



HAL
open science

Dynamique hydrosédimentaire du récif frangeant de l'Hermitage / La Saline (La Réunion) : processus physiques et flux sédimentaires

Emmanuel Cordier

► **To cite this version:**

Emmanuel Cordier. Dynamique hydrosédimentaire du récif frangeant de l'Hermitage / La Saline (La Réunion) : processus physiques et flux sédimentaires. Océan, Atmosphère. Université de la Réunion, 2007. Français. NNT: . tel-00321180

HAL Id: tel-00321180

<https://theses.hal.science/tel-00321180v1>

Submitted on 12 Sep 2008

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
U.F.R. SCIENCES ET TECHNOLOGIES

THESE

Pour obtenir le grade de
DOCTEUR DE L'UNIVERSITE DE LA REUNION

Discipline : Océanographie physique — Sédimentologie

présentée et soutenue publiquement le 20 juin 2007

par

Emmanuel CORDIER

**Dynamique hydrosédimentaire
du récif frangeant de
l'Hermitage / La Saline (La Réunion) :
Processus physiques et flux sédimentaires**

JURY

J. Coudray	Professeur émérite, Université de la Réunion	Directeur de thèse
B. Millet	Professeur, Université de la Méditerranée	Co-directeur de thèse
L. Montaggioni	Professeur, Université de Provence	Rapporteur
S. Ouillon	Directeur de Recherches, IRD-N ^{lle} Calédonie	Rapporteur
R. Troadec	Docteur, Université de la Réunion	Examineur

Remerciements

Ce travail réalisé au laboratoire des Sciences de la Terre à l'Université de la Réunion, financé par une bourse régionale de la Région Réunion, a pour objectif l'étude des processus hydrodynamiques et sédimentaires dans le récif frangeant de Saint-Gilles, sur la côte ouest de l'île de La Réunion.

Je tiens en premier lieu à remercier les membres du jury qui se sont penchés sur mon travail et ont accepté de le juger. A Monsieur le Professeur émérite Jean Coudray qui a accepté de diriger cette thèse et m'a accordé sa confiance au sein du laboratoire des Sciences de la Terre de l'Université de la Réunion, à Monsieur le Professeur Bertrand Millet, de l'Université de la Méditerranée, qui a suivi ma formation universitaire et a eu confiance en moi pendant toutes ces années. Enfin, je tiens également à remercier Messieurs le Professeur Lucien Montaggioni et le Directeur de Recherche Sylvain Ouillon qui ont accepté de rapporter ce travail.

Mes remerciements s'adressent également à Roland Troadec qui a été auprès de moi tout au long de cette formation doctorale, de bons conseils et un bon guide sur les plages réunionnaises.

Merci également au Professeur Patrick Bachèlery qui m'a accueilli dans son laboratoire et m'a donné les moyens d'accomplir ce travail de thèse.

Bien sûr, je tiens à remercier l'équipe du laboratoire des Sciences de la Terre, qui a toujours été attentive et présente pour régler les soucis, me conseiller, et surtout pour son talent dans l'organisation des pots (du grand art de géologues dont certains approchent le 10^{ème} dan en la matière). Les membres du laboratoire Ecomar ont également droit à l'expression de ma gratitude, Pascale, Lionel, Chantal, Plume.

Je dois bien sûr remercier l'IRD de La Réunion, qui a été là pour accueillir mes premiers pas sur l'île intense. Je pense à Michel, Françoise, Yvette, Marc et Emilie.

La bande de dalons tient également une place privilégiée dans ces remerciements, toujours présents et indispensables aussi bien dans les moments de déprimés que dans les moments de fêtes, heureusement plus nombreux. En tant que fervent adhérent, je me dois de remercier l'équipe des « bras cassés », et en particulier Sébastien Jaquemet, qui a été d'un grand soutien moral et physique (ce qui s'avère salutaire quand on a les bras dans le plâtre ...). La famille « bras cassés », c'est également Alexis, Gaël, Cécile(s), Alexandre, Sandra, et Christian, notre zam-allemand international d'outre-Rhin. Merci également à toutes les autres personnes qui gravitent autour et attendent leur tour de porter le ponpon (ou le plâtre ...). La liste peut être longue, et je m'excuse pour tout oubli évidemment involontaire.

Les dalons, ce sont également Téo, toujours fidèle au poste, et prêt à rallier à la cause noble du « sinon rien » tous les rêveurs d'anis et de réglisse ; David, dont on n'oubliera pas les jakasseries « équitables », et ses fameux dropes ou ses soudaines envies de jouer au rugby ; Seb Mo ou l'autre façon de voire la géole au logis, ou la « géopicologie » dont le pouvoir se perd et s'éteint, pourvu que le volcan reste allumé.

Les dalons ce sont encore Yann, qui s'est exilé dans le sud, mais trouve toujours un moment pour monter voire ses copains du nord ; le groupe Jala, avec Babou, Yannick, Khalid, à qui je souhaite du courage, de l'opiniâtreté et encore de nombreuses scènes. Avec des groupies comme Aurélie, Sophie(s), Sylvie, et bien d'autres encore qui se révèlent au fur et à mesure des représentations, je ne me fais pas de soucis.

Je dois également remercier l'équipe de la Tour, le p'tit malbard et tous les francs-tireurs de la pression chez François. Merci également à Alan et Vivi de la Terrasse, pour les nombreux moments agréables passés en leur compagnie.

Enfin, je dédie ce manuscrit à ma famille qui m'a encouragé et motivé au cours de ces longues années d'études, qui me suit et me soutient depuis mes débuts.

Mes derniers remerciements s'adressent tout particulièrement à celle qui m'a soutenu, encouragé et supporté sur cette dernière ligne droite, à Agnès, pour tous les moments passés et à venir.

Sommaire

Sommaire	i
Liste des figures	iv
Liste des tableaux	viii
Introduction générale	1
<i>A. Cadre général de l'étude</i>	3
<i>B. Historique et objectifs de l'étude</i>	5
B.1. Historique du suivi du fait « érosif » à La Réunion	5
B.2. Objectifs généraux de l'étude	7
<i>C. Canevas de l'étude</i>	7
Chapitre I Les aspects physiques de l'environnement récifal	11
<i>A. Les récifs coralliens</i>	13
<i>B. Etat des connaissances : les processus physiques en milieu récifal</i>	15
B.1. La circulation induite à échelle locale	16
B.2. Set-up des vagues, transformation et dissipation de l'énergie de la houle	19
B.3. Les processus du transport sédimentaire	20
Chapitre II Cadres géomorphologique et dynamique de la zone d'étude	25
<i>A. Introduction</i>	27
<i>B. Cadre geomorphologique et présentation de la zone d'étude</i>	28
B.1. Cadres géographique et géologique	28
B.1.1. L'île de La Réunion	28
B.1.2. Les complexes récifaux de La Réunion	29
B.2. Géomorphologie et compartimentation du complexe récifal frangeant de Saint-Gilles	29
B.2.1. La zonation transversale	30
B.2.2. Une compartimentation longitudinale	31
B.3. Les compartiments de la zone d'étude	32
B.3.1. Les plages coralliennes : lieu du suivi de l'érosion littorale	32
B.3.2. La dépression d'arrière récif (DAR) : lieu de l'étude hydrosédimentaire	34
<i>C. Cadre dynamique</i>	35
C.1. Les forçages extérieurs, vecteurs de la dynamique littorale	35
C.1.1. Les vents	35
C.1.2. La marée	35
C.1.3. Les houles	36
C.2. Schéma conceptuel de la circulation hydrodynamique du récif frangeant de Saint-Gilles	38
Chapitre III Evolution morphodynamique du littoral corallien du récif frangeant de l'Hermitage / La Saline	41
<i>A. Introduction</i>	43
<i>B. Protocole de suivi des profils de plage</i>	44
B.1. Localisation et présentation des profils	44
B.2. Méthode de relevés	46
B.3. Méthode d'analyse des profils de plage	48
B.3.1. Les conditions de forçage par la houle	48
B.3.2. Les morphotypes	48
B.3.3. Les bilans sédimentaires	49

<i>C. Résultats</i>	51
C.1. Les forçages de la houle	51
C.2. Les morphotypes	52
C.3. Les bilans sédimentaires	55
<i>D. discussion</i>	58
D.1. Morphodynamique des plages	58
D.2. Les bilans sédimentaires	61
<i>E. Conclusion</i>	63
Chapitre IV Répartition spatiale et dynamique des dépôts sédimentaires de la DAR du récif frangeant de l'Hermitage / La Saline	67
<i>A. Introduction</i>	69
<i>B. Campagnes sédimentologiques : échantillonnage et méthodes d'analyses</i>	70
B.1. Echantillonnage sédimentaire	70
B.2. Analyses des prélèvements sédimentaires	72
B.2.1. Traitement des échantillons	72
B.2.2. Calcul des paramètres granulométriques	73
B.3. Cartographie de la couverture sédimentaire	74
B.3.1. Distribution spatiale des données	74
B.3.2. L'interpolation	76
B.4. La méthode de calcul des tendances de transport sédimentaire	76
B.4.1. Fondements	77
B.4.2. Principe et limites du calcul des tendances de transport sédimentaire	78
B.4.3. Application dans le contexte de la couverture sédimentaire de la DAR du récif frangeant de l'Hermitage / La Saline	79
<i>C. Résultats</i>	80
C.1. Les caractéristiques granulométriques	80
C.2. La distribution spatiale de la taille moyenne des sédiments dans la DAR	82
C.3. Cartographie de la couverture sédimentaire de la DAR	84
C.4. Les tendances de transport sédimentaire	85
<i>D. Discussion</i>	87
D.1. Echelle temporelle des processus de transport	87
D.2. La dynamique des transports sédimentaires	88
D.2.1. Les processus de faible énergie	88
D.2.2. Les processus de forte énergie	90
D.3. Les transitions entre les faciès sédimentaires du récif frangeant de l'Hermitage / La Saline	92
<i>E. Conclusion</i>	93
Chapitre V Processus physiques dans le complexe récifal de l'Hermitage / La Saline	97
<i>A. Introduction</i>	99
<i>B. Instrumentation et procédures de suivis et leurs applications</i>	100
B.1. Les instruments de mesures	100
B.1.1. Les vitesses et directions des courants	100
B.1.2. Les mesures de l'élévation du plan d'eau	101
B.2. Déploiement et protocole de suivi	102
B.2.1. Les courants	103
B.2.2. La houle	103
B.2.3. La marée	103
<i>C. Méthodes d'analyses des données hydrodynamiques</i>	104
C.1. Analyse des caractéristiques de la houle	104
C.1.1. L'énergie de la houle	105
C.1.2. Les statistiques de la houle	106
C.1.3. Les vitesses orbitales associées à la houle	106
C.2. Analyse des courants moyens	107

C.2.1.	Variabilité temporelle	107
C.2.2.	Variabilité spatiale	108
<i>D.</i>	<i>Caractérisation des forçages environnementaux pendant les campagnes</i>	<i>108</i>
D.1.	La houle	109
D.2.	Les vents	110
D.3.	Synthèse des forçages environnementaux	111
<i>E.</i>	<i>Résultats</i>	<i>113</i>
E.1.	Evolution de l'énergie des vagues dans la zone d'étude	113
E.1.1.	Les ondes dans le domaine infragravitaire	113
E.1.2.	Les ondes dans le domaine gravitaire	114
E.2.	Propagation de la houle dans le récif	119
E.2.1.	Les hauteurs et périodes de la houle	119
E.2.2.	Les courants induits par la houle	122
E.3.	Variabilité temporelle et spatiale des courants moyens	124
E.3.1.	Le régime calme	124
E.3.2.	Le régime agité	127
E.3.3.	Schéma de circulation générale	128
<i>F.</i>	<i>Discussion</i>	<i>131</i>
F.1.	Propagation et dissipation de l'énergie des ondes dans le récif frangeant de l'Hermitage / La Saline	131
F.1.1.	Les ondes infragravitaires	131
F.1.2.	Les ondes gravitaires	132
F.1.3.	Les caractéristiques des vagues dans le récif	134
F.2.	La circulation au sein du récif frangeant de l'Hermitage / La Saline	136
F.2.1.	Le schéma de la circulation générale dans le récif	136
F.2.2.	Transport de masse et temps de résidence	137
<i>G.</i>	<i>Conclusion</i>	<i>139</i>
Chapitre VI	Dynamique hydrosédimentaire au sein du récif frangeant de l'Hermitage / La Saline.	143
A.	<i>La dynamique des plages coralliennes</i>	<i>145</i>
B.	<i>Les bases du calcul théorique</i>	<i>146</i>
B.1.	La nature du fond	146
B.1.1.	Granulométrie et densité des sédiments	146
B.1.2.	Longueur de rugosité	147
B.2.	Les vitesses critiques d'érosion	148
C.	<i>Concentration et flux de mes</i>	<i>149</i>
C.1.	En régime calme	149
C.1.1.	Concentrations de MES	149
C.1.2.	Les flux sédimentaires	151
C.2.	En régime agité	152
C.2.1.	Concentrations de MES	152
C.2.2.	Flux sédimentaires	153
D.	<i>La dynamique sédimentaire et ses conséquences</i>	<i>154</i>
D.1.	Equilibre des plages coralliennes	154
D.2.	Implications sur les colonies coralliennes	156
	Conclusion et perspectives	159
	Références Bibliographiques	167
	Annexes	179
Annexe 1	La marée dans le complexe récifal de l'Hermitage / La Saline	181
A.	<i>Analyse de la marée</i>	<i>183</i>
B.	<i>La marée dans le récif</i>	<i>183</i>
Annexe 2	Description des équations de la dynamique sédimentaire utilisées pour le calcul des concentrations de matière en suspension et des flux	189

Liste des figures

FIGURE 0-I-1 : EROSION D'UNE PLAGE CORALLIENNE A LA REUNION. A) LE DECHAUSSEMENT DES RACINES DE FILAOS CARACTERISE BIEN LA PRESENCE DU RISQUE EROSIF, ET B) PERTE D'UN VOLUME CONSIDERABLE DE SABLE ET DESTRUCTION DE LA TERRASSE D'UN RESTAURANT SUITE A UN EPISODE DE FORTE HOULE AUSTRALE EN AOUT 2003.	6
FIGURE I-1 : SCHEMA DE LA CROISSANCE D'UN RECIF CORALLIEN SELON L'HYPOTHESE DE DARWIN.	13
FIGURE I-2 : SCHEMA CONCEPTUEL DE LA CIRCULATION SUR UNE SECTION TRANSVERSALE DE ONE TREE REEF, MONTRANT LES PRINCIPALES FORCES QUI INDUISENT LA CIRCULATION SOUS UN REGIME DE VENT DE SUD-EST ET SOUS L'EFFET DE LA HOULE (MODIFIE D'APRES FRITH, 1981).	17
FIGURE I-3 : REPRESENTATION SCHEMATIQUE DES ZONES DE DEPOTS ET DES TRANSITS SEDIMENTAIRES POUR DES RECIF DISCONTINUS, INTERROMPUS ET CONTINUS (D'APRES ROBERTS, 1980)	21
FIGURE I-4 : SCHEMA CONCEPTUEL DES PROCESSUS HYDROSEDIMENTAIRES EN MILIEU RECIFAL FRANGEANT (D'APRES STORLAZZI ET AL. 2004).	22
FIGURE II-1 : A) LOCALISATION DE LA REUNION DANS L'OCEAN INDIEN, B) POSITIONNEMENT DES RECIFS FRANGEANTS SUR LA COTE OCCIDENTALE DE L'ILE.	28
FIGURE II-2 : ELEMENTS DE GEOMORPHOLOGIE RECIFALE DU RECIF FRANGEANT DE SAINT-GILLES, D'APRES MONTAGGIONI & FAURE (1975).	30
FIGURE II-3 : PRESENTATION DU COMPLEXE RECIFAL DE SAINT-GILLES, ET DELIMITATION DE LA ZONE D'ETUDE.	32
FIGURE II-4 : LOCALISATION DES SECTEURS DE PLAGES CORALLIENNES ETUDIEES. LES COORDONNEES SONT EXPRIMEES EN DEGRES DECIMAUX.	33
FIGURE II-5 : DELIMITATION DE LA ZONE D'ETUDE. EN JAUNE, LE CONTOUR DE L'ENSEMBLE POST-RECIFAL OU DEPRESSION D'ARRIERE RECIF (DAR) QUI CONSTITUE LA ZONE D'ETUDE HYDROSEDIMENTAIRE. EN BLANC, LE CORDON LITTORAL FORME PAR LES PLAGES CORALLIENNES.	34
FIGURE II-6 : REGIME DES ALIZES A LA REUNION.	35
FIGURE II-7 : LIGNES COTIDALES DE L'ONDE M2 (EXTRAIT DES INSTRUCTIONS NAUTIQUES, 1984)	36
FIGURE II-8 : REGIMES DE HOULE CONCERNANT L'ILE DE LA REUNION, MODIFIE D'APRES TROADEC (1991).	36
FIGURE II-9 : SCHEMA CONCEPTUEL DE LA CIRCULATION AU SEIN DU RECIF FRANGEANT DE L'HERMITAGE / LA SALINE (NAÏM & CUET, 1989).	38
FIGURE III-1 : LOCALISATION DES RADIALES FAISANT L'OBJET DU SUIVI DES PROFILS DE PLAGE. LES COORDONNEES SONT EXPRIMEES EN DEGRES DECIMAUX.	44
FIGURE III-2 : PRINCIPE DE MESURE DES PROFILS DE PLAGE, (A) DESCRIPTION DE L'APPAREIL DE MESURE, (B) PRINCIPE DE RELEVÉ DANS LE CAS D'UNE DENIVELLATION NEGATIVE ET (C) PRINCIPE DE RELEVÉ DANS LE CAS D'UNE DENIVELLATION POSITIVE.	46
FIGURE III-3 : METHODE DE CALCUL DES BILANS SEDIMENTAIRES ENTRE DEUX PROFILS SUCCESSIFS A ET B.	50
FIGURE III-4 : CARACTERISTIQUES DE LA HOULE ENREGISTREE AU LARGE, HAUTEURS ET PERIODES SIGNIFICATIVES, ET ENERGIE DE LA HOULE INCIDENTE A LA COTE. LES TRIANGLES INDIQUENT LES PERIODES DE RELEVÉS DES PROFILS DE PLAGE.	51
FIGURE III-5 : PROFILS DE PLAGES DU RECIF DE L'HERMITAGE / LA SALINE, MESURES ENTRE 1998 ET 2004.	53
FIGURE III-6 : EVOLUTION MORPHOLOGIQUE DE LA RADIALE HOTEL RECIF ENTRE DECEMBRE 2000 ET DECEMBRE 2001. L'EROSION IMPORTANTE ENTRE DECEMBRE 2000 ET JANVIER 2001 EST LA CONSEQUENCE DU PASSAGE DU CYCLONE TROPICAL INTENSE ANDO.	54
FIGURE III-7 : BILANS SEDIMENTAIRES CALCULES POUR LES NEUF PROFILS DE PLAGE. LES PERIODES INDIQUEES EN GRIS CORRESPONDENT AUX BILANS SEDIMENTAIRES CALCULES A LA SORTIE DE L'HIVER AUSTRAL.	55
FIGURE III-8 : COMPARAISON ENTRE L'EVOLUTION DES BILANS SEDIMENTAIRES CUMULES ET LES FLUX ENERGETIQUE DE LA HOULE SUR LA COTE. LA PENTE DE LA COURBE ENTRE DEUX POINTS SUCCESSIFS DETERMINE LES PHASES D'EROSION ET D'ACCRETION. SI LA PENTE EST POSITIVE,	

IL Y A ACCRETION, SI LA PENTE EST NEGATIVE, IL Y A EROSION. UNE PENTE NULLE CARACTERISE UNE STABILITE DU PROFIL. ON REMARQUERA L'IMPACT PARTICULIEREMENT EROSIIF DU CYCLONE ANDO EN JANVIER 2001 SUR L'ENSEMBLE DES RADIALES.	56
FIGURE III-9 : EVOLUTIONS DE LA PARTIE AERIENNE D'UN PROFIL DE PLAGE ENTRE PHASES D'EROSION ET PHASES D'ACCRETION, D'APRES SONU & VAN BEEK (1971 ; IN SHORT, 1999).	60
FIGURE III-10 : ESTIMATION DE L'ETAT DE SANTE DES RECIFS CORALLIENS DE SAINT-GILLES EN 2000. LES RADIALES ETUDIEES ET LES REGIMES DE HOULES PRINCIPAUX QUI AFFECTENT LE LITTORAL DE SAINT-GILLES SONT EGALEMENT PRESENTES, (MODIFIE D'APRES NAÏM ET AL. 2000).	62
FIGURE IV-1 : A) ZONE D'ETUDE, B) LOCALISATION DES PRELEVEMENTS SEDIMENTAIRES DANS LA DEPRESSION D'ARRIERE RECIF, DAR ET C) DETAIL DE TROIS RADIALES.	70
FIGURE IV-2 : CONDITIONS ENVIRONNEMENTALES ENREGISTREES PENDANT LA PERIODE DE PRELEVEMENTS SEDIMENTAIRES INDIQUEES EN GRIS. HS : HAUTEUR SIGNIFICATIVE DE LA HOULE, Ts : PERIODE SIGNIFICATIVE DE LA HOULE, F : FLUX ENERGETIQUE ASSOCIE A LA HOULE.	71
FIGURE IV-3 : EXEMPLE DE SEMI-VARIOGRAMME ET DE MODELE AJUSTE (CAEIRO ET AL., 2003).	75
FIGURE IV-4 : PROTOCOLE DE CALCUL DES VECTEURS TENDANCES DU TRANSPORT SEDIMENTAIRE (D'APRES ASSELMAN, 1999).	78
FIGURE IV-5 : REPARTITION DES PARAMETRES GRANULOMETRIQUES SUR L'ENSEMBLE DES 184 ECHANTILLONS RECOLTES.	80
FIGURE IV-6 : DISTRIBUTIONS DES ECHANTILLONS SEDIMENTAIRES A) SITUES EN BAS DE PLAGE, B) SITUES EN LIMITE INTERNE DU PLATIER RECIFAL. L'ABSCISSE DES HISTOGRAMMES CORRESPOND AUX CLASSES DE TAILLE DES SEDIMENTS EXPRIMEES EN UNITE ϕ .	81
FIGURE IV-7 : CARTE DES SEMI-VARIANCES POUR LA TAILLE MOYENNE DU SEDIMENT. MALGRE LA FAIBLE GAMME DE VARIABILITE DES DONNEES, UN MAXIMUM DE CONTINUTE PEUT ETRE OBSERVE DANS LA DIRECTION DE L'AZIMUT 135°.	82
FIGURE IV-8 : SEMI-VARIOGRAMME CONSTRUIT A PARTIR DE LA TAILLE MOYENNE DU SEDIMENT, A) POUR UNE DIRECTION DE 135° SUR UNE DISTANCE DE 3000 M, B) POUR UNE DIRECTION DE 45° SUR UNE DISTANCE DE 300 M. LA TOLERANCE SUR LA DIRECTION EST DE 30° ET L'INCREMENT DES DISTANCES EST DE 20 M. LES COURBES EN POINTILLEES REPRESENTENT LE MEILLEURE MODELE DE VARIABILITE SPATIALE AJUSTE AU VARIOGRAMME.	83
FIGURE IV-9 : CARTES DE CONTOUR DES PARAMETRES GRANULOMETRIQUES INTERPOLES, A) L'INDICE DE SYMETRIE S_k , B) L'INDICE DE TRI σ ET C) LA TAILLE MOYENNE μ (EN UNITE ϕ).	84
FIGURE IV-10 : TENDANCES DE TRANSPORT SEDIMENTAIRE DANS LA DAR DU RECIF FRANGEANT DE L'HERMITAGE LA SALINE.	86
FIGURE IV-11 : SYNTHESE DES MECANISMES DE TRANSPORT SEDIMENTAIRE DANS LA DEPRESSION D'ARRIERE RECIF DE L'HERMITAGE / LA SALINE, EN FONCTION DU DEGRE D'ENERGIE DES PROCESSUS DE TRANSPORT FORCES PAR LES CONDITIONS ENVIRONNEMENTALES.	94
FIGURE V-1 : COURANTOMETRE NORTEK <i>SIDE-LOOKING</i> FIXE SUR LE FOND.	100
FIGURE V-2 : POSITIONNEMENT DES INSTRUMENTS DE MESURE DANS LE COMPLEXE RECIFAL DE L'HERMITAGE / LA SALINE.	102
FIGURE V-3 : PRINCIPE DE L'ANALYSE TEMPORELLE D'UN SIGNAL TEMPOREL. DEUX COUPLES DE HAUTEUR H ET DE PERIODE T, PEUVENT ETRE DEFINIS SELON LA METHODE CHOISIE, UP-CROSSING (INDICE « U ») OU DOWN-CROSSING (INDICE « D »).	105
FIGURE V-4 : LOCALISATION DES STATIONS D'ENREGISTREMENT DE LA HOULE ET DU VENT.	108
FIGURE V-5 : PUISSANCE, PUISSANCE NORMALISEE ET HAUTEURS SIGNIFICATIVES DE LA HOULE AU LARGE. LES ZONES GRISEES CORRESPONDENT A DES EPISODES DE HOULE FORTEMENT ENERGETIQUE.	110
FIGURE V-6 : REGIME DES VENTS DE JOUR ET DE NUIT, ENREGISTRES A LA STATION DE TROIS BASSINS, DU 1 ^{ER} AVRIL AU 1 ^{ER} DECEMBRE 2004, A) VITESSE DU VENT, B) DIRECTION DU VENT ET C) ROSE DES VENTS EN FREQUENCE D'OCCURRENCE (LES ROSES INDIQUENT LA DIRECTION DE PROVENANCE DU VENT). ON REMARQUE LA PREDOMINANCE DE VENTS <i>OFFSHORE</i> LA NUIT, D'UN SECTEUR 60°N A 90°N, CARACTERISTIQUE DE LA BRISE DE TERRE.	110
FIGURE V-7 : DONNEES HORAIRES DE DEUX JOURNEES TYPES, CARACTERISTIQUES DE LA VENTILATION DU RECIF FRANGEANT DE L'HERMITAGE / LA SALINE. A) REGIME DES ALIZES,	

QUI SE RENFORCENT LE MATIN A PARTIR DE 9H00, SOUTENUS LA JOURNEE ET FAIBLISSENT LA NUIT, B) REGIME DE VENTILATION RYTHME PAR L'ALTERNANCE DE LA BRISE DE MER (LE JOUR) ET LA BRISE DE TERRE (LA NUIT).	111
FIGURE V-8 : TROIS EXEMPLES D'ANALYSE SPECTRALE DES VARIATIONS DES HAUTEURS D'EAU ENREGISTREES PENDANT L'HIVER AUSTRAL 2004 DANS LE RECIF FRANGEANT DE L'HERMITAGE / LA SALINE. CES SPECTRES ILLUSTRONT LA DOMINANCE DES ONDES INFRAGRAVITAIRES ($F < 0,05$ Hz) DANS LA REPARTITION DE L'ENERGIE AU SEIN DU COMPLEXE RECIFAL.	113
FIGURE V-9 : FORÇAGES HYDRODYNAMIQUES PAR LE VENT ET LA HOULE POUR A) LA RADIALE DE COPACABANA (T6) EN MORTES-EAUX, B) LA RADIALE DE COPACABANA (T6) EN VIVES-EAUX, C) LA RADIALE DE TOBOGGAN (T2) ET D) PLANCHE ALIZE (T7).	115
FIGURE V-10 : VARIATIONS TEMPORELLES DE L'ENERGIE DES VAGUES POUR LA RADIALE DE COPACABANA (T6) AU COURS D'UN CYCLE DIURNE DE MAREE : A) EN MAREE DE MORTES-EAUX, B) EN MAREE DE VIVES-EAUX.	116
FIGURE V-11 : EVOLUTION TEMPORELLE DE LA FRACTION DE L'ENERGIE TOTALE POUR CHAQUE DOMAINE DE FREQUENCE A LA STATION COPACABANA : A) MAREE DE MORTES-EAUX, B) MAREE DE VIVES-EAUX.	117
FIGURE V-12 : VARIATIONS TEMPORELLES DE L'ENERGIE DES VAGUES EN REGIME AGITE SUR 24 HEURES, POUR A) LA RADIALE DE TOBOGGAN (T2), ET B) LA RADIALE DE PLANCHE ALIZE (T7).	118
FIGURE V-13 : EVOLUTION TEMPORELLE DE LA FRACTION DE L'ENERGIE TOTALE POUR CHAQUE DOMAINE DE FREQUENCE, EN REGIME AGITE POUR A) LA RADIALE DE TOBOGGAN (T2) ET B) LA RADIALE DE PLANCHE ALIZE (T7).	118
FIGURE V-14 : HAUTEURS ET PERIODES SIGNIFICATIVES SUR 24 HEURES, POUR LES RADIALES T2 ET T7, AU NIVEAU DU PLATIER ET DE L'ARRIERE RECIF.	120
FIGURE V-15 : REGRESSIONS LINEAIRES ENTRE LA PROFONDEUR SUR LE RECIF ET LES HAUTEURS SIGNIFICATIVES DE LA HOULE POUR LES RADIALES T7 ET T2, SUR LE PLATIER RECIFAL ET DANS LA DEPRESSION D'ARRIERE RECIF.	120
FIGURE V-16 : ATTENUATION DE L'ENERGIE DE LA HOULE EN FONCTION DE LA MAREE POUR LES STATIONS DE PLANCHE ALIZE (T7) ET TOBOGGAN (T2). EN NOIR, ATTENUATION ENTRE L'OCEAN ET LE PLATIER RECIFAL, EN GRIS ENTRE LE PLATIER RECIFAL ET LA DAR.	121
FIGURE V-17 : HAUTEURS SIGNIFICATIVES ET VITESSES ORBITALES SUR LE FOND CALCULEES POUR LES RADIALES T7 ET T2. LES MARQUES M1, H1, D1 ET B1, INDIQUENT LES ENREGISTREMENTS CONTINUS (INTERVALLE DE MESURE DE 1S) PRESENTES EN FIGURE V-18.	122
FIGURE V-18 : SELECTION D'ENREGISTREMENTS CONTINUS (A 1S D'INTERVALLE) DES COMPOSANTES <i>CROSS-SHORE</i> DE LA VITESSE DES COURANTS SUR LE PLATIER RECIFAL POUR LES STATIONS DE PLANCHE ALIZE (T7) ET TOBOGGAN (T2) AUX PHASES DE MAREE PRESENTES EN FIGURE V-17.	123
FIGURE V-19 : SPECTRE DE DENSITE DES ENREGISTREMENTS A HAUTE FREQUENCE DES VITESSES A LA STATION PLANCHE ALIZE, EN PLATIER RECIFAL, POUR H1.	123
FIGURE V-20 : SERIES TEMPORELLES, EN REGIME CALME, DES PARAMETRES DE L'ECOULEMENT SUR LE PLATIER RECIFAL ET DANS LA DAR ET DES CONDITIONS DE FORÇAGES EXTERIEURS. A) RADIALE T2 EN MAREE DE MORTES-EAUX (MME), B) RADIALE T7 EN MAREE DE VIVES-EAUX (MVE) ET C) RADIALE T11 EN MVE. POUR LES COMPOSANTES <i>CROSS-SHORE</i> , LES VALEURS POSITIVES INDIQUENT UN COURANT VERS LA COTE, POUR LES COMPOSANTES <i>LONGSHORE</i> , LES VALEURS POSITIVES INDIQUENT UN COURANT VERS LE NORD.	125
FIGURE V-21 : SERIES TEMPORELLES, EN REGIME AGITE, DES PARAMETRES DE L'ECOULEMENT SUR LE PLATIER RECIFAL ET DANS LA DAR ET DES CONDITIONS DE FORÇAGES EXTERIEURS. A) RADIALE T2, B) RADIALE T7, ET C) RADIALE T11. POUR LES COMPOSANTES <i>CROSS-SHORE</i> , LES VALEURS POSITIVES INDIQUENT UN COURANT VERS LA COTE, POUR LES COMPOSANTES <i>LONGSHORE</i> , LES VALEURS POSITIVES INDIQUENT UN COURANT VERS LE NORD.	127
FIGURE V-22 : SCHEMA DE SYNTHESE DE LA CIRCULATION AU SEIN DU RECIF FRANGEANT DE L'HERMITAGE / LA SALINE.	129
FIGURE V-23 : BILAN DES VOLUMES D'EAU TRANSPORTES SUR UNE COUPE DU COMPLEXE RECIFAL DE L'HERMITAGE / LA SALINE.	137

