiques par DGPS

L'intégration du SOERE impose la production de données interopérables. Une mise à jour des protocoles de suivis a donc été effectuée et depuis 2012 les suivis topographiques sont menés par le biais d'un DGPS. Le protocole appliqué est décrit dans cette section.

4.1.3.1 *Le matériel*

Le suivi DGPS des profils de plage a débuté en mai 2012, il avait pour objectif l'évaluation de la qualité des levés historiques. Les premiers relevés topographiques de mai 2012 jusqu'en février 2013 ont été réalisés avec un récepteur mobile GPS Leica 1200+. Les levés ont été effectués en mode RTK-GPS (Real Time Kinematic, en anglais ou RTK) en se connectant par liaison GSM au réseau de station GPS/GNSS fixe (réseau Lél@¹⁸). Ce mode de fonctionnement présentait l'avantage de pouvoir effectuer les levés avec un seul récepteur (mobile), ce qui permet une durée d'acquisition de 10 min par profil. Les données sont livrées déjà corrigées en coordonnées projetées. Cependant, des acquisitions répétées ont mis en évidence des décalages verticaux de l'ordre de ± 10 cm sur des zones de plages pourtant fixes. De plus le signal difficile à capter en situation arborée a abouti à des temps d'acquisition prolongés ou tronqués.

Pour ces raisons, en 2013 l'OSU-Réunion fait l'acquisition d'un DGPS (Figure 4-6) sur convention avec la DEAL. Depuis avril 2013, les levés topographiques sont ainsi réalisés par le biais d'un GPS différentiel de marque Topcon qui se compose de deux récepteurs Hiper II et d'un carnet de terrain FC-250.

¹⁸ Mis en place et entretenu par le prestataire de service Précision Topo, le réseau Lél@ compte une dizaine de stations de GPS permanent réparties sur l'ensemble de l'île. Il permet le positionnement temps réel avec une précision centimétrique de tous les capteurs mobiles GPS/GNSS compatibles. Trois stations sont accessibles gratuitement depuis le site du RGP de l'IGN (<http://rgp.ign.fr/>) pour le post-traitement des données DGPS

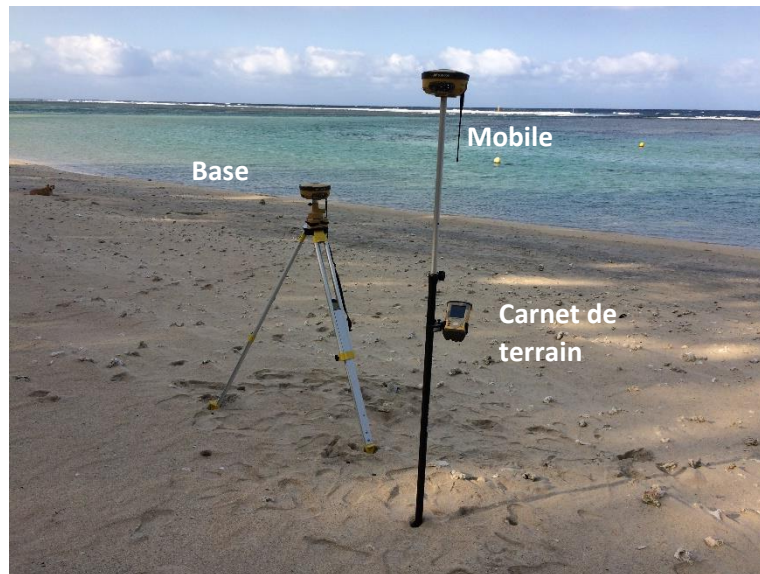


Figure 4-6: Déploiement du GPS Différentiel de l'OSU-Réunion sur la plage de l'Ermitage

4.1.3.2 Le protocole d'acquisition

Le protocole a consisté à mesurer la topographie de la plage depuis la tête de profil jusqu'au pied de plage. Plusieurs étapes sont répétées pour chaque profil : installation de la base, initialisation de la connexion radio mobile/base, acquisition des données, acquisition des points de calages.

- **Les contraintes du terrain**

La configuration du terrain et l'occupation du sol a généré certaines contraintes lors des différentes étapes du protocole d'acquisition des données. Elles sont surtout liées à l'urbanisation limitant l'accès du linéaire côtier sur des centaines de mètres de parcelles privatisées clôturées par des murs bordant le haut de plage. Ces contraintes concernent : la matérialisation des têtes de profil et la mise en station de la base.

Sur le Domaine Public Maritime (DPM), les têtes de profil sont matérialisées par des bornes dont la mise en place a nécessité un AOT (*Autorisation d'Occupation Temporaire* du domaine public). Cependant, elles sont encore en majorité matérialisées par des taches de peintures ou des clous directement situés sur les murs de clôture. L'empiètement des habitations sur le Domaine Public Maritime et la réticence des propriétaires privés quant à l'installation de bornes repère pour les têtes de profils au pied de leur clôture a fortement contraint la pose de points pérennes¹⁹.

¹⁹ En 2014, 10 bornes ont été créées après l'obtention d'un AOT de la DEAL. Pour cette étude, les données sont rattachées aux anciens repères.

Concernant la mise en station de la base, en principe, celle-ci doit être positionnée sur un point fixe de coordonnées connues. Ici l'urbanisation des hauts de plage a, dans certains endroits, restreint la mise en station de la base directement sur la plage. La base fonctionne en mode autonome ce qui signifie que sa position de référence est précise au mètre. La position finale est obtenue par une procédure de post-traitement en laboratoire. Il existe une exception toutefois dans la zone de Boucan Canot où un point de mise en station pérenne a pu être installé dans le jardin privatif d'un hôtel (le Boucan Canot). Il permet le levé de six profils topographiques de Cap Champagne à Cap Homard.

Avec ce mode de fonctionnement, la durée de levé d'un profil varie de 20 à 30 min. Quatre demi-journées sont nécessaires pour couvrir l'ensemble des sites. Le faible marnage (<1 m) ne constitue pas une contrainte pour la planification des acquisitions de terrain.

- **Méthode de levé du profil**

La topographie le long du profil est levée point par point depuis la tête de profil jusqu'au pied de plage. Ce mode d'acquisition consiste à stationner sur le point à mesurer pendant quelques secondes (durée paramétrable), la mesure finale étant une moyenne des mesures. Cela permet de minimiser les erreurs liées au mauvais positionnement de la canne GPS²⁰.

L'orientation des profils est intégrée dans le carnet de terrain sous forme d'une couche SIG (Système d'Information Géographique) vecteur générée au préalable en laboratoire. La densité de points collectés est fonction de la morphologie de la plage. Les points sont plus espacés sur une portion de plage de pente régulière et plus resserrés au niveau des discontinuités et ruptures de pente (berme, talus). Les données sont enregistrées directement dans le carnet de terrain.

Les points de calage sont levés. Ils correspondent à des points invariants situés sur des éléments fixes du paysage, tels que des murets (Suanez *et al.*, 2008). Ils servent à contrôler la pertinence des mesures d'un levé sur l'autre.

- **Post-traitement des données**

A l'issue de l'acquisition, une étape de post-traitement des données est réalisée en laboratoire. Elle est nécessaire pour corriger les coordonnées de la base. Elle est réalisée par le biais du logiciel dédié Topcon Tools v8.0. La position réelle des stations bases est déterminée grâce aux fichiers

²⁰ La planimétrie du récepteur mobile est calée sur un plan « virtuel » horizontal par la lecture d'un niveau à bulle présent sur la canne télescopique supportant le récepteur mobile (Suanez et al., 2008). Ce nivellement permet de fixer une surface plane de référence à partir de laquelle la hauteur des points se réfère. Un mauvais « bullage » induit des décalages altitudinaux (coordonné Z).

d'enregistrements des données brutes de la base²¹ et aux données de la station RGP (Réseau GNSS Permanent) la plus proche pour laquelle les données sont téléchargées sur le site de l'IGN.

Les décalages obtenus sont propagés sur les coordonnées des points relevés afin d'obtenir leurs coordonnées finales. Une étape de vérification de la qualité des données est effectuée à partir des points de calages. En comparant les mesures effectuées à différentes dates, la précision du positionnement est estimée à ± 2 cm.

Les données corrigées sont archivées sous forme de fichier au format *.csv par date compilant les informations x,y,z. Ce format a été choisi car il offre plus de souplesse et de compatibilité avec d'autres logiciels pour l'automatisation de l'analyse des données (ex : calculs des bilans volumiques).

4.1.3.3 Bancarisation des données et métadonnées

Le stockage des données et métadonnées sous forme numérique sur une plateforme garanti une diffusion et une exploitation ultérieure sécurisée pour l'analyse et pour la production de synthèse à différents niveaux et par différents acteurs.

Actuellement, les données de profils de plage du site atelier de La Réunion sont physiquement hébergées par l'Infrastructure de Données Spatialisées (IDS) de Dynalit²². Concrètement les données sont sauvegardées dans une base de données de type PostgreSQL avec la cartouche géospatiale PostGIS. Cette bancarisation temporaire sur les serveurs du SNO Dynalit a permis de pallier le manque d'IDS opérationnelle à l'OSU-R. En effet la politique de gestion des données au sein du SNO est de sauvegarder la donnée au plus proche du scientifique qui l'a produite et de la rendre disponible à l'ensemble de la communauté via des flux interopérables. Le système Geosur, en cours de développement à La Réunion, a pour objectif de répondre à ces besoins. Il permettra tout d'abord de cataloguer et de décrire l'ensemble des données produites à l'OSU-Réunion via l'outil Geonetwok. Geosur permet aussi, à travers l'outil Geoserver, de générer un flux WMS. Ainsi et grâce à l'exploitation de ce flux, les données profils de plage de La Réunion, bien que sauvegardées sur les serveurs de l'OSU-Réunion, seront consultables sur le visualiseur de Dynalit. Ceci facilitera, notamment, la mise à jour des jeux de données diffusés.

²¹ Les données des signaux satellites captés en temps réel par la base sont enregistrées sur une carte mémoire intégrée au dispositif.

²² <http://dynamit.indigeo.fr/geocms/maps/dynamit-jtnvimml#project>

4.1.4 Les acquisitions au Scanner Laser Terrestre (TLS)

La mise en œuvre des acquisitions TLS sur le site atelier de La Réunion est effectuée dans le cadre d'un partenariat entre l'OSU-Réunion et l'OSU-IUEM de Plouzané (29). Il permet de bénéficier d'un soutien technique qui consiste dans 1) dans la mise à disposition de l'instrument dans le contexte de missions annuelles de scientifiques du Laboratoire Domaine Océanique (LDO) à La Réunion depuis 2011, 2) la mise à disposition des licences de logiciels pour le traitement des données (effectué à Brest) et 3) la formation aux méthodes d'acquisition et à l'utilisation des logiciels.

4.1.4.1 Principe du TLS

Un Scanner Laser Terrestre est un instrument de mesure s'appuyant sur la technologie Lidar. Il utilise le délai aller-retour d'une onde électromagnétique (dans le proche-infrarouge) pour déterminer la distance le séparant du point à mesurer.

L'appareil permet l'acquisition de données dans deux directions simultanées (Figure 4-7) :

- dans la direction longitudinale grâce à la rotation de la tête de l'appareil qui effectue ainsi un balayage à 360° de la zone.
- dans la direction transversale grâce à la rotation de miroirs qui orientent le faisceau dans le plan vertical.

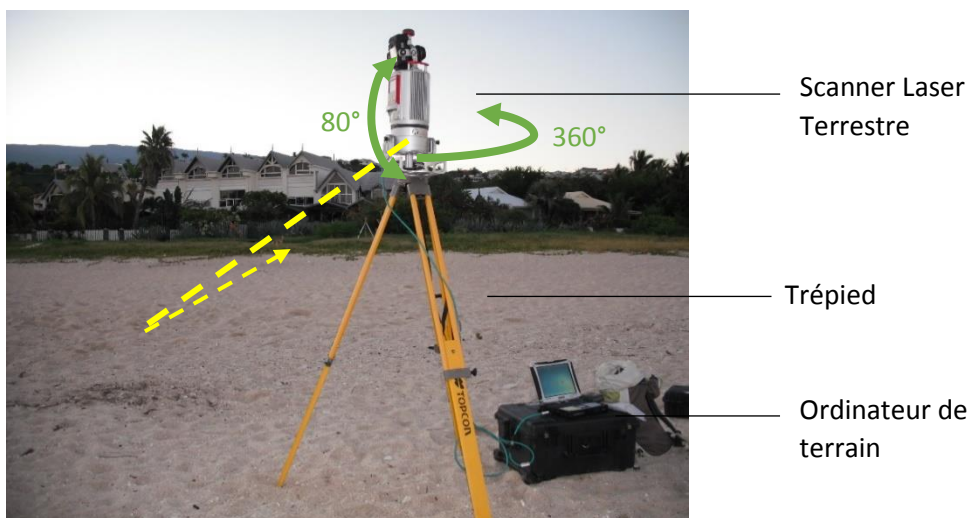


Figure 4-7: Déploiement du Scanner Laser Terrestre sur la plage des Brisants

Le signal est réfléchi par l'ensemble des objets environnants frappés par l'onde (sol, végétation, bâtiments, humains...). Ces mesures sont restituées sous forme d'un nuage de points 3D de densité hétérogène. Celle-ci est influencée par des paramètres géométriques et radiométriques. La densité du nuage de points dépend de l'angle d'incidence de l'onde émise par rapport à la surface imagée. Sur les

surfaces planes comme les plages, le nuage de points est plus dense dans le voisinage proche de l'appareil et diminue en s'éloignant. Elle dépend aussi de la réflexion des objets scannés (humidité).

4.1.4.2 Le matériel

Le matériel utilisé entre 2011 et 2015 RIEGL LMS-Z390i. La portée théorique est de 400 m sur une surface réfléchissante à 80%. Depuis 2015, un nouveau modèle est déployé Riegl VZ-400. Il possède une portée théorique plus grande 600 m pour une surface réfléchissante à 90% et intègre un appareil qui photographie le paysage environnant.

Les acquisitions nécessitent du matériel complémentaire qui sont un ordinateur de terrain, un DGPS et des cibles réfléchissantes. L'ordinateur de terrain est indispensable pour paramétrer le TLS et réaliser les acquisitions via le logiciel Riscan Pro v2.0. Les cibles réfléchissantes sont utilisées comme repères pour géoréférencer les données. Les cibles utilisées ici sont matérialisées par des cylindres réfléchissants plus adaptés aux surfaces planes des plages (Jaud, 2011)(Figure 4-8). Le DGPS est utilisé pour lever les coordonnées des cibles positionnées aléatoirement sur la plage lors de l'acquisition.



Figure 4-8: Cibles réfléchissantes cylindriques utilisées pour les acquisitions TLS

4.1.4.3 Echantillonnage spatio-temporel

Les mesures par TLS sont effectuées uniquement sur trois sites du compartiment Ermitage. Ils ont été choisis dans la perspective de capturer la dynamique morphosédimentaire au sein d'une cellule de transit sédimentaire complète avec 3 sites positionnés en amont transit (Passe de l'Ermitage), en position intermédiaire (Go Payet) et en aval transit (Brisants). Le site de la Passe de l'Ermitage (PERM) est comme son nom l'indique localisé à l'embouchure de la Passe de l'Ermitage. Le site de Go Payet (GOP) est localisé en face du restaurant « Go Payet ». Le site des Brisants correspond à la zone de plage située directement au sud du port de Saint Gilles.

Six acquisitions ont pu être réalisées entre 2011 et 2016 à une fréquence annuelle. Le détail des dates d'acquisition est donné en tableau 4-1. Seules quatre années sont exploitées dans le cadre de ces travaux sur la période de 2011 à 2014. Ce choix résulte de la disponibilité des données traitées à ce jour.

Tableau 4-1: Dates des acquisitions TLS par site et par année

	2011	2012	2013	2014
Les Brisants (BRI)	01 juin	04 avril	16 avril	17 mai
Go Payet (GOP)	30 mai	3 avril	16 avril	10 mai
Passé de l'Ermitage (PERM)	30 mai	3 avril	15 avril	17 mai

4.1.4.4 Protocole d'acquisition

Le protocole appliqué pour l'acquisition par TLS est celui décrit de façon détaillée par Jaud (2011) (Figure 4-9). Nous en repreneons ici les principales étapes. La première étape de l'acquisition consiste dans le choix du positionnement des zones d'acquisition et de mise en station du TLS. L'appareil est positionné

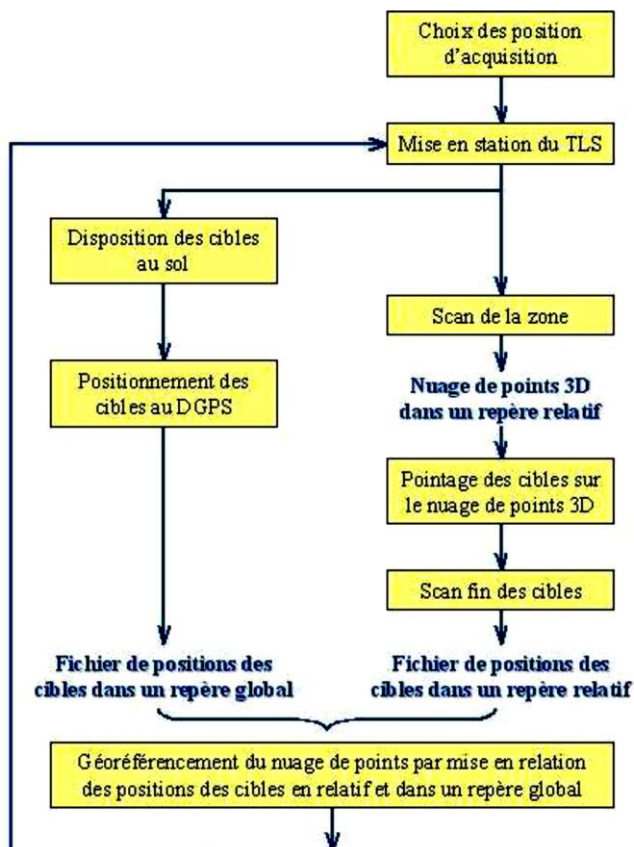


Figure 4-9: Etapes de réalisation d'un scan au Scanner Laser Terrestre (Source: Jaud, 2011)

sur un trépied. La portée de l'appareil étant limitée (400m dans le cas du RIEGL LMS Z-390i) plusieurs mises en station peuvent être nécessaires pour couvrir l'intégralité de la zone étudiée. L'espacement entre les différentes mises en station est choisi de façon à avoir une zone commune superposable entre les différents nuages de points.

La deuxième étape consiste à positionner sur la plage les cibles réfléchissantes nécessaires au géoréférencement du nuage de points dans un repère absolu. Environ 10 à 15 cibles sont disposées manuellement de façon aléatoire sur le terrain et leur position est relevée au GPS Différentiel.

Un premier scan de la zone est réalisé. L'opération peut durer plusieurs minutes (< 30

min par scan). A l'issue de ce scan, les cibles sont repérées dans le nuage de points dans RiscanPro de façon semi-automatique grâce à l'intensité de réfléchissement du signal à leur surface. Puis, un scan à fine résolution permet leur positionnement précis. Les différentes opérations décrites ci-dessus sont répétées selon le nombre de mises en station.

4.1.4.5 Post-traitement des données

A l'issue des acquisitions, les données brutes doivent être post-traitées. Les étapes décrites ici sont celles utilisées pour post-traiter les données dans le cadre de cette étude (Figure 4-10). Elle fait appel à différents logiciels en fonction des étapes de post-traitement.

- 1) Le post-traitement consiste dans un premier temps au géoréférencement du nuage de points dans un repère absolu. Il nécessite la correction préalable des coordonnées DGPS des cibles afin d'en corriger des erreurs de positionnement²³. Les coordonnées finales sont attribuées aux cibles localisées dans le nuage de points de façon automatique par le logiciel RiscanPro.
- 2) Les nuages de points issus des différentes positions du TLS sont fusionnés dans le logiciel 3DReshaper v7.0. Une étape de vérification de la bonne superposition des zones communes est effectuée visuellement. Une correction de la position des nuages de points peut être effectuée par transformation géométrique (translation, rotation), en se basant sur des objets fixes communs aux différents nuages.
- 3) Les fichiers sont nettoyés visuellement pour en éliminer les éléments du sursol (végétation, bâtiments, ...) ou situés hors de la zone d'intérêt (Figure 4-11). Un premier nettoyage « grossier » dans le logiciel 3DReshaper permet l'élimination des éléments les plus visibles. Cela permet de réduire nettement le poids des données. Ensuite, un nettoyage fin est réalisé grâce au logiciel Fledermaus v7 qui est un logiciel de visualisation et d'édition en 4 dimensions. Il permet une navigation dans le nuage de points par fenêtre glissante pour en extraire les points aberrants. Dans le contexte local en particulier, la présence de la végétation rampante (*Ipomea*) et arbustive (système racinaire des filaos) a posé problème lors du nettoyage des nuages de points. Leur densité masque complètement l'information quant à l'altitude du sol qu'ils recouvrent. Il a donc été fait le choix la plupart du temps d'éliminer complètement les zones végétalisées. La végétation rampante n'a pas été éliminée des données 2014 par manque de temps²⁴. Cela ne pose pas de problème dans la mesure où les ruptures de pentes permettent d'identifier facilement les zones végétalisées et de ne pas les prendre en compte.

²³ Pour rappel, la configuration du terrain contraint l'installation de la base sur la plage ; ses coordonnées doivent être corrigées au préalable.

²⁴ Le post-traitement a été effectué dans le cadre de missions annuelles à l'IUEM à Brest.

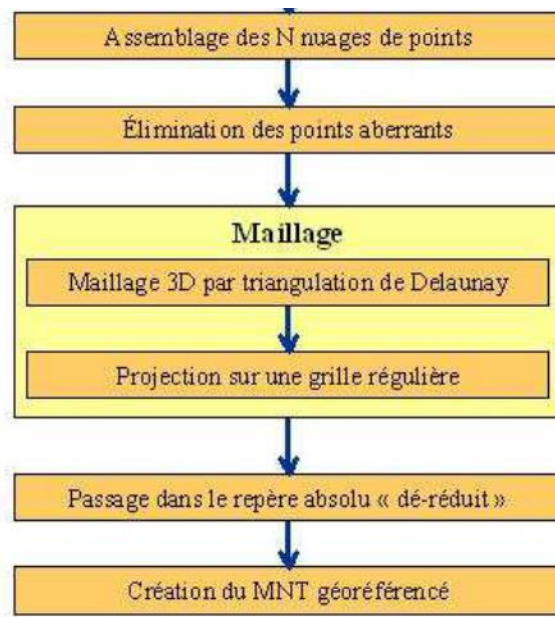


Figure 4-10: Principales étapes du post-traitement des données TLS (Modifié d'après Jaud, 2011)

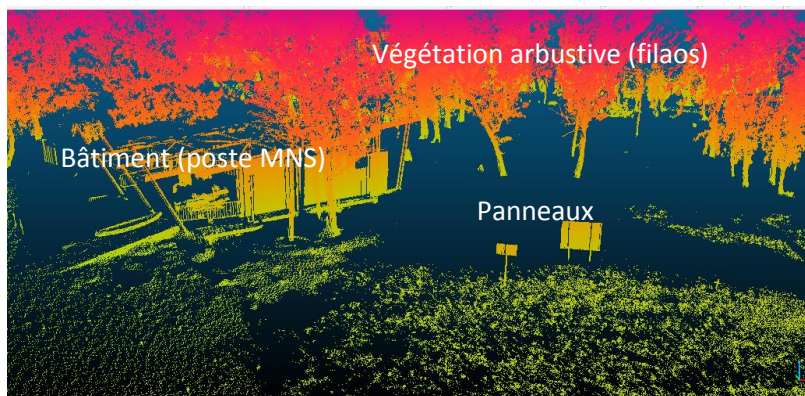


Figure 4-11: Exemples d'éléments de sursol à éliminer du nuage de points dans le secteur de la Passe de l'Ermitage

- 4) Un MNT ou un MNE (lorsque la végétation rampante a été gardée) est généré à partir du nuage de points nettoyé. Dans 3DReshaper un maillage TIN (Triangulated Irregular Network) est déterminé à partir du nuage de points nettoyé. Le nuage est ensuite projeté sur le maillage et ré-échantillonné à la résolution voulue (ici 10 cm) pour générer une grille régulière. Le MNT ainsi obtenu a une précision de ± 5 cm (Jaud, 2011).

5) Les données finales sont enregistrées dans un format générique d'export ASCII²⁵ pour être analysé sous le logiciel ArcGis v10.2.2.

4.1.5 Analyse des changements morphosédimentaires (profils et MNT)

L'analyse des données topographiques vise à mettre en évidence les changements qualitatifs (morphologie) et quantitatifs (volumes). Elle est basée sur une analyse descriptive de la morphologie et une approche volumique pour quantifier les mouvements sédimentaires.

4.1.5.1 Une approche morphologique descriptive

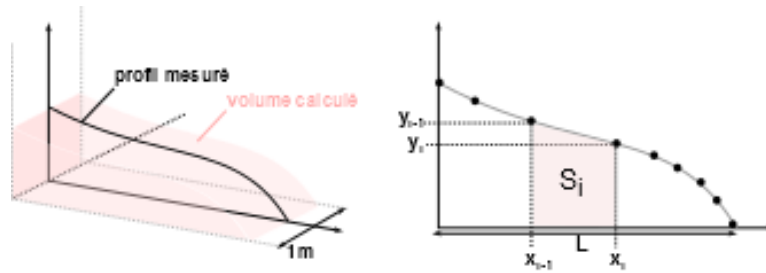
Le faible nombre de répliques limite l'utilisation des méthodes statistiques pour décrire la variabilité des profils à l'aide de paramètres tels que la moyenne ou l'écart-type. Un indice géomorphologique permettant de décrire quantitativement la morphologie d'un profil est la pente. Toutefois la morphologie des profils n'est pas toujours linéaire ce qui constitue une difficulté pour définir une valeur de pente unique pour l'ensemble d'un profil. L'étude des variations morphologiques de la plage subaérienne a donc été basée sur la description des variations d'altitude, de la largeur du profil et l'évolution des structures géomorphologiques en présence (berme, talus).

4.1.5.2 Approche par bilans volumiques des données de profils de plage

Les bilans sédimentaires sont calculés entre les différentes dates pour chaque profil. En considérant une surface de morphologie constante sur un linéaire de 1 m de part et d'autre des profils, les volumes en mètres cubes sont obtenus en intégrant cette surface au-dessus d'un niveau de base (Figure 4-12). La courbe représentant le profil de plage est formée par l'approximation de la topographie entre les différents points mesurés au DGPS. En réalité, la surface occupée par cette courbe est calculée par la somme des aires des trapèzes compris entre deux points successifs mesurés (équation 4-1, Figure 4-12).

Le niveau de base correspond ici au niveau moyen de la mer déduit des références altimétriques calculées pour le Port Ouest (SHOM, 2013). Il sera considéré pour l'étude comme coïncidant avec l'altitude zéro du référentiel altimétrique local (IGN89). Cette méthode de calcul permet d'intégrer les changements volumiques qui interviennent au-dessus d'un niveau de référence. Les volumes différentiels entre deux levés successifs sont obtenus par soustraction des volumes en mètres cubes. Pour un même profil, le bilan volumique cumulé est la somme des bilans volumiques date à date.

²⁵ ASCII : American Standard Code for Information Interchange



$$\int_0^L \text{Surface} = \sum_{i=0}^L S_i = \sum_{i=0}^L \frac{1}{2} \times (y_i + y_{i-1}) \times (x_i - x_{i-1}) \quad (4-1)$$

où x est la distance cross-shore et y l'altitude du point.

Figure 4-12 Méthode de calcul des bilans volumiques à partir des profils de plage

4.1.5.3 Méthode de calcul de l'incertitude sur les bilans volumiques

Les incertitudes sur les bilans volumiques sont calculées en tenant compte de la précision des mesures qui diffère ici selon la technique employée.

Lors de la mesure par DGPS les coordonnées x, y, z des points sont indépendants les uns des autres. La précision de mesure pour chaque point est de $\pm 2\text{cm}$. L'incertitude sur les volumes est calculée selon l'équation (4-2) (Figure 4-13). On montre qu'elle est proportionnelle à la longueur du profil au-dessus du niveau de référence.

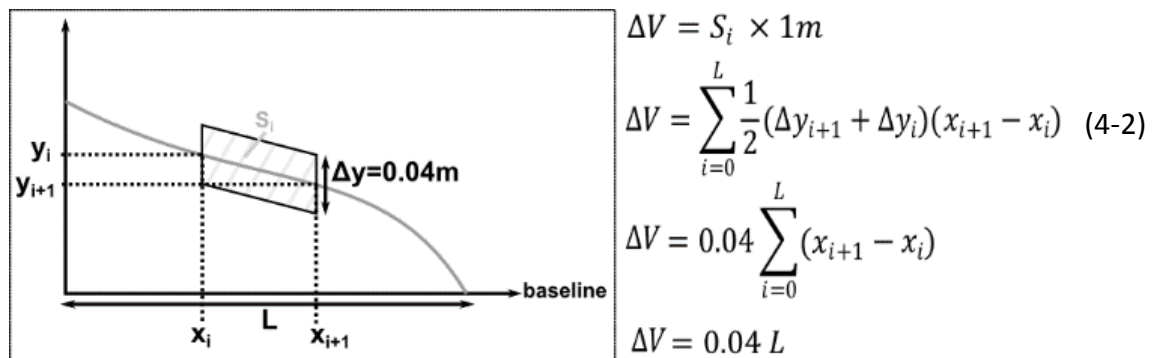


Figure 4-13 Méthode de calcul de la marge d'erreur volumique des mesures DGPS

En ce qui concerne les données acquises au topomètre les distances par rapport à la tête de profil et l'altitude des points sont calculées par rapport aux points précédents. Or ceux-ci possèdent déjà une incertitude qui se propage ainsi de point en point. Pour les données acquises au topomètre, l'incertitude est de $\pm 0,004\text{ cm}$. A une distance d de la tête de profil, l'incertitude verticale correspond

donc à $\pm 0,004 \times d$ en cm, où d est la distance transversale en mètre. L'incertitude sur les volumes est calculée selon l'équation (4-3) (Figure 4-14).

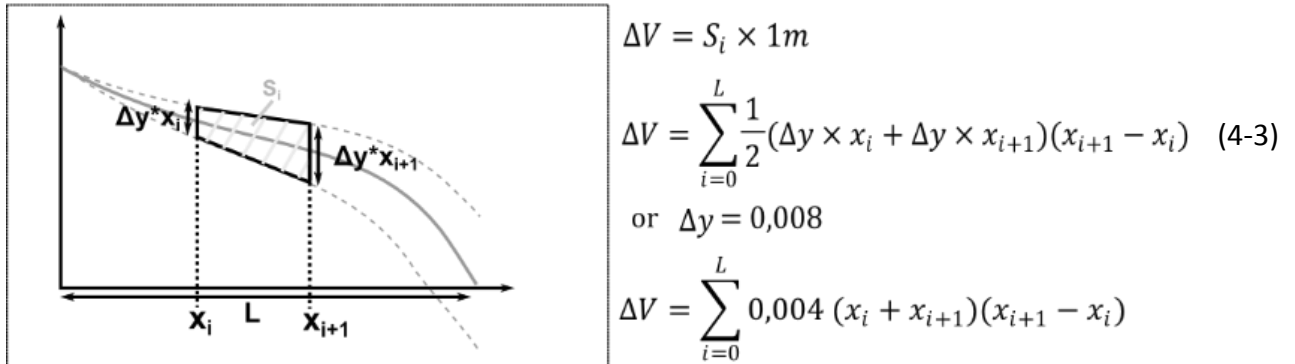


Figure 4-14 Méthode de calcul de la marge d'erreur volumique des mesures topométriques

Dans les deux cas, l'incertitude est fonction de la longueur du profil de plage au-dessus de la surface de référence. Les incertitudes sur les bilans volumiques sont donc calculées individuellement pour chaque profil.

4.1.5.4 Analyse volumique à partir des MNT/MNE

L'intérêt de l'utilisation des MNT pour les études géomorphologiques vient de la possibilité de transformer la surface initiale des altitudes (Z) en des surfaces différentielles notamment. Le MNT différentiel issu de la soustraction de deux MNT permet ainsi de mettre en évidence des secteurs en érosion (différentiel négatif) et en accrétion (différentiel positif).

Sur un même secteur d'acquisition, les MNT à différentes dates n'ont pas la même emprise spatiale. Pour comparer les changements survenus entre les 3 années, il a été choisi de travailler sur une emprise commune aux 4 dates. Pour cela, l'emprise individuelle de chaque MNT est générée sous le logiciel ArcGIS. Elle est matérialisée par un vecteur de type polygone représentant la surface plane (en 2D) occupée par le MNT. L'emprise commune est calculée par intersection géométrique des 4 couches vecteurs et correspond à la zone où se superposent les 4 couches. Une extraction par masque permet d'extraire les valeurs des MNT comprises dans l'emprise commune. 4 nouveaux MNT d'emprises communes sont ainsi générés. Ils sont soustraits afin d'obtenir 3 MNT différentiels 2012-2011, 2013-2012, 2014-2013. Parallèlement, le calcul du volume des MNT au-dessus d'un plan de référence (ici fixé à $Z = -10m$) est réalisé par la fonction « outil Surface – Volume » sous l'environnement 3D Analyst d'ArcGIS.

Les volumes sont soustraits deux à deux pour obtenir le bilan volumique total. Les volumes sont pondérés par la surface afin d'obtenir des mètres cubes par mètres carrés ($m^3.m^{-2}$), ce qui facilite la

comparaison des bilans volumiques des différents sites entre eux. En tenant compte de la précision verticale ($\pm 5\text{cm}$), l'incertitude sur les bilans volumiques est calculée pour chaque zone.

4.2 L'étude de la cinématique du trait de côte

La localisation, la cartographie d'un trait de côte est l'un des indicateurs de référence du suivi de la morphodynamique des littoraux même si sa définition reste problématique.

4.2.1 Concepts et définitions

4.2.1.1 Généralités sur définition du trait de côte en contexte de plage sableuse

Pour une étude à moyen terme de la position du rivage, la matérialisation par une ligne du « trait de côte » sur une carte est largement utilisée car elle permet une vision générale et une reconstitution de l'évolution passée simple (Smith et Zarillo, 1990). Cependant, si la définition du trait de côte marquant la limite entre le domaine marin et terrestre (Dolan *et al.*, 1980) semble simple, dans les faits sa caractérisation ne l'est pas. Le littoral s'apparente en effet plus à une interface aux limites floues. Cela explique pourquoi encore à l'heure actuelle aucun arbitrage scientifique n'a permis d'aboutir à une définition unique du trait de côte.

La littérature met en évidence une grande diversité d'indicateurs (Boak et Turner, 2005; Bonnot-Courtois et Levasseur, 2002; Kraus et Rosati, 1997; Morton et Speed, 1998; Robin, 2002). L'inventaire établi par Boak et Turner (2005) recensait 45 exemples d'indicateurs dans la littérature. On en dénombre au moins une dizaine applicable au contexte de plage sableuse (Figure 4-15).

Ils peuvent être: (1) visibles, facilement discernable à l'œil nu et généralement basés sur des critères de délimitation d'ordre morphosédimentaire, biologique ou hydrodynamique; (2) de types niveaux marégraphiques, calculés à partir de modèles topographiques (Profil de plage, MNT); (3) virtuels, non discernable à l'œil nu, obtenus après traitements d'images.

La diversité des lignes de référence est liée à plusieurs facteurs : la diversité des morphologies, la diversité des conditions hydrodynamiques (type de marnage, surcotes), la diversité des thématiques dans lequel elles sont mobilisées (géomorphologie, droit/juridique,...) et la diversité des compétences/organismes qui sont sollicités.

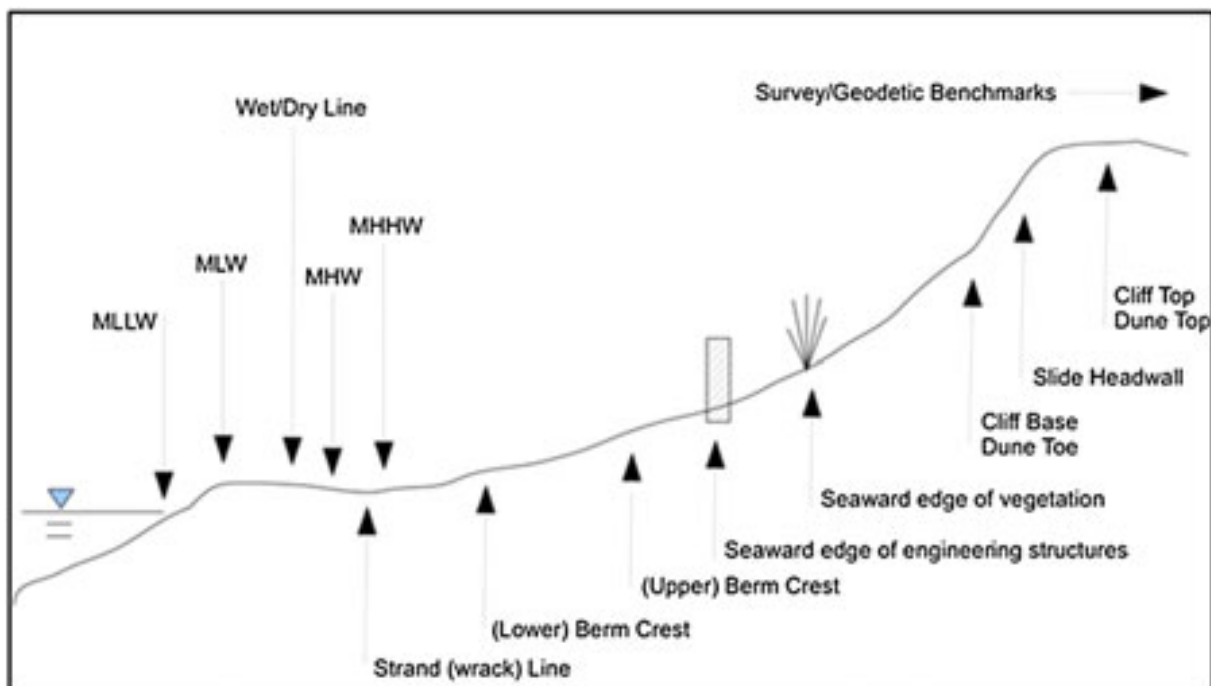


Figure 4-15: Exemples d'indicateurs de trait de côte identifiables en contexte de plage sableuse (Source: Paris et al., 2013)

D'un point de vue général, l'indicateur le plus utilisé dans la littérature pour les plages sableuses est le niveau des hautes mers (*High Water Line* (HWL)). Aux Etats-Unis, dès les années 1940, il est qualifié comme étant le meilleur indicateur extrait à partir de photographies aériennes (Boak et Turner, 2005; Crowell et al., 1991; Kraus et Rosati, 1997; Paris et al., 2013). Toutefois, certains auteurs rapportent une confusion dans sa définition. Autre remarque elle implique des acquisitions ciblées dans le temps : marée haute de vive eaux voir en condition de surcote. Or, les acquisitions aériennes ou satellitaires support à sa cartographie, sont rarement prises dans ces conditions.

En pratique le choix de l'indicateur est le plus souvent dicté par la disponibilité des données (Boak et Turner, 2005).

4.2.1.2 Notion de trait de côte en contexte de plages d'arrière-récif

La forte réflectance du sable carbonaté rend difficile l'interprétation du HWL en contexte de plages tropicales (Leatherman, 2002). D'ailleurs, les études de la cinématique du trait de côte en contexte récifal sont peu nombreuses. Parmi les quelques études recensées, les deux indicateurs les plus utilisés dans ce cas sont la limite de végétation (Ford, 2013; Kench et Brander, 2006c; Webb et Kench, 2010; Yates et al., 2013) et le pied de plage (Beetham et Kench, 2014; Biribo et Woodroffe, 2013; Fletcher et al., 1997). Cependant, il y a peu de détails concernant le type de végétation suivi (arbustives). Yates et al., (2013) utilisent la limite de végétation pérenne comme indicateur des mouvements de basse

fréquence du trait de côte (*i.e.*, échelles de temps pluri-décennales), sans précision quant à la nature de cette végétation. Ford (2011) signale cependant que cette limite ne reflète pas forcément la limite du trait de côte car la largeur de la plage et le volume sédimentaire peuvent varier sans que cela n'affecte la position de la limite de végétation. En contexte urbanisé, sa position peut être également influencée par les activités anthropiques. De même, selon cet auteur, la limite entre le pied de plage et le platier peut être difficile à discerner sur les images en cas de faible contraste.

Malgré ces constats, la limite de végétation est la plus souvent interprétée car elle reste la plus facilement discernable sur tous les clichés. Sa significativité en termes de cinématique du trait de côte a rarement été discutée.

4.2.1.3 Techniques d'extraction et de cartographie

La littérature scientifique est riche concernant les techniques d'extraction et de cartographie du trait de côte (Boak et Turner, 2005; Faye, 2010; Robin, 2002). Aujourd'hui encore il existe divers méthodes d'extraction de la ligne de référence à partir d'une image géoréférencée (image aérienne, image satellite). Elles sont de type :

- manuelles : photo-interprétation et numérisation interactive à l'écran dans un contexte de système d'information géographique
- automatiques: traitement d'image optique par classification, traitement d'images Radar, imagerie vidéo

La photo-interprétation sur images à très haute résolution (THRS) reste souvent le plus utilisé car la plus maîtrisée par les géomorphologues. L'extraction d'une information « ligne de rivage » par des méthodes de traitement d'image abouti inévitablement à la création de lignes crénelées peu réalistes qu'il faut lisser par la suite avec une perte d'information tout aussi importante que l'erreur de position du curseur par un expert géomorphologue. La photo-interprétation manuelle est de ce fait toujours largement utilisée.

4.2.2 Extraction des indicateurs de trait de côte sur les côtes récifales

L'analyse diachronique du trait de côte a été effectuée à partir d'images aériennes et satellites. La période temporelle pour l'analyse diachronique a été calquée sur celle des données topographiques dans la perspective d'évaluer la significativité des indicateurs de trait de côte extraits par imagerie. En outre, des photographies aériennes plus anciennes de l'IGN, scannées, orthorectifiées et mosaïquées existent. La qualité de l'orthorectification ne permet pas à ce jour de les utiliser ici pour produire un

trait de côte historique. Après avoir présenté le jeu de données utilisé, cette section décrit les indicateurs utilisés et leur méthode d'extraction.

4.2.2.1 Identification des images

Les images utilisées, les périodes d'acquisition et les résolutions spatiales sont résumées en tableau 4-2.

Tableau 4-2: Récapitulatif des caractéristiques des images aériennes et satellites

Année	Jour /mois	zones	Type	Résolution spatiale (m)	source	Conditions marines
1997	16/07	Ermitage/La Saline	Orthophoto	1	BD Ortho IGN	Calme
	18/07	Cap Champagne Grand Fond				
2003	15/07	Cap Champagne à Grand Fond	Orthophoto	0,5	BD Ortho IGN	Calme
	01/07	Ermitage				
2008	Non déterminée	Cap Champagne à Trou d'Eau	Orthophoto	0,5	BD Ortho IGN	Agitée
2012	Non déterminée	Cap Champagne à Trou d'Eau	Orthophoto	0,2	BD Ortho IGN	Agitée
2016	07/04	Cap Champagne à Trou d'Eau	Image satellite Pléiades Panchromatique	0,6	Kalidéos (CNES)	calme

Les images aériennes utilisées sont les orthophotographies issues de la BD-Ortho de l'Institut Géographique National (IGN). Il s'agit d'une collection de mosaïques numériques d'orthophotographies couleurs disponibles sur l'ensemble du territoire national à une résolution variable entre 1997 et 2012 (0,20 à 1m). La BD-Ortho IGN pour La Réunion est livrée projetée en UTM Sud fuseau 40, dans le système géodésique RGR92 basé sur l'ellipsoïde IAG GRS 1980.

Une image Pléiades issue du projet Kalidéos-Réunion²⁶ a été utilisée pour compléter le jeu de données jusqu'en 2016. La résolution spatiale dans la bande panchromatique est de 0,6 m comparable à la

²⁶ <https://lareunion.kalideos.fr/>

résolution spatiale de la BD-ortho. Les produits THRS acquis par SEAS-OI²⁷ ont été pour partie géoréférencés par Astrium. Le MNT de référence pour ortho-rectifier ces données est le SRTM (*Shuttle Radar Topographic Mission*) moins résolu que le MNT BD Alti de l'IGN (~30m pour le SRTM 25 m pour le MNT BD Alti). Les données ne sont pas parfaitement superposables.

Même si des acquisitions Pléiades dans le cadre du projet Kalidéos du CNES (Centre National d'Etudes Spatiales) ont eu lieu en 2016 aucun produit n'est à ce jour ortho-rectifié. Une image datant du 07/04/2016 a été fournie via l'opérateur de SEAS-OI cependant elle est livrée brute. Il est donc nécessaire de l'ortho-rectifier et de la géoréférencer par la prise de points d'appuis ou d'amers. Un géoréférencement manuel a été privilégié dans l'objectif de garantir une superposition avec les ortho-photo IGN sur la zone littorale. L'image de référence pour calculer le modèle de déformation est issue de la BD-ortho IGN de 2012 et a nécessité 23 points de calage et une transformation polynomiale d'ordre 3. Cette donnée est produite ici à titre d'illustration. Le trait de côte bancarisé sera issu des données ortho-rectifiées par l'IGN via le projet Kalidéos-Réunion afin de garantir un modèle de correction standard et reproductible.

4.2.2.2 Sélection des indicateurs

Une importante variabilité des contacts ne permet pas l'interprétation d'un seul indicateur de façon continu sur l'ensemble des clichés et du linéaire étudié. Trois principaux indicateurs sont visibles sur les clichés : la limite de végétation, la limite de rivage instantané et le pied de plage. Dans la perspective d'évaluer la significativité des indicateurs par imagerie les trois ont été interprétés. Toutefois, leur extraction est soumise à différentes contraintes.

Le pied de plage est un indicateur a priori présent sur tous les clichés. Cependant les conditions de mer agitée sur les orthophotographies de 2008 et 2012 ne permettent pas de l'extraire pour ces dates. Il a été extrait uniquement des clichés de 1997, 2003 et 2016. Pour les trois dates, il est facilement discernable dans les secteurs où la DAR est inexistante (i.e. plages en contact direct avec le platier). Le passage entre la plage sableuse et le platier est nettement identifiable. C'est le cas à Cap Champagne, Boucan Canot, Cap Homard, Grand Fond. A l'Ermitage/La Saline, la plage se prolonge dans la DAR et le pied de plage n'est pas discernable. Dans ce cas c'est la limite instantanée de rivage qui a été interprété. Son utilisation nécessite des corrections marégraphiques car les clichés sont pris à des niveaux de marée différents.

²⁷ *Surveillance de l'Environnement Assistée par Satellite pour l'Océan Indien. Opérationnelle depuis juillet 2012, la station SEAS-OI est à la fois une station de réception d'imagerie satellite et un pôle de compétence en télédétection et géomatique basée à La Réunion. www.seas-oi.org*

Enfin, la végétation du haut de plage est de trois types : rampante, buissonnante et arbustive. La distinction entre les différents types permet une meilleure discrimination des dynamiques d'évolution. La végétation basse correspond à des espèces rampantes comme les Patates à Durand (*Ipomea pes-caprae*). Localement elles peuvent être remplacées par des espèces herbacées. La végétation buissonnante regroupe les Tamarins d'Inde (*Pithecellobium dulce*), manioc bord de mer (*Scaevola taccada*), veloutier bord de mer (*Tournefortia argentea*). La végétation arbustive correspond la plupart du temps aux filaos (*Casuarina equisetifolia*). Dans la zone de l'Ermitage, une forêt de filaos occupe le haut et l'arrière plage sur 2 km, les phénomènes d'ombre portée (Figure 4-16) et de déport de la canopée engendrent des incertitudes importantes quant à une limite de végétation ne permettant pas de produire une information à fine résolution spatiale. Le Tableau 4-3 ci-dessous résume les indicateurs sélectionnés par compartiments de plage.

a



b

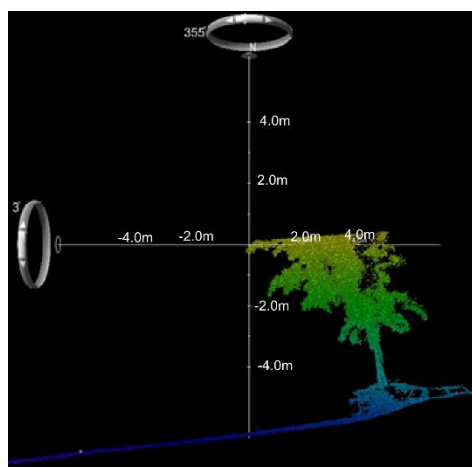


Figure 4-16: Exemples de phénomène d'ombre portée due aux filaos sur la plage et sur l'orthophotographie IGN de 1997(a) et de phénomène de déport mesurable dans un nuage de points TLS (b)

Tableau 4-3: Récapitulatif des indicateurs sélectionnés par compartiments

Limites	CC	BC	CHOM	GF	EL
Pour tous les clichés					
Limite de végétation basse	x	x	x	x	x
Pour les clichés 1997, 2003, 2016					
Pied de plage	x	x	x	x	
Limite de rivage instantané					x

CC : Cap Champagne ; BC : Boucan Canot ; CHOM : Cap Homard ; GF : Grand Fond ; EL : Ermitage-La Saline.

4.2.2.3 Digitalisation/numérisation interactive à l'écran

La méthode retenue pour la numérisation des traits de côte est la photo-interprétation assistée par ordinateur. La digitalisation a été effectuée grâce au logiciel Arcgis 10.2.2. L'échelle de numérisation a été fixée à 1/1000 pour tous les clichés. Chaque trait de côte est matérialisé par une couche vecteur de type « ligne ».

Dans le but de réduire la portée des incertitudes sur les taux d'évolution du trait de côte, les zones où la discrimination de l'indicateur était trop ambiguë, à cause d'un mauvais contraste de l'image n'ont pas été numérisées.

4.2.2.4 Evaluation des marges d'erreurs

Plusieurs facteurs peuvent influencer la précision du trait de côte obtenu par photo-interprétation (Moore, 2000). Ces erreurs sont liées à la qualité géométrique des données utilisées et à la méthode de digitalisation. Elles introduisent une incertitude sur sa position dont il faudra alors tenir compte dans la démarche d'interprétation.

Les orthophotographies IGN utilisées dans cette étude présentent une qualité géométrique satisfaisante. Un repérage visuel a permis de vérifier la bonne superposition au pixel près des images entre les trois dates sur les zones faiblement inclinées de la frange littorale. Les éventuelles erreurs de calage planimétrique seront donc négligées dans l'estimation de la marge d'erreur.

Les limites de végétation basse et buissonnante présentent généralement une limite franche facilement identifiable sur les ortho-photographies. De même pour le pied de plage, le contraste marqué entre le passage de la plage sableuse et le platier a permis de bien discriminer cette limite. Enfin la différence de contraste est apparue bien marquée pour la limite de rivage instantané sur les

différents clichés. Elle n'a pas été numérisée lorsque la limite n'était pas clairement identifiable. En outre, elle est ici principalement le fait des erreurs de pointage lors de la digitalisation et des incertitudes de positionnement liées à la qualité de représentation et de perception de l'objet par l'opérateur (Durand, 2002). Celle-ci est estimée à ± 1 m pour l'échelle de numérisation choisie (1/1000). Une incertitude est également appliquée pour la différence de résolution spatiale des différentes images (erreur pixel).

L'erreur globale est calculée par la racine carrée de la somme des carrés des erreurs individuelles (Equation 4-4) (Hapke *et al.*, 2006). L'erreur globale annualisée est calculée à partir de l'équation 4-5. Les erreurs globales et périodiques calculées pour chaque date et période sont synthétisées dans les tableaux 4-4 A et B.

$$\text{Erreur globale} = \sqrt{E_p^2 + E_{px}^2} \quad (4 - 4)$$

$$\text{Erreur globale annualisée} = \frac{\sqrt{E_{g1}^2 + E_{g2}^2}}{\text{temps écoulé}} \quad (4 - 5)$$

avec E_p , erreur de pointage, E_{px} , erreur pixel et E_g erreur globale

Tableau 4-4: Tableaux de synthèse des erreurs globales (A) et périodiques (B) associés aux trait de côte numérisés

A.

	Années				
	1997	2003	2008	2012	2016
Erreur de pointage (E_p) (m)	1	1	1	1	1
Erreur pixel (E_{px}) (m)	1	0,5	0,5	0,2	0,6
Erreur globale (E_g) (m)	1,41	1,12	1,12	1,02	1,17

B.

	Périodes					
	1997-2003	2003-2008	2008-2012	2012-2016	2003-2016	1997-2016
Erreur globale périodique (m)	1,80	1,58	1,51	1,55	1,62	1,83
Erreur périodique (m/an)	0,30	0,32	0,38	0,39	0,12	0,10

4.2.2.5 Corrections de marées sur la limite de rivage instantané

L'utilisation de la limite de rivage instantané nécessite que celle-ci soit corrigée des décalages induits par la différence de niveau d'eau entre les différents clichés. En contexte d'arrière-récif et en condition de mer calme, le niveau d'eau en pied de plage n'est influencé que par la marée. A partir des niveaux d'eau correspondant aux dates et heures de prise de vue les décalages planimétriques de la ligne de rivage ont été déterminés pour chaque date.

Les orthophotographies IGN sont obtenues par le mosaïquage de plusieurs clichés individuels issus d'une campagne d'acquisition. Les horaires de prise de vue des différents clichés sont indiqués sur chaque cliché IGN. Ceux-ci ont été obtenus via le site du Géoportail²⁸ qui permet un accès aux orthophotographies. En ce qui concerne l'image satellite Pléiades, l'heure d'acquisition est indiqué dans les métadonnées livrées avec l'image.

Les niveaux d'eau correspondant aux dates et heures des prises de vue proviennent des mesures *in-situ* visualisables sur le site du SHOM (data.shom.fr). Il est apparu que le niveau d'eau pour les clichés de 1997 coïncide avec l'altitude du niveau moyen (considéré pour l'étude comme coïncidant avec l'altitude zéro du référentiel altimétrique local (IGN89)). La limite de rivage instantané pour cette date est prise comme référence pour le calage des deux autres dates.

Les valeurs de pentes moyennes de l'estran inférieur ont été calculées à partir des données topographiques de profils de plage. Les décalages planimétriques induits par les différents niveaux d'eau sont déduits à partir d'une simple relation trigonométrique. La valeur de décalage planimétrique correspond ici à la moyenne des décalages (Δx) sur l'ensemble des profils.

Tableau 4-5: Décalages planimétriques en fonction des niveaux d'eau et des clichés

Profil	Pente moyenne de l'estran inférieur (°)	Δx_{2003} (m) pour un niveau d'eau de +0,22cm	Δx_{2016} (m) pour un niveau d'eau de +70cm
BRI	10,3	-1,82	0,83
VVF	7,8	-2,41	1,10
GOP	6,7	-2,81	1,28
MNS	6,4	-2,94	1,34
ONF	6,7	-2,81	1,28
COP	7,6	-2,47	1,12
APEP	7,9	-2,38	1,08
TDO	6,9	-2,73	1,24
HRE	7,3	-2,58	1,17
Moyenne		-2,55	1,16

²⁸ <https://www.geoportail.gouv.fr/>

4.2.2.6 Caractérisation in-situ de la limite de végétation arbustive à l'Ermitage

Le secteur de l'Ermitage, dont l'évolution est difficile à déterminer sur les images aériennes, a fait l'objet d'une campagne de mesures sur le terrain. L'objectif était de collecter des données permettant à la fois de caractériser la limite de végétation arbustive et sa significativité. Trois indicateurs ont été visés : le positionnement planimétrique de la limite de végétation arbustive, la caractérisation de l'affouillement vertical des systèmes racinaires et la géomorphologie de la plage sous la canopée.

- **La mesure de l'affouillement des filaos :**

Comme déjà évoqué auparavant le système racinaire de la végétation arbustive dans le secteur de l'Ermitage est affecté par un phénomène d'affouillement qui atteint plusieurs mètres à proximité de la Passe de l'Ermitage. Le système racinaire se développe profondément dans le sable ce qui permet à l'arbre de rester en place malgré le retrait du sable. Il se développe aussi dans la direction horizontale sur quelques mètres autour de l'arbre en suivant la topographie du sol environnant. Les racines en surface notamment épousent la pente du sol. Elles sont considérées comme étant représentative de l'ancien niveau du sol. L'affouillement total qu'a subi le système racinaire est la différence d'altitude entre les racines horizontales les plus hautes et le niveau actuel de la plage (Figure 4-17).

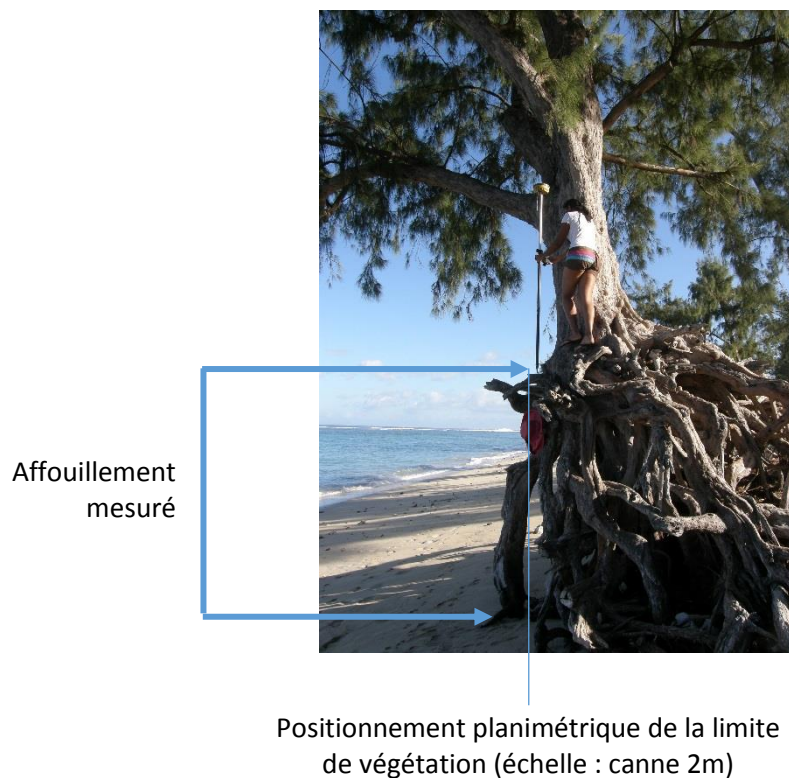


Figure 4-17: Méthode de mesure de l'affouillement du système racine de la végétation arbustive (filaos)

Cette hauteur a été mesurée au GPS différentiel sur la ligne de filaos la plus proche du rivage sur 2 km entre la Passe de l'Ermitage et l'Hôtel Récif (Figure 4-48 a). Au-delà, vers le nord, les filaos ne présentaient pas d'affouillement. La mesure a consisté à prendre 1 point à la base du tronc et 1 point dans le même alignement vertical à la base du système racinaire. Les coordonnées x,y fournissent par la même occasion le positionnement planimétrique de la limite de la végétation arbustive.

- **La mesure de la topographie :**

Des mesures topographiques le long de transect transversaux à la plage espacés d'environ 200 m ont été réalisées au GPS différentiel (Figure 4-18 b). Il s'agit de transect autres que ceux suivis dans le cadre de l'observatoire. Ils sont été positionnés de façon à intersecter le système racinaire de filaos lorsque cela était possible. 9 transect ont été réalisés depuis le pied de plage jusqu'à l'arrière-plage en juin 2014. Les profils ont une longueur variable. Pour mettre une comparaison des différents profils entre eux, ils ont donc été calés par rapport à l'intersection du profil avec l'altitude Z=0m. L'axe des abscisses représentant la distance cross-shore démarre donc en bas de plage.

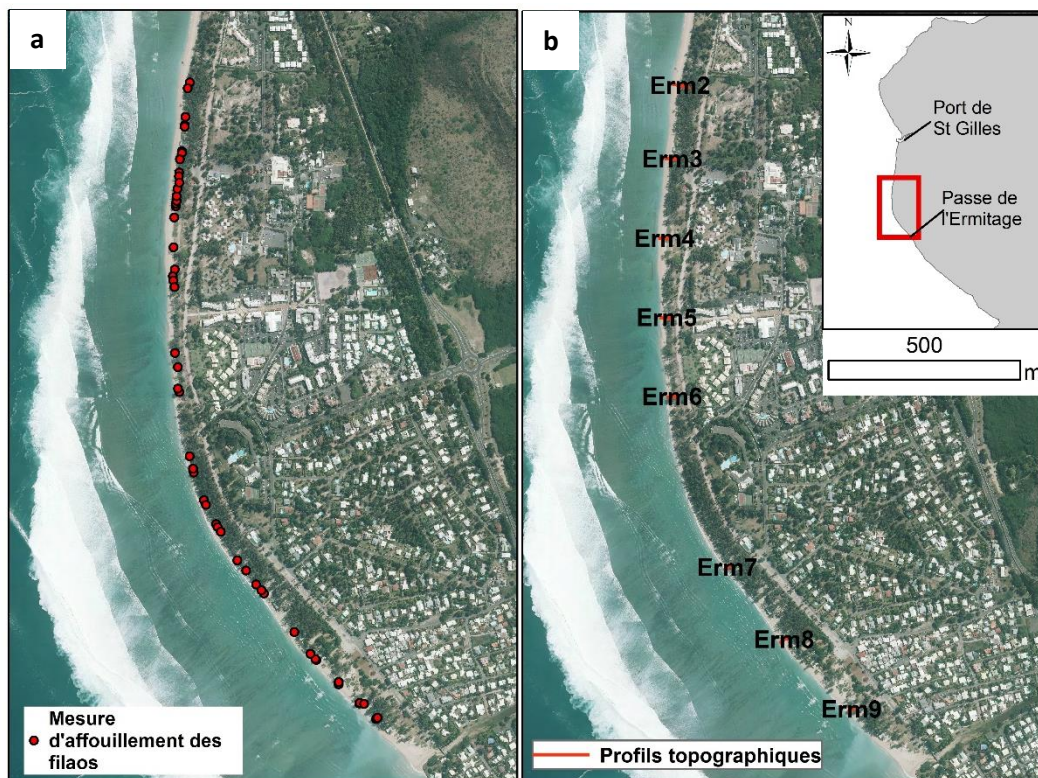


Figure 4-18: Localisation la zone d'étude de l'affouillement de la végétation arbustive (a) et des mesures topographiques (b)

4.2.3 Analyse diachronique des traits de côte

L'analyse diachronique fournit des informations sur l'évolution de l'environnement côtier en terme d'érosion (ou recul), d'accrétion (ou avancée) ou de stabilité. Cette analyse est facilitée par l'existence d'outils numériques dédiés (ex : MobiTC, DSAS). L'analyse de la mobilité du trait de côte a été effectuée sous ArcGIS par le biais de l'extension *Digital Shoreline Analysis System* (DSAS version 4.2)(Thieler et Danforth, 1994). Cet outil développé par l'USGS (*United State Geological Survey*) permet de réaliser des calculs statistiques des taux d'évolution à partir des différentes positions numérisées du trait de côte. Les calculs reposent sur une analyse par transects orthogonaux et équidistants générés automatiquement à partir d'une ligne de base virtuelle définie par l'opérateur.