FIGURE VI-1 : VITESSES MOYENNES DE L'ÉCOULEMENT NECESSAIRES POUR LE TRANSPORT DES SEDIMENTS DE TAILLE PRESENTÉE EN FIGURE IV-9, CHAPITRE IV.	148
FIGURE VI-2 : DIAGRAMME DE HJULSTROM. RELATION ENTRE LES VITESSES MOYENNES DE L'ÉCOULEMENT ET LA TAILLE MOYENNE DU SEDIMENT FAVORISANT L'ÉROSION. LA CLASSE DES SABLES EST SURLIGNÉE.	149
FIGURE VI-3 : CONCENTRATIONS THÉORIQUES DE MES EN ARRIÈRE RECIF ET SUR LE PLATIER CALCULÉES À PARTIR DES COURANTS INSTANTANÉS ENREGISTRÉS À LA STATION DE COPACABANA EN MAREE DE MORTES-EAUX.	150
FIGURE VI-4 : COURANTS MOYENS ET CALCUL DE CONCENTRATION DE MES POUR LA RADIALE DE PLANCHE ALIZE LORS D'UN HYDRODYNAMISME FORCÉ PAR LE VENT PUIS PAR LA HOULE.	152
FIGURE VI-5 : CONCENTRATION THÉORIQUE EN MES CALCULÉE À PARTIR DES COURANTS INSTANTANÉS ENREGISTRÉS DANS LA DAR ET SUR LE PLATIER RECIFAL, À LA STATION DE PLANCHE ALIZE POUR UN FORÇAGE PAR LE VENT PUIS PAR LA HOULE.	153

Liste des tableaux

TABLEAU I-1 : LISTE DE REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES CONCERNANT L'ANALYSE DES PROCESSUS PHYSIQUES EN MILIEU RECIFAL.	16
TABLEAU III-1 : POSITIONS ET ALTITUDES DES POINTS DE REFERENCES DE CHAQUE RADIALE	45
TABLEAU III-2 : PERIODES DE RELEVES DES PROFILS DE PLAGES CARBONATEES DU RECIF FRANGEANT DE L'HERMITAGE / LA SALINE, DEPUIS 1998. LES PERIODES GRISEE REPRESENTENT L'HIVER AUSTRAL OU LES PERIODES DE TRANSITION AVEC L'ETE.	47
TABLEAU III-3 : CARACTERISTIQUES DES MORPHOTYPES DE PLAGES, SELON HEGGE (1994 ; IN SANDERSON ET AL., 2000).	49
TABLEAU III-4 : FLUX SEDIMENTAIRES POUR CHAQUE SECTEURS DE PLAGE. CES FLUX SONT ESTIMES A PARTIR DES BILANS SEDIMENTAIRES ET NE REPRESENTENT PAS DES TAUX NET DU TRANSPORT SEDIMENTAIRE.	58
TABLEAU IV-1 : CLASSIFICATION DE WENTWORTH (1922). LA CLASSE DES SABLES EST INDIQUEE EN GRISE.	72
TABLEAU IV-2 : FORMULES DE CALCUL DES PARAMETRES GRANULOMETRIQUES PAR LA METHODE LOGARITHMIQUE DES MOMENTS, LIMITES DE CLASSES ET TERMINOLOGIE DES CLASSES DE VALEURS PRISES PAR LES PARAMETRES GRANULOMETRIQUES (F EST LA FREQUENCE EN POURCENTAGE DE LA DISTRIBUTION, D_{ϕ} LA TAILLE DES GRAINS EN UNITE ϕ).	73
TABLEAU IV-3 : SYNTHESE NON EXHAUSTIVE DES APPLICATIONS DE LA METHODE DE CALCUL DES TENDANCES DE TRANSPORT SEDIMENTAIRE.	77
TABLEAU IV-4 : RELATIONS ENTRE LES PARAMETRES GRANULOMETRIQUES (EN UNITE ϕ) DE DEUX STATIONS A ET B, POUR UN TRANSPORT SEDIMENTAIRE DE A VERS B, DE TYPE FB- ET CB+.	77
TABLEAU V-1 : CALENDRIER DES CAMPAGNES DE MESURES DE L'HYDRODYNAMISME. \mathcal{D} ET \mathcal{C} PREMIER ET DERNIER QUARTIER LUNAIRE, \bullet ET \circ , NOUVELLE LUNE ET PLEINE LUNE.	102
TABLEAU V-2 : DOMAINES DE FREQUENCES DES ONDES DE SURFACE CONSIDERES DANS CETTE ETUDE.	105
TABLEAU V-3 : SYNTHESE DES CONDITIONS ENVIRONNEMENTALES PENDANT LES CAMPAGNES DE MESURE HYDRODYNAMIQUE ET DISTINCTION ENTRE UN REGIME CALME ET UN REGIME AGITE.	112
TABLEAU VI-1 : ESTIMATION DES FLUX SEDIMENTAIRES <i>CROSS-SHORE</i> ET <i>LONGSHORE</i> , EN REGIME AGITE, POUR L'EXEMPLE DE LA RADIALE DE PLANCHE ALIZE, SELON UN FORÇAGE PAR LE VENT OU PAR LA HOULE.	154

Introduction générale

A. CADRE GENERAL DE L'ETUDE

Le **changement global du climat** affecte les processus **physiques, biologiques** et **biogéochimiques** des **environnements** océaniques et **côtiers** (Mclean & Tsyban, 2001). Ces perturbations modifient non seulement l'organisation écologique et le rôle de ces environnements, mais également les biens et les services qu'ils sont susceptibles de fournir aux sociétés humaines. Les impacts du réchauffement global sur le milieu marin se traduisent entre autres par :

- une élévation du niveau moyen de la mer et des températures de surface,
- une diminution de la couverture des glaces polaires,
- des changements de la salinité, de l'alcalinité, du régime des houles et de la circulation océanique globale et locale.

Les **réponses** à ces perturbations climatiques se répercutent sur les **mouvements des masses océaniques**, la **production des eaux profondes** et les **upwelling côtiers**. Ces changements vont avoir des impacts étendus sur le **statut**, la **viabilité**, la **durabilité**, la **productivité** et la **biodiversité** des **écosystèmes marins et côtiers**. Les océans qui occupent 70% de la surface de la Terre sont largement ouverts, étendus, et présentent une grande connectivité entre écosystèmes. A l'inverse, les zones côtières sont longues, étroites et représentent pour la plupart des systèmes discontinus. Par conséquent, les impacts du changement global sur les écosystèmes marins seront différents selon les régions et les écosystèmes. Les répercussions de ces changements seront plus accentuées dans les zones côtières, où les contraintes environnementales sont plus spécifiques et souvent accompagnées d'une forte pression anthropique, qu'au niveau des océans.

Les zones côtières à travers le monde constituent les environnements parmi les plus diversifiés, les plus dynamiques et les plus productifs. Environ **20%** de la population mondiale **vit à moins de 30 km** des côtes et près du double se trouve à moins de 100 km (Cohen *et al.*, 1997). D'ici 2100 il est envisagé que 600 millions de personnes vivront dans les plaines côtières inondables. La frange côtière des pays situés en zone tropicale et subtropicale, plus particulièrement les zones déjà soumises à une pression anthropique marquée, sont très sensibles aux effets du réchauffement global.

Les récifs coralliens, qui dominent les écosystèmes littoraux tropicaux, constituent des systèmes côtiers importants pour les biens et les services qu'ils apportent aux populations locales. Aujourd'hui, 30% des récifs sont sérieusement endommagés et près de 60% seraient détruits d'ici 2030 (Hughes *et al.*, 2003). Bien que quelques programmes de préservation et de conservation des récifs coralliens aient eu un succès local, la tendance à l'échelle régionale ou globale est au déclin de la plupart des écosystèmes coralliens. La récolte de coraux, la pollution, certaines maladies et le changement des températures de surface de la mer constituent autant de causes de cette dégradation. Les récifs de la Grande Barrière, longtemps considérés comme les écosystèmes les plus vierges au monde, sont également en voie de dégradation. Dans de nombreuses régions du monde, le stress généré par les

pressions anthropiques a depuis longtemps dépassé **la capacité maximale de régénération des coraux**, impliquant de nombreuses modifications dans la composition spécifique des colonies coralliennes, avec des répercussions sévères sur **l'économie locale** (Bellwood *et al.*, 2004).

Le blanchissement des coraux apparaît comme une des principales conséquences du réchauffement des océans. D'ici 30 à 50 ans, ces épisodes de blanchissement sont susceptibles de se produire avec une fréquence annuelle dans la plupart des océans tropicaux (Nurse & Sem, 2001). Une étude récente a ainsi démontré que les communautés coralliennes du sud-ouest de l'océan Indien étaient très menacées d'extinction suite aux événements de blanchissements successifs sur la période 1998-2005 (Mc Clanahan *et al.*, 2007). La mise en place de programmes de préservation et de conservation des récifs coralliens s'avère être une urgence et au centre des projets de développement durable des pays situés dans la ceinture intertropicale.

Les écosystèmes coralliens constituent non seulement une des plus importantes ressources des pays tropicaux, à travers la pêche, le tourisme, la valeur esthétique et culturelle qu'ils représentent, mais jouent également un rôle important pour la **protection des littoraux**. La plupart de ces pays sont situés dans des zones où les régimes de houles importantes et la fréquence des tempêtes ou cyclones tropicaux ont un pouvoir destructeur sur les côtes. Dans ce sens, les récifs coralliens assurent la pérennité des littoraux en servant de barrière naturelle qui protège les côtes des impacts marins importants (Frihy *et al.*, 2004). Cependant, les épisodes successifs de blanchissement fragilisent les édifices coralliens et leur dégradation augmente considérablement l'énergie de la houle qui les parcourt et qui participe par la même occasion à l'érosion plus active des côtes adjacentes (Sheppard *et al.*, 2005). A titre d'exemple, le littoral de Flic-en-Flac à Maurice est estimé reculer de 2,7 mètres par an, de même que la côte de certaines îles des Fidji a reculé de 30 à 40 m depuis 70 ans (Nurse & Sem, 2001).

L'érosion des plages en arrière des récifs coralliens est une vérité mondiale dont les conséquences prennent de plus en plus d'ampleur avec les changements climatiques. La quantité d'énergie transmise depuis l'océan aux plages situées en arrière de récifs coralliens, est étroitement liée aux hauteurs d'eau qui règnent sur l'édifice corallien. De ce fait, dans un contexte de changement climatique, accompagné d'une augmentation de la fréquence des événements exceptionnels (fortes tempêtes, cyclones), d'un réchauffement, d'une élévation du niveau moyen des océans et d'une pression anthropique de plus en plus imposante, les zones littorales situées en arrière des récifs coralliens connaissent une accélération des processus d'érosion et de dégradation irréversibles.

La démarche de **Gestion Intégrée des Zones Côtières (GIZC)**, qui prend en considération une protection de l'environnement, une gestion des activités économiques et une considération de la demande sociale, devient alors une réalité et une nécessité. La Région Réunion, consciente de la valeur patrimoniale et économique de ses récifs coralliens, s'engage à mettre en place une GIZC du littoral ouest de l'île. Sa mise en œuvre passe par une analyse globale de la structure, du fonctionnement, de l'évolution du littoral et des usages qui s'y exercent. Dans le cadre de cette GIZC,

l'étude de l'érosion des plages balnéaires de La Réunion est inévitable et s'inscrit dans des perspectives de développement durable et d'aménagements écologiquement et économiquement viables des côtes réunionnaises.

B. HISTORIQUE ET OBJECTIFS DE L'ETUDE

Les écosystèmes coralliens de La Réunion jouent un rôle social et économique prépondérant pour la population locale à travers les activités de pêche artisanale traditionnelle et récréative ainsi qu'à travers le tourisme balnéaire de masse qui s'y est développé (Mirault *et al.*, 2006). Les littoraux balnéaires de La Réunion comptabilisent 38% de la population (source INSEE, recensement de la population 1999) et le tourisme balnéaire représente 56% de l'activité touristique à La Réunion. L'augmentation des activités anthropiques sur ces zones côtières est alors considérable et a une influence significative sur le développement et la dégradation des édifices coralliens.

Au même titre qu'à l'échelle mondiale, la tendance générale des plages balnéaires de La Réunion est à la dégradation et la régression. Le risque érosif est devenu un fait indéniable dont la prise de conscience a commencé dans les années 1970. Il continue toujours à faire l'objet d'un suivi qui s'étend actuellement non seulement aux plages balnéaires de La Réunion (Gabrié & Montaggioni, 1985 ; Mespoulhé & Troadec, 1994 ; Mioche *et al.*, 2002 ; Troadec *et al.*, 2002a), mais aussi à d'autres îles de la zone de l'océan Indien occidental comme à Mayotte (Troadec & Cordier, 2006) ou encore sur l'île principale de l'archipel des Glorieuses.

B.1. Historique du suivi du fait « érosif » à La Réunion

Le premier rapport à avoir fait mention du recul littoral à La Réunion date de 1985, suite à une étude menée par Gabrié & Montaggioni. Cette étude constate et officialise scientifiquement, pour la première fois, une attaque érosive de certains littoraux balnéaires. Les causes énoncées de cette érosion ont une origine aussi bien naturelle qu'anthropique, parmi lesquelles nous pouvons retenir:

- Une diminution des apports sédimentaires sur les plages de sable blanc du fait de la dégradation des récifs adjacents. Ces apports ne paraissent plus suffisants pour compenser les pertes,
- La lente remontée du niveau marin qui modifie le profil d'équilibre de la plage. Ce phénomène peut être mis en évidence par l'analyse de la position des dalles de grès (*beach-rock*),
- L'accroissement du pouvoir destructeur des vagues lié à l'état de santé du récif (Sheppard *et al.*, 2005) dont le rôle protecteur des littoraux diminue avec l'augmentation de leur dégradation,
- L'érosion par les ravines ou le débordement des eaux en période cyclonique. L'urbanisation très importante des zones côtières empêche l'infiltration des eaux de pluies qui s'évacuent par la plage, créant un profond ravinement des dunes littorales,

- Les travaux portuaires sur une côte affectée par une dérive littorale prédominante. Leurs conséquences à petite échelle sont de deux ordres. Un engraissement des plages situées en amont du Port, dans le sens du transit littoral, et une érosion des plages situées en aval,
- Le nettoyage mécanique des plages, afin d'enlever les débris coralliens pluridécimétriques. Les effets de cette action mécanique conduisent à une perte importante de matériel sédimentaire pour la plage. Il s'en suit une déstabilisation et une fragilisation de cette dernière,
- L'empiètement urbain sur les compartiments d'arrière plage qui prive cette dernière d'un stock de sable important pour son équilibre et accroît les effets destructeurs des houles de tempêtes par une augmentation de la turbulence locale liée à ces houles.

Le constat du risque érosif à La Réunion est effectué à partir de l'analyse d'indices géomorphologiques des littoraux réunionnais. Entre autres indicateurs nous pouvons retenir l'affleurement récent de *beach-rocks* (qui est caractéristique d'un recul du trait de côte), le déchaussement des arbres en haut de plage (Figure 0-1a) et les pertes considérables de matériel sédimentaire à la suite d'épisodes de houles australes intenses (Figure 0-1b) ou de cyclones.

Certains épisodes houlographiques ont été particulièrement destructeurs et ont laissé de nombreuses cicatrices sur les littoraux coralliens qui n'ont pas repris leur profil d'équilibre depuis. Parmi les épisodes anciens importants recensés, nous pouvons citer les houles australes destructrices du 21 mai 1968 ainsi que celles engendrées par le passage du cyclone Hyacinthe en janvier 1980.

En août 2003 et septembre 2006, des épisodes de houle australe ont provoqué des destructions dont l'arrachage de la terrasse d'un restaurant sur le haut d'une plage en arrière d'un récif frangeant (Figure 0-1b). Très récemment (13 mai 2007), les littoraux sud et ouest ont été fortement affectés par un événement de houle intense dont les conséquences justifient à elles seules l'intérêt d'un suivi des relations entre l'hydrodynamisme et la dynamique littorale. Depuis 1992, l'érosion des littoraux de La Réunion est confirmée par un suivi d'une série de profils des plages carbonatées mené par le Laboratoire des Sciences de la Terre de l'Université de la Réunion (LSTUR).



Figure 0-1 : Erosion d'une plage corallienne à La Réunion. a) le déchaussement des racines de filaos caractérise bien la présence du risque érosif, et b) perte d'un volume considérable de sable et destruction de la terrasse d'un restaurant suite à un épisode de forte houle australe en août 2003.

B.2. Objectifs généraux de l'étude

Face à cette réalité d'intense érosion du littoral sédimentaire réunionnais, le premier constat qui émerge est **un manque manifeste de mesures systématiques des forçages physiques extérieurs** qui ont un impact significatif sur la **dynamique sédimentaire** au sein des écosystèmes coralliens de La Réunion.

Ce travail de thèse qui s'inscrit dans la problématique d'érosion des plages coralliennes a pour objectif de quantifier les processus hydrosédimentaires intrinsèques aux écosystèmes récifaux des littoraux balnéaires réunionnais en s'appuyant sur ces forçages.

Il s'agit non seulement de répondre à une problématique régionale bien réelle, mais aussi d'apporter des éléments de compréhension de la dynamique et du fonctionnement hydrosédimentaire des écosystèmes récifaux de type frangeant en milieu insulaire. En effet, les processus physiques ont un rôle fondamental dans la structuration du littoral, mais également la composition et le fonctionnement des communautés biologiques récifales associées. Le cadre général de ce travail s'inscrit dans cette démarche globale.

C. CANEVAS DE L'ETUDE

Le mémoire présenté ici s'articule autour de 6 chapitres qui tentent de répondre chacun à un objectif précis. En préambule le premier chapitre présente les aspects physiques de l'environnement récifal dans une synthèse générale des études effectuées sur différents récifs coralliens à travers le monde. Cette synthèse montre que les processus physiques en milieu récifal, qui ont fait l'objet de nombreuses investigations, dépendent de la géomorphologie récifale. En ce sens, la dynamique d'un récif corallien est propre à sa géométrie et conditionnée par les forçages environnementaux.

Un second chapitre s'impose naturellement, qui introduit le contexte morphologique et dynamique de la zone d'étude. La morphologie des récifs frangeants des Mascareignes et de l'Océan Indien Occidental a motivé de nombreuses études et définitions (Picard, 1967 ; Battistini *et al.*, 1975 ; Montaggioni, 1978 ; Montaggioni & Faure, 1980 ; Montaggioni, 1981 ; Camoin *et al.*, 1997) qui seront synthétisées afin de présenter et justifier le choix de la zone d'étude. Les principales conditions océanographiques locales qui influencent la circulation récifale de la zone d'étude sont également abordées dans ce chapitre.

Les trois chapitres suivants, autour desquels le mémoire s'articule, tentent de répondre chacun à un objectif précis des travaux de recherche.

Le chapitre 3 s'articulera autour de la question : **quel est le bilan de la dynamique et de l'évolution des littoraux sédimentaires réunionnais ?**

Cette partie propose une synthèse des résultats obtenus en matière de suivi des plages coralliennes à

La Réunion. La période de 1998 à 2004 a été choisie car elle présente un suivi régulier des profils et le protocole de suivi a pu être validé sur cette période. Les bilans sédimentaires sont présentés pour chaque saison et mis en relation avec les événements météorologiques et les conditions océanographiques recensés pour la même période. L'objectif de cette partie est de vérifier si les plages coralliennes présentent un équilibre sur ces six années, soit avec une variabilité saisonnière qui se dégage ou soit avec une stabilité marquée.

La suite de l'étude porte sur les aspects de la dynamique hydrosédimentaire. Les investigations menées dans cette perspective font l'objet des deux chapitres suivants. Le chapitre 4 s'intéresse à l'objet de la dynamique sédimentaire elle-même, et tente d'apporter des éléments de réponse à la question suivante : **la répartition spatiale et les caractéristiques des faciès sédimentaires actuels peuvent-elles être indicatrices de la dynamique sédimentaire dans la zone d'étude ?**

L'approche abordée dans ce chapitre a pour objectif de définir les caractéristiques granulométriques actuelles des accumulations sableuses de la zone d'étude. Un échantillonnage sédimentaire dense associé aux outils d'interpolation permet de réaliser une cartographie des paramètres granulométriques des accumulations sableuses de la zone d'étude. La dynamique sédimentaire est abordée à travers le calcul des tendances de transport selon la méthode de Gao & Collins (1994a), qui est ici appliquée pour la première fois, à notre connaissance, en domaine récifal. Cette approche, qui demeure semi-quantitative, ne permet pas de définir les volumes et les flux impliqués dans la dynamique sédimentaire, mais renseigne sur les trajectoires possibles du transport sédimentaire et les conditions énergétiques dans lesquelles ces déplacements se produisent.

Le chapitre 5 s'intéresse naturellement au vecteur essentiel de la dynamique sédimentaire littorale, à savoir l'écoulement des masses d'eau. La question centrale de cette partie est : **quels sont les processus hydrodynamiques qui conditionnent la circulation des masses d'eau dans la zone d'étude ?**

Des campagnes de mesures hydrodynamiques ont été réalisées dans le but de caractériser les processus physiques dans le récif frangeant de l'Hermitage / La Saline. La propagation et la réduction de l'énergie dans le domaine d'étude sont analysées afin d'identifier les forçages environnementaux susceptibles de participer de manière significative à la dynamique sédimentaire. La variabilité des courants, en direction et en intensité, est également fonction des forçages extérieurs ainsi que de la géomorphologie récifale. Une synthèse des mesures est effectuée afin de produire un schéma général de la circulation au sein de la zone d'étude. Ce schéma général tient compte des conditions environnementales expérimentées pendant les campagnes de terrain et décrit deux états de mer caractéristiques de l'agitation du plan d'eau dont les limites sont fixées.

Enfin, un dernier chapitre reprend les principaux résultats de l'étude qui seront synthétisés et discutés dans l'objectif de décrire les mécanismes de la dynamique sédimentaire au sein de la zone d'étude. Des perspectives nouvelles à développer sont envisagées et replacées dans le contexte actuel de changement global et de ses conséquences sur le littoral réunionnais, mais également en environnement côtier tropical insulaire.

Chapitre I Les aspects physiques de l'environnement récifal

A. LES RECIFS CORALLIENS

Les édifices coralliens, dans leur forme de vie primitive, datent d'au moins 500 millions d'années. Un récif corallien résulte de la construction d'un substrat minéral, constitué en majeure partie de carbonate de calcium, par des êtres vivants symbiotiques, les coraux hermatypiques. Ces êtres vivants associent un organisme animal, le polype, et un organisme végétal, la zooxanthelle. Il existe de très nombreuses espèces de coraux qui sont à la base d'écosystèmes marins complexes et parmi les plus riches en biodiversité et en production de biomasse. Ces écosystèmes généralement présents dans la ceinture intertropicale, sont inféodés aux eaux chaudes bien oxygénées et aux faibles profondeurs. On trouve également des massifs de coraux dans les eaux froides comme au large de la Norvège ou de l'Irlande, à plusieurs centaines de mètres de profondeurs sur la marge continentale (Olu-Le-Roy, 2004).

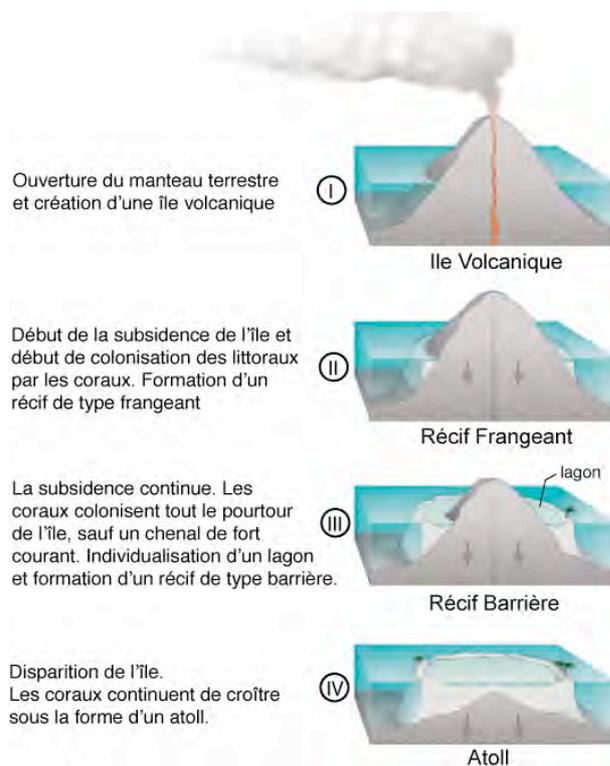


Figure I-1 : Schéma de la croissance d'un récif corallien selon l'hypothèse de Darwin.
(source : <http://pubs.usgs.gov/fs/2002/fs025-02>)

Selon l'hypothèse de Charles Darwin (1842), confirmée par l'analyse de forages effectués dans des récifs coralliens il y a environ un siècle, les récifs de type frangeant croissent verticalement jusqu'à la surface de l'eau sur les côtes des îles volcaniques (Figure I-1). Pendant que l'île volcanique s'enfonce par subsidence, les édifices coralliens continuent leur croissance à la même allure que le niveau de montée des eaux, jusqu'à former en phase terminale, un atoll avec un lagon central à la disparition de l'île volcanique.

Cependant, ce modèle de croissance a largement évolué. Kennedy & Woodroffe (2002), dans une synthèse des travaux sur la croissance des récifs frangeants de l'Holocène, ont inventorié six schémas d'évolution différents. Ces schémas sont fondés sur la stratigraphie et la chronologie de l'accrétion récifale qui mettent en évidence la capacité d'adaptation des édifices coralliens à leur espace et à la place disponible.

Les récifs frangeants vont croître préférentiellement à la verticale. S'il n'y a pas de place disponible, du fait de la croissance du récif déjà établie jusqu'à la surface de l'eau, ou encore en raison d'une régression marine, le récif frangeant va croître latéralement en direction du large. La croissance

récifale peut également être épisodique, caractérisée par la croissance des coraux superficiels au niveau du front récifal, en direction du large. Le front récifal sera ensuite relié à l'édifice corallien principal alors que les zones intermédiaires se remplissent de sédiments. L'extension de l'édifice vers le large ou vers la côte peut encore se faire de manière contemporaine (Montaggioni & Faure, 1997).

La place disponible n'est pas le seul facteur limitant la croissance des récifs frangeants. La proximité de la masse continentale joue également un rôle sur les écosystèmes récifaux. Ces derniers sont exposés à des rejets d'eaux douces, des apports en nutriments et en sédiments d'origine terrigène (Mc Laughlin *et al.*, 2003). Ces facteurs peuvent inhiber la croissance récifale, conduisant à la formation ou l'extension d'un lagon peu profond. Dans certains cas les divers apports en provenance de la terre peuvent empêcher totalement l'installation des communautés coralliennes. Cependant, les flux sédimentaires terrigènes sont relativement faibles en comparaison de la production rapide en sédiments carbonatés d'origine récifale.

L'équilibre entre la production récifale en sédiments carbonatés et les apports sédimentaires d'origine terrigène est un facteur important dans la conservation des écosystèmes coralliens. Un récif frangeant en bonne santé favorise une forte production en sable d'origine carbonatée qui enrichit les plages adjacentes (Harney *et al.* 2000). Sur ces littoraux coralliens, la contribution des sables d'origine terrigène est relativement faible, et les plages présentent cette couleur blanche qui leur est bien spécifique et fait leur succès. Cependant, l'élévation du niveau marin, le réchauffement des océans (cause des épisodes de blanchissement des coraux), ainsi que l'augmentation des activités anthropiques sur les littoraux sont autant de facteurs qui fragilisent les édifices coralliens (Edwards, 1995) et perturbent l'équilibre entre production de sables carbonatés et apports terrigènes.

L'érosion des plages carbonatées apparaît comme une conséquence directe de ce déséquilibre et de la dégradation des édifices coralliens. Sheppard (2005) a montré que l'importante réduction de la couverture corallienne, due à une mortalité massive des organismes constructeurs, augmentait l'impact énergétique des houles sur les littoraux aux Seychelles. Les principaux changements du littoral seychellois apparaissent d'autant plus importants qu'ils résultent de la combinaison positive entre la montée du niveau marin local et la bio-érosion intensive des platiers récifaux. Les conséquences néfastes sur les littoraux seychellois en sont significatives.

La conservation des récifs coralliens devient un enjeu de plus en plus important. Les édifices coralliens jouent un rôle majeur dans la protection des plages carbonatées en réduisant considérablement l'énergie de la houle et leur impact sur les littoraux, en minimisant les courants incidents (Brander *et al.*, 2004) et en enrichissant la plage en sable d'origine carbonatée (Harney *et al.*, 2000). L'hydrodynamisme et le transport sédimentaire sont alors au centre des études sur l'érosion des plages coralliennes. La circulation des masses d'eau dans l'ensemble des lagons qui se trouvent en arrière de récifs est induite par les mêmes forçages généraux, communs à tous les bassins peu profonds, à savoir le vent et les variations du niveau de la mer (Hearn, 1999). Les courants générés par le vent et la houle, à travers les écosystèmes récifaux, sont également un

facteur critique qui conditionne la distribution des communautés et les aires de production en contrôlant les apports en éléments nutritifs et le niveau de turbulence sur le récif (Roberts *et al.*, 1992).

Les **processus physiques en milieu récifal** constituent la thématique centrale de ce travail. Ils seront couplés avec les processus sédimentaires et les caractéristiques granulométriques des sédiments carbonatés qui constituent les plages et les accumulations sédimentaires des récifs de La Réunion.

B. ETAT DES CONNAISSANCES : LES PROCESSUS PHYSIQUES EN MILIEU RECIFAL

L'hydrodynamisme en milieu récifal est un sujet d'étude abordé par de nombreux auteurs et couvre une large gamme d'échelles spatiales, allant de la dizaine (voire plusieurs centaines) de kilomètres jusqu'à une échelle de l'ordre du mètre et en deçà. Cette gamme de variations spatiales résulte du choix de l'objet d'étude, qui peut s'étendre de la circulation générale au sein d'un récif et de son environnement (de la centaine de mètre au kilomètre) jusqu'à l'analyse des processus de turbulence dans la couche limite de fond (pour des couches d'épaisseur de l'ordre du centimètre, voire du millimètre).

L'hydrodynamisme en milieu corallien est une discipline qui englobe de nombreux processus et phénomènes physiques. Dans l'état actuel des connaissances il apparaît évident que ces processus à différentes échelles sont étroitement liés et interagissent pour gouverner nombre des processus fondamentaux régissant l'écosystème récifal (Hearn, 2001).

Les recherches effectuées sur l'hydrodynamisme en milieu récifal peuvent être subdivisées en quatre ensembles thématiques :

- l'analyse de la circulation à grande et méso-échelle, les courants régionaux et les courants induits dans les écosystèmes récifaux,
- l'analyse de la surcote générée par les vagues et les courants induits par cette surcote à l'entrée du récif,
- la dissipation et la transformation de l'énergie de la houle sur le platier récifal,
- le transport de masse (flux sédimentaires et/ou biogéochimiques) associé aux différents processus physiques.

Le Tableau I-1 présente une liste non exhaustive de références bibliographiques concernant des études sur ces thèmes menées sur certains récifs coralliens à travers le monde et subdivisées selon la classification présentée ci-dessus. Cette analyse bibliographique met en évidence une première période d'études des processus hydrodynamiques en milieu récifal dans les années 60—70, et révèle un intérêt nouveau depuis le début des années 2000 pour ce genre de problématique.

L'impact des courants à l'échelle régionale sur la plupart des écosystèmes récifaux, de l'ordre de centaines de kilomètres, suscite un intérêt majeur pour les scientifiques. Certains atolls du Pacifique au Japon (Yamano *et al.*, 1998 ; Kraines *et al.*, 2001 ; Nadaoka *et al.*, 2001), ou encore de la Grande Barrière d'Australie (Wolanski, 2000) et en Floride (Smith, 2001), sont influencés par des processus régionaux, à l'échelle de la dizaine de kilomètres, qui ont des impacts déterminants sur les récifs coralliens. Parmi ces impacts, le blanchissement dû au réchauffement des masses d'eau nécessite la compréhension des processus de déplacement des eaux chaudes, c'est à dire la circulation régionale sur ou à travers un récif corallien.

Tableau I-1 : Liste de références bibliographiques concernant l'analyse des processus physiques en milieu récifal.

Thématiques	Références
Circulation des masses d'eau à échelles locales (autour ou dans les systèmes récifaux)	(Murray <i>et al.</i> , 1977 ; Roberts <i>et al.</i> , 1977 ; Atkinson <i>et al.</i> , 1981 ; Frith, 1981 ; Roberts, 1985 ; Hearn & Parker, 1988 ; Parnell, 1988 ; Roberts <i>et al.</i> , 1988 ; Wolanski & King, 1990 ; Prager, 1991 ; Kench, 1994 ; Tartinville <i>et al.</i> , 1997 ; Kench, 1998b ; Kraines <i>et al.</i> , 1998 ; Yamano <i>et al.</i> , 1998 ; Hinwood & Luick, 2001 ; Kraines <i>et al.</i> , 2001 ; Nadaoka <i>et al.</i> , 2001 ; Angwenyi & Rydberg, 2005 ; Lowe <i>et al.</i> , 2005a ; Callaghan <i>et al.</i> , 2006)
Houles et Systèmes Récifaux	
<ul style="list-style-type: none"> - Dissipation et transformation de l'énergie de la houle sur le récif 	(Roberts, 1974 ; Lee & Black, 1978 ; Young, 1989 ; Hardy & Young, 1991 ; Gourlay, 1994 ; Hardy & Young, 1996 ; Kench, 1998b ; Lugo-Fernandez <i>et al.</i> , 1998a ; Hardy <i>et al.</i> , 2000 ; Brander <i>et al.</i> , 2004 ; Lowe <i>et al.</i> , 2005a ; Kench <i>et al.</i> , 2006)
<ul style="list-style-type: none"> - Set-up généré par la houle et courants induits dans le récif 	(Tait, 1972 ; Gerritsen, 1980 ; Symonds <i>et al.</i> , 1995 ; Gourlay, 1996a, 1996b ; Lugo-Fernandez <i>et al.</i> , 1998b ; Hearn, 1999 ; Massel & Gourlay, 2000 ; Massel & Brinkman, 2001 ; Gourlay & Colleter, 2005 ; Storlazzi <i>et al.</i> , 2005)
Le transport de masse	
<ul style="list-style-type: none"> - processus hydrosédimentaires 	(Inman <i>et al.</i> , 1963 ; Suhayda & Roberts, 1977 ; Roberts, 1980 ; Hubbard <i>et al.</i> , 1981 ; Roberts <i>et al.</i> , 1981a ; Roberts <i>et al.</i> , 1981b ; Larcombe <i>et al.</i> , 1995 ; Kench, 1998a ; Hughes, 1999 ; Larcombe & Woolfe, 1999 ; Woolfe & Larcombe, 1999 ; Douillet <i>et al.</i> , 2001 ; Kraines <i>et al.</i> , 2001 ; Larcombe <i>et al.</i> , 2001 ; Hoitink & Hoekstra, 2003 ; Hoitink, 2004 ; Kench & Mclean, 2004 ; Lugo-Fernandez <i>et al.</i> , 2004 ; Ogston <i>et al.</i> , 2004 ; Roberts, 2004 ; Storlazzi <i>et al.</i> , 2004 ; Madin <i>et al.</i> , 2006 ; Presto <i>et al.</i> , 2006)
<ul style="list-style-type: none"> - processus biochimiques 	

Cependant, l'analyse des processus de transport sédimentaire à l'intérieur d'un écosystème récifal nécessite l'examen et l'analyse de l'hydrodynamisme à plus petite échelle, celle du complexe récifal lui-même ou encore à l'échelle de la propagation des vagues. L'objet de cette synthèse des connaissances se focalisera alors plus particulièrement sur la circulation induite dans le récif et les processus de transport sédimentaire associés.

B.1. La circulation induite à échelle locale

Ces études ont été développées à la suite des travaux innovateurs de Munk & Sargent (1954) et de Von Arx (1954) sur les processus physiques et la circulation des systèmes récifaux du Pacifique. Roberts (1974 ; 1980), Roberts *et al.* (1977 ; 1981a ; 1981b ; 1988), Roberts & Suhayda (1983), Murray *et al.* (1977 ; 1982) ont déployé une série d'instruments de mesure sur des récifs barrières et frangeants des Caraïbes (l'île de Grand Caïman, Sainte Croix dans les îles Vierges américaines, Great Corn Island au Nicaragua), afin de déterminer les conditions physiques dans lesquelles ces environnements fonctionnent.

Le schéma de Frith (1981) illustre particulièrement bien la circulation à l'échelle d'un écosystème récifal : le récif de *One Tree Reef* sur la Grande Barrière d'Australie (Figure I-2). Cet exemple inventorie les principaux forçages extérieurs et processus physiques liés au vent, à la marée et à la houle, qui induisent la circulation au sein d'un lagon.

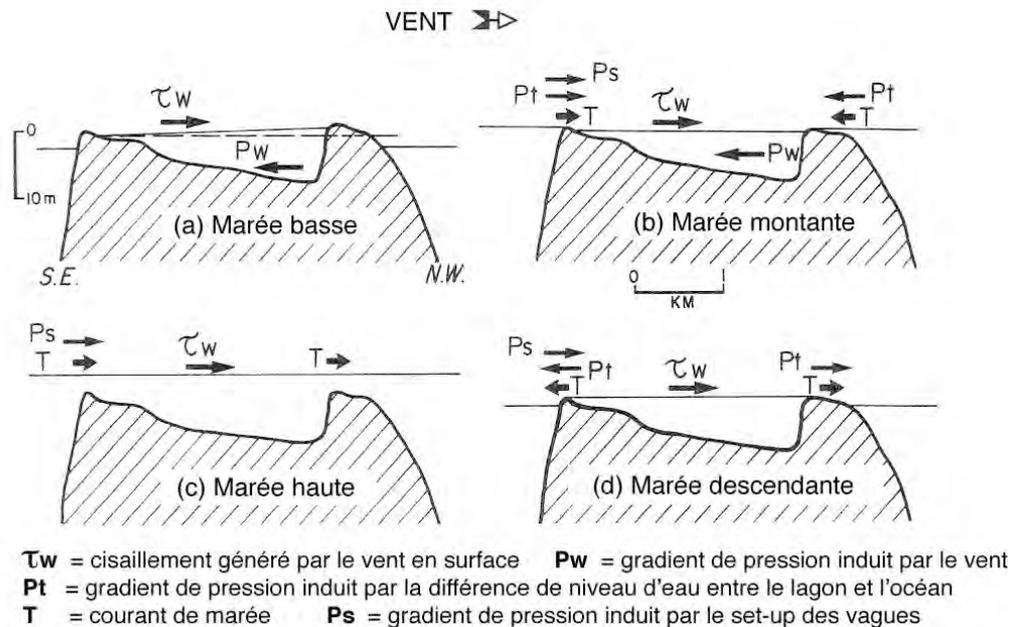


Figure I-2 : Schéma conceptuel de la circulation sur une section transversale de *One Tree Reef*, montrant les principales forces qui induisent la circulation sous un régime de vent de sud-est et sous l'effet de la houle (modifié d'après Frith, 1981).

A marée basse le lagon est considéré comme un bassin fermé (Figure I-2a). Les contraintes de cisaillement générées par le vent de sud-est en surface sont équilibrées par un gradient de pression du fait de l'accumulation des masses d'eau sur la limite nord-ouest du récif. Ce phénomène produit un courant de retour et une circulation en sens inverse de la direction du vent.

La montée du niveau océanique génère des gradients de pression du fait des différences de niveau de l'eau entre l'océan et le lagon. Le courant de marée montante auquel se rajoute l'effet des vagues de vent pénètre par l'est (Figure I-2b). Le courant de retour initié dans le cas précédent est alors interrompu dès que le platier récifal est totalement inondé.

A marée haute, les courants générés par le vent, la marée et la houle agissent dans le même sens et déplacent les masses d'eau dans une direction nord-ouest (Figure I-2c).

A marée descendante (Figure I-2d), les différences de niveau d'eau entre le lagon et l'océan sont à l'origine du gradient de pression à l'extérieur du lagon. Les flux de masses d'eau induits par ce gradient agissent dans le même sens du vent, de la marée et de la houle sur la façade nord-ouest du récif, et en sens inverse sur sa façade sud-est.

Ce schéma illustre certains processus physiques qui interviennent au niveau d'un récif et induisent la circulation locale sous l'effet de forçages extérieurs. Ce modèle conceptuel est présenté ici pour un

lagon dont les frontières communiquent toutes deux avec l'océan. Par analogie, un récif corallien de type frangeant présentant une frontière fermée au niveau de la côte, est soumis aux mêmes forçages extérieurs et la circulation des masses d'eau répond aux mêmes processus physiques. La différence réside dans la directions des flux induits par les forçages, et l'excédent de masse d'eau qui entre au niveau du front récifal à la faveur du déferlement est alors évacué par les passes du système selon une dérive littorale parallèle au trait de côte.

Parmi les forçages physiques extérieurs qui induisent la circulation au sein des récifs, on retiendra :

- L'importance du vent dans la circulation des masses d'eau pour des atolls présentant un lagon central profond (Atkinson *et al.*, 1981) et pour des plateformes récifales comme dans l'exemple de Frith (1981),
- Le déferlement et la propagation de la houle sur un platier récifal sont estimés être les principales forces mises en jeu dans la circulation au sein des récifs de type frangeants (Roberts *et al.*, 1977 ; Roberts, 1980 ; Roberts *et al.*, 1981b),
- La marée qui est le principal moteur de l'hydrodynamisme dans les secteurs mégatidaux tels les récifs frangeants de la Grande Barrière d'Australie (Parnell, 1988).

Kench (1994 ; 1998b) a également démontré l'importance de la marée dans la circulation récifale en environnement microtidal. L'hydrodynamisme des îles Cocos, dans l'est de l'Océan Indien, est conditionné en grande partie par la présence d'ouvertures au niveau du front récifal constituant ainsi des passages pour les flux de marée. Des courants intenses et unidirectionnels pénètrent dans le système par ces passages qui jouent un rôle important dans les mécanismes d'échange de masses d'eau entre le lagon et l'océan. Les travaux de Kench (1994) sur le lagon des îles Cocos montrent que le vent a peu d'influence sur l'hydrodynamisme récifal, illustrant ainsi l'importance de la morphologie récifale dans la circulation des masses d'eau.

Dans un autre contexte, Yamano *et al.* (1998) ont montré que les processus de déferlement et de propagation de la houle sur un récif de type frangeant ne sont pas les seuls processus physiques qui conditionnent l'hydrodynamisme. Le récif frangeant de Kabira, sur l'île d'Ishigaki (au sud-ouest du Japon), se situe dans une zone de mousson où le régime des vents est caractérisé par des directions radicalement opposées entre l'été et l'hiver. L'influence de la ventilation a, par conséquent, un effet important sur l'hydrodynamisme du récif de Kabira par rapport à d'autres sites où les vents et les houles océaniques présentent des caractéristiques constantes tout au long de l'année.

Tous ces travaux montrent que l'hydrodynamisme récifal met en jeu des processus physiques complexes et que chaque système récifal, de par ses caractéristiques intrinsèques, présente un cas d'étude particulier. La circulation dépend non seulement, en grande partie, des forçages extérieurs et donc des conditions environnementales régionales (vent, marée, houle), mais aussi de la morphologie récifale qui va conditionner le sens des flux et les échanges entre l'intérieur du récif et l'océan.

Une particularité commune de tous ces systèmes récifaux reste le processus de déferlement des houles au niveau du front récifal et la propagation de l'onde résultante sur le platier récifal. Ces processus mettent en jeu des quantités d'énergie importante et sont à l'origine de courants induits responsables en grande partie des processus de transport sédimentaire.

B.2. Set-up des vagues, transformation et dissipation de l'énergie de la houle

Un schéma classique de l'impact du déferlement des vagues sur la circulation récifale peut être décrit en trois phases (Hearn, 1999) :

- Les vagues déferlant au niveau du front récifal sont à l'origine d'une augmentation de l'élévation de la surface de l'eau. Cette surélévation est appelée le *set-up* de la vague,
- Ce *set-up* crée un gradient de pression sur le platier récifal et à travers le lagon,
- Ce gradient de pression induit un courant qui peut se propager soit à l'intérieur du récif jusqu'à la côte, soit en direction du large par les interruptions présentes dans le platier récifal.

De nombreuses études des courants induits par la houle et de transformation de la houle sur un récif corallien ont été réalisées sur des récifs frangeants, avec un platier récifal étroit et limité en arrière par une plage, dans les Caraïbes (Roberts, 1980 ; Lugo-Fernandez *et al.*, 1994 ; Lugo-Fernandez *et al.*, 1998a ; Lugo-Fernandez *et al.*, 1998b ; Lugo-Fernandez *et al.*, 1998c), ou encore dans le Pacifique (Lee & Black, 1978 ; Gerritsen, 1980). Ces recherches réalisées dans un environnement à régime microtidal montrent que le processus de déferlement est amplifié alors que la hauteur d'eau diminue du fait de la marée descendante (Roberts, 2004). Aux phases de marée basse, le phénomène de réduction d'énergie est accéléré et les conditions de houle dans l'arrière récif sont significativement réduites du fait des frottements sur le fond et de l'activité du déferlement au niveau du front récifal.

Entre la pente externe et l'intérieur du récif, la houle perd 97% de son énergie à marée basse et 92% à marée haute (Roberts, 1980) sur un récif continu. Les travaux de Roberts & Suhayda (1983) sur un récif discontinu, avec un platier récifal externe présentant des interruptions et des chenaux plus profonds, montrent que la houle perd 77% de son énergie à marée basse et 68% à marée haute. Ces résultats mettent en évidence une relation étroite entre les hauteurs d'eau sur le platier récifal, les processus physiques du déferlement et du *set-up* et la géomorphologie récifale, notamment au niveau de la pente externe et du front récifal.

De nombreux travaux de modélisation du *set-up* et du courant induit ont également été réalisés. Ces modèles basés sur des expériences réalisées en laboratoire ainsi que sur des mesures de terrain (Symonds *et al.*, 1995 ; Hardy & Young, 1996 ; Hardy *et al.*, 2000), reposent tous sur l'algorithme du *set-up* des vagues sur un récif à partir de l'analyse des contraintes de cisaillement sur le fond énoncé par Longuett-Higgins & Stewart (1964). Les recherches de Symonds *et al.* (1995) montrent que les courants enregistrés sur le récif John Brewer (Grande Barrière d'Australie), après avoir fait l'objet d'un

filtre passe-bas (laissant passer les phénomènes de courtes périodes afin de retirer les composantes de la marée), présentent une forte corrélation avec les hauteurs de vagues océaniques.

Les travaux de Gourlay (1994 ; 1996a ; 1996b), Massel & Gourlay (2000) et de Massel & Brinkman (1998 ; 2001) montrent que non seulement la hauteur et la période des vagues océaniques, mais également la profondeur sur le platier récifal contrôlent la quantité d'énergie transmise depuis l'océan à la côte. Pour une hauteur et une période de vague océanique constantes, le *set-up* diminue avec la marée montante, alors que le courant induit sur le récif augmente en même temps que la marée. Les transferts d'énergie sur un récif corallien sont ainsi maximum à marée haute. Les modèles développés par Gourlay & Colleter (2005), sur des exemples à géométrie simplifiée, représentant un récif idéalisé à deux dimensions, montrent également l'importance de la géométrie récifale, en particulier la pente du front récifal externe sur l'initiation du *set-up* et la quantité d'énergie transmise depuis l'océan au récif.

Selon Roberts (2004), le platier récifal agit comme un filtre passe-bas pour la houle incidente venant du plein océan. Les courants et les variations du niveau de la mer aux basses fréquences, dont les périodes sont comprises dans l'intervalle 30 secondes et 30 minutes, constituent une composante importante des processus physiques. Ces ondes de basse fréquence, appelées infragravitaires, peuvent être associées au battement des vagues, à des tsunamis, des seiches ou encore des ondes internes. Elles sont à l'origine de variations faibles mais significatives du niveau de la mer. Du fait de leur grande longueur d'onde et faible amplitude, ces ondes sont très réfléchies par la côte et peuvent produire des ondes stationnaires. De telles ondes peuvent moduler spatialement la circulation au sein du récif.

B.3. Les processus du transport sédimentaire

L'ensemble des processus physiques décrits précédemment conditionne la dynamique sédimentaire en milieu récifal. La circulation à échelle locale ainsi que les courants induits par la houle, liés aux processus de *set-up*, sont les principaux facteurs de transport de masse et de transfert d'énergie entre l'océan et le récif corallien. Les auteurs s'accordent tous pour dire que le platier récifal constitue une usine de production de sables, disponibles pour le transport, dont une partie alimente les zones d'arrière récif et les plages (Halley, 2000 ; Roberts, 2004). Le platier récifal agit alors comme réservoir à particules sédimentaires dont les conditions de remise en suspension et de transport peuvent suivre plusieurs schémas. Sous l'effet des courants induits par la houle et le *set-up* des vagues, les particules sont transportées selon un axe globalement perpendiculaire à la côte :

- Ce *set-up* crée un gradient de pression sur le platier récifal et à travers le lagon,
- En direction de la côte (*onshore*), où elles s'accumulent dans les zones d'arrière récif ou sur les plages,
- En direction du large (*offshore*), en dehors du récif (*off-reef*), où elles s'accumulent sur les pentes externes ou à leur base.

La distribution et la répartition des particules sédimentaires au sein du complexe récifal dépendent à leur tour de la circulation générale induite par les vents, la marée et les processus de transformation de la houle sur le platier ainsi que la formation d'ondes et de courants de longues périodes.

Roberts (1980) a mis en évidence l'influence de la morphologie récifale sur la circulation des masses d'eau, le transport sédimentaire et les zones de dépôts comme d'érosion sédimentaire (Figure I-3). La présence de discontinuités dans le platier récifal modifie localement la circulation et les échanges entre l'océan et l'intérieur du récif.

Dans le cas d'un récif discontinu ou interrompu, les nombreuses et larges fractures entre les éléments qui constituent le front récifal permettent le transfert des vagues depuis l'océan vers l'intérieur du récif, jusqu'au niveau de la côte. Dans ces conditions, les processus de diffraction et de réfraction de la houle forment un trait de côte d'arrière récif généralement irrégulier, formé de nombreux croissants de plages. Les dimensions de ces structures dépendent en grande partie de la longueur des interruptions sur le récif et de la distance qui les sépare. Les accumulations sédimentaires associées à ces systèmes discontinus sont généralement orientées selon une angulosité par rapport à l'axe du récif, formant des « cornes » aux extrémités de ce dernier. Sur la côte, les accumulations sédimentaires forment des pointes qui progradent en direction de la mer (Figure I-3).

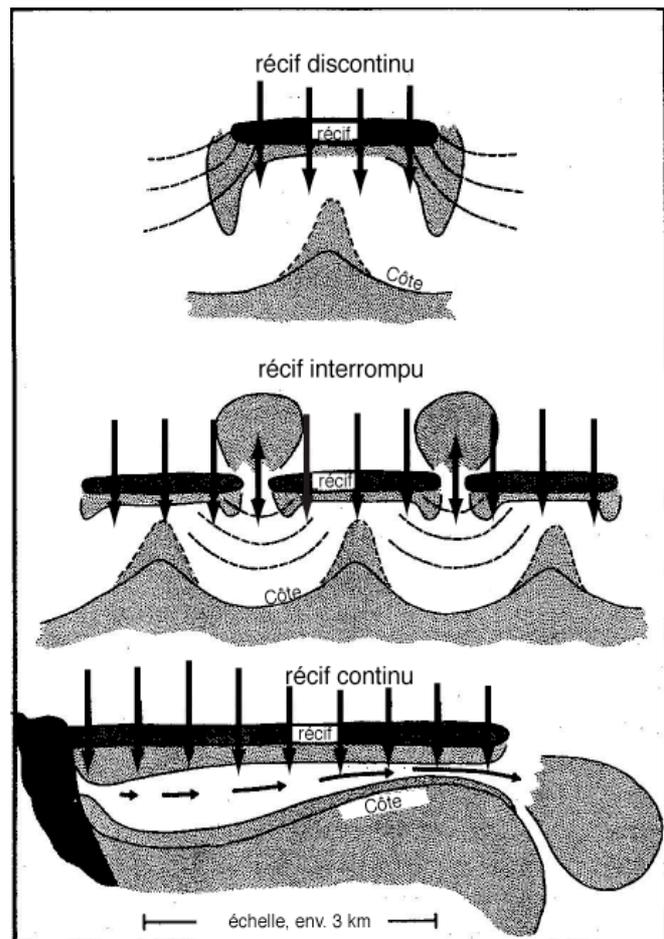


Figure I-3 : Représentation schématique des zones de dépôts et des transits sédimentaires pour des récifs discontinus, interrompus et continus (d'après Roberts, 1980)

Selon la largeur des interruptions, Roberts (1980) signale également l'accumulation de particules sédimentaires en dehors du récif qui caractérise un transport *off-reef*.

Les récifs continus ont tendance à accumuler les sédiments en arrière de l'édifice selon des structures qui sont parallèles à l'axe du front récifal. De manière générale, ces sédiments sont grossiers, composés essentiellement de débris issus du récif et transportés par les courants perpendiculaires à la côte. Il existe un granoclassement des particules le long de l'axe perpendiculaire à la côte, avec une diminution de la taille des sédiments en direction de celle-ci.

De manière générale, c'est seulement au niveau de la côte que l'hydrodynamisme possède les compétences suffisantes pour trier le sédiment, si bien que les grosses particules y sont concentrées. Dans ces conditions, une plage sableuse étroite peut se développer, généralement orientée selon un axe parallèle à la direction principale du récif continu, qui sépare le lagon de l'océan.

Hughes (1999) a montré que le transport *off-reef* de débris coralliens est un processus important qui semble se produire de manière continue et qui n'est pas uniquement associé aux événements exceptionnels comme les cyclones ou les tempêtes. La masse et la quantité de matériel transporté *off-reef* restent cependant plus importantes pendant ces épisodes paroxysmaux. Ce transport est un facteur important pour l'extension du récif corallien et sa croissance, en accumulant des fragments grossiers sur les pentes externes du récif. Les particules plus fines, de l'ordre des sables fins et des boues, sont également transportés dans une direction *off-reef*. Ces particules, dont l'origine peut être rapportée aux processus de bio-érosion à l'intérieur du récif (Bellwood, 1995 ; Hughes, 1999), seront transportées en plus grande quantité et sur des distances plus importantes.

Dans une étude récente, Storlazzi *et al.* (2004) proposent un schéma conceptuel du couplage des processus hydrosédimentaires sur un platier récifal et sur la pente externe (Figure I-4). Ce schéma résume les différentes phases de la remise en suspension et du transport sédimentaire en fonction des variations de l'élévation du niveau de l'eau sur le platier récifal.

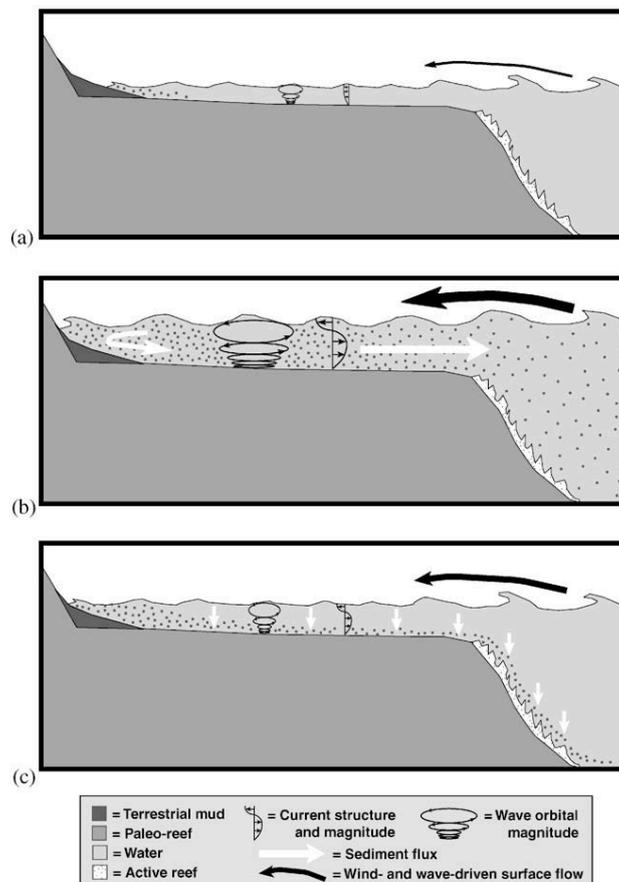


Figure I-4 : Schéma conceptuel des processus hydrosédimentaires en milieu récifal frangeant (d'après Storlazzi *et al.* 2004).

Marée basse et montante (Figure I-4a) : à marée basse, l'énergie océanique qui se propage sur le récif est faible. En raison des faibles profondeurs sur le platier, l'action du vent sur la masse d'eau est peu marqué. Ces conditions favorisent l'installation d'un flux *onshore* (flèche noire), uniforme sur la colonne d'eau, dont le cisaillement sur le fond n'est pas suffisamment fort pour remettre les particules sédimentaires en suspension. L'eau qui arrive dans les secteurs d'arrière récif et sur la plage est claire.

Marée haute et descendante (Figure I-4b) : à marée haute, l'atténuation de l'énergie des vagues océaniques sur le platier récifal est moins importante. Une plus grande surface d'eau est alors entraînée sur le récif (flèche noire en gras) et l'impact des vents dominants sur la masse d'eau peut croître en raison des profondeurs plus importantes sur le récif (petites flèches noires). Ces conditions sont à l'origine de cisaillements sur le fond plus importants qui permettent la mise en suspension d'une grande quantité de particules. Les flux de retour sur le fond (flèches blanches) qui permettent d'équilibrer le gradient de pression généré par le *set-up* des vagues entraîne les particules sédimentaires en dehors du récif, sur le front récifal et la pente externe.

Le calme de marée basse (Figure I-4c) : la marée basse est à l'origine de la faible quantité d'énergie océanique qui se propage sur le récif. En raison des faibles profondeurs, moins de vagues de vents se forment sur le récif. Les plus faibles énergies et l'absence de courants de marée favorisent le dépôt des particules sédimentaires préalablement remises en suspension.

En ce qui concerne le rôle des ondes et des courants infragravitaires, Roberts & Suhayda (1983) puis Lugo-Fernandez *et al.* (1998c) ont démontré leur importance dans les processus de transport sédimentaire en milieu récifal. Les déplacements et les courants associés à ces phénomènes de longues périodes sont également capables de mouvoir en suspension les sables fins à très fins. La combinaison entre les processus de longues périodes et les courants à plus haute fréquence générés par la houle sont responsables en grande partie du transport sédimentaire en milieu récifal. Les trajectoires de ce transit seront, quant à elles, définies et conditionnées par la morphologie récifale.

Compte tenu du rôle important des hauteurs d'eau sur le platier récifal dans les processus de transfert d'énergie entre l'océan et la côte, il apparaît alors évident que la bio-érosion intense des coraux, à l'origine de l'approfondissement de la partie sommitale du platier récifal, favorise des apports énergétiques plus importants depuis l'océan vers le littoral (Sheppard *et al.*, 2005). Les processus d'érosion des plages coralliennes sont alors accélérés en raison de la dégradation du récif. De plus, ce dernier ne joue plus son rôle de réservoir de particules sédimentaires et l'alimentation des plages coralliennes en sable d'origine carbonatée est réduite, modifiant les parts relatives des apports sédimentaires d'origines terrigènes et récifales.

Chapitre II Cadres géomorphologique et dynamique de la zone d'étude

A. INTRODUCTION

La géomorphologie récifale est un élément fondamental de la dynamique des environnements coralliens. Elle conditionne les processus de transfert d'énergie depuis l'océan et les trajectoires possibles du transport sédimentaire (Roberts, 1980). Les zones de dépôts, les zones d'érosion, la morphologie des plages en arrière des récifs sont généralement liées à la présence ou non de discontinuités au niveau du platier récifal. La pente des zones externes, sur le front récifal, détermine les processus de déferlement de la houle sur le platier récifal externe et conditionne ainsi les flux et la circulation à l'intérieur des complexes récifaux (Gourlay & Colleter, 2005).

Trois grands types de récifs coralliens existent selon le schéma d'évolution de Darwin (1842). Ces trois modèles géomorphologiques définissent les récifs frangeants, les récifs barrières et les atolls. Les récifs frangeant sont accolés à la côte et séparés des terres par un chenal étroit et peu profond. Les récifs barrières s'individualisent des terres par l'expansion d'un lagon, plus profond et relativement large. Les atolls constituent une ceinture corallienne avec un lagon central pouvant atteindre plusieurs centaines de mètres de profondeur. Cependant, la diversité morphologique des récifs coralliens est telle que la classification des récifs et leur évolution selon le schéma de Darwin (1842) ne s'avèrent pas adaptables partout dans le monde (Andréfouët *et al.*, 2001).