L'extension fournit pour chaque transect la distance par rapport à la ligne de référence. Les variations de distance sont obtenues par soustraction date à date. Les vitesses d'évolution en mètres par an sont calculées par la méthode du point extrême (ou *End Point Rate*(EPR)). Il s'agit du rapport de la distance entre le trait de côte le plus ancien et le plus récent, et du nombre d'années écoulées entre les deux. Le calcul est basé sur l'utilisation de deux dates et ne prend donc pas en compte les évolutions périodiques entre celle-ci. Cependant, compte tenu du peu de dates utilisées pour les limites de pied de plage et de rivage instantané et dans un souci de comparaison avec les autres limites (végétation), elle sera utilisée ici comme indice d'évolution.

L'espacement entre les transects est fixé à 10 m afin d'avoir une vision de la variabilité spatiale de chaque limite le long de chaque compartiment. Elle permet aussi d'avoir un nombre important de transect sur des compartiments courts comme Cap Champagne où Cap Homard.

4.3 L'étude des forçages météo-marins

L'étude des forçages météo-marins a porté essentiellement sur les événements extrêmes (cyclones et houles australes) principaux facteurs physiques de la dynamique des plages d'arrière-récif. Trois types de données ont été mobilisés : les données de houles, les niveaux d'eau à la côte et les données météorologiques. La localisation des stations et points d'extraction des données est représentée en figure 4-19.

4.3.1 Les données de houle

Les données d'états de mer sont extraites de la base de données nationale de mesure de houle *in situ* CANDHIS²⁹ (Centre National d'Archivage de Données de Houles In-Situ). Cette dernière propose des enregistrements issus du houlographe de la Rivière des Galets (RDG ; Figure 4-19). Les mesures ont été effectuées dans le cadre d'une collaboration entre le CEREMA (Centre d'Etudes et d'expertise sur les Risques, l'Environnement, la Mobilité et l'Aménagement) et la commune de Saint-Denis. Le houlographe situé à 55°16,639'E et 20°56,743'S à 315 m de la côte par 33 m de profondeur correspond à une bouée « Datawell » non directionnelle. Les données sont fournies en différé par période de 3 mois. Les paramètres mesurés sont les hauteurs significatives (Hsig) et maximales (Hmax) en mètre, et la période significative (Tsig) en secondes. Ils sont fournis suivant un pas de temps horaire. Les données sont disponibles depuis 1997 mais seules les données de 2000 à 2015 ont été utilisées ici.

La direction des houles a été obtenue via le modèle Prévimer. Le système Prévimer³⁰ a été développé dans le cadre d'un partenariat entre l'Ifremer, le Service Hydrographique de la Marine (SHOM), Météo France, l'Institut de Recherche pour le Développement (IRD), l'Institut Universitaire Européen de la Mer (IUEM) et le Technopôle Brest Iroise. Il fournit à partir d'outils de modélisation des données de vents, courants, vagues, niveaux d'eau température, salinité et production primaire sur le littoral de la France. Seule la prévision des vagues est disponible actuellement pour les régions ultra-marines. Les échelles temporelles couvrent à la fois des analyses rétrospectives et des prévisions à court terme (96 h à 120h pour les vagues). Les prévisions sont accessibles en

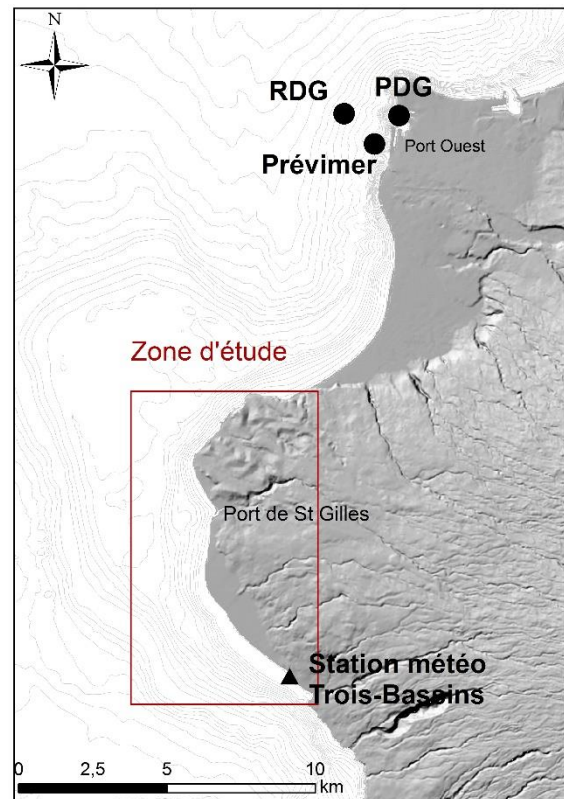


Figure 4-19 : Localisation des stations et points d'extraction des données météo-marines. RDG : houlographe de la Rivière des Galets ; PDG : marégraphe de la Pointe des Galets ; Prévimer : point d'extraction des paramètres d'état de mer à partir du système Prévimer.

²⁹ <http://candhis.cetmef.developpement-durable.gouv.fr/>

³⁰ <http://www.previmer.org/>

ligne³¹. Un modèle (*Wave Watch 3*) non structuré de vagues (prévision des hauteurs, fréquences et directions) a été développé pour La Réunion avec une résolution de 180 m. Les paramètres ont été extraits pour un point situé le plus proche possible du houlographe de la Rivière des Galets (Prévimer ; Figure 4-19 ; 55°16,650'E, 20°56,682'S). Les données extraites sont la hauteur significative (Hsig) en mètre, la période moyenne (T02) en secondes et la direction moyenne de la houle en degrés par pas de 3 heures.

Un dysfonctionnement du houlographe RDG pendant l'épisode Bėjisa n'a pas permis l'enregistrement de données durant le pic de tempête. Dans ce cas les paramètres d'état de mer ont été complétés par des données extraites du système Prévimer.

4.3.2 Les niveaux d'eau à la côte

Les niveaux d'eau sont extraits de la base de données REFMAR (Réseaux de référence des observations marégraphiques) pour le marégraphe de la Pointe des Galets (PDG ; Figure 4-19). Les observations du marégraphe de la Pointe des Galets sont la propriété du SHOM, de la DEAL Réunion et de Météo France et sont mises à disposition sur le site des Réseaux de référence des observations marégraphiques³². Les données contiennent la date et l'heure (en heure locale UTC+4) et la hauteur d'eau mesurée. Seules les données brutes acquises en temps réel suivant un pas horaire ont été utilisées.

Les marées prédites sont calculées à partir des hauteurs et horaires de basses et pleines mers issues des annuaires de prédiction du SHOM de 2013 et 2014. Les hauteurs d'eau heure par heure ont été interpolées dans le logiciel R grâce à une fonction d'interpolation *spline* cubique.

La différence entre les marées prédites et les marées observées fournit les hauteurs de surcotes instantanées. Les surcotes de pleines mers ont également été analysées, elles correspondent à la surcote lors de la précédente marée haute.

4.3.3 Les données météorologiques

Les données météorologiques associées aux phénomènes cycloniques sont issues de la base de données d'archives du CMRS (Centre Météorologique Régional Spécialisé cyclones) de La Réunion accessible en ligne³³. Les données fournies pour chaque cyclone à une fréquence de 6h sont : la

³² data.shom.fr/

³³ http://www.meteo.fr/temps/domtom/La_Reunion/webcmrs9.0/francais/

position (longitude et latitude) du centre du système, les dates et heures (en UTC) correspondantes, l'intensité du phénomène selon l'échelle de classification de Météo-France pour le bassin océan Indien (Type), le CI sur l'échelle de Dvorak (*Current Intensity*), la pression barométrique (hPa), la vitesse moyenne du vent (km/h), la vitesse des plus fortes rafales (km/h).

Enfin, les données de la station météo de Trois-Bassins ont été obtenues via l'OSU-Réunion qui a signé une convention avec Météo-France. La station est située par 55°14'48"E et 21°06'18"S à 5 m d'altitude. Les données obtenues concernent la vitesse du vent horaire (m/s) et la direction du vent à 10 m toutes les 3 heures pour la période du 1^{er} décembre 2012 au 1^{er} Décembre 2014.

4.3.4 Classification statistique de l'intensité des épisodes de houle

A moyen terme, plusieurs épisodes de houle cyclonique et australe ont affecté les côtes récifales. Afin de caractériser statistiquement le nombre d'épisodes et leur potentiel érosif les uns par rapport aux autres une classification d'intensité par type de houle (australe ou cyclonique) a été établie. Le critère de classification utilisé est la hauteur des vagues. La surcote n'a pas été utilisée car le marégraphe de la Pointe des Galets ne mesure que la surcote atmosphérique. Or, les houles australes, générées par des phénomènes de basses pressions lointains, ne s'accompagnent pas de surcote météorologique. Il en est de même pour des houles cycloniques générées par des cyclones distants de plusieurs centaines de kilomètres (500 voire 800 km) de l'île.

Les données de hauteurs d'eau de 2000 à 2015 ont été filtrées pour ne retenir que les houles dont la hauteur significative des vagues est supérieure à 2 m pendant une durée supérieure à 5 heures (fixée arbitrairement). 87 évènements de houles ont été recensés. Chaque évènement est différencié selon qu'il s'agisse d'une houle cyclonique ou d'une houle australe car elles n'ont pas la même origine. Pour chaque épisode de houle le « Storm Power Index » (SPI) défini par Dolan et Davis (1992) est calculé selon l'équation 4-6 :

$$SPI = H_{max}^2 \times D \text{ en m}^2\text{h (4-6)}$$

où H_{max} est la hauteur maximale des vagues (m) et D la durée (heure).

Les valeurs de H_{max} sont manquantes dans les données du houlographe pour les épisodes cycloniques Béjisa (2014) et Dina (2002). Des valeurs estimées de ce paramètre issu de rapports d'étude du BRGM ont été utilisées pour que ces deux phénomènes puissent être intégrés à la classification. Ainsi, pour le cyclone Béjisa, H_{max} est égal à 10 m et pour le cyclone Dina H_{max} est égal à 14 m (Aunay *et al.*, 2014). Pour Béjisa, il s'agit d'une mesure *in-situ* par une bouée mise en place pour le projet d'aménagement

de la « Nouvelle Route du Littoral » (Aunay *et al.*, 2014). Pour Dina il s'agit d'une valeur estimée par modélisation WW3 par le BRGM.

Les valeurs de SPI (*Storm Power Index*) ont fait l'objet d'une discrétisation par la méthode de Jenks (Jenks et Caspall, 1971) qui est une variante de la méthode dites des seuils naturels. Elle est « adaptée pour les données ayant une distribution statistique asymétrique ». La méthode de Jenks est une méthode inductive qui permet sur la base d'une analyse de variance, de minimiser la variance intra-classe, et de maximiser la variance inter-classe. La classification a été effectuée avec le logiciel de statistique « R » et a permis d'établir trois classes d'intensité (fort, moyen et faible) pour les houles australes et cycloniques.

Conclusion du chapitre 4

La démarche méthodologique a consisté dans la production et l'exploitation de deux types de données : des données topographiques et des traits de côte.

Les données topographiques historiques ont fait l'objet d'une phase d'harmonisation afin de les rendre exploitables et compatibles avec les données DGPS et de garantir une continuité des données jusqu'à 2015 dans l'objectif d'une analyse à moyen terme. L'impact des événements paroxysmaux est quant à elle basée uniquement sur l'exploitation données DGPS produites au cours de cette étude. L'analyse de cette base de données topographique est essentiellement fondée sur une approche descriptive de la variabilité morphologique et le calcul de bilan volumique avec pour objectif d'évaluer la dynamique des stocks sédimentaires.

Les données topographiques comprennent aussi les données surfaciques produites à partir des acquisitions TLS pour lesquels l'échantillonnage temporel ne permet qu'un retour d'expérience concernant son déploiement dans le contexte local.

L'étude de la cinématique du trait de côte par le biais d'indicateurs extrait de l'imagerie aérienne et satellitaire est exploitée ici dans la perspective d'évaluer leur pertinence à traduire les tendances d'évolution à moyen terme. La période de 1997 à 2016 offre l'avantage d'être encadrée par les suivis topographiques qui apportent une information sur la dynamique morphologique de la plage.

Enfin l'étude des forçages dynamiques a portée essentiellement sur les paramètres d'état de mer. Les niveaux d'eau ont également été analysés pour les phénomènes cycloniques récents (Dumile, Felleng et Béjisa).

Chapitre 5. Dynamique morphosédimentaire à échelle évènementielle des plages d'arrière-récif : impact des houles cycloniques et australes

La Réunion a deux saisons de fortes houles potentielles. Les houles cycloniques de novembre à mai et les houles australes de mai à novembre. La forte implication des houles cycloniques et des houles australes dans la dynamique des plages est souvent évoquée à travers les études antérieures (Cordier, 2007; Gabrié, 1985; Mespoulhe et Troadec, 1994). Toutefois à ce jour aucune étude n'a analysé les facteurs mis en jeu dans les processus morphogènes associés à ces évènements.

Entre 2013 et 2014, La Réunion a été affectée par plusieurs épisodes de houles exceptionnelles dont 3 houles cycloniques et 2 épisodes de houles australes. Grâce à la reprise du suivi dans le cadre du SOERE, les évènements ont pu être encadrés par des suivis pré- et post-évènementiel. Un article publié en 2016 (Duvat *et al.* 2016) analyse l'évènement Bėjisa de 2014 à partir de données acquises dans un contexte de projet sans partenariat avec l'OSU-Réunion. Si les données acquises en post-évènement sont comparables en termes de protocole avec cette étude, les données de référence utilisées pour mesurer la résilience sont les données Litto3D de 2009 dont l'incertitude en Z est de l'ordre de 20 cm. Ces données par leur décalage dans le temps (4 ans) et leur incertitude supérieure ne permettent pas de mesurer, ni d'estimer la « résilience » du système post cyclone car les variations morphologiques sur les plages récifales sont de l'ordre de la dizaine de centimètre comme nous le verrons dans ce chapitre.

Ce chapitre vise à analyser l'impact immédiat de ces épisodes de houle et la phase de reconstruction des plages en période d'accalmie à partir des données acquises dans l'observatoire mis en place à La Réunion.

Une première section de ce chapitre traite de l'impact des trois cyclones tropicaux qui ont affectés l'île au cours de la période d'étude. Elle a fait l'objet d'une publication dans la revue *Journal of Coastal Research* acceptée en juin 2016. Une deuxième section du chapitre est consacrée à l'impact de deux épisodes de houles australes. Dans les deux cas, la démarche a consisté à caractériser les forçages à partir des mesures *in-situ* de houles et de niveau d'eau et des données modélisées pour la direction des houles. Les ajustements morphologiques et les bilans sédimentaires post-tempête ainsi que les mécanismes de reconstruction plusieurs mois après l'épisode sont analysés.

5.1 Effect of tropical cyclones on short-term evolution of carbonate sandy beaches on Reunion Island, Indian Ocean

Conditions de soumission:



Effect of tropical cyclones on short-term evolution of carbonate sandy beaches on Reunion Island, Indian Ocean

Mahabot, M.-M.; Pennober, G.; Suanez, S.; Troadec, R., and Delacourt, C.,

0000. received 19 February 2016; accepted in revision 23 June 2016, awaiting publication since august 2016.

5.1.1 Résumé en français

L'impact des trois épisodes de houles cycloniques associées au passage des cyclones Dumile et Felleng (2013) et Béjisa en 2014 sur les plages d'arrière-récif de Cap Champagne à Trou d'Eau est analysé dans cet article. Le cyclone Dumile est passé à environ 100 km des côtes de La Réunion le 2 janvier 2013 au stade de cyclone tropical. Il a généré une houle de hauteur significative de 4,05 m et une surcote de 0,45 m avec des conditions de houles supérieures à 2m pendant 22 heures. Un mois plus tard le 1^{er} février 2013, une houle cyclonique associée au cyclone Felleng qui a transité à 400 km des côtes a affecté les plages. La hauteur significative des vagues enregistrées était de 4,51 m et la surcote a atteint 0,40 m avec des conditions de houles supérieures à 2 m pendant 67 heures. L'année suivante, au cours de la saison cyclonique 2013-2014, le cyclone Béjisa est passé à environ 50 km de la côte ouest générant une houle de hauteur significative de 6,41 m et une surcote de 0,71 cm et les conditions de houle ont duré 40 heures. Les changements morphologiques et volumiques ainsi que la reconstruction des plages dans les mois suivant le passage des cyclones ont été analysés grâce au suivi topographique par profil de plage. Les bilans volumiques ont été calculés.

Les résultats montrent que les houles cycloniques ont eu un impact hétérogène le long de la zone d'étude. Il a été plus significatif de Cap Champagne à l'Ermitage. Les volumes sédimentaires mis en jeu (aussi bien en perte qu'en gain) sont inférieurs à 5 m³ après Dumile, varient entre 2 et 11 m³ après Felleng et entre 2 et 23 m³ après TC Bejisa, excepté à Boucan Canot (profil BCN). Ce secteur non protégé par un platier récifal subit les changements les plus significatifs avec des pertes de -24 à -43 m³ en fonction du cyclone.

La variabilité spatiale s'explique par plusieurs facteurs. Tout d'abord l'orientation de la côte par rapport à la houle incidente. Les changements les plus significatifs sont intervenus de Cap Champagne à Aigrettes où l'orientation de la côte est comprise entre 280° and 310° N. Les houles cycloniques ont abordé les côtes avec une direction opposée à la direction dominante des houles avec une faible incidence donc potentiellement plus énergétique.

L'impact morphosédimentaire est également fonction de la morphologie des profils. Les profils ont été classés en trois types de morphologies dominantes. Les profils de type 1 (de Cap champagne à Aigrette ainsi qu'aux Brisants) présentant une berme ont subis le plus de changement se traduisant par un abaissement et une progradation de la berme ou une érosion totale de celle-ci. Les profils de type 2 (à Grand Fond) concave et très pentu ont subi également des changements mais d'amplitude plus faible se traduisant essentiellement par des transferts sédimentaires du haut vers le bas de l'estran. Les profils de type 3 (à La Saline) plat modérément incliné n'ont pas subi de changements significatifs. La largeur du récif à La Saline (env. 500 m) peut expliquer l'absence d'impact significatif dans ce secteur.

Enfin l'intensité des changements différents pour chaque épisode s'explique par l'intensité des houles et de la submersion. Le cyclone Bėjisa qui a été l'épisode le plus intense a eu l'impact le plus significatif. Toutefois, la durée des conditions de houle apparaît également comme un facteur déterminant dans l'intensité de l'impact de Felleng par rapport à celui de Dumile.

Les profils montrent trois comportements en termes de reconstruction post-cyclone. Un premier groupe tend à cicatriser dans les mois suivants l'impact de chaque houle. Un deuxième groupe cicatrise à plus long terme à la faveur des houles australes. Un troisième groupe concerne les profils qui ne cicatrisent pas même après plusieurs mois. Ces comportements semblent être gouvernés par des processus localisés.

5.1.2 Résumé de l'article en anglais

Carbonate sandy beaches in Reunion Island show various forms of evidence of erosion. Extreme waves associated with tropical cyclones (TCs) play a major role in beach dynamics. The present study analyzes and quantifies back-reef beach response and recovery from forcing generated by TCs Dumile, Felleng, and Bejisa, which occurred in 2013 and 2014. The study focuses on carbonate beaches of Reunion Island from Cap Champagne to the Passe de Trois-Bassins. Morphological and volumetric changes on beaches were analyzed by comparing 19 beach profiles. The results show that TCs are able to cause significant morphosedimentary change on the back-reef beaches of Reunion Island. These changes affect beach topography and involve longshore and cross-shore sediment transport. An alongshore

variation in beach response is observed, which varies according to tropical storm intensity and coastal morphology. The intensity of impact seems to be related to reef width. The most severe erosion occurred at Boucan Canot, where reef is absent with a loss of $-24 \pm 2 \text{ m}^3$ after TC Dumile, $-38.7 \pm 1.2 \text{ m}^3$ after Felleng, and $-42.5 \pm 1.6 \text{ m}^3$ after Bejisa. Elsewhere, the volumetric changes is less than 5 m^3 under TC Dumile and vary between 2 and 11 m^3 under TC Felleng and between 2 and 23 m^3 under TC Bejisa. No significant impact occurred at La Saline where the reef flat is large and provides good protection for the beach; however, relative coastline orientation and prestorm beach-profile morphology also play an essential role in storm impact. Wave height and water level are also determinant factors of storm erosion potential. After storms, the beaches show a relative capacity for recovering because of calm conditions; however, different behaviours are observed along the same beach compartment. This suggests local influence of coastal structure and/or reef geomorphology in sediment transport processes.

5.1.3 INTRODUCTION

On tropical volcanic islands, carbonate sandy beaches are associated with fringing reefs (Forbes et al., 2013). They are the main source of sediment and serve as a buffer for the back-reef coast against offshore wave energy. Because of the sheltered environment provided by the fronted reef, significant morphological and sedimentary changes of carbonate beaches are associated with extreme swell events (Jeanson et al., 2013; Sheppard et al., 2005). In particular, the majority of coral reefs and their associated carbonate sandy beaches are located in areas where tropical cyclones (TCs) occur. In the context of climate change, understanding storm impact on carbonate beach dynamics is a crucial issue for scientists, engineers, and decision makers (Nicholls and Cazenave, 2010).

Studies about TCs' impact mainly focused on reef damages or the effect on coral reef organisms and communities (see Harmelin-Vivien [1994] for review), with little interest for back-reef beach dynamics. A few severe damages caused by TCs on carbonate sandy beaches have been reported in the literature (Ogg and Koslow, 1978; Woodroffe, 1983); however, these studies focus on qualitative description of morphological change caused by TCs. Thus, little is known about the quantitative effect on sand volume and the capacity of these beaches to return to their prestorm state. Moreover, these observations concerned coral reef islands such as cays and motu, which are small and low-lying landforms (<5 m) commonly found in mid-ocean atolls, open reef seas, or in barrier reef systems and which exhibit a high degree of variability in their configuration (position and shape) on reef platforms (Webb and Kench, 2010). In fringing reef and barrier reef settings associated with volcanic islands, carbonate beaches occur at the interface between the reef and terrestrial environment and are typically linear in planform. Little is known about TCs' impact on these back-reef beaches. In volcanic

islands such as Reunion, the backshore is subject to intense urbanization, increasing exposure to storm flooding. Many human activities are concentrated within the coastal zone because of steep slopes and forest cover (Forbes et al., 2013). Furthermore, white sandy beaches and the attractiveness of the coral reef environment make these zones economically important for tourism or fisheries (Moberg and Folke, 1999).

Broadly speaking, the impact of storms on coastal zones has been well studied, with the impact depending on both storm characteristics and coastal morphology (Cooper et al., 2004; Morton, 2002). Various studies indicate the importance of knowledge of storm intensity (wave height, period, storm surge, wave direction) (Sallenger, Jr., 2000) and storm duration (Ilich et al., 2009; Mendoza and Jiménez, 2006) in explaining their impact on the shoreline. Pre-existing coastal morphology is also determinant in storm effect, particularly coastal orientation, topography, and nearshore bathymetry (Blaise et al., 2015; Castelle, Le Corre, and Tomlinson, 2008; Héquette et al., 2001; Masselink et al., 2015; Storlazzi, Willis, and Griggs, 2000; Wang et al., 2006). This last point is important in reef contexts where nearshore hydrodynamics are closely linked to physical processes over the reef. Various authors have shown that during calm conditions in fringing reef contexts, wave breaking on the reef crest and wave shoaling on the reef flat are responsible for wave-energy loss varying from 60% to 95% and wave height attenuation (Gourlay, 1996; Lowe et al., 2005; Monismith, 2007; Roberts and Suhayda, 1983). These field observations, however, are made over a short time period and during calm or moderate wave conditions. The intensity of hydrodynamic conditions associated with TCs is poorly known. The complex reef geometry also gives rise to along-reef spatial variation in wave transformation and sediment transport (Harris et al., 2015).

Reunion Island is one of the regions in the SW Indian Ocean (SWIO) to be the most frequently hit by TCs, owing to its location at the SW of a major TC genesis focus point (Boezennec and Tonnerre-Guérin, 1999); however, there is little literature on cyclonic risk in Reunion Island (Garnier and Desarthe, 2013). A previous study conducted on 25 years of data from the cyclonic seasons dating from 1967–68 through 1991–92 showed that 69 tropical storms out of the 272 reported in the SWIO affected the island (Boezennec and Tonnerre-Guérin, 1999). Garnier and Desarthe (2013) studied the cyclones affecting the Mascarene Islands (Reunion and Mauritius) between 1654 and 2007 and found a total of 89, with the number fluctuating greatly according to the century. Great variability also exists concerning their intensity, varying from –1 to 5 on the Saffir-Simpson scale.

Carbonate sandy beaches in Reunion Island show various forms of evidence of erosion. Extreme swell events associated with TCs affecting the island probably play a major role in beach dynamics; however, there is no study concerning TC impact on Reunion beaches. Thus, the aim of the present study is to analyze and quantify back-reef beach response and recovery from forcing caused by TCs. The study

focuses on carbonate beaches on the western coast of Reunion from Cap Champagne to the Passe de Trois-Bassins. First, morphological and volumetric changes on beaches were analyzed by comparing topographic beach-profile data. Then, coastal hydrodynamic conditions and water-level changes generated by cyclones were examined. Finally, the parameters associated with storm and coastal characteristics, which could explain changes in the beaches, were discussed.

Study Area

The volcanic island of Reunion is an insular department of France located in the SWIO basin at a latitude/longitude of 21°06' S/55°36' E, just above the Tropic of Cancer (Figure 5-1A). Over the 210 km of coastline, coral reefs and carbonate sandy beaches form a discontinuous belt of 25 km on the west and south coast from Cap La Houssaye to Grand Anse (Figure 5-1B). Colonization of the substrates constitutes the basis of the current reefs, which started forming at 8500 YBP (Gabrié and Montaggioni, 1982).

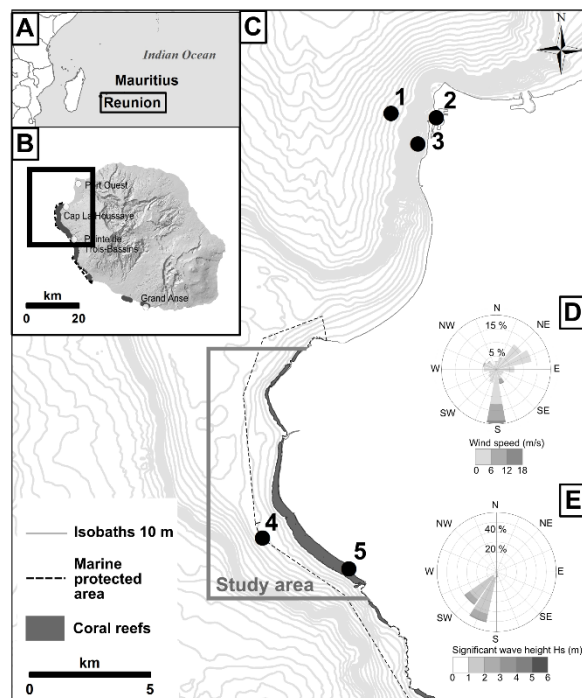


Figure 5-1 Regional location of Reunion Island (A) and coral reefs on the western coast (B) of Reunion Island. (C) Overview of the study area and location of points used for analysis of hydrodynamic and weather conditions (1: RDG buoy; 2: PDTide gauge; 3: Previmer model node 1; 4: Previmer model node 2; 5: Trois-Bassins weather station—see Table 1 for description). The wind rose (D) was computed with data from the French Meteorological Service (Météo France) Trois-Bassins weather station from 1 December 2012 to 1 December 2014. The swell rose (E) was computed with data from the Previmer model node 2 from 1 December 2012 to 7 December 2014.

The coral reefs are at the earliest stage of fringing reef with a maximum width of 500 m for a total surface of 12 km² (Montaggioni and Faure, 1980). This is negligible compared to the surface of the island, which is 2512 km² because of the narrow continental shelf (less than 6 km in width) (Faure, 1976). The reef is separated from the beach by a sand-rich depression called back-reef at this earliest stage of development. In Reunion Island, the back-reef zone does not exceed a depth of 2 m, which is very shallow compared to Mayotte's lagoon, which reaches a depth of 80 m (Gabrié and Montaggioni, 1982; Jeanson et al., 2013). The particular geomorphology of the fringing reefs is comparable to a semi-enclosed basin of shallow water, virtually isolated from the open ocean (Ludington, 1979). The reef is locally connected to the open ocean by passes (Passe de l'Ermitage, Passe de Trois-Bassins) (Figure 5-2) or topographic discontinuities that influence hydrodynamism inside the reef as they generate local rip currents. The coral reefs of Reunion are seriously threatened, with around 50% of the reef area considered to be degraded (Ahamada et al., 2002). Since February 2007, 75% of the coral reef units have been in the Marine Protected Area with a view to strengthen their resilience to the increased frequency and intensity of anthropogenic pressures. The reefs are backed by carbonate sandy beaches, which are also showing evidence of erosion. Our study area concerns a 10-km stretch of coastline from Cap Champagne to the area of the Passe de Trois-Bassins (Figure 5-1C). This area is subject to intense urbanization and frequentation, which make the assessment of TC impact a challenge for decision makers.

Within the study area, the coastline can be divided into five beach compartments: Cap Champagne, Boucan Canot, Cap Homard, Grand Fond, and Ermitage/La Saline (Figure 5-2).

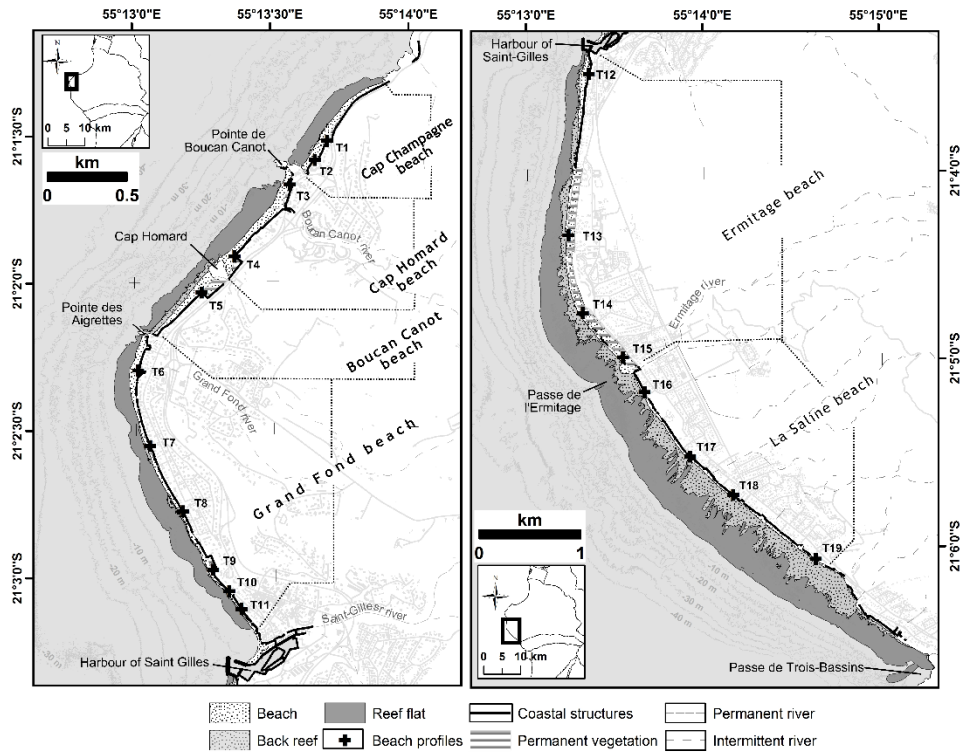


Figure 5-2: Geographical situation of the five beach compartments and location of beach profiles (reef delineation is provided by Ifremer at Sextant océan Indien [2016]).

They are bounded by the headlands of (from north to south) Pointe de Boucan Canot, Cap Homard, and Pointe des Aigrettes, which are rocky morphologic promontories (Figure 5- 3A), and by the harbour of Saint-Gilles. From Cap Champagne to Grand Fond, the beach is fronted by a reef platform of under 150 m in width and a shallow reef flat of 0.5–1m in depth (Faure, 1976). It is locally interrupted by outflow of fresh water associated with the mouth of rivers. This is the case in the northern part of the Boucan Canot compartment because of an ancient position of the mouth of the Boucan Canot river (the mouth is currently located a few meters south) and in the southern part of Grand Fond beach compartment at the mouth of the Saint-Gilles river (Robert, 1974). The back-reef zone is very narrow, nonexistent even. Locally, beachrock outcrops are present at the beach toe, attesting to beach retreat (Figure 5- 3B). The backshore zone is occupied by intense urbanization, and in many places the beach is backed by vertical walls built by private owners for protection against intrusions and swell (Figure 5- 3C). These walls constitute the backshore limitation of beach extent, which varies from 15 to 45 m. Owing to shoreline retreat over the past few decades, some walls are less than 15 m from the shoreline. The Grand Fond beach compartment ends at contact with the harbour of Saint-Gilles. At Ermitage/La Saline, the beach is fronted by the largest fringing reef, with a width varying from 100 m to 500 m from north to south (Figure 5- 3D). The back-reef zone does not exceed 2m in depth. The backshore is also occupied by urbanization, except at Ermitage, where a *Casuarina equisetifolia* (also

called Australian Pine) forest is present along 3 km of coastline (Figure 5- 3E). In this zone, excavated roots of *Casuarina* trees over a few meters (0.5 to 3 m) attest to intense past erosion (Figure 5- 3F). Ermitage and La Saline are separated by the Passe de l'Ermitage associated with the mouth of the Ermitage River.

As a whole, the beaches comprise white sand derived from calcareous debris associated with coral reefs (coral debris, algae, etc.; Gabrié and Montaggioni, 1982). The grain size of subaerial beach shows three distinct modes: (1) sand with grain size varying from fine to coarse (0.63–2 mm), (2) pebbles associated with granules and very coarse sands (2–64 mm), and (3) cobbles and boulders of up to 64 mm in size.

The island is governed by a tropical climate with a humid season from November to April (austral summer) and a dry season from May to October (austral winter). The cyclone season is officially from 15 November to 30 April, with maximum activity from January to March (Hoarau, 1994).

The wind regime is dominated by ESE trade winds throughout the year, with maximum activity during the austral winter. The western and leeward coast is less exposed to trade winds. The study area was subject to two dominant wind directions: NE to ENE winds (25%) with speeds lower than 6 m/s and S winds (20%) with speeds reaching 18 m/s (Figure 5- 1D). The highest wind speeds were recorded when TCs passed near the island.

The study area is subject to wave heights closely related to the trade-wind regime and is characterized by short significant periods of 5–10 seconds and significant heights lower than 2 m (Cordier, Poizot, and Méar, 2012). Ninety percent of swells arrive from the SSW to SW (Figure 5- 1E). Waves with long periods (12–20 seconds) and high significant height (higher than 3 m and reaching 8 m) can occur during winter on the south and west coast. This type of swell has a SW direction and lasts for under 48 hours. It is associated with the formation of depressions in the south of the Indian Ocean basin.

The tide is semidiurnal in type, showing a microtidal regime with a maximum spring range of about 0.90 m (Piton and Taquet, 1992; Soler, 1997). The mean higher high water (MHHW) is 0.2 m above mean sea level (MSL), and the highest astronomical tide level is 0.46 m (SHOM, 2013). Hydrodynamics within the reef (sea-level variations and water motion) are affected by the open ocean tide and waves and by the wind (Cordier, Lézé, and Join, 2013).



Figure 5-3: (A) Aerial NE view of Cap Homard (in the foreground), Boucan Canot, and Cap Champagne beach separated by the natural headlands of Cap Homard and Pointe de Boucan Canot; (B) northern view of beach-rock outcrop at Grand Fond beach; (C) an example of private walls in the upper part of the beach at Grand Fond beach; (D) aerial SE view of the Passe de l'Ermitage and La Saline fringing reef; (E) southern view of Ermitage beach at the extreme north of the Casuarina forest; and (F) exposure of Casuarina roots by erosion in the middle part of Ermitage beach. For scale, the GPS rod is 2 m long. Photo credit: A. Lemahieu and M. Mahabot.

Overview of Cyclonic Events Dumile, Felleng, and Bejisa

Three major swell events associated with TCs affected the study area between 2012 and 2014. The TCs Dumile and Felleng occurred during the 2012–13 cyclonic season, and TC Bejisa occurred during the 2013–14 cyclonic season.

The TC Dumile formed at 2000 km NE of Reunion Island on 27 December 2012 (Figure 5- 4). The system first moved WSW until 1 January, when it intensified into a moderate tropical storm and moved S toward Reunion. The system intensified further into a severe tropical storm at 300 km to the north of Reunion on 2 January, then into a TC on 3 January. The centre passed some 100 km off the west coast (Figure 5- 5A). The minimal pressure recorded at the centre during passage closest to the island was 972 hPa. Swell direction associated with the storm was dominated by a W to NNW swell. Mean hourly wind speed reached 11.6 m/s at the Trois-Bassins weather station on 3 January at 1500.

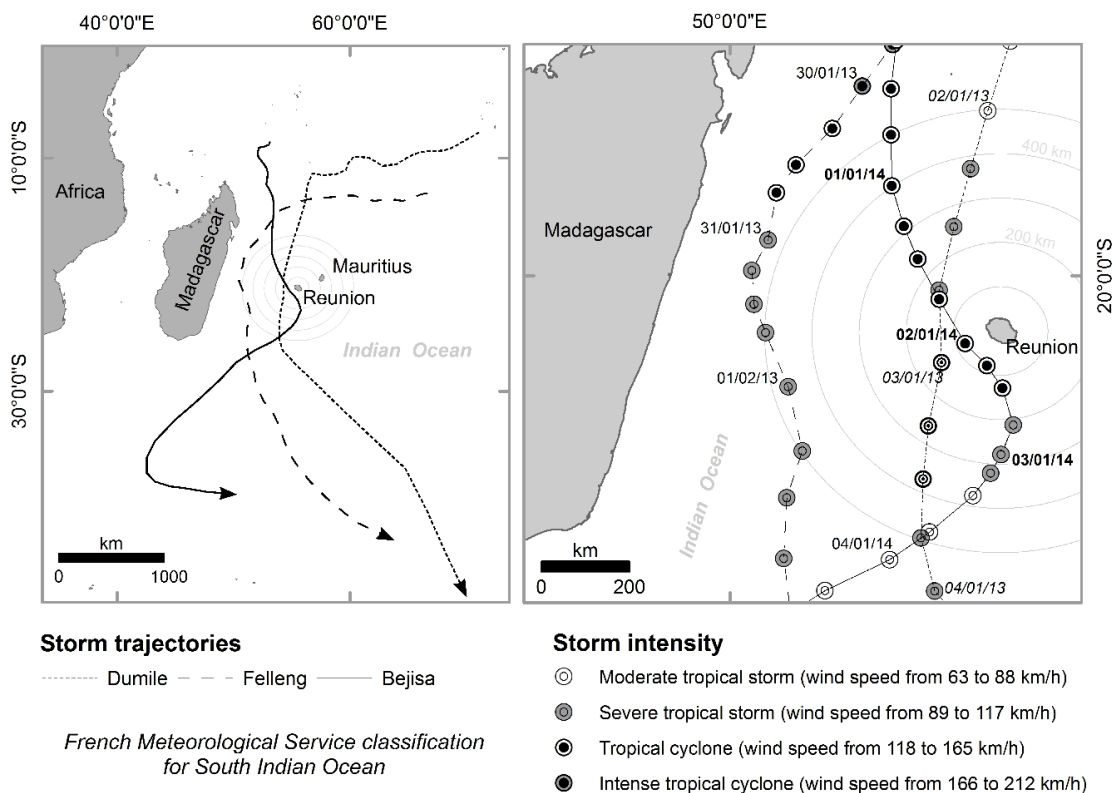


Figure 5-4: Trajectories and intensities of the cyclones that affected the western coast during the study. Each date indicates the position of the centre at 1200 (local time), and the other points are 6-hour positions.

On 25 January 2013, less than a month after the Dumile event, TC Felleng formed at 1500 km NE of Reunion Island. The storm moved west from 26 to 29 January. It progressively intensified until it became an intense TC on 30 January at some 700 km to the NW, then made a turn S toward the island. It weakened while it passed some 440 km off the west coast on 1 February as a severe tropical storm.

The minimal pressure recorded at the centre as it passed closest to the island was 965 hPa (Figure 5-5B).

The swell during Felleng was dominated by a WNW direction. No records for wind speed were available from the Trois-Bassins station.

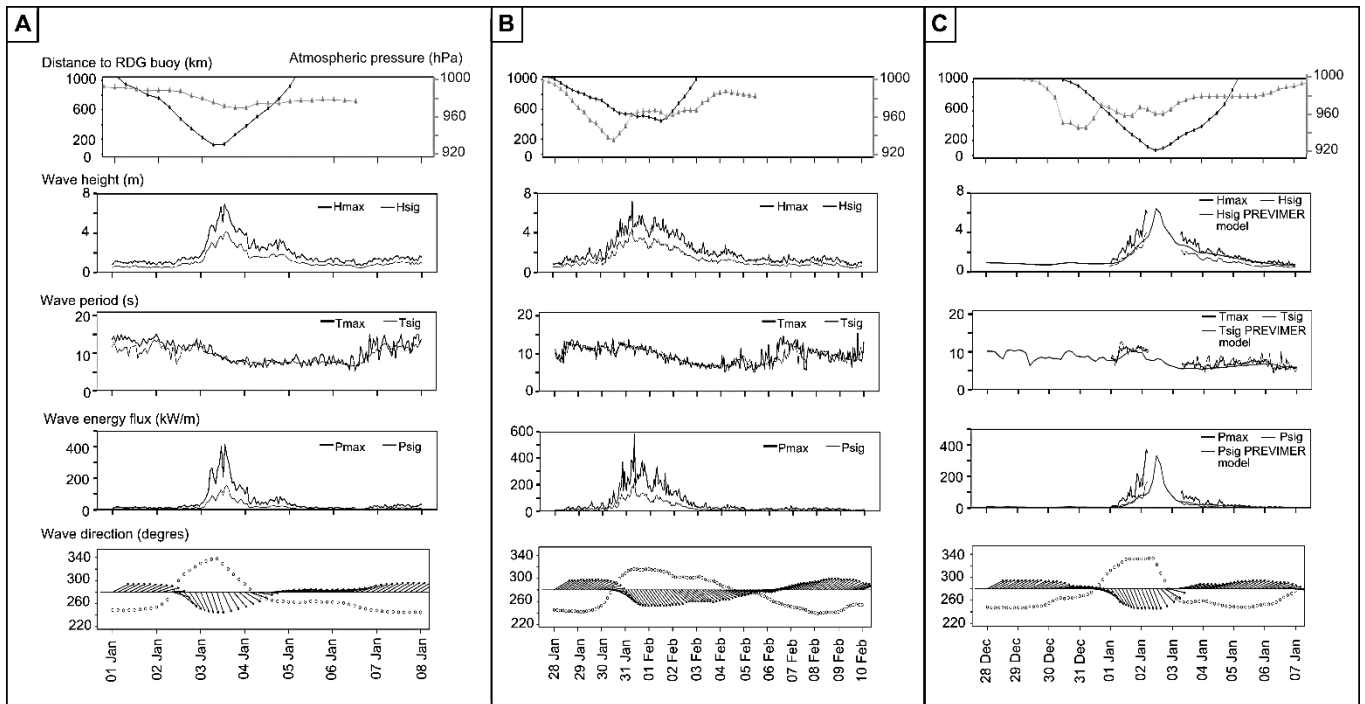


Figure 5-5: Meteorological (distance to RDG buoy [m] and atmospheric pressure at the centre of cyclone [hPa]) and wave characteristics (significant height [m], significant period [seconds], wave energy flux [kW/m], wave direction [degrees]) during cyclones Dumile (A), Felleng (B), and Bejisa (C) (time in UTC).

Tropical storm Bejisa formed at 1400 km NNW of Reunion Island on 27 December 2013. It rapidly intensified into an intense TC on 30 December while it moved south. It was downgraded to a TC on 31 December. The centre passed some 50 km off the west coast on 2 January 2014. The pressure at the centre during passage near the island was 965 hPa (Figure 5- 5C). Swell direction was dominated by a NNW regime. Mean hourly wind speed recorded at Trois-Bassins station reached 17.6 m/s on 2 January at 03:00.

5.1.4 METHODS

Field measurements of cross-shore beach topography were conducted during two years to evaluate the immediate impact of TCs and beach resilience. Real-Time Kinematic (RTK)-GPS was used to measure cross-shore beach profiles. This method is commonly used in coastal geomorphology to

monitor beach topography (Baptista et al., 2008; Morton et al., 1993; Ruggiero et al., 2005). From these data, beach morphological and sediment budget changes were analyzed.

The study also aims to characterize physical factors that can explain beach changes. For this purpose, hydrodynamics and meteorological conditions associated with TC passage were also examined.

5.1.4.1 Beach-Profile Measurements and Sediment Budget

Nineteen cross-shore topographic beach profiles were monitored from Cap Champagne to the Passe de Trois-Bassins at seasonal and storm time intervals. The beach-profile location was chosen to provide a global view of changes along the different beach compartments. A RTK-GPS using a Topcon Hyper II GPS in RTK mode survey was conducted on 3–4 December 2012; 9 January (after TC Dumile); 5 February (after TC Felleng); 16–18 April at Cap Champagne, Boucan Canot, Cap Homard, and Ermitage/La Saline; 24 May at Grand Fond (in the study this campaign is designed as May 2013); 28–29 August (after an extreme austral swell event) and 10–14 December 2013; 10, 16–17 January (after TC Bejisa); 26–27 May; 2–3 July (after an extreme austral swell event); and 11 December 2014. The survey consists of measuring beach topographic profiles from the upper part of the beach to the beach toe (defined here as the transition between the beach and the back-reef). Horizontal data positions are georeferenced to the local projected system Réseau Géodésique Réunionnais 1992 (RGR 92/Geodesic Network of Reunion) Universal Transverse Mercator zone 40 South. Vertical data positions are attached to the Institut Géographique National 1989 altimetric system (IGN 1989/ French Geographic Institute) by using the RAR07 conversion grid. Because of the intrinsic accuracy of GPS and the postprocessing stage, vertical accuracy is ± 2 cm for each point. The elevation is 4 cm below the MSL, calculated from Port Ouest tidal level reference (SHOM, 2013). Taking into account the vertical accuracy (± 2 cm) of the GPS, the elevation related to MSL is considered as coinciding with the elevation within the local altimetric system (IGN 89). As previously mentioned, the MHHW is 0.2 m above MSL. Subaerial sediment budget is calculated from beach profiles by integrating each date above the baseline and extrapolating for a 1-m-width section around the profile. Taking account of vertical accuracy (2 cm), the error margin associated with volume is estimated for each profile by using Equation (1) (Figure 5- 6). This depends on profile length above the baseline (L), which varies for each date. Error margin for differential volume (between two dates) is the sum of error margin for each date.

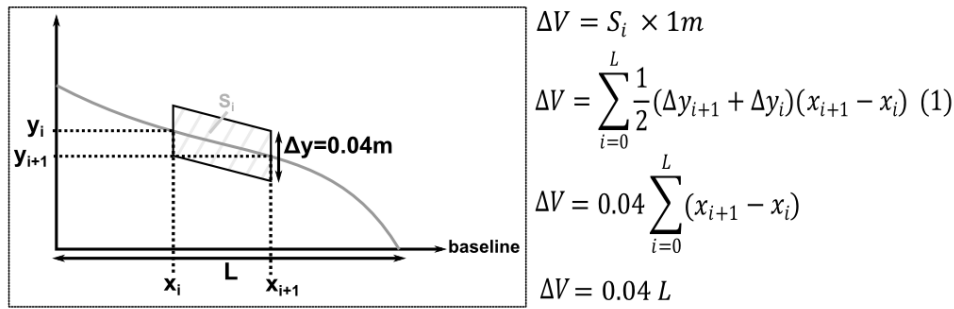


Figure 5-6: Sketch for beach volume error calculation.

5.1.4.2 Hydrodynamic Conditions

Different hydrodynamic and meteorological parameters are used in this study (Table 1). Offshore wave conditions generated by the TCs are characterized from the RDG buoy. In-situ measurement of hydrodynamic conditions during Bejisa shows a gap of data during the peak. This gap is completed by data obtained from Previmer simulation (see Table 1 for definition).

Table 5-1: Description of hydrodynamic and meteorological parameters.

Station	Parameters	Temporal resolution	Description
RDG buoy	Hs (m), T (s)	hourly	National database of in-situ swell measurement CANDHIS. Data are acquired in collaboration between municipality of Saint Denis and CEREMA and are available on the CANDHIS website candhis.cetmef.developpement-durable.gouv.fr
PDG (Pointe des Galets) tide gauge	Water level (m)	1 minute	Observations at Pointe des Galets tide gauge are the property of SHOM, DEAL Reunion and French Meteorological Service and are available on the SHOM website (data.shom.fr)
Trois-Bassins weather station	Wind speed (m/s) and direction (degrees)	3-hours	French Meteorological Service
Previmer model node (1) and (2)	Hs (m), T (s), direction (degrees)	3-hours	WW3 modelisation from PREVIMER The Previmer system combines in-situ observations and digital modelling in order to provide retrospectives' analyzes and short term forecasts (96h to 120h for waves) available online for France's coastal zones (www.previmer.org). The system provides data about sea state, current, tidal level, temperature, salinity, wind, and primary production following geographic areas. Only waves data are available for Reunion. Developed in collaboration between IFREMER (the French Research Institute for Exploitation of the Sea), French Naval Hydrographic and Oceanographic Service (SHOM), the French National Weather Service (Météo France), the French public science and technology research institute (IRD), the European Institute of Marine Studies (IUEM) and Brest-Iroise Science and Technology Park.

According to linear wave theory, in deep water, wave-energy flux (P) is given by Equation (2) (Holthuijsen, 2007):

$$P = \frac{1}{32\pi} \rho g^2 H_{sig}^2 T \text{ (kW/m)}, (2)$$

where ρ is the water density, g is the acceleration by gravity, H_{sig} is the significant wave height (m), and T is the wave period (seconds). Wave-energy flux was calculated from RDG buoy data.

Extreme water levels during cyclonic events are analyzed from the Pointe des Galets tide gauge data distributed by SHOM (Service Hydrographique et Océanographique de la Marine – French Navy). For the analysis, two datasets were used: predicted tide and real-time water levels at a recorded frequency of 1 minute but nonvalidated by the SHOM. The water level includes tide and storm surge and does not take waves and swells into account. The validated data were not used because they are provided at an interval of 10 minutes and contain little information. Furthermore, the validated data are not available for TC Bejisa. Storm surge is calculated by subtracting recorded water level and predicted tide. Maximum water level, high water surge (the difference between observed high water and predicted high water), maximum instantaneous surge, and associated water level are extracted for each of the three TCs (Table 2).

Table 5-2: Water level recorded by Pointe des Galets tide gauge.

Tropical cyclone	Max water level (m)	Day	Hour (UTC)	Max inst surge*(m)	Day	Hour (UTC)	Corresponding Water level (m)	Tide state
Dumile	0.35	2013-01-03	11:05	0.45	2013-01-03	10:21	0.34	Flood-HT
Felleng	0.34	2013-01-31	10:37	0.40	2013-01-31	09:12	0.31	Flood-HT
Bejisa	0.78	2014-01-02	09:24	0.71	2014-01-02	06:59	0.61	High tide

*Maximum instantaneous surge ; MHHW at Port Ouest: 0.20m above MSL

Finally, run-up is estimated by visual comparison of pre- and poststorm profile morphology. The upper limit of profile change after a TC is considered to be approximately equal to the altitude reached by run-up (Roberts, Wang, and Kraus, 2010). As the backshore extent of a profile is often limited by walls, the estimated run-up altitude is compared with the maximum altitude of the profile. This corresponds to the maximum profile elevation, which coincides with the head of the profile, except for profile T16. The reason is because in some cases, the maximum run-up height is limited by walls, which also limit the backshore extent of a profile.

5.1.5 RESULTS

The data allow a description of the morphology of beach profiles. A classification of profiles is established according to morphological criterions. This is a base for the description of beach-profile morphological behaviour under cyclonic events. Morphological and volumetric changes caused by TCs are described according to the profiles classification and the cyclonic events. Hydrodynamics conditions related to TCs, especially water level and submersion of profiles, are also analyzed in detail. The section ends by a description of beach recovery. The results highlighted different behaviours in recovery after the different cyclones.

5.1.5.1 Beach-Profile Morphology Description

Within each compartment, beach morphology shows various local heterogeneities (Table 3). The principal characteristics of each beach compartment morphology can be grouped in three types based on their morphological aspect (Figure 5- 7). Type 1 corresponds to a shape developed through accretion with a berm that separates a gentle backshore zone of 1° to 4° from a steep beachface of 8° to 10°. Types 1a and 1b correspond, respectively, to horizontal to subhorizontal backshore (0° to 2°) and a berm over 2 m in elevation and to gently sloped backshore (3° to 4°) and berm of under 2 m in elevation. Profile widths vary from 30 m to 70 m. This type of profile is found from Cap Champagne to Pointe des Aigrettes (T1 to T6) and at the south of Saint-Gilles harbour (T12). Type 2 corresponds to

Table 5-3: Beach morphological characteristics.

Profile	Approx. Subaerial length (m)	Azimuth(°N)	Backshore slope (β)	Beach face slope (β)	Morphological features	Presence of beachrock	Fronted reef width (m)
T1	45	303	3.3 ± 0.4°	9.7 ± 0.9°	berm		90
T2	30	303	3.5 ± 0.3°	8.6 ± 1.6°	berm		90
T3	40	313	2.4 ± 0.9°	8.2 ± 2.6°	berm		0
T4	31	313	4.9 ± 0.7°	9.1 ± 2.3°	berm	yes	30
T5	52	313	4.4 ± 0.7°	9.3 ± 1.8°	berm	yes	65
T6	40	284	1.4 ± 1.3°	8.2 ± 0.9°	berm		115
T7	15	252		11.9 ± 1.8°	scarp	yes	105
T8	15	242		10.2 ± 1.9°	scarp	yes	140
T9	25	242		10.8 ± 0.5°	scarp		100
T10	10	235		11.7 ± 1.6°		yes	65
T11	15	235		10.4 ± 2.0°		yes	60
T12	75	277	0.4 ± 0.2°	10.3 ± 1.7°	berm		90
T13	25	277		7.8 ± 1.2°	scarp		230
T14	30	230		6.7 ± 0.7°			380
T15	50	230		6.4 ± 0.2°			360
T16	30	238		6.7 ± 0.2°			420
T17	32	220		7.6 ± 0.6°			500
T18	27	220		7.9 ± 0.8°			515
T19	27	220		6.9 ± 0.4°			515

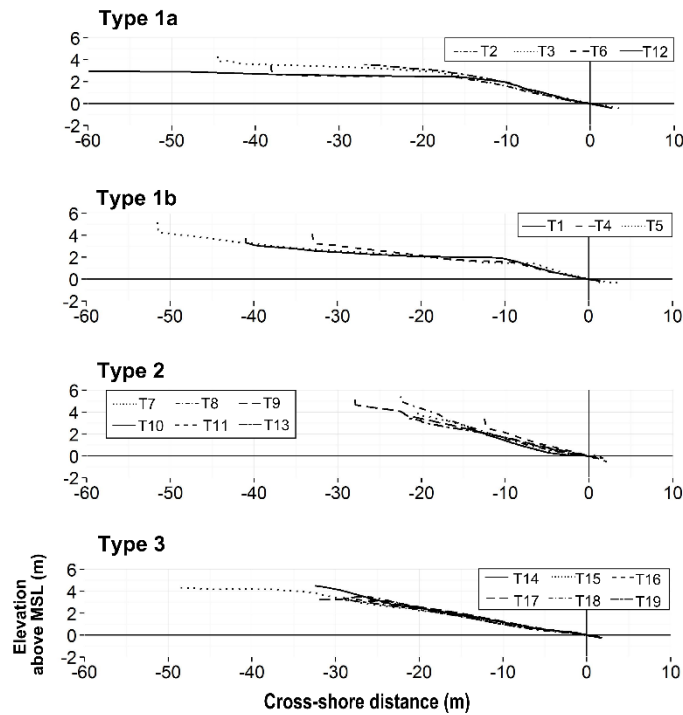


Figure 5-7: Beach morphology type classification according to profile morphology.

flat to concave and steep beachface (slope of 10° to 12°) morphology with widths varying from 10 m to 15 m except for T13 (25 m). This morphology, principally found at Grand Fond beach, results from intense past erosion, as shown by beachrock outcropping. In the middle part of the beach compartment and attributable to erosion, the profile exhibits a vertical scarp of 10–50 cm in front of the wall at the seaward edge of vegetation. The type 3 profile is principally found from the southern part of Ermitage to south of La Saline beach. It corresponds to flat and moderately steep beachface (6° – 8°) and width varying from 25 m to 30 m.

5.1.5.2 Cyclone Impact on Beaches

Broadly speaking, the morphosedimentary impact of the three TCs resulted in both morphological (Figure 5- 8) and volumetric (Figure 5- 9) changes. The beaches underwent morphological adjustment, depending on profile type and location. In cross-shore direction, exchange of sand took place along the profile between the upper part of the beach and the beach toe. This cross-shore transport (CST) occurs only for type 1 profiles and type 2 profiles presenting scarp, leading to a profile morphology

modification. For profiles with a berm (type 1), CST morphological changes show that the berm moved seaward and downward as for profile T1 at Cap Champagne beach (Figure 5- 8).

This led to an increase in beach width and a lowering of the beach. For profiles with scarp (type 2), sand volume removed by scarping was deposited in the lower part of the beach profile. For type 3 profiles, no significant morphological changes were observed as for T15 profile at Ermitage beach (Figure 5- 8). The greatest morphological changes occurred at Boucan Canot (T3), where coral reef is absent in front of the profile.

Under Dumile, CST was observed at T1, T2 at Cap Champagne, T4 at Boucan Canot, T5 at Cap Homard, and T13 at Ermitage beach. No CST occurred under TC Felling probably because of the short period of time between the two events, which did not allow beach recovery after TC Dumile. Under Bejisa, CST occurred at T1, T2 at Cap Champagne, T5 at Cap Homard, T6 and T7 at Grand Fond, and T12 and T13 at Ermitage beach. Morphological adjustment was of greatest intensity under TC Bejisa rather than under TC Dumile.

Beach change also resulted in net volumetric profile change (gain or loss). The location of volume change was not spatially uniform along the different beach compartments from north to south (Figure 5- 9). Both erosion and accretion were observed within the sediment budget of the different profiles, and the intensity of impact varied for the three events. The effect of TC Dumile (January 2013) on the profiles' sediment budget was not significant (Figure 5- 9). The volume change's order of magnitude did not exceed 5 m³ except for T3, where reef is absent, with a loss of -24 ± 2 m³ of sand and for T12 near Saint-Gilles harbour with a gain of $+5.3 \pm 3.0$ m³ of sand. Short erosion also occurred at Grand Fond (T9: -3.9 ± 1.1 m³) and Ermitage (T14: -2.6 ± 1.3 m³) beach compartments.

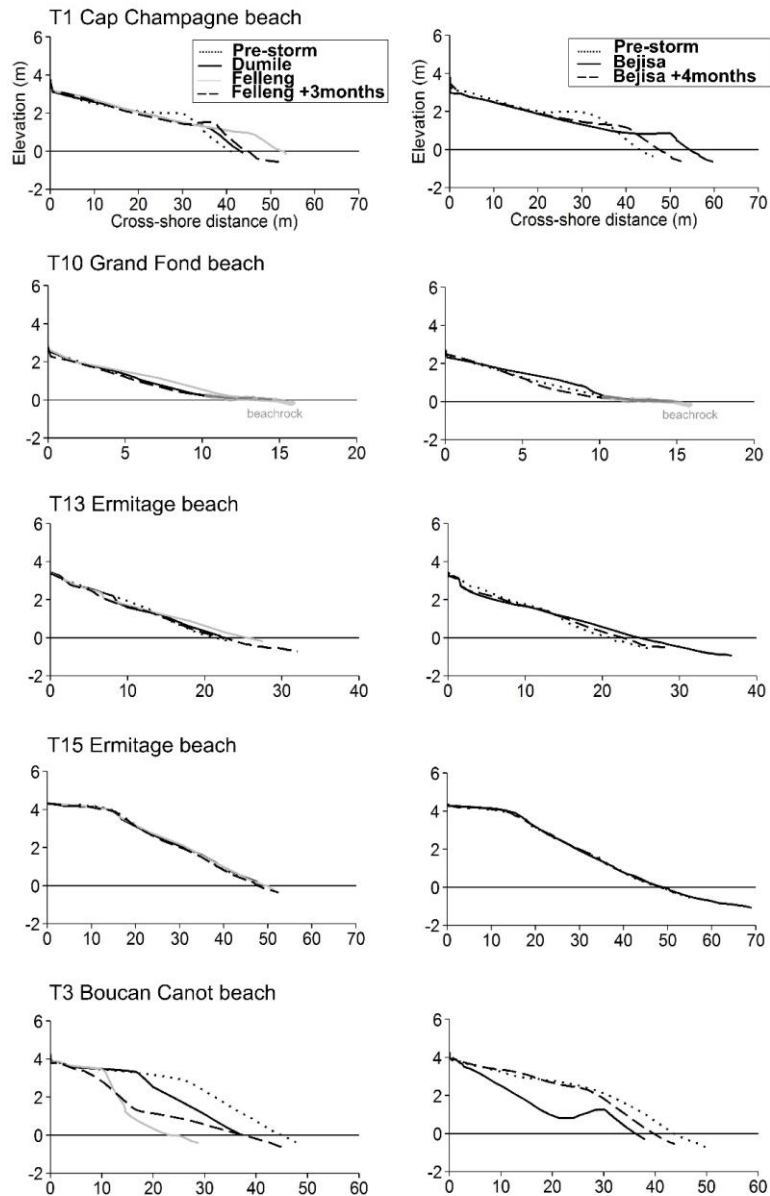


Figure 5-8: Example of beach morphological change caused by the three tropical cyclones. The impact of cyclones varied with beach morphology type. The elevation is above MSL.