Les récifs présents à La Réunion, qui appartient avec les îles Rodrigues et Maurice à l'archipel des Mascareignes, sont de type frangeant. La morphologie des récifs frangeants des Mascareignes, ainsi que de l'Océan Indien Occidental, a fait l'objet de nombreuses études et définitions (Picard, 1967 ; Battistini *et al.*, 1975 ; Montaggioni, 1978 ; Montaggioni & Faure, 1980 ; Montaggioni, 1981 ; Camoin *et al.*, 1997). Les définitions morphologiques qui correspondent aux récifs de La Réunion font l'objet de rappels dans ce chapitre. Ils permettent de définir une zone d'étude principale de la dynamique sédimentaire au sein des édifices récifaux.

Les processus de la dynamique sédimentaire sont conditionnés par l'écoulement des masses d'eau ; ils nécessitent une description et une connaissance de l'hydrodynamisme récifal. Les forçages extérieurs sont susceptibles de forcer l'hydrodynamisme récifal à La Réunion ; ils seront inventoriés dans une seconde partie de ce chapitre. Ces forçages regroupent principalement le régime des vents et des houles, qui représentent un régime permanent avec une certaine périodicité saisonnière à l'échelle de l'année. Certains phénomènes exceptionnels de types tempêtes ou cyclones peuvent également intervenir et font partie des forçages extérieurs conditionnant l'hydrodynamisme récifal. La connaissance de la circulation récifale présentée dans ce chapitre est basée sur des observations de terrain. Elle n'a fait l'objet d'aucune mesure des paramètres physiques de l'écoulement. Il s'agit d'un schéma conceptuel développé à la suite de nombreuses études (Gabrié & Montaggioni, 1985 ; Naïm & Cuet, 1989) et il constitue la seule représentation actuelle de l'hydrodynamisme au sein des récifs réunionnais.

B. CADRE GEOMORFOLOGIQUE ET PRESENTATION DE LA ZONE D'ETUDE

B.1. Cadres géographique et géologique

B.1.1. L'île de la Réunion

La Réunion est une île volcanique située au sud-ouest de l'Océan Indien par $21^{\circ}07'$ de latitude sud et $55^{\circ}32'$ de longitude est. De forme ellipsoïdale, elle mesure près de 70 km selon son grand axe (NO-SE) et environ 50 km suivant son petit axe (NE-SO). Il s'agit d'un complexe volcanique récent issu d'un point chaud, dont l'émersion est estimée à 2,1 millions d'années (Duncan *et al.*, 1989). L'île se positionne à environ 300 km au nord du tropique du Capricorne et à plus de 700 km à l'est de Madagascar. Avec les îles Maurice et Rodrigues, La Réunion constitue l'archipel des Mascareignes (Figure II-1a).

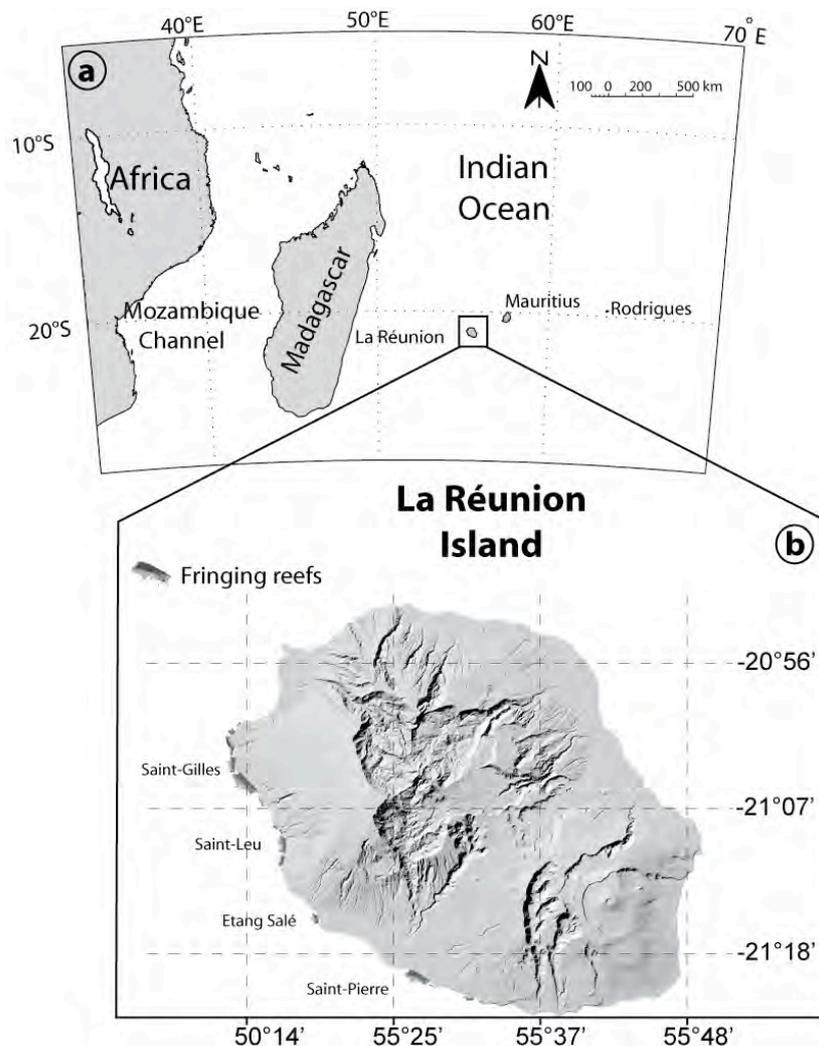


Figure II-1 : a) Localisation de La Réunion dans l'Océan Indien, b) positionnement des récifs frangeants sur la côte occidentale de l'île.

B.1.2. Les complexes récifaux de La Réunion

Les édifices récifaux sont répartis sur le littoral occidental de l'île qui présente les conditions océanographiques et géométriques répondant aux critères d'exigences des organismes constructeurs :

- des faibles profondeurs et des eaux peu turbides,
- des températures de l'eau comprises entre 22 °C et 30 °C toute l'année,
- une côte sous le vent qui bénéficie d'un régime hydrodynamique modéré,
- une pluviométrie faible qui minimise les apports sédimentaires d'origine terrigène en zone littorale.

L'édification de récifs coralliens sur le littoral occidental a débuté il y a environ 10 000 ans. Ces édifices constituent une ceinture discontinue de 25 km de long sur un linéaire côtier de 210 km (Montaggioni & Faure, 1980). Ils recouvrent une surface totale de 12 km², soit moins de 0.50 % de la superficie totale de La Réunion qui est de 2512 km² (Figure II-1a). Le long de ce littoral occidental, il existe actuellement quatre unités récifales de type frangeant du nord au sud (Figure II-1b) :

- l'unité récifale de Saint-Gilles,
- l'unité récifale de Saint-Leu,
- l'unité récifale de l'Etang Salé,
- l'unité récifale de Saint-Pierre.

Avec moins de huit kilomètres de linéaire côtier pour une largeur maximale de 500 mètres, le récif de Saint-Gilles totalise 48 % de la surface totale des récifs de La Réunion. Identifié comme l'unité récifale la plus importante des littoraux balnéaires de La Réunion, le récif frangeant de Saint-Gilles constitue une zone d'étude privilégiée en raison de ses faibles profondeurs et de son accessibilité aisée.

B.2. Géomorphologie et compartimentation du complexe récifal frangeant de Saint-Gilles

Les premières descriptions géomorphologiques des récifs frangeants de l'archipel des Mascareignes ont été réalisées par Balfour (1879) et Gardiner (1936). Les travaux de Picard (1967) ainsi que Battistini *et al.* (1975) permettent de développer une terminologie commune des récifs frangeants, basée sur la distinction de quatre compartiments géomorphologiques fondamentaux qui s'étendent du large vers la côte. Montaggioni & Faure (1980) ont repris en détail cette zonation transversale et l'ont appliquée aux récifs coralliens de l'archipel des Mascareignes (Figure II-2).

B.2.1. La zonation transversale

Parmi les quatre compartiments géomorphologiques décrits à La Réunion par Montaggioni & Faure (1980), les deux ensembles situés le plus au large constituent le domaine **bio-construit** (Figure II-2) :

- L'ensemble **fronto-récif** ou **pente externe**, correspond à la partie antérieure toujours immergée du récif ouverte sur le large. Elle est composée de constructions coralliennes et de dépôts sédimentaires à dominance bioclastique. Jusqu'à une profondeur de 25 m, cette partie antérieure des édifices récifaux est constituée d'une alternance de crêtes bio-construites et de dépressions disposées perpendiculairement au front récifal. Cette structure lui vaut le nom de *zone à éperons et sillons*.
- L'ensemble **épi-récif** ou **platier récifal** se trouve parfois émergé aux basses mers de vives-eaux. Ce platier récifal peut être à son tour subdivisé en un platier externe à éléments coralliens transversaux et en un platier interne à éléments coralliens dispersés. Le platier externe peut encore être assimilé à la crête récifale, zone de déferlement de la houle océanique et d'entrée d'eau dans le complexe récifal. La profondeur sur le platier récifal est généralement faible (de quelques dizaines de centimètres) et excède rarement le mètre d'eau.

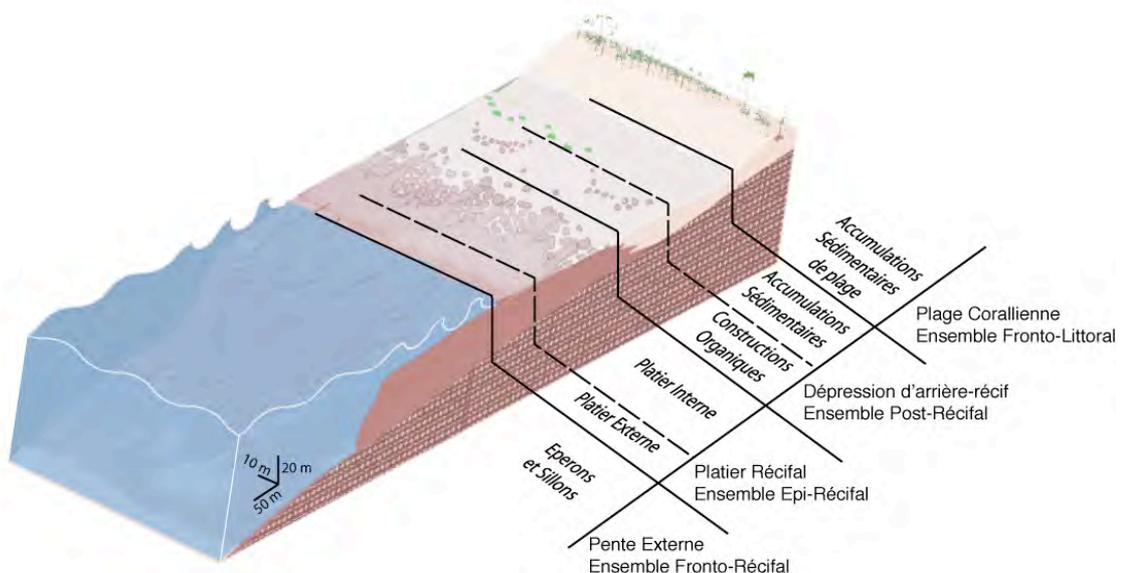


Figure II-2 : Eléments de géomorphologie récifale du récif frangeant de Saint-Gilles, d'après Montaggioni & Faure (1975).

Les deux compartiments les plus proches de la côte relèvent du domaine **bio-détritique** et sont particulièrement concernés par la **dynamique sédimentaire littorale** (Figure II-2) :

- L'ensemble **post-récifal** ou **dépression d'arrière récif (DAR)** correspond à une étendue d'eau de faible profondeur à basse mer, comprise entre 1 et 2 mètres. Ce compartiment sépare l'ensemble épi-récifal de la ligne de rivage. Cet ensemble renferme l'essentiel des dépôts sédimentaires qui sont constitués en majeure partie d'épandages bio-détritiques et d'accumulations sableuses. La DAR est aussi le lieu de développement des herbiers à phanérogames marines qui y forment des tâches clairsemées.

- L'ensemble **fronto-littoral**, comprend les formations sédimentaires littorales, totalement dépourvues de structures bio-construites et émergées aux basses mers. Elles représentent ce que l'on appelle les plages coralliennes, appelées également plages carbonatées. Elles sont constituées de sables bioclastiques fins et homogènes associés à une proportion importante d'éléments bio-détritiques grossiers. Dans certains secteurs, du fait du faible développement de l'ensemble post-récifal, ces plages carbonatées sont dans la continuité directe de l'ensemble épi-récifal. C'est le cas du récif frangeant de Saint-Gilles nord pour lequel le platier récifal est accolé à la plage (Figure II-3).

Selon les secteurs du récif, il existe dans l'ensemble épi-récifal des discontinuités morphologiques caractérisées par une interruption de la construction corallienne. Ces structures forment des systèmes de chenaux qui coupent transversalement l'ensemble épi-récifal et se prolongent jusque dans l'ensemble post-récifal. Souvent appelées fausses passes ou déversoirs, ces chenaux jouent un rôle encore mal connu dans les transferts de masses d'eau entre le récif et l'océan.

B.2.2. Une compartimentation longitudinale

Du nord au sud l'unité récifale de Saint-Gilles peut être découpée en trois sous unités (Figure II-3) :

- **La sous unité récifale de Saint-Gilles nord**, s'étend depuis le Port de Saint-Gilles jusqu'au Cap des Trois Chameaux. Le récif frangeant étroit au niveau du Port (100 à 200 m de large) s'élargit en direction de la passe de l'Hermitage (400 m de largeur environ). Sa longueur est d'environ 2,5 km selon une orientation nord-sud. Sa limite sud est définie par l'incurvation de la côte (Figure II-3). Cette sous unité s'individualise par le faible développement de la DAR, qui est quasiment inexistante, remplacée soit par un platier récifal directement accolé à la côte soit par des herbiers monospécifiques à *Syringodium isoetifolium* (Faure, 1982) formant des banquettes de rétentions sédimentaires.
- **La sous unité récifale de l'Hermitage** s'étend depuis le Cap des Trois Chameaux, au niveau de l'incurvation de la côte jusqu'au lieu dit « Villas du Lagon ». Cette unité récifale est ouverte en son centre par la passe de l'Hermitage qui est la prolongation de la ravine du même nom. Elle mesure environ 2 km avec une orientation nord-ouest à sud-est et sa largeur moyenne est d'environ 400 m. Dans cette partie du récif le compartiment post-récifal est plus développé avec une largeur moyenne de 100 m.
- La dernière **sous unité récifale** est celle **de La Saline**. Elle commence au lieu-dit « Villas du Lagon » jusqu'à la passe de Trois Bassins. Longue d'environ 3.5 km selon une orientation identique à la précédente, nord-ouest à sud-est, avec une largeur maximale de 600 m. Cette sous unité possède la dépression d'arrière récif la plus développée du récif frangeant de Saint-Gilles, atteignant jusqu'à 250 m de large selon les secteurs du récif (Figure II-3). Elle est interrompue dans sa partie sud, au niveau de Trou d'Eau, par des affleurements basaltiques.

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

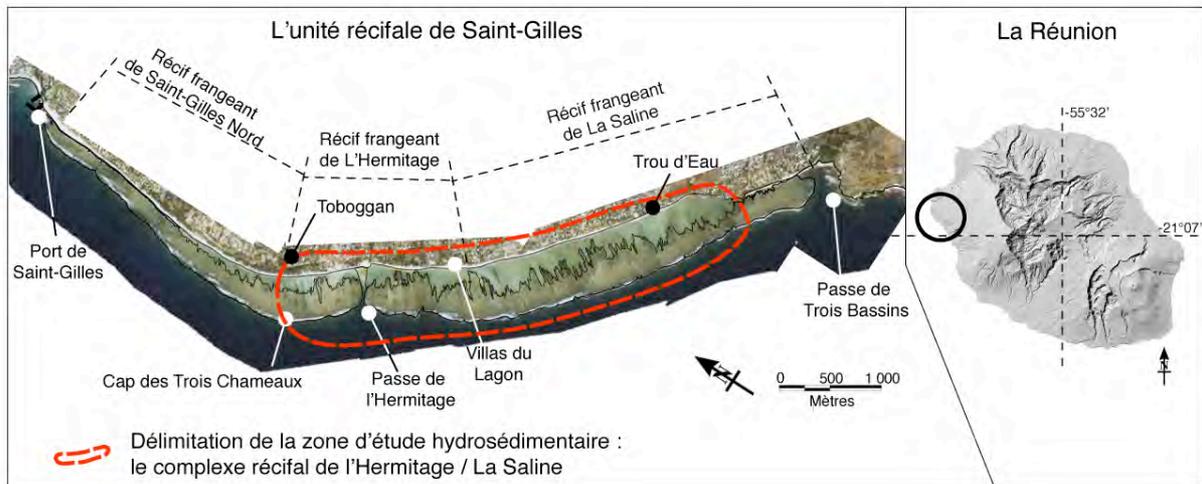


Figure II-3 : Présentation du complexe récifal de Saint-Gilles, et délimitation de la zone d'étude.

Deux zones d'études peuvent être individualisées au sein du complexe récifal de Saint-Gilles. Cette distinction se fait en raison de leurs caractéristiques géomorphologiques et compte tenu du champ d'investigation dont elles font l'objet :

- Le compartiment fronto-littoral qui constitue la plage corallienne elle-même. Cette première zone fait l'objet du suivi des profils de plages et du calcul des bilans sédimentaires. Les plages concernées appartiennent toutes au récif de Saint-Gilles et s'étendent depuis le Port jusqu'au lieu dit de « Trou d'Eau ».
- Le compartiment post-récifal, ou la DAR, représente la zone d'étude de la dynamique hydrosédimentaire. Partant du principe que l'équilibre des plages coralliennes est lié aux processus hydrosédimentaires qui se produisent essentiellement dans la DAR, ce compartiment fait l'objet des mesures hydrodynamiques et sédimentologiques. La zone considérée est présentée selon le contour rouge, en Figure II-3, et appartient au récif frangeant de l'Hermitage / La Saline. Limitée par les lieux-dits de « Trou d'Eau » au sud et de « Toboggan » au nord de la passe de l'Hermitage, cette zone d'étude hydrosédimentaire représente un linéaire côtier d'environ 4 km de long, pour une largeur maximale de 600 m (Figure II-3)

B.3. Les compartiments de la zone d'étude

B.3.1. Les plages coralliennes : lieu du suivi de l'érosion littorale

L'ensemble des plages coralliennes étudiées dans le cadre de cette étude hydrosédimentaire appartiennent au complexe récifal de Saint-Gilles, et s'étendent depuis le Port de Saint-Gilles jusqu'à

la zone de Trou d'Eau. Les secteurs de plage étudiés sont au nombre de 9, espacés chacun d'environ 1 km pour des largeurs variables comprises entre 30 et 70 mètres (Figure II-4).

La plage reliant le port de Saint-Gilles à la passe de l'Hermitage compte 5 secteurs suivis et s'étend sur presque 3 km de long. Dans la partie sud, aux environs de la passe de l'Hermitage, la largeur de la plage varie peu, avec un maximum de 40 m et une moyenne de 30 mètres.

Dans sa partie nord, la plage s'élargit pour atteindre 50 à 70 mètres au niveau du port de Saint-Gilles. La plage au sud de la passe de l'Hermitage s'étend sur environ 3 km de long et reste dans l'ensemble assez étroite, sauf au débouché de la passe de l'Hermitage. Elle mesure environ 40 m dans sa plus grande largeur et dépasse rarement les 30 mètres.

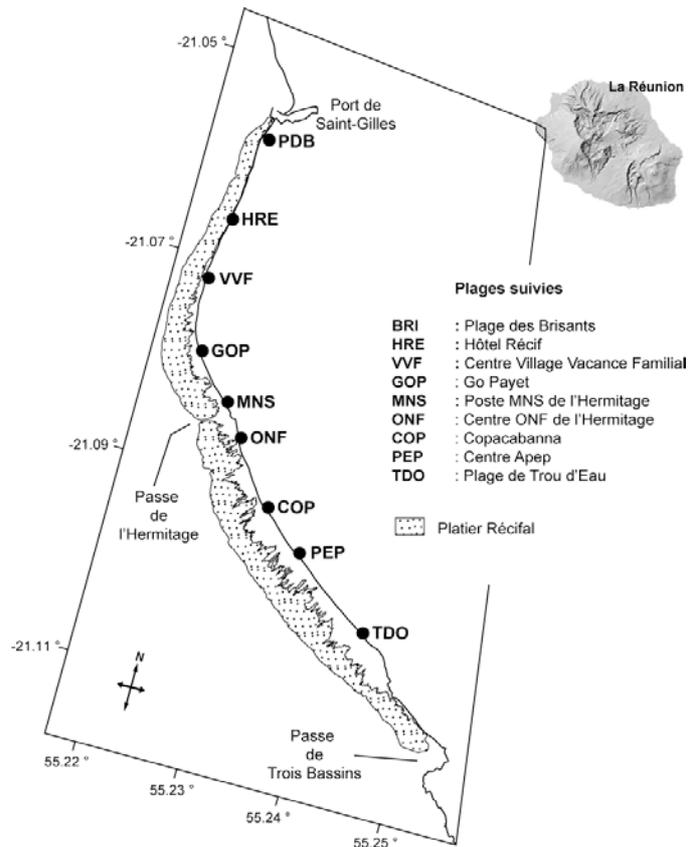


Figure II-4 : Localisation des secteurs de plages coralliennes étudiées. Les coordonnées sont exprimées en degrés décimaux.

Le matériel sédimentaire de ces plages est composé essentiellement de bioclastes de nature carbonatée (Gabrié & Montaggioni, 1985). La granulométrie des sables est assez hétérométrique et présente généralement deux modes bien distincts. Un premier mode est composé de sables fins, homogènes, dont la source semble être le platier récifal adjacent. L'existence de ces sables fins à moyens est liée à l'érosion mécanique des blocs de coraux morts et détachés du récif, ou encore à l'érosion d'origine biologique générée par les organismes bio-érodeurs (oursins, étoiles de mer ou poissons perroquets).

Le second mode de la distribution granulométrique des sables de plage est associé aux débris coralliens de tailles pluridécimétriques. Leur présence en grand nombre sur les plages peut s'expliquer par les conditions de circulation océanique dont l'intensité ne favorise pas le maintien des sédiments de petite taille sur les plages. Les débris ont été arrachés aux constructions coralliennes adjacentes par les fortes houles océaniques, puis transportés tant par les déferlements que par les courants associés. Ces débris coralliens contribuent non seulement à l'alimentation des plages coralliennes, mais aussi à celle des zones de dépôts transitoires comme la DAR, qui peut participer à son tour comme zone source ou zone puits de la dynamique sédimentaire.

B.3.2. La dépression d'arrière récif (DAR) : lieu de l'étude hydrosédimentaire

Le compartiment post-récifal ou **dépression d'arrière récif (DAR)**, compris entre le bas de plage et la limite interne du compartiment épi-récifal (Figure II-5), constitue la zone d'investigation des paramètres de la dynamique hydrosédimentaire. La DAR (Figure II-5), qui contient l'essentiel des accumulations sableuses du complexe récifal de Saint-Gilles, joue par conséquent un rôle essentiel dans la dynamique et l'équilibre sédimentaire des plages coralliennes. C'est le seul compartiment identifié du complexe récifal qui est susceptible de constituer un stock de matériel sédimentaire meuble, suffisant pour l'alimentation des plages.

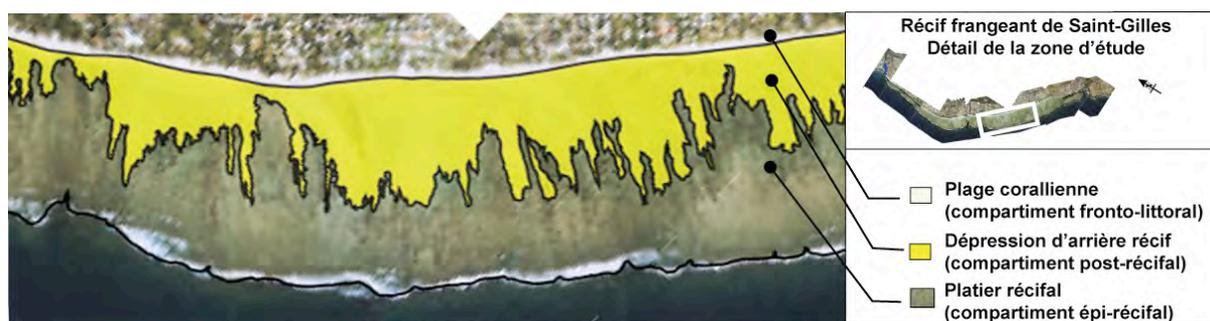


Figure II-5 : Délimitation de la zone d'étude. En jaune, le contour de l'ensemble post-récifal ou dépression d'arrière récif (DAR) qui constitue la zone d'étude hydrosédimentaire. En blanc, le cordon littoral formé par les plages coralliennes.

L'analyse de la géométrie en profondeur de tels matériaux meubles dans la DAR a été abordée à l'aide d'une étude géophysique par sismique réflexion, effectuée par le GD ARGO (Groupe pour le Développement d'Applications et la Recherche en Géologie et Océanologie). Cette étude met en évidence un stock sableux meuble très réduit et limité au cordon littoral (Tesson, 2002). Son épaisseur d'à peine quelques mètres sous le fond de la dépression d'arrière récif laisse supposer que l'implication de ce stock sableux dans la dynamique actuelle et la reconstruction des plages semble peu probable. Cette unité sédimentaire de surface repose sur une unité sous-jacente constituée de fragments grossiers de coraux et partiellement cimentée ; elle descend jusqu'à environ une trentaine de mètres de profondeur. A la base de cette formation sédimentaire et bioconstruite vers 25-30 m de profondeur, se trouve un substratum constitué de cendres et de coulées basaltiques (Join, 1991 ; Camoin *et al.*, 1997).

Il en résulte que les stocks sableux de la DAR identifiés par la sismique et, susceptibles de participer à la reconstruction des plages coralliennes, sont très limités. Les pertes sédimentaires sur les plages, forcées par les agents dynamiques naturels (hydrodynamisme), seront peu compensées par les apports du récif corallien ; ce qui traduit une situation actuelle en équilibre instable. Par conséquent, le paroxysme de certains agents dynamiques naturels (cyclones, houles de tempêtes) est susceptible de modifier considérablement la distribution granulométrique au sein des zones d'arrière récif, ainsi que les profils d'équilibre des plages coralliennes.

Le rôle du platier récifal comme source principale de sédiments pour les zones d'arrière récif et pour les plages adjacentes (Halley, 2000 ; Roberts, 2004) semble confirmé par cette étude sismique.

C. CADRE DYNAMIQUE

Un inventaire des processus physiques extérieurs est réalisé ; ces derniers constituent les forçages environnementaux de la circulation au sein de la zone d'étude. Les vents, la marée et la houle sont d'abord présentés dans leur contexte régional, puis selon leurs modalités d'actions sur la zone d'étude.

C.1. Les forçages extérieurs, vecteurs de la dynamique littorale

C.1.1. Les vents

A l'échelle régionale, le régime des vents à La Réunion est dominé par les alizés. Ces vents sont forts et soutenus et soufflent d'un secteur sud sud-est à est sud-est (Figure II-6). Ils se renforcent de manière générale vers 9h00 puis s'affaiblissent en fin d'après-midi à partir de 16h00. Ils sont générés par le gradient qui existe entre les hautes pressions subtropicales et les basses pressions équatoriales. Pour La Réunion, leur direction dominante est l'est-sud-est avec une période d'activité maximale pendant la saison fraîche, de mai à octobre.

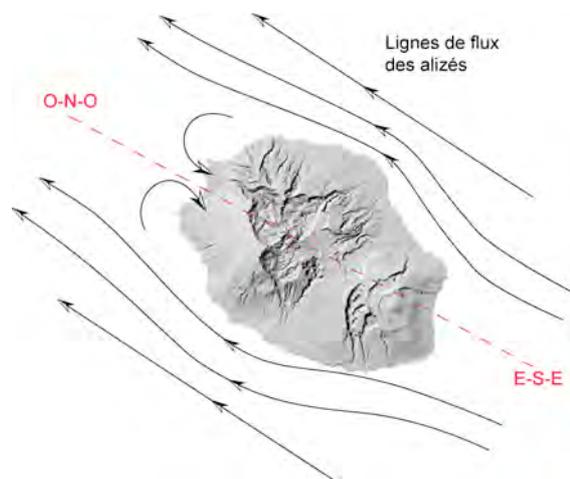


Figure II-6 : Régime des Alizés à La Réunion.

A l'échelle locale, dans le secteur de l'Hermitage / La Saline, du fait du relief montagneux de l'île, la direction des alizés est légèrement modifiée et l'origine des vents montre une composante sud à sud sud-ouest plus marquée. En raison de la position sous le vent de la côte ouest, la fréquence des vents forts y est plus faible (Troadek, 1991). Le littoral occidental est alors rythmé par l'alternance des vents thermiques, la brise de terre la nuit et la brise de mer le jour. Ces vents thermiques sont souvent renforcés la journée par un vent d'alizé qui vient se superposer à leur action.

C.1.2. La marée

La marée enregistrée à La Réunion est de type semi-diurne à inégalité diurne. L'onde de marée arrive sur le littoral occidental de La Réunion en provenance du sud. Les amplitudes maximales enregistrées sont de 0.1 m et 0.9 m pour les marées de mortes eaux et de vives eaux respectivement (Farrow & Brander, 1971). En dehors de ces grandes marées, les marnages moyens à La Réunion sont de 40 à 60 cm pour les vives eaux et de 10 à 30 cm pour les mortes eaux. La présence d'un point amphidromique (Figure II-7) à proximité des côtes réunionnaises est à l'origine des faibles marnages enregistrés dans l'île.

Le récif frangeant de Saint-Gilles est alors concerné par un flot (flux de marée montante) qui se propage du sud vers le nord, depuis la passe de Trois Bassins vers le port de Saint-Gilles. Le jusant (flux de marée descendante) est opposé, en direction de la passe de Trois Bassins.