The TCs Felleng's (February 2013) and Bejisa's impact (January 2014) was more significant than TC Dumile on all beach compartments. Erosion/accretion pattern showed a north-to-south longshore transport of sand. At Cap Champagne, profiles T1 and T2 located along the southern part of the beach showed a tendency for accretion with a gain of $+10.6 \pm 1.9 \text{ m}^3$ at T1 and $+5.4 \pm 1.2 \text{ m}^3$ at T2 under TC Felleng and a gain of $+4.1 \pm 1.3 \text{ m}^3$ at T2 under Bejisa. Erosion in the northern part of this beach probably occurred, but no profile was surveyed in this zone to confirm this hypothesis. At Boucan

Canot beach, the most severe erosion occurred at T3 in the northern part of the beach under the three events because of the absence of reef platform in front of the profile. The southern part of the beach

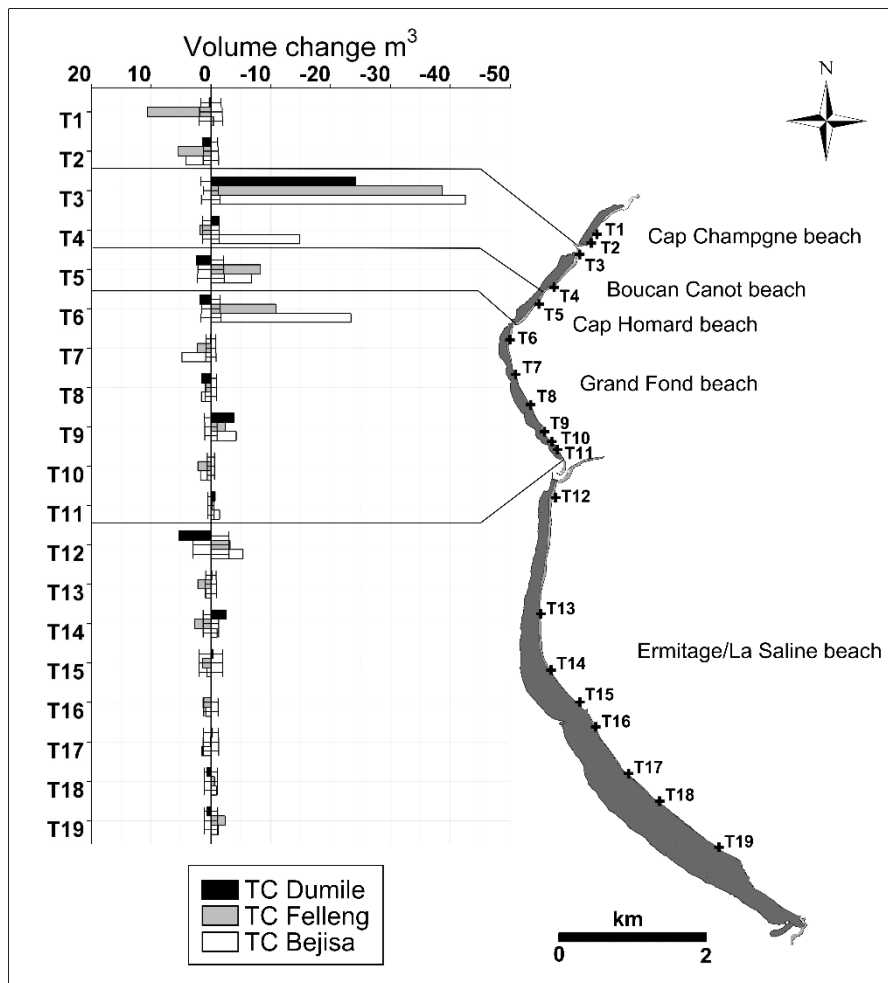


Figure 5-9: Beach volume change (m³) under the three tropical cyclones. The volume change was not spatially uniform along the different beach compartment from north to south. The major change was found from T1 to T6.

eroded significantly under TC Bejisa (T4: $-14.8 \pm 1.4 \text{ m}^3$), whereas no significant erosion occurred under TC Felleng.

At Cap Homard beach, the profile located in the northern part of the beach compartment underwent erosion under TC Felleng ($-8.3 \pm 2.2 \text{ m}^3$) and TC Bejisa ($-6.8 \pm 2.2 \text{ m}^3$). The eroded sand probably moved toward the southern part of the beach, but no profile was surveyed in this zone.

Because of nonsand rich flat in front of the beach, no significant sediment supply by the fronted reef during the storm exists. Under this hypothesis, a positive budget for a profile for one event implies longshore input from the adjacent beach. A negative budget for a profile for one event implies either an alongshore transfer toward the adjacent beach or seaward sand transfer toward the reef flat. Thus, the juxtaposition of negative and positive budget for one event results from longshore transfer. This is

the case within the Grand Fond beach compartment where succession of accreting and eroding zones highlighted two possible sedimentary cells. Longshore exchange occurred between T6/T7 profiles, even T8 (mainly under TC Bejisa) in the northern part of Grand Fond beach, and T9/T10 profiles in the southern part of Grand Fond.

At Ermitage/La Saline beach compartment, T12 at the south of Saint-Gilles harbour eroded under both TC Felleng and Bejisa, which induced, respectively, a loss of $-3.2 \pm 3.0 \text{ m}^3$ and $-5.4 \pm 3.1 \text{ m}^3$. Under TC Felleng, accretion at T13 and T14 suggest a possible exchange between T12, T13, and T14. From T15 to T19, no significant volumetric change occurred except for T19 under Bejisa, with a loss of $-2.4 \pm 1.1 \text{ m}^3$.

5.1.5.3 Cyclonic Incidence on Water Level and Submersion

Offshore wave conditions recorded at Le Port Ouest during TCs show that during TC Dumile and TC Felleng, significant wave height (H_{sig}) reached, respectively, 4.05 m and 4.51 m (Figure 5-s 5A and B). The TC Bejisa generated the highest wave with H_{sig} reaching 6.41 m. These records are consistent with water levels recorded by the tide gauge located at Le Port Ouest (Table 3). For the three events, coastal extreme water levels were below the MHHW level. This is probably because in all three cases, maximum surge occurred close or during high water. Water levels observed during TC Dumile and TC Felleng were quite similar. During TC Dumile, maximum storm surge was observed on 3 January 2013, with maximum surge occurring during flood tide close to high water. The maximum water level recorded was 0.35 m on 3 January at 11:05 (UTC), and the maximum instantaneous surge was 0.45 m on 3 January 2013 at 10:21 (UTC). During TC Felleng, maximum storm surge occurred on 31 January 2013 during flood tide close to high water. The maximum water level recorded was 0.34 m on 31 January at 10:37 (UTC), and the maximum instantaneous surge was 0.40 m on 31 January 2013 at 09:12 (UTC). The TC Bejisa had the most significant impact on water level. During TC Bejisa, storm surge was observed on 2 January 2013 from 02:30 to 07:00 (UTC) with a maximum during high tide at around 10:00. The maximum water level recorded was 0.78 m on 2 January 2013 at 09:24 (UTC), and the maximum instantaneous surge was 0.71 m on 2 January 2013 at 07:00.

Analysis of pre- and poststorm profile morphology enables an estimation of the upper limit of profile changes under TCs attributed to wave run-up (Figure 5- 10). Run-up reached 3.5 m above MSL in the southern part of Cap Champagne beach (T2) and in the northern part of Boucan Canot (T3) under TC Dumile, 3.7 m above MSL in the northern part of Boucan Canot under TC Felleng and 4.2 m above MSL in the northern part of Cap Homard beach (T5) under TC Bejisa (Figure 5- 10). In many places, the entire profile was flooded, and run-up reached the toe of walls in the upper beach, such as for profiles T10 and T11 in the southern part of Grand Fond beach. At La Saline (from T15 to T19), no information was

available about run-up as no significant morphological change was observed after the storm. The height of run-up does not seem to be linked with reef width.

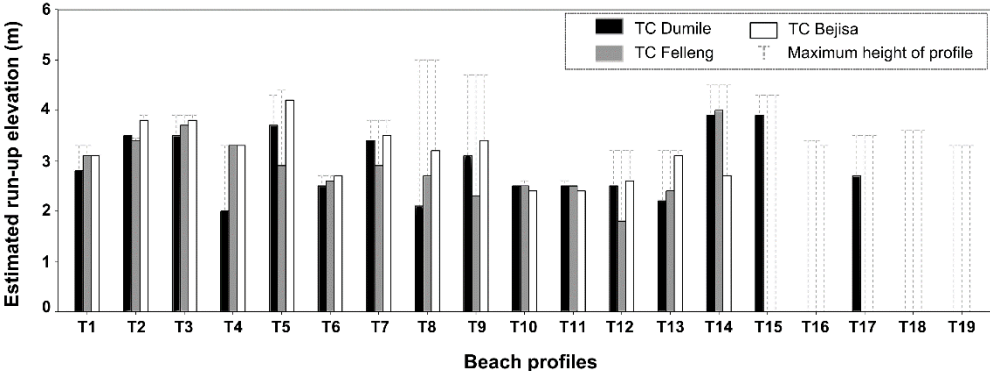


Figure 5-10: Estimated run-up height per beach profile and per cyclone based on morphological change comparison. The figure shows that in many places, the maximum run-up height recorded coincides with the maximum altitude of profile, which means that the entire profile was flooded.

5.1.5.4 Poststorm Beach Recovery

May 2013 and May 2014 profile data represent, respectively, post-Felleng beach recovery 3 months after the event and post-Bejisa recovery 4 months after the event. Data collected a few months after these TCs showed evidence of poststorm recovery of beach profiles, as shown by Figure 5- 11. Poststorm recovery processes highlighted three different behaviours. In the first case, the profiles tended to recover the volume and profile length of their prestorm state after both the Felleng and Bejisa events (T1 and T2 at Cap Champagne, T3 at Boucan Canot, T7 and T10 at Grand Fond, and T12 and T17 at Ermitage/La Saline); however, this volume remained lower (in the case of accretion) or higher (in the case of erosion) than in the prestorm state of these profiles. In the second case, profile recovery was observed after only one event (T5 at Cap Homard, T8 and T11 at Grand Fond, and T16 at La Saline), but the profiles tended to recover over the 2 years of the survey under austral winter hydrodynamic conditions. In the third case, profiles maintained an erosive trend for several months after the cyclonic events (T4 in the southern part of Boucan Canot, T9 in the southern part of Grand Fond, T13 and T14 in the middle and southern part of Ermitage, and T19 in the southern part of La Saline) and showed a negative sediment budget. These different behaviours were found within the same beach compartment and suggest local processes that could be related to beach and reef characteristics.

In terms of volume change, profile recovery was characterized by inversion of the longshore erosion/accretion pattern. This suggests that longshore sediment transport could occur in calm conditions. Morphological readjustment occurred in the upper part of the profile at 2 or 3 m above

MSL. Profiles that increased in length tended to return to their initial state. Morphological recovery processes 4 months after Bejisa also showed an inversion of CST patterns with transfer from the beach toe to the upper part of the beach. This brought a decrease in beach width and rising and inland migration of berms; however, profiles that experienced scarp retreat did not recover, with scarp persisting for several months.

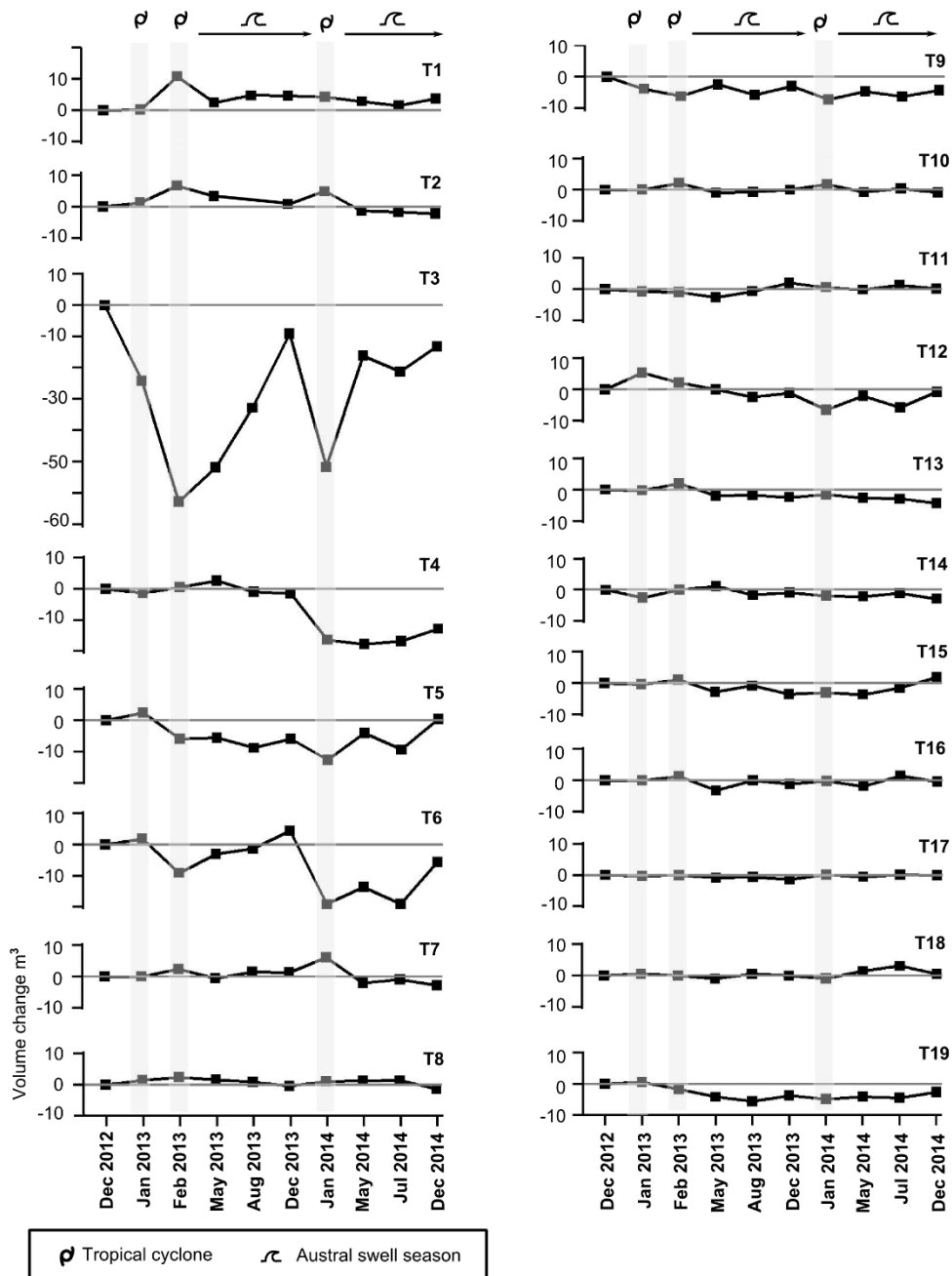


Figure 5-11: Cumulative beach volume change (m³) per transect showing sediment budget evolution of the different profiles after the tropical cyclone and over 2 years.

5.1.6 DISCUSSION

The three TCs had a similar type of trajectory, which is the most frequent in the SWIO basin (24.4% of trajectories; Hoarau, 1994; Laplace and Chaussard, 1964 in Boezennec and Tonnerre-Guérin, 1999). They were classified as TCs (Dumile) and intense TCs (Felleng and Bejisa) according to the French Meteorological Service classification for the SWIO basin. Even if TC Felleng and Bejisa reached the intense TC stage during their evolution, however, their minimal sea-level pressure was moderate (965–970 hPa) as they passed closest to the island. The TC Dumile was not a remarkable event in terms of intensity or impact on the island (Météo-France, 2014), but its effect on beach morphological change was not negligible. The TC Felleng's impact was also quite significant on beaches despite a relatively long distance of about 400 km from the coast. With comparable minimal sea-level pressure (965 hPa) to TC Felleng, TC Bejisa passed at almost 63 km from the island, with wind and wind peak being stronger. Parameters such as storm trajectory, distance of the centre from the coast, storm centre atmospheric pressure, and wind intensity and direction are variable with each storm. Furthermore, reported storm effects (principally attributable to wind and rainfall intensity) can vary depending on whether or not the island is exposed to the most active zones. Thus, the spatial meteorological characteristics of the storms appear to be insufficient to characterize storm impact on beach dynamics. Numerous physical factors related to storm characteristics and coastal morphology that affect the potential impact of storms exist (Dolan and Davis, 1992; Gibeaut, Gutierrez, and Hepner, 2002; Haerens et al., 2012; Mendoza and Jiménez, 2006). The comparison of hydrodynamic conditions generated by the three events defines TC Bejisa as the most intense event with the highest erosion potential on beaches. This is consistent with the results on beach volume change. The relation between storm impact and intensity is compatible with previous studies (Houser and Mathew, 2011; Houser, Hapke, and Hamilton, 2008; Priestas and Fagherazzi, 2010); however, storm characteristics for erosion potential and parameters that control storm impact intensity must be differentiated. Various authors showed that events associated with the largest wave heights do not necessarily involve the most severe erosion (Callaghan et al., 2008; Dolan and Davis, 1992; Dorsch et al., 2008). Other parameters such as storm duration and wave direction can play a key role (Ilich et al., 2009; Kriebel and Dean, 1993; Mendoza and Jiménez, 2006). This could explain that, despite the fact that TC Dumile and TC Felleng generated comparable water levels and significant wave heights, they had different impacts on the beaches. The TC Dumile had no significant impact on sand volume but gave rise to morphological changes. The cyclone affected the island for 22 hours, which is relatively short in duration compared to TC Felleng (67 hours) and Bejisa (40 hours). Rapid inversion of wave direction was observed under Dumile, whereas under TC Felleng, the WNW swell persisted for almost 96 hours,

probably favouring north-to-south longshore sediment transport. This explains the reason that erosion principally occurred in the northern part of the beach compartment.

The impact of the three events can also be explained by different elements related to coastal morphology. Major beach volume changes were found in the northern part of the study area from Cap Champagne to Aigrettes where the coast is oriented between 280° and 310° N. Comparisons of dominant cyclonic swell direction highlighted a low incidence of swell approaching this zone. The angle of incidence of cyclonic swell elsewhere was greater and is almost perpendicular to coastline orientation at La Saline beach. Consequently, the effect of TCs on beaches varied directly with relative exposure of the coast to incident waves. This supports the proposition that coastal orientation is a significant factor in storm impact (Cooper et al., 2004; Masselink et al., 2015). Here, swell regime on the west coast generated a natural south-to-north littoral drift (90% of waves comes from SW to SSW [Figure 5- 1E]), which allowed sediment accumulation at the northern part of the beach compartment upon contact with natural headland or seawall. As the storm approached the island, the wave direction changed (Figure 5- 5), which induced change in the direction of the alongshore currents and caused north-to-south sediment transport.

While coastal orientation and storm intensity seem to be important factors in explaining storm effect, many other coastal features must be taken into account, such as coral reef morphology and beach characteristics. Coral reef is nonexistent in front of the T3 profile, which underwent the most change in beach volume. This part of the beach acted like an open beach. Our results also showed that the cyclones affected the beaches from T1 to T14, where the fronted fringing reef reaches 0–380 m in width, and that no impact was observed from T15 to T19 at La Saline beach where the fronted fringing reef reaches 400–500 m in width. This correlation between reef width and intensity of erosion has already been observed in previous studies (McIntire and Walker, 1964; Ogg and Koslow, 1978; Ruiz de Alegria-Arzaburu et al., 2013). Energy loss occurred as the wave broke at the reef crest and moved toward the beach because of bottom friction on the nonsand-rich reef flat. As the reef flat is largest at La Saline, wave energy was attenuated in this zone. Elsewhere, the residual wave energy and the water level at the beach toe were sufficient to cause beach change.

Despite the evident role of reef width, Grand Fond beach presented lower beach volume variation than Cap Champagne and Boucan Canot beaches, where the fronted reef is about 100 m in width. This variability in potential beach response to storms can be explained by pre-existing beach topography (Blaise et al., 2015; Cooper et al., 2004; Morton, 2002). Profiles with berms or accreted profiles (Types 1a and 1b) presented the greatest potential for beach change. This type of profile tended to flatten in storm conditions, which led to the reshaping of profile toward an erosive morphology (Dail, Merrifield, and Bevis, 2000; Sonu and Van Beek, 1971); however, the CST described below principally occurred on

the subaerial part of the beach. The poststorm berm was not removed or eroded but shifted landward with much lower elevation. This is consistent with the berm-height paradox introduced by Bascom (1953). Increasing of wave height increases wave run-up, which in turn leads to an increase of berm crest height, but above a critical threshold, the largest waves remove or reduce berm height (Weir, Hughes, and Baldock, 2006). The process that occurred in berm height reduction, however, is still not clear. Either uprush/backwash processes during storm flooding caused seaward migration of the berm or else the berm was removed during maximum flooding and was reconstructed when the surge level decreased, enabling sediment deposition at the beach toe. Type 2 profiles presenting beach scarp generally occur where vegetation is present in front of walls. They show sand accumulation in the upper part of the profile. This allowed a relative adjustment of profile slope during storm surge. The CST and deposition in the lower part of profile led to a decrease in beach slope and the profile adopted a dissipative state. Types 2 and 3 flat profile morphologies were inherited from a long-term process of erosion. Upper-beach urbanization and coastal structures locked a significant part of sediment, which could not partake in the beach dynamics. They disrupted the resilience of these beaches, which maintained an erosive morphology.

When the cyclones were followed by fair weather conditions, the beaches tended to return to their prestorm morphology (Figure 5- 8). A poststorm beach-profile survey was conducted generally in May before the austral winter season when hydrodynamic forcing conditions change and may influence beach morphodynamics. As previously mentioned, longshore sediment transport occurred, but locally, sediment was probably deposited within the back-reef zone. Swell condition that prevailed after the TC event induced sediment transport along and toward the beach. The dominant south-to-north swell direction contributed to recovery in the northern part of beach compartments. At the beachface, swash processes are determinant for beach-profile recovery after storms (Elfrink and Baldock, 2002). Results showed that the recovery was not systematic, however. In some cases, beach recovery did not occur or occurred after only one event. Different behaviours were observed within the same beach compartment. Local heterogeneities related to beach and reef characteristics probably explain alongshore variability in beach recovery. The complex reef geometry gave rise to an along-reef spatial variation in wave transformation and sediment transport (Harris et al., 2015). Sediment transport processes may be influenced by reef discontinuities (channels, passes) that cause local rip currents. Gullies are locally present along the coastline, and they are particularly active during storm conditions because of intense rainfall. This can cause disturbances in sediment transport processes.

As poststorm surveys were conducted 3 or 4 months after the cyclonic events, no information was available about the length of the recovery period. Studies have shown that the recovery period can be extremely short. Birkemeier (1979) found that one day after a storm, a profile had recovered up to half

of the sand eroded. In our case, because of the sheltered environment provided by fronted reef and a microtidal regime, recovery processes are probably longer than for open beaches and related to other extreme processes. According to our results, in the case where no immediate poststorm recovery occurred, the sediment budget tended to balance over the following two years thanks to austral winter hydrodynamic conditions, with the exception of a few profiles. Extreme events are able to cause irreversible loss of sand, which are not compensated or are poorly compensated by contemporary reef sediment supply. In fact, the beaches show evidence of intense past erosion, and TCs probably played an important role in these processes.

The number of cyclones able to cause beach erosion is probably different from the figures provided by the studies of Hoarau (1994) or Garnier and Desarthe (2013) relative to cyclonic risk in Reunion Island. The statistics for TCs affecting Reunion were based on damage caused by wind or intense rainfall and/or events that triggered meteorological alerts. Poor or no data are available about storm surges or hydrodynamic conditions and historical impacts on beaches.

5.1.7 CONCLUSIONS

The study conducted here shows that TCs are able to bring significant morphosedimentary changes on the back-reef beaches of Reunion Island. These changes concern beach-topography adjustment and imply longshore and cross-shore sediment transport. An alongshore variation in beach response is found, which varies according to tropical storm intensity and coastal morphology. Wave height and water level are determinant factors of storm erosion potential. The intensity of impact seems to be related to reef width. The most severe erosion occurred at Boucan Canot where reef is absent. Elsewhere, the presence of coral reef attenuates offshore waves and provides good protection for the beaches. Relative coastline orientation and pre-existing beach-profile shape also play a significant role in storm impact on beaches. Elsewhere, estimation of run-up shows that the entire beachface was flooded, reaching the toe of coastal structures; this does not seem to be linked with reef width.

After storms, the beaches show a relative capacity for resilience under calm conditions; however, different behaviours are observed along the same beach compartment. This suggests a local influence of coastal structure and/or reef geomorphology in sediment transport processes. Profile locations allow a global view of changes along the coastline. Acquisition of long-term data series may contribute to a better understanding of storm impact.

5.1.8 ACKNOWLEDGMENTS

The authors wish to thank Région Réunion, DEAL Réunion, and OSU Réunion for funding. Additional thanks to the different organizations that provided data: SHOM, CEREMA, Météo-France, and Ifremer. We are grateful to the members of the Vie Océane association for field assistance.

5.2 Impact des houles australes sur la dynamique des plages d'arrière-récif

Les houles australes constituent à La Réunion, en hiver, les houles de plus forte amplitude. Elles donnent lieu au cours de la saison à des bulletins réguliers de fortes houles de la part de Météo-France. L'analyse de deux épisodes de houle en 2013 et 2014 nous renseigne ici sur le rôle de ces dernières dans le cycle de vie d'une plage récifale.

5.2.1 Description des évènements

5.2.1.1 L'épisode de houle australe du mois d'août 2013

Pendant la saison hivernale de 2013, l'île a été soumise à un épisode de houle australe significatif qui a principalement touché les côtes ouest et sud entre 20 et le 22 août 2013 (Figure 5-12). Un bulletin Météo-France de vigilance « de forte houle » datant du lundi 19/08/2013 (Bulletin N° 26) l'avait annoncée en la caractérisant de « houle très énergétique et dangereuse ». Des vagues de hauteurs significative de 4,5 à 5 m, et pouvant atteindre 10 m sur les parties les plus exposées, avaient été annoncées.

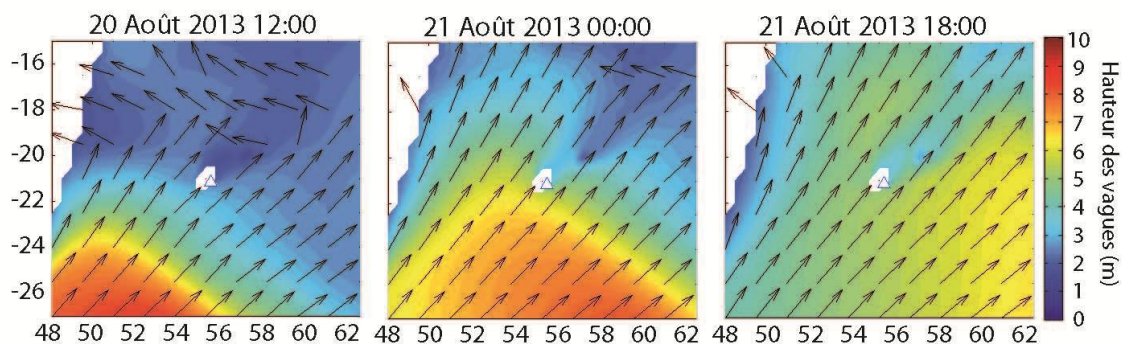


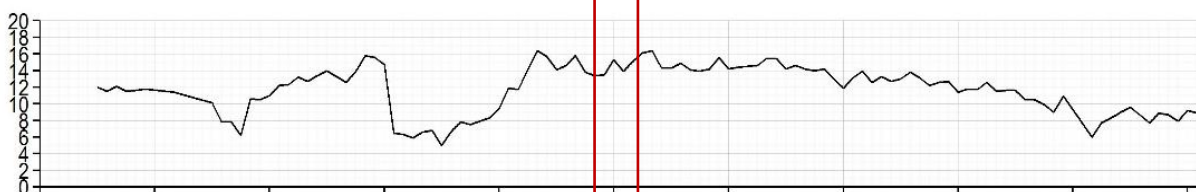
Figure 5-12: Evolution des hauteurs de vague modélisées (Wavewatch III) à différentes dates lors de l'épisode de houle austral d'août 2013 (Source: Davy, 2015)

Le houllographe de la Rivière des Galets, enregistre un évènement d'une durée de 23 heures durant lesquelles la hauteur significative des vagues a été supérieure à 2 m. Le pic de cet épisode a eu lieu le 21 août à 09 :00 (UTC) avec une hauteur significative de vagues atteignant 3,5 m et une hauteur maximale de 6 m (Figure 5-13). La période significative des vagues enregistrée a atteint 16,1 s. Par contre, nous ne disposons d'aucune donnée au droit des zones les plus exposées qui ne sont pas pourvues de houllographe.

Hauteurs significatives (m)



Périodes significatives (s)



Energie des vagues (kW/m)

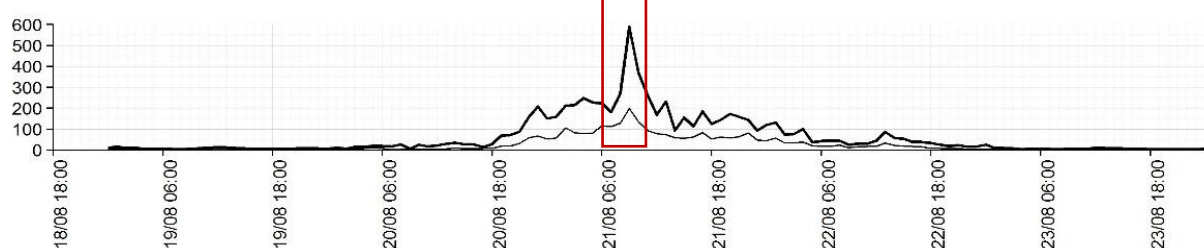


Figure 5-13 Paramètres d'état de mer (Hauteurs significatives (m), périodes (s) et énergie des vagues (kW/m)) à la Pointe des Galets lors de l'épisode de houle australe d'août 2013. (Heures en UTC)

5.2.1.2 L'épisode de houle australe du mois de juin 2014

Cet épisode de houle a été généré par le passage d'un passage d'un front froid sur l'île le 21 juin 2014 (Figure 5-14). Comme dans le cas précédent, un bulletin d'alerte Météo-France a placé l'île en vigilance « de forte houle » dans la nuit du 21 juin, qualifiant cet épisode « d'événement remarquable ».

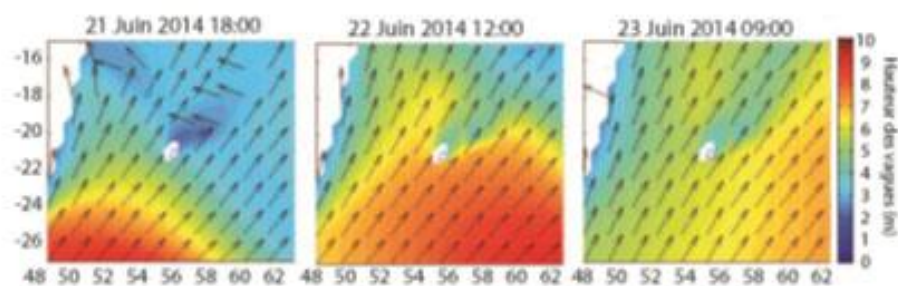
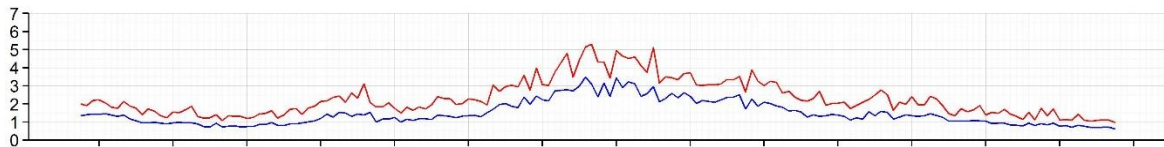


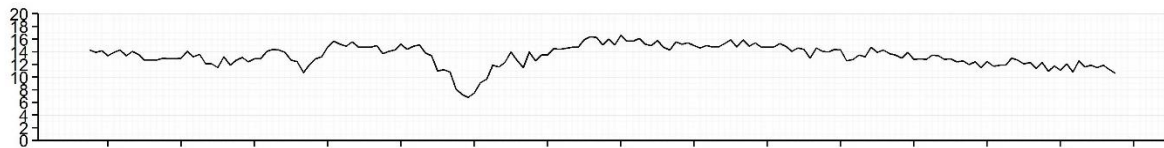
Figure 5-14 Evolution des hauteurs de vague modélisées (Wavewatch III) à différentes dates lors de l'épisode de houle australe de juin 2014 (Source: Davy 2015)

Au niveau du houlographe de la Rivière des Galets, l'évènement dans son ensemble a duré environ 40 heures. Les hauteurs significatives et maximales ont atteint 3,48 m et 5,3 m respectivement le 22 juin à 10:00 (UTC) (Figure 5-15). La période significative des vagues a atteint 16,2 s. Toutefois, à l'inverse de l'épisode du mois d'août 2013, nous n'observons pas de pic à proprement parler.

Hauteurs significatives (m)



Périodes significatives (s)



Energie des vagues (kW/m)

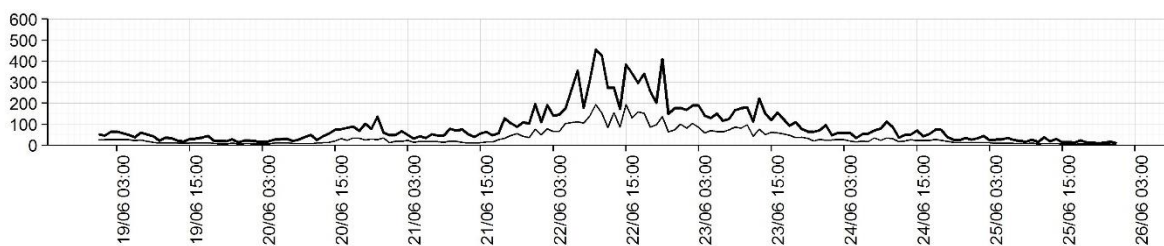


Figure 5-15: Paramètres d'état de mer (Hauteurs significatives (m), périodes (s) et énergie des vagues (kW/m)) à la Pointe des Galets lors de l'épisode de houle australe de Juin 2014. (Heures en UTC)

5.2.1.3 Un épisode de référence : la houle du 12 mai 2007

En mai 2007, La Réunion a connu un épisode de houle australe qui a marqué par son intensité et les dégâts qu'elle a provoqué sur les côtes. Elle a fait deux victimes et occasionné des dégâts dans les ports de St Pierre, St Gilles et St Leu. Cette houle a été qualifiée de « raz de marée », « de vagues géantes » en raison de la submersion importante qu'elle a provoqué sur le littoral. L'origine de cette houle est une tempête qui s'est développée entre le 11 et 13 mai au sud-est des Iles Kerguelen.

L'épisode de houle a aussi été remarquable par sa durée puisqu'elle a généré des vagues supérieures à 2 m (Hsig) pendant 78 heures. Au houlographe de la Rivière des Galets, la hauteur significative des vagues a atteint 4,1 m et une hauteur maximale de 5,9 m le 12 mai à 21:00 (UTC). La période significative des vagues a atteint 17,7 s au pic de l'évènement.

Sur la dernière décennie, cet épisode est considéré comme un évènement de référence. La période de retour d'un évènement de cette intensité est estimée entre 3 et 5 ans par Météo-France.

5.2.2 Caractérisation de l'intensité des épisodes de houles

Comme déjà évoqué auparavant, les phénomènes de houle australe (ou houle de longue période) ne s'accompagnent pas de surcote atmosphérique. La surcote générée est due au déferlement des vagues mais les marégraphes généralement situés dans des endroits abrités n'enregistrent pas ces variations. L'intensité des épisodes de houle australe a ainsi été caractérisée à partir des données d'état de mers issues du houlographe de la Rivière des Galets (Tableau 5-1). Les valeurs enregistrées ont été comparées à la houle de référence du 12 mai 2007.

Bien que nous ne disposions pas de données topographiques pour l'évènement de référence du mois de mai 2007, une comparaison avec cet évènement permet d'estimer ou d'évaluer nos deux épisodes de houle en termes d'intensité.

Tableau 5-1: Comparaison des paramètres d'état de mer entre les houles australes d'août 2013, juin 2014 et l'épisode de référence de mai 2007

	Pic de tempête (date et heure (UTC))	Hsig pic (m) RDG	Hmax pic (m) RDG	Tsig (s) RDG	Durée (heures)	Energie des vagues atteinte (kW/m)	Storm Power Index (m ² h)	Intensité
Episodes de houle australe étudiés								
Houle d'août 2013	21/08/2013 à 09 :00	3,55	5,98	16,1	26	200	929,8	modéré
Houle de juin 2014	22/06/2014 10 :00	3,48	5,16	16,4	40	195	1123,6	modéré
Episodes de houle australe de référence								
Houle de mai 2007	12/05/2007 21 :00	4,1	5,7	17,7	78	293	3501,4	fort

Avec un *Storm Power Index* (SPI) de 3501,4 m²h, cette houle est la plus intense enregistrée entre 2000 et 2016. L'énergie des vagues a atteint 293 kW/h. Les valeurs du SPI des deux épisodes de houles étudiés ici les classes comme des évènements modérés. Les deux épisodes présentent des intensités comparables : des hauteurs significatives d'environ 3,5 m, des périodes significatives de 16 s, et une énergie des vagues proche de 200 kW/m au pic de tempête.

Bien que ces épisodes soient modérés, l'étude vise à caractériser le potentiel morphogène des houles de cette intensité sur les plages.

5.2.3 Impacts morphosédimentaires des épisodes de houle australe

De façon similaire à l'impact des cyclones, celui généré par les houles australes présente une hétérogénéité spatiale. Les variations de morphologie et du bilan sédimentaire les plus significatives concernent les côtes de Cap Champagne jusqu'au nord de l'Ermitage avec toutefois des amplitudes moins importantes que lors des cyclones tropicaux (figure 5-16).

Ces réajustements morphologiques prennent des formes variables. Pour les profils de type 1 (à berme) on observe aussi bien une migration *onshore* de la berme (à CCN et AIG ; houle d'août 2013) qu'un aplanissement de celle-ci (BCS et CHOM de part et d'autre du Cap Homard). Pour les profils de type 2 et 3 les ajustements morphologiques observés sont de faibles amplitudes < 10 cm. A GFN et SGVC par exemple, un apport de sable a permis l'exhaussement du bas de plage. En revanche à SGC et GOP, le bas de plage a subi une perte de sédiment sur une épaisseur d'environ 8 cm. Ailleurs les ajustements morphologiques se traduisent par un déplacement transversal de sable du bas vers le haut d'estran sur des épaisseurs faibles.

Du point de vue des bilans sédimentaires, les volumes de sable mis en jeu lors des deux épisodes varient de 1 à 5 m³ excepté à BCN (Figure 5-17). A BCN lors de l'épisode de houle du mois d'août 2013 le profil a subi un apport net de $+19,07 \pm 1,53$ m³. Cette accrétion s'est traduite par l'exhaussement du haut d'estran qui passe d'un profil concave en mai 2013 (profil pré-houle) à un profil plat. La houle du mois de juin 2014 a en revanche provoqué une perte de sédiment atteignant $-5,08 \pm 1,58$ m³. Le profil BCS dans la partie sud de la plage de Boucan Canot a été plus affecté par la houle du mois d'août 2013 avec une perte d'environ $-4,36 \pm 1,32$ m³. Ce démaigrissement s'est traduit par un aplanissement de la plage suite à l'érosion d'un bourrelet situé vers 30 m en bas de plage. La même réponse morphosédimentaire a été observée au niveau du profil CHOM dans la partie nord de Cap Homard, et s'est traduite par des pertes de matériel sédimentaire atteignant -3 à -5 m³. A AIG, seule la houle du mois de juin 2014 a affecté de façon significative le bilan sédimentaire de ce profil se soldant par une perte de $-5,35 \pm 1,59$ m³.

En fait, les variations du bilan sédimentaire reflètent surtout des dynamiques localisées mettant en jeu de faibles volumes (1 à 3 m³). Elles ne montrent pas de transferts longitudinaux évidents lors de l'épisode de houle du mois d'août 2013, excepté peut être entre les profils GOP et MNS situés au sud

du compartiment de l'Ermitage, où un transit nord/sud semble apparaître (de GOP : $-2,79 \pm 1,27 \text{ m}^3$ vers MNS : $+2,01 \pm 1,95 \text{ m}^3$).

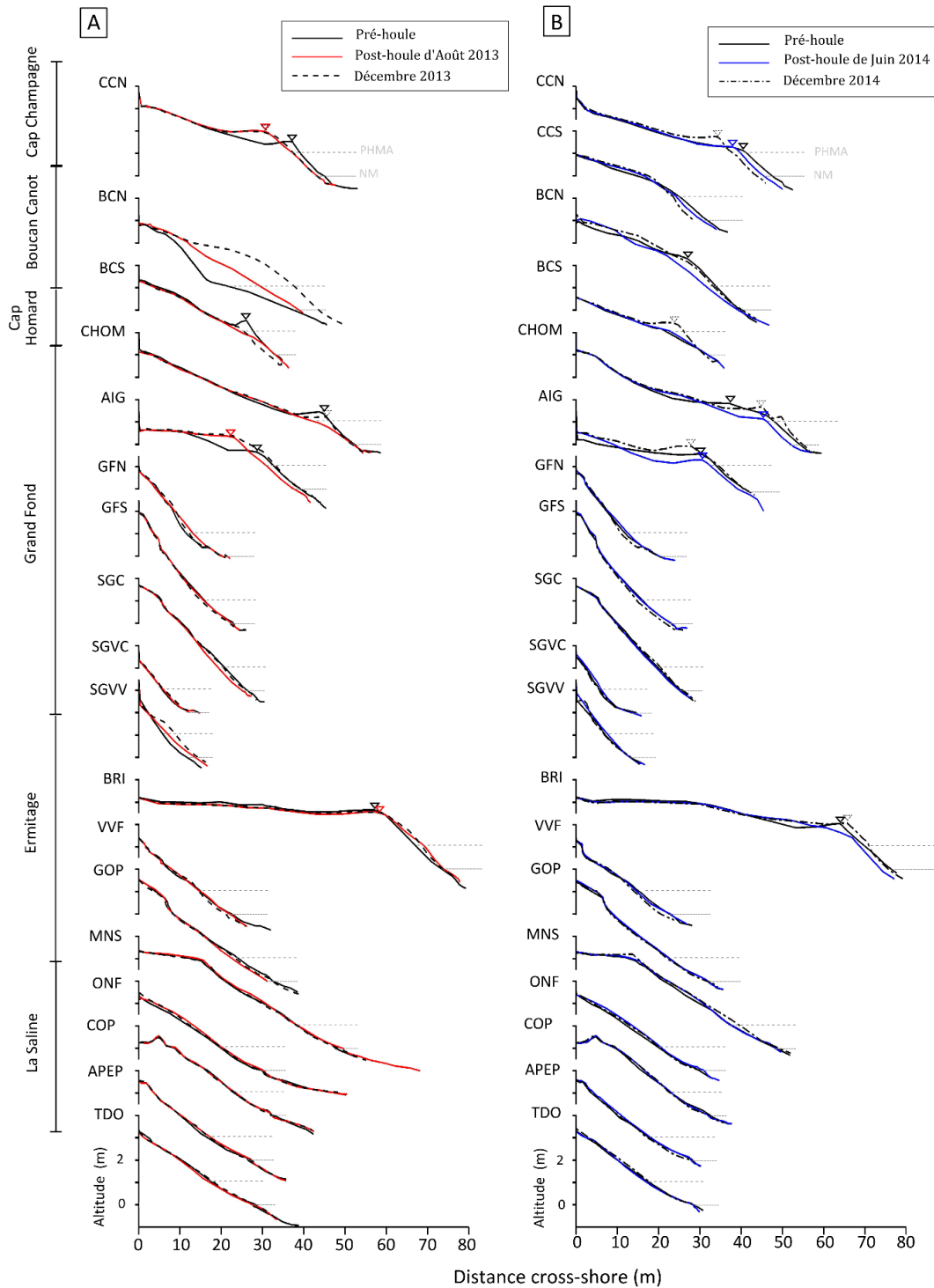


Figure 5-16: Impacts morphologiques des houles du mois d'août 2013 (à gauche) et du mois de juin 2014 (à droite)

En revanche durant l'épisode du mois de juin 2014, à Grand Fond, des échanges longitudinaux se sont produits au sein des cellules sédimentaires déjà identifiées « AIG/GFN/GFS » de GFS vers GFN dans le sens nord/sud (de GFS : $-1,21 \pm 0,91 \text{ m}^3$ vers GFN : $+1,17 \pm 0,81 \text{ m}^3$), et « SGC/SGVC » de SGC vers SGVC dans le sens sud/nord, c'est-à-dire opposé à la direction dominante des houles (de SGC : $-1,75 \pm 1,01$ vers SGVC : $+1,21 \pm 0,56 \text{ m}^3$).

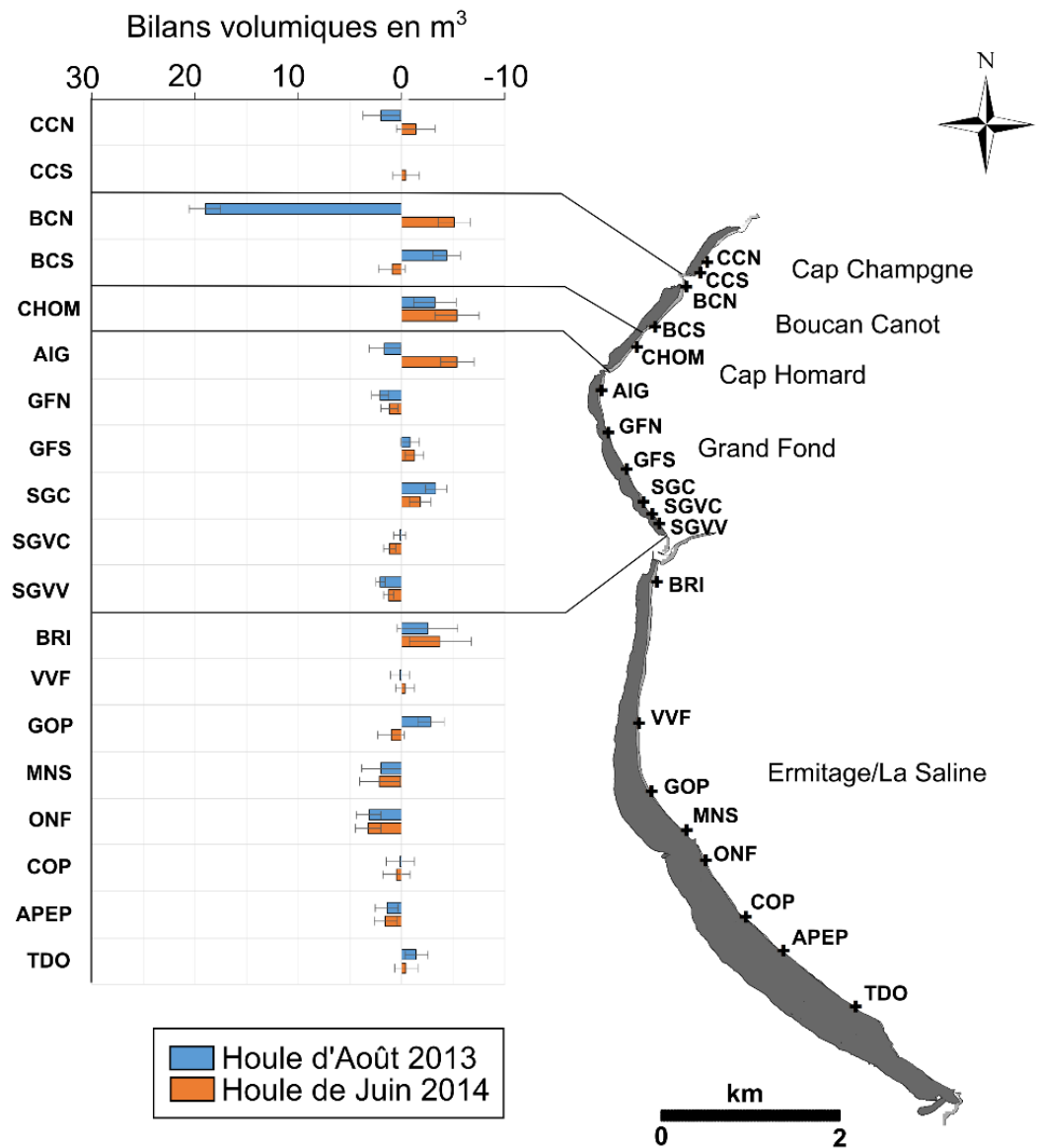


Figure 5-17 Impacts volumiques des houles australes

	Houle du mois d'août 2013		Houle du mois de juin 2014	
	Mai13-Aou13	Aou13-Dec13	Mai14-Jun14	Jun14-Dec14
CCN	2.00 ± 1.76	-0.06 ± 1.73	-1.36 ± 1.86	2.26 ± 1.79
CCS	- ± -	-2.86 ± 1.12	-0.42 ± 1.25	-0.57 ± 1.18
BCN	19.07 ± 1.53	23.61 ± 1.65	-5.08 ± 1.58	8.00 ± 1.59
BCS	-4.36 ± 1.32	-0.47 ± 1.28	0.98 ± 1.27	4.00 ± 1.25
CHOM	-3.17 ± 2.08	2.89 ± 2.07	-5.33 ± 2.12	9.74 ± 2.14
AIG	1.67 ± 1.54	5.76 ± 1.54	-5.35 ± 1.59	13.36 ± 1.60
GFN	2.08 ± 0.82	-0.21 ± 0.83	1.17 ± 0.81	-1.83 ± 0.80
GFS	-0.80 ± 0.90	-1.33 ± 0.88	-1.21 ± 0.91	-1.31 ± 0.88
SGC	-3.31 ± 1.03	2.74 ± 1.02	-1.75 ± 1.01	3.44 ± 1.02
SGVC	0.23 ± 0.59	0.71 ± 0.59	1.21 ± 0.56	-1.24 ± 0.56
SGVV	2.07 ± 0.48	2.74 ± 0.53	1.27 ± 0.50	0.22 ± 0.51
BRI	-2.49 ± 2.95	1.41 ± 2.96	-3.71 ± 3.01	12.62 ± 3.01
VVF	0.21 ± 0.89	-0.67 ± 0.86	-0.27 ± 0.91	-1.34 ± 0.87
GOP	-2.79 ± 1.27	0.72 ± 1.27	1.04 ± 1.28	-1.79 ± 1.27
MNS	2.01 ± 1.95	-2.77 ± 1.96	2.17 ± 1.93	3.33 ± 1.95
ONF	3.20 ± 1.21	-1.05 ± 1.20	3.27 ± 1.22	-1.90 ± 1.22
COP	0.18 ± 1.35	-0.76 ± 1.35	0.54 ± 1.35	-0.05 ± 1.35
APEP	1.48 ± 1.10	-0.58 ± 1.11	1.57 ± 1.14	-2.71 ± 1.14
TDO	-1.38 ± 1.10	1.89 ± 1.12	-0.40 ± 1.13	1.39 ± 1.15

Figure 5-17 (suite) Impacts volumiques des houles australes

5.2.4 Mécanismes de résilience post-houle australe

La résilience est évaluée par comparaison avec l'état du profil en décembre c'est-à-dire à la fin de l'hiver austral (décembre 2013 pour un état 4 mois après la houle du mois d'août et décembre 2014 pour un état 6 mois après la houle de juin 2014). Après les épisodes de houle australe, l'évolution morphosédimentaire des profils a montré des tendances contrastées.

Les profils BCN et AIG qui avaient bénéficié d'apports sédimentaires sous l'action des houles australes, poursuivent leur engraissement dans les mois suivants. Celle-ci s'est traduite à BCN, CCN (après houle du mois de juin 2014) par un exhaussement de l'estran consécutif à la reconstruction de la berme et à AIG par un élargissement de celle-ci. Cette croissance des bermes s'est traduite par un gain d'environ $+23,61 \pm 1,65 \text{ m}^3$ à BCN, et $+5,76 \pm 1,54 \text{ m}^3$ à AIG.

Ailleurs cependant, la perte de matériel sédimentaire générée par les deux épisodes de houle australe a eu tendance à cicatrifier en particulier après la houle du mois de juin 2014. Toutefois, pour les profils BCN, CHOM, AIG, BRI, SGC les apports sédimentaires observés en décembre 2014 sont supérieurs aux pertes subies après la houle du mois de juin 2014. A BCS et CHOM cet apport sédimentaire se traduit par la reconstruction du bourrelet en bas de plage et à AIG et à BRI il se traduit par une accrétion de la berme.

5.2.5 Discussion

L'impact morphogène des deux épisodes de houle australe est influencé par les effets des cyclones tropicaux précédents qui avaient fortement impacté les plages. Certains profils étaient encore dans un processus de régénération post-cyclonique ce qui explique les apports sédimentaires importants observés (notamment à BCN) ainsi que les apports supérieurs aux pertes nettes subies par les profils après la houle du mois de juin 2014.

Dans certains cas la houle australe participe à la cicatrisation post-cyclonique alors que dans d'autres elle contribue à aplanir les bourrelets et bermes en reconstruction, retardant ainsi la cicatrisation des profils. Toutefois ce résultat obtenu pour ces deux houles australes ne peut être généralisé.

Les profils à berme (Type 1) sont ceux qui montrent des variations morphologiques et volumiques les plus significatifs, même si ces dernières restent inférieures à celles générées par les cyclones. On observe à la fois des destructions et constructions des bermes. Les variations morphologiques de ces bermes sont conformes aux modes de croissances décrits par Weir et al. (2006). Le mode 1 correspond à la croissance verticale qui s'explique par un phénomène de débordement de la berme par le jet-de-rive (*swash overtopping*). Le mode 2 correspond à la croissance horizontale en l'absence de débordement (*no swash overtopping*). Le mode de croissance dépend donc de l'altitude du profil (Dubois, 1988). Une combinaison des deux modes a également été observée, notamment au niveau du profil AIG (Figure 5-18).

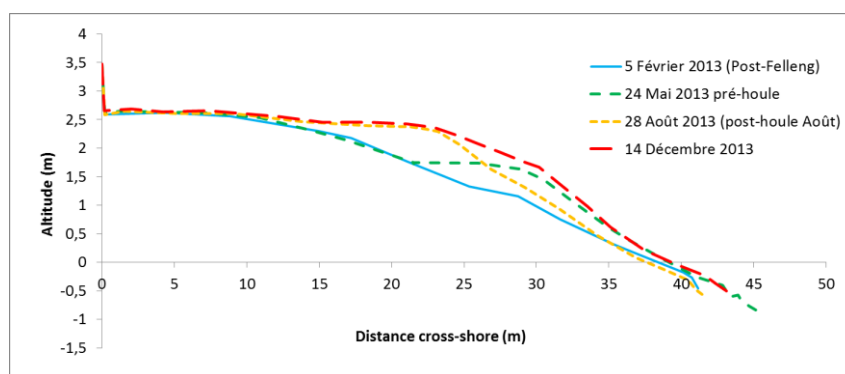


Figure 5-18: Séquence de croissance de la berme du profil AIG en 2013

Dans un premier temps, la berme se construit selon le mode 1 jusqu'à atteindre un seuil de hauteur à partir duquel le jet-de-rive ne peut plus atteindre son sommet. Cela suggère que le jet de rive a atteint au moins 1,7 m correspondant à la hauteur de la berme avant la houle du mois de mai 2013. Après la houle du mois d'août 2013, la berme atteint 2,5 m. Elle croit donc horizontalement dans la direction du bas de plage permettant l'élargissement de l'estran. Cela met en évidence un processus de jet de

rive (*swash*) dominant par rapport au *backwash* pour le transport sédimentaire pendant les houles australes. Les transferts *cross-shore* qui se sont produit du haut vers bas de plage suite aux houles cycloniques montraient l'inverse. Cela pourrait s'expliquer par la différence de niveaux d'eau entre les houles australes et cycloniques

Les processus hydrodynamiques au niveau de la plage pendant les conditions de fortes houles n'ont jusqu'à présent pas été décrits dans les précédentes études. Des observations effectuées sur le terrain lors de l'épisode de juin 2014 ont permis d'apporter des informations sur les processus de déferlement au niveau de la plage (Figure 5-19). Tout d'abord, les processus hydrodynamiques observés sont conformes aux précédentes études sur le platier. Le déferlement des vagues au niveau de la barrière récifale (Figure 5-19 (1)) a généré une élévation du plan d'eau au-dessus du platier. Cordier (2007) montre que cette énergie est atténuée par la barrière récifale en fonction du niveau d'eau. Les vagues ont également subi une diminution de leur hauteur après franchissement de la barrière (Figure 5-19 (2)). D'après Cordier (2007) celle-ci est de l'ordre de 0,5 m au-dessus du platier au niveau de La Saline pour une hauteur significative de vagues de 1 à 2 m au large. Dans la DAR qui est un peu plus profonde, leur hauteur significative peut être supérieure à celles observées sur le platier récifal. Les vagues formées sur le platier et dans la DAR ont déferlé sur la plage au niveau de l'estran inférieur (Figure 5-19 (3)) avec une hauteur de l'ordre de 20 à 50 cm. Toutefois, des submersions régulières de la totalité de l'estran espacés de plusieurs minutes ont été observés permettant au jet de rive d'atteindre voir de franchir le haut de plage qui atteint entre 3 à 4 m d'altitude (Figure 5-19).

Les plages n'ont donc pas été complètement protégées de l'influence des deux houles australes, bien que d'intensité modérée, sauf dans le secteur de La Saline, où le récif est très large (500 m) et qui a été très peu affecté tout en étant le plus exposé aux houles dominantes. Cooper *et al.* (2013) observent également des impacts négligeables d'un épisode de houle de longue période particulièrement intense (période 18 s) aux Caraïbes en 2008 sur des plages situées en arrière de récif frangeant de 500 à 900 m de large. De plus, l'existence de transfert longitudinal N/S met en évidence le rôle des passes, chenaux et des sinuosités du récif qui provoquent des orientations de courant opposées à la direction dominante des houles australes (S/N). Ceci explique les transferts longitudinaux observés à Grand Fond et à proximité de la passe de l'Ermitage.

En l'absence de données in-situ sur les niveaux d'eau au niveau des plages, il est difficile de comparer l'intensité des houles australes avec les épisodes de houle cyclonique.



- 1 : Déferlement des vagues au niveau de la barrière récifale
- 2 : Des vagues secondaires se reforment sur le platier
- 3 : Les vagues secondaires déferlent en pied de plage



Figure 5-19: Processus hydrodynamiques observés à l'Ermitage durant la houle du mois de juin 2014.

Conclusion du chapitre 5

Les impacts de trois épisodes de houles cycloniques et deux épisodes de houle australe ont été étudiés. Le secteur de Cap Champagne à l'Ermitage est le plus affecté quel que soit le type de houle. Les plages situées en arrière d'un platier récifal de largeur supérieure à 400 m n'ont subi aucun impact significatif.

De Cap Champagne à Aigrettes, les volumes sédimentaires mis en jeu varient de -23 à +10 m³ sauf à Boucan Canot où le secteur non protégé par un récif où les volumes sédimentaires mobilisés varient entre -43 et 35 m³. Pour les secteurs de Grand Fond et Ermitage, les volumes sédimentaires mobilisés sont de l'ordre de 5 m³.

La morphologie préexistante de la plage est un facteur déterminant dans l'intensité de l'impact morphosédimentaire. Des transferts longitudinaux localisés sont favorisés par les discontinuités récifales dont le rôle sur la courantologie semble prévaloir sur la direction de la houle abordant le récif.

A court terme, ces épisodes ont donc été morphogènes et ont influencé de façon significative le bilan sédimentaire et la morphologie des plages. La prévalence de ce type d'évènement dans la climatologie de l'île invite à se questionner sur leur rôle dans l'évolution morphosédimentaire de la plage à moyen terme. Elle invite à se questionner sur la pertinence de l'utilisation du terme résilience morphologique en raison de l'occurrence de ces évènements. Ne devrait-on pas conserver ce terme lorsque l'évènement qui façonne les littoraux est atypique et exceptionnel ?

Chapitre 6. Evolution morphosédimentaire à moyen terme : 17 ans d'observation

Ce chapitre vise à analyser l'influence de la variabilité des conditions de houles à moyen terme sur la dynamique morphosédimentaire des plages. L'analyse des épisodes de houles de 2013-2014 a montré une forte implication de ces évènements à court terme. Toutefois, ces deux années ne sont pas forcément représentatives du climat des houles extrêmes à plus long terme. Si ces évènements ont fortement impacté le bilan sédimentaire des plages, la tendance peut être différente à moyen et long terme. Les précédentes études ont conclu à une tendance générale à l'érosion mais sur l'analyse de 3 à 6 ans de données topographiques et dans des conditions d'incertitudes fortes (Cordier, 2007; Troadec, 2002). Une sélection des données les plus fiables (cf. chapitre 4) offre l'opportunité d'effectuer une analyse à l'échelle de 24 ans (1992-2015) sur un site et de 17 ans (1998 – 2015) pour d'autres sites.

La première section de ce chapitre est consacrée à la description des changements morphologiques et volumiques par compartiments de plage sur ces périodes. Les conditions de forçages par les houles extrêmes sont caractérisées dans une deuxième section. Bien que ne disposant pas de suivis fiables post-évènementiels à moyen terme, une analyse de conditions hydrodynamiques paroxysmales sur la période suivie apporte des informations précieuses pour la compréhension des dynamiques passées.

6.1 Variabilité morphosédimentaire des plages

Les résultats sont décrits pour chaque compartiment de plage présenté au chapitre 3. Ils concernent l'analyse morphologique de chaque profil de plage du compartiment en distinguant les évolutions morphologiques du haut de plage, de l'estran supérieur et de l'estran inférieur. Globalement les suivis historiques donnent un état des profils en 1998-2000-2001, 2005-2006, 2010 et 2012 à 2014. La morphologie des différents profils transversaux a déjà été caractérisée au chapitre 5 sur la base des profils DGPS de 2012. De façon générale, la classification morphologique précédemment déterminée³⁴ est valable pour l'ensemble de la période d'étude à moyen terme. Les tendances d'évolution des bilans sédimentaires à moyen terme sont également décrites.

³⁴ Pour rappel la classification distingue 3 types de profils : les profils à berme (Type 1), les profils plats fortement inclinés (Type 2) et les profils plats modérément inclinés (Type 3).

6.1.1 Plage de Cap Champagne

L'évolution morphosédimentaire de ce compartiment de plage est décrite successivement pour les deux profils suivis ici: CCN et CCS.

6.1.1.1 Evolution du profil CCN

L'évolution morphologique du profil nommé CCN peut être caractérisée à partir de deux séries de données : CCN1 de 2000 à 2006 et CCN de 2010 à 2015 (cf. Chapitre 4 pour la localisation). Bien que les deux séries de données topographiques ne correspondent pas aux mêmes coordonnées géographiques, elles renseignent tout de même sur l'état morphologique de ce secteur de plage sur les 15 dernières années.

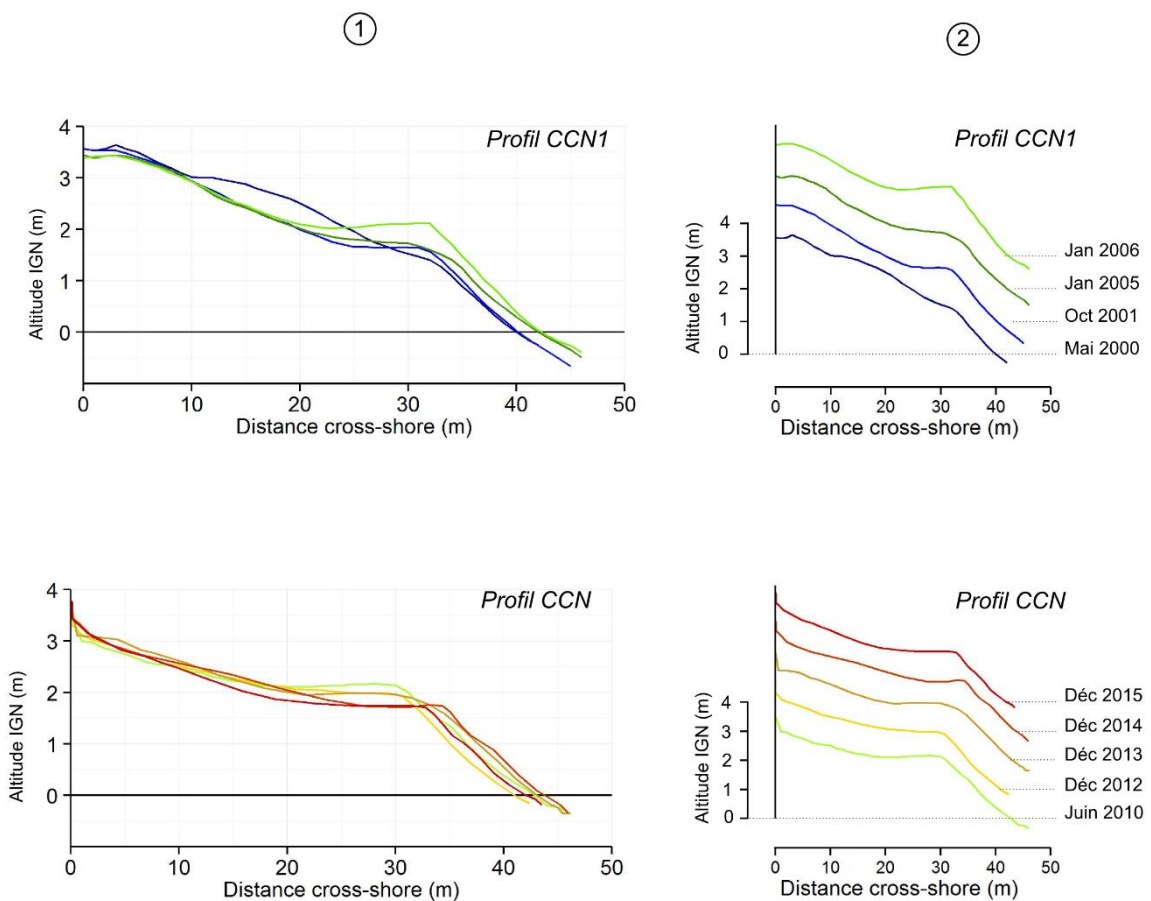


Figure 6-1: Enveloppe de changements (1) et évolution morphologique (2) des profils de plage CCN1 et CCN à Cap Champagne.

Bien que les deux emplacements soit distants de 43 m, les deux séries temporelles CCN1 et CCN présentent des morphologies similaires et sont donc considérées comme étant représentatives de

l'état morphologique de ce secteur: une largeur de plage comprise entre 40 et 45 m et la présence d'une berme entre 30 et 35 m (Figure 6-1).

De 2000 à 2006, la morphologie du profil CCN1 montre peu de variabilité et celle-ci est associée principalement à la dynamique de la berme. Sa position longitudinale varie peu entre 2000 et 2006 mais elle a subi une accrétion de l'ordre de 70 cm avec une hauteur passant de 1,40 m en 2000 à 2,12 m en 2006. L'estran supérieur évolue différemment. Entre mai 2000 et octobre 2001 il subit un amaigrissement se traduisant par un abaissement de 40 cm de la hauteur de la plage entre 10 et 26 m (distance cross-shore). Cette évolution résulte très probablement de l'effet d'une houle cyclonique associée au cyclone Ando (janvier 2001). Ensuite, la morphologie de l'estran supérieur ne varie plus jusqu'en janvier 2006.

A partir de juin 2010, le profil CCN situé 43 m plus au nord montre également peu de variabilité morphologique à moyen terme. Sur le profil de juin 2010 la hauteur de la berme atteint 2,15 m d'altitude. Sur la période de 2010 à 2015, la tendance est à l'abaissement avec une mesure d'un amaigrissement de 43 cm. Cette évolution traduit l'effet des épisodes houlographiques extrêmes qu'a subi la plage entre 2013 et 2015 (Dumile, Felleng et Béchisa, cf. Chap 5). L'estran supérieur et le haut de plage en revanche n'évoluent que faiblement entre 2010 et 2015.

Aucune tendance d'évolution volumique n'a pu être dégagée de ces deux séries temporelles en raison de leur faible longueur et de l'évolution de l'emplacement du profil.

6.1.1.2 Evolution du profil CCS

Situé à l'extrémité sud de ce compartiment, le profil CCS montre une variabilité morphologique plus importante que CCN et qui concerne l'ensemble du profil (Figure 6-2). Cette variabilité se distingue sur deux sections du profil. Sur la première partie de 0 à 16 m la variabilité verticale est importante et se traduit par des variations de la hauteur de l'estran supérieur, avec des mouvements pouvant aller de 20 à 90 cm. En 2014, la plage a subi un abaissement significatif de 90 cm de l'estran supérieur suite au cyclone tropical Béchisa et qui ne s'est pas cicatrisé jusqu'en décembre 2015. A partir de 16 m, la variabilité morphologique du profil est surtout liée à la dynamique de la berme qui, bien que toujours visible aux différentes dates, subit un recul progressif de 5 à 6 m entre 2000 et 2015.

Le phénomène érosif impacte donc la totalité de l'estran qui se traduit à la fois par un abaissement important de l'estran supérieur ainsi qu'un recul progressif de la berme. Cela se traduit par un taux d'érosion de $-0,95 \text{ m}^3/\text{an}$ ($R^2=0,94$) (Figure 6-3). La perte volumique cumulée depuis décembre 2000 est de -16 m^3 . Elle concerne l'ensemble du profil.

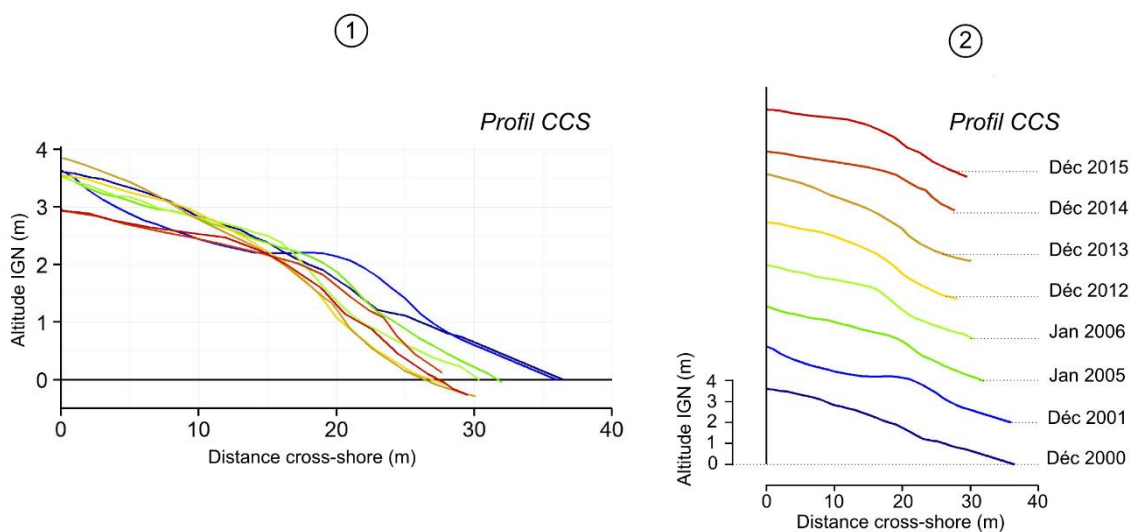


Figure 6-2: Enveloppe de changements (1) et évolution morphologique (2) du profil de plage CCS à Cap Champagne

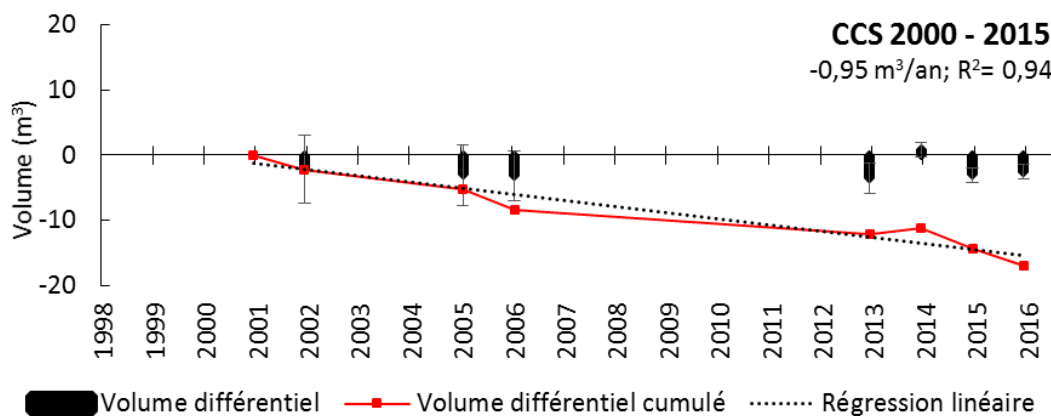


Figure 6-3: Bilans sédimentaires du profil CCS de 2000 à 2015

6.1.2 Plage de Boucan Canot

L'évolution morphosédimentaire du compartiment de Boucan Canot est décrite successivement à partir de deux profils : BCN et BCS.

6.1.2.1 Evolution du profil BCN

A l'extrémité nord du compartiment, le profil BCN montre une variabilité morphologique importante qui s'explique par l'absence de platier récifal en face de ce secteur comme cela a déjà été évoqué auparavant. Cette exposition directe aux conditions du large se reflète à travers les variations de sa

morphologie à moyen terme. Au niveau de l'estran supérieur (de 0 à 20 m) le profil subit des variations d'altitude d'amplitude allant de 40 à 80 cm (Figure 6-4). Ces variations traduisent la succession d'épisodes d'érosion et d'accrétion avec toutefois une tendance au maintien à moyen terme de la hauteur de la plage à une altitude de 3 à 4 m.

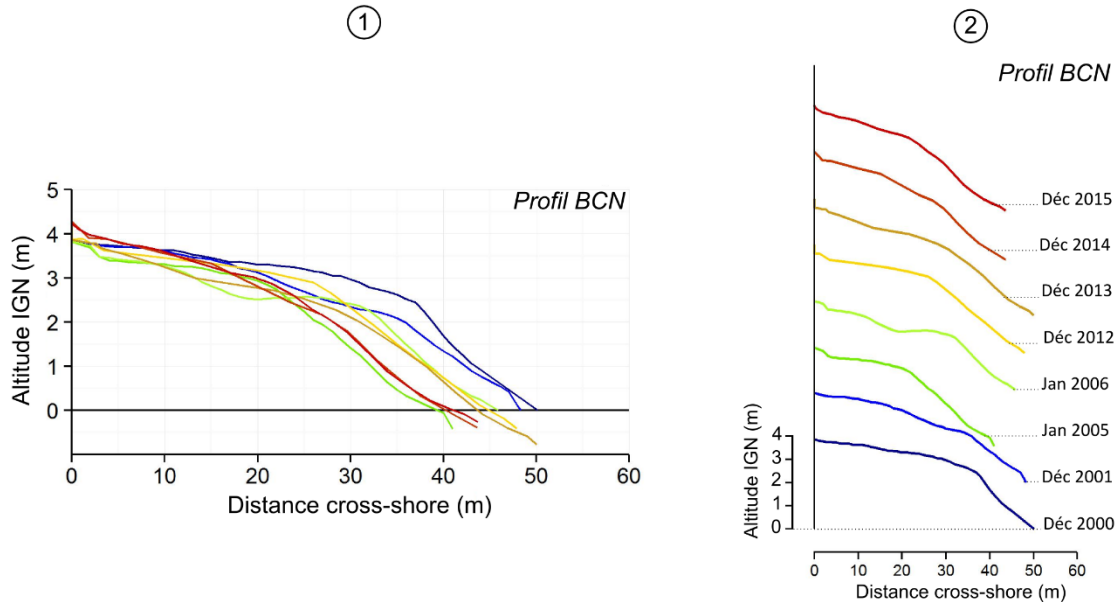


Figure 6-4: Enveloppe de changements (1) et évolution morphologique (2) du profil de plage BCN à Boucan Canot

La mobilité du profil est plus importante au niveau de l'estran inférieur et est due principalement à la dynamique de la berme. Globalement, entre décembre 2000 et décembre 2015, elle a reculé de 9 à 10 m.

En janvier 2005, un important recul de l'estran inférieur de 9 m par rapport au profil de décembre 2001 est perceptible. En janvier 2006 l'estran inférieur a en revanche progradé de 7 m. Ce recul « ponctuel » résulte probablement de l'impact résiduel des houles cycloniques en 2004 (Elita et Gafilo).

A BCN, le taux d'érosion est de l'ordre $-1,82 \text{ m}^3/\text{an}$ ($R^2_{\text{BCN}}=0,64$) lorsque le profil de janvier 2005, considéré comme « perturbé », est retiré de l'analyse. La perte cumulée depuis décembre 2000 est de -34 m^3 pour ce profil. Même si l'estran a tendance à récupérer sa morphologie convexe après un épisode extrême, le bilan sédimentaire est déficitaire sur le moyen terme.

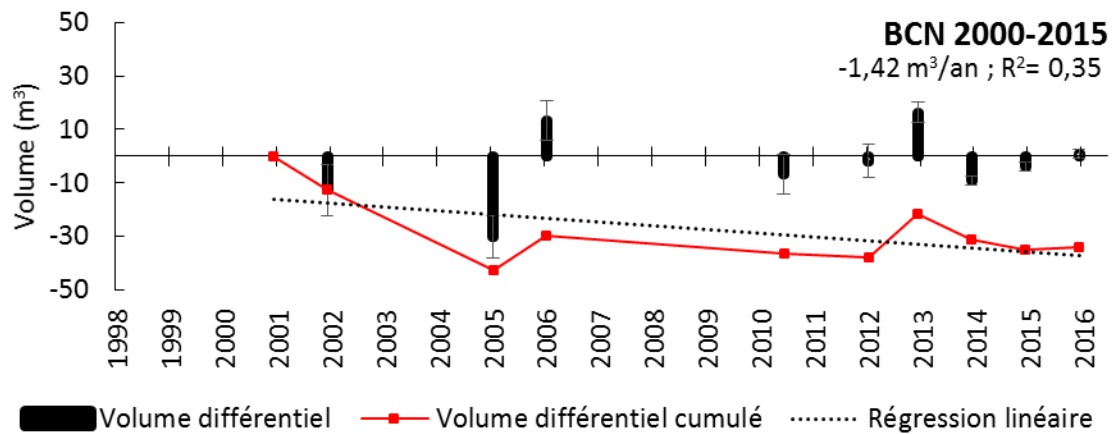


Figure 6-5: Bilans sédimentaires du profil BCN de 2000 à 2015

6.1.2.2 Evolution du profil BCS

A l'extrémité sud de la plage, le profil BCS montre également une forte variabilité morphologique sur l'ensemble du profil (Figure 6-6). De 0 à 20 m (distance cross-shore), le profil a subi des variations d'altitude importantes de l'ordre de 0,5 à 1,5 m. De 0 à 10 m, un abaissement significatif de la plage s'est produit sous l'effet du cyclone Bėjisa en 2014 où l'altitude de la plage est passée de 3,2 à 2,6 m (soit un abaissement de 60 cm). De 10 à 20 m (distance cross-shore) l'abaissement est plus progressif dans le temps et est à mettre en relation avec le recul progressif de l'estran inférieur de 12 m entre décembre 2000 et décembre 2015. Elle s'illustre du point de vue sédimentaire par des taux d'érosion volumique importants (Figure 6-7) avec un taux de $-2,08 \text{ m}^3/\text{an}$ ($R^2_{\text{BCS}}=0,84$) et une perte cumulée de -35 m^3 depuis décembre 2000.

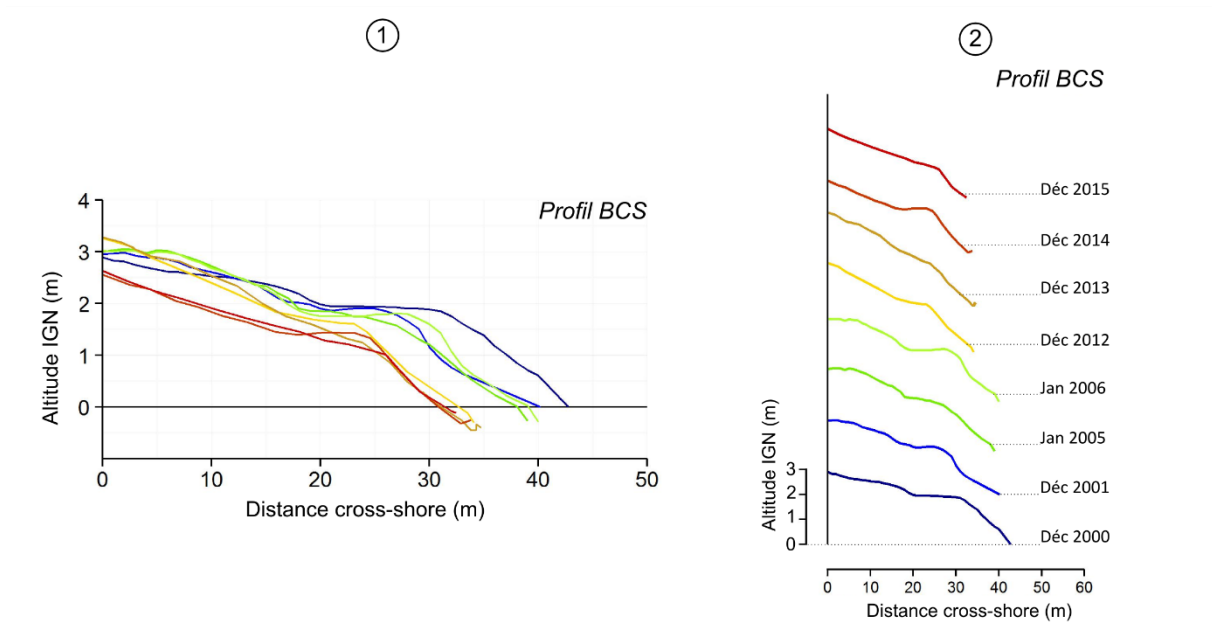


Figure 6-6: Enveloppe de changements (1) et évolution morphologique (2) du profil de plage BCS à Boucan Canot

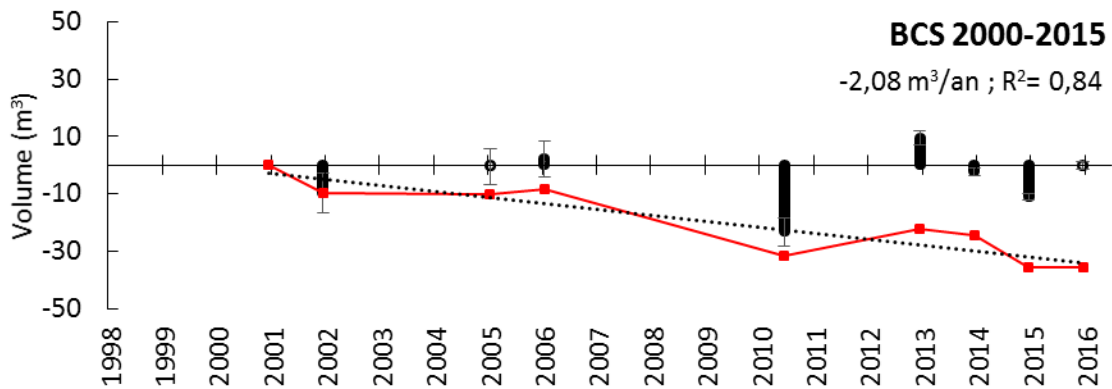


Figure 6-7: Bilans sédimentaires du profil BCS de 2000 à 2015

6.1.3 Plage de Cap Homard

L'évolution de cette plage est suivie actuellement par un seul profil CHOM localisé au nord du compartiment. L'enveloppe des profils montre une variabilité morphologique localisée principalement au niveau de l'estran inférieur (Figure 6-8). Elle traduit surtout une alternance entre destruction et reconstruction du bourrelet de bas de plage qui se manifeste par des variations de la largeur du profil d'amplitude inférieure à 5 m. Un creusement de l'estran supérieur de l'ordre de 40 cm est également perceptible. Il est à noter toutefois que des opérations de remaniement de ce secteur de plage par des

engins mécaniques ont eu lieu ces 5 dernières années avec pour but d'aménager la plage dans le cadre de manifestations publiques³⁵. Du point de vue sédimentaire, la faible valeur de R^2 (0,2) est révélatrice d'une relative stabilité de ce secteur de plage depuis 1998 (Figure 6-10). D'ailleurs, le bilan sédimentaire cumulé est quasiment nul en décembre 2015 par rapport à décembre 1998.

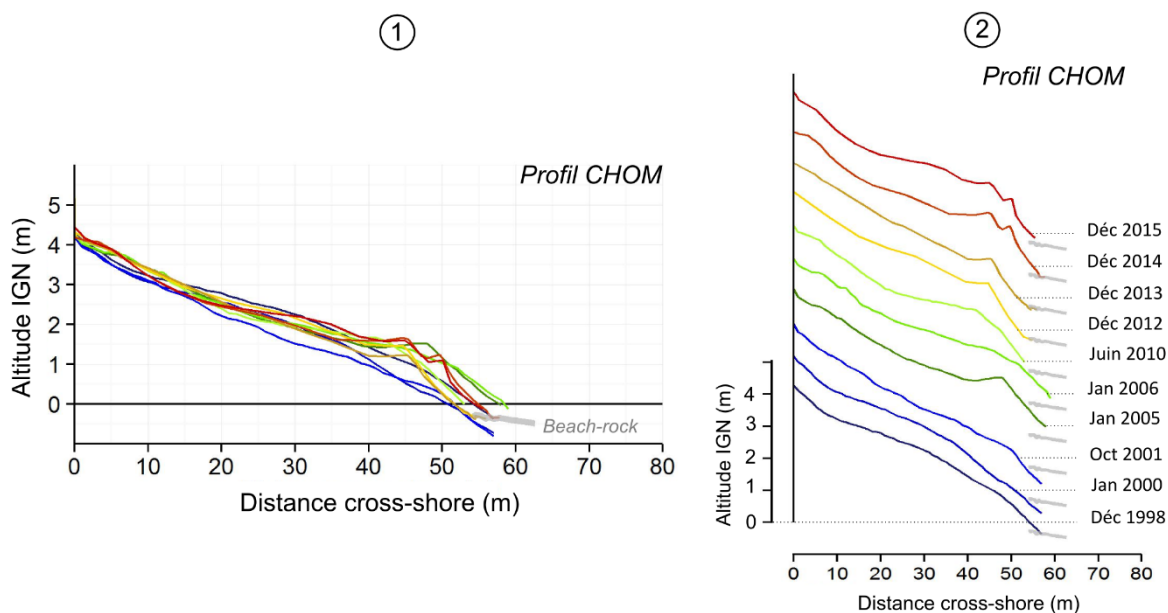


Figure 6-8: Enveloppe de changements (1) et évolution morphologique (2) du profil de plage de CHOM

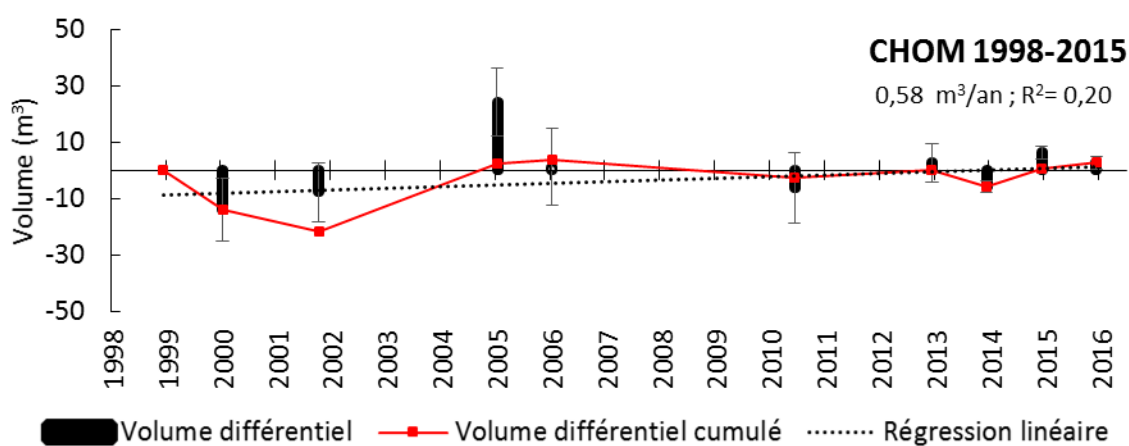


Figure 6-9: Bilans sédimentaires du profil CHOM de 1998 à 2015

³⁵ Depuis quelques années, la plage de Cap Homard est un lieu privilégié pour la projection en plein air de films dans le cadre notamment des « Festival de l'Image sous-marine », « Festival du film d'aventure » et du « Zot Movie ».

6.1.4 Plage de Grand Fond

L'évolution morphosédimentaire du compartiment de Grand Fond est décrite à partir de 5 profils de plage avec du nord au sud : AIG, GFN, GFS, SGC, SGVC.

6.1.4.1 Evolution du profil AIG

Le profil AIG situé à l'extrémité nord montre la variabilité morphologique la plus importante. Contrairement aux autres profils, il est le seul à présenter une morphologie de type 1 convexe avec une berme. Comme déjà décrit précédemment pour ce type morphologique, la variabilité de l'estran inférieur est associée à la dynamique de la berme. Globalement, celle-ci a progradé de 8 m entre décembre 1998 et décembre 2015 (Figure 6-10). Dans le détail, entre décembre 1998 et octobre 2001 le profil subit peu d'évolution. La berme reste localisée entre 15-20 m et la largeur profil varie faiblement entre 32-35 m. En revanche, les profils de 2005 et 2010 présentent des situations atypiques. Entre octobre 2001 et janvier 2005, le profil adopte une morphologie plane. La berme a disparu et s'observent à la fois un exhaussement de l'estran supérieur de 20 à 30 cm entre 0 et 10 m (distance cross-shore) ainsi qu'une progradation de l'estran inférieur de 2 m. Le profil de décembre 2005 quant à lui se distingue par la présence de 2 bourrelets visibles au niveau de l'estran inférieur, le premier à 20 m atteint une hauteur de 2,5 m, le deuxième vers 30 m atteint une hauteur de 1 m. Ils témoignent de la reconstruction de la berme selon le mode horizontal (cf. Chapitre 5). Sur le profil de juin 2010, un important affouillement de l'estran supérieur est observé matérialisé par un talus de 60 cm de hauteur situé vers 2 m (distance cross-shore). La berme est cependant toujours présente vers 20 m bien que plus basse de 20 cm. Cet affouillement est probablement provoqué par l'écoulement de la ravine à proximité. En période de fortes pluies, le chenal d'écoulement peut rompre le cordon de sable pour se déverser en mer ce qui perturbe localement la topographie de la plage. A partir de décembre 2012, le profil adopte de nouveau une morphologie convexe : l'estran supérieur s'est comblé, la berme localisée vers 22 m apparaît bien formée et l'estran inférieur a progradé de 4 m. Le profil de décembre 2013 présente une morphologie similaire, signe d'une stabilité relative sur cette période. En décembre 2014 et jusqu'en décembre 2015 cependant, un abaissement significatif de l'estran supérieur (de 70 cm) ainsi que de la berme (de 50 cm) sont observés. Ce réajustement est la marque de l'impact du cyclone Bèjisa de janvier 2014.

Ce profil a montré une tendance à l'engraissement à une vitesse moyenne de $+0,73 \text{ m}^3/\text{an}$ ($R^2_{\text{AIG}}=0,41$) (Figure 6-12). Evolution qu'elle doit à sa position en fin de transit sédimentaire ; l'avancée basaltique de la Pointe des Aigrettes jouant le rôle d'épis naturel (on rappelle que la dérive littorale est orientée sud/nord).

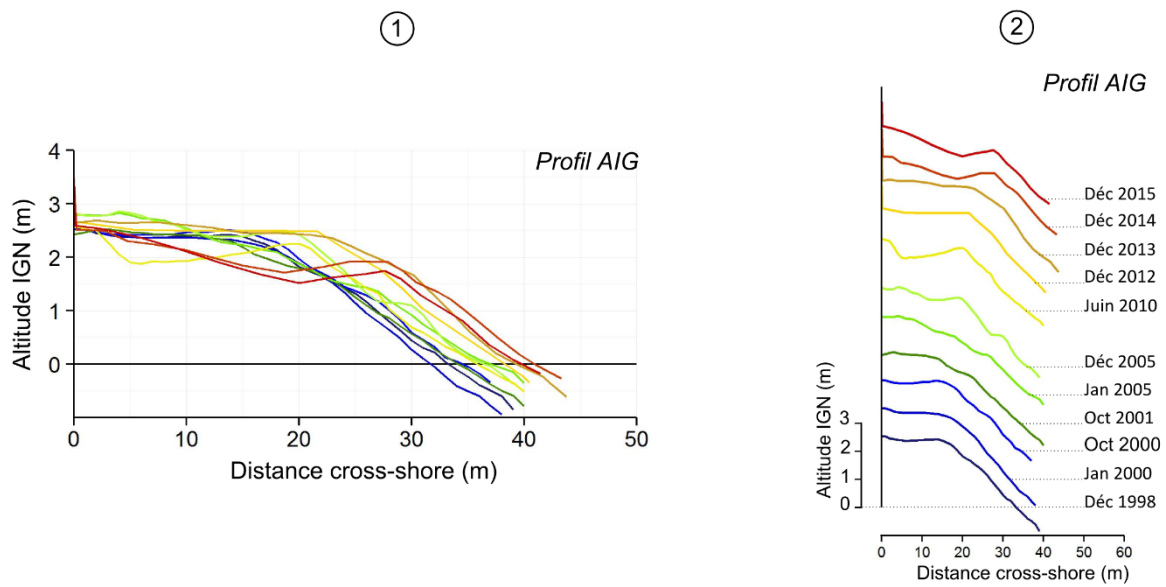


Figure 6-10: Enveloppe de changements (1) et évolution morphologique (2) du profil de plage AIG à Gand Fond

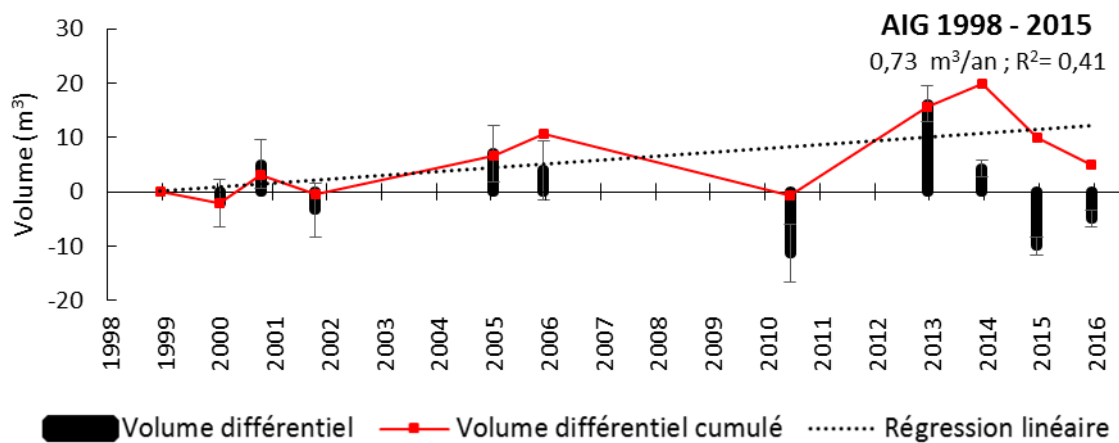


Figure 6-11: Bilans sédimentaires du profil AIG de 1998 à 2015

L'apport sédimentaire cumulé est de 5 m³ depuis décembre 1998. Cette valeur paraît faible compte tenu de la progradation de l'estran de 8 m. Il s'explique par le fait qu'une partie du sable qui s'est accumulé en bas de plage provient de l'estran supérieur.

6.1.4.2 Evolution du profil GFN

Pour le profil GFN, la variabilité morphologique de 0 à 8 m se traduit par des variations de hauteur maximum de l'ordre de 50 cm (Figure 6-12). De 8 à 20 m, au niveau de l'estran inférieur, la variabilité verticale maximale est de l'ordre de 70 à 80 cm. En pied de plage, la présence de la dalle de beach-rock à l'affleurement est permanente. Il est possible qu'elle ait été plus haute de décembre 2000 à janvier 2003 et qu'elle ait été démantelée par les assauts de la houle. Des blocs pluri-décimétriques de

beach-rock démantelés sont régulièrement visibles sur le terrain. A partir de juin 2010, l'estran inférieur présente une concavité prononcée témoignant d'un creusement du bas de plage qui s'effectue en avant de la dalle de beach-rock (du côté de la plage) et qui a tendance à s'accroître jusqu'en décembre 2015.

Le démaigrissement de ce profil correspond à une perte moyenne de $-0,40 \text{ m}^3/\text{an}$ ($R^2_{\text{GFN}}=0,6$) (Figure 6-13). La perte cumulée est de $-6,2 \text{ m}^3$ depuis décembre 2000.

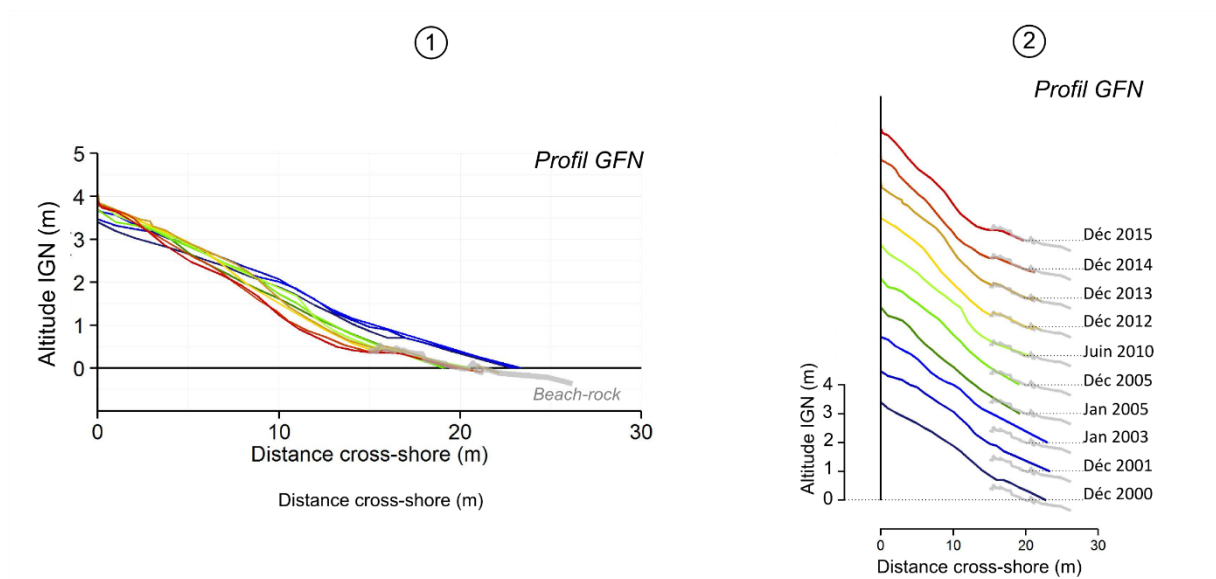


Figure 6-12: Enveloppe de changements (1) et évolution morphologique (2) du profil de plage GFN à Grand Fond

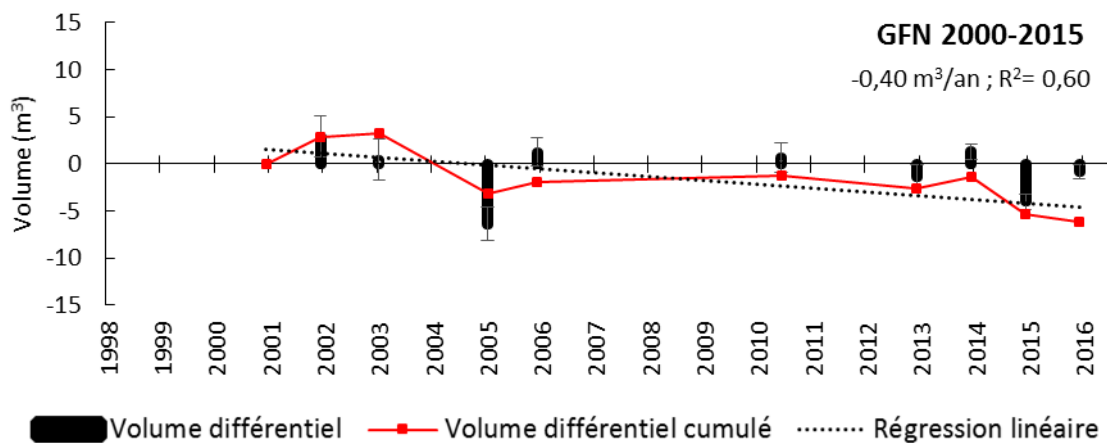


Figure 6-13: Bilans sédimentaires du profil GFN de 2000 à 2015

6.1.4.3 Evolution du profil GFS

Le profil GFS situé au centre du compartiment de Grand Fond présente une variabilité morphologique similaire à GFN. De 0 à 5 m (distance cross-shore), la morphologie est stable depuis décembre 2000

(Figure 6-14). Cette partie du profil s'élève au-dessus de 3,5 m d'altitude. Elle est fixée par une végétation herbacée de type chiendent. Puis, vers 5 m (distance cross-shore) on observe l'apparition d'une rupture de pente (qui coïncide sur le terrain avec la limite de végétation) à partir de décembre 2012 qui prend la forme d'un talus d'érosion d'environ 50 cm de haut. Il est possible que le talus se soit formé antérieurement (entre 2005 et 2010) mais que la méthode de levé employée (topomètre ; pas de mesure horizontal 1 m) n'ait pas permis de le distinguer. La présence de ce talus se caractérise par un abaissement de l'estran supérieur survenu entre juin 2010 et décembre 2012. Sa position cross-shore est stable depuis décembre 2012. La limite supérieure du talus s'élève à 4 m d'altitude et peut être interprétée ici comme étant la limite maximum atteinte par le jet de rive associée aux épisodes de houles extrêmes sur cette période.

En ce qui concerne la morphologie de l'estran inférieur, elle a peu évolué entre décembre 2005 et décembre 2015. Cela s'explique sans doute par la présence sur cette partie du profil d'une dalle de beach-rock fortement inclinée et qui occupe une large portion du profil (entre 13,5 et 28m) et monte jusqu'à 1,25 m d'altitude.

Le bilan volumique révèle une perte moyenne de $-0,40 \text{ m}^3/\text{an}$ ($R^2_{\text{GFS}}=0,43$) et une perte cumulée de $-10,6 \text{ m}^3$ depuis décembre 2000 (principalement sous l'impact du cyclone Ando en 2001) (Figure 6-15).

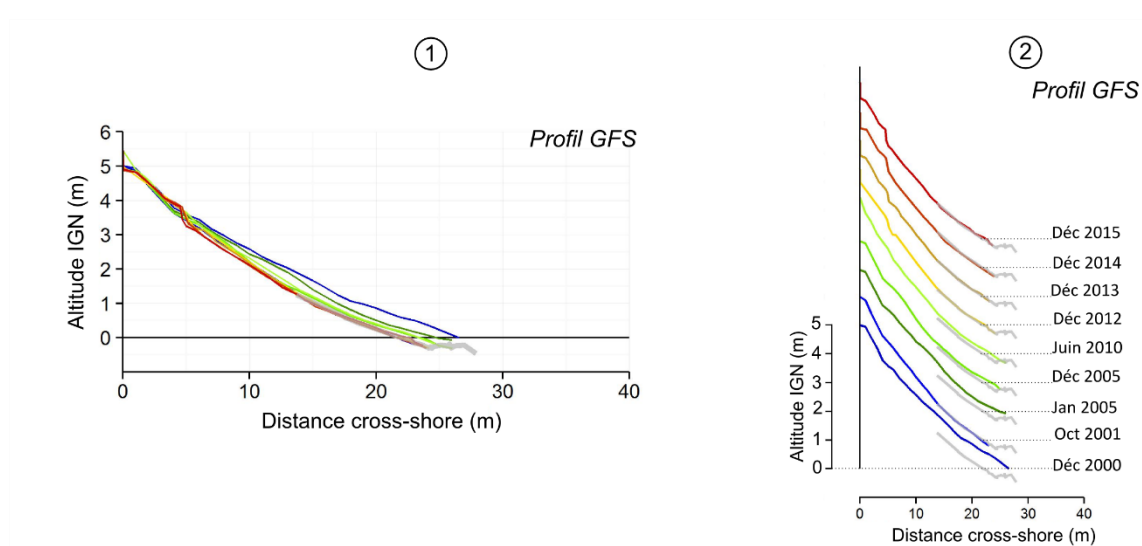


Figure 6-14: Enveloppe de changements (1) et évolution morphologique (2) du profil de plage GFS à Grand Fond. En gris position du Beach-rock depuis 2012

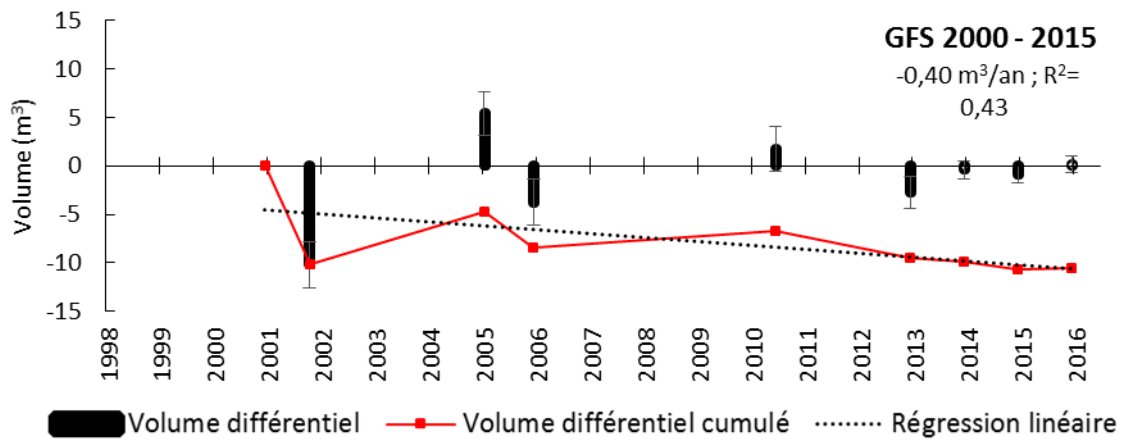


Figure 6-15: Bilans sédimentaires du profil GFS de 2000 à 2015

6.1.4.4 Evolution du profil SGC

Plus au sud, le profil SGC présente une variabilité morphologique plus significative que les profils précédents. L'enveloppe des profils (Figure 6-16) permet de scinder le profil en 3 parties montrant des évolutions différentes. De 0 à 6 m, le haut de plage ne montre aucune variation morphologique sur l'ensemble de la période de suivi. Comme à GFS, cette partie du profil se situe au-dessus de 4 m d'altitude et est occupée par une végétation herbacée. De 6 à 14 m, l'estran supérieur montre une évolution par à-coups. Un talus se forme entre octobre 2001 et janvier 2005. Sa position est stable jusqu'en décembre 2005. Puis entre décembre 2005 et juin 2010 le talus recule de 6 m, sa position passe de 12 m à 6 m (distance cross-shore). La perte d'épaisseur associée à ce recul est de l'ordre de 80 cm au niveau de l'estran supérieur.

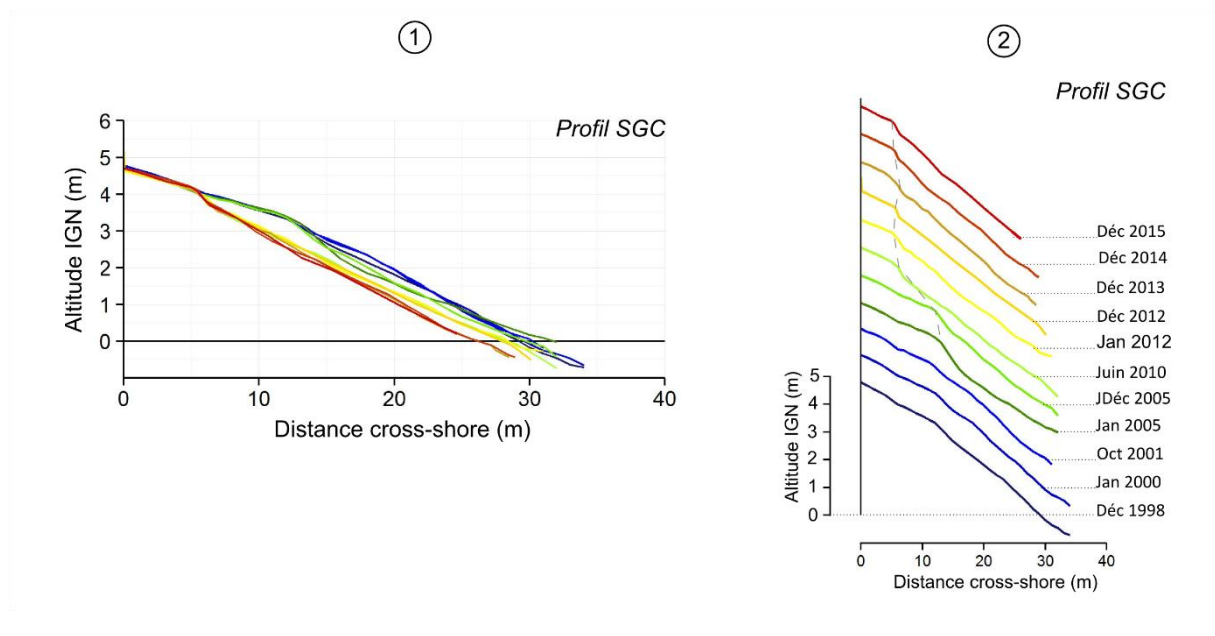


Figure 6-16: Enveloppe de changements (1) et évolution morphologique (2) du profil de plage SGC à Grand Fond

Enfin à partir de 14 m et jusqu'au pied de plage, l'estran inférieur a reculé de 3,5 m entre décembre 1998 et décembre 2015. Ce démaigrissement est plus progressif que pour l'estran supérieur. La perte d'épaisseur est de l'ordre de 80 cm entre 2005 et 2015.

D'après le bilan volumique de ce profil (Figure 6-17), le taux d'érosion est de $-1,06 \text{ m}^3/\text{an}$ ($R^2_{SGC}=0,94$) depuis 1998 et la perte cumulée est de $-14,6 \text{ m}^3$.

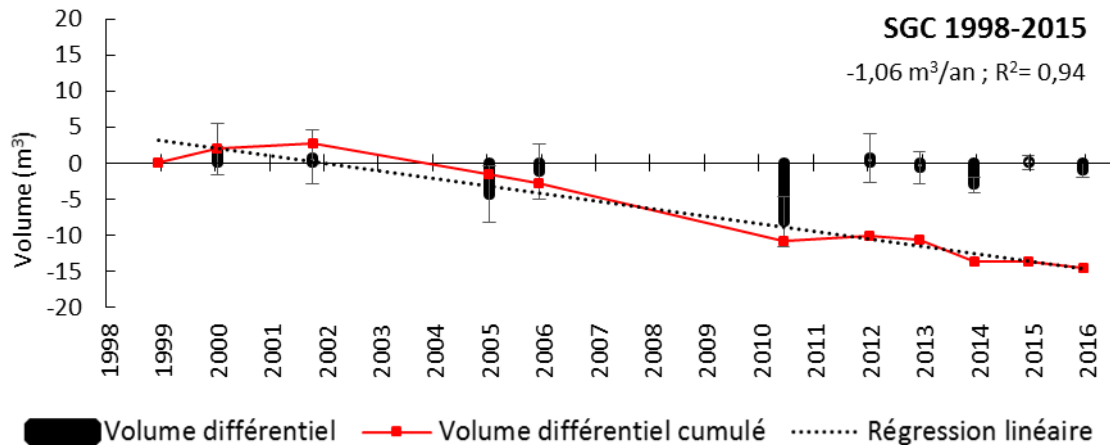


Figure 6-17: Bilans sédimentaires du profil SGC de 1998 à 2015

6.1.4.5 Evolution du profil SGVC

Situé dans le secteur des Roches Noires, au sud du compartiment de Grand Fond, le profil SGVC montre une importante variabilité morphologique qui est la résultante d'une perte d'épaisseur importante entre décembre 2000 et janvier 2012 avec une diminution d'altitude qui atteint 1 m au niveau de l'estran inférieur (Figure 6-18). Elle traduit l'évolution d'un profil plat en décembre 2000 vers un profil concave en janvier 2012 en particulier entre décembre 2001 et janvier 2005.

La tendance à l'érosion est de $-0,69 \text{ m}^3/\text{an}$ ($R^2_{SGVC}=0,86$) et la perte cumulée est de $-6,43 \text{ m}^3$ entre 2000 et 2012 (Figure 6-19).

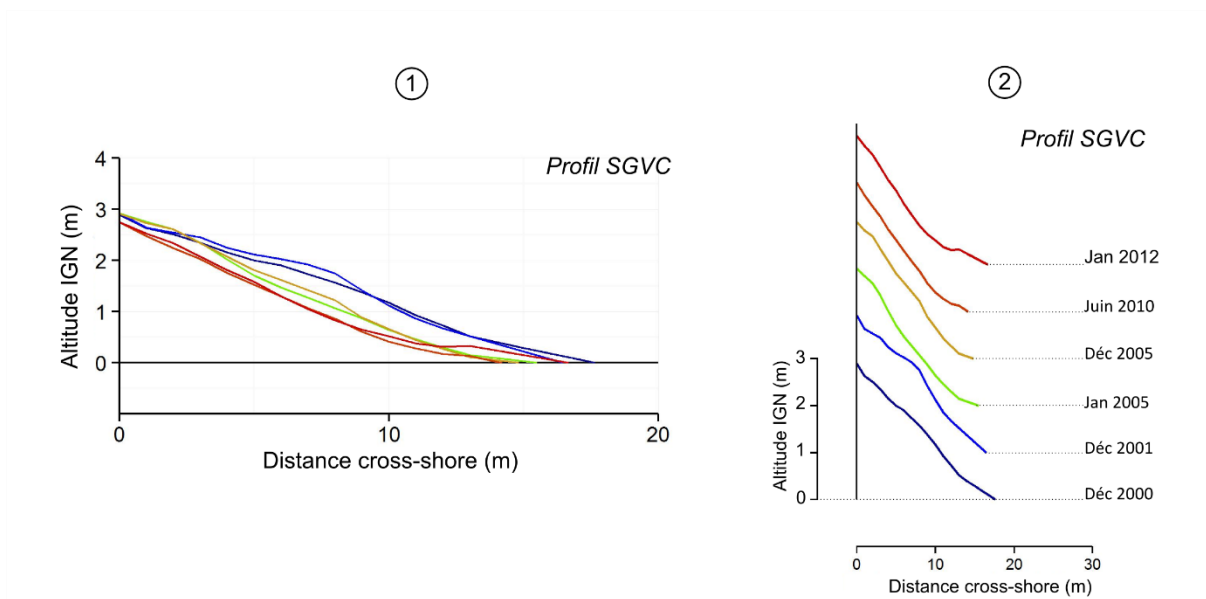


Figure 6-18: Enveloppe de changements (1) et évolution morphologique (2) du profil de plage SGVC à Grand Fond

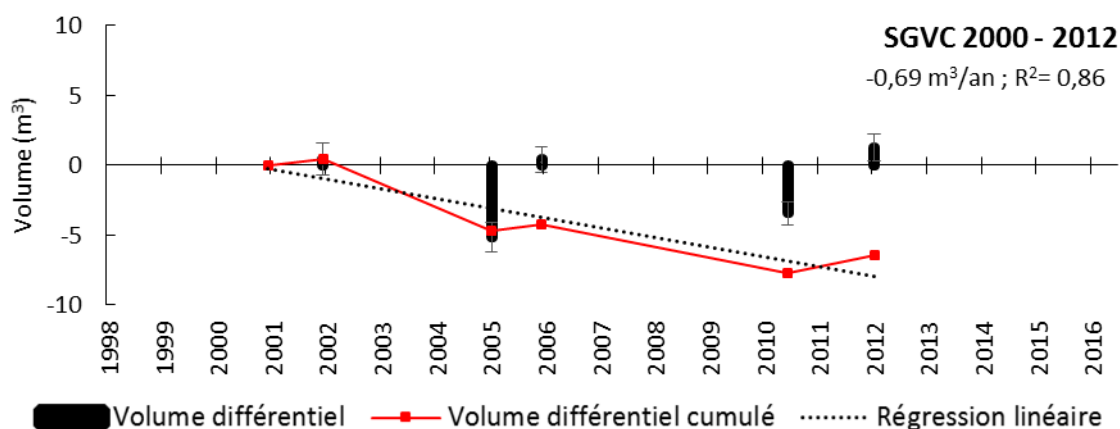


Figure 6-19: Bilans sédimentaires du profil SGVC de 2000 à 2012

6.1.5 Plages de l'Ermitage/La Saline

L'évolution morphosédimentaire de ce compartiment est décrite à partir de 8 profils de plage dont 5 situés à l'Ermitage et 2 à La Saline.

6.1.5.1 Evolution du profil BRI

Le profil BRI situé à l'extrémité nord en position d'aval transit au sein du compartiment de l'Ermitage présente une morphologie de type 1 comme montré au chapitre 5. La variabilité de l'estran inférieur relève donc de la dynamique de la berme qui montre une progradation nette de 8 m entre décembre 1992 et janvier 2005 (Figure 6-20). Durant cette période sa position passe de 47 m à 55 m (distance

cross-shore) et elle subit un exhaussement de l'ordre 35 cm. Entre décembre 2005 et juin 2010, la berme subit peu d'évolution dans la direction cross-shore mais montre une évolution verticale significative observable à partir de 35 m (distance cross-shore) et qui se traduit par un abaissement de la berme de l'ordre de 50 cm. En revanche, les profils de décembre 2012 et décembre 2013 traduisent une relative stabilité de l'estran sur cette période. De nouveau, un abaissement significatif de la berme est observé entre décembre 2013 et décembre 2014 de l'ordre de 50 cm dû à l'impact du cyclone Béjisa en janvier 2014. Cet abaissement s'accompagne d'une progradation de l'estran inférieur de l'ordre de 1 à 3 m.

Cette tendance à la progradation est de l'ordre de $+1,64 \text{ m}^3/\text{an}$ ($R^2_{\text{BRI}}=0,64$) (Figure 6-23). L'apport sédimentaire cumulé entre 1992 et 2016 est de $+41,3 \text{ m}^3$.

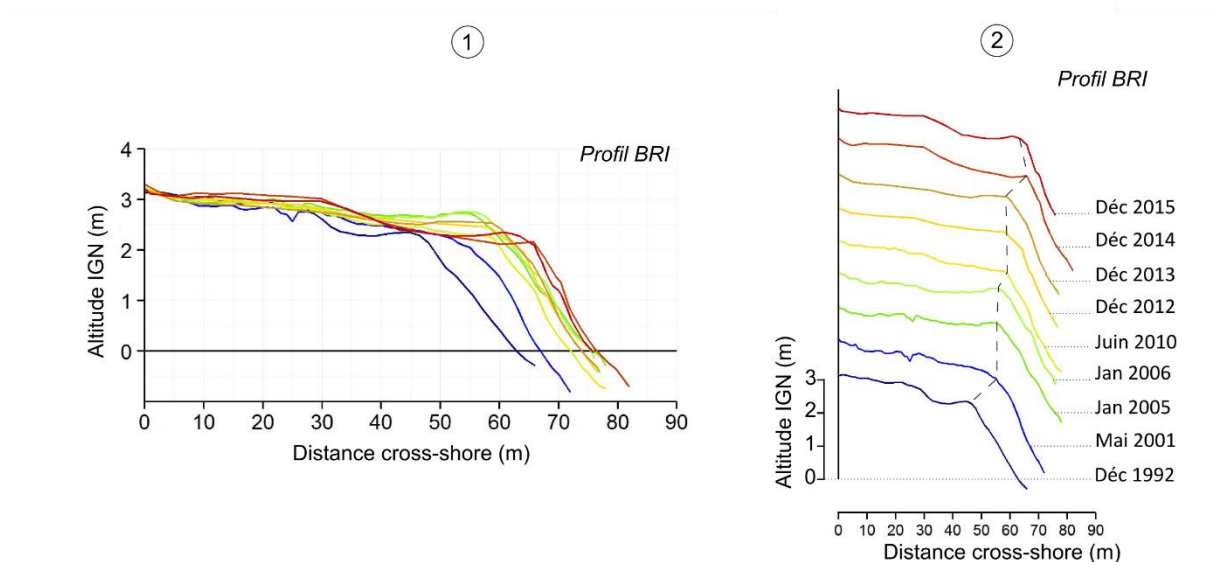


Figure 6-20: Enveloppe de changements (1) et évolution morphologique (2) du profil de plage BRI à l'Ermitage

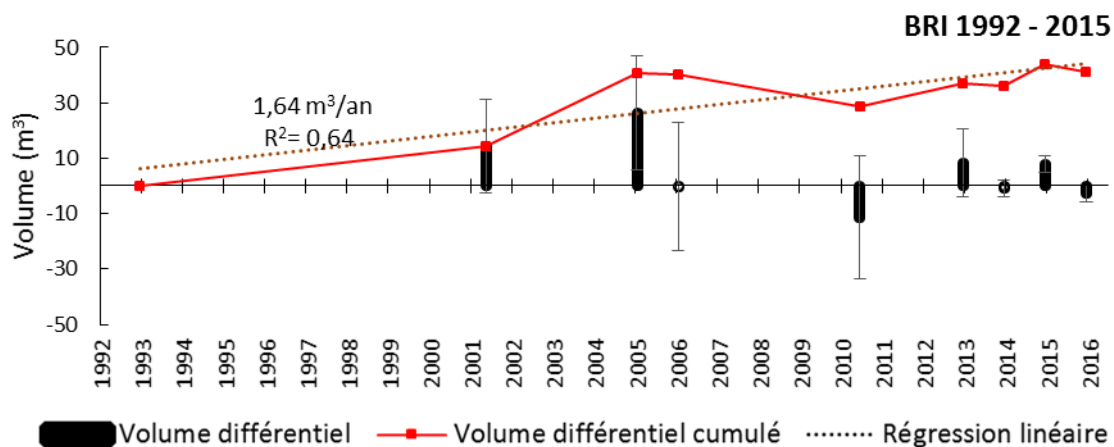


Figure 6-21: Bilans sédimentaires du profil BRI de 1992 à 2015

6.1.5.2 Evolution du profil HRE

Pour le profil HRE, la variabilité morphologique est plus importante au niveau de l'estran supérieur sur l'ensemble de la période de suivi. Un talus d'érosion présent sur le profil de mai 2000 témoigne d'une attaque érosive antérieure de l'estran supérieur (Figure 6-22). Elle se poursuit durant la période de suivi et cela se traduit par un abaissement de la plage de 80 cm entre mai 2000 et mai 2014. L'estran inférieur en revanche montre une variabilité morphologique moins significative qui se traduit essentiellement par une variation de l'épaisseur de l'estran de l'ordre de 20 cm entre mai 2000 et mai 2014. Le bilan sédimentaire de ce profil montre une perte moyenne de $-0,33 \text{ m}^3/\text{an}$ ($R^2_{\text{HRE}}=0,61$) (Figure 6-23). La perte cumulé est de $-4,2 \text{ m}^3$ entre 2000 et 2014.