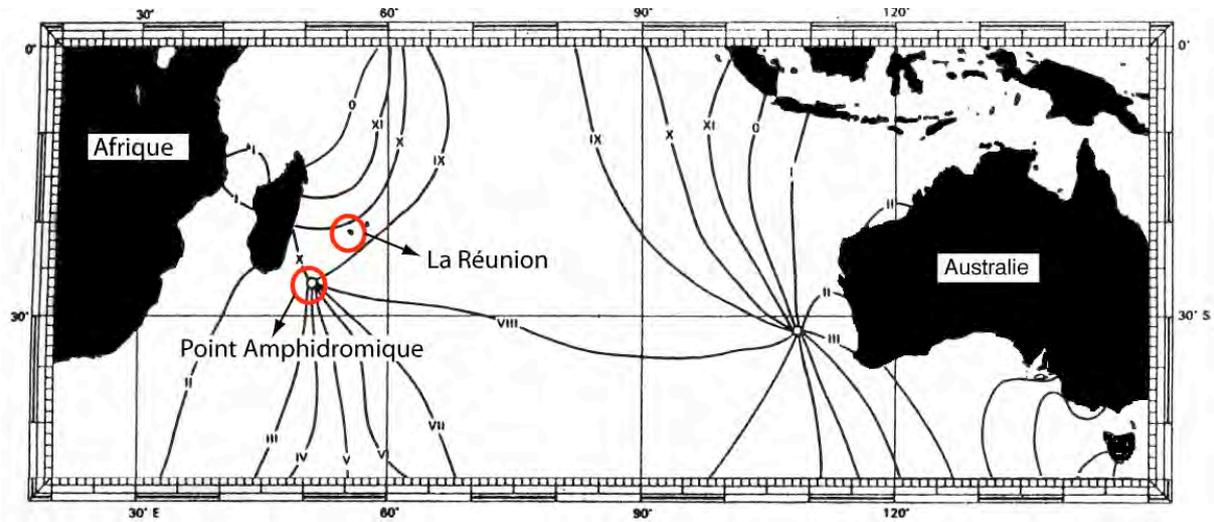


Figure II-7 : Lignes cotidiales de l'onde M2 (extrait des Instructions nautiques, 1984)

C.1.3. Les houles

La Figure II-8 représente les trois grands types de houles recensés dans l'Océan Indien et qui concernent l'île de la Réunion (Troadec, 1991).

• Les houles d'alizés

Ce sont les houles les plus fréquentes et elles persistent pendant toute l'année. Les périodes de ces houles sont comprises entre 9 et 10 secondes avec des hauteurs maximales dépassant rarement les 3 m. Le régime de ces houles est inféodé aux variations saisonnières des alizés selon le schéma suivant :

- De novembre à avril, durant la saison chaude et humide, la houle est très faible du fait de l'absence de perturbation cyclonique avec des hauteurs maximales de l'ordre de 0.50 m. Le renforcement des vents d'est génère une houle comprise entre 2 et 3 m exposant le littoral est.

- De mai à octobre, durant la saison sèche, le renforcement et la prépondérance des alizés d'un secteur est à est-sud-est expose le littoral oriental à une houle atteignant parfois 3,50 m de hauteur.

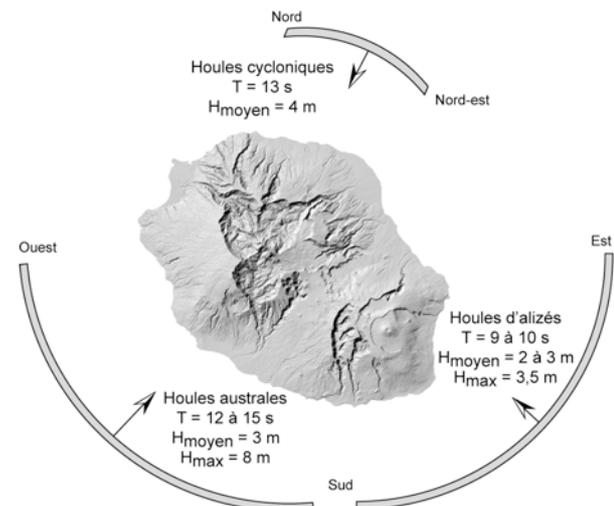


Figure II-8 : Régimes de houle concernant l'île de la Réunion, modifié d'après Troadec (1991).

● **Les houles australes**

Il s'agit de houles de très grandes longueurs d'onde (600 m) générées par les dépressions australes lointaines qui se forment à 3 000 km dans le sud-ouest de l'Océan Indien, entre la pointe méridionale de l'Afrique et l'Archipel du Prince Edward. Ces houles peuvent se manifester toute l'année. Leurs périodes sont comprises entre 12 et 15 secondes avec des hauteurs moyennes de 3 m pouvant atteindre 8 à 10 mètres.

● **Les houles cycloniques**

L'origine des houles cycloniques se trouve dans les secteurs nord et nord-est de l'océan Indien. Ces houles sont violentes mais plus rares et sont généralement associées au passage d'un cyclone ou d'une perturbation tropicale intense. Leur période reste relativement constante de l'ordre de 13 secondes avec des amplitudes moyennes de l'ordre de 4 mètres. Leur durée dépasse rarement 48 heures, en fonction de l'intensité et de la trajectoire du cyclone auquel elles sont associées.

Parmi ces trois grands régimes de houle qui influencent la dynamique littorale régionale de La Réunion, seules les houles australes concernent directement le littoral occidental. Bien que ces houles australes soient présentes tout au long de l'année, leur renforcement pendant la saison sèche, de mai à octobre, joue un rôle important dans l'évolution morphologique côtière. Ce sont de forts épisodes de houles australes, pendant les mois d'août et septembre, qui ont généré les dégâts les plus importants sur les plages coralliennes de La Réunion au cours de ces quatre dernières années.

Les houles cycloniques peuvent également être à l'origine de dégâts importants sur les plages balnéaires du littoral occidental. Environ 30 % des cyclones qui arrivent sur La Réunion proviennent d'une direction nord nord-ouest, voire parfois ouest, avec une incidence qui concerne directement le littoral occidental. Par conséquent, les plages coralliennes de la Réunion subissent de manière occasionnelle des dégradations importantes et de fortes altérations. Les dégâts occasionnés par ces épisodes paroxysmiques laissent des cicatrices irréversibles sur le littoral. Certains secteurs de plage n'ont toujours pas retrouvé le profil d'équilibre qu'ils avaient avant le passage d'un cyclone.

En résumé, les forçages physiques qui conditionnent l'hydrodynamisme du complexe récifal de Saint-Gilles peuvent être classés selon deux états. Un premier état décrit un régime calme, permanent, qui est conditionné par la marée et l'alternance des vents thermiques, brise de mer et brise de terre. Dans les environnements récifaux peu profonds comme La Réunion, la marée à caractère microtidal conditionne essentiellement la circulation au niveau des passes et des chenaux qui permettent l'échange des masses d'eau entre l'océan et le récif (Roberts, 1980 ; Kench, 1998b). En dehors de ces secteurs, le transport de masse à travers le récif, induit par le déferlement et la propagation de la houle, est le facteur principal qui contrôle la circulation (Suhayda & Roberts, 1977). La circulation récifale, caractéristique de cet état permanent, présente généralement des courants de faible

intensité, incapables de déplacer les particules sédimentaires de l'ordre des sables. Des courants instantanés, intenses, présentent cependant la possibilité de mobiliser et transporter les sédiments dans les secteurs de passes tidales (Roberts, 2004). Un second état décrit un régime agité dont la circulation est contrôlée par les houles importantes et les vents.

C.2. Schéma conceptuel de la circulation hydrodynamique du récif frangeant de Saint-Gilles

Dans la plupart des récifs frangeants, la circulation apparaît principalement contrôlée par le déferlement et la propagation de la houle au niveau du front récifal. Certains passages tidaux exceptionnels présentent des courants intenses capable de transporter les sédiments en conditions normales forcées par le régime des vents permanents et la marée. La géomorphologie du complexe récifal est le second facteur qui conditionne la circulation.

Les premières descriptions de l'hydrodynamisme en milieu récifal à La Réunion ont été effectuées sur le récif de Saint-Pierre par Montaggioni & Faure (1980), puis étendues ultérieurement aux autres zones récifales de La Réunion (Bouchon, 1981 ; Gabrié & Montaggioni, 1985 ; Cuet, 1989 ; Letourneur, 1996a, 1996b). Un schéma conceptuel de l'hydrodynamisme au sein du récif frangeant de Saint-Gilles le plus actuel est celui développé par Naïm & Cuet (1989) (Figure II-9).

Cette connaissance de la circulation résulte d'observations et de déductions effectuées au cours des études initiales dans les domaines de l'écologie marine et de la biogéochimie. Les observations s'accordent pour montrer que la circulation du récif frangeant de Saint-Gilles semble conditionnée non seulement par les forçages physiques extérieurs au domaine (les courants induits par le vent, la marée et la houle), mais aussi par la géomorphologie récifale (Gabrié, 1982).

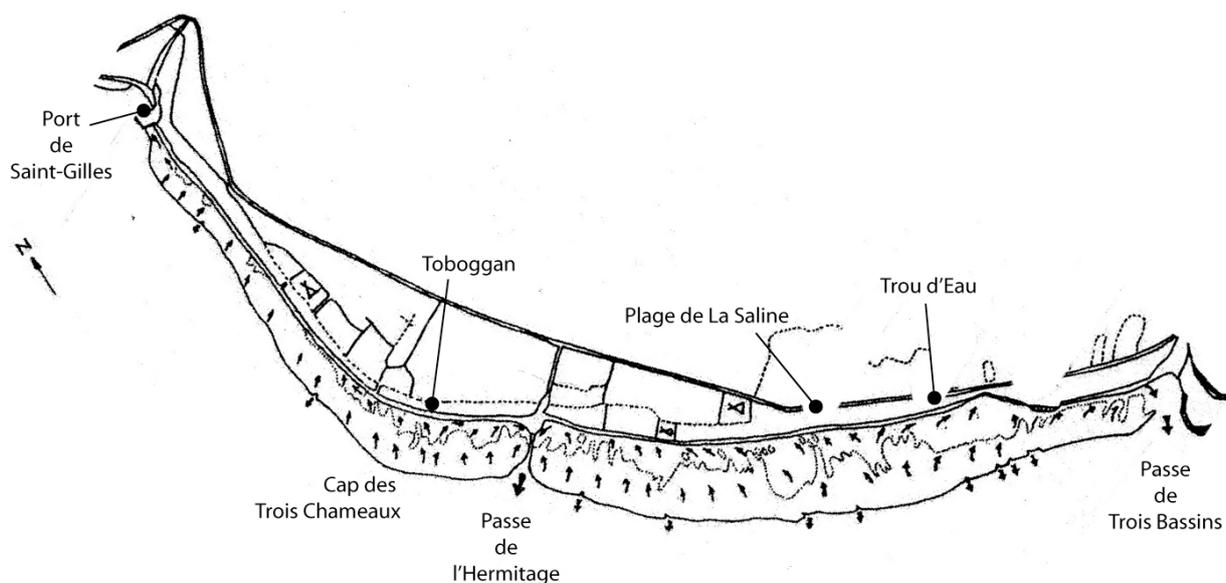


Figure II-9 : Schéma conceptuel de la circulation au sein du récif frangeant de l'Hermitage / La Saline (Naïm & Cuet, 1989).

Dans l'état actuel de connaissance et compte tenu du cadre théorique énoncé au chapitre précédent (cf. § Chapitre IB), les grandes caractéristiques de l'hydrodynamisme au sein du récif frangeant de Saint-Gilles peuvent se résumer aux quatre points suivants :

- L'eau du large pénètre sur les récifs frangeants à la faveur du déferlement,
- La circulation se fait de l'avant vers l'arrière des platiers récifaux, par les couloirs et rainures du platier récifal,
- Une partie de ces eaux est directement évacuée par les chenaux sous la forme de courants de retour afin d'équilibrer les gradients de pression générés par le *set-up* des vagues au niveau du front récifal,
- L'autre partie traverse le platier et contribue à la formation des courants de dérive littorale, qui empruntent la dépression d'arrière récif pour être évacuée par les passes. Les courants du récif de Saint-Gilles nord sont orientés sud-nord. Ces eaux se heurtent à la digue du port de Saint-Gilles et sont déviées vers le large, alors qu'une partie reflue par les chenaux du platier. Au niveau de Toboggan, les courants sont nord-sud, en direction de la passe de l'Hermitage. Les courants au sein du récif de La Saline sont également orientés sud-nord, en direction de la passe de l'Hermitage. Dans l'extrémité sud, les courants de vidange, à partir de Trou d'Eau, empruntent la passe de Trois Bassins.

Deux composantes principales de la circulation au sein du récif frangeant de Saint-Gilles se démarquent. Une première se fait selon un axe perpendiculaire à la côte, sur le platier récifal sous l'effet direct des entrées des masses d'eau dans le complexe récifal. L'essentiel du transport de masse associé à ces flux se fait en direction de la plage, alors qu'une autre partie peut se faire en direction du large par les discontinuités et/ou les chenaux présents au sein du platier récifal (Roberts, 1980). La deuxième composante de la circulation est parallèle à la côte avec une direction nord-sud ou sud-nord selon le secteur du récif, l'orientation de la côte et la proximité des passes.

Ce schéma de la circulation au sein du récif frangeant de Saint-Gilles respecte les principes et la théorie des processus physiques en milieu récifal. Il apparaît clairement que la circulation des masses d'eau est influencée par la morphologie récifale. Cependant, les vitesses et directions des courants ainsi que l'implication des processus physiques dans l'hydrodynamisme restent encore des paramètres à mieux préciser et quantifier.

**Chapitre III Evolution morphodynamique du littoral
corallien du récif frangeant de l'Hermitage
/ La Saline**

A. INTRODUCTION

Les plages, définies comme des zones de dépôt et de transfert de sédiments meubles, sont le siège de flux sédimentaires étroitement liés à la dynamique côtière. Le bilan sédimentaire d'une plage est défini par l'équilibre entre l'alimentation et l'ablation des sables sur la plage. Si ce bilan est positif, on parle d'engraissement de la plage, si ce bilan est négatif, la plage est dite en amaigrissement ou érosion. Les variations annuelles (engraissement et érosion) des profils de plages répondent aux variations de l'énergie de la houle et des taux de transferts sédimentaires entre la plage et l'environnement voisin (Gibbs *et al.*, 2000).

A La Réunion, l'alimentation des plages a deux origines, l'une biologique et l'autre continentale (Gabrié & Montaggioni, 1985). Les sédiments d'origine biologique ont pour source les récifs coralliens qui fournissent les sables blancs composés des débris d'organismes récifaux qui constituent les plages coralliennes du littoral réunionnais. Les apports des rivières, et dans une moindre mesure l'érosion des côtes rocheuses et des falaises littorales, constituent la source principale des sédiments d'origine continentale. A La Réunion, ces sables sont essentiellement noirs du fait de leur nature et de leur origine volcanique.

L'ablation sédimentaire d'une plage, quant à elle, peut résulter de plusieurs phénomènes. Le vent déplace les sables, et s'il souffle vers la terre, les sédiments sont transportés en arrière des plages où ils forment les dunes. Les dunes peuvent être de deux types :

- les **dunes bordières** qui jouent un rôle très important dans la dynamique sédimentaire de la plage car elles constituent un stock de sable en haut de plage. Les vagues de tempêtes prélèvent les sédiments sur cette dune et les transportent vers l'avant plage. En période calme, la dune bordière se reconstitue par migration des sables de l'avant plage vers le haut de plage,
- les **dunes littorales**, qui s'édifient à l'intérieur des terres constituent une perte de matériel pour la plage. Ces dunes sont fréquentes à La Réunion, sur tout le littoral occidental, et s'étendent loin dans les terres, notamment dans les secteurs de Saint-Gilles et de La Saline.

La perte de sable sur les plages est également due aux courants et aux houles qui entraînent les sables vers la mer. Les houles, selon leurs paramètres, peuvent avoir également un effet engraisant en alimentant en sable les dunes bordières situées en haut de plage.

La dynamique des plages coralliennes de La Réunion sera abordée dans ce chapitre à travers l'étude de leur morphologie et des bilans sédimentaires en relation avec les forçages physiques côtiers, plus particulièrement les flux énergétiques associés à la houle incidente.

B. PROTOCOLE DE SUIVI DES PROFILS DE PLAGE

B.1. Localisation et présentation des profils

Les profils de plages coralliennes, qui font l'objet du suivi par le Laboratoire des Sciences de la Terre de l'Université de la Réunion (LSTUR), dans le cadre de l'étude, sont situés sur la côte ouest de l'île de la Réunion, en arrière du récif frangeant de Saint-Gilles (Figure III-1). Les plages étudiées sont au nombre de deux et appartiennent à l'ensemble fronto-littoral du récif frangeant de Saint-Gilles. La première plage est la plage de Saint-Gilles sud, comprise entre le port de Saint-Gilles et la passe de l'Hermitage. La seconde, la plage de l'Hermitage / La Saline s'étend de la passe de l'Hermitage à Trou d'Eau (Figure III-1). Sur ces deux plages, 9 radiales font l'objet d'un suivi régulier des profils :

Plage de Saint-Gilles sud :

1. La plage des Brisants : **BRI**
2. Saint-gilles Hôtel Récif : **HRE**
3. Saint-Gilles Village Vacances Familles : **VVF**
4. Go Payet : **GOP**
5. Poste MNS de l'Hermitage : **MNS**

Plage de l'Hermitage / La Saline :

6. Centre ONF de l'Hermitage : **ONF**
7. Copacabana : **COP**
8. Centre APEP : **PEP**
9. Trou d'Eau : **TDO**

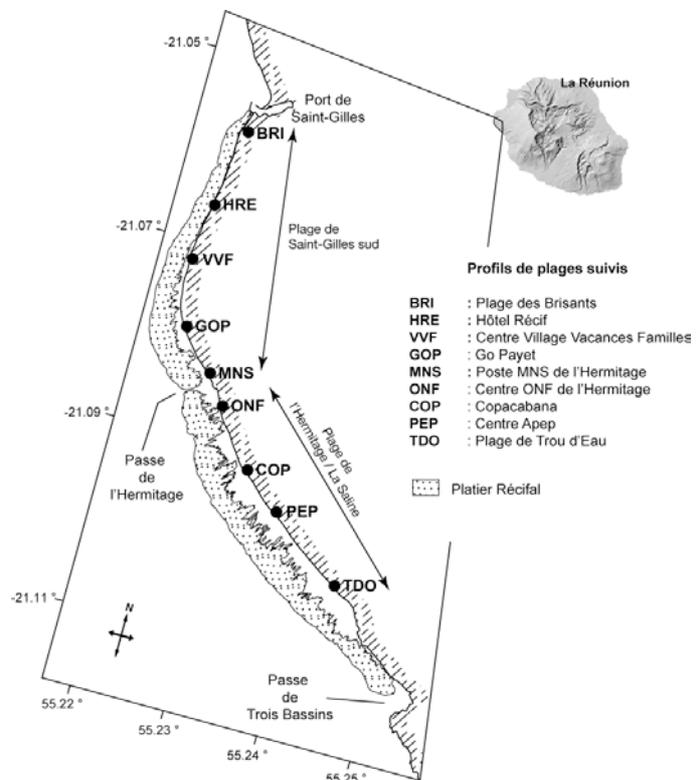


Figure III-1 : Localisation des radiales faisant l'objet du suivi des profils de plage. Les coordonnées sont exprimées en degrés décimaux.

La distance entre chaque radiale est d'environ 1 km avec une longueur de profil variable, comprise entre 30 et 70 mètres.

La plage de Saint-Gilles sud, qui comptabilise 5 transects, s'étend sur presque 3 km de long (figure 1). Dans sa partie sud, aux environs de la passe de l'Hermitage, la largeur de la plage varie peu, avec un maximum de 40 m et une moyenne de 30 mètres (Mns, Go Payet). Dans sa partie nord, la plage s'élargit pour atteindre 50 à 70 mètres au niveau du port de Saint-Gilles (secteur des Brisants).

La plage de l'Hermitage / La Saline s'étend sur environ 3 km de long et reste dans l'ensemble assez étroite, sauf au débouché de la passe de l'Hermitage (Onf). Elle mesure environ 40 m dans sa plus grande largeur et dépasse rarement les 30 mètres.

Le matériel sédimentaire qui constitue les plages est composé essentiellement de sédiments bioclastiques dont l'origine carbonatée est étroitement liée à la présence du récif frangeant associé (Gabrié & Montaggioni, 1985). La granulométrie des sables de plage est assez hétérométrique et présente généralement deux modes bien distincts :

- une première fraction est composée de sables fins, homogènes, dont la source semble être le platier récifal adjacent. L'existence de ces sables fins à moyens est liée à l'érosion mécanique des blocs de coraux morts et détachés du récif, ou encore à l'érosion d'origine biologique générée par les organismes bio-érodeurs (Bellwood, 1995 ; Chazottes *et al.*, 2002),
- le deuxième mode de la distribution granulométrique des sables de plage est associé aux débris coralliens de tailles pluridécimétriques. Leur présence en grand nombre sur les plages peut s'expliquer par l'intensité des conditions d'agitation océanique qui ne favorisent pas le maintien des sédiments de petite taille sur les plages. Les débris arrachés aux constructions coralliennes adjacentes suite à des événements de fortes houles océaniques sont transportés vers le littoral par les déferlements et les courants associés. Ces débris coralliens qui contribuent à l'alimentation des plages coralliennes se retrouvent également dans les zones d'arrière récif.

Il existe un granoclassement le long du profil de plage. Les sédiments fins sont situés préférentiellement en haut de plage, les sédiments grossiers et les débris occupent généralement le bas de plage. Après un épisode de houle importante, un cordon de débris coralliens est souvent présent à mi-chemin entre le bas et le haut de plage, à une distance correspondante à la limite supérieure d'action des vagues. La présence sporadique d'éléments grossiers en haut de plage est plus à imputer à une action mécanique d'origine anthropique qu'à des processus physiques naturels. Ces débris ramassés sur les plages sont entassés en haut de plage à des buts de « confort » ou de restauration du talus d'érosion.

Tableau III-1 : Positions et altitudes des points de références de chaque radiale

Radiales	Longitude	Latitude	Altitude Z (m) par rapport au NGR
BRI	55° 13' 21,4230"	-21° 03' 27,907560"	3,421
HRE	55° 13' 16,5569"	-21° 03' 57,662424"	2,992
VVF	55° 13' 13,9078"	-21° 04' 19,388100"	3,444
GOP	55° 13' 18,4659"	-21° 04' 44,293404"	4,721
MNS	55° 13' 31,4860"	-21° 04' 59,014776"	5,757
ONF	55° 13' 39,2015"	-21° 05' 09,779532"	5,241
COP	55° 13' 54,4697"	-21° 05' 30,526620"	4,808
PEP	55° 14' 08,9670"	-21° 05' 42,925992"	6,457
TDO	55° 14' 37,1440"	-21° 06' 03,917160"	4,054

Chaque radiale qui fait l'objet du suivi est rattachée à un point de référence fixe, situé en haut de plage. Ce point fixe géoréférencé est supposé stable dans l'espace et dans le temps. Il peut correspondre à une marche d'escalier, au sommet d'un mur ou encore à la base d'un arbre en haut de plage. Le Tableau III-1 présente les positions GPS du point de référence pour chaque radiale et son altitude, exprimée en mètre par rapport au zéro géodésique en vigueur à La Réunion (NGR).

B.2. Méthode de relevés

Le principe de relevé des profils de plages consiste à mesurer le dénivelé de la plage le long d'une radiale de direction connue. La mesure se fait à partir du point de référence, par visées successives entre deux montants distants d'un mètre (Figure III-2). Le dernier point est mesuré au niveau du ressaut de marée, dans la zone intertidale, quand les conditions météorologiques le permettent (absence de houle).

L'appareil de mesure (Figure III-2a) a été spécialement choisi et conçu pour ces études par Roland Troadec. Il répond à un certain nombre d'exigences :

- être utilisable dans le plus grand nombre de conditions météorologiques, ainsi que dans l'eau,
- être utilisable par une personne et permettre d'effectuer les relevés avec rapidité et précision.

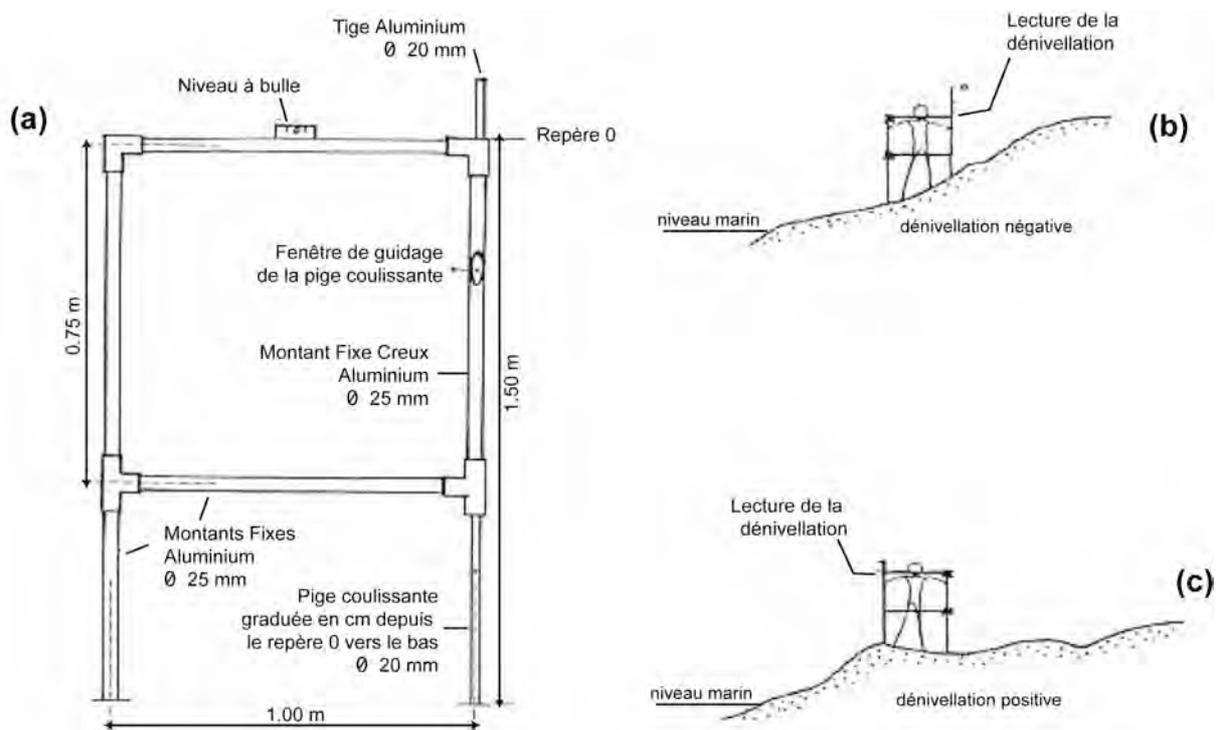


Figure III-2 : Principe de mesure des profils de plage, (a) description de l'appareil de mesure, (b) principe de relevé dans le cas d'une dénivellation négative et (c) principe de relevé dans le cas d'une dénivellation positive.

L'appareil se compose d'un cadre en aluminium dont un des montants est coulissant et gradué tous les centimètres. La structure complète est mise à niveau permettant ainsi de positionner correctement l'appareil sur l'horizontale avant chaque lecture du dénivelé. L'appareil est déplacé le long d'une corde tendue sur le sol suivant un azimuth connu et perpendiculaire à la ligne de rivage (Figure III-2b et 2c).

La fiabilité de la méthode a été testée par Rozaux & Barrau (1998). Pour les mesures rapportées à l'ensemble d'un profil, il apparaît qu'un même lecteur ne fait pas d'erreur significative lors de plusieurs passages sur la même radiale. Cependant, de faibles variations existent si l'on compare les résultats de deux lecteurs distincts, mais elles restent dans une marge d'erreur inférieure à 5%. En ce qui concerne la précision de la mesure des dénivelés de plage, on estime la marge d'erreur sur la verticale à 0,5 cm.

La fréquence de relevé des profils de plages est choisie de telle sorte à procurer un suivi saisonnier des variations des plages carbonatées. Les mesures sont effectuées au minimum deux fois par an, afin d'encadrer au mieux les 2 régimes de houles dominantes à La Réunion :

- l'hiver austral de mai à octobre, caractérisé par les houles australes,
- l'été austral de novembre à avril, caractérisé par les houles d'alizés et les houles cycloniques.

Ces deux saisons qui représentent un régime normal, permanent, sont parfois caractérisées par des événements exceptionnels. Des houles australes intenses (exemple des houles du 13 mai 2007 qui atteignent des hauteurs supérieures à 10 m) en hiver, ainsi que des cyclones pendant l'été, constituent des événements exceptionnels capables de modifier de manière significative la morphologie littorale.

Le LSTUR effectue le suivi des plages depuis 1992. Entre 1992 et 1998 certaines radiales ont disparu du fait de la destruction de leur point de référence. Les nouvelles radiales déterminées en 1998 existent toujours actuellement. La période comprise entre 1998 et 2004 a été choisie pour illustrer ce travail et faire le bilan des évolutions des profils de plage. Le Tableau III-2 présente les dates des campagnes de mesures des profils de plages. Les mesures effectuées pendant l'hiver austral, ou dans la période de transition entre l'hiver et l'été austral, sont indiquées en grisé. La radiale de Copacabana ne présente aucun relevé antérieur à décembre 2000, date à laquelle cette radiale a été incorporée à l'ensemble des profils suivis.

Tableau III-2 : Périodes de relevés des profils de plages carbonatées du récif frangeant de l'Hermitage / La Saline, depuis 1998. Les périodes grisées représentent l'hiver austral ou les périodes de transition avec l'été.

	1998	1999	2000				2001				2002	2003		2004		
BRI	Déc.	Mars	Mai	Jan.	Mai	Oct.	Déc.	Jan.	Mai	Oct.	Déc.	Fév.	Juil.	Jan.	Oct.	Mars
HRE	Déc.	Mars	Mai	Jan.	Mai	Oct.	Déc.	Jan.	Mai	Oct.	Déc.	Fév.	Juil.	Jan.	Oct.	Mars
VVF	—	Mars	Mai	Jan.	Mai	Oct.	Déc.	Jan.	Mai	Oct.	Déc.	Fév.	Juil.	Jan.	Oct.	Mars
GOP	Déc.	Mars	Mai	Jan.	Mai	Oct.	Déc.	Jan.	Mai	Oct.	Déc.	Fév.	Juil.	Jan.	Oct.	Mars
MNS	Déc.	Mars	Mai	Jan.	Mai	Oct.	Déc.	Jan.	Mai	Oct.	Déc.	Fév.	Juil.	Jan.	Oct.	Mars
ONF	Déc.	Mars	Mai	Jan.	Mai	Oct.	Déc.	Jan.	Mai	Oct.	Déc.	Fév.	Juil.	Jan.	Oct.	Mars
COP	—	—	—	—	—	—	Déc.	Jan.	Mai	Oct.	Déc.	Fév.	Juil.	Jan.	Oct.	Mars
PEP	Déc.	Mars	Mai	Jan.	Mai	Oct.	Déc.	Jan.	Mai	Oct.	Déc.	Fév.	Juil.	Jan.	Oct.	Mars
TDO	Déc.	Mars	Mai	Jan.	Mai	Oct.	Déc.	Jan.	Mai	Oct.	Déc.	Fév.	Juil.	Jan.	Oct.	Mars

B.3. Méthode d'analyse des profils de plage

L'analyse des profils de plage se fait selon deux approches. Une première approche, qualitative, est basée sur l'interprétation de la morphologie des profils. La deuxième est quantitative et calcule les bilans sédimentaires des secteurs de plages entre deux périodes de relevés successives.