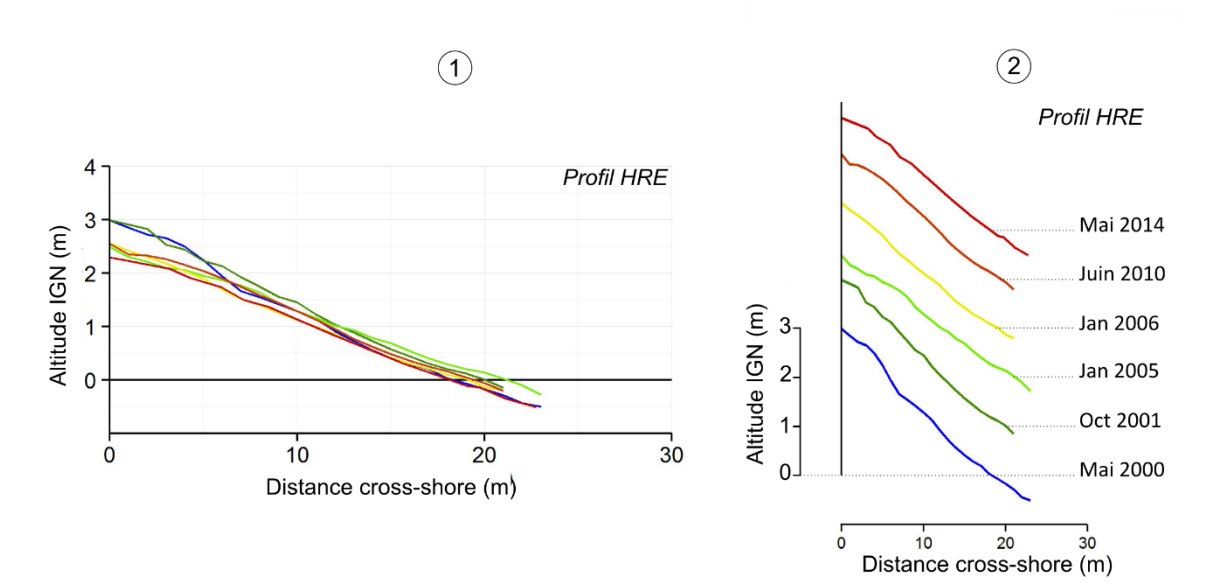


Figure 6-22: Enveloppe de changements (1) et évolution morphologique (2) du profil de plage HRE à l'Ermitage

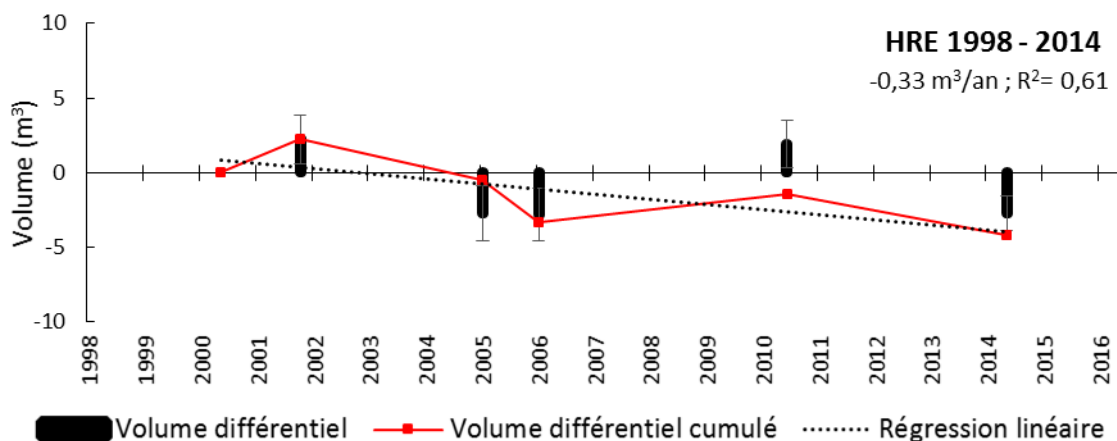


Figure 6-23: Bilans sédimentaires du profil HRE de 1998 à 2014

6.1.5.3 Evolution du profil VVF

Le profil VVF montre une variabilité morphologique importante sur l'ensemble du profil (Figure 6-24). De janvier 2000 à janvier 2006, la tendance est à l'accrétion de l'estran inférieur qui subit un exhaussement de l'ordre de 20 à 30 cm. En revanche à partir de janvier 2005, le profil montre une tendance claire à l'érosion. Entre janvier 2006 et juin 2010, le profil subit une érosion importante qui se produit à la fois au niveau de l'estran inférieur et supérieur. Le haut de plage a reculé de 3 m. La perte d'épaisseur est de l'ordre de 30 cm et l'ensemble de l'estran présente une légère concavité en Juin 2010.

Entre juin 2010 et décembre 2012 l'estran inférieur continue de s'éroder, avec une perte d'épaisseur de l'ordre de 20 cm observable à partir de 10 m (distance cross-shore). Au niveau de l'estran supérieur, un talus d'érosion de 20 cm de hauteur est perceptible sur le profil de décembre 2012. Il est possible que celui-ci était déjà présent antérieurement mais qu'il ne soit pas perceptible dans les données prises au topomètre (déjà évoqué avant).

De décembre 2012 à décembre 2015, la variabilité morphologique du profil est plus significative au niveau de l'estran supérieur. Entre décembre 2013 et décembre 2014, l'affouillement du haut de plage se poursuit, signalé par le talus d'érosion dont la hauteur atteint 65 cm en décembre 2014. En décembre 2015, le talus n'est plus visible mais la forte concavité du haut de plage signale que le profil est toujours en voie d'érosion.

Le bilan volumique de ce profil montre qu'entre 2000 et 2015 la tendance est à l'érosion avec un taux moyen de $-0,77 \text{ m}^3/\text{an}$ ($R^2_{\text{VVF}(1)}=0,72$) (Figure 6-25). La tendance d'évolution est encore plus significative sur la période de 2005 à 2015. Sur cette période, le taux d'évolution est de $-1,35 \text{ m}^3/\text{an}$ ($R^2_{\text{VVF}(2)}=0,99$). La perte cumulée entre 1998 et 2015 est de $-10,4 \text{ m}^3$.

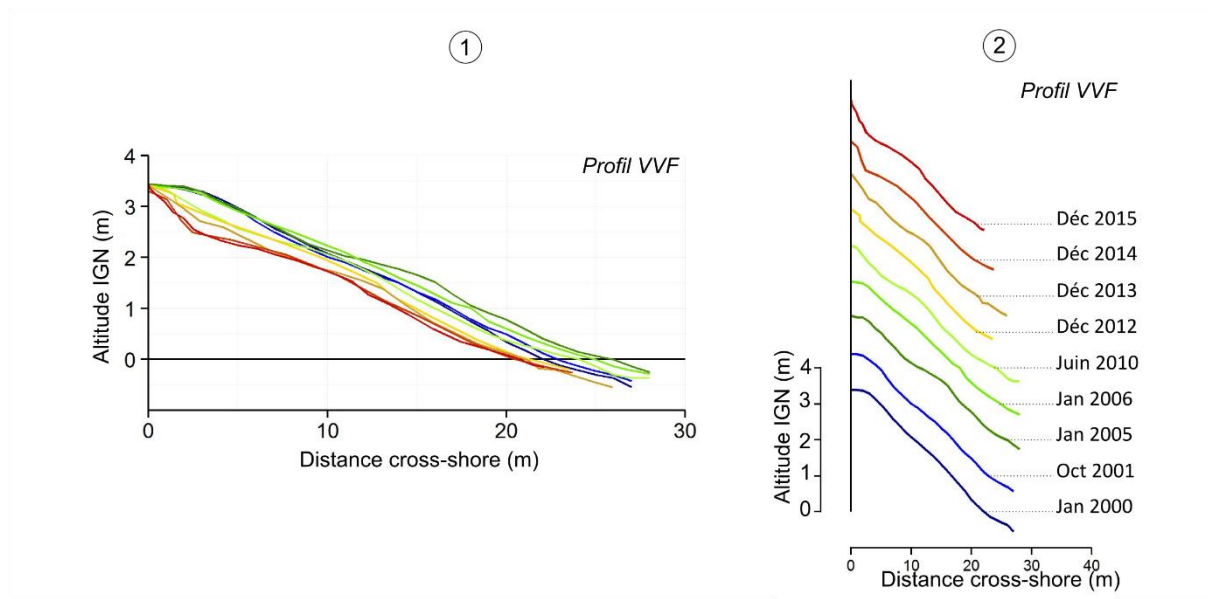


Figure 6-24: Enveloppe de changements (1) et évolution morphologique (2) du profil de plage VVF à l'Ermitage

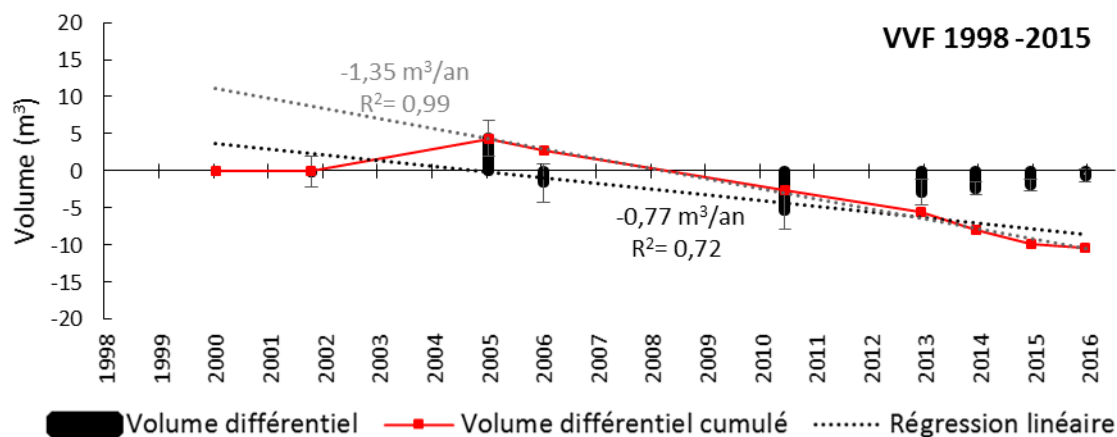


Figure 6-25: Bilans sédimentaires du profil VVF de 1998 à 2015

6.1.5.4 Evolution du profil GOP

Sur le profil GOP, la variabilité morphologique est moins forte que sur le profil VVF. Toutefois, une évolution morphologique est perceptible (Figure 6-26). Entre décembre 1998 et janvier 2006, un exhaussement progressif de l'estran inférieur de l'ordre de 10 à 15 cm est perceptible. A partir de janvier la tendance s'inverse et le profil montre des signes d'une attaque érosive qui s'illustre surtout au niveau de l'estran supérieur par un recul du haut de plage d'environ 3 m entre janvier 2006 et Juin 2010. L'estran inférieur en revanche n'évolue que faiblement. Ces faibles évolutions se traduisent par un taux d'érosion de $-0,18 \text{ m}^3/\text{an}$ ($R^2_{\text{GOP}(1)}=0,29$) sur l'ensemble de la période de décembre 1998 à décembre 2015 (Figure 6-27). Comme pour VVF, le taux d'évolution est plus significatif en ne

considérant que la période de 2005 à 2015 avec un taux d'érosion de $-0,69 \text{ m}^3/\text{an}$ ($R^2_{\text{GOP}(2)}=0,87$)(Figure 6-27). La perte cumulée est de $-3,1 \text{ m}^3$ entre 1998 et 2015.

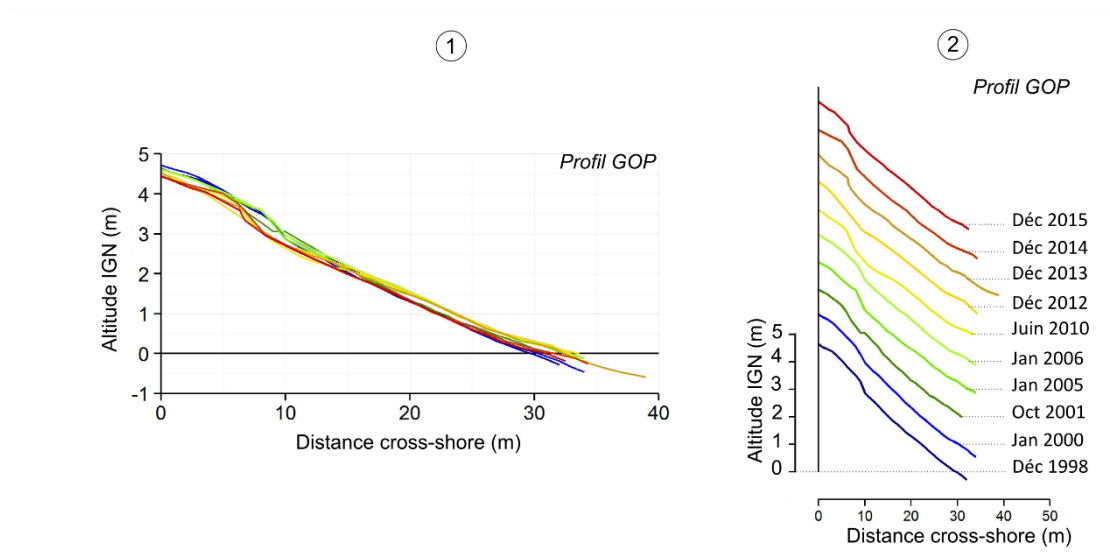


Figure 6-26: Enveloppe de changements (1) et évolution morphologique (2) du profil de plage GOP à l'Ermitage

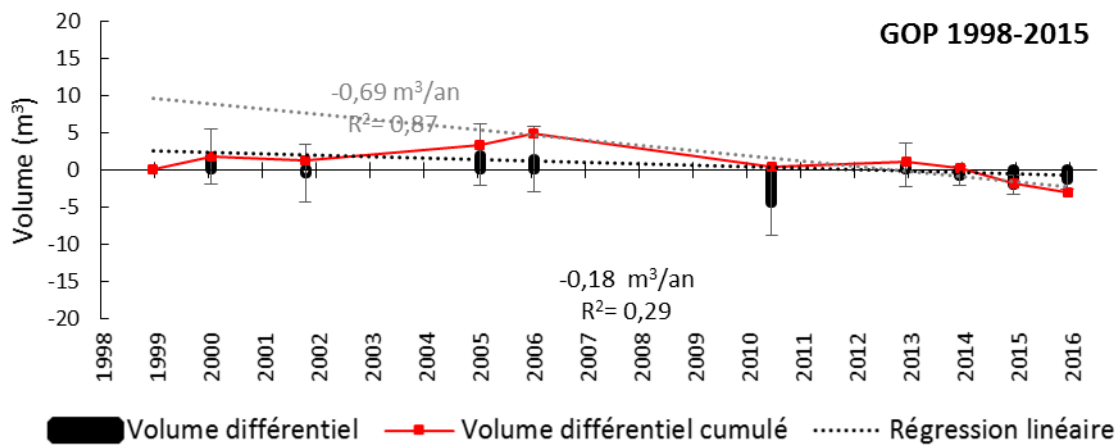


Figure 6-27: Bilans sédimentaires du profil GOP de 1998 à 2015

6.1.5.5 Evolution du profil MNS

Dans le secteur du poste MNS de l'Ermitage, l'évolution morphologique de la plage est suivie par deux séries de profil de 1998 à 2006 (MNS1) et de 2015 à 2015 (MNS) (Figure 6-28). Les deux séries montrent que depuis décembre 1998, le secteur ne présente aucune évolution significative.

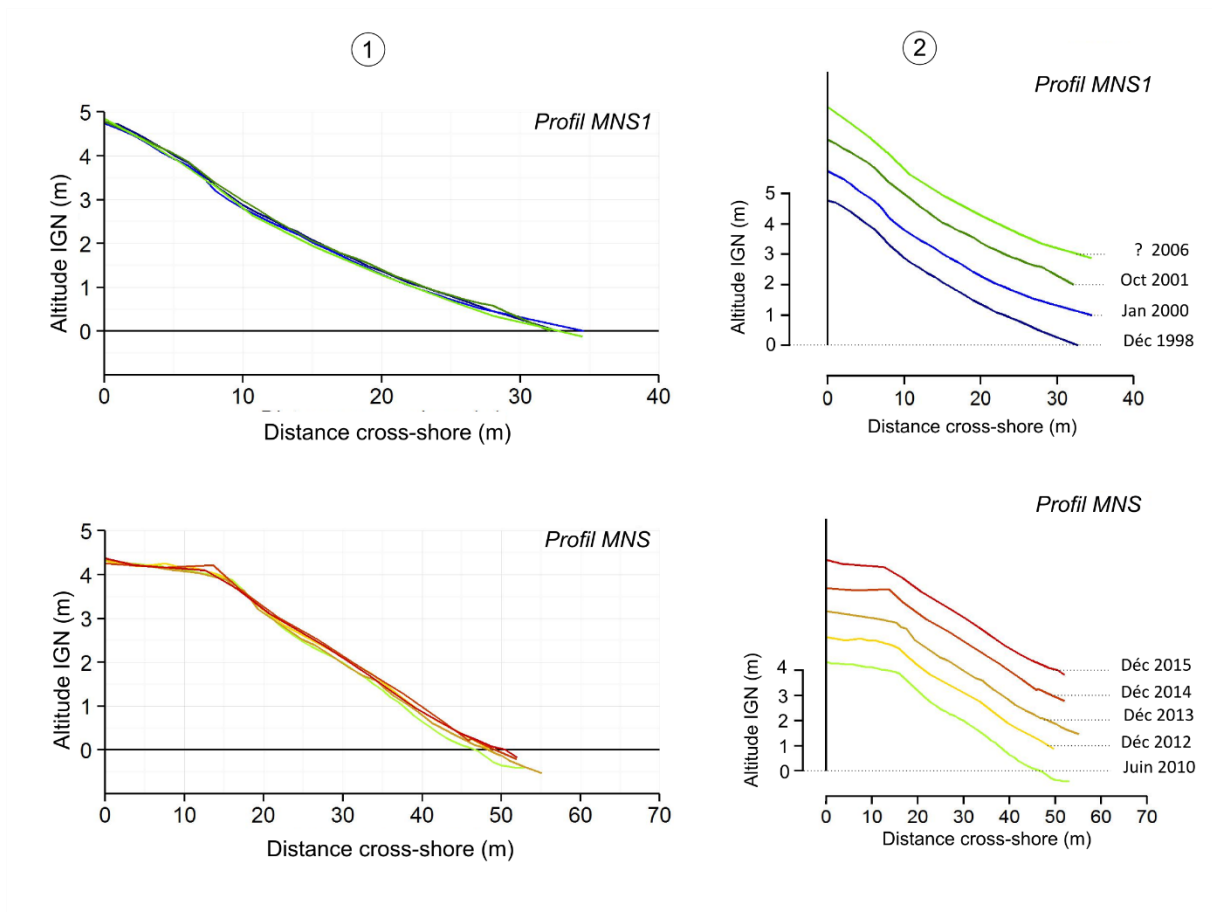


Figure 6-28: Enveloppe de changements (1) et évolution morphologique (2) du profil de plage MNS à l'Ermitage

Les bilans volumiques ne sont pas déterminés car la localisation des profils a évolué au cours du temps. Les séries temporelles sur un même profil sont trop courtes pour exprimer la variabilité sur le moyen terme.

6.1.5.6 Evolution du profil ONF

Comme pour le profil MNS et malgré une accrétion apparente en janvier 2005 et janvier 2006, le profil ONF ne présente aucune évolution morphologique significative à moyen terme (Figure 6-29). La faible valeur du coefficient de détermination ($R^2_{ONF}=0,03$), non significatif, traduit la stabilité sédimentaire de ce profil (Figure 6-30)

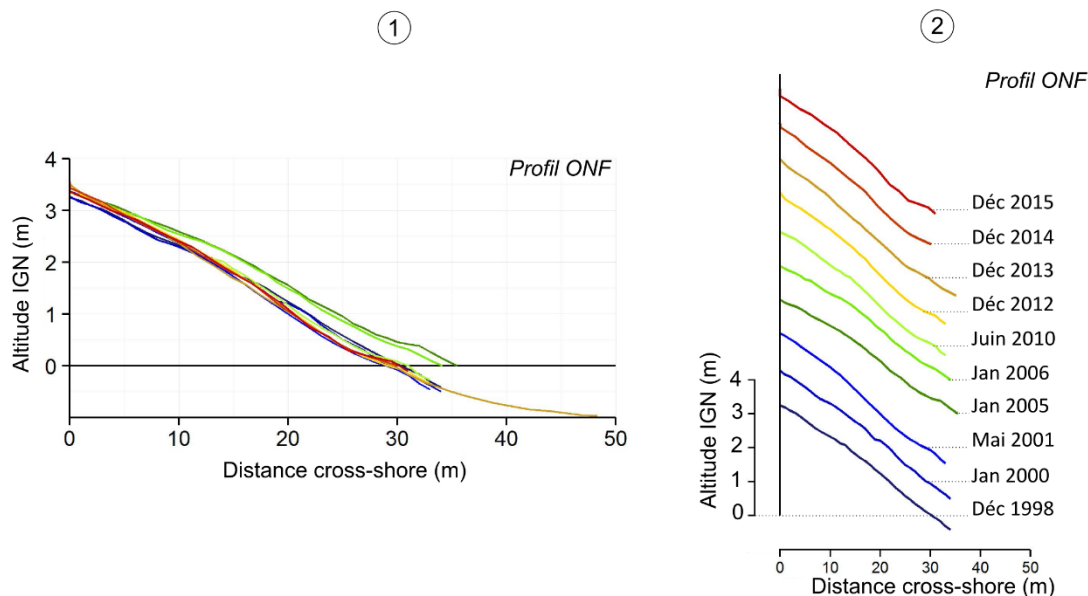


Figure 6-29: Enveloppe de changements (1) et évolution morphologique (2) du profil de plage ONF à La Saline

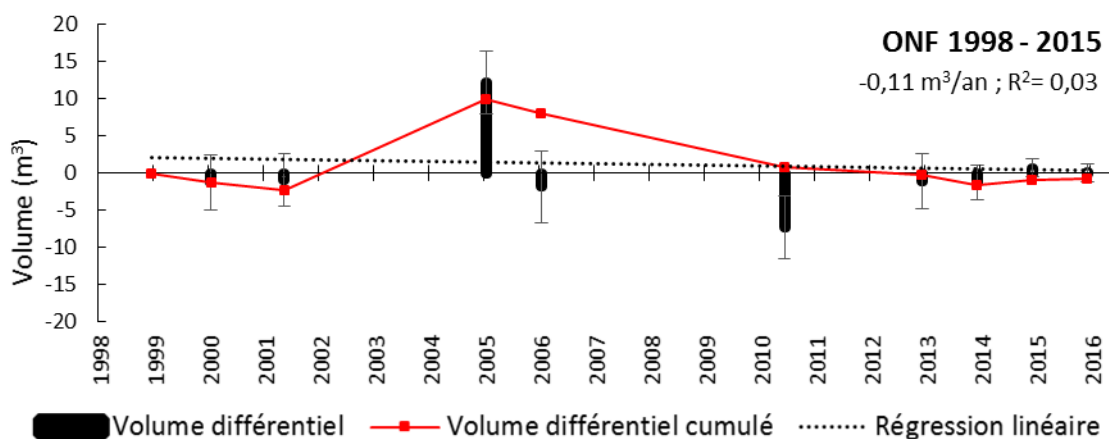


Figure 6-30: Bilans sédimentaires du profil ONF de 1998 à 2015

6.1.5.7 Evolution du profil APEP

Le profil APEP situé dans le secteur central de La Saline est stable et ne présente aucune évolution morphologique significative sur la période de 1998 à 2006 (Figure 6-31). Sur la même période, l'estran inférieur semble subir de l'accrétion qui se traduit par un apport sédimentaire progressif en pied de plage avec un exhaussement de l'ordre de 30 cm. En revanche, entre 2006 et 2010, le haut de plage subit une attaque érosive qui se traduit par un aplanissement du bourrelet et un abaissement de 35 cm. Cette morphologie n'a pas évolué jusqu'en décembre 2015.

Le bilan volumique de ce profil montre un taux d'évolution positif $+0,18 \text{ m}^3/\text{an}$ ($R^2_{\text{APEP}}=0,54$) (Figure 6-32). Depuis décembre 1998, le profil affiche un gain volumique cumulé de $+4,5 \text{ m}^3$. Cet apport sédimentaire se fait principalement au niveau de l'estran inférieur.

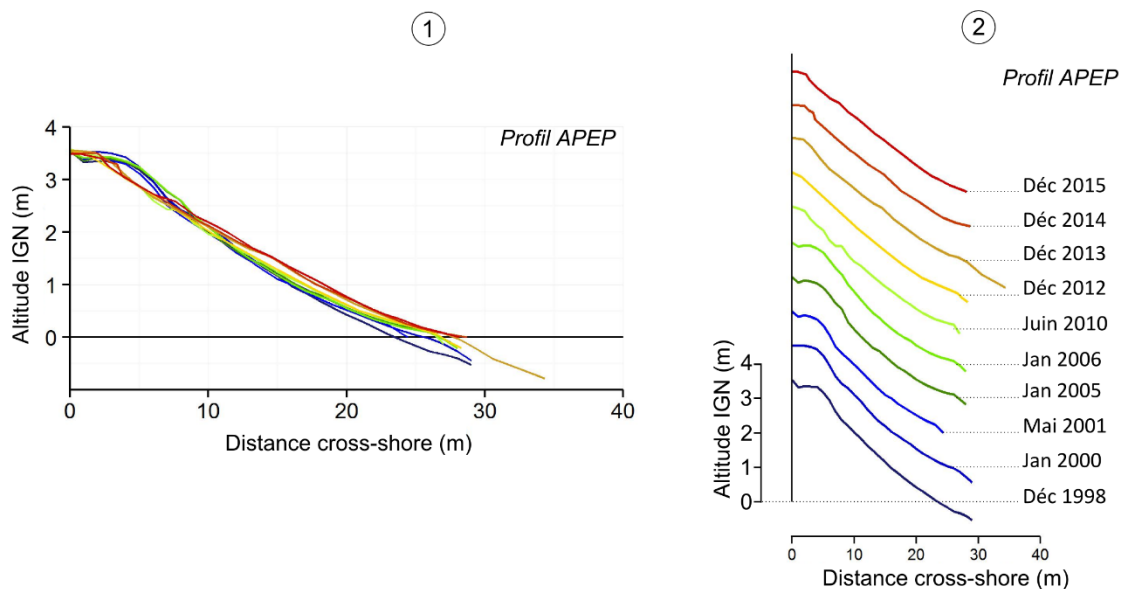


Figure 6-31: Enveloppe de changements (1) et évolution morphologique (2) du profil de plage APEP à La Saline

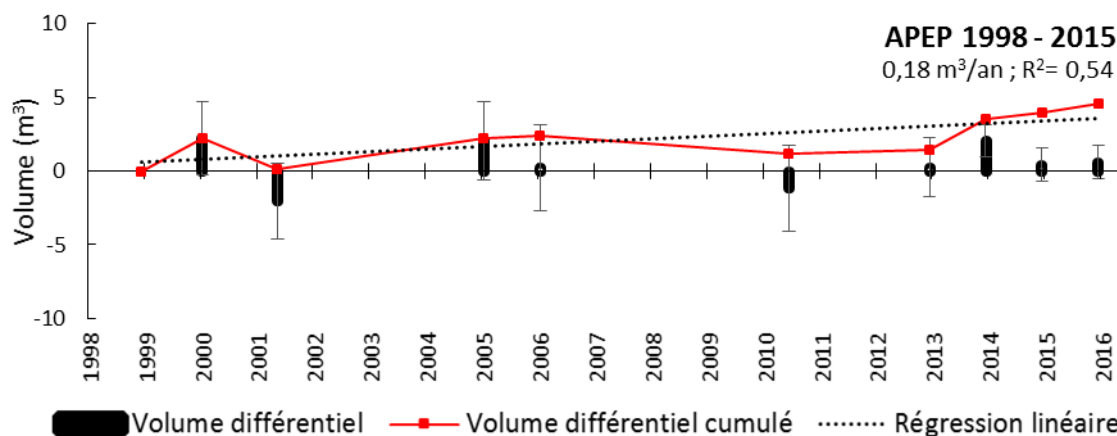


Figure 6-32: Bilans sédimentaires du profil APEP de 1998 à 2015

6.1.6 Synthèse de l'évolution des compartiments de plage

Sur les 15 profils pour lesquels une tendance d'évolution a pu être calculée, 10 sont en érosion (CCS, BCN,BCS, GFN, GFS, SGC, SGVC, HRE, VVF et GOP), 3 en accrétion (AIG, BRI, APEP) et 2 sont stables

(CHOM, ONF). Les taux de variation volumique à moyen terme pour les différents compartiments sont regroupés sur la figure 6-33.

A Cap Champagne, les deux profils (CCN et CCS) montrent des comportements morphosédimentaires différents. Le secteur de plage suivi par le profil CCN apparaît plus stable et moins impacté par l'érosion que l'extrémité sud de la plage suivi par le profil CCS. Les tendances d'évolution des différents compartiments montrent que la plage de Boucan Canot est la plus touchée par l'érosion (Figure 6-33). Depuis décembre 2000, les deux profils ont subi un recul de l'ordre de 10 à 12 m au niveau de l'estran inférieur. Dans la partie sud, en particulier, l'érosion est plus sévère et concerne l'ensemble du profil.

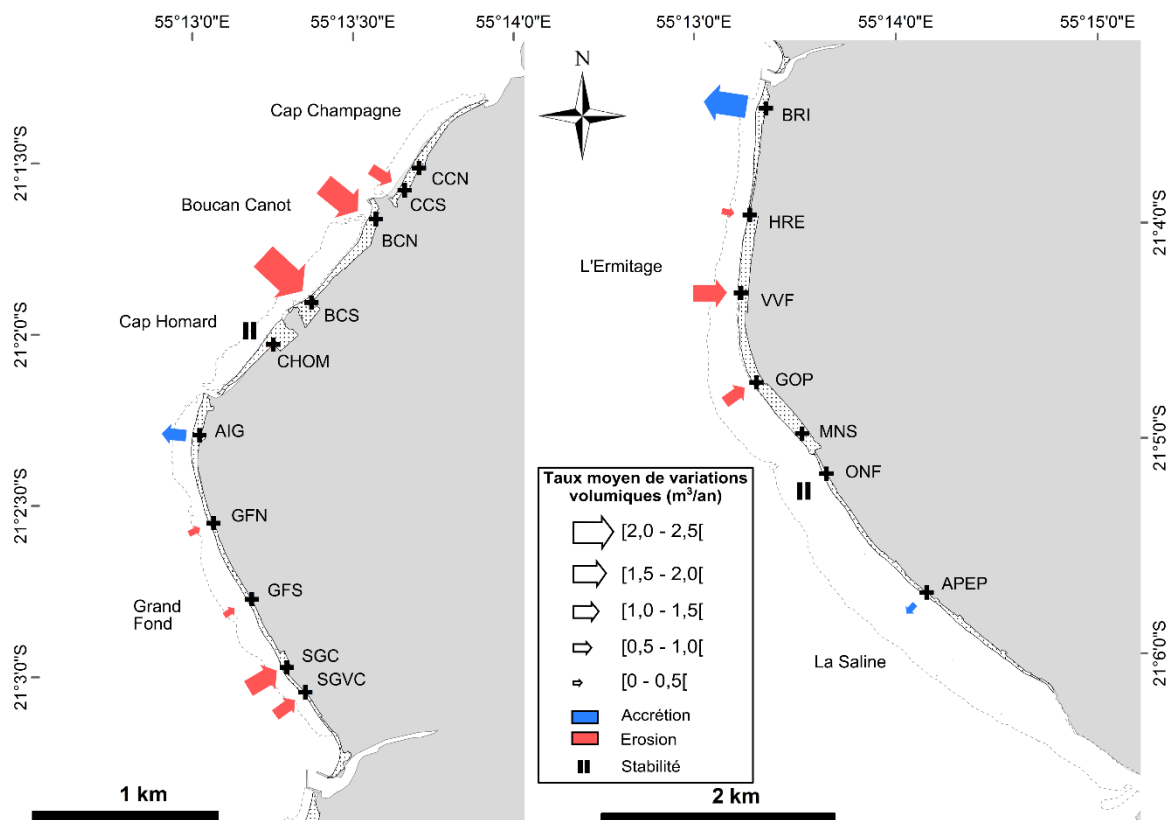


Figure 6-33: Répartition spatiale des taux de variations volumiques.

A Grand Fond, seule l'extrémité nord du compartiment a montré une tendance à l'engraissement. Les autres profils de ce compartiment présentent des morphologies de type 2. Les tendances d'évolution perceptibles pour ce type morphologique sont une accentuation de la concavité des profils.

A l'Ermitage/La Saline, la variabilité morphologique est décroissante du nord vers le sud. Comme à Grand Fond, seule l'extrémité nord de la plage de l'Ermitage montre une tendance à l'engraissement.

Les autres secteurs sont en érosion jusqu'au nord de la Passe de l'Ermitage. Le secteur de La Saline paraît relativement stable.

A Grand Fond et l'Ermitage les taux d'évolution présentent des situations contrastées en fonction de la position des profils dans le transit sédimentaire. Ainsi, à Grand Fond, les vitesses d'érosion sont modérées au sud du compartiment dans le secteur des Roches Noires (entre 0,5 et 1,5 m³/an) alors qu'elles sont faibles, inférieures à 0,5 m³/an dans le milieu du compartiment et que l'extrémité du compartiment est en accrétion.

Les tendances d'évolution volumique calculées peuvent être classées en trois types de comportement qui se reflètent dans la précision de la régression linéaire c'est-à-dire dans la valeur du coefficient R². Un premier groupe de profil affiche des tendances d'érosion linéaire qui se traduisent par des fortes valeurs de R² (entre 0,7 et 1). Cela concerne les profils CCS, BCS, SGC, SGVC (en position sud des compartiments), VVF et GOP (en considérant la tendance depuis 2005) (en position sud à médiane du compartiment de l'Ermitage). Ces profils peuvent être considérés comme étant en situation d'érosion pérenne. Le deuxième groupe affiche des tendances d'évolution plus contrastées aussi bien en érosion qu'en accrétion se traduisant par une valeur moyenne de R² (entre 0,4 et 0,7). Elle concerne les profils AIG, GFN, GFS à Grand Fond, BRI, HRE pour l'Ermitage et APEP à La Saline. Ces profils sont localisés dans les parties nord des compartiments de plage (sauf pour APEP). La valeur du R² traduit des oscillations des bilans volumiques qui peuvent s'interpréter comme une superposition de régimes de gain et de perte sédimentaire. Enfin, le dernier groupe concerne les profils qui ne présentent aucune tendance d'évolution significative avec de faibles valeurs de R² (<0,4). Il s'agit des profils CHOM à Cap Homard et ONF à La Saline. Les bilans sédimentaires de ces deux profils sont stables à moyen terme.

L'évolution morphologique permet de distinguer trois périodes d'évolution : 2000-2005, 2005-2010 et 2011-2015. L'analyse des conditions de forçages impliquées dans ces évolutions constitue l'objet de la section suivante.

6.2 Analyse des conditions de forçage à moyen terme

En l'absence de suivis post-événementiels systématiques au cours de la période d'étude, l'analyse des conditions de forçage est menée essentiellement dans une approche semi quantitative. L'objectif étant d'identifier les forçages à moyen terme et de caractériser les événements de houle les uns par rapport aux autres en termes de potentiel morphogène. Dans un premier temps, les caractéristiques des

houles cycloniques et australes seront analysées. Dans un deuxième temps, une analyse de la distribution temporelle des houles sur la période de 2000 à 2016 est réalisée.

6.2.1 Classification de l'intensité des épisodes de houles

6.2.1.1 Caractérisation des houles cycloniques

De 2000 à 2015, 16 épisodes de houle cyclonique ont été recensés et regroupés en trois classes : fort, modéré et faible (Tableau 6-1).

Tableau 6-1: Caractéristiques des trois classes de houles cycloniques (intervalle d'intensité (*storm power index* [P]), fréquence, hauteurs significatives moyennes (Hs), périodes moyenne (T) et durées moyennes (h).

Classes	Intervalles P m ² h	Fréquence		Hs (m)		T (s)		Durée (h)	
		N	%	\bar{u}	σ	\bar{u}	σ	\bar{u}	σ
Faible	[270,4 - 1884,562]	9	56	3,54	0,64	9,8	1,7	35	17
Modéré]1884,562 - 4574,36]	4	25	4,93	1,23	11,00	1,13	68	36
Fort]4574,36 - 7039,5]	3	19	7,07	2,54	11,55	1,63	63	27

Les épisodes classés comme « fort » concernent 19% des événements et regroupent les houles ayant un *storm power index* compris dans l'intervalle]4574,36 - 7039,5] m²h. Cette classe est caractérisée par des hauteurs significatives moyennes de 7,07 ($\pm 2,54$) m, des périodes moyennes de 11,55 ($\pm 1,63$) s et des durées moyennes de 63 (± 27) h. Les épisodes « modérés » concernent 25% des événements et regroupent les houles ayant un *storm power index* compris dans l'intervalle]1884,562 - 4574,36] m²h. Cette classe est caractérisée par des hauteurs significatives moyennes de 4,93 ($\pm 1,23$) m, des périodes moyennes de 11,00 ($\pm 1,13$) s et des durées moyennes de 68 (± 36) h. Enfin, les épisodes « faibles » concernent 56% des événements et regroupent les houles ayant un *storm power index* compris dans l'intervalle [270,4 - 1884,562] m²h. Cette classe est caractérisée par des hauteurs significatives moyennes de 3,54 ($\pm 0,64$) m, des périodes moyennes de 9,80 ($\pm 1,70$) s et des durées moyennes de 35 (± 17) h. La moyenne de hauteur significative pour chaque classe est la valeur la plus déterminante dans la différenciation des classes.

Ainsi, sur les 16 épisodes de houle cyclonique recensés :

- 3 sont classés comme forts et sont associés aux cyclones Dina en 2002, Gaël en 2009 et Gamède en 2007 ;
- 4 sont classés comme modérés et associés à Elita, Béjisa 2014, Felleng 2013, Hary 2002 ;
- 9 sont classés comme faibles et associés aux cyclones Ando en 2001, Haliba en 2015, Gafilo en 2004, Ivan en 2008, Diwa en 2003, Chedza 2015, Fame 2008, Dumile en 2013 et Connie en 2000.

Les distances et trajectoires des cyclones sont très variables (Figure 6-34) mais sont principalement de type B2 (cf chapitre 3).

On remarquera que les houles cycloniques générées par des cyclones distants circulant à 800 km des côtes (exemple Gafilo en 2004) peuvent influencer les conditions d'état de mer au niveau de la côte ouest de La Réunion.

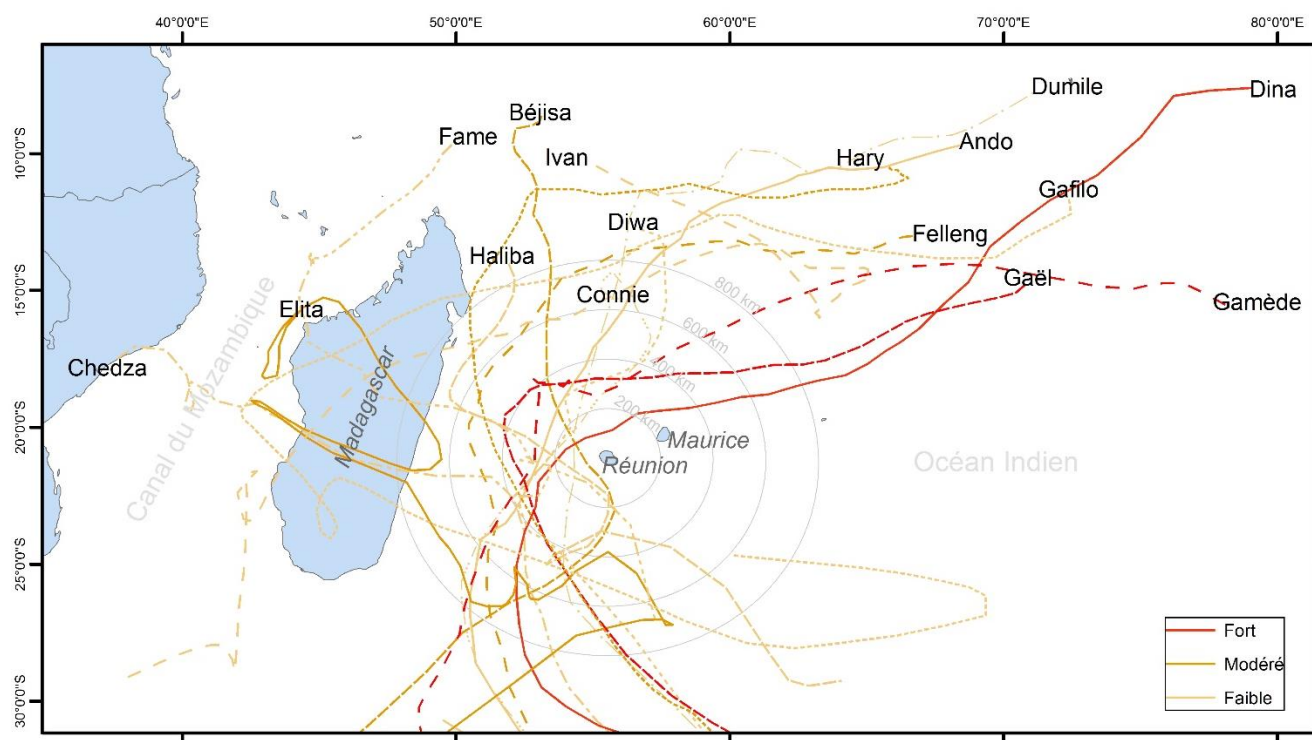


Figure 6-34: Carte des trajectoires des différents cyclones ayant occasionnés une houle cyclonique ($H_s > 2\text{m}$) sur la côte ouest de La Réunion

6.2.1.2 Caractérisation des épisodes de houle australe

En ce qui concerne les houles australes 63 épisodes ont été recensés et regroupés également en 3 classes (Tableau 6-2).

Tableau 6-2: Caractéristiques des trois classes de houle australe (intervalle d'intensité (storm power index $[P]$), fréquence, hauteurs significatives moyennes (H_s), périodes moyennes (T) et durées moyennes (h)).

Classes	Intervalles P m2h	Fréquence		Hs (m)		T (s)		Durée (h)	
		N	%	\bar{u}	σ	\bar{u}	σ	\bar{u}	σ
Faible	[64,8 - 627,5]	51	81	2,69	0,31	14,56	1,71	15	7
Modéré]627,50 - 1693,04]	9	14	3,56	0,67	15,31	1,65	31	13
Fort]1693,043 - 3501,42]	3	5	3,65	0,44	16,4	1,4	83	5

Sur l'ensemble des épisodes de houle australe, 5% sont classés comme forts et regroupent les évènements dont le *storm power index* est compris dans l'intervalle]1693,043 - 3501,42] m²h. Cette classe est caractérisée par des hauteurs significatives moyennes de 3,65 (±0,44) m, des périodes moyennes de 16,4 (±1,4) s et des durées moyennes de 83 (±5) h. Les épisodes « modérés » concernent 14% des évènements et regroupent les houles ayant un *storm power index* compris dans l'intervalle]627,50 - 1693,04] m²h. Cette classe est caractérisée par des hauteurs significatives moyennes de 3,56 (±0,67) m, des périodes moyennes de 15,31 (±1,65) s et des durées moyennes de 31 (±13) h. Enfin, les épisodes « faibles » concernent 81% des évènements et regroupent les houles ayant un *storm power index* compris dans l'intervalle [64,8 - 627,5] m²h. Cette classe est caractérisée par des hauteurs significatives moyennes de 2,69 (±0,31) m, des périodes moyennes de 14,56 (±1,71) s et des durées moyennes de 15 (±7) h. Les périodes et durées moyennes sont les deux paramètres qui présentent des différences marquées entre les 3 classes.

Ainsi, sur les 63 épisodes recensés, on dénombre 3 épisodes « forts » (12 mai 2007 ; 27 juin 2009 ; 5 septembre 2011), 9 épisodes « modérés » et 51 épisodes « faibles ».

6.2.2 Distribution pluri-annuelle des épisodes de houles

La figure 6-35 présente la distribution des épisodes de houles distingués selon leur nature (houles cycloniques (« c ») et houles australes (« a »)) et selon l'année.

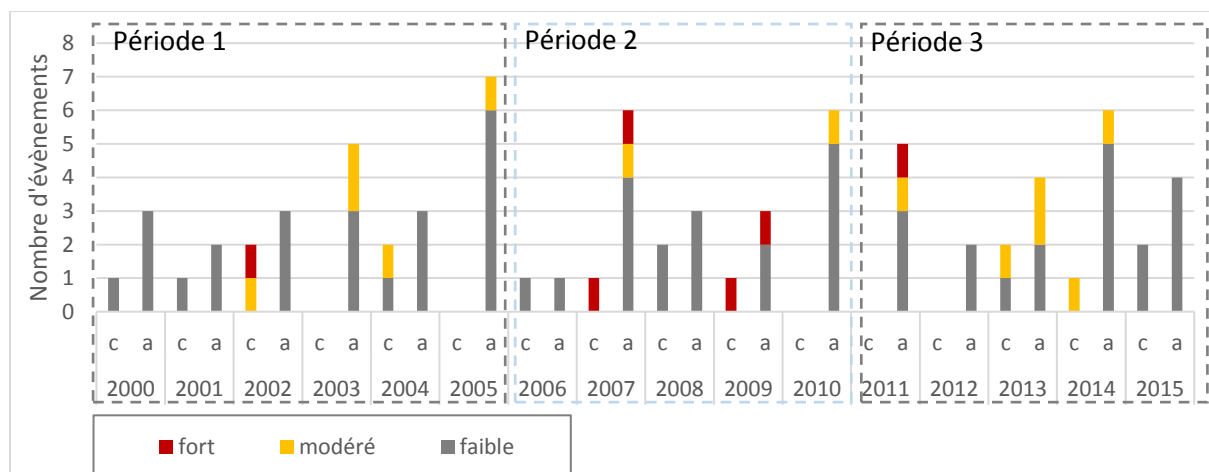


Figure 6-35: Répartition temporelle des épisodes de houles par intensité

L'analyse temporelle se base sur les trois périodes déjà identifiés précédemment (cf. section 6.1.6). Le nombre total d'évènements varie peu entre les 3 périodes : 29 évènements pour la période 1 (entre 2000 à 2005) ; 24 évènements pour la période 2 (entre 2006 à 2010); 26 évènements pour la période

3 (entre 2011 à 2015) (Figure 6-35). Au cours de la période 1 (2000 à 2005), 6 épisodes de houle cyclonique ont été enregistrés dont 1 fort (Dina en 2002), 2 modérés (Hary et Elita) et 3 faibles (Connie, Ando et Gafilo). Les épisodes de houle australe recensés sont au nombre de 23 dont 3 modérés et 20 faibles. La période 2 (2006 à 2010) semble avoir été la plus morphogène. On dénombre 5 épisodes de houle cyclonique dont 2 forts (Gamède en 2007 et Gaël en 2009), 3 faibles (Diwa en 2006, Fame et Ivan en 2008). Dix-neuf épisodes de houle australe sont recensés dont 2 forts, 2 modérés et 15 faibles. Au cours de la période 3 (2011 à 2015), 5 épisodes de houle cyclonique sont recensés dont 2 modérés (Felleng en 2013 et Béjisa en 2014) et 3 faibles (Dumile en 2013; Chedza et Haliba en 2015). Vingt-et-un épisodes de houle australe sont dénombrés dont 1 fort, 4 modérés et 16 faibles. Cette période présente moins d'évènements forts mais une importante succession d'évènements modérés en 2012 et 2013.

Les 15 années de données de houles sont insuffisantes pour calculer des périodes de retour. On observe cependant une occurrence d'une houle cyclonique modérée à forte tous les 2 à 3 ans (2002, 2004, 2007, 2009, 2013, 2014) et d'une houle australe modérée à forte tous les 1 à 2 ans (2003, 2005, 2007, 2009, 2011, 2013, 2014). La période de 2007 et 2009, est caractérisée par la succession d'une houle cyclonique forte durant l'été et d'une houle australe forte durant l'hiver austral. De même en 2013, on observe une houle cyclonique modérée en été et deux houles australes modérées en hiver.

6.3 Contribution des suivis par Scanner Laser Terrestre (TLS) pour l'analyse de la morphodynamique à moyen terme

La nouvelle chronique de données TLS acquise avec un pas de temps annuel sur le site labellisé dans le cadre du SOERE est présentée ici. La durée de cette chronique reste faible (5 ans) pour analyser le moyen terme. L'objectif de cette section est donc plus de faire état de ces suivis afin d'intégrer ces données dans la discussion. Jusqu'à présent, les résultats exposés au chapitre 5 et en section 6.1 du présent chapitre étaient basés sur l'analyse de données topographiques en 2 dimensions. Depuis 2011, des acquisitions surfaciques sont réalisées au TLS sur 3 sites du compartiment de l'Ermitage. Cette section analyse les premiers résultats de ce suivi diachronique.

Les résultats sont présentés successivement pour chacun des trois sites : Brisants, Go Payet et Passe de l'Ermitage.

6.3.1 Site des Brisants

Sur la plage des Brisants, la zone étudiée couvre 10726 m². Elle concerne une portion de plage allant de la digue du Port sur une longueur de 375 m vers le sud et une largeur maximale d'environ 50 m en avant des habitations (figure 6-36). Sur une large portion de plage, la végétation rampante voir buissonnante a limité l'emprise du MNT à une largeur de 30 m. Elle ampute notamment la zone suivie par le profil de plage sur une largeur de 36 m.

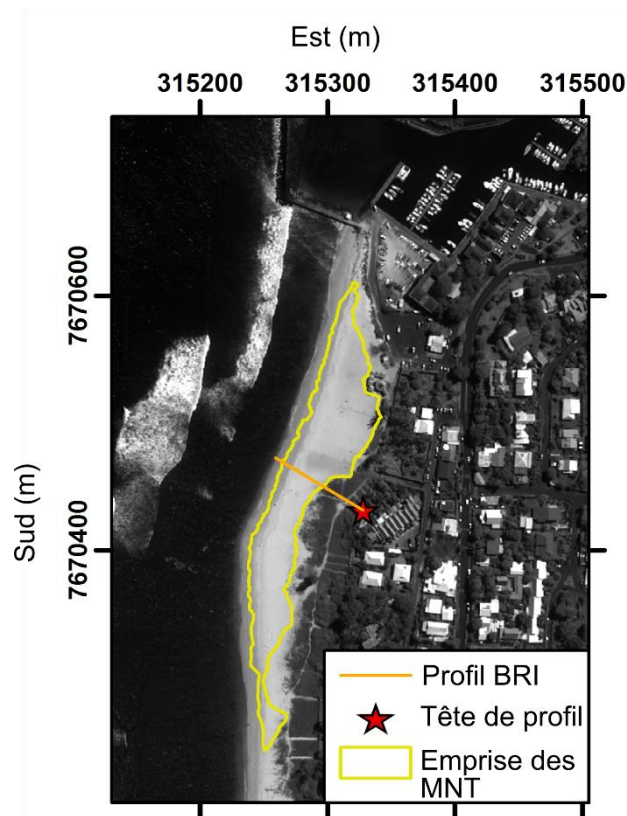
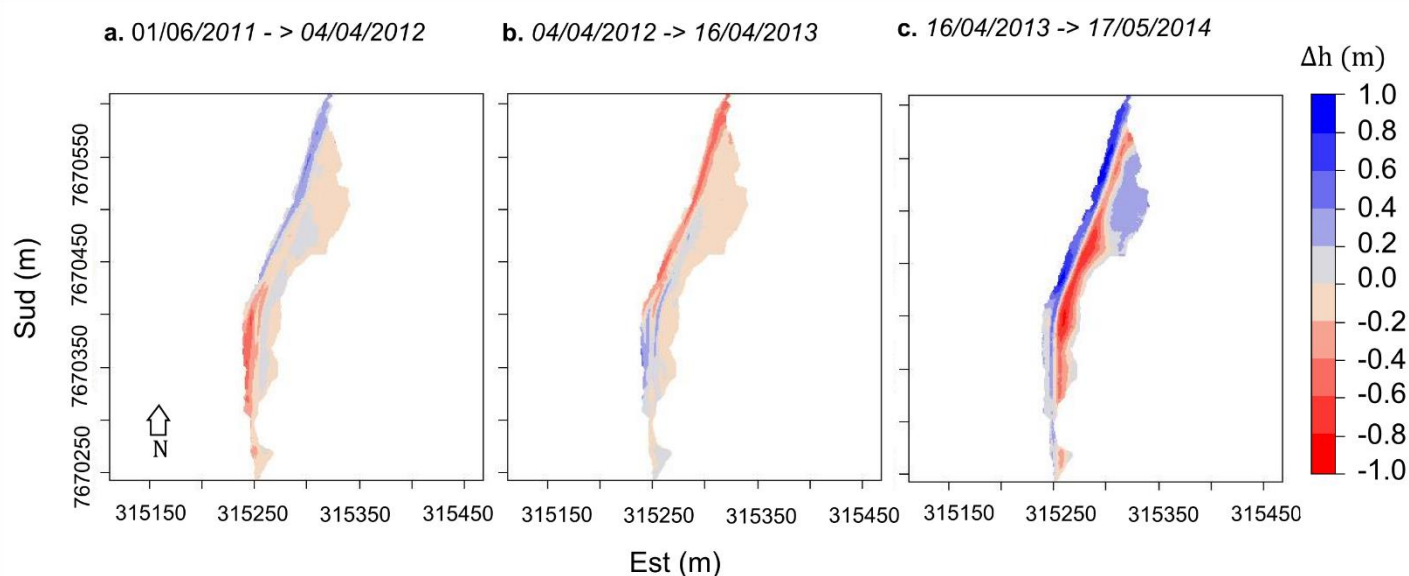


Figure 6-36: Emprise spatiale des MNT différentiel sur le site des Brisants (Fond: images satellite Pléiades du 07/04/2016)

L'évolution du stock sédimentaire entre le 01/06/2011 et le 04/04/2012 (Figure 6-37 a) montre une érosion de l'estran supérieur sur le tiers sud du MNT (entre les coordonnées 7670250 et 7670400 m Sud) sur une longueur de 100 m et une accrétion du tiers nord sur 200 m. L'accrétion en bas de plage se traduit par un transfert longitudinal venant de la partie sud. Le MNT différentiel entre 04/04/2012 et 16/04/2013 (Figure 6-37 b) montre la situation inverse c'est-à-dire une accrétion du tiers sud et une érosion du tiers nord. Cela traduit un transfert longitudinal en direction opposée du nord vers le sud. Une partie du sable est également remontée sur la berme (*overwash*). Les variations d'altitude de la plage sont de l'ordre de 0,40 à 0,60 m. La limite entre zone d'accrétion et zone d'érosion se situe au

niveau du changement d'orientation de la côte qui passe d'une orientation 290°N à 270°N. L'évolution entre le 16/04/2013 et le 17/05/2014 (Figure 6-37 c) montre une situation complètement différente. Sur l'ensemble du MNT, il apparaît un transfert dominant dans la direction *cross-shore* de l'estran supérieur vers l'estran inférieur. Cette évolution morphologique a été décrite dans le chapitre 5 et résulte de l'impact du cyclone Béchisa (Janvier 2014).



	Périodes		
	2012-2011	2013-2012	2014-2013
ΔV (m³/m²) incertitude $\pm 0,1$ m ³ /m ²	-0,028	-0,067	0,044

Figure 6-37: MNT différentiels et bilans volumiques du site des Brisants (BRI)

6.3.2 Site de Go Payet (GOP)

La zone étudiée couvre 3652 m² sur une longueur de 188 m et une largeur moyenne de 20 m (Figure 6-38). La zone couverte concerne principalement l'estran en avant de la végétation arborée. Celle-ci génère des contraintes lors de l'acquisition et le nettoyage des données. Les arbres et systèmes racinaires masquent les surfaces de plages situées en arrière (phénomène d'ombre). De plus lors du nettoyage des nuages de points, il est difficile de discriminer la base des systèmes racinaires de la surface topographique.

Du 30/05/2011 au 03/04/2012 (figure 6-39 a), l'estran inférieur subit un abaissement de 0,1 à 0,2 m en dessous de 1,5 m d'altitude. Du 03/04/2012 au 16/04/2013 (figure 6-38 b) de part et d'autre du profil suivi par DGPS, on constate une accrétion en bas de plage et une érosion de l'estran supérieur.

Le rehaussement du bas de plage atteint 0,5 m dans la partie nord (entre les coordonnées 7668100 et 7668150 m Sud). Au sud il est moins prononcé et varie entre 0,2 et 0,3 m. L'érosion de l'estran supérieur est de l'ordre de 0,2 m.

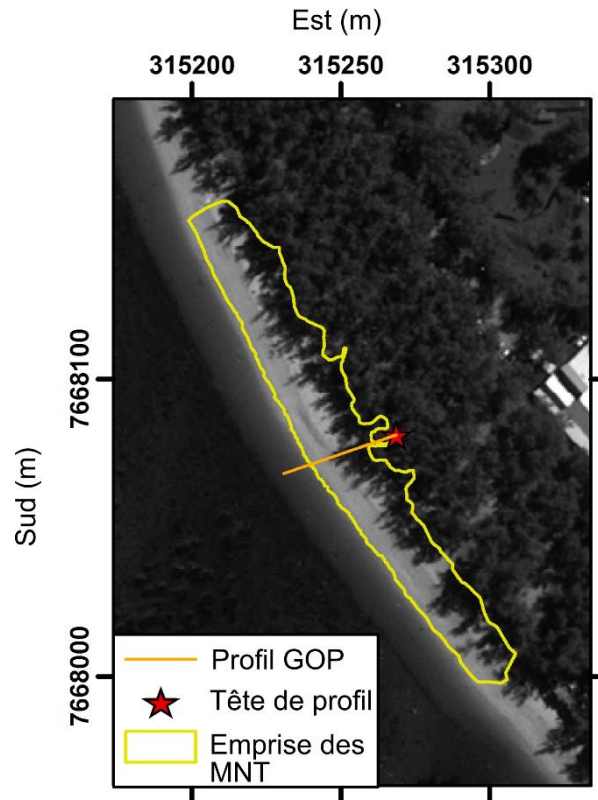
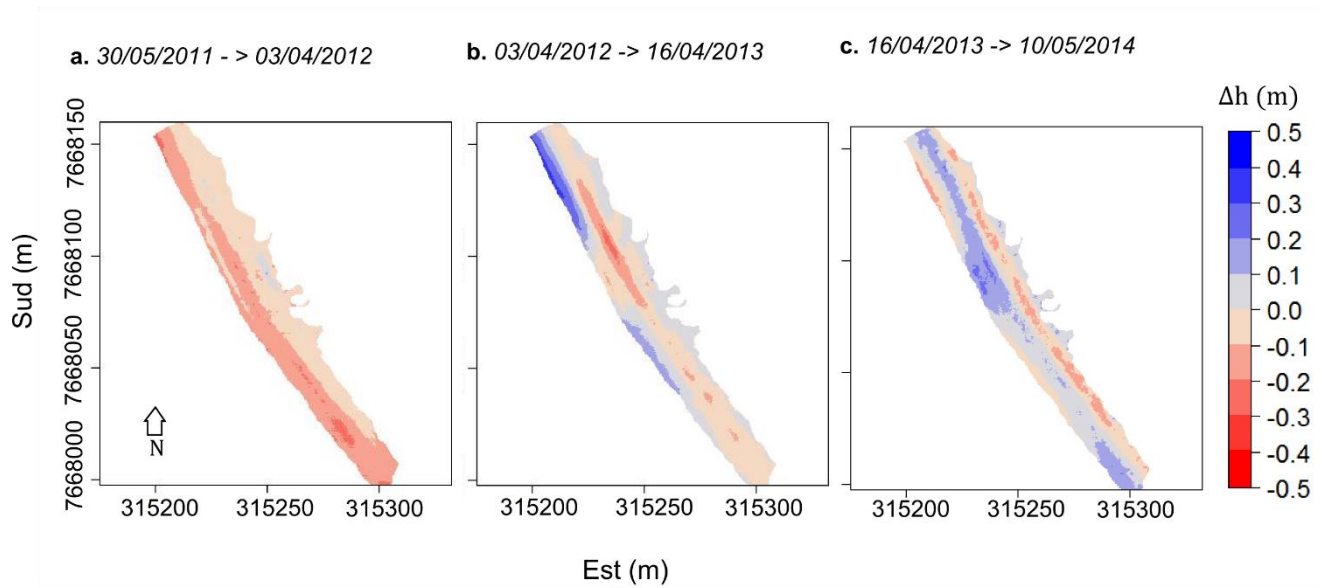


Figure 6-38: Emprise spatiale des MNT différentiel sur le site de GOP (Fond: images satellite Pléiades du 07/04/2016)

Entre de 16/04/2013 et le 10/05/2014 (figure 6-38 c) on observe un abaissement de l'estran supérieur de 0,1 à 0,2 m. Là encore il s'agit de l'effet consécutif au cyclone Bėjisa qui avait provoqué un creusement de l'estran supérieur. Les bilans volumiques ne sont pas significatifs pour les trois périodes étudiés (Figure 6-39). Il a été montré dans la section 1 de ce chapitre que l'évolution de ce secteur de plage se fait principalement au niveau de la limite du haut de plage, à la limite de la végétation arborée, zone qu'il est difficile d'étudier en raison du système racinaire affleurant des filaos qui masque la topographie de la plage.



	Périodes		
	2012-2011	2013-2012	2014-2013
ΔV (m³/m²) incertitude ±0,1 m ³ /m ²	-0,098	0,003	0,028

Figure 6-39: MNT différentiels et bilans volumiques du site de Go Payet (GOP)



Figure 6-40 : Système racinaire affleurant des fillaos sur le site de Go Payet

6.3.3 Site de la Passe de l'Ermitage

La zone étudiée couvre 6543 m² sur une longueur de 305 m de part et d'autre de la Ravine de l'Ermitage (Figure 6-41). Au nord de la Ravine, le haut de plage est recouvert par de la végétation rampante (Patates à Durand) qui limite l'emprise du MNT. Au Sud de la Ravine, l'estran supérieur est interrompu par des habitations qui se situent à 15 m de la ligne d'eau. Les MNT ne couvrent pas le secteur suivis par le profil DGPS (Figure 6-42).

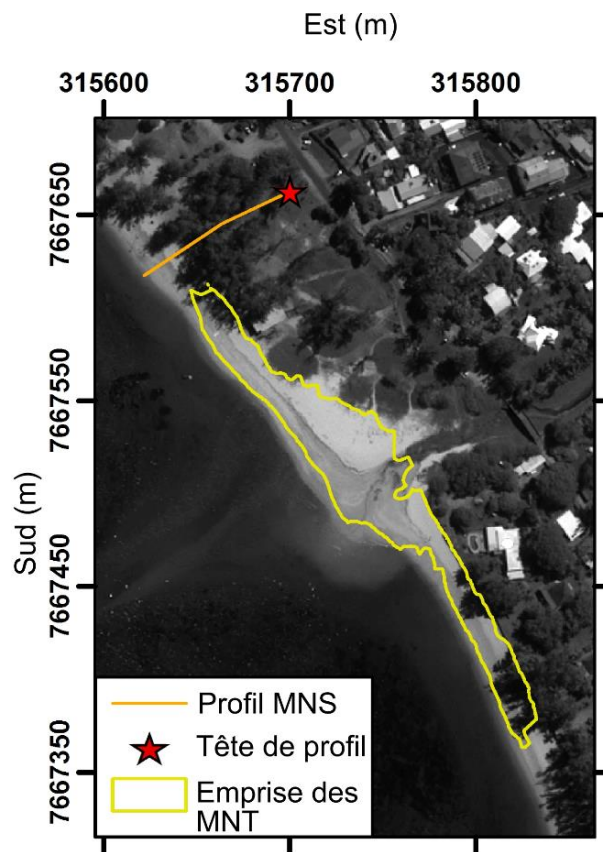
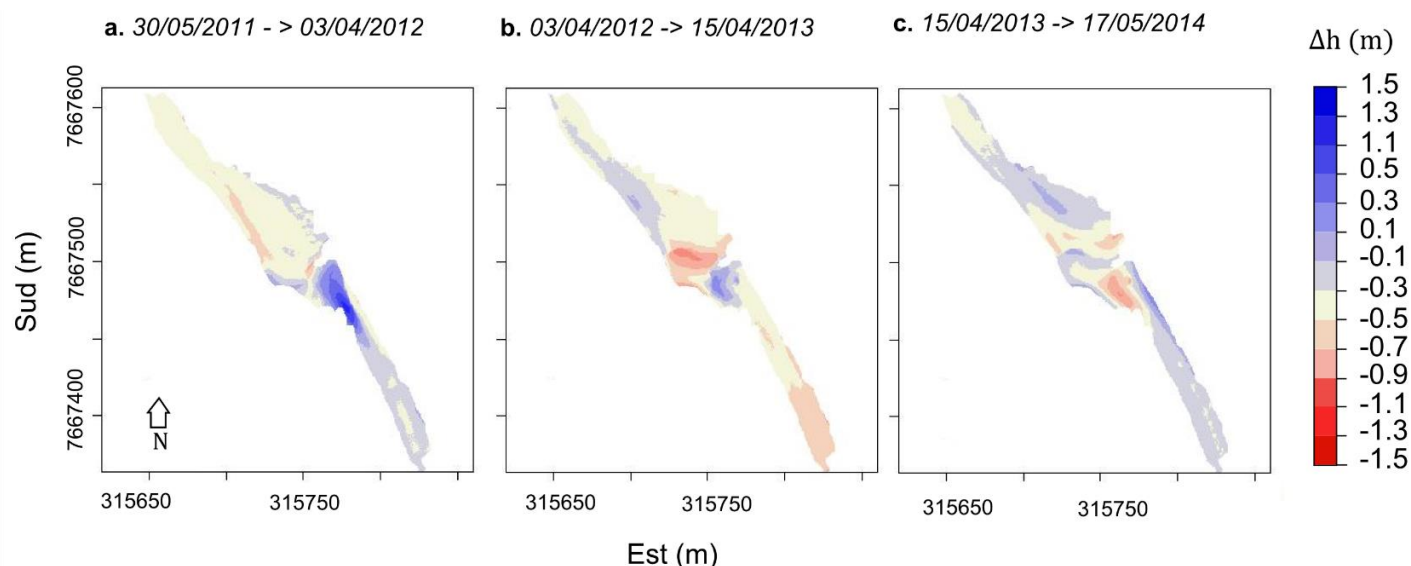


Figure 6-41: Emprise spatiale des MNT différentiel sur le site de la Passe de l'Ermitage (Fond: images satellite Pléiades du 07/04/2016)



	Périodes		
	2012-2011	2013-2012	2014-2013
ΔV (m^3/m^2) incertitude $\pm 0,1 m^3/m^2$	0,108	-0,012	0,111

Figure 6-42: MNT différentiels du site de la Passe de l'Ermitage (PERM)

La variabilité morphologique de ce secteur est principalement localisée à l'embouchure de la Ravine de l'Ermitage. Du 30/05/2011 au 03/04/2012 (Figure 6-42 a), une accumulation sédimentaire est perceptible au sud du chenal de la Ravine qui prend la forme d'un dôme allongé sur environ 30 m. Il résulte du comblement de la partie sud du chenal. Entre le 03/04/2012 et le 15/04/2013 (Figure 6-42 b) on observe à la fois une accrétion de la partie sud de chenal et une érosion de la partie nord. Ces variations résultent d'une migration du chenal vers le nord. Le creusement de la plage par la nouvelle position du chenal plus au nord induit un comblement de l'ancienne dépression au sud. Enfin, entre le 15/04/2013 et le 17/05/2014 (Figure 6-42 c), le chenal migre à nouveau vers le sud. Cela induit une situation inverse à celle observée précédemment c'est-à-dire un comblement de la position du chenal au nord et un creusement au sud. Ces variations peuvent être dues à des variations du débit du chenal associées aux fortes pluies où à l'influence des houles qui pénètrent par la Passe jusqu'à l'embouchure de la ravine lors de fortes houles. Hormis ces variations morphologiques très localisées associées à la dynamique du chenal de la ravine de l'Ermitage, le reste de la zone subit peu d'évolution significative. Cela s'illustre à travers les bilans sédimentaires différentiels qui sont à peine supérieurs à la marge d'incertitude (Figure 6-42).

6.4 Discussion

A moyen terme on observe une variabilité spatiale dans l'évolution des différents compartiments. Les secteurs de La Saline et du sud de l'Ermitage (partie sud de la zone d'étude) apparaissent stable. Au niveau de la passe de l'Ermitage, la stabilité de l'estran depuis les années 2000 peut paraître surprenante étant donné la hauteur impressionnante de l'affouillement des systèmes racinaires des filaos (entre 2 et 3 m) dans ce secteur. Les mêmes filaos déjà affouillés sur une hauteur de plusieurs mètres sont visibles sur les photographies du rapport de Gabrié (1985). Il apparaît clairement que la phase érosive de ce secteur est antérieure à cette période. A l'heure actuelle il est stable et l'attaque érosive concerne surtout les secteurs situés plus au nord (secteur de Go Payet, en face du Mail de Rodrigues ; voir profils VVF et GOP). Pour la plage de La Saline, la stabilité doit être considérée avec précaution car cette conclusion n'est basée sur l'interprétation que d'un seul profil (APEP). A moyen terme, l'évolution morphosédimentaire des plages est donc significative de Cap Champagne à l'Ermitage. Cette discrimination géographique rejoint celle déjà montrée au chapitre 5. Cela suggère que ce sont les événements paroxysmaux qui expliquent la dynamique à moyen terme et pas seulement les facteurs anthropiques comme suggérés par les études antérieures (Gabrié, 1985 ; Troadec, 2002).

L'analyse des conditions hydrodynamiques de 2000 à 2016 met en évidence l'occurrence de plusieurs événements houlographiques potentiellement morphogènes, en particulier en 2007 et 2009 marqués par la succession d'une houle cyclonique forte et d'une houle australe forte à quelques mois d'intervalle. Ces épisodes ont impacté de façon significative différents secteurs (VVF, BCS, GFN, SGC, AIG, SGVC, BRI, GOP, APEP).

Toutefois il ne faut pas minimiser le rôle des épisodes de houles d'intensité faible et modéré. Par exemple, la houle cyclonique associée au cyclone Dumile (2013) qui est classé comme faible a eu un impact morphogène non négligeable. Les houles de cette intensité surviennent plus fréquemment que les houles d'intensité modérée ou forte. La question de l'impact morphosédimentaire cumulé des tempêtes faibles fait actuellement débat dans la littérature (impact du *storm clustering*). Certaines études (Bryant, 1988; Ferreira, 2005) suggèrent en effet que c'est la fréquence des tempêtes qui est plus déterminante que leur intensité pour générer des dommages sur les plages. En particulier lorsque la fréquence des tempêtes est supérieure au temps de régénération des plages, la perte sédimentaire cumulée engendrée peut être tout aussi significative, voir plus significative que celle provoquée par une seule tempête de forte intensité. Dans notre cas, il s'agit d'épisodes de houle associés ou non au passage d'un cyclone. Par exemple entre décembre 2012 et décembre 2015, se sont succédés 5 épisodes de houles modérés (houles cycloniques et australes) et le bilan sédimentaire cumulé sur ces

3 années est négatif pour plusieurs secteurs. D'autres auteurs (Lozano *et al.*, 2004; Zhang *et al.*, 2001) montrent qu'une seule tempête forte peut causer plus de dommages qu'une succession de tempêtes faibles en particulier si celle-ci impacte la dune. Ici il ne s'agit pas de la dune mais de l'estran supérieur qui n'est affecté que de façon épisodique par les fortes houles. Ceci explique le recul par à-coups des hauts de plages observé pour plusieurs profils (SGC, BCS, CCS, VVF). Après l'impact d'un épisode fort, cette partie de la plage ne se régénère pas car en période de beau temps ou de houle faible, elle n'est pas ou peu rechargée, d'où la présence de talus pérennes à Grand Fond et à l'Ermitage notamment. A l'inverse, l'estran inférieur est plus fréquemment affecté par des houles faibles qui permettent sa cicatrisation après un évènement morphogène. Le critère de l'intensité est donc tout de même significatif pour l'évolution de l'estran supérieur et le haut de plage. Le rôle reconstructeur potentiel des petites houles n'a cependant pas pu être étudié ici. Des chroniques nouvelles doivent être créées pour appréhender ce phénomène.

La période de retour des évènements est également déterminante. Karunarathna *et al.* (2014) suggèrent que l'érosion causée par la succession de tempêtes faibles mais à faible période de retour est supérieure à l'érosion d'une tempête forte à période de retour élevée. L'impact d'un seul évènement fort n'est donc pas le seul facteur explicatif de la dynamique des plages de la côte ouest. Cela confirme l'intérêt d'inscrire ce suivi dans un observatoire pérenne. En effet, le rôle des évènements faibles et modérés ne peut être apprécié que sur le long terme. La fréquence, l'intensité des houles et le temps de récupération des plages sont des paramètres à investiguer.

De même il est à noter la forte variabilité de la trajectoire des cyclones qui se traduisent par des incidences à la côte des houles variables. Les trois cyclones étudiés ici (cf. chapitre 5) avaient des trajectoires proches. Ils n'ont donc pas permis d'étudier l'importance de ce phénomène. La barrière récifale modifiant l'incidence à la côte des houles atténue sans doute l'importance de ce phénomène dans la morphodynamique.

L'analyse du climat de houle sur les 16 dernières années laisse donc apparaître des périodes à fort potentiel morphogène. Les houles cycloniques et australes font partie de la dynamique naturelle du climat mais leur occurrence et leur intensité sont soumises à beaucoup de variabilité. Ces deux facteurs apparaissent déterminants dans la variabilité de l'impact des houles.

Le moyen terme ici caractérisé sur presque 20 ans de chroniques de profils et quelques MNT dont la pertinence n'est pas encore démontrée. En effet à partir de ces données, il apparaît difficile de faire aujourd'hui le lien entre l'évolution des trois secteurs étudiés à cette échelle de temps. Compte tenu des résultats de l'analyse des données de profils de plage, la période d'acquisition choisie est inadaptée

puisqu'elle reflète un état perturbé de la plage lorsque l'été austral est marqué par l'impact d'une houle cyclonique fortement morphogène. C'est le cas du MNT différentiel 2013-2014 sur le site des Brisants. Il serait plus intéressant de déployer cette technique à échelle post-événementielle pour suivre l'impact immédiat d'un événement de tempête et le processus de résilience à fine échelle par exemple. Après 5 ans de suivis, de même se pose la question de la pertinence de la localisation de ces MNT pourtant choisis comme représentatifs de l'amont transit jusqu'à l'aval dans un contexte de dérive littorale marquée. Leur localisation actuelle n'encadre pas les secteurs qui évoluent de façon significative par exemple la zone située entre les profils VVF et GOP. La présence de végétation sur l'estran supérieur empêche l'acquisition de données fiables sur tout l'estran. Le bruit produit par la végétation sur ce type d'acquisition est évoqué dans la littérature sur les systèmes dunaires (Coveney et Stewart Fotheringham, 2011; Feagin *et al.*, 2012).

L'analyse des enregistrements de la houle au large a permis de caractériser le climat des forçages auxquels les plages ont été soumises ces dernières décennies. Toutefois, elle repose sur l'analyse de des conditions de vagues extérieures au récif et sans prise en compte du niveau d'eau. L'analyse de ce dernier paramètre notamment est probablement très déterminante dans l'intensité des houles. Pour les houles australes ne peut se faire sans les mesures *in-situ* des conditions intra-récifales. La discrimination des épisodes de houles par les niveaux d'eau générés au niveau du récif permettrait notamment de comparer les conditions de surcote en période de houle cyclonique et australe.

Conclusion du chapitre 6

Grâce à la normalisation des jeux de données historiques et à l'acquisition de nouvelles données topographiques, les processus morphosédimentaires ont pu être quantifiés à moyen terme. L'évolution à moyen terme du bilan sédimentaire a montré des tendances contrastées à l'échelle de chaque compartiment. La plage de Boucan Canot est la plus touchée par l'érosion avec des pertes sédimentaires de l'ordre de -1 à -2 m³/an. Sur les autres secteurs, ce taux varie entre -0,5 et -0,7 m³/an pour les plus significatifs. Cependant des bilans sédimentaires positifs du même ordre de grandeur sont aussi observés à l'Ermitage et à Grand Fond. L'existence des deux dynamiques au sein d'un même compartiment est révélatrice des ajustements morphosédimentaires qui s'opèrent actuellement. En effet, les apports sédimentaires se font surtout à la faveur d'un démaigrissement des zones en amont transit.

Ces évolutions sont le résultat d'une succession d'événements de houle plus ou moins intenses à forte variabilité inter et intra-annuelle. Pourtant aussi bien leur fréquence et leur intensité jouent un rôle dans la dynamique des plages.

Chapitre 7. Evaluation de la cinématique du trait de côte

Les variations morphologiques obtenues par l'étude du profil de plage ont permis de décrire des processus *cross-shore* et mais aussi *long-shore* de par leur distribution spatiale. Une approche spatialisée à l'échelle du linéaire côtier étudié apporte un autre éclairage. Dans ce domaine, l'étude de l'évolution de l'indicateur « trait de côte » est un incontournable dans la réflexion générale sur les problématiques touchant à la zone côtière. Cependant, comme nous l'avons rappelé au chapitre 4, il y a rarement la production d'un indicateur unique permettant une approche interdisciplinaire d'un même objet géographique. Elle repose le plus souvent sur l'étude de la cinématique d'une seule des lignes de référence utilisables telle que la limite de végétation qui est le résultat de l'interprétation de données d'imagerie aérienne ou satellitaire. Dans le contexte particulier des littoraux coralliens de La Réunion, plusieurs lignes de références doivent être mobilisées pour caractériser une dynamique du linéaire côtier : limite de végétation, pied de plage, trait de côte instantané. La ligne discontinue formée par les filaos en bordure ou sur l'estran est aussi porteuse d'informations précieuses pour caractériser le recul d'un littoral anthropisé.

Ce chapitre propose un bilan de la cinématique du trait de côte du site d'étude du Cap Campagne à Trou d'Eau. Pour mémoire, il n'est appréhendé que par des données dont la qualité géométrique a été jugée suffisante (1997-2016). Les photographies aériennes IGN historiques (1950-1993) ne sont pas mobilisées en raison de la faible qualité de leur ortho-rectification à l'échelle de l'étude de la cinématique du trait de côte sur le compartiment étudié. Une réflexion méthodologique autour de l'étude de la cinématique du trait de côte est aussi défendue. La significativité des indicateurs couramment utilisés dans ce contexte est interrogée à la lumière des dynamiques morphosédimentaires mises en évidence dans les deux précédents chapitres.

7.1 Evolution du trait de côte à l'échelle des compartiments

Les sections dont l'urbanisation du littoral a abouti à la présence de murs de délimitation de propriétés individuelles en contact direct avec l'estran sans zone tampon végétalisée ne sont pas étudiées ici. Les murs limitant les parcelles privées ne permettent pas de suivre la cinématique du trait de côte. Ces murs qui peuvent se situer dans les propriétés privées ou sur le DPM sont reconstruits après chaque évènement de forte houle. Les demandes d'AOT qui sont pourtant nécessaires pour toute occupation du DPM ne sont pas faites. La position du trait de côte ne reflète donc aucunement les processus en cours. Les profils de plage sont plus adaptés pour suivre ces secteurs mais pour les mêmes raisons qui viennent d'être évoquées les têtes de profils sont difficiles à maintenir.

Il est à noter que le document qui fait référence en termes de propriété privée et de DPM ici n'est pas le cadastre mais les lots définis dans la référence « 50 pas géométriques » ou « 50 pas du Roy » comme dans tous les territoires d'outre-mer. Cette zone d'une largeur de 81,20 mètres se rapporte à La Réunion à l'arrêté du gouverneur du 4 mars 1876 qui en précise l'extension. Elle est calculée à partir de la ligne des plus hautes marées. Ainsi défini, le DPM, donc la zone des 50 pas, aurait dû fluctuer avec l'avancé ou le recul du trait de côte. « En pratique, les délimitations qui ont pu être faites dans le passé ont conduit à figer les 50 pas, sans tenir compte de la fluctuation du trait de côte. Aussi, là où se constate une érosion marine ou au contraire des atterrissements, la largeur de cette zone peut-elle varier sensiblement» (Clément et Morin, 2015).

Un indicateur suivi dans ce contexte ne permet donc pas de suivre la dynamique du trait de côte sur l'ensemble des compartiments. Toutes dates confondues, la limite de la végétation n'a pu être suivie de façon diachronique que sur 20 à 44%. Toutefois, elles peuvent localement être comparées à l'évolution de la limite du pied de plage. Les résultats sont présentés par compartiment de plage.

7.1.1 Cap Champagne

A Cap Champagne, l'évolution de la limite de pied de plage entre 1997 et 2016 montre une évolution contrastée le long du compartiment. Au nord entre les transects 3 et 24, le pied de plage a reculé avec un taux moyen de $-0,28$ m/an. En revanche la section médiane et sud affiche une accrétion à un taux de $0,29$ m/an. Sur cette même section, la limite de végétation buissonnante montre une tendance inverse avec un taux d'érosion moyen de $-0,2$ m/an. Le recul est plus rapide entre les transects 45 et 48 au niveau de l'embouchure d'une ravine intermittente. Cette zone d'écoulement des eaux de pluie crée une dépression topographique où s'engouffrent préférentiellement les vagues en période de fortes houles favorisant l'érosion dans ces secteurs. L'évolution périodique de cette limite montre d'ailleurs que ce recul a principalement eu lieu entre 2003 et 2008 probablement sous l'effet des fortes houles de 2007 (houle cyclonique de Gamède et houle australe du 12 mai) (Figure 7-1 a).

Au transect 63 correspondant à la localisation du profil CCS, le taux de recul affiché est de $-0,16$ m/an pour un recul net de $2,87 \pm 2$ m entre 1997 et 2016. Elle est proche de la valeur de recul du pied de plage obtenue à partir des profils topographiques entre 2000 et 2015 qui montrent un recul de l'ordre de 5 à 6 m.

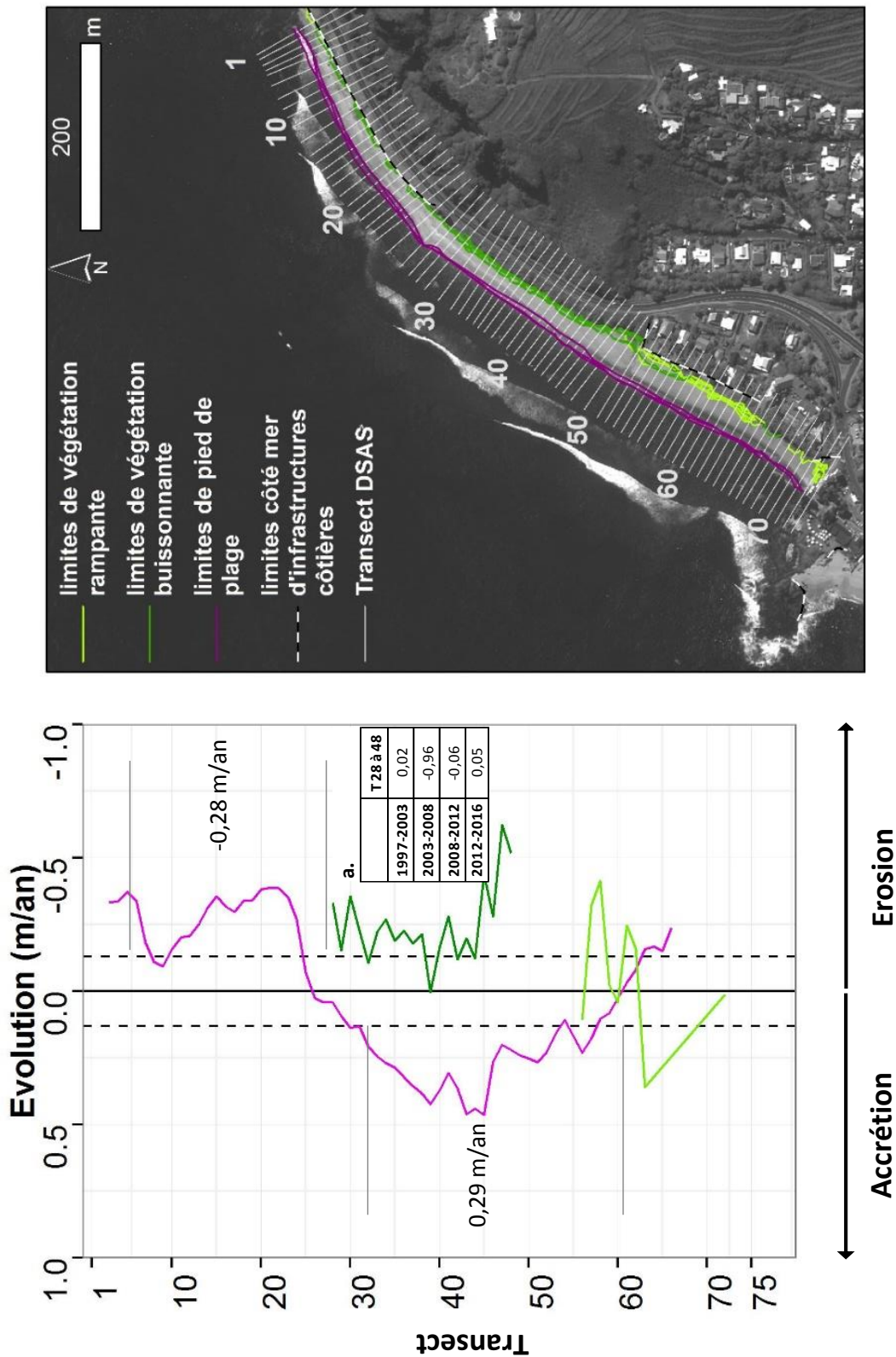


Figure 7-1: Taux d'évolution du trait de côte (accrétion/érosion), évolution périodique de la ligne de végétation buissonnante (à gauche) et localisation des transects étudiés (à droite) de Cap Champagne

7.1.2 Boucan Canot

Les taux d'évolution sont calculés sur la période 2003 à 2016. En effet la limite du pied de plage de 1997 n'a pu être suivie que de façon sporadique. Dans la section nord du compartiment, l'interruption de la plateforme récifale complique l'interprétation de la limite du pied de plage car la plage se prolonge dans la zone subtidale. Entre les transect 15 et 27 l'écume des vagues génère une incertitude quant à la localisation de la limite du pied de plage ne permettant pas son traçage.

A partir du transect 27 la tendance d'évolution de la limite du pied de plage est au recul en moyenne de -0,42 m/an jusqu'au transect 48 puis elle est en moyenne de -0,31 m/an. Dans la partie sud, la limite de végétation rampante montre cette même tendance au recul à un taux de -0,49 m/an mais les valeurs présentent une importante variabilité spatiale avec des écarts importants sur des courtes distances. L'évolution périodique de la limite de végétation (Figure 7-2 a) montre une alternance entre recul et avancé qui reflète les impacts des fortes houles de 2007 pour la période 2003-2008 avec un taux d'évolution de -2,09 m/an et la houle cyclonique de Bèjisa (2014) pour la période 2012-2016 avec un taux d'évolution de -0,67 m/an. Cette dernière avait fortement impacté ce secteur en abaissant l'estran supérieur de près d'un mètre et en rasant totalement la végétation rampante. Cependant en 2016, soit 2 ans après l'évènement, la végétation a recolonisé l'estran qui pourtant n'a pas cicatrisé.

Pour comparaison, au transect 7 qui correspond à l'emplacement au profil topographique BCN, le taux de recul est de l'ordre de -0,45 m/an entre 2003 et 2016 pour un recul net de -6 ± 2 m ce qui est proche des valeurs observées à partir des profils de plage entre décembre 2000 et décembre 2015 où elle a reculé de 9 à 10 m. De même, au transect 67 qui correspond à l'emplacement du profil topographique BCS, la limite de pied de plage a reculé à une vitesse de -0,27 m/an pour un recul net de 10 ± 2 m en cohérence avec l'évolution topographique du profil.

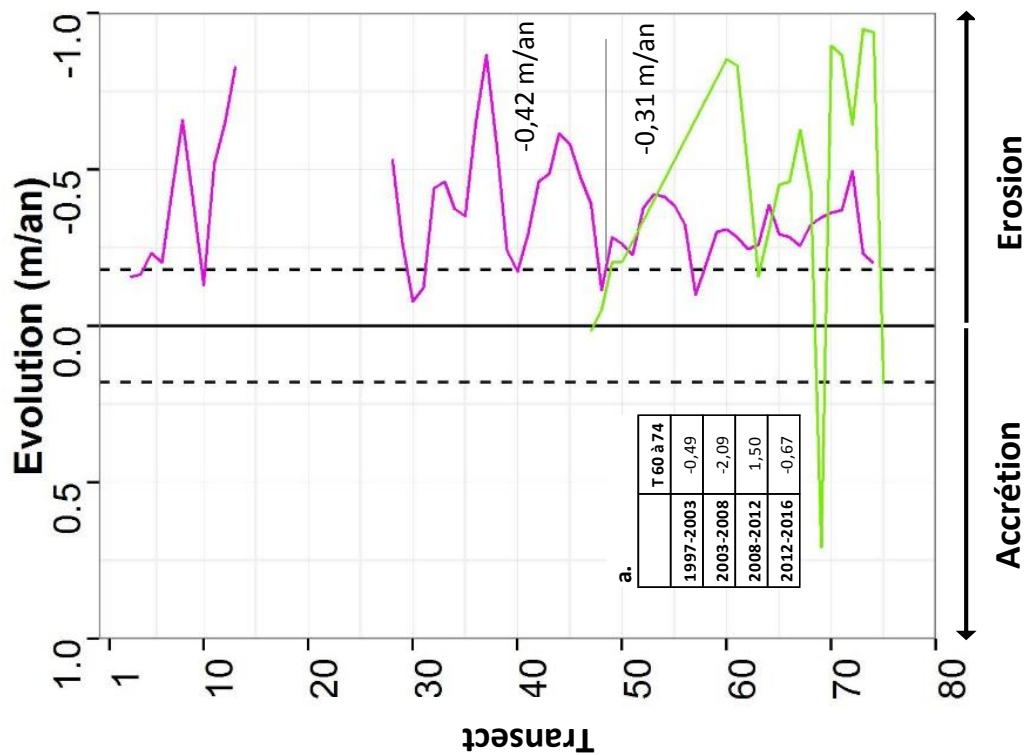
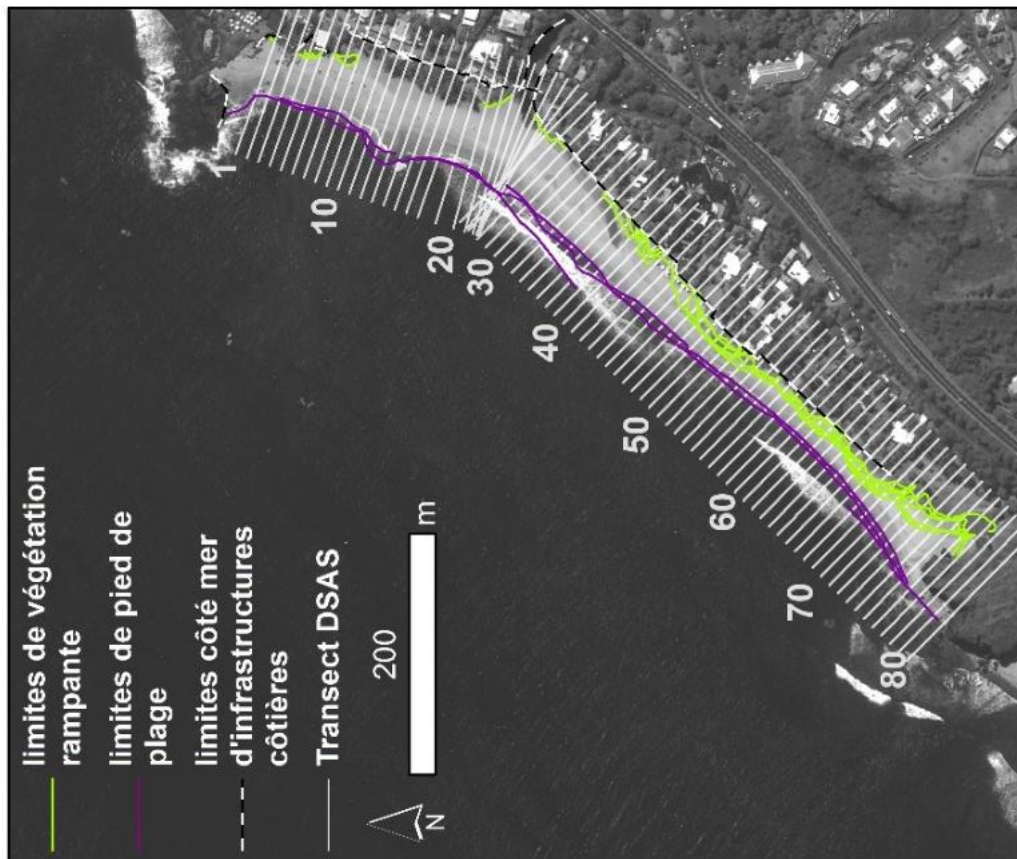


Figure 7-2 : Taux d'évolution du trait de côte et évolution périodique de la ligne de végétation rampante (à gauche) et localisation des transects étudiés (à droite) de Boucan Canot

7.1.3 Cap Homard

La limite de végétation rampante n'a pu être suivie de façon diachronique jusqu'en 2016 sur ce compartiment. L'évolution n'est caractérisée qu'à partir de la limite du pied de plage (Figure 7-3). Celui-ci a avancé avec un taux d'évolution moyen qui varie de +0,23 m/an à +0,33 m/an.

Au transect 12 qui correspond à l'emplacement du profil CHOM le pied de plage a avancé à un taux de +0,14 m/an pour une avancée nette de $+4,3 \pm 2$ m. Cette avancée du pied de plage n'a pourtant pas été observée sur l'évolution topographique de ce profil. Cependant, le dernier profil suivi est daté de décembre 2015 tandis que la dernière position de la limite du pied de plage a été extraite d'une image datant d'avril 2016. Il est possible que la différence de valeur soit due à un apport sédimentaire en pied de plage durant ce délai. Les taux d'évolution ne sont pas significatifs à l'extrémité sud du compartiment. L'érosion de cette partie de la plage est perceptible à travers l'étroitesse et la concavité de la plage et a été observée depuis 1985 par Gabrié (1985). Il est possible que cette tendance se soit poursuivie mais qu'elle se soit surtout illustrée par une accentuation de la concavité du profil, dans ce cas la position du pied de plage n'a pas varié de façon significative sur les deux clichés.

7.1.4 Grand Fond

De la courbe d'évolution spatiale de la limite du pied de plage, deux tendances se dégagent et rejoignent les résultats du chapitre 6 : une progradation dans la section nord des transects 9 au 43 à un taux de 0,49 m/an, et un recul sur le reste du compartiment à un taux de -0,27 m/an (Figure 7-4). Le taux de progradation est plus fort entre les transects 20 et 25 au niveau de l'embouchure d'une ravine intermittente où elle est de l'ordre de +0,7 m/an. Les écoulements réguliers de cette ravine perturbent localement la dynamique sédimentaire et peuvent expliquer ce taux d'évolution élevé.

Ailleurs, l'érosion alterne entre zone d'érosion rapide et zone d'érosion lente ou non significative. Le linéaire présente un tracé sinusoïdal traduisant la succession de zones de rentrant qui épousent le tracé de la barrière récifale en particulier dans la partie sud du compartiment. Ce sont ces zones de rentrant qui s'érodent plus rapidement par dispersion des sédiments vers les zones adjacentes qui du coup s'érodent moins rapidement puisque bénéficiant d'apports sédimentaires.

L'évolution périodique de la limite de végétation basse montre que l'avancée de celle-ci a surtout eu lieu entre 2012 et 2016 à un taux moyen de 1,08 m/an. Dans la partie nord de la plage elle ne semble pas avoir été affectée par les houles de 2007 ce qui n'est pas le cas dans la partie sud qui affiche un taux de recul de la limite de végétation de -0,68 m/an entre 2003 et 2008.

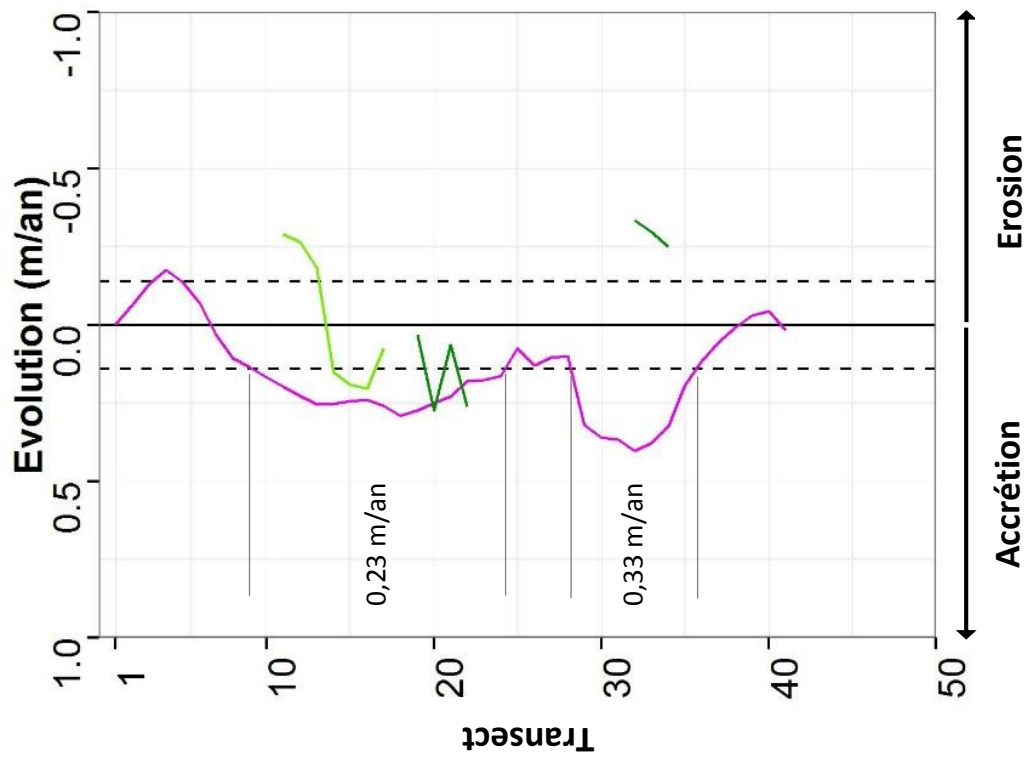
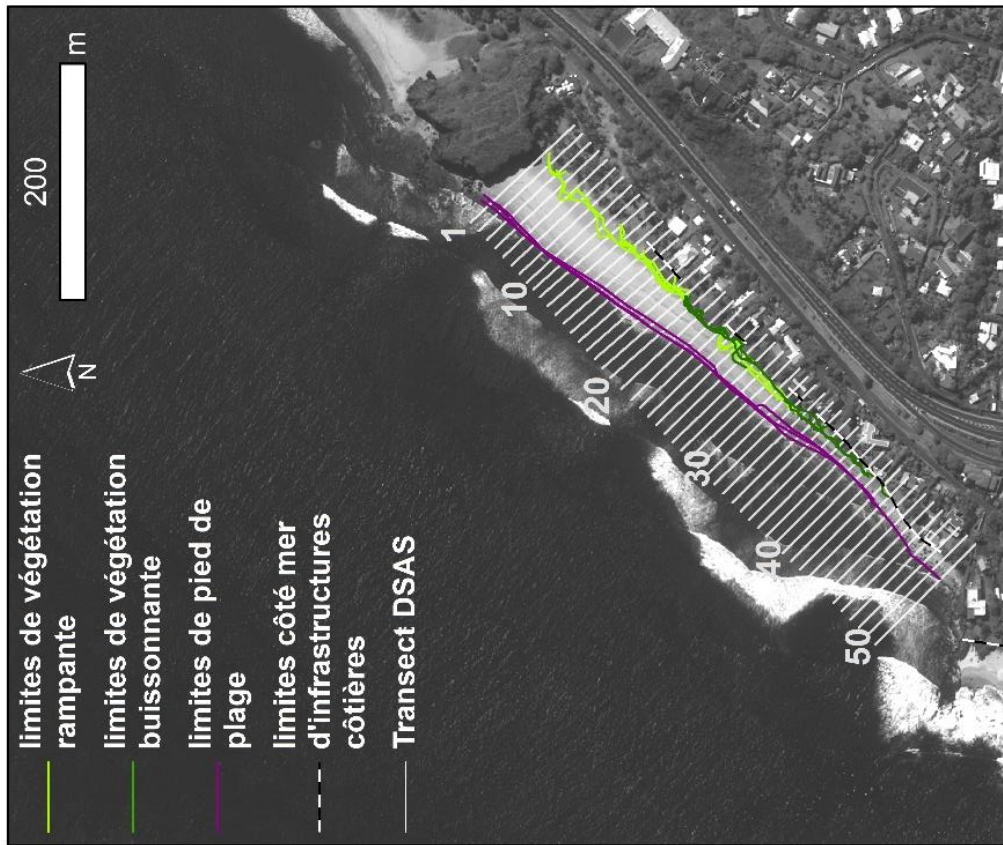


Figure 7-3: Taux d'évolution du trait de côte (à gauche) et localisation des transects étudiés (à droite) de Cap Homard

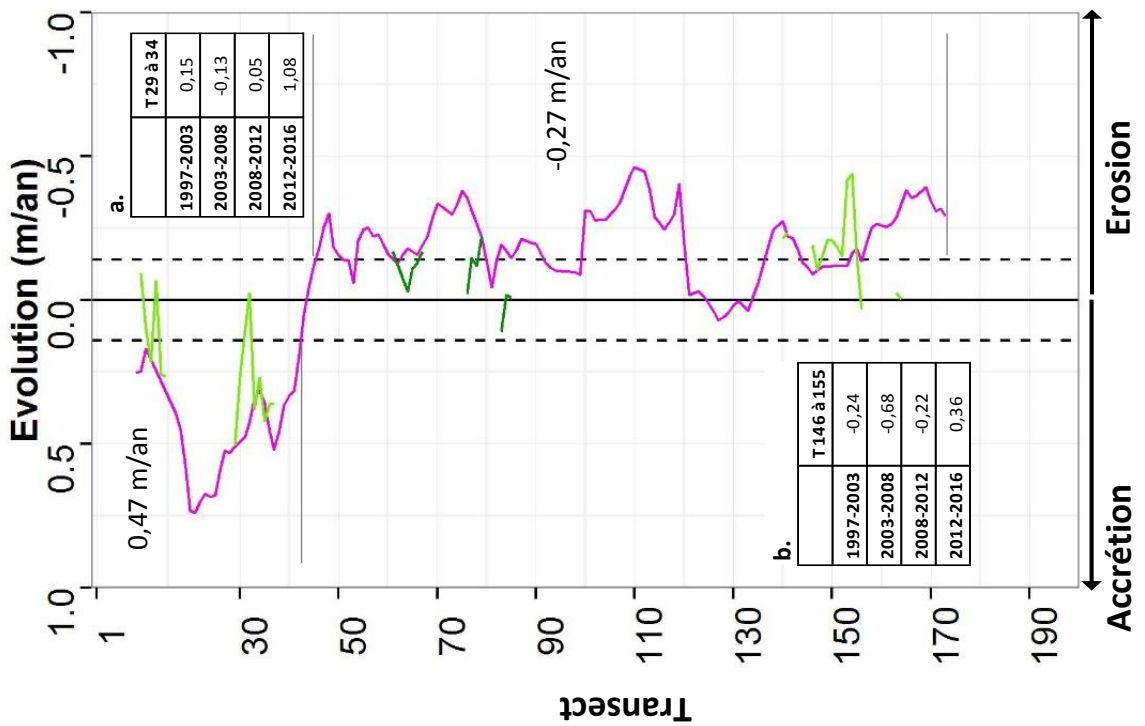


Figure 7-4: Taux d'évolution du trait de côte (à gauche) et localisation des transects étudiés (à droite) de Grand Fond

L'évolution de la limite de rivage a été comparée avec les tendances obtenues à partir des données topographiques à moyen terme (Tableau 7-1). L'évolution de la ligne de pied de plage donne des valeurs cohérentes excepté pour GFS. Ce profil a peu évolué depuis 2000. On peut supposer que la présence du beach-rock sur une large portion de l'estran a engendré une confusion sur l'interprétation de la limite du pied de plage.

Tableau 7-1: Comparaison des évolutions (m) du pied de plage numérisé et déduit des profils topographique de Grand Fond

Profil	Transect	Evolution ligne de pied de plage en (m) incertitude $\pm 1,8$ m	Evolution du bas de plage (m)
AIG	21	14	9
GFN	67/68	-3,6 à -4,2	-3,5
GFS	113	-7,4	-
SGC	154/155	-3,1 à -3,4	-4
SGVC	170/171	-6 à -6,5	-3

7.1.5 Ermitage/La Saline:

Ici la limite étudiée est la ligne de ravage instantané en raison du caractère arboré de la limite de végétation et de l'impossibilité d'interpréter la limite de pied de plage qui se distingue peu de la dépression d'arrière-récif. Son évolution diachronique entre 1997 et 2016 rejoint les tendances montrées au chapitre 6. Le taux d'évolution de la limite du pied de plage est de 0,47 m/an (Figure 7-6). On observe ici que la progradation de la plage n'est pas homogène tout le long de ce linéaire. Les taux d'érosion/accrétion oscillent fortement de façon régulière. Ainsi on observe une zone d'accrétion tous les 300 m alors que la ligne de rivage montre globalement un recul. De même à La Saline on retrouve ces oscillations du tracé de la ligne de rivage alternant entre zone en accrétion et zone en érosion tous les 500 m. L'existence de cellules hydrosédimentaires à petite échelle est un facteur d'explication plus que probable au regard de la circulation intra-récifale mise en évidence par Cordier (2007) dans la zone de La Saline.

Une comparaison avec les tendances obtenues à partir des données topographiques à moyen terme est présentée en tableau 7-2. Les valeurs obtenues sont cohérentes excepté à HRE, VVF et GOP. Pour les deux derniers, les valeurs indiquées se situent dans la marge d'incertitude, elles doivent donc être considérées avec précaution. Au transect 114 dans le secteur du profil HRE, la valeur paraît surestimée

par rapport à l'évolution topographique du profil qui montrait une relative stabilité de l'estran inférieur.

Tableau 7-2: Comparaison des évolutions (m) du pied de plage numérisé et déduit des profils topographique de l'Ermitage/ La Saline

Profil	Transect	Evolution ligne de rivage instantané en (m) incertitude $\pm 1,6$ m	Evolution du bas de plage (m)
BRI	21/22	+9 à +10	+8
HRE	114	+5	0
VVF	180	-2	+1
GOP	256	+2,87	0
MNS	314/315	0	0
ONF	355	+0,5	0
APEP	487	+1,8	+2

L'évolution de la limite de végétation basse apparaît bien corrélée à l'évolution de la limite de rivage instantané. Dans la section nord de l'Ermitage l'évolution de la limite de végétation rampante montre cependant des pics d'évolution localisés traduisant des influences anthropiques. De nombreux sentiers d'accès à la plage incisent le couvert végétal ras dans cette partie du littoral (figure 7-5). Ils sont le

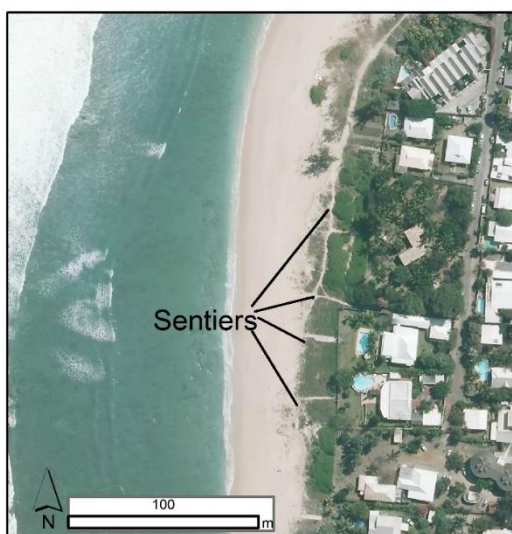


Figure 7-5 Sentiers littoraux long-shore ou cross-shore incisant le couvert végétal de la dune côtière

résultat d'un piétinement important ou le résultat d'un entretien par les riverains afin de maintenir un accès direct à la plage. La dynamique de recolonisation de ces sentiers par la végétation rampante à croissance rapide (plusieurs mètres par mois) peut être responsable de la mesure de ces pics d'évolution. Dans le secteur de La Saline, le taux d'évolution de la limite de végétation est supérieur à celui de la ligne de rivage entre les transects 500 et 550 (Figure 7-7). L'évolution périodique de celle-ci montre une croissance rapide sur la période 2012-2016 avec +1,68 m/an alors qu'elle était en régression sur les périodes de 2003-2008 et 2008-2012.

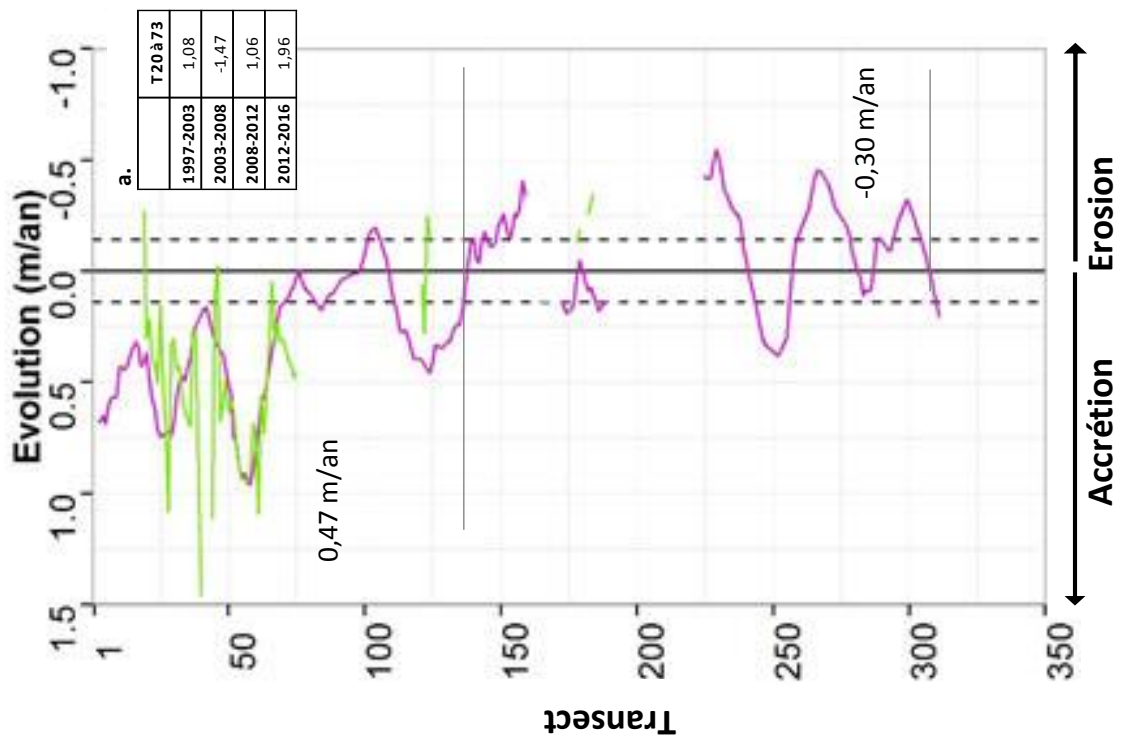
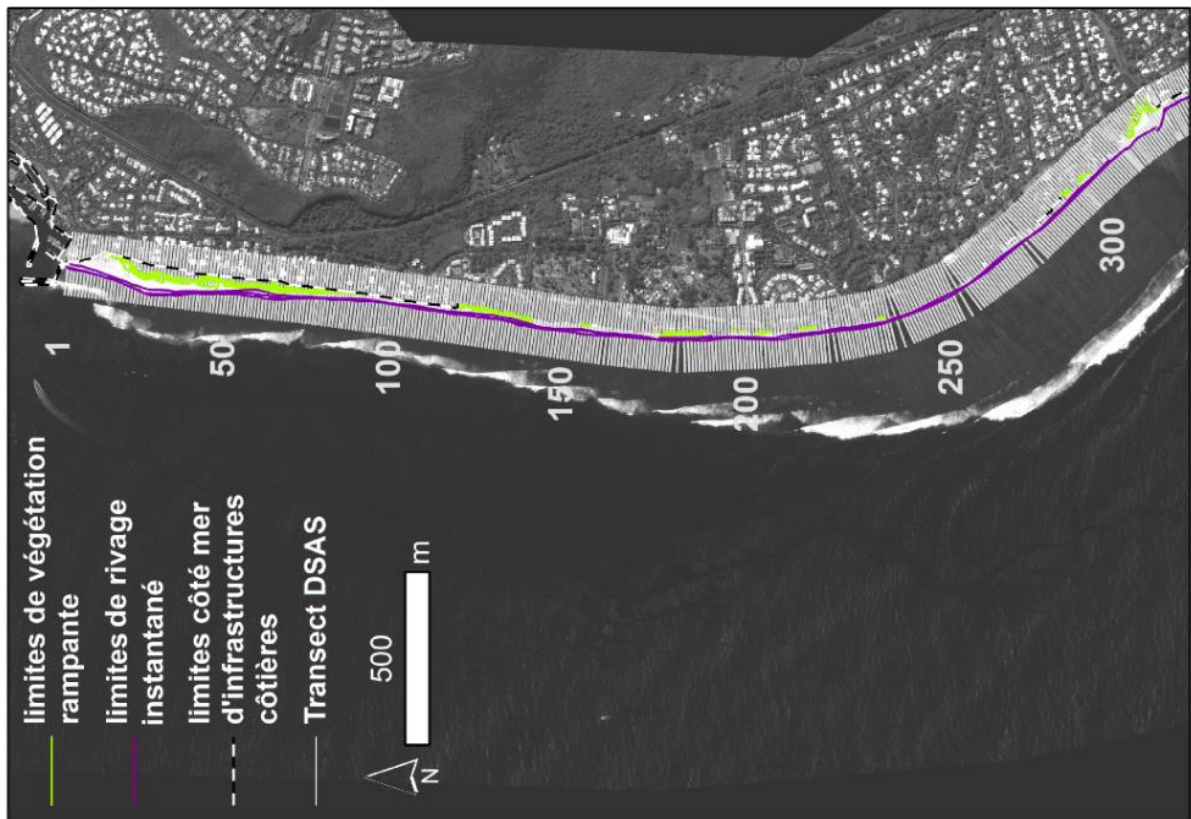


Figure 7-6: Taux d'évolution du trait de côte (accrétion/érosion), évolution périodique de la ligne de végétation buissonnante (à gauche) et localisation des transects étudiés (à droite) de l'Ermitage

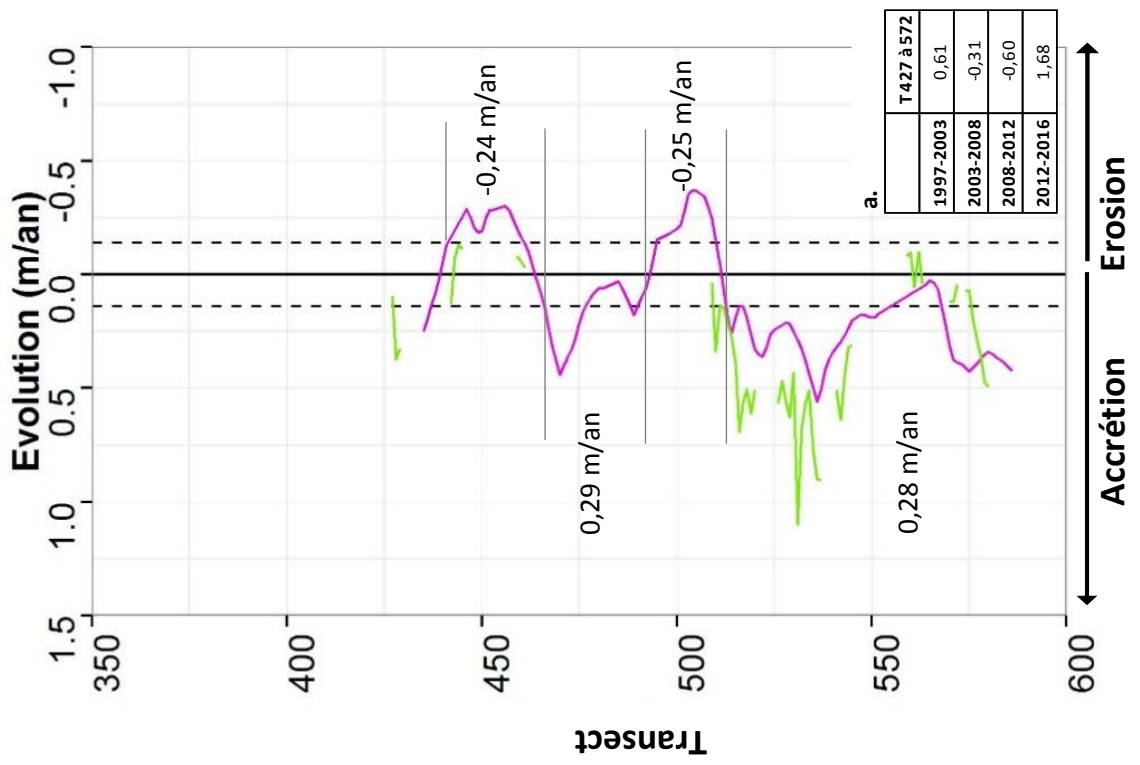
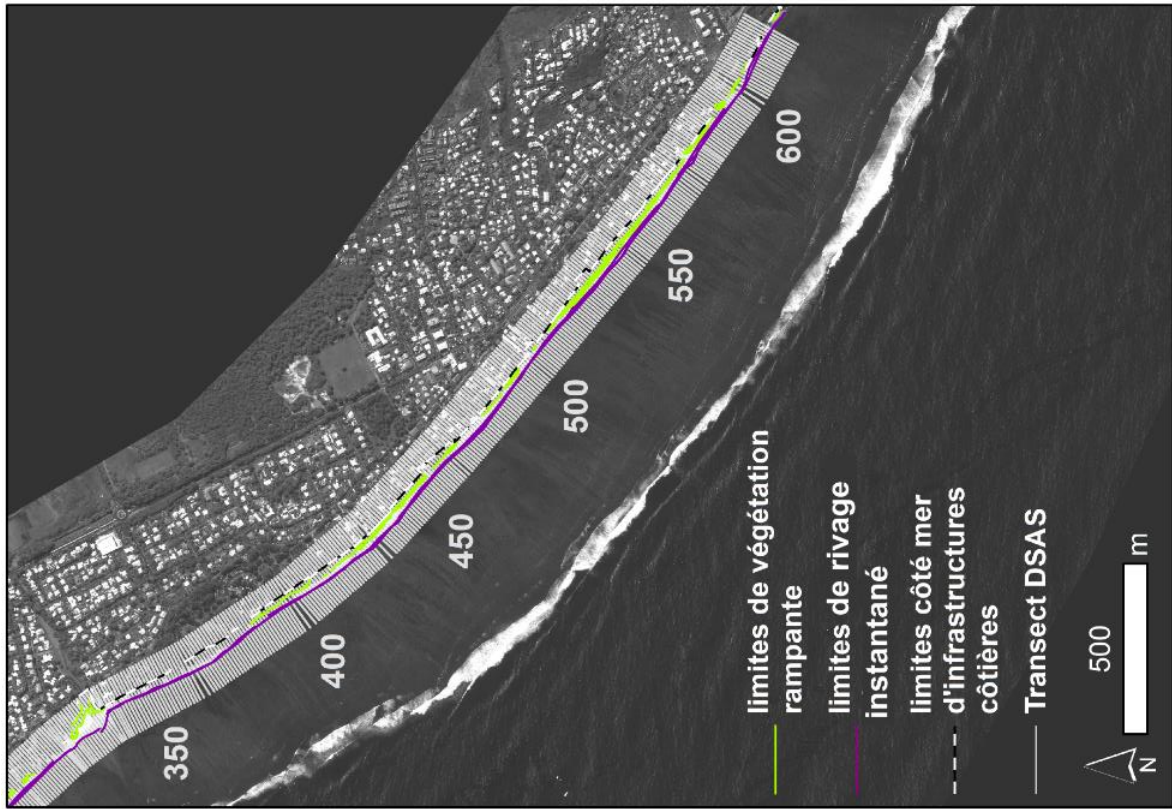


Figure 7-7: Taux d'évolution du trait de côte (accrétion/érosion), évolution périodique de la ligne de végétation buissonnante (à gauche) et localisation des transects étudiés (à droite) de La Saline

7.2 Caractérisation de la dynamique de la limite de végétation arbustive

Dans la zone de l'Ermitage, une forêt de filaos plantée occupe le haut et l'arrière plage sur un linéaire de 2 km. La position planimétrique des troncs permet de tracer une ligne de rivage discontinue plus significative que la limite de la canopée (Figure 7-8). La position des troncs peut être utilisée comme traceur du recul de la position du rivage. Cet arbre de bois dur à longtermes été considéré comme fixateur de dune par sa capacité de brise vent. En contexte de recul du trait de côte il est surtout perçu comme un activateur de processus car :

- Il augmente 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 de par leur absence d'absorption de l'énergie des houles au moment du déferlement contrairement aux matériaux meubles.
- Il empêche le développement d'une végétation rase rampante, herbacée ou d'arbustes fixatrice de dune par l'acidité de ces aiguilles (Sealey, 2006). Le tapis d'aiguilles ne peut en aucun cas remplacer ces formations végétales dans la fixation des dunes à l'Ermitage. L'absence de végétation de sous-bois favorise un usage balnéaire non maîtrisé sur pratiquement toute son étendue.

La localisation des troncs des arbres présentant un affouillement peut être utilisée comme traceur de l'érosion verticale et horizontale : l'arrachement lors d'évènements paroxysmaux ou par intervention humaine en cas de risque se traduit dans le recul de la ligne de végétation. L'affouillement des racines traduit une perte volumique donc une érosion verticale.

Afin d'en analyser la significativité en terme de signature de la cinématique du trait de côte, les données concernant la localisation des troncs et la mesure des affouillements sont superposées aux orthophotographies de l'IGN de 1997 et/ou à l'image Pléiades de 2016 géoréférencée (Figure 7-8). Aucune indication d'évolution significative ne peut être produite à partir de la simple superposition de la localisation des troncs et d'une limite de végétation. Localement, cependant, la canopée peut paraître moins dense attestant sans doute de la disparition de quelques individus.

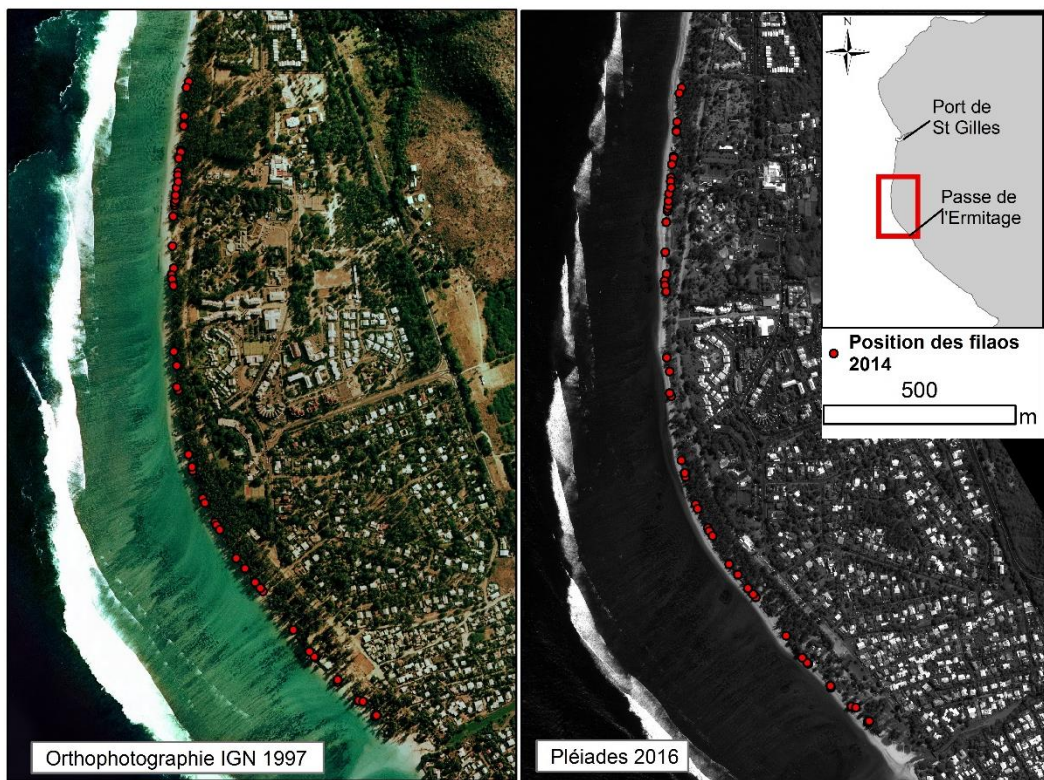


Figure 7-8: Comparaison de la position de la limite de végétation arbustive à l'Ermitage mesurée par la localisation des troncs en 2014, l'orthophotographie IGN de 1997 et l'image Pléiades de 2016.

Les mesures d'affouillement réalisées montrent qu'il suit un gradient sud/nord (Figure 7-9). La diminution de la hauteur de la plage avoisine les 2,5 m à proximité de la Passe de l'Ermitage. A partir des suivis topographiques il a été déterminé que la phase érosive dans ce secteur est antérieure aux années 90. Ces filaos apparaissent déjà sur les photographies aériennes anciennes. Ils sont restés en place pendant au moins 20 ans malgré une importante érosion de la plage. Dans le secteur VVF/GOP le suivi historique montre un recul du haut de plage de l'ordre de 3 m entre janvier 2006 et Juin 2010.

Les profils topographiques ont permis de caractériser la morphologie de la plage masquée par la végétation arbustive (Figure 7-10). Au nord les profils Erm 1 et Erm 2 présentent un profil convexe sans signe d'érosion apparente. Pour les autres profils Erm 3 à Erm 9, la limite supérieure de l'estran est marquée par une rupture de pente. Elle permet de délimiter largeur de l'estran à environ 20-25m. Cette rupture de pente prend la forme d'un talus d'érosion sur les profils Erm 4 et Erm 5. Elle coïncide avec la position actuelle de la limite de végétation pour les autres profils Erm 3, 7, 8 et 9. Localement, cette limite peut être localisée sur l'estran quelques mètres du haut de plage comme sur le profil Erm 6 où la limite de végétation est située 5 m en avant du haut de plage. Enfin dans le secteur de la Passe

de l'Ermitage, bien que la position du filao coïncide avec la limite du haut de plage, le système racinaire permet de statuer sur une ancienne altitude de la dune qui était 2 m plus haut (profil Erm 2, Figure 7-10). Cependant, en l'absence d'une dimension temporelle, aucune tendance d'évolution ne peut être dégagée de cette mesure.