B.3.1. Les conditions de forçage par la houle

La dynamique des plages à La Réunion étant reconnue comme essentiellement liée aux régimes des houles océaniques (Troade *et al.*, 2002b), des données de houles enregistrées au large ont été utilisées afin d'évaluer les changements morphodynamiques des plages coralliennes en relation avec la dynamique côtière. Les données de houle sont récupérées auprès de la Subdivision Entretien et Dragage de la Direction Départementale de l'Équipement (DDE). Ces données sont enregistrées par une bouée Datawell non directionnelle, située au Port Ouest par 20°54'6S et 55°20'0E, sur des fonds de 33 mètres.

Le flux énergétique associé à la houle incidente à la côte est reconnu comme le meilleur indicateur pour évaluer les effets de la houle sur la dynamique des plages (Dail *et al.*, 2000). Ce flux (exprimé en kg.m.s^{-3}) est calculé par la formule :

$$F = \frac{1}{32\pi} \cdot \rho g^2 H^2 T \quad \text{E III-1,}$$

avec H et T les hauteurs et périodes significatives de la houle enregistrée au large, ρ la densité de la masse d'eau prise égale à 1027 kg.m^{-3} et g l'accélération de pesanteur ($9,8 \text{ m.s}^{-2}$).

B.3.2. Les morphotypes

L'analyse des morphotypes est basée sur la classification mise en place par Hegge (Hegge, 1994 ; in Sanderson *et al.*, 2000) sur les plages de la côte ouest d'Australie. Parmi ces plages, certaines sont situées en arrière d'un récif frangeant, le *Ningaloo Reef*, qui présente des caractéristiques morphologiques similaires à celles du récif frangeant de Saint-Gilles.

Les définitions établies par Hegge (Tableau III-3) prennent en considération la pente du profil sur toute sa partie aérienne et sa partie immergée. Dans le cas des plages coralliennes de Saint-Gilles, les profils définissent uniquement la partie aérienne de la plage. Cependant, la partie sous-marine peut être extrapolée dans la dépression d'arrière récif en raison de l'homogénéité et de la linéarité du profil de la plage. Ce dernier se prolonge généralement jusqu'à une profondeur de 1,5 mètres qui correspond à la profondeur moyenne de la DAR qui reste constante jusqu'à la limite du platier récifal. En l'absence de DAR, la plage se termine sur la plateforme de platier récifal et est alors limitée à sa partie aérienne.

L'application de la classification de Hegge (1994) sur la seule partie aérienne des profils de plage nous paraît possible dans le cadre de l'étude des plages coralliennes de Saint-Gilles.

Tableau III-3 : Caractéristiques des morphotypes de plages, selon Hegge (1994 ; in Sanderson et al., 2000).

Morphotypes	Définitions	Illustrations
Concaves	Ces plages présentent une décroissance concave, uniforme. L'avant plage et la zone de swash présentent une pente plus ou moins accusée. La pente s'aplanit dans la continuité immergée du profil. Ces plages sont relativement petites, avec une avant plage < 10 m et une zone de swash < 5 m. Des ruptures de pente modérées sont parfois présentes le long du profil.	
Modérément concaves	Plages similaires aux types concaves, cependant avec une pente et une concavité moins importantes. Les dimensions de l'avant plage sont également petites, avec cependant une zone de swash plus marquée, restant inférieure à 10 m et une zone de surf de largeur < 15 m.	
Escarpés	Le profil escarpé présente des gradins d'arrière plage bien développés. La pente d'avant plage est linéaire et accusée. Les dimensions de ce morphotype sont très importantes, avec une longueur d'avant plage > 40 m, depuis la crête de gradin jusqu'à la zone de déferlement. La pente raide se prolonge dans la partie immergée de la plage.	
Modérément escarpés	L'avant plage présente également une forte pente linéaire. A la différence du morphotype escarpé, ce profil présente un gradin d'arrière plage extrêmement grand et une avant plage plus courte (15 – 25 m).	
Plats	Plages larges, présentant en général un profil uniforme sans rupture de pente. Ces profils sont caractérisés par les zones de swash et de surf les plus plates. L'aplanissement se prolonge jusque dans la zone immergée.	
Escaliers	Ces plages sont très étroites et présentent une zone intertidale relativement escarpée. Elles sont caractérisées par une forte rupture de pente en escalier dans la zone subtidale.	

Les définitions des morphotypes présentés dans le Tableau III-3 sont fondées non seulement sur la relation entre le profil et la pente de la plage, mais aussi sur son degré d'exposition à la houle incidente, qui définit le niveau d'énergie de l'environnement. Les morphotypes plats et escarpés définissent un environnement de forte énergie, qui se caractérise par une côte peu protégée et exposée aux flux énergétiques de la houle incidente. Les quatre autres morphotypes expliquent un environnement de faible énergie, avec un niveau d'exposition au forçage par la houle qui dépend de la nature de l'édifice qui protège la côte.

B.3.3. Les bilans sédimentaires

Les bilans sédimentaires expriment les gains ou les pertes de sédiments le long de la radiale entre deux relevés successifs. Pour calculer le bilan sédimentaire, une surface de référence est choisie, qui représente une bande d'un mètre de largeur s'étendant de part et d'autre du profil. Cette bande définie autour du profil de plage est considérée comme représentative de la globalité du secteur de plage étudié.

L'estimation des bilans sédimentaires revient à calculer l'aire d'un trapèze compris entre les deux profils successifs et les deux points de mesure du dénivelé qui représentent l'écartement de la mire (Figure III-3). Les bases du trapèze représentent les différences d'élévation entre le profil le plus récent et le plus ancien. La hauteur du trapèze est représentée par l'écartement de la pique qui est constant et égal à 1 mètre.

L'unité du bilan sédimentaire est le mètre cube (m³). Pour deux profils successifs A et B on a :

$$B = \sum_{i=1}^n \frac{(Z_{B,i} - Z_{A,i}) + (Z_{B,i+1} - Z_{A,i+1})}{2} \cdot h$$

E III-2.

Dans l'équation E III-2 les indices i représentent le nombre de points de mesures le long du profil, h est la distance entre deux points successifs, constante dans notre cas et égale à 1 mètre (Figure III-3).

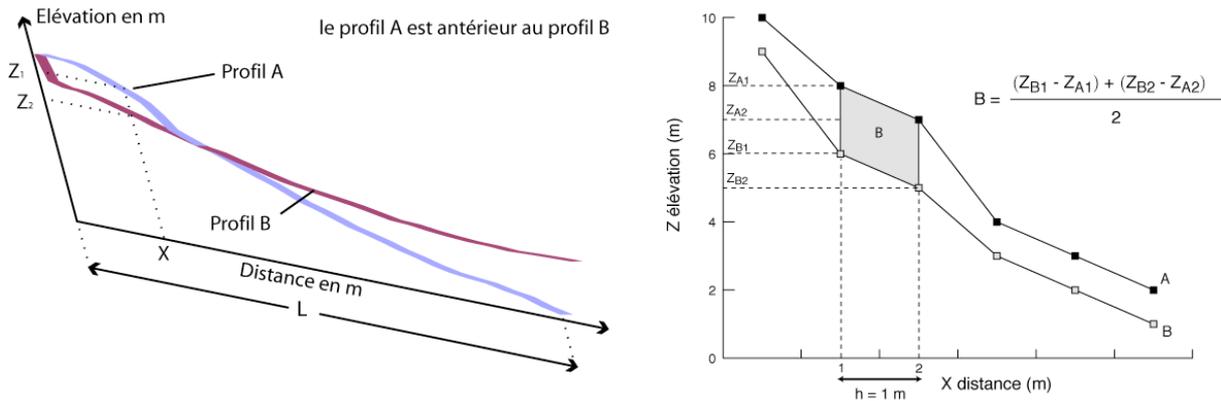


Figure III-3 : Méthode de calcul des bilans sédimentaires entre deux profils successifs A et B.

D'après l'équation E III-2, un bilan sédimentaire positif traduit un gain de sédiments, c'est-à-dire un engraissement de la plage, alors qu'un bilan négatif représente une perte de sédiments, c'est-à-dire une érosion. Dans le cas où deux profils successifs ne font pas la même longueur L , le bilan sédimentaire est calculé sur la base du profil le plus court.

Les bilans sédimentaires sont ensuite rapportés à un volume par unité de longueur B_L , exprimé en m^3 par mètre linéaire ($m^3 \cdot m^{-1}$), en divisant le bilan sédimentaire B de l'équation E III-2 par la longueur totale de radiale, afin d'obtenir une valeur représentative pour l'ensemble des radiales qui ne font pas toutes la même longueur :

$$B_L = \frac{1}{L} \cdot \sum_{i=1}^n \frac{(Z_{B,i} - Z_{A,i}) + (Z_{B,i+1} - Z_{A,i+1})}{2} \cdot h$$

E III-3,

Afin d'estimer le transport de sable entre deux relevés successifs, les bilans sédimentaires sont divisés par le nombre de jours qui séparent deux mesures. Ces changements, exprimés en unité de surface par jour ($m^2 \cdot j^{-1}$), seront interprétés comme le taux de transport sédimentaire au niveau d'une radiale. Ces valeurs représentent une estimation du taux d'érosion ou d'engraissement du secteur de plage étudié sans aucune indication de la direction, perpendiculairement (*cross-shore*) ou parallèlement à la côte (*longshore*), de ce transport.

C. RESULTATS

C.1. Les forçages de la houle

La Figure III-4 met en évidence les variations saisonnières des régimes houlographiques qui affectent le littoral ouest de La Réunion. Les flux énergétiques associés à la houle pendant l'année 1999 décrivent un régime particulièrement agité en terme de forçage houlographique. Compte tenu du caractère unique et exceptionnel de ces données sur les 6 années considérées, la qualité de ces résultats peut être remise en question. Les forçages par la houle associés à la période 1998-1999 ne seront par conséquent pas pris en compte dans l'interprétation des résultats.

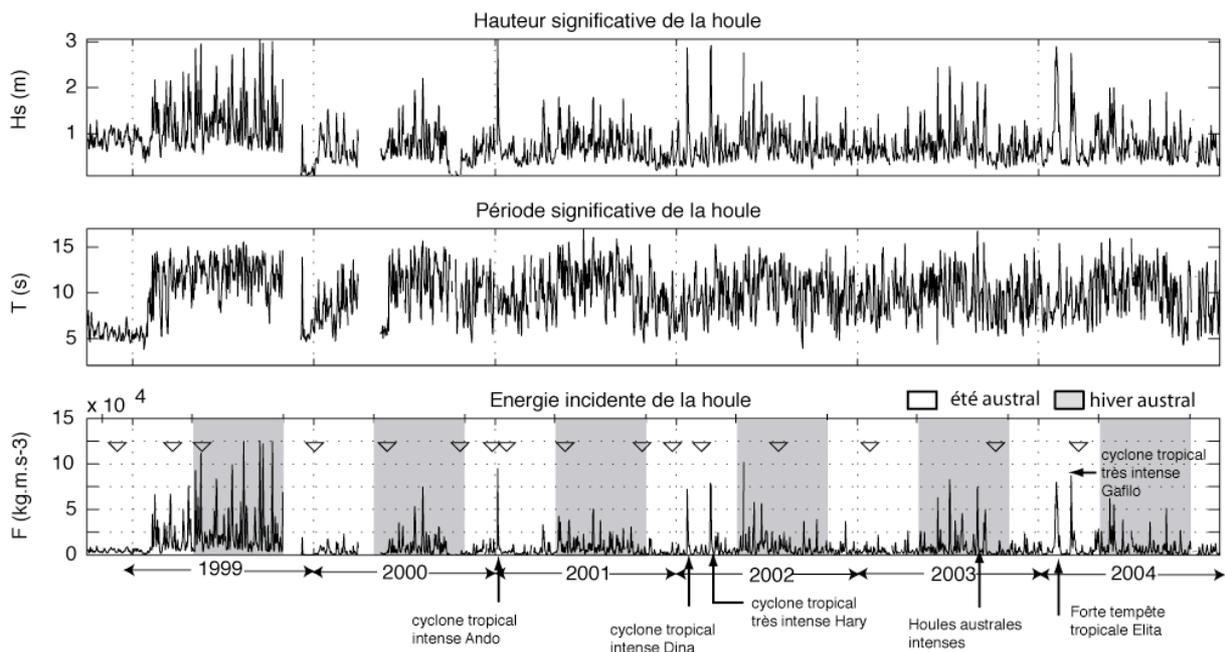


Figure III-4 : Caractéristiques de la houle enregistrée au large, hauteurs et périodes significatives, et énergie de la houle incidente à la côte. Les triangles indiquent les périodes de relevés des profils de plage.

Sur les 5 dernières années, 2000 à 2004, l'été austral (de novembre à avril) est caractérisé par un régime de houles d'alizés modérées. Ces houles qui abordent l'île par le sud-est concernent peu le littoral ouest. Les flux énergétiques calculés à partir des caractéristiques de ces houles sont relativement faibles avec des valeurs essentiellement $\leq 2,5.10^4 \text{ J.m}^{-1}.\text{s}^{-1}$ ($= \text{kg.m.s}^{-3}$). Les pics énergétiques observés pendant ces mêmes périodes sont associés aux cyclones tropicaux intenses qui contournent l'île par le nord et suivent une trajectoire nord-sud. Ces cyclones génèrent des houles intenses de secteur nord-nord-ouest qui affectent le littoral occidental. Les principaux événements remarquables sur les littoraux ouest de l'île au cours de ces 6 années consécutives (1999 à 2004) sont répertoriés sur la Figure III-4.

L'hiver austral (de mai à octobre) montre un renforcement des flux énergétiques associés au régime des houles australes qui abordent l'île par le quart sud-ouest. Ces houles montrent une énergie

souvent supérieure à $2,5 \cdot 10^4 \text{ J.m}^{-1}.\text{s}^{-1}$, allant parfois jusqu'à $7,5 \cdot 10^4 \text{ J.m}^{-1}.\text{s}^{-1}$, et des hauteurs significatives allant de 1 m à 2,50 m. Ces houles ont une incidence directe sur les littoraux occidentaux de La Réunion. L'année 2003 montre un caractère particulier du régime d'hiver austral avec une fréquence particulièrement élevée des épisodes de houles australes associées à des flux d'énergie $\geq 5 \cdot 10^4 \text{ J.m}^{-1}.\text{s}^{-1}$.

C.2. Les morphotypes

Les profils de plage mesurés sont présentés en Figure III-5. Excepté la radiale des Brisants, les secteurs de plage, de HRE à TDO, présentent des profils dominants de type modérément concaves, avec certaines exceptions à l'aplanissement (morphotype plat). La distinction entre ces deux morphotypes reste difficile à faire compte tenu des faibles pentes des plages dans ces secteurs, comprises entre $4,5^\circ$ (radiale TDO) et $8,5^\circ$ (radiale GOP). Les profils modérément concaves, qui correspondent à des environnements de faible énergie, s'expliquent par la présence du récif frangeant qui agit comme un brise lame et assure la protection des littoraux. Cependant, l'existence de morphotypes plats parmi les profils étudiés définit des plages caractéristiques d'un environnement fortement énergétique. Ces résultats suggèrent alors que les secteurs de plage ne répondent pas tous aux mêmes critères d'exposition à la houle océanique. Une compartimentation des plages coralliennes de Saint-Gilles peut être effectuée sur la base des morphotypes, de l'orientation de la côte et de la largeur du récif.

Le profil des Brisants par son morphotype modérément escarpé s'individualise et caractérise un environnement fortement énergétique avec un degré de protection peu élevé. Son exposition aux houles cycloniques est évidente en raison de l'orientation sud-nord de la côte dans ce secteur. De plus, son degré de protection est mineur par rapport aux autres secteurs du fait de la largeur du récif qui est la plus petite dans cette zone. La radiale des Brisants constitue un compartiment unique de l'extrémité nord de la plage de Saint-Gilles.

Un deuxième compartiment est constitué des radiales de HRE et VVF qui montrent une tendance à un profil plat. Ces radiales sont également exposées aux houles cycloniques car situées sur la même portion sud-nord du littoral. La largeur plus importante du récif et le début de développement d'une dépression d'arrière récif aux profondeurs plus importantes (Figure III-1), donnent à ces secteurs de plages un caractère plus protégé que la radiale des Brisants.

Le dernier compartiment peut regrouper les radiales GOP à TDO qui montre une tendance à la concavité, notamment dans la partie basse de la plage. Ces radiales localisées sur la portion du littoral orientée sud-est à nord-ouest sont soumises aux houles australes moins énergétiques mais plus fréquentes que les houles cycloniques (Figure III-4). Le récif bien développé dans cette portion du littoral, avec une DAR bien individualisée et plus profonde, confère à ces plages un caractère bien protégé aux forçages par la houle. Le niveau de protection peut être considéré plus élevé pour ce compartiment que pour les deux compartiments situés plus au nord.

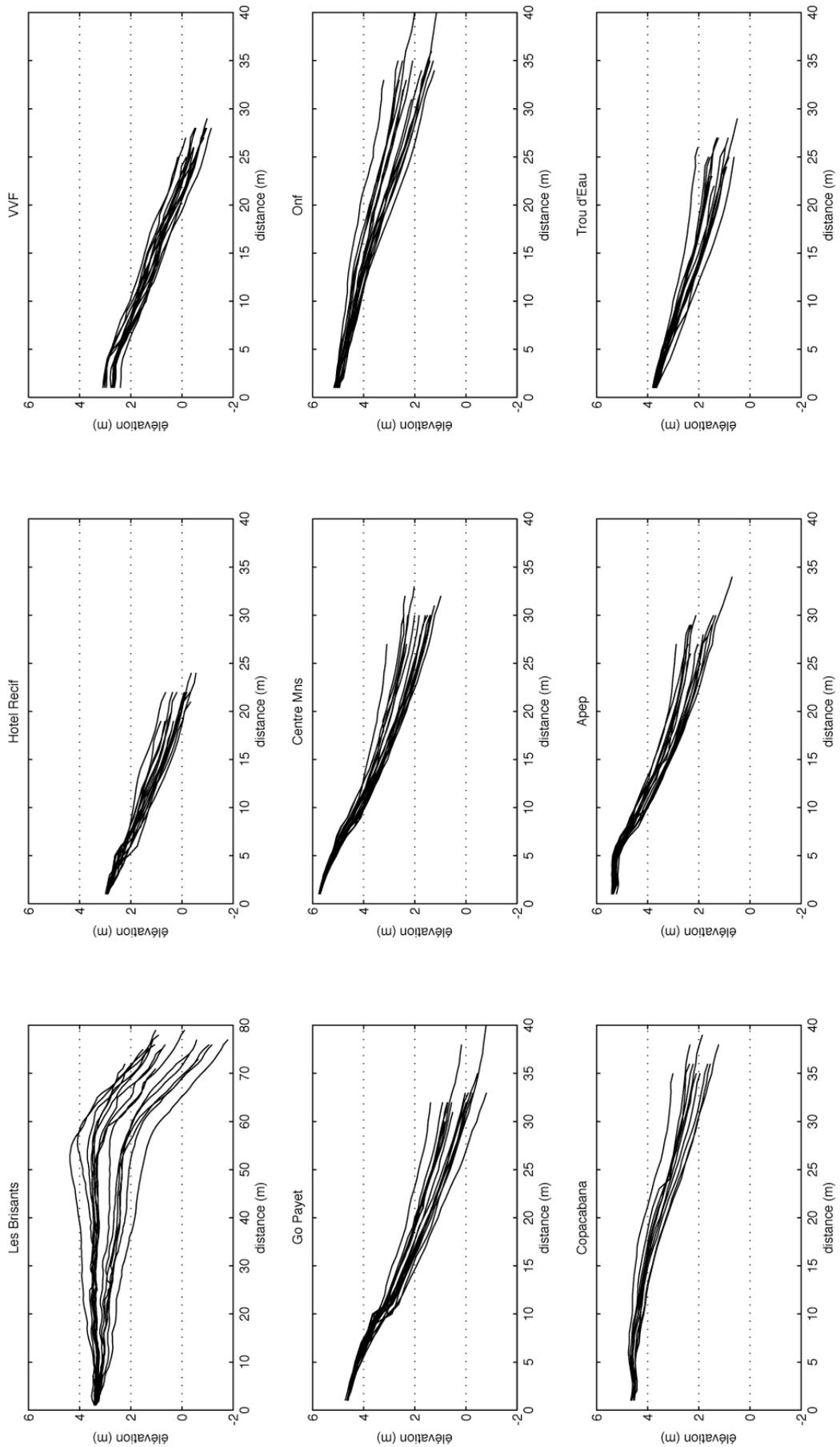


Figure III-5 : Profils de plages du récif de l'Hermitage / La Saline, mesurés entre 1998 et 2004.

L'analyse des morphotypes permet également de mettre en évidence une variation temporelle des profils de plage (Figure III-5). Les radiales étudiées montrent une succession de morphotypes qui varient d'un profil modérément concave à un profil plat selon les phases d'érosion ou d'engraissement de la plage. La radiale Hôtel Récif qui montre une tendance à un morphotype plat illustre très bien cette succession de phases (Figure III-6).

Le profil de HRE en décembre 2000, qui est caractérisé par une berme de haut de plage sur les 5 premiers mètres du profil, montre un morphotype plat avec des ruptures de pente qui lui confèrent une tendance à la concavité. Le passage du cyclone tropical intense Ando en janvier 2001 (Figure III-4), est à l'origine d'une forte érosion du profil. La berme de haut de plage est attaquée, recule d'environ 2 à 3 m et prend une allure de gradin de haut de plage en même temps que le profil s'aplanit totalement et conserve une pente faible, linéaire et constante jusqu'au bas de plage. La reconstruction du profil jusqu'en octobre 2001 se fait par une alimentation du haut de plage depuis la base du gradin jusqu'à une distance de 13 à 15 mètres. Le profil prend un aspect modérément concave en raison des ruptures de pente consécutives aux phases d'alimentation irrégulières de la plage. L'alimentation de la plage continue jusqu'en décembre 2001 où elle récupère un profil similaire au profil de décembre 2000. Toute la partie basse du profil s'est reconstruite alors que la berme s'est réduite. Le profil récupère un morphotype plat avec des ruptures de pente héritées des phases successives d'engraissement, qui montrent toujours une tendance à la concavité.

Cette variation temporelle des profils de Hôtel Récif, également observable pour l'ensemble des radiales jusqu'à Trou d'Eau, montre que la morphologie des plages évolue non seulement en fonction de la dynamique côtière instantanée, mais aussi en fonction de la morphologie des profils hérités des processus précédents.

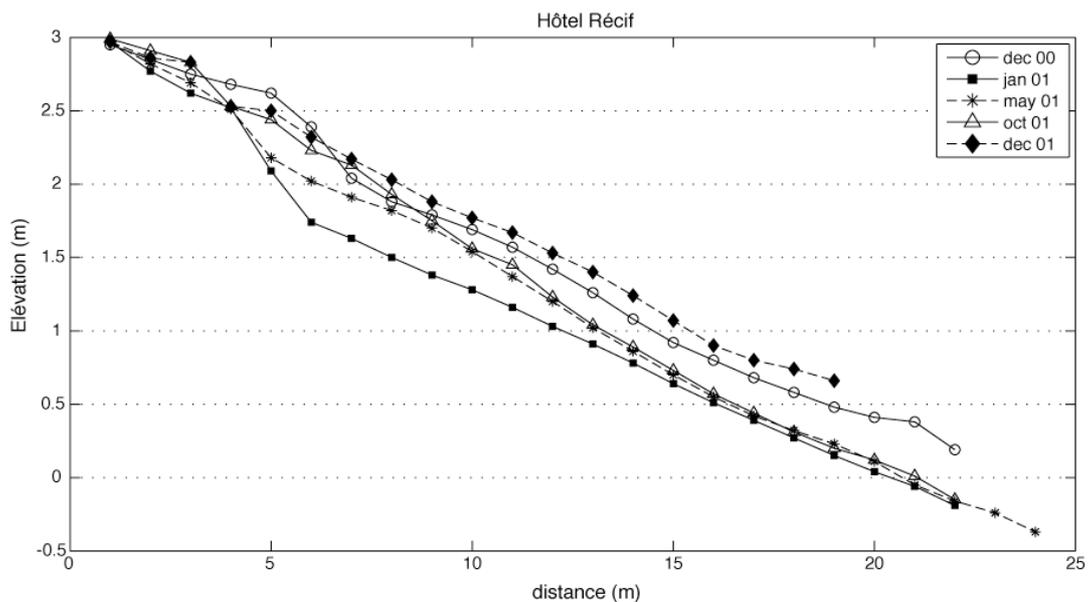


Figure III-6 : Evolution morphologique de la radiale Hôtel Récif entre décembre 2000 et décembre 2001. L'érosion importante entre décembre 2000 et janvier 2001 est la conséquence du passage du cyclone tropical intense Ando.

C.3. Les bilans sédimentaires

Les changements de volume calculés pour chaque secteur de plage et pour toute la période de mesures sont présentées en Figure III-7. Les bilans sédimentaires confirment la dynamique de la morphologie des plages qui alternent entre phases d'érosion et phases d'engraissement.

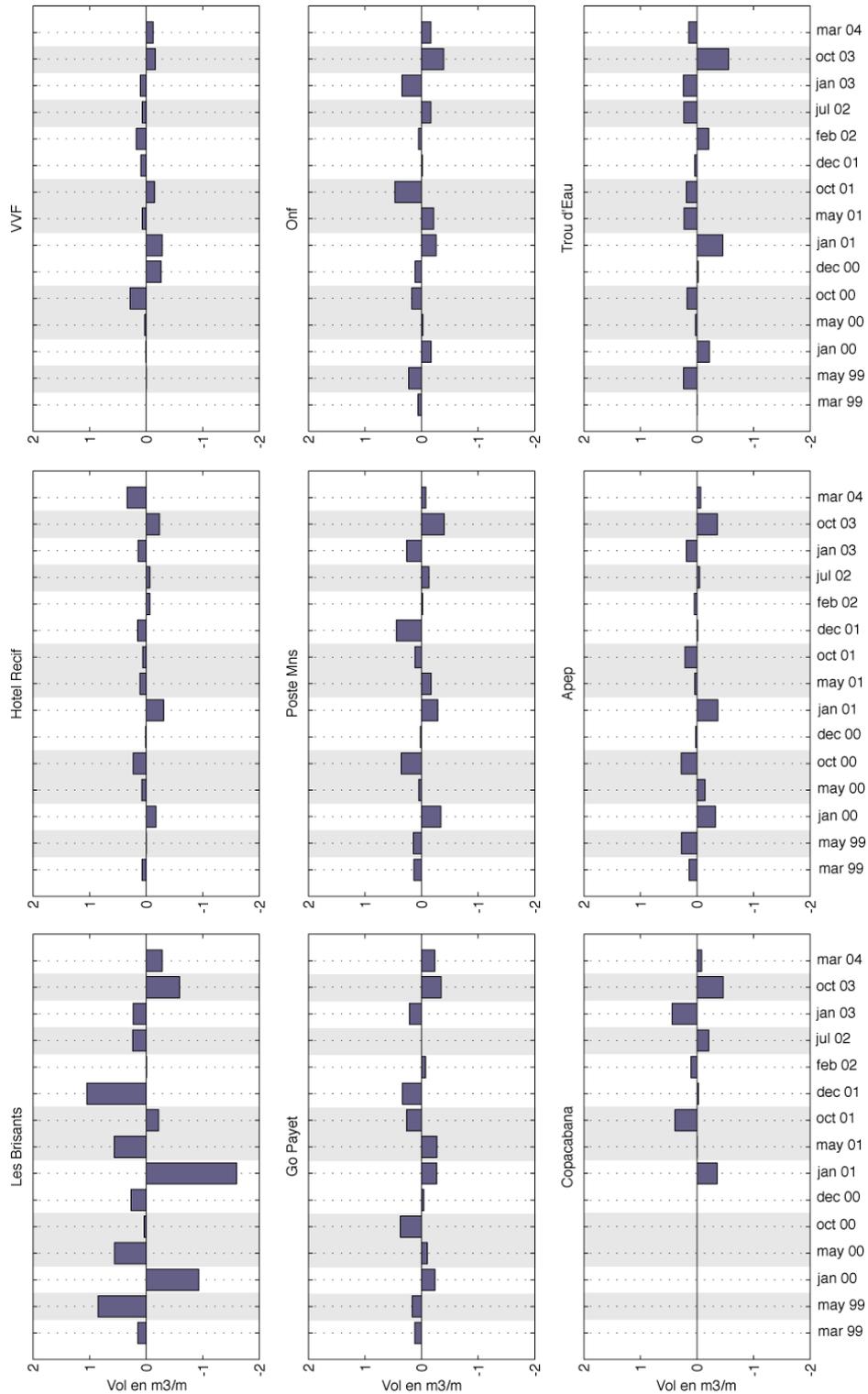


Figure III-7 : Bilans sédimentaires calculés pour les neuf profils de plage. Les périodes indiquées en gris correspondent aux bilans sédimentaires calculés à la sortie de l'hiver austral.

Les modifications de volume les plus importantes sont calculées pour la radiale des Brisants, ce qui traduit une dynamique côtière plus intense dans ce secteur de plage. Les huit autres radiales, de Hôtel Récif à Trou d'Eau, montrent des variations des volumes de plage moins importantes, comprises entre 0 et $0,7 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-1}$ en valeur absolue.

Les bilans sédimentaires cumulés sont comparés aux conditions de forçages par la houle afin d'évaluer la variabilité temporelle de la morphodynamique des plages (Figure III-8).

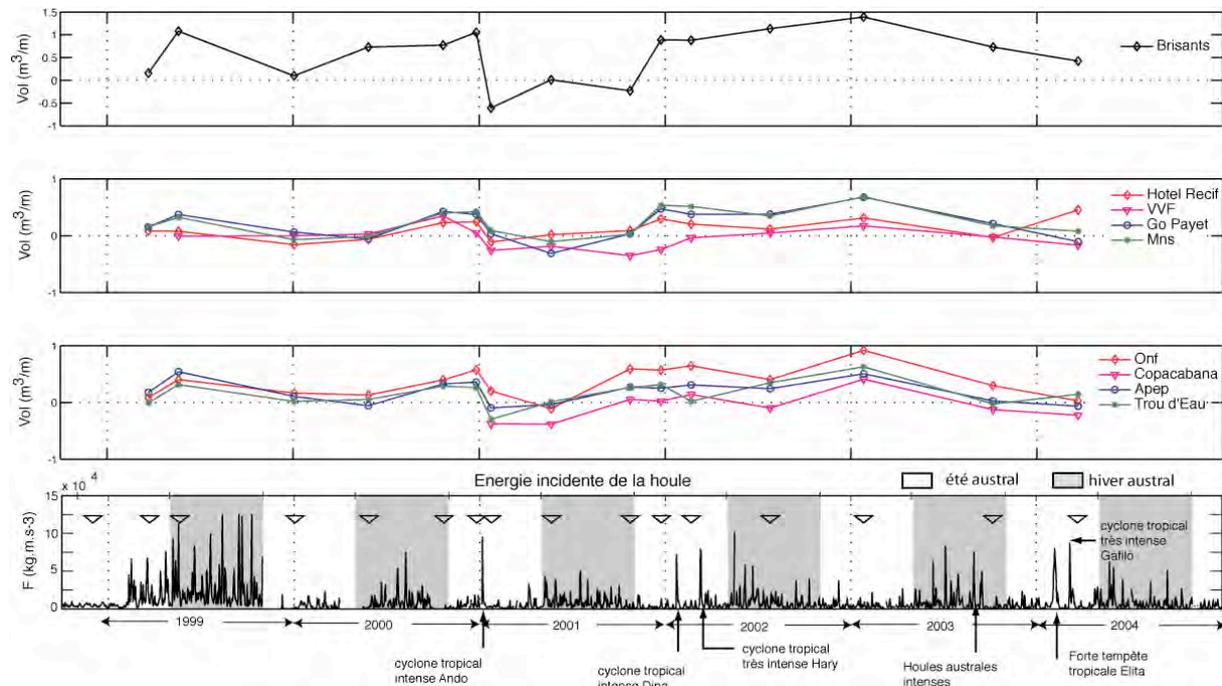


Figure III-8 : Comparaison entre l'évolution des bilans sédimentaires cumulés et les flux énergétique de la houle sur la côte. La pente de la courbe entre deux points successifs détermine les phases d'érosion et d'accrétion. Si la pente est positive, il y a accrétion, si la pente est négative, il y a érosion. Une pente nulle caractérise une stabilité du profil. On remarquera l'impact particulièrement érosif du cyclone Ando en janvier 2001 sur l'ensemble des radiales.