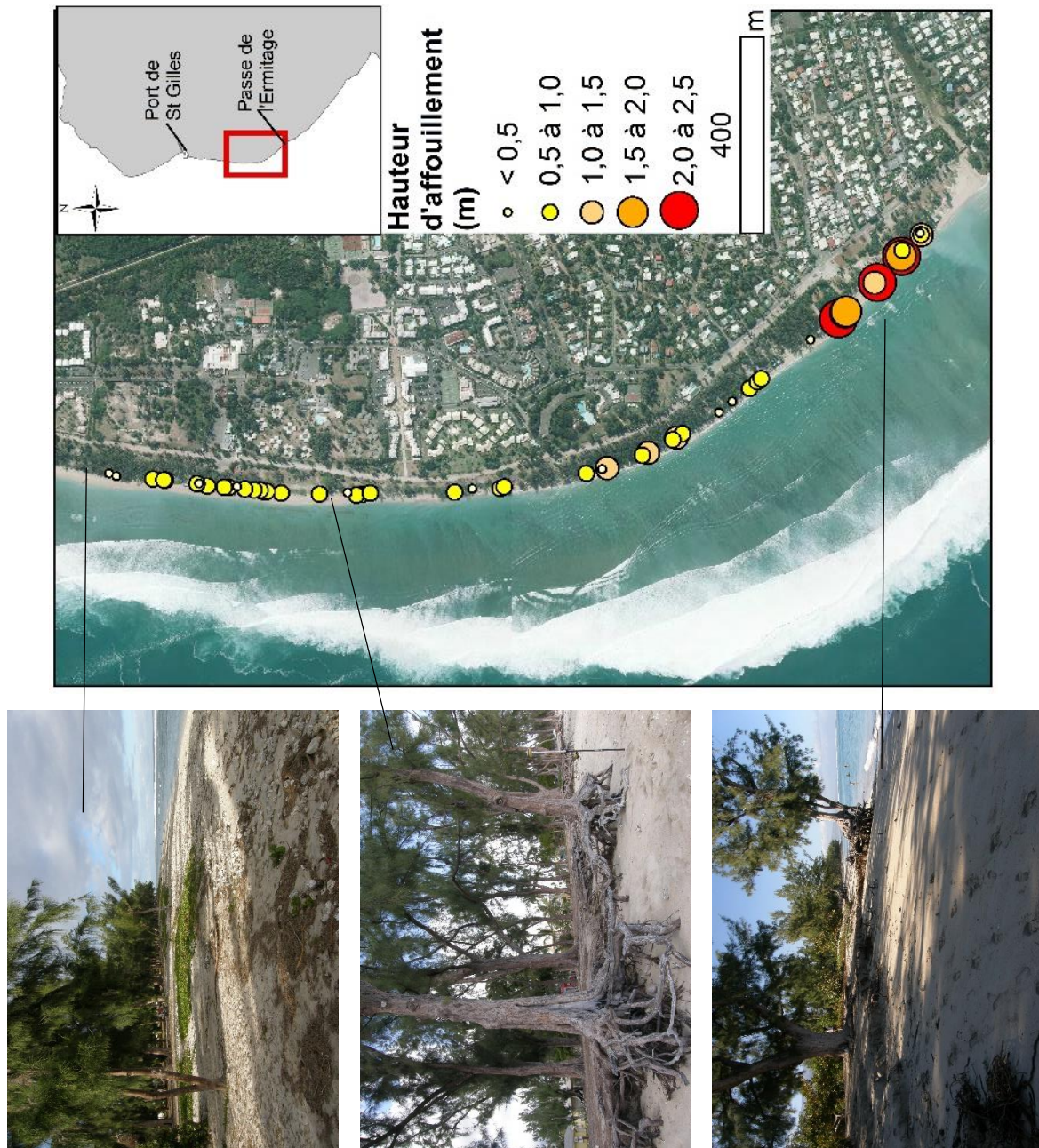


Figure 7-9: Caractérisation de l'affouillement des systèmes racinaires

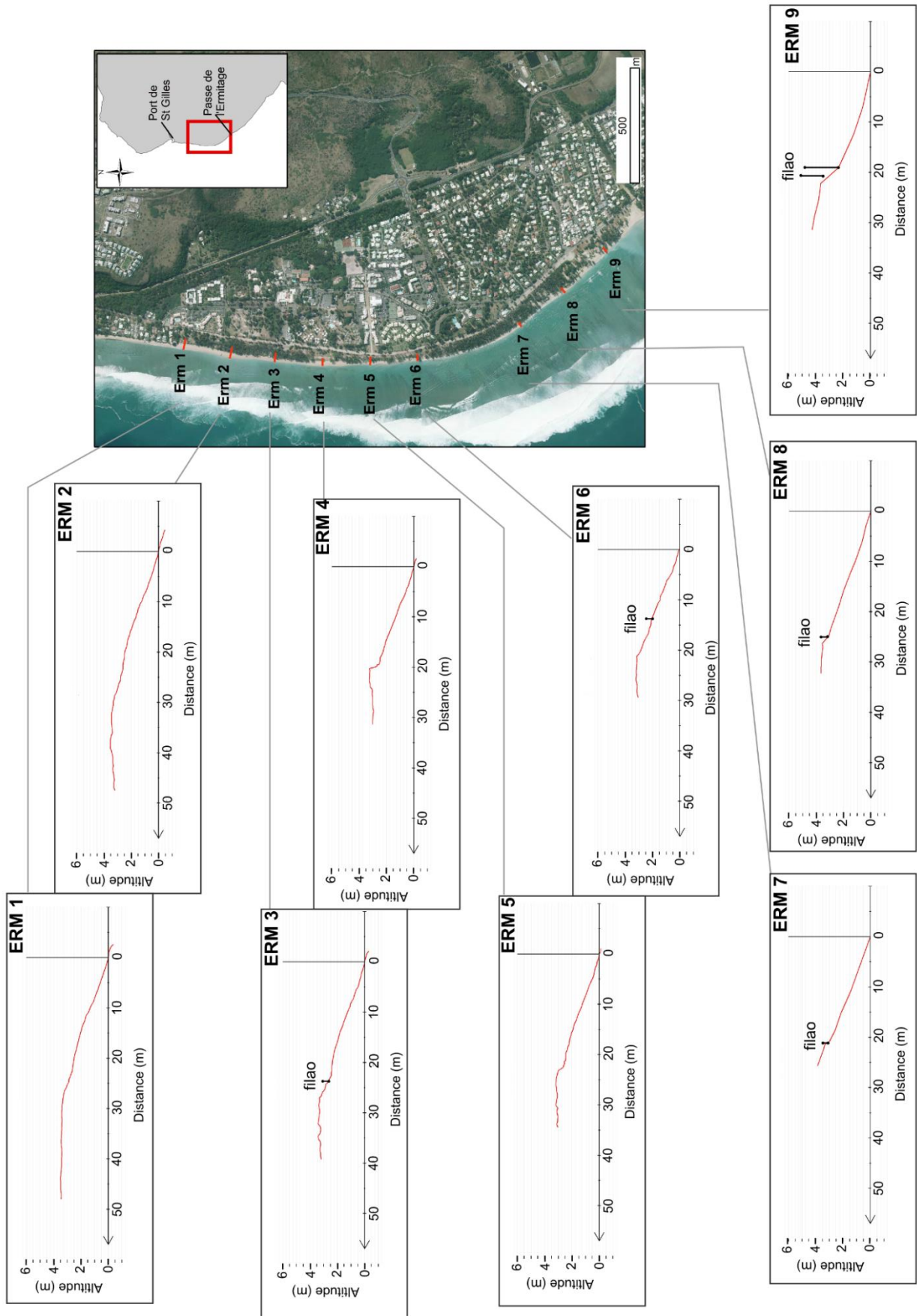


Figure 7-10: Caractérisation topographique du trait de côte en contexte arboré.

7.3 Discussion

Le bilan de l'évolution du trait de côte entre 1997 et 2016 montre la même tendance que les résultats obtenus à partir de l'étude des bilans volumiques. Cependant, l'approche spatialisée a apporté une information plus fine de l'évolution du trait de côte à l'échelle des compartiments. Les variations longitudinales de la cinématique du pied de plage et de la limite du rivage alternant entre zone d'érosion et d'accrétion dénotent l'influence possible des cellules hydrosédimentaires. Dans le récif frangeant de La Saline, elles ont été mises en évidence par Cordier (2007) sur le trait de côte. Il a montré l'existence de trois cellules au sud de la Passe de l'Ermitage. Ce phénomène n'est pas mis en évidence par les suivis topographiques car la largeur des cellules (env. 500m) est inférieure à l'espacement entre les profils de plage (env. 1km).

L'étude de la cinématique du trait de côte a reposé essentiellement sur l'interprétation de la limite du pied de plage. Le caractère arboré empêche la production d'un indicateur capable d'enregistrer la cinématique du trait de côte à moyen terme au vu de la vitesse de processus observés entre 1997-2016. L'information apportée par la limite de végétation rampante est trop partielle pour permettre de déterminer l'évolution sur l'ensemble d'un compartiment. Toutefois, son évolution est corrélée avec celle du pied de plage sur des secteurs en dynamique de progradation c'est-à-dire à l'extrémité nord du compartiment de l'Ermitage (aux Brisants) et à La Saline. Cette dynamique de progradation est confirmée par les suivis topographiques et la limite du pied de plage.

Plus généralement une évolution positive de la limite de végétation rase ne traduit pas nécessairement une avancée du trait de côte (Robin, 2002). Elle est ici soumise à des variations saisonnières qui comprennent à la fois l'influence des houles cycloniques et australes ainsi que du climat (assèchement de la végétation en été austral ou lors d'années plus sèches). L'impact des houles notamment cause des reculs brutaux pouvant atteindre des dizaines de mètres et la végétation peut être totalement rasée ou recouverte par des apports de sable (comme ce fut le cas aux Brisants après Bėjisa). Elle peut mettre plusieurs mois avant de recoloniser la plage. Pour évaluer cette incertitude, il est généralement nécessaire de prendre en compte les antécédents météo-marins pour chaque date (Juigner *et al.*, 2012). Cependant, comme nous l'avons vu au chapitre précédent, les houles sont soumises à une forte variabilité intra et inter-annuelle. En l'absence d'information sur les surcotes engendrées par ces houles au sein du récif, il n'est pas possible actuellement d'établir un seuil d'évènement impactant pour la limite de végétation.

De même, la limite du pied de plage est soumise à une variabilité liée à l'impact des houles cycloniques en particulier pour les plages possédant une berme. Comme nous l'avons vu précédemment au chap.

5, ces morphologies sont les plus remaniés sous l'effet des houles qui peuvent provoquer un élargissement de la plage de plusieurs mètres comme ce fut le cas par exemple à Cap Champagne ou aux Brisants après Béchisa (2014). La variabilité inter et intra-annuelle de la position du pied de plage à Cap Champagne est de l'ordre de 7 m entre 2012 et 2015 (Figure 7-11). Un suivi à haute fréquence permettrait de s'affranchir sur le long terme des variations saisonnières associées à certaines morphologies de plage.

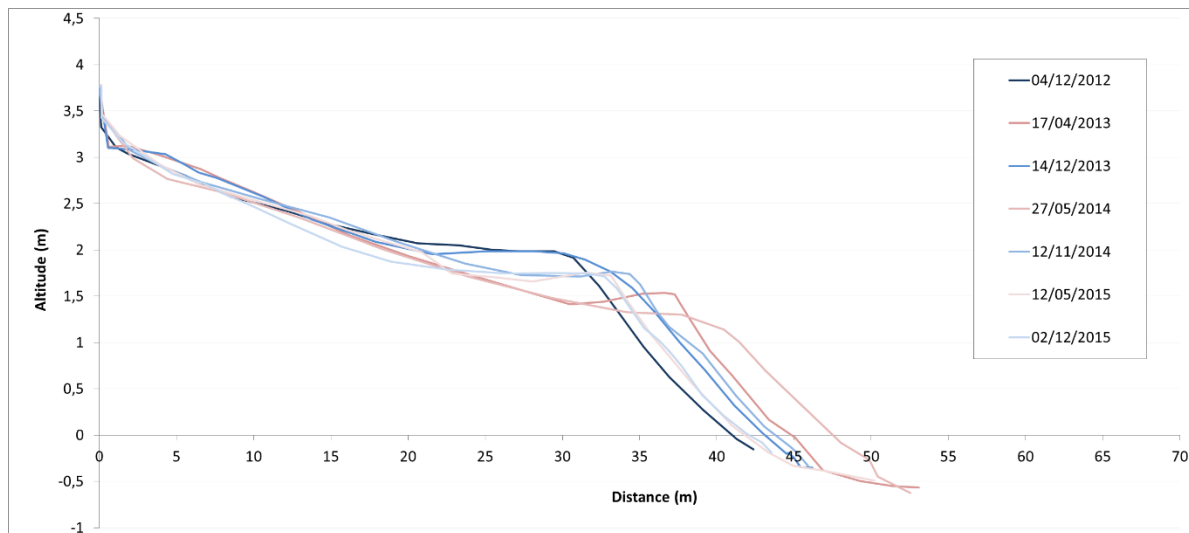


Figure 7-11: variabilité morphologique de l'estran inférieur du profil Cap Champagne Nord (CCN) entre 2012 et 2015

Toutefois cette limite de pied de plage s'est révélée impossible à suivre en contexte de récif frangeant où il est matérialisé par une rupture de pente entre la plage et la dépression d'arrière-récif non perceptible sur les clichés de type orthophotographie de l'IGN en raison de la forte réflectance des sables blancs corallien. Les améliorations de constates qu'elles subissent pour en faire de « belles images de la Terre » abouti à la saturation des réflectances sur ces formations. La limite de rivage instantané prise comme alternative doit dans ce cas être corrigée des effets de la marée. Ici les écarts planimétriques engendrés (jusqu'à 2 mètres) ne sont pas négligeables, même en contexte microtidal d'arrière-récif. Il est d'autant plus important d'en tenir compte pour un suivi à haute fréquence.

A très haute résolution spatiale et temporelle, le suivi de la limite de végétation arbustive n'est pas adaptée. D'une part sa numérisation à partir des orthophotographies a été ici problématique en raison du phénomène d'ombre portée et du déport de la canopée qui comme les autres structures verticales peut être en outre déformée par l'angle d'acquisition des clichés. Cette incertitude n'est jamais considérée ou évoquée dans les études utilisant cette limite car elle concerne peu de littoraux arborés.

Même si la limite de végétation coïncide avec la position actuelle du haut de plage, elle ne permet de suivre l'évolution du trait de côte que de façon différée. Les vitesses d'évolution n'ont pas de sens car son évolution se fait par à-coups et ne traduit pas la cinétique d'évolution du trait de côte. C'est pourquoi elle est utilisée dans la littérature pour suivre l'évolution basse fréquence. Cependant les observations faites localement montrent d'une part que le recul de la végétation ne se fait pas de façon homogène le long du linéaire (elle ne recule pas d'un seul front). D'autre part cette limite peut ne pas évoluer dans la direction planimétrique pendant plusieurs dizaines d'années. Cela pose la question du seuil de détectabilité temporel du recul du trait de côte à partir de cette limite de végétation. L'évolution dans la dimension verticale est donc plus rapide que dans la dimension planimétrique.

Dans le cas de l'utilisation des orthophotographies de l'IGN, avec une période de revisite de 5 ans, l'incertitude le positionnement de la limites du pied de plage et de végétation rampante peut être supérieure à la dynamique réelle. Les données satellitaires à très haute résolution spatiale de type Pléiades offrent dans ce sens plus de souplesse au niveau de l'échantillonnage temporel. Les images Pléiades possèdent une résolution spatiale compatible avec les orthophotographies. L'inscription du suivi du trait de côte dans le programme Kalidéos Réunion (CNES) permettent d'avoir accès à des acquisitions temporelles plus fines (annuelles, évènementielles).

Conclusion du chapitre 7

Le suivi spatialisé de la dynamique du trait de côte entre 1997 et 2016 apporte une bonne vision de l'évolution sur les 19 dernières années. L'évolution du trait de côte est de l'ordre de -0,25 à -0,42 m/an pour les côtes en érosion et de 0,23 à 0,47 m/an pour les côtes en accrétion. Les taux d'évolution ne sont pas homogènes le long du linéaire côtier. Il est sous l'influence de cellules hydrodynamiques gouvernées par la morphologie récifale. Cela n'avait pas été mis en évidence par les profils de plage qui ne suivent que ponctuellement l'évolution du rivage. Cette approche s'est révélée être complémentaire du suivi de terrain.

Cependant, cette étude de la cinématique du trait de côte à partir des données d'imagerie a, dès le choix du protocole, imposé une réflexion autour des indicateurs pertinents à suivre. Plus précisément, la diversité des indicateurs existants invite à orienter la question dans le sens du paramètre que l'on souhaite mesurer. L'étude du trait de côte par imagerie ne suit qu'une ligne dans la dimension planimétrique pourtant l'évolution dans la dimension verticale est souvent plus perceptible. De même, les indicateurs peuvent avoir leur propre cinétique d'évolution, indépendantes de celle du trait de côte qui ne rend celle-ci détectable qu'à partir d'un certain seuil.

Conclusion générale

Les plages récifales comme les récifs auxquels elles sont adossées sont des milieux à forts enjeux. Leur grande valeur écologique et paysagère, les fortes pressions anthropiques, leur forte vulnérabilité potentielle au changement climatique devraient se traduire par une volonté de maintenir les processus dynamiques responsables de leur construction. Les recherches scientifiques disciplinaires et interdisciplinaires visant à mieux comprendre cet environnement complexe ainsi que la mise en réserve des récifs coralliens vont dans ce sens. Cependant, on constate que les plages récifales restent le « parent pauvre ». Peu d'études portent sur les processus responsables de l'érosion de ces modelés et encore moins quantifient la cinématique en cours. Aucun bilan fiable à l'échelle de la planète n'est à ce jour possible pour ces environnements bioclastiques tant le nombre d'études portant sur ces milieux est faible.

Associé à un contexte de forte anthropisation et à un récif dégradé, les plages d'arrière-récif de La Réunion ont ainsi été déclarées en érosion pour la première fois il y a 30 ans. Malgré des suivis initiés à la même période aucun processus n'avait abouti véritablement à des bilans quantifiés. Avec l'intégration en 2012 dans le SOERE « Trait de côte et aménagement des littoraux » et la labellisation en SNO « Dynamique du Littoral et du Trait de Côte (Dynamit) en 2014, le suivi topographique des plages a repris en valorisant les suivi historiques mais avec l'introduction de nouvelles techniques de mesure. La révision de ces protocoles répond aux besoins de l'observatoire national en termes de fiabilité des données. L'ensemble des suivis ont permis de constituer à ce jour une base de données topographiques sur jusqu'à 24 années. Ces jeux de données sans précédent classent aujourd'hui les plages de La Réunion comme un des rares cas (voir unique cas) de plage d'arrière-récif intégrée dans un observatoire labellisé sur le long terme. Ces démarches sont importantes dans le domaine de la géomorphologie littorale pour la compréhension des processus morphodynamiques côtiers. Dans le contexte local, son intérêt en ressort renforcé par les apports de cette étude.

En effet, même si la tendance générale à l'érosion et le rôle des houles cycloniques et australes comme responsables de la dynamique morphosédimentaire des plages coralliennes ont déjà été évoquées par les précédentes études, aucune d'entre elles n'avait jusqu'à présent quantifié les processus morphosédimentaires en cours. En exploitant les chroniques de données topographiques historiques et les suivis récents par GPS différentiel, l'étude a permis de quantifier les processus à l'échelle de cinq compartiments de plage étudiés de Cap Champagne à Trou d'Eau. Deux échelles de temps ont été investigués, le court et le moyen terme.

L'analyse à court terme a constitué l'objet du chapitre 5 la réponse morphosédimentaire des plages à des événements de houle cyclonique et houle australe a été étudiée. L'étude des variations de la morphologie et des bilans sédimentaires a révélé une variabilité spatiale du caractère morphogène des houles en fonction de différents critères dont l'état préexistant des plages, l'orientation relative de la côte par rapport aux houles incidentes, du degré de protection par le récif corallien ainsi que de l'influence de la morphologie récifale. L'intensité et la durée des conditions de houles sont également des critères déterminants. Les houles cycloniques de 2013 à 2014 associées à chaque fois à un même type de trajectoire ont été impactantes sur l'ensemble des zones faiblement protégées par le récif mais de façon hétérogène à l'échelle d'un même compartiment. La réponse morphosédimentaire des épisodes de houle australe d'août 2013 et de juin 2014 s'est révélée atténuée par les impacts précédents des houles cycloniques. Après un épisode, les mécanismes de résilience varient en fonction de l'intensité de la réponse morphosédimentaire aux forçages. Le temps de cicatrisation des plages est variable et reflète l'influence de processus localisés et des conditions de houles dans les mois suivants les épisodes paroxysmaux. Les houles australes ont à la fois favorisé et retardé le processus de cicatrisation.

La forte occurrence d'épisodes de houle cyclonique et australe sur la côte ouest a invité à se questionner sur leur rôle à moyen terme dans la dynamique des plages. L'influence de la variabilité des conditions de houles à moyen terme sur la dynamique morphosédimentaire a ainsi été analysée dans le chapitre 6. A l'échelle des 17 à 24 dernières années, l'analyse a mis en évidence le rôle prédominant des événements paroxysmaux dans le façonnement de ces plages. Aussi bien la fréquence que l'intensité des épisodes de houle sont apparues déterminantes. Si des épisodes forts ont durablement marqué la morphologie de l'estran supérieur, l'estran inférieur en revanche est plus influencé par la succession fréquente d'épisodes faibles à modérés. A ces forçages s'ajoute l'influence de la dérive littorale qui permet à certains secteurs de bénéficier d'apports sédimentaires mais à la faveur de l'érosion de secteurs adjacents. La contribution des apports sédimentaires contemporains en contexte dégradé du récif ne peut être mise en évidence ici. Elle doit faire l'objet d'autres investigations dans le domaine de la sédimentologie.

Cette occurrence questionne aussi sur la pertinence de l'utilisation du terme de résilience dès lors que les phénomènes paroxysmaux sont récurrents et entrent donc dans le cycle de vie de la plage. Le terme de résilience ne devrait-il pas être réservé à une possible reconstruction associée à un événement paroxysmal d'exception ?

L'étude de la cinématique du trait de côte présentée au chapitre 7 est venue compléter les informations apportées par l'étude de la morphologie et des bilans sédimentaires. L'évolution du trait de côte à moyen terme apparaît gouvernée par les cellules hydrosédimentaires fonctionnant sur quelques centaines de mètres de large. Leur existence avait été révélée par une étude précédente sur la circulation récifale dans le récif frangeant de La Saline (Cordier, 2007). Ce fonctionnement n'était pas apparu à partir des suivis topographiques qui n'apportent qu'une information ponctuelle. Les indicateurs pied de plage et limite de rivage instantané se sont montrés pertinents dans l'analyse diachronique à moyen terme plus que la limite de végétation rampante ici trop soumise à l'influence anthropique. Un suivi haute fréquence apparaît plus adapté pour déceler des tendances à long terme. Ces résultats démontrent en outre la nécessité d'une complémentarité avec des données de terrain pour garantir une interprétation juste.

Les résultats de cette thèse ont ainsi contribué à affiner la connaissance de la dynamique des plages récifales de La Réunion. Ces suivis sont réalisés sur l'ensemble des plages coralliennes de La Réunion de Cap Champagne à Grand Anse (12 compartiments au total). Cette étude n'a traité qu'une partie des suivis sur 5 compartiments sélectionnés. L'exploitation des résultats sur les autres sites qui bénéficient maintenant d'un protocole bien encadré constitue une première suite à cette étude.

Pleinement intégré dans l'OSU-Réunion cette thématique du trait de côte bénéficie aujourd'hui du soutien de l'UMS 3365 de l'OSU à travers le recrutement d'un technicien de terrain en octobre 2016 et le soutien de l'équipe informatique de l'OSU sur les infrastructures de données spatiales (IDS). La diffusion des données constituant avec la normalisation des protocoles l'autre volet et intérêt des labels SOERE, SNO et IR.

Parmi les thématiques de recherche à investiguer, il existe différentes perspectives d'étude qui constituent déjà ou peuvent constituer les axes de l'observatoire. En particulier, l'analyse des conditions de forçage entre houles cycloniques et houles australes doit être approfondie. Des mesures des conditions hydrodynamiques intra-récifales générées par ces événements apporteraient des informations précieuses sur les niveaux d'eau en pied de plage ou encore sur la courantologie récifale à l'échelle de chaque compartiment. Dans ce domaine, le déploiement de systèmes de caméras vidéo pour l'étude des conditions hydrodynamiques offre une alternative intéressante pouvant être facilement déployés sur plusieurs sites et permettant l'acquisition de séries temporelles longues (Kroon *et al.*, 2007). Un système de ce type a été envisagé en 2014, les prémisses d'un test par le Laboratoire Domaine Océanique (LDO) sur le poste MNS de l'Ermitage n'ont pas encore débouché sur un système opérationnel à ce jour.

L'état de l'art présenté au premier chapitre avait clairement démontré le rôle prédominant du facteur biologique dans les processus physiques et sédimentaires du système corallien. L'influence biologique sur la dynamique morphosédimentaire des plages n'a pas été étudiée ici mais il est évident que cette question doit être investie par des équipes interdisciplinaires. Le bilan sédimentaire des plages bioclastiques doit intégrer une quantification des sources et puits de sédiments. Dans cet objectif, la capacité de production et de transfert des sédiments carbonatés vers la plage doit être étudiée pour tenter d'expliquer l'évolution actuelle du trait de côte dans une perspective de modélisation ultérieure des effets du changement global. La nécessité d'une démarche interdisciplinaire est depuis longtemps évoquée par les géomorphologues qui travaillent sur les systèmes coralliens (Guilcher, 1954). La Réunion constitue dans ce domaine un terrain de recherche privilégié car l'évolution du récif corallien est très étudiée par les biologistes. Cependant, comme l'a récemment montré Lemahieu (2015) l'absence de protocole d'échantillonnage spatio-temporel commun constitue une limite à la démarche interdisciplinaire. Des projets en cours dans le domaine de la télédétection pourraient y remédier. Le projet HYScores (Cartographies hyperspectrales appliquées aux écosystèmes coralliens et à leur état de santé), dont les résultats sont en cours de publication, a réalisé une analyse comparée 2009 – 2015 d'indicateurs de l'état de santé récifal à partir d'images hyperspectrales. L'utilisation de ce type d'information spatialisée constitue un avantage certain dans notre contexte puisqu'il permet de spatialiser l'information et de pallier ainsi aux manques de concordance des suivis de terrain entre les différentes disciplines de recherche.

Ces différentes perspectives de recherche bénéficient aujourd'hui du contexte favorable de la mise en observatoire pérenne qui a démontré tout son intérêt ici et qui le démontrera encore à l'avenir.

Références bibliographiques

- Ahamada, S., Bigot, L., Bijoux, J., Maharavo, J., Meunier, S., Moyne-Picard, M. et Paupiah, N. (2002) Status of coral reefs in the south west Indian Ocean island node: Comoros, Madagascar, Mauritius, Reunion and Seychelles. *In* Wilkinson, C.W. (dir.), *Status of Coral Reefs of the World*. (p. 79–100). IUCN, Townsville.
- 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 of London B: Biological Sciences*, vol. 276, n°1669, p. 3019–3025.
- Andrews, J. C. et Pickard, G. L. (1990) *The physical oceanography of coral-reef systems*, p. 11–48.
- Aunay, B., Bès de Berc, S., Chateauminois, E., Rey, A., Schuller, L., Thirard, G. et Vincent, C. (2014) Impacts du cyclone BEJISA sur l'île de la Réunion. *Compte rendu des observations réalisées en janvier 2014*. (No. Rapport BRGM/RP-63149-FR) (p. 93).
- Bandy, O. L. (1963) Foraminiferal Biofacies in Sediments of the Gulf of Batabano, Cuba: ABSTRACT. *AAPG Bulletin*, vol. 47, n°2, p. 349–350.
- Baptista, P., Bastos, L., Bernardes, C., Cunha, T. et Dias, J. (2008) Monitoring Sandy Shores Morphologies by DGPS—A Practical Tool to Generate Digital Elevation Models. *Journal of Coastal Research*, vol. 24, n°6, p. 1516–1528.
- 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*, vol. 468, p. 1138–1153.
- Bascom, W. N. (1953) Characteristics of natural beaches. *Coastal Engineering Proceedings*, vol. 1, n°4, p. 10.
- Battistini, R., Bourrouilh, F., Chevalier, J. P., Coudray, J., Denizot, M., Faure, G., Fisher, J. C., Guilcher, A., Harmelin-Vivien, M., Jaubert, J., Laborel, J., Masse, J. P., Mauge, L. A., Montaggioni, L. F., Peyrot-Clausade, M., Pinchon, M., Plante, R., Plaziat, J. C., Plessis, Y. B., Richard, G., Salvat, B., Thomassin, B. A., Vasseur, P. et Weydert, P. (1975) *Eléments de terminologie récifale Indo-Pacifique*. *Thetys*, vol. 7, n°1, p. 1–111.
- Bayliss-Smith, T. P. (1988) The role of hurricanes in the development of reef islands, Ontong Java Atoll, Solomon Islands. *Geographical Journal*, p. 377–391.
- Beetham, E. P. et Kench, P. S. (2014) Wave energy gradients and shoreline change on Vabbinfaru platform, Maldives. *Geomorphology*, vol. 209, p. 98–110.
- Berthois, L. (1965) Recherches sur le comportement hydraulique des débris organogènes. *Sedimentology*, vol. 5, n°4, p. 327–342.
- Bird, E. C. F. (1981) *Coastal landform in the humid tropics. Perspectives in Geomorphology (Vol. 1)*. Hari Shanker Sharma.
- Biribo, N. et Woodroffe, C. D. (2013) Historical area and shoreline change of reef islands around Tarawa Atoll, Kiribati. *Sustainability science*, vol. 8, n°3, p. 345–362.

- Birkemeier, W. (1985) Field Data on Seaward Limit of Profile Change. *Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering*, vol. 111, n°3, p. 598-602.
- Birkemeier, W. A. (1979) The Effects of the 19 December 1977 coastal storm on beaches in North Carolina and New Jersey. *Shore and Beach*, vol. 47, n°1, p. 7-15.
- Blaise, E., Suanez, S., Stéphan, P., Fichaut, B., David, L., Cuq, V., Autret, R., Houron, J., Rouan, M., Floc'h, F., Arduin, F., Cancouët, R., Davidson, R., Costa, S. et Delacourt, C. (2015) Bilan des tempêtes de l'hiver 2013-2014 sur la dynamique de recul du trait de côte en Bretagne. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, vol. 21, n°3, p. 267-292.
- Boak, E. H. et Turner, I. L. (2005) Shoreline definition and detection: a review. *Journal of Coastal Research*, p. 688-703.
- Boezennec, N. et Tonnerre-Guérin, M.-A. (1999) La Réunion face aux risques cycloniques. *Les Cahiers Nantais*, n°52, p. 137-144.
- Bonnot-Courtois, C. et Levasseur, J. E. (2002) Reconnaissance de la limite terrestre du domaine maritime. Intérêt et potentialités de critères morphosédimentaires et botaniques. CETMEF/RIVAGES (p. 160). Laboratoire de géomorphologie et environnement littorale.
- Bouchon, C. et Bouchon-Navaro, Y. (1982) Etude d'environnement du lagon du récif de l'Hermitage (Lieu-dit: Go-Payet) (Rapport du Centre Universitaire de La Réunion) (p. 33). Laboratoire de Biologie Marine.
- Braithwaite, C. J. R. (1973) Settling behaviour related to sieve analysis of skeletal sands. *Sedimentology*, vol. 20, n°2, p. 251-262.
- 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*, vol. 207, n°1-4, p. 169-184.
- Brenchley, P. J. et Newall, G. (1970) Flume experiments on the orientation and transport of models and shell valves. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, vol. 7, n°3, p. 185-220.
- Brown, B. E. et Dunne, R. P. (1988) The environmental impact of coral mining on coral reefs in the Maldives. *Environmental Conservation*, vol. 15, n°2, p. 159-165.
- Bryant, E. (1988) Storminess and high tide beach change, Stanwell Park, Australia, 1943-1978. *Marine Geology*, vol. 79, n°3, p. 171-187.
- Calhoun, R. S. et Fletcher III, C. H. (1996) Late Holocene coastal plain stratigraphy and sea-level history at Hanalei, Kauai, Hawaiian Islands. *Quaternary Research*, vol. 45, n°1, p. 47-58.
- Callaghan, D. P., Nielsen, P., Short, A. et Ranasinghe, R. (2008) Statistical simulation of wave climate and extreme beach erosion. *Coastal Engineering*, vol. 55, n°5, p. 375-390.
- 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*, vol. 16, n°4, p. 247-259.
- Castelle, B., Le Corre, Y. et Tomlinson, R. (2008) Can the gold coast beaches withstand extreme events? *Geo-Marine Letters*, vol. 28, n°1, p. 23-30.

- C.E.T.E Méditerranée (1987) Problèmes d'érosion des plages et lagons de Saint Gilles. La Réunion, France : Direction Départementale de l'Équipement de La Réunion.
- Chandramohan, P., Anand, N. M. et Nayak, B. U. (1993) Shoreline dynamics of the Lakshadweep islands. *Indian Journal of Marine Sciences*, vol. 22, p. 198-202.
- Chappell, J. (1980) Coral morphology, diversity and reef growth. *Nature*, vol. 286, p. 249-252.
- Chave, K. E. (1960) Carbonate skeletons to limestones: problems. *Transactions of the New York Academy of Sciences*, vol. 23, n°1 Series II, p. 14-24.
- Chazottes, V., Chevillotte, V. et Dufresne, A. (2004) Caractérisation de la production particulière par l'oursin *Echinometra mathaei* sur les récifs Indo-Pacifiques : influence des peuplements coralliens et implications sur la dynamique sédimentaire. *Geobios*, vol. 37, n°1, p. 13-22.
- Clayton, K. M. (1980) Beach sediment budgets and coastal modification. *Progress in Physical Geography*, vol. 4, n°4, p. 471-486.
- Clément, D. et Morin, G.-A. (2015) Les 50 pas géométriques naturels des outre-mer - Préservation de la biodiversité et maîtrise foncière (No. 14122). Ministère de l'agriculture, de l'agroalimentaire et de la forêt/CGAAER/CGEDD.
- Cohen, O., Dolique, F., Anthony, E. J. et Héquette, A. (2002) L'approche morphodynamique en géomorphologie littorale. *Le littoral: regards, pratiques et savoirs*. Éditions Rue d'Ulm/Presses de l'École normale supérieure, Paris.
- Cohen, O. et Gardel, A. (2011) De l'analyse des cartes anciennes à l'altimétrie laser aéroportée : l'évolution des techniques de suivi du trait de côte. Exemples sur la Côte d'Opale. *Observation des écosystèmes marin et terrestre de la Côte d'Opale : du naturalisme à l'écologie*, Union des Océanographes Français (p. 153-169). Schmitt F.G.
- Collins, M. B. et Rigler, J. K. (1982) The use of settling velocity in defining the initiation of motion of heavy mineral grains, under unidirectional flow. *Sedimentology*, vol. 29, n°3, p. 419-426.
- Comité de Bassin de La Réunion (2014) État des lieux 2013 du district hydrographique de la Réunion- Chapitre 2 (p. 67).
- Cooper, J. a. g., Jackson, D. w. t. et Gore, S. (2013) A groundswell event on the coast of the British Virgin Islands: spatial variability in morphological impact. *Journal of Coastal Research*, p. 696-701.
- Cooper, J. A. G., Jackson, D. W. T., Navas, F., McKenna, J. et Malvarez, G. (2004) Identifying storm impacts on an embayed, high-energy coastline: examples from western Ireland. *Marine Geology*, vol. 210, n°1, p. 261-280.
- Cooper, N. J., Leggett, D. J. et Lowe, J. P. (2000) Beach-Profile Measurement, Theory and Analysis: Practical Guidance and Applied Case Studies. *Water and Environment Journal*, vol. 14, n°2, p. 79-88.
- Cordier, E. (2007) Dynamique hydrosédimentaire du récif frangeant de l'Hermitage/La Saline (La Réunion): Processus physiques et flux sédimentaires (Ph.D. dissertation). Thèse de doctorat, Université de Provence.
- 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*, vol. 55, p. 119-128.

- Cordier, E., Poizot, E. et Méar, Y. (2012) Swell impact on reef sedimentary processes: a case study of the La Reunion fringing reef. *Sedimentology*, vol. 59, n°7, p. 2004–2023.
- Coulbourn, W. T. et Resig, J. M. (1975) On the Use of Benthic Foraminifera as Sediment Tracers in a Hawaiian Bay.
- Coveney, S. et Stewart Fotheringham, A. (2011) Terrestrial laser scan error in the presence of dense ground vegetation. *The Photogrammetric Record*, vol. 26, n°135, p. 307–324.
- Cowell, P. J. et Thom, B. G. (1994) Morphodynamics of coastal evolution. *Coastal Evolution: Late Quaternary Shoreline Morphodynamics*. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom and New York, NY, USA.
- Crowell, M., Leatherman, S. P. et Buckley, M. K. (1991) Historical shoreline change: error analysis and mapping accuracy. *Journal of Coastal Research*, p. 839–852.
- Dail, H. J., Merrifield, M. A. et Bevis, M. (2000) Steep beach morphology changes due to energetic wave forcing. *Marine Geology*, vol. 162, n°2, p. 443–458.
- Darwin, C. R. (1842) *Structure and Distribution of Coral Reefs*: Smith Elder. London.
- Davenport, J. et Davenport, J. L. (2006) The impact of tourism and personal leisure transport on coastal environments: A review. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, vol. 67, n°1–2, p. 280–292.
- Davy, C. (2015) *Analyse du bruit microsismique associé à la houle dans l’océan Indien*. La Réunion.
- De La Torre, Y. et Louzé, J. (2008) *Méthodologie pour l’évaluation et la cartographie des aléas côtiers à La Réunion - Phase 1* (No. BRGM/RP-56365-FR).
- Defeo, O., McLachlan, A., Schoeman, D. S., Schlacher, T. A., Dugan, J., Jones, A., Lastra, M. et Scapini, F. (2009) Threats to sandy beach ecosystems: a review. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, vol. 81, n°1, p. 1–12.
- Delgado, I. et Lloyd, G. (2004) A simple low cost method for one person beach profiling. *Journal of Coastal Research*, p. 1246–1252.
- Dolan, R. et Davis, R. E. (1992) An intensity scale for Atlantic coast northeast storms. *Journal of Coastal Research*, vol. 8, n°4, p. 840–853.
- Dolan, R., Hayden, B. P., May, P. et May, S. (1980) The reliability of shoreline change measurements from aerial photographs. *Shore and Beach*, vol. 48, n°4, p. 22–29.
- Donner, S. D., Skirving, W. J., Little, C. M., Oppenheimer, M. et Hoegh-Guldberg, O. (2005) Global assessment of coral bleaching and required rates of adaptation under climate change. *Global Change Biology*, vol. 11, n°12, p. 2251–2265.
- 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*, vol. 24, n°6, p. 1430–1438.
- Dubois, R. N. (1988) Seasonal changes in beach topography and beach volume in Delaware. *Marine Geology*, vol. 81, n°1–4, p. 79–96.
- Dullo, W.-C. (2005) Coral growth and reef growth: a brief review. *Facies*, vol. 51, n°1–4, p. 33–48.

- Duncan, R. A., Backman, J., Peterson, L. et others (1989) Reunion hotspot activity through tertiary time: Initial results from the ocean drilling program, leg 115. *Journal of volcanology and geothermal research*, vol. 36, n°1, p. 193–198.
- Durand, P. (2002) Approche méthodologique pour l'analyse de l'évolution des littoraux sableux par photo-interprétation. Exemple des plages situées entre les embouchures de l'Aude et de l'Hérault (Languedoc, France).
- Duvat, V. (2007) Typology of coral beaches (Western Indian Ocean) Proposition de typologie des plages coralliennes (océan Indien occidental). *Zeitschrift für Geomorphologie*, vol. 51, n°3, p. 307-325.
- Duvat, V. K. E., Magnan, A. K., Etienne, S., Salmon, C. et Pignon-Mussaud, C. (2016) Assessing the impacts of and resilience to tropical cyclone Bejisa, Reunion Island (Indian Ocean). *Natural Hazards*, vol. 83, n°1, p. p.601-640.
- Eakin, C. M., Morgan, J. A., Heron, S. F., Smith, T. B., Liu, G., Alvarez-Filip, L., Baca, B., Bartels, E., Bastidas, C., Bouchon, C. et others (2010) Caribbean corals in crisis: record thermal stress, bleaching, and mortality in 2005. *PloS one*, vol. 5, n°11, p. e13969.
- Elfrink, B. et Baldock, T. (2002) Hydrodynamics and sediment transport in the swash zone: a review and perspectives. *Coastal Engineering*, vol. 45, n°3, p. 149–167.
- Emanuel, K. (2003) TROPICAL CYCLONES. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, vol. 31, n°1, p. 75-104.
- Emery, K. O. (1961) A simple method of measuring beach profiles. *Limnology and oceanography*, vol. 6, n°1, p. 90–93.
- 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*, p. 649–663.
- Faure, G. (1976) Etude comparative des récifs coralliens de l'Archipel des Mascareignes (Océan Indien). *In* Guézé P. (dir.), *Biologie marine et exploitation des ressources de l'Océan Indien occidental*, Paris : ORSTOM (p. 153–177).
- Faure, G. (1982) Recherche sur les peuplements de scléactiniaires des récifs coralliens de l'archipel des Mascareignes (Océan Indien occidental). Thèse de doctorat, Université d'Aix -Marseille 2, 206 p.
- Faure, G. (1994) Principales dégradation de l'écosystème récifal. Université d'Hiver sur l'Environnement en Milieu Tropical. Antananarivo (Madagascar); Saint Denis, La Reunion (France). 6-16 Mai 1993.
- Faye, I. (2010) Dynamique du trait de côte sur les littoraux sableux de la Mauritanie à la Guinée-Bissau (Afrique de l'Ouest) : Approches régionale et locale par photo-interprétation, traitement d'images et analyse de cartes anciennes.
- Feagin, R. A., Williams, A. M., Popescu, S., Stukey, J. et Washington-Allen, R. A. (2012) The Use of Terrestrial Laser Scanning (TLS) in Dune Ecosystems: The Lessons Learned. *Journal of Coastal Research*, p. 111-119.
- Ferreira, Ó. (2005) Storm Groups versus Extreme Single Storms: Predicted Erosion and Management Consequences. *Journal of Coastal Research*, p. 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*, p. 209–215.
- Folk, R. L. et Robles, R. (1964) Carbonate sands of isla perez, alacran reef complex, Yucatan. *The Journal of Geology*, vol. 72, n°3, p. 255–292.
- Forbes, D. L., James, T. S., Sutherland, M. et Nichols, S. E. (2013) Physical basis of coastal adaptation on tropical small islands. *Sustainability Science*, vol. 8, n°3, p. 327-344.
- Ford, M. (2011) Shoreline changes on an urban atoll in the central Pacific Ocean: Majuro Atoll, Marshall Islands. *Journal of Coastal Research*, vol. 28, n°1, p. 11–22.
- Ford, M. (2013) Shoreline changes interpreted from multi-temporal aerial photographs and high resolution satellite images: Wotje Atoll, Marshall Islands. *Remote Sensing of Environment*, vol. 135, p. 130–140.
- Ford, M. R. et Kench, P. S. (2012) The durability of bioclastic sediments and implications for coral reef deposit formation. *Sedimentology*, vol. 59, n°3, p. 830-842.
- French, J. R. et Burningham, H. (2009) Coastal geomorphology: trends and challenges. *Progress in Physical Geography*, vol. 33, n°1, p. 117-129.
- Frihy, O. E., Fanos, A. M., Khafagy, A. A. et Aesha, K. A. A. (1996) Human impacts on the coastal zone of Hurghada, northern Red Sea, Egypt. *Geo-Marine Letters*, vol. 16, n°4, p. 324-329.
- Gabrié, C. (1985) L'érosion des plages balnéaires à La Réunion (Contrats Ministère de l'Éducation Nationale - Conseil Général de La Réunion - Conseil Régional de La Réunion, Laboratoire de Géologie, Université de La Réunion) (p. 68).
- Gabrié, C. et Montaggioni, L. (1982) Sediments from fringing reefs of Réunion Island, Indian Ocean. *Sedimentary Geology*, vol. 31, n°3–4, p. 281-301.
- Garcin, M., Bulteau, T., Rouan, M., Lagadec, L., David, L. et Suanez, S. (2012) Les observatoires du trait de côte en France métropolitaine et dans les DOM. *EchoGéo*, n°19.
- Garnier, E. et Desarthe, J. (2013) Cyclones and Societies in the Mascarene Islands 17th-20th Centuries. *American Journal of Climate Change*, vol. 2, n°1, p. 1-13.
- Gausset, M. (1998) Cartographie morphologique du récif corallien de La Saline alliennes de l'île de La Réunion (Mémoire de maîtrise) (p. 65). Université de La Réunion.
- Gerritsen, F. (1981) Wave attenuation and wave set-up on a coastal reef. University of Trondheim.
- Gibeaut, J. C., Gutierrez, R. et Hepner, T. L. (2002) Threshold conditions for episodic beach erosion along the southeast Texas Coast. *Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions*, vol. 52, p. 323-335.
- GIEC (2014) Changements climatiques 2014: Rapport de synthèse. Contribution des Groupes de travail I, II et III au cinquième Rapport d'évaluation du Groupe d'experts intergouvernemental sur l'évolution du climat [Sous la direction de l'équipe de rédaction principale, R.K. Pachauri et L.A. Meyer] (p. 161). Genève, Suisse.
- Gourlay, M. R. (1994) Wave transformation on a coral reef. *Coastal Engineering*, vol. 23, n°1, p. 17–42.

- Gourlay, M. R. (1996) Wave set-up on coral reefs. 2. set-up on reefs with various profiles. *Coastal Engineering*, vol. 28, n°1–4, p. 17-55.
- 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*, vol. 52, n°4, p. 353-387.
- Gray, W. M. (1998) The formation of tropical cyclones. *Meteorology and Atmospheric Physics*, vol. 67, n°1-4, p. 37-69.
- Grigg, R. W. (1995) Coral reefs in an urban embayment in Hawaii: a complex case history controlled by natural and anthropogenic stress. *Coral Reefs*, vol. 14, n°4, p. 253-266.
- Guilcher, A. (1954) *Morphologie littorale et sous-marine: par André Guilcher,...* Presses universitaires de France.
- Guilcher, A. (1988) *Coral reef geomorphology*. Wiley Chichester.
- Guillaume, M., Payri, C. et Faure, G. (1983) Blatant degradation of coral reefs at La Réunion Island (West Indian Ocean). *Biologie et Ecologie des Recifs Coralliens*.
- Haerens, P., Bolle, A., Trouw, K. et Houthuys, R. (2012) Definition of storm thresholds for significant morphological change of the sandy beaches along the Belgian coastline. *Geomorphology, Thresholds for storm impacts along European coastlines*, vol. 143–144, p. 104-117.
- Hapke, C. J., Reid, D., Richmond, B. M., Ruggiero, P. et List, J. (2006) National assessment of shoreline change Part 3: Historical shoreline change and associated coastal land loss along sandy shorelines of the California Coast. *US Geological Survey Open File Report*, vol. 1219, p. 27.
- Hardy, T. A. et Young, I. R. (1996) Field study of wave attenuation on an offshore coral reef. *J. Geophys. Res.*, vol. 101, n°C6, p. 14311–14326.
- Harley, M. D., Turner, I. L., Short, A. D. et Ranasinghe, R. (2011) Assessment and integration of conventional, RTK-GPS and image-derived beach survey methods for daily to decadal coastal monitoring. *Coastal Engineering*, vol. 58, n°2, p. 194-205.
- Harmelin-Vivien, M. L. (1994) The effects of storms and cyclones on coral reefs: a review. *Journal of Coastal Research*, . *COASTAL HAZARDS: PERCEPTION, SUSCEPTIBILITY AND MITIGATION (1994)*, vol. Special Issue No. 12, p. 211–231.
- Harris, D. L., Vila-Concejo, A., Webster, J. M. et Power, H. E. (2015) Spatial variations in wave transformation and sediment entrainment on a coral reef sand apron. *Marine Geology*, vol. 363, p. 220-229.
- Hearn, C. J. (1999) Wave-breaking hydrodynamics within coral reef systems and the effect of changing relative sea level. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, vol. 104, n°C12, p. 30007-30019.
- Héquette, A., Desrosiers, M., Hill, P. R. et Forbes, D. L. (2001) The Influence of Coastal Morphology on Shoreface Sediment Transport under Storm-Combined Flows, Canadian Beaufort Sea. *Journal of Coastal Research*, vol. 17, n°3, p. 507-516.
- Hesp, P. A. (2008) Coastal dunes in the tropics and temperate regions: location, formation, morphology and vegetation processes. *Coastal Dunes* (p. 29–49). Springer.

- Hine, A. C., Wilber, R. J., Bane, J. M., Neumann, A. C. et Lorenson, K. R. (1981) Offbank transport of carbonate sands along open, leeward bank margins: northern Bahamas. *Marine Geology*, vol. 42, n°1, p. 327–348.
- Hjulström, F. (1935) Studies of the morphological activity of rivers as illustrated by the River Fyris: Inaugural Dissertation (Vol. 10). Almqvist & Wiksells.
- Hoarau, K. (1994) L'intensité des cyclones tropicaux du sud-ouest de l'océan Indien: les risques et les dégâts à La Réunion (Ph.D. dissertation). Thèse de doctorat, Université Paris IV, Paris, France, 499 p.
- Hoegh-Guldberg, O. (2011) Coral reef ecosystems and anthropogenic climate change. *Regional Environmental Change*, vol. 11, n°1, p. 215–227.
- Hoeke, R. K., McInnes, K. L., Kruger, J. C., McNaught, R. J., Hunter, J. R. et Smithers, S. G. (2013) Widespread inundation of Pacific islands triggered by distant-source wind-waves. *Global and Planetary Change*, vol. 108, p. 128-138.
- Holthuijsen, L. H. (2007) *Waves in oceanic and coastal waters*. Cambridge : Cambridge Univ. Press.
- Hopley, D. (2011) *Encyclopedia of modern coral reefs: structure, form and process*. Encyclopedia of earth sciences series. Dordrecht : Springer Science & Business Media, 2010.
- Houser, C., Hapke, C. et Hamilton, S. (2008) Controls on coastal dune morphology, shoreline erosion and barrier island response to extreme storms. *Geomorphology*, vol. 100, n°3, p. 223–240.
- Houser, C. et Mathew, S. (2011) Alongshore variation in foredune height in response to transport potential and sediment supply: South Padre Island, Texas. *Geomorphology*, vol. 125, n°1, p. 62–72.
- Hubbard, D. K., Miller, I. A. et Scaturro, D. (1990) Production and Cycling of Calcium Carbonate in a Shelf-Edge Reef System (St. Croix, U.S. Virgin Islands): Applications to the Nature of Reef Systems in the Fossil Record. *Journal of Sedimentary Research*, vol. 60, n°3, p. 335-360.
- Hughes, T. P. (1999) Off-reef transport of coral fragments at Lizard Island, Australia. *Marine Geology*, vol. 157, n°1, p. 1–6.
- Huston, M. A. (1985) Patterns of species diversity on coral reefs. *Annual Review of Ecology and Systematics*, vol. 16, p. 149–177.
- Hutchings, P. A. (1986) Biological destruction of coral reefs. *Coral reefs*, vol. 4, n°4, p. 239–252.
- Ilich, K., Bishopp, S., Li, F. et Bicknell, C. (2009) Erosive capacity of storms on a typical sandy beach, cross-shore sediment transport modelling. Proceedings of the 5th western Australian state coastal conference. Fremantle, Perth, Australia.
- INSEE (2012) Démographie et économie des communes littorales des départements ultramarins : Guadeloupe - Guyane - Martinique - Réunion (No. 75). Dossiers régionaux. INSEE.
- Jackson, J. B. (1991) Adaptation and diversity of reef corals. *BioScience*, p. 475–482.
- Jaud, M. (2011) Techniques d'observation et de mesure haute résolution des transferts sédimentaires dans la frange littorale. Thèse de doctorat, Université de Bretagne Occidentale.
- Jaud, M., Delacourt, C., Allemand, P., Grandjean, P., Ammann, J., Cancouët, R., Deschamps, A., Varrel, E., Cuq, V. et Suanez, S. (2014) DRELIO : Un drone hélicoptère pour le suivi des zones littorales. *Revue Paralia*, vol. 7, n°0.

- 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*, vol. 182, p. 190-209.
- Jenks, G. F. et Caspall, F. C. (1971) Error on Choroplethic Maps: Definition, Measurement, Reduction. *Annals of the Association of American Geographers*, vol. 61, n°2, p. 217-244.
- Juigner, M., Robin, M., Fattal, P., Maanan, M. N., Debaine, F., Le Guern, C., Gouguet, L. et Baudouin, V. (2012) Cinématique d'un trait de côte sableux en Vendée entre 1920 et 2010. Méthode et analyse. *Dynamiques environnementales, L'homme et la dynamique littorale : maîtrise ou adaptation ?*, n°30, p. 29-39.
- Jumaux, G., Quetelard, H. et Roy, D. (2011) Atlas climatique de la Réunion. Météo-France, Direction interrégionale de la Réunion.
- Karunaratna, H., Pender, D., Ranasinghe, R., Short, A. D. et Reeve, D. E. (2014) The effects of storm clustering on beach profile variability. *Marine Geology*, vol. 348, p. 103-112.
- Kayanne, H., Yamaguchi, T., Yamano, H. et Yoneda, M. (2010) Rapid Settlement of Majuro Atoll, Central Pacific, Following its Emergence 2000 Years Ago. *AGU Fall Meeting Abstracts*, vol. 1, p. 702.
- Kelling, G. et Williams, P. F. (1967) Flume Studies of the Reorientation of Pebbles and Shells. *The Journal of Geology*, vol. 75, n°3, p. 243-267.
- Kench, P. (2011) Eco-Morphodynamics. *In* D. Hopley (dir.), *Encyclopedia of Modern Coral Reefs*, *Encyclopedia of Earth Sciences Series* (p. 359-363). Springer Netherlands.
- Kench, P., Perry, C. et Spencer, T. (2009) Coral reefs. *Geomorphology and Global Environmental Change*. Cambridge University Press.
- Kench, P. S. (1994) Hydrodynamic observations of the Cocos (Keeling) Islands lagoon. *Atoll Res. Bull*, vol. 408, p. 1-21.
- Kench, P. S. (1997) Contemporary sedimentation in the Cocos (Keeling) Islands, Indian Ocean: interpretation using settling velocity analysis. *Sedimentary Geology*, vol. 114, n°1, p. 109-130.
- Kench, P. S. (1998a) Physical processes in an Indian Ocean atoll. *Coral Reefs*, vol. 17, n°2, p. 155-168.
- Kench, P. S. (1998b) A currents of removal approach for interpreting carbonate sedimentary processes. *Marine Geology*, vol. 145, n°3, p. 197-223.
- Kench, P. S. et Brander, R. W. (2006a) Wave processes on coral reef flats: implications for reef geomorphology using Australian case studies. *Journal of Coastal Research*, p. 209-223.
- Kench, P. S. et Brander, R. W. (2006b) Response of reef island shorelines to seasonal climate oscillations: South Maalhosmadulu atoll, Maldives. *Journal of Geophysical Research*, vol. 111, n°F1.
- Kench, P. S. et Brander, R. W. (2006c) Response of reef island shorelines to seasonal climate oscillations: South Maalhosmadulu atoll, Maldives. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, vol. 111, n°F1.
- Kench, P. S., Brander, R. W., Parnell, K. E. et O'Callaghan, J. M. (2009) Seasonal variations in wave characteristics around a coral reef island, South Maalhosmadulu atoll, Maldives. *Marine Geology*, vol. 262, n°1-4, p. 116-129.

- Kench, P. S. et Cowell, P. J. (2000) Variations in sediment production and implications for atoll island stability under rising sea level. *Proceedings of the Ninth International Coral Reef Symposium, Bali*, 23-27 October 2000, vol. 2, p. 1181–1186.
- Kench, P. S. et McLean, R. F. (1996) Hydraulic characteristics of bioclastic deposits: new possibilities for environmental interpretation using settling velocity fractions. *Sedimentology*, vol. 43, n°3, p. 561–570.
- Kench, P. S., McLean, R. F., Brander, R. W., Nichol, S. L., Smithers, S. G., Ford, M. R., Parnell, K. E. et Aslam, M. (2006) Geological effects of tsunami on mid-ocean atoll islands: the Maldives before and after the Sumatran tsunami. *Geology*, vol. 34, n°3, p. 177–180.
- Kench, P. S., McLean, R. F. et Nichol, S. L. (2005) New model of reef-island evolution: Maldives, Indian Ocean. *Geology*, vol. 33, n°2, p. 145–148.
- Kench, P. S., Nichol, S. L., Smithers, S. G., McLean, R. F. et Brander, R. W. (2008) Tsunami as agents of geomorphic change in mid-ocean reef islands. *Geomorphology*, vol. 95, n°3–4, p. 361–383.
- Kench, P. S., Parnell, K. E. et Brander, R. W. (2009) Monsoonally influenced circulation around coral reef islands and seasonal dynamics of reef island shorelines. *Marine Geology*, vol. 266, n°1–4, p. 91–108.
- 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*, vol. 40, n°4, p. 347–350.
- Kennedy, D. M. et Woodroffe, C. D. (2002) Fringing reef growth and morphology: a review. *Earth-Science Reviews*, vol. 57, n°3–4, p. 255–277.
- Kleypas, J. A., Buddemeier, R. W. et Gattuso, J.-P. (2001) The future of coral reefs in an age of global change. *International Journal of Earth Sciences*, vol. 90, n°2, p. 426–437.
- Knutson, T. R., McBride, J. L., Chan, J., Emanuel, K., Holland, G., Landsea, C., Held, I., Kossin, J. P., Srivastava, A. K. et Sugi, M. (2010) Tropical cyclones and climate change. *Nature Geoscience*, vol. 3, n°3, p. 157–163.
- Komar, P. D. (1996) *The Budget of Littoral Sediments: concepts and applications*. *Shore and Beach*, vol. 64, n°2, p. 18–26.
- Komar, P. D. et Clemens, K. E. (1986) The relationship between a grain's settling velocity and threshold of motion under unidirectional currents. *Journal of Sedimentary Research*, vol. 56, n°2.
- Kontrovitz, M., Kilmartin, K. C. et Snyder, S. W. (1979) Threshold velocities of tests of planktic foraminifera. *The Journal of Foraminiferal Research*, vol. 9, n°3, p. 228–232.
- Kontrovitz, M., Snyder, S. W. et Brown, R. J. (1978) A flume study of the movement of foraminifera tests. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, Trace Fossils and their Importance in Paleoenvironmental Analysis*, vol. 23, p. 141–150.
- Kraft, J. C. et Brown, H. F. (1982) Terrigenous and Carbonate Clastic Facies in a Transgressive Sequence Over Volcanic Terrain: ABSTRACT. *AAPG Bulletin*, vol. 66, n°5, p. 589–589.
- Kraines, S. B., Suzuki, A., Yanagi, T., Isobe, M., Guo, X. et Komiyama, H. (1999) Rapid water exchange between the lagoon and the open ocean at Majuro Atoll due. *Journal of Geophysical Research*, vol. 104, n°C7, p. 15–635.

- Kraus, N. C. et Rosati, J. D. (1997) Interpretation of shoreline-position data for coastal engineering analysis. DTIC Document.
- Kriebel, D. L. et Dean, R. G. (1993) Convolution method for time-dependent beach-profile response. *Journal of Waterway, Port, Coastal, and Ocean Engineering*, vol. 119, n°2, p. 204–226.
- Kroon, A., Davidson, M. A., Aarninkhof, S. G. J., Archetti, R., Armaroli, C., Gonzalez, M., Medri, S., Osorio, A., Aagaard, T., Holman, R. A. et Spanhoff, R. (2007) Application of remote sensing video systems to coastline management problems. *Coastal Engineering, The CoastView Project: Developing coastal video monitoring systems in support of coastal zone management*, vol. 54, n°6–7, p. 493–505.
- Lagabrielle, E., Metzger, P., Martignac, C., Lortic, B. et Durieux, L. (2007) Les dynamiques d'occupation du sol à la Réunion (1989-2002). *Mappemonde*, n°86.
- Leatherman, S. P. (2002) Beach Erosion Studies on Tropical Islands. *Carbonate Beaches 2000*, p. 229–235.
- Lemahieu, A. (2015) Fréquentation et usages littoraux dans la Réserve Naturelle Marine de La Réunion (phdthesis). Thèse de doctorat, Université Paris1 Panthéon Sorbonne, 368 p.
- Leroux, M. (2004) La dynamique du temps et du climat. Paris : Dunod.
- Lévêque, C., Pavé, A., Abbadie, L., Weill, A. et Vivien, F.-D. (2000) Les zones ateliers, des dispositifs pour la recherche sur l'environnement et les anthroposystèmes. *Natures Sciences Sociétés*, vol. 8, n°4, p. 43–52.
- Li, C., Jones, B. et Blanchon, P. (1997) Lagoon-Shelf Sediment Exchange by Storms—Evidence from Foraminiferal Assemblages, East Coast of Grand Cayman, British West Indies. *Journal of Sedimentary Research*, vol. 67, n°1.
- Li, C., Jones, B. et Kalbfleisch, W. B. C. (1998) Carbonate sediment transport pathways based on foraminifera: case study from Frank Sound, Grand Cayman, British West Indies. *Sedimentology*, vol. 45, n°1, p. 109–120.
- Lidz, B. H. et Hallock, P. (2000) Sedimentary Petrology of a Declining Reef Ecosystem, Florida Reef Tract (U.S.A.). *Journal of Coastal Research*, vol. 16, n°3, p. 675–697.
- Lidz, B. H. et Rose, P. R. (1989) Diagnostic foraminiferal assemblages of Florida Bay and adjacent shallow waters: a comparison. *Bulletin of Marine Science*, vol. 44, n°1, p. 399–418.
- Lonquet-Higgins, M. S. et Stewart, R. W. (1964) Radiation Stress in water waves: a physical discussion with application. *Deep-Sea Research*, vol. 11, p. 529–562.
- Lorion, D. (2006) Endiguements et risques d'inondation en milieu tropical. L'exemple de l'île de la Réunion. *Noréis. Environnement, aménagement, société*, n°201, p. 45–66.
- Lowe, R. J., Falter, J. L., Bandet, M. D., Pawlak, G., Atkinson, M. J., Monismith, S. G. et Koseff, J. R. (2005) Spectral wave dissipation over a barrier reef. *Journal of Geophysical Research*, vol. 110, n°C04001, p. 16.
- Lowe, R. J., Falter, J. L., Monismith, S. G. et Atkinson, M. J. (2009) A numerical study of circulation in a coastal reef-lagoon system. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, vol. 114, n°C6, p. n/a–n/a.