Sur cette figure, la pente entre deux points consécutifs décrit l'évolution du profil de plage. Si la pente est positive, il y a accrétion et le profil concerné s'est alimenté en sable. Si la pente est négative il y a érosion, et le profil a perdu du matériel sédimentaire. Une pente nulle ou très faible signifie que le profil est resté stable ou a peu évolué entre deux relevés successifs.

La comparaison des bilans sédimentaires cumulés et des conditions de forçages par la houle ne permettent pas de mettre en évidence une variation saisonnière des phases d'érosion et des phases d'accrétion (Figure III-8). En revanche, l'impact des événements exceptionnels et les changements de volume à long terme se démarquent bien. Parmi les changements de volume des plages, trois périodes caractérisent une érosion généralisée à l'ensemble des radiales :

- **janvier 2000** : l'érosion mesurée à cette période peut être interprétée comme le résultat des houles importantes enregistrées tout au long de l'hiver austral 1999 (figure 4). Cependant, le doute sur la qualité des données de houles pour l'année 1999 ne permet pas de confirmer si cette érosion résulte du régime normal des houles ou d'un événement exceptionnel,

- **janvier 2001** : l'érosion massive observée en janvier 2001 est incontestablement liée au cyclone tropicale intense Ando. Les bilans sédimentaires varient entre $-0,26 \text{ m}^3.\text{m}^{-1}$ pour Copacabana et $-1,6 \text{ m}^3.\text{m}^{-1}$ pour les Brisants. Le cyclone qui est passé au plus près à 215 km des côtes occidentales de La Réunion est à l'origine de houles importantes en provenance de l'ouest nord-ouest qui affectent directement les plages coralliennes,
- **octobre 2003** : l'érosion générale observée à cette période est associée aux fortes houles australes enregistrées pendant l'hiver 2003 (Figure III-8). La fréquence des flux d'énergie supérieurs à $5.10^4 \text{ J.m}^{-1}.\text{s}^{-1}$, dépassant parfois $7,5.10^4 \text{ J.m}^{-1}.\text{s}^{-1}$, est plus importante pour cette période comparée aux hivers des années précédentes, entre 2000 et 2002.

Trois périodes d'accrétion généralisée à l'ensemble des radiales étudiées se dégagent également :

- **mars et mai 1999** : ces relevés succèdent au régime des houles d'alizés enregistrées pendant l'été austral 1998-1999. Pour les mêmes raisons citées précédemment, la relation entre ces bilans positifs et les forçages par la houle ne paraît pas évidente compte tenu du doute sur la validité des données pendant cette période,
- **octobre 2000** : l'accrétion observée pour cette période succède à l'hiver austral 2000. Le régime de houles australes modérées, caractérisé par des flux énergétiques compris entre $5.10^4 \text{ J.m}^{-1}.\text{s}^{-1}$ et $7,5.10^4 \text{ J.m}^{-1}.\text{s}^{-1}$ semble avoir un effet engraisant sur les plages coralliennes,
- **janvier 2003** : l'engraissement des plages observé peut s'expliquer par l'absence de phénomènes exceptionnels, types cyclones ou tempêtes tropicales, pendant l'été austral 2002-2003. Les flux énergétiques, relativement faibles pour cette période ($< 5.10^4 \text{ J.m}^{-1}.\text{s}^{-1}$), traduisent un régime permanent calme, caractérisé par des houles d'alizés associées à des bilans positifs sur les plages coralliennes.

En dehors de ces périodes, certaines radiales montrent, pour la même date, un engraisement alors que d'autres s'érodent. Les quatre radiales situées au centre du récif de Saint-Gilles, « Go Payet », « Mns », « Onf » et « Copacabana », montrent de manière générale plus de phases érosives que les radiales situées aux extrémités du domaine, « Les Brisants », « Hôtel Récif » et « Vvf » au nord, « Apep » et « Trou d'Eau » au sud.

Ce résultat suggère l'existence d'un transit littoral et une redistribution des sédiments du sud vers le nord. Les trois radiales situées aux extrémités de la plage de Saint-Gilles sud bénéficient alors des apports de sables en provenance des secteurs situés plus au sud qui s'érodent. Une situation analogue est envisageable pour les radiales situées le plus au sud, avec un transit littoral du nord vers le sud.

Les flux sédimentaires moyens estimés à partir des bilans sédimentaires montrent que la tendance générale des plages coralliennes de Saint-Gilles est à l'érosion (Tableau III-4). Les taux d'érosion maximum sont logiquement calculés pour la période de décembre 2000 à janvier 2001 et résultent de

l'impact du cyclone Ando. Les larges volumes sédimentaires perdus à la suite de cet événement ont été arrachés à la plage en l'espace de quelques heures.

Tableau III-4 : Flux sédimentaires pour chaque secteurs de plage. Ces flux sont estimés à partir des bilans sédimentaires et ne représentent pas des taux net du transport sédimentaire.

Flux sédimentaires (cm ² /jour)	BRI	HRE	VVF	GOP	MNS	ONF	COP	PEP	TDO
Dec98-Mar99	14	7	X	14	14	8	X	16	-1
Mar99-Mai99	156	-1	-1	37	28	54	X	62	54
Mai99-Jan00	-43	-10	0	-14	-17	-10	X	-19	-13
Jan00-Mai00	43	6	2	-8	4	-2	X	-11	2
Mai00-Oct00	3	20	22	33	28	18	X	26	16
Oct00-Dec00	43	2	-46	-8	4	27	X	5	-4
Dec00-Jan01	-573	-122	-107	-117	-115	-128	-130	-156	-192
Jan01-Mai01	52	11	6	-29	-17	-26	-1	5	26
Mai01-Oct01	-16	5	-11	22	8	45	28	20	16
Oct01-Dec01	183	34	18	72	84	-4	-5	-3	8
Dec01-Fev02	-1	-15	35	-16	-4	13	20	10	-50
Fev02-Jul02	16	-6	5	0	-11	-16	-15	-4	21
Jul02-Jan03	14	11	7	16	18	28	28	14	15
Jan03-Oct03	-26	-13	-8	-18	-20	-25	-21	-19	-26
Oct03-Mar04	-18	29	-9	-19	-6	-16	-6	-5	10
Flux moyens sur toute la période	-10,1	-2,9	-6,1	-0,5	-4,6	-2,3	-11,3	-4,1	-7,7

Mis à part les taux d'érosion importants causés par le cyclone Ando, les flux sédimentaires montrent une tendance à l'engraissement ou à la stabilité des plages coralliennes. Les apports de matériel sédimentaire sur les plages arrivent généralement à compenser les pertes.

Les flux moyens négatifs, qui caractérisent une érosion de tous les secteurs de plage, expriment avant tout le fait que la dynamique des plages coralliennes de Saint-Gilles ne permet pas de compenser les pertes sédimentaires générées par le passage du cyclone Ando, 3 ans auparavant. La succession de phases d'érosion et de phases d'accrétion qui détermine l'équilibre sédimentaire des plages peut être qualifiée d'instable. Les épisodes de houles australes importantes et le passage d'autres cyclones consécutifs à Ando peuvent justifier les valeurs négatives des flux sédimentaires.

D. DISCUSSION

D.1. Morphodynamique des plages

La méthode de relevé des profils de plages présentée dans cette étude s'avère être un outil performant et suffisant pour l'analyse de la morphologie des plages. Cette méthode fournit une bonne description des profils et permet le calcul des bilans sédimentaires des plages. Cependant, un aspect important de cette méthode requiert une attention particulière. Le respect de l'azimut qui détermine la direction du profil est un point fondamental de cette méthode. Une modification de la direction du profil conduit à une surestimation ou sous-estimation de la longueur de radiale, et amène l'opérateur à mesurer un profil qui s'éloigne de celui choisi initialement. Plus le profil mesuré est long, plus les écarts en bas de plage seront importants. Pour un profil qui mesure 75 m de long, un écart de 5 degrés dans la détermination de l'azimut au départ conduit à un point d'arrivée décalé de 6,6 m.

Les fortes variations morphologiques observées pour la radiale des Brisants (Figure III-6) peuvent autant être dues à un mauvais choix de l'azimut du profil, qu'à la réelle dynamique de ce secteur de plage. Cette radiale qui se situe à l'extrémité d'un transit littoral en direction du nord peut bénéficier des apports de sables des secteurs de plages plus au sud. De plus, située en bout de récif, elle connaît un hydrodynamisme intense généré par les masses d'eau qui transitent en direction du nord, viennent s'accumuler contre la digue du port de Saint-Gilles et sont évacuées par des chenaux présents au niveau du platier récifal. Les forts courants induits dans ce secteur du complexe récifal par un rétrécissement de la largeur de ce dernier peuvent également être à l'origine d'importantes variations du bilan sédimentaire de ce secteur de plage.

Les autres radiales des plages coralliennes de Saint-Gilles, de HRE à TDO, sont relativement étroites et les écarts dus à une erreur dans le choix de l'azimut du profil sont de ce fait beaucoup moins importants, de l'ordre de 2,5 mètres pour un profil long de 30 m en moyenne. Compte tenu de l'homogénéité des plages coralliennes situées en arrière du récif de Saint-Gilles (Gabrié & Montaggioni, 1985), ces écarts ne constituent pas une différence suffisamment importante pour modifier la morphologie du profil de plage. Les morphotypes et les bilans sédimentaires calculés peuvent alors être considérés comme représentatifs de l'ensemble des secteurs de plage coralliennes de Saint-Gilles.

La description des morphotypes selon la classification de Hegge (1994) montre certaines concordances avec des études morphologiques effectuées sur des environnements similaires. Sanderson *et al.* (2000) ont montré que les plages en arrière du récif frangeant *Ningaloo Reef* (côte ouest d'Australie) présentent également des morphotypes modérément concaves à concaves. Comme à La Réunion, ces plages caractérisent un environnement faiblement énergétique, protégé par un récif corallien qui favorise la dissipation d'énergie de la houle du large. La tendance à la concavité des morphotypes (Figure III-5) montre que les secteurs de plage étudiés sont en limite d'équilibre dans leur dynamique. L'équilibre sédimentaire des plages coralliennes traduit une instabilité bien révélée par l'impact cyclonique Ando en 2001, dont les conséquences sur les bilans et les flux sédimentaires jusqu'en 2004 présentent un caractère irréversible (Tableau III-4).

En raison des fortes similitudes des morphotypes de plage (Figure III-5), la compartimentation du littoral corallien de Saint-Gilles n'est pas évidente. Les trois compartiments décrits dans cette étude montrent plus une correspondance avec l'orientation de la côte par rapport aux forçages hydrodynamiques et son degré de protection, qu'avec la nature des profils définis selon la classification de Hegge (1994). De plus, l'intervalle entre chaque radiale, choisi de 1 km, peut être trop important pour mettre en évidence une variabilité spatiale qui se produirait à plus petite échelle. En l'absence d'une analyse statistique permettant de différencier chaque secteur de plage, la variabilité spatiale des profils de plages coralliennes du récif de Saint-Gilles restera associée à sa situation géographique.

Si la variabilité spatiale des plages est peu marquée, la variabilité temporelle se démarque beaucoup

plus à travers l'analyse des morphotypes qui évoluent autour d'un profil d'équilibre. La dynamique des plages est conditionnée par une succession de phases d'érosion et de phases d'engraissement permettant de décrire deux échelles temporelles des modifications des plages :

- Les modifications à court terme : elles représentent les changements radicaux des profils de plage sous l'effet d'un événement exceptionnel fortement énergétique (Figure III-6). Les changements de volume des plages peuvent être importants et difficilement réversibles pour certains secteurs de plage.
- Les modifications à long terme : elles représentent l'évolution des profils de plage sous l'effet du régime saisonnier des forçages extérieurs. En raison de la situation des plages, protégées par le récif corallien, ces modifications morphologiques se font à faible fréquence (Sanderson *et al.* 2000).

Sonu & van Beek (1971 ; in Short, 1999) ont décrit la relation entre la morphologie des profils de plage et la succession des phases d'érosion et d'engraissement (Figure III-9). Ce schéma représente les changements de la partie aérienne d'un profil de plage comme une succession de morphotypes dont la configuration dépend autant du régime des houles que des profils hérités d'épisodes antérieurs (Short, 1999 ; Norcross *et al.*, 2002).

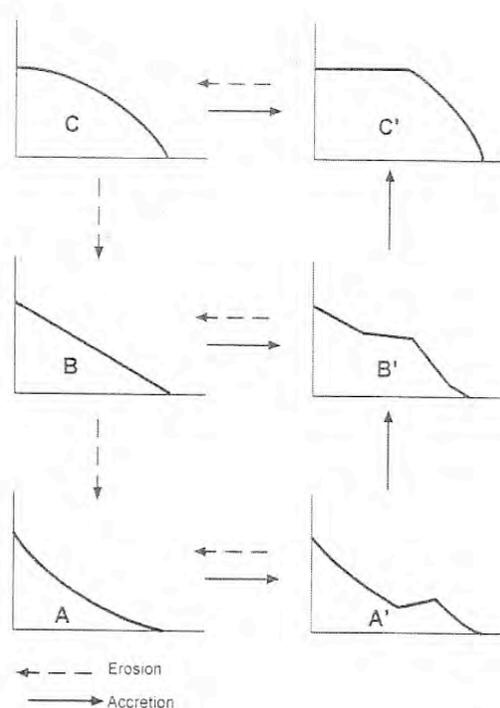


Figure III-9 : Evolutions de la partie aérienne d'un profil de plage entre phases d'érosion et phases d'accrétion, d'après Sonu & van Beek (1971 ; in Short, 1999).

Selon Gibbs *et al.* (2000), les plages carbonatées situées sur les littoraux protégés d'Hawaii présentent beaucoup moins de variations de la morphologie du profil que les littoraux exposés. La situation à La Réunion est en accord avec ces résultats. Les variations des profils de plage se font uniquement entre deux morphotypes bien définis, plats et modérément concaves. Ces morphotypes peuvent être représentés par l'unique séquence B-B' du schéma de Sonu & van Beek (1971). Le profil B' représente un morphotype modérément concave, et le profil B un morphotype plat. La Figure III-6 illustre parfaitement cette transition, d'un profil modérément concave à un profil à la suite d'une érosion, et dans le sens inverse sous l'effet d'une alimentation de la plage en matériel sédimentaire.

D.2. Les bilans sédimentaires

Le calcul des bilans sédimentaires confirme que la dynamique des plages coralliennes à La Réunion est conditionnée par une succession de phases d'érosion et de phases d'accrétion. Hormis la radiale des Brisants, les volumes sédimentaires qui caractérisent la dynamique des plages restent dans une gamme de variations faibles pour tous les autres secteurs de plage (Figure III-7). Gibbs *et al.* (2000) ont non seulement montré que les plages situées sur des littoraux protégés présentaient une faible variété de morphotypes, mais également que les changements de volumes sédimentaire sont faibles.

A travers la comparaison entre les bilans sédimentaires et les conditions de forçage par la houle, nous avons tenté de mettre en évidence une variabilité saisonnière de la dynamique des plages. Aucun rythme saisonnier ne se dégage clairement des résultats de cette étude (Figure III-8). Ceci est peut être dû à la fréquence des levés des profils de plage qui est trop irrégulière et espacée dans le temps. De plus, l'intervention de certains phénomènes exceptionnels (cyclones ou tempêtes), entre deux relevés successifs, modifie considérablement les bilans sédimentaires et laisse une cicatrice qui masque la tendance saisonnière de la dynamique de plage.

Cependant, les bilans sédimentaires calculés pour les hivers australs (de mai à octobre) montrent la sensibilité des plages au flux d'énergie des houles australes. Le bilan sédimentaire moyen pour toutes les radiales, à la sortie de l'hiver austral 2000, est de $0,3 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-1}$, qui traduit une accrétion générale des plages pendant cette saison. En octobre 2003, le bilan est de $-0,4 \text{ m}^3 \cdot \text{m}^{-1}$ et contemporain d'une érosion générale de tous les secteurs de plage étudiés.

Il semble alors que les phases érosives soient contemporaines d'événements associés à une énergie qui dépasse souvent $5 \cdot 10^4 \text{ J} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ et atteint généralement $7,5 \cdot 10^4 \text{ J} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$. L'hiver austral 2003 illustre ces événements, avec une succession de 4 épisodes supérieurs à $5 \cdot 10^4 \text{ J} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ dont 2 épisodes dépassent $7,5 \cdot 10^4 \text{ J} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$. Les hivers australs pour les années 2000 et 2001 montrent des épisodes de houles d'énergie inférieure, et sont caractérisés par des phases d'accrétion des plages. L'érosion des plages coralliennes est alors plus liée à une fréquence d'occurrence des phénomènes fortement énergétiques qui se produisent pendant une saison. Ce fait semble être confirmé par le résultat de l'hiver austral 2002, pour lequel un seul phénomène fortement énergétique est enregistré et associé à une stabilité ou une faible érosion des secteurs de plage étudiés (Figure III-8).

En accord avec les conclusions de Norcross *et al.* (2002), l'évolution morphodynamique des plages coralliennes, en réponse aux flux énergétiques, semble être autant la conséquence des forçages instantanés que l'héritage des événements précédents subis par la plage et son environnement.

Les impacts cycloniques enregistrés au cours de cette synthèse des données de profils de plage mettent en évidence l'effet « relique » de la plage corallienne. Les bilans sédimentaires de janvier à mai 2000 et de janvier à mai 2001 (Figure III-8) montrent ici un comportement de la dynamique des plages caractéristique de l'été austral (qui dure de novembre à avril). Pour la première période, les plages révèlent une tendance à la stabilité ou l'engraissement, qui semble ici favorisée par les houles

d'alizés caractéristiques de cette saison. Ces houles qui abordent l'île par le sud-est concernent peu les plages du littoral occidental. La dynamique sédimentaire estivale semble peu affecter l'équilibre des plages coralliennes qui montrent une certaine stabilité. L'impact cyclonique en 2001 est certain, avec une érosion massive de tous les secteurs de plage. Les effets du passage de ce cyclone peuvent être perçus dans l'érosion de certaines radiales (Go Payet, Mns et Onf) jusqu'en mai 2001. Cette érosion peut être interprétée comme la conséquence du passage de ce cyclone tropical et non représentative du régime des houles d'alizés caractéristiques de l'été austral.

Sheppard *et al.* (2005) ont démontré qu'un récif corallien dégradé favorise une augmentation de l'énergie des houles qui atteignent les côtes. Les mesures effectuées en octobre 2003 succèdent au passage de 3 cyclones tropicaux intenses (Ando, Dina et Hary), dont la trajectoire nord-ouest – sud-est affecte considérablement les littoraux occidentaux. L'érosion constatée en octobre 2003 peut être interprétée comme la conséquence directe des fortes houles enregistrées pendant l'hiver austral, mais également comme un héritage et une cicatrice laissés par la succession des cyclones tropicaux depuis l'année 2000.

Si l'on compare la répartition des zones de récifs coralliens dégradés (Naïm *et al.*, 2000) avec la positions des secteurs de plage étudiés, il se dégage une correspondance entre les taux de flux sédimentaires calculés et l'état de santé du récif (Figure III-10). Cette relation entre l'état de santé de l'édifice corallien et de la plage associée a déjà été mentionnée par Mioche *et al.* (2002). La zone de récif corallien à considérer est celle qui se trouve sur la trajectoire des principaux forçages par la houle. Les radiales qui montrent un taux d'érosion élevé en 2004 (Tableau III-4) sont situées en aval d'une zone de récif reconnue comme fortement dégradée. Les transects BRI et VVF répondent à ce critère et se trouvent sous l'incidence directe des houles cycloniques. La radiale HRE qui se trouve en aval d'une zone modérément dégradée bénéficie d'une meilleure protection du récif en meilleure santé dans ce secteur.

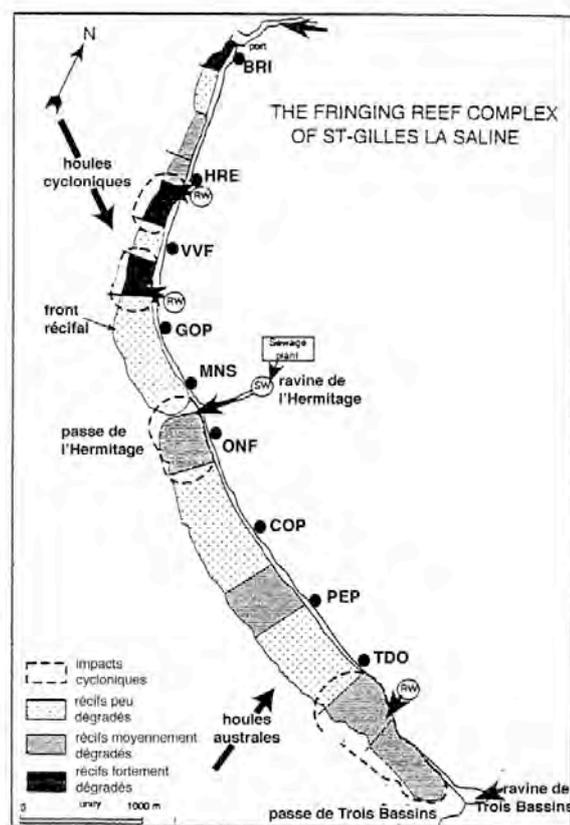


Figure III-10 : Estimation de l'état de santé des récifs coralliens de Saint-Gilles en 2000. Les radiales étudiées et les régimes de houles principaux qui affectent le littoral de Saint-Gilles sont également présentés, (modifié d'après Naïm *et al.* 2000).

De manière analogue, les transects GOP à TDO situés sur la portion de littoral exposée aux houles australes montrent une adéquation entre les flux sédimentaires, l'incidence des houles australes et la santé des récifs.

E. CONCLUSION

L'analyse des profils met en évidence que les plages coralliennes de Saint-Gilles sud et l'Hermitage / La Saline présentent une tendance à l'érosion qui se traduit par une légère concavité des morphotypes de plages. Il existe cependant une alternance entre phases érosives et phases engraisantes. L'évolution des secteurs de plages, selon cette séquence, caractérise une dynamique sédimentaire associée à un régime hydrodynamique permanent auquel s'ajoutent des événements exceptionnels fortement énergétiques. Les houles cycloniques et certaines houles australes intenses constituent ces événements, qui ont des impacts significatifs sur l'équilibre et les bilans sédimentaires des plages coralliennes. L'érosion apparaît alors comme une conséquence directe de ces phénomènes paroxysmaux, que la dynamique sédimentaire associée à un régime hydrodynamique permanent ne parvient pas à renverser. Un seuil d'énergie de $5.10^4 \text{ J.m}^{-1}.\text{s}^{-1}$, associé à des houles australes de hauteurs significatives supérieures à 2 m et de périodes supérieures à 13 secondes, peut être estimé à partir duquel l'érosion subie par les plages sous les assauts d'une telle houle est significative.

Les houles australes d'énergie supérieure à $5.10^4 \text{ J.m}^{-1}.\text{s}^{-1}$ peuvent avoir cependant un effet engraisant, en apportant une quantité importante de sable en haut de plage. Ces phénomènes ont pu être constatés récemment sur les littoraux réunionnais (le 13 mai 2007), au cours d'une houle particulièrement intense qui a transporté une quantité importante de sable sur les estrans supérieurs. Cette houle associée à des périodes comprises entre 14 et 16 secondes, avec des hauteurs moyennes de 4 à 6 m et maximales de 10 m, représente un impact énergétique de $3,5.10^4 \text{ J.m}^{-1}.\text{s}^{-1}$ à $14.10^4 \text{ J.m}^{-1}.\text{s}^{-1}$. Certains secteurs de plage ont vu une amélioration de leur profil, avec des apports de sables en haut de plage et un lissage du profil sur toute sa longueur. D'autres secteurs de plage ont cependant été complètement entamés et présentent un profil d'érosion type avec un gradin de haut de plage caractéristique d'un talus d'érosion.

Le facteur anthropique, qui n'a pas été abordé tout au long de cette étude, joue également un rôle significatif sur la dynamique sédimentaire des plages. La présence de l'homme sur les estrans supérieurs des plages, qui occulte ainsi toute la dune littorale, ampute la plage d'un réservoir de particules sédimentaires qui intervient dans la dynamique et l'équilibre de ces dernières. Elle constitue également un obstacle à la houle et empêche sa dissipation sur l'estran supérieur, limitant ainsi les apports sédimentaires en hauts de plage qui alimentent les dunes littorales.

L'équilibre sédimentaire des plages coralliennes repose alors sur une production contemporaine de particules sédimentaires en provenance du récif corallien associé. Les stocks de sédiments meubles limités à la dépression d'arrière récif constituent le seul matériel mobilisable et disponible pour l'alimentation des plages coralliennes de Saint-Gilles sud et de l'Hermitage / La Saline.

Le rôle protecteur du récif frangeant est ici discuté et remis en question pour les secteurs où le récif est dégradé. Des investigations supplémentaires seraient à mettre en œuvre pour établir un lien plus précis entre le métabolisme récifal et l'érosion des plages.

L'augmentation de la fréquence des phénomènes exceptionnels, dans le contexte d'un changement global du climat, laisse penser que les processus d'érosion constatés au cours de cette étude vont aller en s'aggravant.

**Chapitre IV Répartition spatiale et dynamique des
dépôts sédimentaires de la DAR du récif
frangeant de l'Hermitage / La Saline**

A. INTRODUCTION

L'étude de la dynamique sédimentaire des plages coralliennes passe par l'analyse des accumulations sableuses qui constituent la dépression d'arrière récif. Situées au centre du secteur d'étude, elles représentent la zone de dépôt des sédiments en transit du platier récifal vers la plage. Ces accumulations constituent donc une zone source de sédiments meubles et mobilisables pour alimenter les plages. A l'inverse, elles peuvent être une zone de dépôt des sédiments arrachés à la plage (Gabrié & Montaggioni, 1985).

Les échanges entre les différents compartiments de la zone d'étude sont conditionnés non seulement par les forçages hydrodynamiques, mais également par la nature des sédiments qui constituent le milieu. La granulométrie moyenne des particules sédimentaires en particulier est une fonction des contraintes environnementales nécessaires à leur mobilisation et/ou à leur transport. L'identification des caractéristiques granulométriques de la couverture sédimentaire de la DAR est par conséquent un préalable nécessaire à l'étude de la dynamique hydrosédimentaire.

Ce chapitre s'inscrivant dans une perspective d'analyse hydrosédimentaire a pour objectif de déterminer les modalités de la dynamique sédimentaire dans la DAR. La méthode de Gao & Collins (1992) est choisie dans ce but. Cette méthode est une approche semi-quantitative du transport sédimentaire qui permet d'expliquer les directions des flux sédimentaires entre les différents compartiments constituant le complexe récifal de l'Hermitage / La Saline.

Une campagne de prélèvements sédimentaires a été effectuée selon un canevas précis. Les sédiments récoltés à la surface du fond sableux de la DAR sont analysés en vue de calculer les principaux paramètres granulométriques :

- la taille moyenne du sédiment, notée μ ,
- le tri du sédiment, ou *sorting*, noté σ ,
- l'asymétrie de la distribution sédimentaire, ou *skewness*, notée Sk .

La cartographie de la distribution spatiale de ces trois paramètres granulométriques peut fournir des informations sur la provenance des sédiments et les conditions de dépôt (Friedman, 1979 ; Bui *et al.*, 1990). L'interpolation est ici utilisée afin de prédire les valeurs prises par ces variables distribuées spatialement dans les endroits non échantillonnés, et afin de réaliser une cartographie de la couverture sédimentaire de la DAR du récif frangeant de l'Hermitage / La Saline.

Sur la base de cette cartographie, les tendances du transport sédimentaire sont calculées par la méthode de Gao & Collins (1992). L'originalité de cette méthode réside dans l'utilisation simultanée des trois paramètres statistiques usuels, pour mettre en évidence les filiations entre les sédiments prélevés et les exprimer ensuite sous la forme de directions de transport sédimentaire (Vanwesenbeeck & Lanckneus, 2000 ; Gao & Collins, 2001 ; Garnaud, 2003 ; Poizot *et al.*, 2006). Cette méthode, habituellement utilisée dans des zones intertidales, des ports, des estuaires ou encore

des rivières, est appliquée ici pour la première fois, à notre connaissance, en milieu récifal. La plupart des études basées sur cette méthode ont permis de prédire les sens de transport sédimentaire en domaine marin avec une assez bonne fiabilité, tout en réduisant le coût des moyens d'investigations directs (e.g. traceurs, sonar à balayage latéral, vidéo sous-marine).

B. CAMPAGNES SEDIMENTOLOGIQUES : ECHANTILLONNAGE ET METHODES D'ANALYSES

B.1. Echantillonnage sédimentaire

La répartition spatiale des sédiments dans la dépression d'arrière récif est étroitement liée à la circulation des masses d'eau, conditionnée par les forçages physiques extérieurs. La connaissance actuelle de la circulation au sein du récif frangeant de l'Hermitage / La Saline décrit une dérive littorale dans la DAR orientée sud-est/nord-ouest, parallèlement (*longshore*) à la côte, et des entrées d'eau perpendiculairement (*cross-shore*) à la côte sur le platier récifal (Naïm & Cuet, 1989). L'intensité de ces courants n'est pas connue et le rôle de la circulation *cross-shore* ou *longshore* dans le transport sédimentaire ne peut pas être actuellement déterminé.