- Lozano, I., Devoy, R. J. N., May, W. et Andersen, U. (2004) Storminess and vulnerability along the Atlantic coastlines of Europe: analysis of storm records and of a greenhouse gases induced climate scenario. *Marine Geology, Storms and their significance in coastal morpho-sedimentary dynamics*, vol. 210, n°1–4, p. 205–225.
- Ludington, C. A. (1979) Tidal modifications and associated circulation in a platform reef lagoon. *Marine and Freshwater Research*, vol. 30, n°4, p. 425–430.
- Lugo-Fernández, A., Roberts, H. H. et Suhayda, J. N. (1998) Wave transformations across a Caribbean fringing-barrier coral reef. *Continental Shelf Research*, vol. 18, n°10, p. 1099–1124.
- Lugo-Fernandez, A., Roberts, H. H. et Wiseman Jr, W. J. (1998) Tide effects on wave attenuation and wave set-up on a Caribbean coral reef. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, vol. 47, n°4, p. 385–393.
- Lugo-Fernandez, A., Roberts, H. H., Wiseman Jr, W. J. et Carter, B. L. (1998) Water level and currents of tidal and infragravity periods at Tague Reef, St. Croix (USVI). *Coral Reefs*, vol. 17, n°4, p. 343–349.
- Mahabot, M.-M. (2012) Vers la pérennisation du suivi du trait de côte à la Réunion dans le cadre du SOERE « Trait de côte ». Mémoire de master 2, Université de La Réunion, 54 p.
- 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*, *In-press*.
- Maiklem, W. R. (1968) Some hydraulic properties of bioclastic carbonate grains. *Sedimentology*, vol. 10, n°2, p. 101–109.
- 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.
- Malardel, S. (2005) Fondamentaux de météorologie.
- Maragos, J. E., Baines, G. B. K. et Beveridge, P. J. (1973) Tropical Cyclone Bebe Creates a New Land Formation on Funafuti Atoll. *Science*, vol. 181, n°4105, p. 1161–1164.
- Mason, D. C., Gurney, C. et Kennett, M. (2000) Beach topography mapping—a comparison of techniques. *Journal of Coastal Conservation*, vol. 6, n°1, p. 113–124.
- Masselink, G., Scott, T., Poate, T., Russell, P., Davidson, M. et Conley, D. (2015) The extreme 2013/2014 winter storms: hydrodynamic forcing and coastal response along the southwest coast of England: Extreme 2013/14 Winter Storms: Forcing and Response. *Earth Surface Processes and Landforms*, vol. 41, n°3, p. 378–391.
- Mazaris, A. D., Matsinos, Y. G. et Margaritoulis, D. (2006) Nest site selection of loggerhead sea turtles: The case of the island of Zakynthos, W Greece. *Journal of Experimental Marine Biology and Ecology*, vol. 336, n°2, p. 157–162.
- McBride, J. L. (1995) Tropical cyclone formation. *Global Perspectives on Tropical Cyclones*, vol. 693, n°2, p. 63–105.
- McIntire, W. G. et Walker, H. J. (1964) Tropical Cyclones and Coastal Morphology in Mauritius. *Annals of the Association of American Geographers*, vol. 54, n°4, p. 582–596.

- Mendoza, E. T. et Jiménez, J. A. (2006) Storm-induced beach erosion potential on the Catalanian coast. Proceedings of the 3rd Spanish Conference on Coastal Geomorphology. Journal of Coastal Research, vol. SI 48, p. 81–88. Special Issue No. 48.
- Mespoulhe, R. et Troadec, R. (1994) Suivi expérimental sur le nettoyage et la sauvegarde des plages balnéaires de la Réunion. (Rapport non publié, Conseil Régional et Général de la Réunion, Laboratoire des Sciences de la Terre) (p. 150). Université de La Réunion.
- Miller, M. C., McCave, I. N. et Komar, P. (1977) Threshold of sediment motion under unidirectional currents. Sedimentology, vol. 24, n°4, p. 507–527.
- Milliman, J. D. (1974) Marine Carbonates. Part I. Recent Sedimentary Carbonates. Springer Verlag, Berlin.
- Mimura, N. et Nunn, P. D. (1998) Trends of beach erosion and shoreline protection in rural Fiji. Journal of coastal research, p. 37–46.
- Mirault, É. (2007) Les fonctions et enjeux socio-économiques des écosystèmes récifaux : une approche géographique des valeurs de l'environnement appliquée à l'île de la Réunion. Thèse de doctorat, Paris 10, 727 p.
- Moberg, F. et Folke, C. (1999) Ecological goods and services of coral reef ecosystems. Ecological economics, vol. 29, n°2, p. 215–233.
- Monismith, S. G. (2007a) Hydrodynamics of Coral Reefs. Annual Review of Fluid Mechanics, vol. 39, n°1, p. 37-55.
- Monismith, S. G. (2007b) Hydrodynamics of coral reefs. Annu. Rev. Fluid Mech., vol. 39, p. 37–55.
- Montaggioni, L. F. (1970) Essai de chronologie relative des épisodes récifaux à l'île de La Réunion (Océan Indien) ; leur incidence sur la morphologie récifale actuelle. Comptes rendus hebdomadaires des séances de l'Académie des Sciences, n°D, p. 1869-1871.
- Montaggioni, L. F. (2005) History of Indo-Pacific coral reef systems since the last glaciation: Development patterns and controlling factors. Earth-Science Reviews, vol. 71, n°1–2, p. 1-75.
- Montaggioni, L. F. et Faure, G. (1980) Récifs coralliens des Mascareignes : océan Indien. Collection des travaux du Centre universitaire de La Réunion (Vol. 1-1). Centre universitaire de La Réunion.
- Moore, L. J. (2000) Shoreline mapping techniques. Journal of Coastal Research, p. 111–124.
- Morgan, K. M. et Kench, P. S. (2014) A detrital sediment budget of a Maldivian reef platform. Geomorphology, vol. 222, p. 122–131.
- Morton, R. A. (2002) Factors Controlling Storm Impacts on Coastal Barriers and Beaches-A Preliminary Basis for Near Real-Time Forecasting. Journal of Coastal Research, vol. 18, n°3, p. 486-501.
- Morton, R. A. et Speed, F. M. (1998) Evaluation of shorelines and legal boundaries controlled by water levels on sandy beaches. Journal of Coastal Research, vol. 14, n°4, p. 1373-1384.
- Morton, R., Leach, M., Paine, J. et Cardoza, M. (1993) Monitoring Beach Changes Using Gps Surveying Techniques. Journal of Coastal Research, vol. 9, n°3, p. 702-720.

- Mouquet, P., Ropert, M., Bajjouk, T. et Delacourt, C. (2015) HYScores : Cartographies hyperspectrales appliquées aux écosystèmes coralliens et à leur état de santé. Rapport intermédiaire de fin de campagne d'acquisition.
- Moya, J.-P. (2000) Gestion de la fréquentation des plages: la problématique des accès à la mer (Mémoire de Master II) (p. 128). France, Réunion : Université de La Réunion.
- Naim, O. et Cuet, P. (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 (rapport final). (Rapport de l'Université de La Réunion) (p. 300).
- Nelson, R. C. (1996) Hydraulic roughness of coral reef platforms. *Applied Ocean Research*, vol. 18, n°5, p. 265–274.
- Neumann, A. C. (1966) Observations on Coastal Erosion in Bermuda and Measurements of the Boring Rate of the Sponge, *Cliona Lampa*^{1,2}. *Limnology and Oceanography*, vol. 11, n°1, p. 92-108.
- Neumann, A. C. et Macintyre, I. (1985) Reef response to sea level rise: keep-up, catch-up or give-up. Gabriele, C., J. L Toffart and B. Salvat (Eds.) *Proceedings Of The Fifth International Coral Reef Congress.*, vol. 3, p. 105-110. Tahiti, 27 May-1 June 1985.
- Nicholls, R. J. et Cazenave, A. (2010) Sea-level rise and its impact on coastal zones. *Science*, vol. 328, n°5985, p. 1517–1520.
- Norcross, Z. M. N., Fletcher, C. H., Rooney, J. J. R., Eversole, D. et Miller, T. L. (2003) Hawaiian Beaches Dominated by Longshore Transport. *Coastal Sediments (Vol. 3)*.
- Nyström, M., Folke, C. et Moberg, F. (2000) Coral reef disturbance and resilience in a human-dominated environment. *Trends in Ecology & Evolution*, vol. 15, n°10, p. 413–417.
- Ogg, J. G. et Koslow, J. A. (1978) The impact of typhoon Pamela (1976) on Guam's coral reefs and beaches. *Pacific Science*, vol. 32, p. 105-118.
- Organisation Météorologique Mondiale (1992) *Vocabulaire météorologique international (OMM n° 182.)*. Genève, Suisse.
- Paphitis, D., Collins, M. B., Nash, L. A. et Wallbridge, S. (2002) Settling velocities and entrainment thresholds of biogenic sands (shell fragments) under unidirectional flow. *Sedimentology*, vol. 49, n°1, p. 211–225.
- Paris, P., Starek, M. J., Hardin, E., Kurum, O., Overton, M. et Mitasova, H. (2013) Lines in the Sand: Geomorphic and Geospatial Characterization and Interpretation of Sandy Shorelines and Beaches. *Geography Compass*, vol. 7, n°5, p. 315-343.
- Parnell, K. E. (1988) The hydrodynamics of fringing reef bays in the Great Barrier Reef Marine Park. Choat, J.H., D. Barnes, MA. Borowitzka, J.C. Coll, P.J.Davies, P. Flood, B.G. Hatcher, D. Hopley, P.A. Hutchings, D. Kinsey, G.R. Orme, M. Pichon, P.F. Sale, P. Sammarco, C.C. Wallace, C. Wilkinson, E. Wolanski and O. Bellwood (eds.) *Proceedings of the 6th International Coral Reef Symposium*, vol. 2. Townsville, Australia : Choat, J.H., D. Barnes, MA. Borowitzka, J.C. Coll, P.J.Davies, P. Flood, B.G. Hatcher, D. Hopley, P.A. Hutchings, D. Kinsey, G.R. Orme, M. Pichon, P.F. Sale, P. Sammarco, C.C. Wallace, C. Wilkinson, E. Wolanski and O. Bellwood.
- 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*, vol. 30, n°1, p. 71–82.

- 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*, p. 99-104.
- Perry, C. T. et Hepburn, L. J. (2008) Syn-depositional alteration of coral reef framework through bioerosion, encrustation and cementation: taphonomic signatures of reef accretion and reef depositional events. *Earth-Science Reviews*, vol. 86, n°1, p. 106–144.
- 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*, vol. 17, n°12, p. 3679-3696.
- 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*, vol. 27, n°4, p. 853-866.
- Picard, J. (1967) Essai de classement des grands types de peuplements benthiques tropicaux d’après les observations effectuées dans les parages de Tuléar (SW de Madagascar). *Recueil des travaux de la station marine d’Endoume*, vol. 6, p. 3-24.
- Pilarczyk, J. E., Goff, J., Mountjoy, J., Lamarche, G., Pelletier, B. et Horton, B. P. (2014) Sediment transport trends from a tropical Pacific lagoon as indicated by *Homotrema rubra* taphonomy: Wallis Island, Polynesia. *Marine Micropaleontology*, vol. 109, p. 21-29.
- Piton, B. et Taquet, M. (1992) Océanographie physique des parages de l’île de la Réunion (Océan Indien). Document Scientifique ORSTOM, La Réunion.
- 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*, vol. 117, n°C11.
- Powell, M. D. et Houston, S. H. (1996) Hurricane Andrew’s landfall in south Florida. Part II: Surface wind fields and potential real-time applications. *Weather and Forecasting*, vol. 11, n°3, p. 329–349.
- Priestas, A. M. et Fagherazzi, S. (2010) Morphological barrier island changes and recovery of dunes after Hurricane Dennis, St. George Island, Florida. *Geomorphology*, vol. 114, n°4, p. 614–626.
- Puleo, J. A., Pearre, N. S., He, L., Schmied, L., O’Neal, M., Pietro, L. S. et Fowler, M. (2008) A Single-User Subaerial Beach Profiler. *Journal of Coastal Research*, vol. 244, p. 1080-1086.
- Puleo, J. A., Pearre, N. S., He, L., Schmied, L., O’Neal, M., Pietro, L. S. et Fowler, M. (2008) A single-user subaerial beach profiler.
- Rankey, E. C. (2011) Nature and stability of atoll island shorelines: Gilbert Island chain, Kiribati, equatorial Pacific. *Sedimentology*, vol. 58, n°7, p. 1831–1859.
- Rieb, G. et Walker, P. (2001) Suivi morphologique du littoral. *Geologues*, n°129, p. 75-79.
- Risk, M. J., Nairn, R. B. et Kolberg, M. O. (2007) Factors Influencing the Long-Term Stability of the Carbonate Sand Beaches of Mauritius, p. 1708-1721. *American Society of Civil Engineers*.
- Robert, R. (1974) Morphologie littorale d’île de la Réunion (Ph.D. dissertation). Thèse de doctorat, Centre universitaire de la Réunion, 176 p.

- Roberts, H. H. (1989) Physical processes as agents of sediment transport in carbonate systems: examples from St. Croix, USVI. Proceedings of the 12th Caribbean Geological Conference, Teague Bay, St. Croix, West Indies Library.
- Roberts, H. H., Murray, S. P. et Suhayda, J. M. (1975) Physical processes in a fringing reef system. *Journal of Marine Research*, vol. 33, p. 233-260.
- Roberts, H. H. et Suhayda, J. N. (1983) Wave-current interactions on a shallow reef (Nicaragua, Central America). *Coral Reefs*, vol. 1, n°4, p. 209-214.
- Roberts, H. H., Wiseman, Jr., W. J. et Suchanek, T. H. (1981) Lagoon sediment transport of *Callianassa* bioturbation, p. 459-465. Marine Sciences Center, University of the Philippines, Manila, Philippines. : Gomez, C.E. Birkeland, R.W. Buddemeier, R.E. Johannes, J.A. Marsh, Jr. and R.T. Tsuda.
- Roberts, T. M., Wang, P. et Kraus, N. C. (2010) Limits of wave runup and corresponding beach-profile change from large-scale laboratory data. *Journal of Coastal Research*, vol. 26, n°1, p. 184–198.
- Robin, M. (2002) Télédétection et modélisation du trait de côte et de sa cinématique. Baron-Yelles N. et al., *Le littoral, regards, pratiques et savoirs*, Edit. Rue d'Ulm, p. 95–115.
- Robin, N., Levoy, F., Monfort, O. et Anthony, E. (2009) Short-term to decadal-scale onshore bar migration and shoreline changes in the vicinity of a megatidal ebb delta. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, vol. 114, n°F4, p. F04024.
- Roche, A., Azzam, C., Deniaud, Y., Detourbe, S., Devaux, E., Oliveros, C., Perherin, C., Raout, F., Revel, J., Trmal, C. et Vigne, P. (2012) Pour un socle commun des connaissances sur l'évolution du littoral : l'actualisation des « Catalogues sédimentologiques des côtes françaises », p. 397-406. Editions Paralia.
- Rooney, J. J. et Fletcher III, C. H. (2005) Shoreline change and Pacific climatic oscillations in Kihei, Maui, Hawaii. *Journal of Coastal Research*, p. 535–547.
- Roux, F. et Viltard, N. (1997) Les cyclones tropicaux. *La Météorologie*, vol. 8, n°18, p. 9.
- 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*, vol. 21, n°3, p. 553-578.
- Ruiz de Alegria-Arzaburu, A., Mariño-Tapia, I., Enriquez, C., Silva, R. et González-Leija, M. (2013) The role of fringing coral reefs on beach morphodynamics. *Geomorphology*, vol. 198, p. 69-83.
- Sallenger, A. H., Jr (2000) Storm impact scale for barrier islands. *Journal of Coastal Research*, vol. 16, n°3, p. 890–895.
- Sandron, F. (dir.) (2007) *La population réunionnaise : analyse démographique*. Synthèses. Paris : IRD.
- Scoffin, T. P. (1987) *An introduction to carbonate sediments and rocks*. Glasgow : Blackie.
- Sealey, N. (2006) The cycle of Casuarina-induced beach erosion—a case study from Andros, Bahamas. *The 12th Symposium on the Geology of the Bahamas and Other Carbonate Regions (2004)*. San Salvador, Bahamas: Gerace Research Center.
- 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*, vol. 64, n°2–3, p. 223-234.

- Shields, A. (1936) Application of similarity principles and turbulence research to bed-load movement. Soil Conservation Service.
- SHOM (2013) Références Altimétriques Maritimes - édition 2013.
- Simeone, S., Palombo, A. G. L. et Guala, I. (2012) Impact of frequentation on a Mediterranean embayed beach: Implication on carrying capacity. *Ocean & Coastal Management*, vol. 62, p. 9-14.
- Simone, L. (1980) Ooids: A review. *Earth-Science Reviews*, vol. 16, p. 319-355.
- 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*, n°Volume 10 Numéro 3.
- Smith, G. L. et Zarillo, G. A. (1990) Calculating long-term shoreline recession rates using aerial photographic and beach profiling techniques. *Journal of Coastal Research*, p. 111-120.
- Smithers, S. G. et Hoeke, R. K. (2014) Geomorphological impacts of high-latitude storm waves on low-latitude reef islands — Observations of the December 2008 event on Nukutoa, Takuu, Papua New Guinea. *Geomorphology, Coral Reef Geomorphology*, vol. 222, p. 106-121.
- Sogreah (1998) RN1 - Route du littoral - Etude préalable des risques océanographique. Etape 1: Analyse de l'existant (No. 11988/AD/51 4525 R1).
- Soler, O. (1997) Atlas climatique de La Réunion (Météo France.). La Réunion, France.
- Solomon, S. M. et Forbes, D. L. (1999) Coastal hazards and associated management issues on South Pacific Islands. *Ocean & Coastal Management*, vol. 42, n°6, p. 523-554.
- Sonu, C. J. et Van Beek, J. L. (1971) Systematic beach changes on the outer banks, North Carolina. *The Journal of Geology*, p. 416-425.
- Sonu, J. et Van Beek, J. L. (1971) Systematic Beach Changes on the Outer Banks, North Carolina. *The Journal of Geology*, vol. 79, n°4, p. 416-425.
- Sorby, H. C. (1879) The Structure and Origin of Limestones. *Nature*, vol. 19, n°488, p. 424-425.
- Stearn, C. W., Scoffin, T. P. et Martindale, W. (1977) Calcium Carbonate Budget of a Fringing Reef on the West Coast of Barbados Part I—Zonation and Productivity. *Bulletin of Marine Science*, vol. 27, n°3, p. 479-510.
- 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, Shore Nourishment in Europe*, vol. 47, n°2, p. 211-235.
- Stoddart, D. R. (1963) Effects of Hurricane Hattie on the British Honduras reefs and cays. *Atoll Research Bulletin*, vol. 95, p. 1-142.
- Stoddart, D. R. et Steers, J. A. (1977) The nature and origin of coral reef islands. *Biology and geology of coral reefs. Volume IV. Geology 2.*, Academic Press, New York, 337 p. (p. 59-105).
- 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*, vol. 24, n°12, p. 1397-1419.

- Storlazzi, C. D., Willis, C. M. et Griggs, G. B. (2000) Comparative impacts of the 1982-83 and 1997-98 El Niño winters on the Central California coast. *Journal of Coastal Research*, vol. 16, n°4, p. 1022–1036.
- Suarez, S., Dehouck, A. et Stéphan, P. (2008) Incertitude de la mesure de terrain en géomorphologie littorale. Approche statistique et quantification des marges d'erreur. *In S. d'Écologie H. (SEH) (dir.), Incertitude et environnement. La fin des certitudes scientifiques, Écologie Humaine* (p. 127-139). ÉDISUD.
- Symonds, G., Black, K. P., Young, I. R. et others (1995) Wave-driven flow over shallow reefs.
- Tartinville, B. et Rancher, J. (2000) Wave-Induced Flow over Mururoa Atoll Reef. *Journal of Coastal Research*, vol. 16, n°3, p. 776-781.
- Theuerkauf, E. J. et Rodriguez, A. B. (2012) Impacts of Transect Location and Variations in Along-Beach Morphology on Measuring Volume Change. *Journal of Coastal Research*, p. 707-718.
- Thieler, E. R. et Danforth, W. W. (1994) Historical shoreline mapping (II): application of the digital shoreline mapping and analysis systems (DSMS/DSAS) to shoreline change mapping in Puerto Rico. *Journal of Coastal Research*, p. 600–620.
- Thomassin, A. (2011) « Des réserves sous réserve » : acceptation sociale des Aires Marines Protégées : l'exemple de la région sud-ouest de l'océan Indien (phdthesis). Thèse de doctorat, Université de la Réunion, 567 p.
- Trench, R. K. (1979) The cell biology of plant-animal symbiosis. *Annual Rev. Plant Physiol.*, vol. 30, p. 485-531.
- Tribollet, A. et Golubic, S. (2005) Cross-shelf differences in the pattern and pace of bioerosion of experimental carbonate substrates exposed for 3 years on the northern Great Barrier Reef, Australia. *Coral Reefs*, vol. 24, n°3, p. 422-434.
- Tribollet, A. et Golubic, S. (2011) Reef Bioerosion: Agents and Processes. *In Z. Dubinsky et N. Stambler (dir.), Coral Reefs: An Ecosystem in Transition* (p. 435-449). Springer Netherlands.
- Troadec, R. (2002) Suivi de l'évolution du profil des plages coralliennes de la Réunion 1998-2001 (Rapport Interne). Laboratoire Géoscience Réunion.
- Troadec, R. (2003) Analyse de la prise en considération du phénomène d'érosion affectant les plages coralliennes à La Réunion (Rapport Interne) (p. 23). Université de La Réunion.
- Vatan, A. (1967) Manuel de sédimentologie. Editions TECHNIP.
- Veyret, Y., Ballais, J. L., Marre, A., Mietton, M., Miossec, A., Morin, S. et Valadas, B. (1998) L'érosion entre nature et société. SEDES, Paris (Dossier de Images Economiques du Monde).
- Vitousek, M. J. (1963) The tsunami of 22 May 1960 in French Polynesia. *Bulletin of the Seismological Society of America*, vol. 53, n°6, p. 1229-1236.
- Vousdoukas, M. I., Velegakis, A. F. et Plomaritis, T. A. (2007) Beachrock occurrence, characteristics, formation mechanisms and impacts. *Earth-Science Reviews*, vol. 85, n°1–2, p. 23-46.
- Wang, P., Kirby, J. H., Haber, J. D., Horwitz, M. H., Knorr, P. O. et Krock, J. R. (2006) Morphological and sedimentological impacts of Hurricane Ivan and immediate poststorm beach recovery along the northwestern Florida barrier-island coasts. *Journal of Coastal Research*, vol. 22, n°6, p. 1382–1402.

- 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*, vol. 72, n°3, p. 234–246.
- Weir, F. M., Hughes, M. G. et Baldock, T. E. (2006) Beach face and berm morphodynamics fronting a coastal lagoon. *Geomorphology*, vol. 82, n°3, p. 331–346.
- Witt, D. L., Young, Y. L. et Yim, S. C. (2011) Field investigation of tsunami impact on coral reefs and coastal sandy slopes. *Marine Geology*, vol. 289, n°1–4, p. 159–163.
- Wolanski, E., Martinez, J. A. et Richmond, R. H. (2009) Quantifying the impact of watershed urbanization on a coral reef: Maunaloa Bay, Hawaii. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, vol. 84, n°2, p. 259–268.
- Wong, P. P. (2003) Where have all the beaches gone? Coastal erosion in the tropics. *Singapore Journal of Tropical Geography*, vol. 24, n°1, p. 111–132.
- Woodley, J. D., Chornesky, E. A., Clifford, P. A., Jackson, J. B. C., Kaufman, L. S., Knowlton, N., Lang, J. C., Pearson, M. P., Porter, J. W., Rooney, M. C., Rylaarsdam, K. W., Tunnicliffe, V. J., Wahle, C. M., Wulff, J. L., Curtis, A. S. G., Dallmeyer, M. D., Jupp, B. P., Koehl, M. a. R., Neigel, J. et Sides, E. M. (1981) Hurricane Allen's Impact on Jamaican Coral Reefs. *Science*, vol. 214, n°4522, p. 749–755.
- Woodroffe, C. D. (1983) The Impact of Cyclone Isaac on the Coast of Tonga. *Pacific Science*, vol. 37, n°3, p. 181–210.
- Woodroffe, C. D. (2002) *Coasts: form, process and evolution*. Cambridge University Press.
- Woodroffe, C. D. (2002) Reef-island sedimentation on Indo-Pacific atolls and platform reefs. *Proceedings of the Ninth International Coral Reef Symposium, Bali, 23-27 October 2000*, vol. 2, p. 1187–1192.
- Woodroffe, C. D. (2008) Reef-island topography and the vulnerability of atolls to sea-level rise. *Global and Planetary Change*, vol. 62, n°1, p. 77–96.
- 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*, vol. 160, n°1, p. 85–104.
- Woodroffe, C. D. et Morrison, R. J. (2001) Reef-island accretion and soil development on Makin, Kiribati, central Pacific. *Catena*, vol. 44, n°4, p. 245–261.
- Yamano, H., Kayanne, H., Matsuda, F. et Tsuji, Y. (2002) Lagoonal facies, ages, and sedimentation in three atolls in the Pacific. *Marine Geology*, vol. 185, n°3, p. 233–247.
- Yamano, H., Kayanne, H., Yonekura, N., Nakamura, H. et Kudo, K. (1998) Water circulation in a fringing reef located in a monsoon area: Kabira Reef, Ishigaki Island, Southwest Japan. *Coral Reefs*, vol. 17, n°1, p. 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*, vol. 19, n°1, p. 51–58.
- Yamanouchi, H. (1998) Sandy sediment distribution on coral reefs and beaches at several islands of the Ryukyu Island Arc. *Geographical Review of Japan, series B*, vol. 71, n°1, p. 72–82.

Yates, M. L., Le Cozannet, G., Garcin, M., Salaï, E. et Walker, P. (2013) Multidecadal Atoll Shoreline Change on Manihi and Manuae, French Polynesia. *Journal of Coastal Research*, vol. 289, p. 870-882.

Young, I. R. (1989) Wave transformation over coral reefs. *Journal of Geophysical Research: Oceans*, vol. 94, n°C7, p. 9779-9789.

Zhang, K., Douglas, B. C. et Leatherman, S. P. (2001) Beach erosion potential for severe nor'easters. *Journal of Coastal Research*, p. 309–321.

Zhao, M., Yu, K., Zhang, Q., Shi, Q. et Price, G. J. (2012) Long-term decline of a fringing coral reef in the northern South China Sea. *Journal of Coastal Research*, vol. 28, n°5, p. 1088–1099.

Table des figures

Figure 0-1: Localisation générale de la zone d'étude au cœur des récifs coralliens préservé de La Réunion, département français du sud-ouest de l'océan Indien (SOOI)	4
Figure 1-1: Répartition des récifs coralliens à échelle mondiale	8
Figure 1-2: Formes communes de colonies coralliennes	9
Figure 1-3: Zonation transversale d'un récif frangeant.....	10
Figure 1-4: Séquence de développement des récifs coralliens d'après la théorie de subsidence de Darwin	11
Figure 1-5: Formations coralliennes de la Grande Barrière (Australie) avant et après le passage du cyclone Ita en avril 2014.....	13
Figure 1-6: Exemples d'organismes bio-érodeurs internes et externes.....	14
Figure 1-7: Modes de désintégration des particules bioclastiques en fonction de leur origine. La granulométrie d'origine (T0) évolue sous l'action de l'altération vers différentes tailles (T1, T2, T3) pour aboutir à une granulométrie finale (rectangle en gras). Dans la plupart des systèmes insulaires, des tailles de grains critiques (zone encadrée de gris à droite du diagramme) peuvent être identifiées en dessous de laquelle les sédiments sont peu susceptibles de contribuer à la construction des plages.....	16
Figure 1-8: Durabilité post-mortem (exprimée en pourcentage de perte de masse en fonction du temps) de six constituants bioclastiques déterminée expérimentalement. Les coraux branchus (<i>Acropora nasuta</i> et <i>Acropora sermentosa</i>) montrent la résistance la plus importante, suivis des foraminifères benthiques (<i>Fragum fragum</i> , <i>Baculogypsina sphaerulata</i> and <i>Marginopora vertebralis</i>) et des algues calcaires (<i>Halimeda</i>).	16
Figure 1-9 : Illustration des processus d'interaction vagues récif pour un profil de récif type	19
Figure 1-10: représentation schématique de l'éjection de sédiment par la bioturbation.....	22
Figure 1-11: Modèle conceptuel des processus sédimentaires en phase de tempête sur le récif de Grand Cayman.....	23
Figure 1-12 Schéma conceptuel de la production, l'import, l'export des sédiments carbonatés.	24
Figure 2-1: Scénario de formation des plages en contexte récifal frangeant dans le Pacifique	28
Figure 2-2: Profil transversal et principales unités morphosédimentaires d'une plage d'arrière-récif	29
Figure 2-3 : a) Banquette de végétation rampante (<i>Ipomea pes-caprae</i>) et cocotiers sur la plage de Grand Anse (La Réunion); b) Végétation de <i>Casuarina equisetifolia</i> en haut de plage de l'Ermitage (La Réunion) ; c) Dalles de beach-rock sur la plage Grand Bois (La Réunion).....	30
Figure 2-4 : Séquences d'évolution dynamique du profil de plage subaérien.....	31
Figure 2-5: Modes de transferts et dépôts sédimentaires pour des récifs discontinus, semi-continus et continus.....	31
Figure 2-6 : Zones de formation et d'activité des cyclones, trajectoires et nombre moyen par an et par bassin de tempêtes tropicales et de cyclones.....	36
Figure 2-7 : Représentation schématique de la structure d'un cyclone vu du dessus et de profil	37
Figure 2-8 : Champ de vents associé au cyclone Victor le 18 Janvier 2016 dans le Pacifique Sud et Profil de pression barométrique (hPa) et de vents moyen (km/h) en fonction de la distance au centre du cyclone.....	38
Figure 2-9: Exemple de propagation des vagues dans le bassin Océan Indien associée à une dépression extratropicale	39
Figure 2-10: Modèle conceptuel de l'effet de bouleversements écologiques sur la production sédimentaire du platier récifal. La zone grisée représente l'intervalle granulométrique pour lequel la taille des sédiments est peu appropriée pour alimenter les plages.	40

Figure 2-11 : Tendances d'évolution mondiale de niveau marin d'octobre 1992 à avril 2012.....	43
Figure 2-12: Evolution des émissions de CO ₂ atmosphérique par source de 1850 à 2010 et des anomalies de température moyenne de surface de la Terre ces dernières décennies.....	44
Figure 2-13: La Réunion 2016 : Corail blanchi en lien avec l'épisode El Niño	45
Figure 3-1 : Activité du point Chaud à l'origine de l'île de La Réunion. La flèche rouge retrace la mobilité des plages au-dessus du point chaud.	48
Figure 3-2 : Présentation générale du relief de La Réunion.....	49
Figure 3-3: Carte de la pluviométrie annuelle de 1981 à 2010 et diagramme ombrothermique pour la station météorologique de Gillot-Aéroport	50
Figure 3-4: Exposition des différentes façades de l'île aux alizés.	51
Figure 3-5: Rose des vents de l'année 2014 pour la station météorologique de Trois-Bassins.....	51
Figure 3-6: Variation interannuelle du nombre de tempêtes et cyclones tropicaux dans le bassin sud-ouest de l'Océan Indien de 1967 à 2009.....	52
Figure 3-7 : Trajectoires principales des cyclones dans le bassin SOOI	53
Figure 3-8: Régimes des houles autour de l'île de La Réunion	55
Figure 3-9: Nature du littoral de l'île de La Réunion modifié d'après l'ATLAS POLMAR.....	57
Figure 3-10: Illustrations des différents faciès du littoral réunionnais -	58
Figure 3-11: Répartition de récifs coralliens de La Réunion et coupes transversales des différents types récifaux	60
Figure 3-12: Localisation générale des différents compartiments de plage étudiés de Cap Champagne à Trou d'Eau.....	61
Figure 3-13: Eléments remarquables du paysage de la plage de Cap Champagne.....	62
Figure 3-14: Eléments remarquables du paysage de la plage de Boucan Canot.	63
Figure 3-15: Eléments remarquables du paysage de la plage de Cap Homard.....	64
Figure 3-16: Eléments remarquables du paysage de la plage de Grand Fond.....	65
Figure 3-17: Eléments remarquables du paysage des plages de l'Ermitage/La Saline.	66
Figure 3-18: Rose des houles en face de l'Ermitage à Saint-Gilles obtenue à partir des données du modèle de vagues de Prévimer	67
Figure 3-19: Schéma de circulation récifale du Cap Champagne au Port de St Giles et du Port de St Gilles à la Passe de Trois-Bassins.....	68
Figure 3-20: Cellules hydrosédimentaires de la zone de La Saline	69
Figure 3-21: Influence du Port de Saint-Gilles sur la morphologie de la plage	71
Figure 3-22: Fréquentation par les plagistes et baigneurs à l'Ermitage.....	72
Figure 3-23: Marqueurs d'érosion des plages dans le paysage.....	73
Figure 3-24: Disparition de la plage au-devant de murs d'habitations à Saint-Pierre (05/03/2013 crédit photo : A. Lemahieu).....	77
Figure 4-1: Localisation des profils de plage de Cap Champagne à Trou d'Eau (Crédits: BD Topo IGN, Geomer, Carex)	85
Figure 4-2: Récapitulatif des campagnes de mesure DGPS.....	86
Figure 4-3: Structure de la base de données topographiques pour l'étude à moyen terme.....	87
Figure 4-4 Description du topomètre (A) et principe de mesure (B) (Modifié d'après Cordier, 2007)	88
Figure 4-5: Exemple de décalage observé dans les données historiques du LGSR sur un profil à Cap Champagne (A) et sur le profil BRI (B).....	89
Figure 4-6: Déploiement du GPS Différentiel de l'OSU-Réunion sur la plage de l'Ermitage.....	92
Figure 4-7: Déploiement du Scanner Laser Terrestre sur la plage des Brisants.....	95
Figure 4-8: Cibles réfléchissantes cylindriques utilisées pour les acquisitions TLS.....	96
Figure 4-9: Etapes de réalisation d'un scan au Scanner Laser Terrestre.....	97
Figure 4-10: Principales étapes du post-traitement des données TLS	99

Figure 4-11: Exemples d'éléments de sursol à éliminer du nuage de points dans le secteur de la Passe de l'Ermitage	99
Figure 4-12: Méthode de calcul des bilans volumiques à partir des profils de plage	101
Figure 4-13: Méthode de calcul de la marge d'erreur volumique des mesures DGPS.....	101
Figure 4-14: Méthode de calcul de la marge d'erreur volumique des mesures topomètres	102
Figure 4-15: Exemples d'indicateurs de trait de côte identifiables en contexte de plage sableuse ...	104
Figure 4-16: Exemples de phénomène d'ombre portée due aux filaos sur la plage et sur l'orthophotographie IGN de 1997 et de phénomène de déport mesurable dans un nuage de points TLS	108
Figure 4-17: Méthode de mesure de l'affouillement du système racine de la végétation arbustive (filaos).....	112
Figure 4-18: Localisation la zone d'étude de l'affouillement de la végétation arbustive et des mesures topographique.....	113
Figure 4-19 : Localisation des stations et points d'extraction des données météo-marines.....	115
Figure 5-1 Regional location of Reunion Island (A) and coral reefs on the western coast (B) of Reunion Island. (C) Overview of the study area and location of points used for analysis of hydrodynamic and weather conditions.....	124
Figure 5-2: Geographical situation of the five beach compartments and location of beach profiles	126
Figure 5-3: (A) Aerial NE view of Cap Homard (in the foreground), Boucan Canot, and Cap Champagne beach separated by the natural headlands of Cap Homard and Pointe de Boucan Canot; (B) northern view of beach-rock outcrop at Grand Fond beach; (C) an example of private walls in the upper part of the beach at Grand Fond beach; (D) aerial SE view of the Passe de l'Ermitage and La Saline fringing reef; (E) southern view of Ermitage beach at the extreme north of the Casuarina forest; and (F) exposure of Casuarina roots by erosion in the middle part of Ermitage beach. For scale, the GPS rod is 2 m long.....	128
Figure 5-4: Trajectories and intensities of the cyclones that affected the western coast during the study.....	129
Figure 5-5: Meteorological (distance to RDG buoy [m] and atmospheric pressure at the centre of cyclone [hPa]) and wave characteristics (significant height [m], significant period [seconds], wave energy flux [kW/m], wave direction [degrees]) during cyclones Dumile (A), Felleng (B), and Bejisa (C) (time in UTC).....	130
Figure 5-6: Sketch for beach volume error calculation.	132
Figure 5-7: Beach morphology type classification according to profile morphology.	135
Figure 5-8: Example of beach morphological change caused by the three tropical cyclones..	137
Figure 5-9: Beach volume change (m ³) under the three tropical cyclones.	138
Figure 5-10: Estimated run-up height per beach profile and per cyclone based on morphological change comparison..	140
Figure 5-11: Cumulative beach volume change (m ³) per transect showing sediment budget evolution of the different profiles after the tropical cyclone and over 2 years.....	141
Figure 5-12: Evolution des hauteurs de vague modélisées (Wavewatch III) à différentes dates lors de l'épisode de houle austral d'Août 2013	147
Figure 5-13 Paramètres d'état de mer (Hauteurs significatives (m), périodes (s) et énergie des vagues (kW/m)) à la Pointe des Galets lors de l'épisode de houle australe d'août 2013. (Heures en UTC) ..	148
Figure 5-14 Evolution des hauteurs de vague modélisées (Wavewatch III) à différentes dates lors de l'épisode de houle australe de juin 2014	148
Figure 5-15: Paramètres d'état de mer (Hauteurs significatives (m), périodes (s) et énergie des vagues (kW/m)) à la Pointe des Galets lors de l'épisode de houle australe de Juin 2014. (Heures en UTC)..	149
Figure 5-16: Impacts morphologiques des houles du mois d'août 2013 et du mois de juin 2014	152

Figure 5-17: Impacts volumiques des houles australes	153
Figure 5-18: Séquence de croissance de la berme du profil AIG en 2013.....	155
Figure 5-19: Processus hydrodynamiques observés à l’Ermitage durant la houle du mois de juin 2014.	157
Figure 6-1: Enveloppe de changements et évolution morphologique des profils de plage CCN1 et CCN à Cap Champagne.....	160
Figure 6-2: Enveloppe de changements et évolution morphologique du profil de plage CCS à Cap Champagne.....	162
Figure 6-3: Bilans sédimentaires du profil CCS de 2000 à 2015	162
Figure 6-4: Enveloppe de changements et évolution morphologique du profil de plage BCN à Boucan Canot	163
Figure 6-5: Bilans sédimentaires du profil BCN de 2000 à 2015	164
Figure 6-6: Enveloppe de changements et évolution morphologique du profil de plage BCS à Boucan Canot	165
Figure 6-7: Bilans sédimentaires du profil BCS de 2000 à 2015	165
Figure 6-8: Enveloppe de changements et évolution morphologique du profil de plage de CHOM..	166
Figure 6-9: Bilans sédimentaires du profil CHOM de 1998 à 2015	166
Figure 6-10: Enveloppe de changements et évolution morphologique du profil de plage AIG à Gand Fond.....	168
Figure 6-11: Bilans sédimentaires du profil AIG de 1998 à 2015	168
Figure 6-12: Enveloppe de changements et évolution morphologique du profil de plage GFN à Grand Fond.....	169
Figure 6-13: Bilans sédimentaires du profil GFN de 2000 à 2015	169
Figure 6-14: Enveloppe de changements et évolution morphologique du profil de plage GFS à Grand Fond. En gris position du Beach-rock depuis 2012	170
Figure 6-15: Bilans sédimentaires du profil GFS de 2000 à 2015.....	171
Figure 6-16: Enveloppe de changements et évolution morphologique du profil de plage SGC à Grand Fond.....	171
Figure 6-17: Bilans sédimentaires du profil SGC de 1998 à 2015.....	172
Figure 6-18: Enveloppe de changements et évolution morphologique du profil de plage SGVC à Grand Fond.....	173
Figure 6-19: Bilans sédimentaires du profil SGVC de 2000 à 2012	173
Figure 6-20: Enveloppe de changements et évolution morphologique du profil de plage BRI à l’Ermitage	174
Figure 6-21: Bilans sédimentaires du profil BRI de 1992 à 2015.....	174
Figure 6-22: Enveloppe de changements et évolution morphologique du profil de plage HRE à l’Ermitage	175
Figure 6-23: Bilans sédimentaires du profil HRE de 1998 à 2014	175
Figure 6-24: Enveloppe de changements et évolution morphologique du profil de plage VVF à l’Ermitage	177
Figure 6-25: Bilans sédimentaires du profil VVF de 1998 à 2015.....	177
Figure 6-26: Enveloppe de changements et évolution morphologique du profil de plage GOP à l’Ermitage	178
Figure 6-27: Bilans sédimentaires du profil GOP de 1998 à 2015.....	178
Figure 6-28: Enveloppe de changements et évolution morphologique du profil de plage MNS à l’Ermitage	179
Figure 6-29: Enveloppe de changements et évolution morphologique du profil de plage ONF à La Saline	180

Figure 6-30: Bilans sédimentaires du profil ONF de 1998 à 2015	180
Figure 6-31: Enveloppe de changements et évolution morphologique du profil de plage APEP à La Saline	181
Figure 6-32: Bilans sédimentaires du profil APEP de 1998 à 2015.....	181
Figure 6-33: Répartition spatiale des taux de variations volumiques.....	182
Figure 6-34: Carte des trajectoires des différents cyclones ayant occasionnés une houle cyclonique (Hs>2m) sur la côte ouest de La Réunion.....	185
Figure 6-35: Répartition temporelle des épisodes de houles par intensité.....	186
Figure 6-36: Emprise spatiale des MNT différentiel sur le site des Brisants.....	188
Figure 6-37: MNT différentiels et bilans volumiques du site des Brisants (BRI)	189
Figure 6-38: Emprise spatiale des MNT différentiel sur le site de GOP	190
Figure 6-39: MNT différentiels et bilans volumiques du site de Go Payet (GOP)	191
Figure 6-40 : Système racinaire affleurant des filaos sur le site de Go Payet	191
Figure 6-41: Emprise spatiale des MNT différentiel sur le site de la Passe de l'Ermitage	192
Figure 6-42: MNT différentiels du site de la Passe de l'Ermitage (PERM).....	193
Figure 7-1: Taux d'évolution du trait de côte (accrétion/érosion), évolution périodique de la ligne de végétation buissonnante) et localisation des transects étudiés de Cap Champagne.....	199
Figure 7-2: : Taux d'évolution du trait de côte et évolution périodique de la ligne de végétation rampante et localisation des transects étudiés de Boucan Canot.....	201
Figure 7-3: Taux d'évolution du trait de côte et localisation des transects étudiés de Cap Homard .	203
Figure 7-4: Taux d'évolution du trait de côte et localisation des transects étudiés de Grand Fond .	204
Figure 7-5 Sentiers littoraux long-shore ou cross-shore incisant le couvert végétal de la dune côtière	206
Figure 7-6: Taux d'évolution du trait de côte (accrétion/érosion), évolution périodique de la ligne de végétation buissonnante et localisation des transects étudiés de l'Ermitage.....	207
Figure 7-7: Taux d'évolution du trait de côte (accrétion/érosion), évolution périodique de la ligne de végétation buissonnante et localisation des transects étudiés de La Saline	208
Figure 7-8: Comparaison de la position de la limite de végétation arbustive à l'Ermitage mesurée par la localisation des troncs en 2014, l'orthophotographie IGN de 1997 et l'image Pléiades de 2016. .	210
Figure 7-9: Caractérisation de l'affouillement des systèmes racinaires	211
Figure 7-10: Caractérisation topographique du trait de côte en contexte arboré.	212
Figure 7-11: variabilité morphologique de l'estran inférieur du profil Cap Champagne Nord (CCN) entre 2012 et 2015.....	214

Table des tableaux

Tableau 2-1 Principaux facteurs de la dynamique morphosédimentaire des plages d'arrière-récif recensés dans la bibliographie	32
Tableau 4-1: Dates des acquisitions TLS par site et par année	97
Tableau 4-2: Récapitulatif des caractéristiques des images aériennes et satellites	106
Tableau 4-3: Récapitulatif des indicateurs sélectionnés par compartiments	109
Tableau 4-4: Tableaux de synthèse des erreurs globales (A) et périodiques (B) associées aux trait de côte numérisés	110
Tableau 4-5: Décalages planimétriques en fonction des niveaux d'eau et des clichés.....	111
Tableau 5-1: Comparaison des paramètres d'état de mer entre les houles australes d'août 2013, juin 2014 et l'épisode de référence de mai 2007.....	150
Tableau 6-1: Caractéristiques des trois classes de houle cyclonique (intervalle d'intensité (storm power index [P]), fréquence, hauteurs significatives moyennes (Hs), périodes moyenne (T) et durées moyennes (h).....	184
Tableau 6-2: Caractéristiques des trois classes de houle australe (intervalle d'intensité (storm power index [P]), fréquence, hauteurs significatives moyennes (Hs), périodes moyennes (T) et durées moyennes (h).....	185
Tableau 7-1: Comparaison des évolutions (m) du pied de plage numérisé et déduit des profils topographique de Grand Fond.....	205
Tableau 7-2: Comparaison des évolutions (m) du pied de plage numérisé et déduit des profils topographique de l'Ermitage/ La Saline	206

Table des matières

Introduction générale.....	1
Chapitre 1. Processus hydro-sédimentaires en contexte récifal	7
1.1 Edification et structure des récifs coralliens	7
1.1.1 Formation des récifs coralliens.....	7
1.1.2 Unités géomorphologiques récifales.....	9
1.1.3 Typologie morphologique de récifs coralliens	11
1.2 Production sédimentaire en milieu récifal.....	12
1.2.1 Mécanismes de production sédimentaire.....	12
1.2.2 Caractéristiques physiques des sédiments bioclastiques	15
1.3 Transferts sédimentaires en contexte récifal.....	17
1.3.1 Processus hydrodynamiques en contexte récifal : généralités.....	17
1.3.1.1 Rôles des facteurs physiques dans l'hydrodynamisme récifal	17
1.3.1.2 Processus de dissipation d'énergie	18
1.3.2 Processus de transport sédimentaire.....	20
1.3.2.1 Initiation du mouvement des particules carbonatés	20
1.3.2.2 Conditions de transport sédimentaire	22
1.3.2.3 Flux et Accumulations sédimentaires récifales	24
Conclusion du chapitre 1.....	26
Chapitre 2. Dynamique morphosédimentaire de la plage d'arrière-récif	27
2.1 Géomorphologie des plages d'arrière-récif	28
2.1.1 Genèse des plages.....	28
2.1.2 Aspects morphologiques	29
2.2 Les paramètres de contrôle de la dynamique morphosédimentaire.....	32
2.2.1 Les facteurs physiques.....	33
2.2.1.1 Les cyclones tropicaux.....	35
2.2.1.2 Les houles de longue période.....	38
2.2.2 Les facteurs biologiques	39
2.2.3 Les facteurs anthropiques	41
2.3 Impact potentiel des changements climatiques	42
Conclusion du Chapitre 2	46
Chapitre 3. Cadre physique et dynamique des plages coralliennes de La Réunion.....	47
3.1 Mise en place et situation générale de l'île de La Réunion.....	48
3.2 Contexte climatique général	49

3.2.1	Une variabilité exacerbée de la pluviométrie	49
3.2.2	Un régime des vents dominé par les alizés	51
3.2.3	Activité cyclonique dans le bassin Sud-Ouest Océan Indien	52
3.3	Conditions dynamiques océaniques.....	53
3.3.1	Un régime microtidal à inégalité diurne.....	54
3.3.2	Trois régimes et directions de houles dominants	54
3.4	Tendances de changements climatiques observées sur les 40 dernières années à La Réunion et projections du GIEC	56
3.5	Les différents faciès littoraux	57
3.6	Les littoraux coralliens.....	58
3.6.1	Les récifs coralliens de La Réunion.....	58
3.6.2	Caractéristiques des plages d'arrière-récif étudiées.....	61
3.6.2.1	Plage de Cap Champagne	62
3.6.2.2	Plage de Boucan Canot.....	63
3.6.2.3	Plage de Cap Homard	64
3.6.2.4	Plage de Grand Fond	64
3.6.2.5	Plage de l'Ermitage/La Saline	66
3.7	Conditions hydrodynamiques intra-récifales	67
3.8	L'anthropisation du rivage et ses conséquences.....	69
3.8.1	Les ouvrages côtiers	70
3.8.2	Fréquentation des plages	71
3.9	Etat des lieux et suivis du phénomène d'érosion des plages.....	72
3.9.1	Constat d'érosion et chronologie des suivis.....	73
3.9.2	Les causes évoquées de l'érosion.....	76
Conclusion du chapitre 3.....		78
Chapitre 4. Protocole d'acquisition et d'analyse des données.....		81
4.1	Les données topographiques	82
4.1.1	Principes généraux	82
4.1.1.1	Profils topographiques transversaux.....	82
4.1.1.2	L'information topographique spatialisée: les Modèles Numériques de Terrain	83
4.1.2	Echantillonnage spatio-temporel des données de profil de plage.....	84
4.1.2.1	Localisation des sites	84
4.1.2.2	Structure de la base de donnée	85
4.1.2.3	Protocole d'acquisition des données topographiques historiques.....	87
4.1.2.4	L'appareil de mesure et le protocole d'acquisition.....	88
4.1.2.5	Evaluation de la qualité des données brutes	89

4.1.2.6	Harmonisation du jeu de données sur le moyen terme.....	90
4.1.2.7	Evaluation de la précision finale des données	90
4.1.3	L'acquisition de profils topographiques par DGPS	91
4.1.3.1	Le matériel.....	91
4.1.3.2	Le protocole d'acquisition	92
4.1.3.3	Bancarisation des données et métadonnées	94
4.1.4	Les acquisitions au Scanner Laser Terrestre (TLS).....	95
4.1.4.1	Principe du TLS	95
4.1.4.2	Le matériel.....	96
4.1.4.3	Echantillonnage spatio-temporel	96
4.1.4.4	Protocole d'acquisition.....	97
4.1.4.5	Post-traitement des données.....	98
4.1.5	Analyse des changements morphosédimentaires (profils et MNT).....	100
4.1.5.1	Une approche morphologique descriptive.....	100
4.1.5.2	Approche par bilans volumiques des données de profils de plage.....	100
4.1.5.3	Méthode de calcul de l'incertitude sur les bilans volumiques.....	101
4.1.5.4	Analyse volumique à partir des MNT/MNE.....	102
4.2	L'étude de la cinématique du trait de côte	103
4.2.1	Concepts et définitions.....	103
4.2.1.1	Généralités sur définition du trait de côte en contexte de plage sableuse	103
4.2.1.2	Notion de trait de côte en contexte de plages d'arrière-récif	104
4.2.1.3	Techniques d'extraction et de cartographie	105
4.2.2	Extraction des indicateurs de trait de côte sur les côtes récifales	105
4.2.2.1	Identification des images	106
4.2.2.2	Sélection des indicateurs.....	107
4.2.2.3	Digitalisation/numérisation interactive à l'écran.....	109
4.2.2.4	Evaluation des marges d'erreurs.....	109
4.2.2.5	Corrections de marées sur la limite de rivage instantané.....	111
4.2.2.6	Caractérisation in-situ de la limite de végétation arbustive à l'Ermitage	112
4.2.3	Analyse diachronique des traits de côte	114
4.3	L'étude des forçages météo-marins.....	114
4.3.1	Les données de houle.....	115
4.3.2	Les niveaux d'eau à la côte.....	116
4.3.3	Les données météorologiques	116
4.3.4	Classification statistique de l'intensité des épisodes de houle	117

Conclusion du chapitre 4.....	118
Chapitre 5. Dynamique morphosédimentaire à échelle évènementielle des plages d'arrière-récif : impact des houles cycloniques et australes.....	119
5.1 Effect of tropical cyclones on short-term evolution of carbonate sandy beaches on Reunion Island, Indian Ocean.....	120
5.1.1 Résumé en français.....	120
5.1.2 Résumé de l'article en anglais.....	121
5.1.3 INTRODUCTION.....	122
Study Area.....	124
Overview of Cyclonic Events Dumile, Felleng, and Bejisa.....	129
5.1.4 METHODS.....	130
5.1.4.1 Beach-Profile Measurements and Sediment Budget.....	131
5.1.4.2 Hydrodynamic Conditions.....	132
5.1.5 RESULTS.....	134
5.1.5.1 Beach-Profile Morphology Description.....	134
5.1.5.2 Cyclone Impact on Beaches.....	135
5.1.5.3 Cyclonic Incidence on Water Level and Submersion.....	139
5.1.5.4 Poststorm Beach Recovery.....	140
5.1.6 DISCUSSION.....	142
5.1.7 CONCLUSIONS.....	145
5.1.8 ACKNOWLEDGMENTS.....	146
5.2 Impact des houles australes sur la dynamique des plages d'arrière-récif.....	147
5.2.1 Description des évènements.....	147
5.2.1.1 L'épisode de houle australe du mois d'août 2013.....	147
5.2.1.2 L'épisode de houle australe du mois de juin 2014.....	148
5.2.1.3 Un épisode de référence : la houle du 12 mai 2007.....	149
5.2.2 Caractérisation de l'intensité des épisodes de houles.....	150
5.2.3 Impacts morphosédimentaires des épisodes de houle australe.....	151
5.2.4 Mécanismes de résilience post-houle australe.....	154
5.2.5 Discussion.....	155
Conclusion du chapitre 5.....	158
Chapitre 6. Evolution morphosédimentaire à moyen terme : 17 ans d'observation.....	159
6.1 Variabilité morphosédimentaire des plages.....	159
6.1.1 Plage de Cap Champagne.....	160
6.1.1.1 Evolution du profil CCN.....	160
6.1.1.2 Evolution du profil CCS.....	161

6.1.2	Plage de Boucan Canot.....	162
6.1.2.1	Evolution du profil BCN.....	162
6.1.2.2	Evolution du profil BCS.....	164
6.1.3	Plage de Cap Homard.....	165
6.1.4	Plage de Grand Fond.....	167
6.1.4.1	Evolution du profil AIG.....	167
6.1.4.2	Evolution du profil GFN.....	168
6.1.4.3	Evolution du profil GFS.....	169
6.1.4.4	Evolution du profil SGC.....	171
6.1.4.5	Evolution du profil SGVC.....	172
6.1.5	Plages de l'Ermitage/La Saline.....	173
6.1.5.1	Evolution du profil BRI.....	173
6.1.5.2	Evolution du profil HRE.....	175
6.1.5.3	Evolution du profil VVF.....	176
6.1.5.4	Evolution du profil GOP.....	177
6.1.5.5	Evolution du profil MNS.....	178
6.1.5.6	Evolution du profil ONF.....	179
6.1.5.7	Evolution du profil APEP.....	180
6.1.6	Synthèse de l'évolution des compartiments de plage.....	181
6.2	Analyse des conditions de forçage à moyen terme.....	183
6.2.1	Classification de l'intensité des épisodes de houles.....	184
6.2.1.1	Caractérisation des houles cycloniques.....	184
6.2.1.2	Caractérisation des épisodes de houle australe.....	185
6.2.2	Distribution pluri-annuelle des épisodes de houles.....	186
6.3	Contribution des suivis par Scanner Laser Terrestre (TLS) pour l'analyse de la morphodynamique à moyen terme.....	187
6.3.1	Site des Brisants.....	188
6.3.2	Site de Go Payet (GOP).....	189
6.3.3	Site de la Passe de l'Ermitage.....	192
6.4	Discussion.....	194
Conclusion du chapitre 6.....		196
Chapitre 7. Evaluation de la cinématique du trait de côte.....		197
7.1	Evolution du trait de côte à l'échelle des compartiments.....	197
7.1.1	Cap Champagne.....	198
7.1.2	Boucan Canot.....	200
7.1.3	Cap Homard.....	202

7.1.4	Grand Fond	202
7.1.5	Ermitage/La Saline:.....	205
7.2	Caractérisation de la dynamique de la limite de végétation arbustive.....	209
7.3	Discussion	213
Conclusion du chapitre 7		216
Conclusion générale		217
Références bibliographiques		221
Table des figures.....		241
Table des tableaux.....		246
Table des matières		247
Annexe.....		253
Résumé.....		256
Abstract		256

Annexe

Récapitulatif des dates de mesures des profils de plage DGPS par campagne

	déc-12	janv-13	févr-13	mai-13	août-13	déc-13	janv-14	mai-14	juil-14	déc-14	mai-15	déc-15
CCN												
CCS	04-déc	09-janv	05-févr	17-avr 09-avr	28-août 28-août	14-déc	17-janv	27-mai	02-juil			
BCN												
BCS	04-déc			09-avr 17-avr								
CHOM												
AIG												
GFN												
GFS												
SGC				24-mai	28-août	14-déc	17-janv	27-mai	02-juil	11-déc	12-mai	02-déc
SGVC												
SGVV	03-déc											
BRI												
HRE												
VVF												
GOP												
MNS												
ONF												
COP												
APEP												
TDO	03-déc			18-avr	29-août	10-déc	16-janv	26-mai	03-juil	04-déc	13-mai	01-déc

Résumé

Ces travaux visent à inscrire le monitoring des plages récifales de l'île de La Réunion dans la « Stratégie Nationale de Gestion Intégrée des Zones Côtières » (2012). Elle oriente les recherches vers une démarche qualité (labellisée) sur le long terme qui se concrétise par la mise en place de protocoles de mesures normalisés déployés sur des sites ateliers. Le site de l'Ermitage devient, en 2012, le premier site atelier en zone tropicale et de type bioclastique labellisé à l'échelle nationale (ALIENVI, puis INSU en 2014). La dynamique des plages d'arrière-récif demeure à ce jour peu étudiée à travers le monde. Les plages bioclastiques de La Réunion sont le produit de récifs coralliens décrits comme dégradés par les biologistes depuis les années 80. Elles sont confrontées à une très forte anthropisation. Des formes marquées d'érosion se lisent dans ces paysages littoraux. La révision des protocoles de suivi de la topographie des plages tout en exploitant les suivis historiques, vise à illustrer la pluralité des dynamiques en contexte d'arrière-récif. La diversité des processus et des échelles spatio-temporelles impliquées dans le fonctionnement hydro-sédimentaire des plages récifales nécessite la mise en œuvre de méthodes d'observation *in situ* adaptées, comparables et reproductibles. Dans cette étude nous exploitons surtout les suivis topographiques des plages à l'échelle événementielle, saisonnière et pluriannuelle. Par l'analyse morphologique et volumétrique des séries de profils topographiques, la variabilité morphosédimentaire en zone intertidale et supratidale est décrite. La significativité de la mesure de la mobilité du trait de côte est questionnée dans un contexte de littoral arboré très présent sur les littoraux tropicaux. Les résultats confirment une tendance pérenne au recul et permettent de quantifier les processus en cours. La perte sédimentaire à l'échelle du profil est de l'ordre de $0,5$ à $2 \text{ m}^3/\text{an}$ sur une décennie pour une dizaine de profils. Toutefois, sur la même période deux secteurs de plage en aval transit tendent toujours à l'accrétion. Des recharges par transit latéraux de $0,7$ à $1,6 \text{ m}^3/\text{an}$ sont mesurées. A une échelle de temps plus courte, le suivi de 3 évènements cycloniques et 2 houles australes depuis 2013 éclaire sur le rôle des cyclones dans le façonnement des plages d'arrière-récif. Leur forte prévalence à l'échelle du bassin océanique les inscrit dans le cycle de vie de la plage. Cependant, les résultats de cette étude montrent que la fréquence d'évènements paroxysmaux (cyclones, houles australes) d'intensité modéré sont aussi déterminants que l'impact d'un évènement exceptionnel de faible occurrence d'où l'intérêt d'inscrire ces suivis dans des observatoires pérennes.

Abstract

Long-term assessment of beach morphodynamic is a great challenge to understand future trajectories of these landforms. In France, in 2012, a national strategy for an integrated management of shoreline has been adopted. This one lead to creation of research labels (SOERE and SNO) which aim to sustain scientific researches dedicated to sandy beach morphodynamic in response to various hydrodynamics forcing. Shoreline monitoring on selected pilot sites is conducted within network where normalized protocols and high quality data are guaranteed at long-term scale. The French coastline also extend in tropical zone through its ultramarine territories. Tropical shoreline are among the most sensitive environment however they remain poorly studied. Since, 2012, Reunion island, a French department in Indian Ocean, integrated the SOERE network. Coral reef and coral beaches which preferentially developed on the western coast are frequently threatened by major swell event associated with tropical cyclones or long period swell. These events impact the beaches and cause long term adjustment of shoreline but since now, the beach trend evolution and morphogenic processes have not been quantified. However past monitoring exists which has consisted in topographic measurement along beach profile based on empirical protocols which produced biased data. Since its integration within SOERE network, DGPS survey are now conducted along the different coral beach compartments of Reunion Island at seasonal and post-storm scale. This study aims to capitalize historical and DGPS beach topographic data in order to quantify long term and post-storm beach response and recovery from Cap Champagne to Trou d'Eau. The impact of cyclonic and long period swell has been investigated at short and long term.

The result confirm long term trend to erosion. Sediment lost varies between 0.5 and $2 \text{ m}^3.\text{yr}^{-1}$ since 1998. However longshore current have led to accretion of some part of beach compartment with rate of 0.7 to $1.6 \text{ m}^3.\text{yr}^{-1}$. The study of 3 cyclonic swell (associated with Dumile, Felleng and Bejisa tropical cyclone) and two moderate long period swell in 2013-2014 show a significant impact of these event which vary according to antecedent beach morphology, beach orientation relation to incident swell, coral reef flat width, significant wave height and their duration. However at long term, swell frequency and intensity are both determinant for beach evolution. The diachronic analysis of beach toe extracted from orthorectified photography also revealed both shoreline retreat and progradation. The relevancy of vegetation line for shoreline monitoring is also discussed in this study.