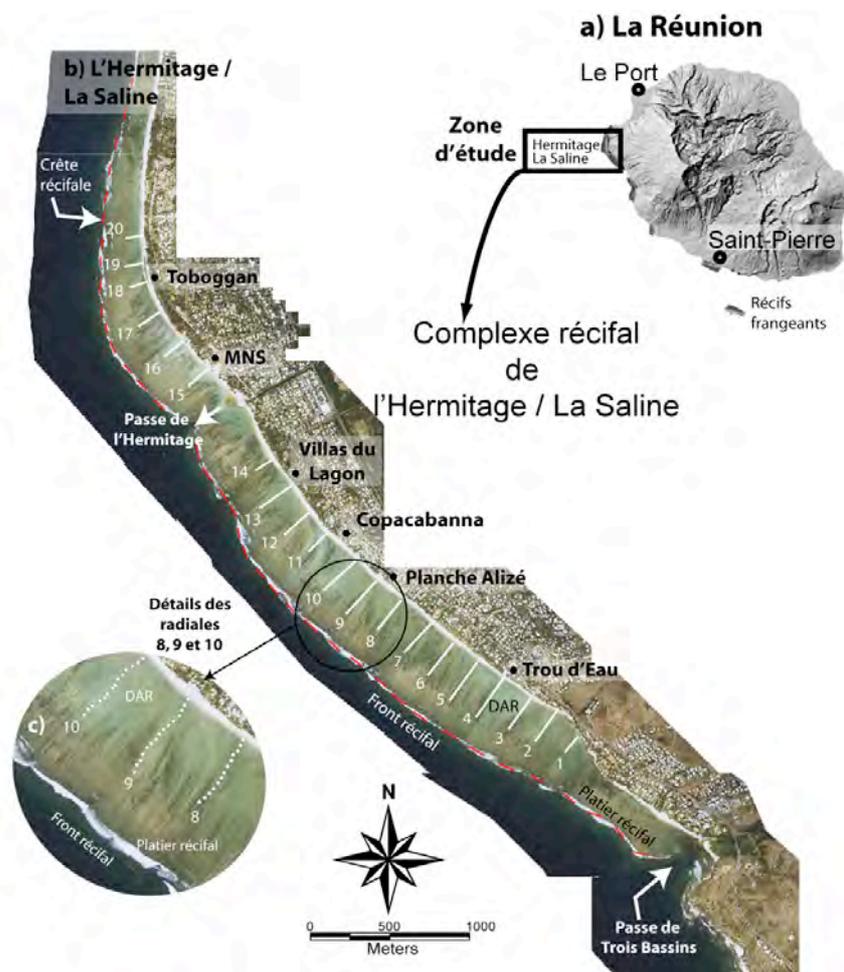


Figure IV-1 : a) zone d'étude, b) localisation des prélèvements sédimentaires dans la dépression d'arrière récif, DAR et c) détail de trois radiales.

Selon Roberts (2004) les processus de transport sédimentaire par les forçages physiques apparaissent significatifs uniquement pendant les épisodes de houles intenses ou de tempêtes, dont les flux fortement énergétiques sont orientés perpendiculairement à la côte. Selon cette hypothèse la distribution des faciès sédimentaires est supposée se faire selon un axe perpendiculaire à la côte. Ces considérations ont orienté le choix d'une grille d'échantillonnage particulière (Figure IV-1).

Les prélèvements sédimentaires ont été effectués entre novembre 2003 et janvier 2004, au niveau du complexe récifal de l'Hermitage / La Saline (Figure IV-1a). Les prélèvements sont regroupés en 20 radiales perpendiculaires au trait de côte, localisées dans la dépression d'arrière récif. Ces radiales sont distribuées sur toute la zone d'étude, depuis Trou d'Eau jusqu'à Toboggan (Figure IV-1b). L'espacement entre chaque radiale est d'environ 200 m et les échantillons ont été prélevés à pas d'espace régulier de 20 m, depuis le bas de plage jusqu'à la limite interne du platier récifal (Figure IV-1c). L'échantillonnage a été effectué à une fréquence plus importante dans la direction *cross-shore* (Figure IV-1a & Figure IV-1c) dans l'objectif d'être représentatif des changements de faciès sédimentaires.

Les conditions environnementales expérimentées pendant les périodes de prélèvement sont illustrées en Figure IV-2. De manière similaire au chapitre précédent (cf. équation 1 § B.3.1), les données de houles enregistrées par la DDE au large sont utilisées afin d'illustrer le flux énergétique incident à la côte. Les radiales 1 à 14 ont été échantillonnées entre le 27 novembre et le 3 décembre 2003. Lors de l'échantillonnage de la radiale 14, une houle de hauteur significative $H_s > 1$ m et de période $T_s = 10$ s s'est installée. Cette houle a été responsable d'une forte agitation du plan d'eau associée à une importante turbidité qui a pu être constatée lors de l'échantillonnage. Les radiales 15 à 20 ont été échantillonnées un peu moins de 2 mois plus tard, les 30 et 31 janvier 2004, dans des conditions semblables. L'énergie associée à ces houles enregistrées au large est de 1.10^4 J.m⁻¹.s⁻¹. Les prélèvements sédimentaires des radiales 14 à 20 peuvent être considérés comme représentatifs d'un état de mer agitée responsable d'une forte turbidité.

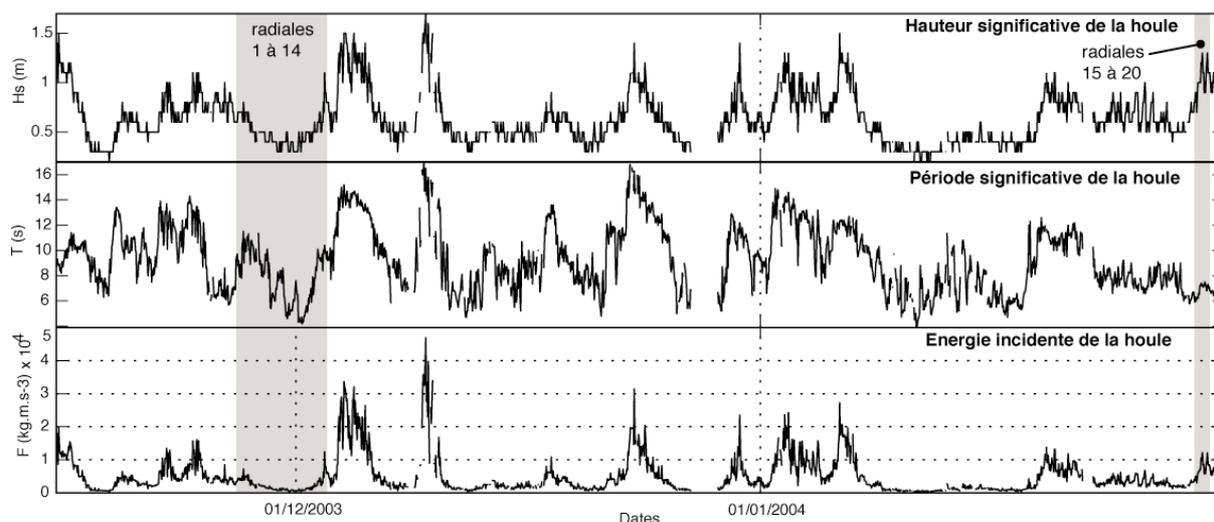


Figure IV-2 : Conditions environnementales enregistrées pendant la période de prélèvements sédimentaires indiquées en gris. H_s : hauteur significative de la houle, T_s : période significative de la houle, F : Flux énergétique associé à la houle.

Les échantillons ont été récoltés sur le fond à l'aide d'un collecteur constitué d'un tube en PVC, en écrémant la surface du sédiment afin de récupérer uniquement la couche la plus mobilisable dans la dynamique sédimentaire actuelle. Chaque échantillon a été géoréférencé au moment du prélèvement à l'aide d'un GPS à main de type Garmin 12. La zone d'étude regroupe ainsi une collection de 184 échantillons d'environ 200 g chacun.

B.2. Analyses des prélèvements sédimentaires

B.2.1. Traitement des échantillons

L'ensemble des prélèvements sédimentaires a été analysé au laboratoire selon les techniques classiques de tamisage (Weydert, 1971 ; Rivière, 1977). La distinction entre les différentes familles de sédiments se fait selon la classification de Wentworth (1922) présentée dans le Tableau IV-1.

Tableau IV-1 : Classification de Wentworth (1922). La classe des sables est indiquée en grisé.

Millimeters (mm)	Micrometers (μm)	Phi (ϕ)	Wentworth size class	Rock type
4096		-12.0	Boulder	Conglomerate/ Breccia
256		-8.0	Cobble	
64		-6.0	Pebble	
4		-2.0	Granule	
2.00		-1.0	Very coarse sand	
1.00		0.0	Coarse sand	Sandstone
1/2	0.50	1.0	Medium sand	
1/4	0.25	2.0	Fine sand	
1/8	0.125	3.0	Very fine sand	
1/16	0.0625	4.0		
1/32	0.031	5.0	Coarse silt	Siltstone
1/64	0.0156	6.0	Medium silt	
1/128	0.0078	7.0	Fine silt	
1/256	0.0039	8.0	Very fine silt	
	0.00006	14.0	Clay	Claystone

Selon Chazottes (1994), dans la DAR du récif de l'Hermitage / La Saline, les sédiments les plus fins récoltés par des pièges à particules ont une taille de l'ordre de 0,050 mm. Les travaux de Saint-Ange (2003) décrivent les sédiments des plages coralliennes comme représentés majoritairement par des sables moyens à grossiers. A partir de ces considérations, l'analyse des prélèvements sédimentaires de la DAR a été limitée à la classe des sables définie par des sédiments dont la taille moyenne est comprise entre 0,063 mm et 2,0 mm (Tableau IV-1).

Après un nettoyage des échantillons par tamisage humide sur un tamis d'ouverture 40 μm , la fraction supérieure a été séchée à l'étuve à 50°C pendant 48 heures. Les sédiments grossiers, supérieurs à la classe des graviers, ont été retirés des échantillons par tamisage sur 2,5 mm. Le reste de l'échantillon

sec a été tamisé sur une colonne complète, représentative de la classe des sables (Tableau IV-2). Les ouvertures des tamis vont de 0,050 mm à 2,5 mm avec une progression géométrique de raison $\sqrt{10}$.

Le refus de chaque tamis est pesé avec une précision au centième de gramme. La masse contenue dans chaque refus est exprimée en fréquence de la masse totale de l'échantillon afin d'obtenir la distribution en classe de taille pour chaque échantillon.

B.2.2. Calcul des paramètres granulométriques

La taille des particules est la propriété la plus fondamentale des sédiments qui les soumet aux phénomènes d'érosion, de transport et de dépôt (Blott & Pye, 2001). L'analyse des paramètres granulométriques fournit des informations importantes sur la provenance, l'historique du déplacement et les conditions de dépôt des particules sédimentaires (Friedman, 1979 ; Bui *et al.*, 1990). Les trois paramètres granulométriques usuels utilisés en sédimentologie sont ceux précédemment cités, à savoir :

- la taille moyenne des sédiments (μ),
- l'indice de tri (σ),
- l'indice de symétrie de la distribution (Sk).

Ces paramètres granulométriques sont calculés à partir des distributions en classe de taille des sédiments. Les formules de calcul de ces paramètres peuvent être regroupées en deux méthodes :

- la méthode graphique qui utilise certains percentiles extraits de la distribution en fréquence cumulée de l'échantillon sédimentaire (Folk & Ward, 1957),
- la méthode statistique, considérée comme plus précise, qui intègre la totalité de la population de l'échantillon sédimentaire (Blott & Pye, 2001).

Tableau IV-2 : Formules de calcul des paramètres granulométriques par la méthode logarithmique des moments, limites de classes et terminologie des classes de valeurs prises par les paramètres granulométriques (f est la fréquence en pourcentage de la distribution, d_ϕ la taille des grains en unité ϕ).

TAILLE MOYENNE μ		INDICE DE TRI OU SORTING σ		ASYMETRIE OU SKEWNESS Sk	
$\mu_\phi = \frac{\sum f \cdot d_\phi}{100}$		$\sigma_\phi = \sqrt{\frac{\sum f \cdot (d_\phi - \mu_\phi)^2}{100}}$		$Sk_\phi = \frac{\sum f \cdot (d_\phi - \mu_\phi)^3}{100 \cdot \sigma_\phi^3}$	
Sable très grossier	-1 ϕ - 0 ϕ	Très bien trié	< 0.35	Très asymétrique vers les fines	> 1.30
Sable grossier	0 ϕ - 1 ϕ	Bien trié	0.35 - 0.50	Asymétrique vers les fines	0.43 - 1.30
Sable moyen	1 ϕ - 2 ϕ	Assez bien trié	0.50 - 0.70	Presque symétrique	-0.43 - 0.43
Sable fin	2 ϕ - 3 ϕ	Assez peu trié	0.70 - 1.00	Asymétrique vers les grossiers	-0.43 - -1.30
Sable très fin	3 ϕ - 4 ϕ	Peu trié	1.00 - 2.00	Très asymétrique vers les grossiers	< -1.30
		Très peu trié	2.00 - 4.00		
		Extrêmement peu trié	> 4.00		

Les paramètres granulométriques pour cette étude ont été calculés en utilisant la méthode logarithmique des moments qui entre dans la catégorie des méthodes statistiques (Rivière, 1977 ; Mc Manus, 1988) (Tableau IV-2). Le calcul par la méthode des moments est affecté par les points extrêmes de la distribution des classes de taille (Mc Manus, 1988). Un étalement de la queue de la distribution, vers les particules très fines ou très grossières, peut être à l'origine d'une sous-estimation ou sur-estimation des paramètres granulométriques (Blott & Pye, 2001). Il est possible de s'affranchir de ce problème en ajoutant à la colonne de tamisage un tamis de taille supérieure et un de taille inférieure. La colonne qui a été utilisée dans cette étude répond à ces critères. La gamme des tamis est représentative de la classe des sables (de 2,0 mm à 0,063 mm), avec les tamis de tailles 2,5 mm et 0,050 mm rajoutés aux extrémités.

L'unité Phi (ϕ), qui correspond au système d'unité anglo-saxonne, a été choisie pour représenter les paramètres granulométriques par souci d'homogénéité avec la méthode de Gao & Collins utilisée (cf. § Chapitre IVB.4). Cette unité est une transformation logarithmique en base 2 des diamètres de particules exprimées en millimètres selon la formule :

$$d_{\phi} = -\log_2(d_{mm}) \quad \text{E IV-1}$$

avec d_{ϕ} la taille des sédiments en unité ϕ et d_{mm} la taille des sédiments en mm.

La correspondance entre les tailles de particules exprimées en unité ϕ et en unités millimétriques montre qu'il faut prendre certaines précautions quant à l'interprétation des paramètres granulométriques (Tableau IV-1 & Tableau IV-2). La présence du signe négatif dans l'équation E IV-1 implique que l'échelle des tailles en ϕ évolue inversement à la taille réelle du sédiment. Une diminution de la taille moyenne du grain de sédiment correspond à une augmentation du paramètre μ_{ϕ} , et inversement.

B.3. Cartographie de la couverture sédimentaire

La cartographie des fonds de la dépression d'arrière récif résulte de l'interpolation des paramètres granulométriques calculés précédemment. Cependant, trouver une méthode d'interpolation appropriée qui permet de créer une grille régulière, à pas d'espace constant et à partir d'une grille non uniforme, impose plusieurs contraintes. Les champs de données à interpoler sont souvent complexes et présentent une hétérogénéité spatiale avec un échantillonnage souvent loin d'être optimal (Mitas & Mitasova, 1999). Le choix d'une méthode d'interpolation implique également une connaissance préalable des phénomènes du milieu afin d'évaluer celle qui produit le résultat le plus représentatif de la vérité terrain.

B.3.1. Distribution spatiale des données

L'analyse de la distribution spatiale des sédiments récoltés se fait à partir du semi-variogramme. Le semi-variogramme représente l'évolution de la variance en fonction de la distance qui sépare deux

points expérimentaux. Pour un jeu de données régionalisées $z, \{z(u_\alpha), \alpha = 1, \dots, n\}$ et pour une distance h de séparation entre deux points d'observation, le semi-variogramme peut être estimé par la formule suivante (Caeiro *et al.*, 2003) :

$$\gamma(h) = \frac{1}{2} \text{var} [z(u_\alpha + h) - z(u_\alpha)] \approx \frac{1}{2N(h)} \sum_{\alpha=1}^{N(h)} [z(u_\alpha + h) - z(u_\alpha)]^2 \quad \text{E IV-2,}$$

avec $N(h)$ le nombre de paires de points séparées par la distance h .

De manière générale, la variance augmente avec la distance entre deux points, appuyant ainsi le fait que deux points expérimentaux proches montrent des valeurs similaires de la variable mesurée. Une représentation graphique préliminaire du semi-variogramme constitue la carte des variances qui est une représentation 2D des variances calculées région par région. Cette représentation est effectuée afin de vérifier s'il existe une anisotropie dans les données expérimentales, c'est à dire une direction privilégiée dans la variabilité des paramètres granulométriques.

Le semi-variogramme est ensuite tracé en fonction de la distance incrémentée par pas d'espace d'une valeur h (Figure IV-3). Un modèle de variabilité spatiale, supposé caractéristique des données échantillonnées, est ensuite ajusté au semi-variogramme expérimental. La variance augmentant avec la distance, le semi-variogramme atteint un plateau à partir d'une distance a appelée étendue de corrélation.

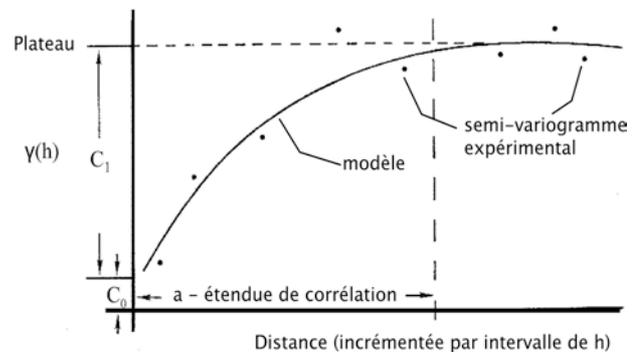


Figure IV-3 : Exemple de semi-variogramme et de modèle ajusté (Caeiro *et al.*, 2003).

Les données qui sont séparées par une distance supérieure à a sont alors considérées comme spatialement indépendantes. De manière générale, le semi-variogramme est utilisé en préliminaire à l'échantillonnage afin de mettre en place une stratégie d'échantillonnage dans l'objectif de récolter des observations non redondantes. Les prélèvements doivent être éloignés d'une distance au moins égale à a (Caeiro *et al.*, 2003).

Dans le cadre de cette étude, le semi-variogramme a été utilisé afin de déterminer le pas d'espace optimal pour l'interpolation et la cartographie de la couverture sédimentaire. L'interpolation sur une distance trop courte aurait pour effet d'extrapoler certaines caractéristiques sédimentaires locales alors qu'un pas d'interpolation trop élevé masquera certaines particularités de la couverture sédimentaire de la DAR.

En hydrosédimentaire, la relation entre le semi-variogramme et les processus hydrodynamiques responsables du transport sédimentaire n'est pas évidente (Poizot *et al.*, 2006). Cependant, on peut déduire qu'une inflexion suivie d'un plateau dans la courbe du semi-variogramme indique un maximum de variance atteint dans la répartition spatiale des variables. Ainsi, les ruptures de pente dans

l'accroissement de la fonction semi-variogramme sont des indicateurs d'un changement dans la structure spatiale de la variable étudiée (Asselman, 1999). Cette inflexion met en évidence l'intervention de différents processus à différentes échelles dans la répartition spatiale des données, sans pour autant en expliquer l'origine.

La taille moyenne du sédiment, qui est un paramètre fortement corrélé avec l'environnement sédimentaire, a été utilisé pour le calcul du semi-variogramme et les représentations graphiques qui en résultent. L'analyse géostatistique a été réalisée à l'aide du logiciel GSTAT (Pebesma & Wesseling, 1998 ; Pebesma, 2000) et le logiciel GNUPLOT a été utilisé pour les illustrations et manipulations de données.

B.3.2. L'interpolation

Le krigeage s'avère un outil optimal pour interpoler des données en minimisant l'erreur sur la variance. Cette méthode a été retenue pour effectuer la cartographie des fonds sédimentaires de la DAR du récif frangeant de l'Hermitage / La Saline.

De nombreux auteurs ont testé le krigeage en regard d'autres méthodes d'interpolation : triangulation ou TIN (Triangular Irregular Network), Inverse Distance Weighted Method, et Thiessen Polygons (Siska & Hung, 2001 ; Tatalovich, 2005). L'analyse des erreurs de chacune des méthodes montre que le TIN est la plus précise suivi de près par le krigeage. Le TIN semble optimal pour des données uniformes avec une faible gamme de variation. Cependant, le krigeage qui est mieux adapté aux données présentant une plus forte variabilité (Siska & Hung, 2001) permet surtout de tenir compte de l'anisotropie, quand elle existe, du jeu de données à interpoler.

Les paramètres issus de l'analyse géostatistique servent de base quantitative pour le krigeage. Le pas d'interpolation, qui détermine la résolution de la cartographie de la couverture sédimentaire, est déduit de l'analyse du variogramme. Il est choisi en fonction de l'étendue de corrélation de la donnée régionalisée. Si une anisotropie est révélée à la suite de l'étude de la carte des variances, elle est également introduite dans la procédure d'interpolation. Le krigeage a été réalisé à l'aide du logiciel Surfer (Golden Software®).

B.4. La méthode de calcul des tendances de transport sédimentaire

Si la méthode de Gao & Collins (1992) a fait l'objet de certaines controverses dans ses premiers développements (Le Roux, 1994a, b), ses applications en domaine marin sont maintenant courantes dans les problématiques de recherche scientifique (Mallet *et al.*, 2000 ; Vanwesenbeeck & Lanckneus, 2000 ; Garnaud, 2003 ; Poizot *et al.*, 2006). La plupart des applications sont réalisées dans des environnements côtiers ouverts sur l'océan, depuis les plages aux canyons sous-marins en passant par les estuaires (Tableau IV-3).

Cette méthode est appliquée ici pour la première fois, à notre connaissance, en milieu récifal de type frangeant et peu profond. Dans cet environnement, la distribution des sédiments d'origine biologique

est limitée à la dépression d'arrière récif qui constitue une zone d'accumulation transitoire entre un platier récifal et une plage à bioclastes carbonatés.

Tableau IV-3 : Synthèse non exhaustive des applications de la méthode de calcul des tendances de transport sédimentaire.

DOMAINES D'APPLICATION	AUTEURS
Ports	(Gao & Collins, 1992)
Estuaires	(Mc Laren & Little, 1987 ; Wu & Shen, 1999 ; Mallet <i>et al.</i> , 2000 ; Chang <i>et al.</i> , 2001)
Plages et zones intertidales	(Masselink, 1992 ; Pedreros <i>et al.</i> , 1996 ; Mohd-Lokman <i>et al.</i> , 1998)
Plateau continental	(Gao & Collins, 1994a ; Gao <i>et al.</i> , 1994 ; Garnaud, 2003)
Rivières	(Asselman, 1999)
Canyons sous-marins	(Liu <i>et al.</i> , 2002)
Bancs sableux	(Lanckneus <i>et al.</i> , 1992 ; Vanwesenbeeck & Lanckneus, 2000)

L'objectif ici n'est pas de reprendre en détail la méthode de calcul des tendances de transport sédimentaire déjà présentée par de nombreux auteurs. Les fondements, les principes et les apports de ce travail par rapport aux limites de cette méthode seront tout de même brièvement abordés.

B.4.1. Fondements

L'analyse des tendances de transport sédimentaires repose sur le postulat que la répartition des sédiments sur le fond résulte des processus de transport sédimentaire (Mc Laren, 1981 ; Mc Laren & Bowles, 1985 ; Gao & Collins, 1990, 1992). L'érosion, le transport par traction, saltation ou suspension, le dépôt sélectif ou total ainsi que le mélange de sédiments en provenance de différentes sources, sont à l'origine de la variation de la distribution spatiale des paramètres granulométriques. Les directions privilégiées du transport sédimentaire peuvent être décrites par l'évolution de la taille moyenne (μ), du tri (σ) et de la symétrie de la distribution sédimentaire (Sk) (Mc Laren, 1981).

Tableau IV-4 : Relations entre les paramètres granulométriques (en unité ϕ) de deux stations A et B, pour un transport sédimentaire de A vers B, de type FB- et CB+.

Cas de transport sédimentaire	Définition	Relations entre les paramètres granulométriques (en unités ϕ)
FB-	<i>Finner, Better sorted, negatively skewed.</i> Le sédiment est érodé à sa source, transporté puis totalement déposé. Le sédiment résultant du dépôt est plus fin, mieux trié et présente une asymétrie vers les particules grossières (asymétrie < 0 en unité ϕ).	$\mu_A \leq \mu_B$ $\sigma_A \geq \sigma_B$ $Sk_A \geq Sk_B$
CB+	<i>Coarser, Better sorted and positively skewed.</i> Le sédiment érodé à sa source est transporté et subit un dépôt sélectif le long du trajet de son transport du fait d'une diminution de l'énergie de l'agent de transport. Le sédiment qui résulte de ce transport est plus grossier, mieux trié avec une asymétrie vers les particules fines (asymétrie > 0 en unité ϕ).	$\mu_A \geq \mu_B$ $\sigma_A \geq \sigma_B$ $Sk_A \leq Sk_B$

Partant du principe que le dépôt est mieux trié dans la direction du transport sédimentaire, deux cas d'évolution peuvent alors être rencontrés qui représentent avec une plus grande probabilité les réelles tendances de transport sédimentaire, les transport de type **FB-** et **CB+** (Gao *et al.*, 1994).

Le Tableau IV–4 définit ces deux cas de transport et présente les relations requises par les paramètres granulométriques, exprimés en unité ϕ , pour un transport allant d'une station A vers une station B.

Mc Larens & Bowles (1985) mettent également en évidence La relation entre les tendances de transport et les niveaux d'énergie du processus de transport. Le cas **FB-** correspond à des processus de transport de **faible énergie**, et le cas **CB+**, des processus de **forte énergie**.

B.4.2. Principe et limites du calcul des tendances de transport sédimentaire

Le calcul des tendances de transport se fait en comparant les valeurs des paramètres granulométriques entre des stations échantillonnées voisines. Quand la relation pour un transport FB- ou CB+ est respectée (Tableau IV–4), un vecteur de transport est assigné au point de calcul. Le transport total est obtenu en sommant et en moyennant tous les vecteurs de transport obtenus pour une même station. La pertinence des vecteurs ainsi obtenus est évaluée par un test statistique, le test Z, de comparaison des proportionnalités des vecteurs.

La sélection des stations voisines pour le calcul des vecteurs initiaux se fait dans un rayon inférieur ou égal à une distance critique D_{CR} . Cette valeur représente généralement la distance maximale séparant deux points voisins afin d'inclure le maximum de points dans le calcul des vecteurs de transport.

Il apparaît alors évident que les caractéristiques de la grille d'échantillonnage influencent fortement les résultats du modèle. La pertinence du choix de D_{CR} limite la méthode de calcul des tendances de transport sédimentaire. Selon Mc Laren & Bowles (1985), 9 points suffisent pour évaluer correctement une direction de transit sédimentaire. Cependant, une grille non uniforme peut induire des erreurs dans la définition des directions des vecteurs de transport en fonction du nombre de stations voisines comprises dans le cercle de rayon D_{CR} (Le Roux, 1994a, 1994b). Gao & Collins (1994b) recommandent alors l'utilisation d'une grille d'échantillonnage uniforme.

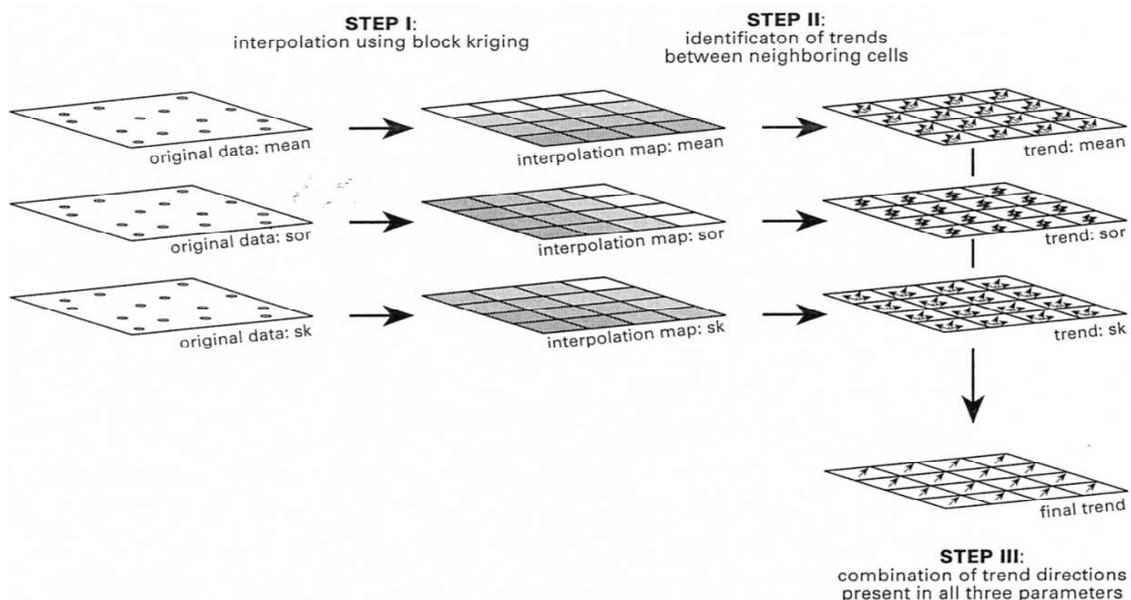


Figure IV–4 : Protocole de calcul des vecteurs tendances du transport sédimentaire (d'après Asselman, 1999).

Le protocole proposé par Asselman (1999) est actuellement la meilleure méthode pour calculer des tendances de transport sédimentaire les plus proches de la réalité (Figure IV-4). L'auteur propose une procédure en trois étapes. La première étape consiste à interpoler les paramètres granulométriques distribués selon une grille irrégulière, afin d'obtenir une grille uniforme pour chacun d'entre eux. La deuxième étape permet d'identifier les relations entre chaque cellule voisine de la grille régulière pour chacun des paramètres granulométriques. La dernière étape consiste à calculer les vecteurs de tendance du transport sédimentaire en combinant les résultats de l'étape 2 pour chaque grille.

B.4.3. Application dans le contexte de la couverture sédimentaire de la DAR du récif frangeant de l'Hermitage / La Saline

D'un point de vue environnemental, toutes les conditions sont requises pour une bonne application de la méthode de Gao & Collins (1992) dans la DAR du récif frangeant de l'Hermitage / La Saline. Les accumulations d'arrière récif sont constituées principalement d'un stock de particules grossières et non cohésives, ce qui selon Gao & Collins (2001) est une condition indispensable pour l'applicabilité de cette méthode.

D'un point de vue méthodologique, l'échantillonnage effectué répond également aux critères requis par la méthode (Gao & Collins, 1992). Les échantillons sont prélevés sur les quelques centimètres qui constituent la pellicule superficielle des fonds sédimentaires et contiennent le matériel directement concerné par les processus de transport. Le pas d'échantillonnage doit également être représentatif de l'environnement sédimentaire étudié, afin de ne pas comparer des échantillons appartenant à des environnements différents. Les accumulations sableuses de la DAR constituent un seul environnement composé principalement de sédiments carbonatés dont la source reconnue est le platier récifal (Calhoun & Field, 2000). Par conséquent, l'environnement sédimentaire n'impose aucune contrainte sur le choix du pas d'échantillonnage.

La façon dont sont calculés les vecteurs de transport et le choix de la distance critique de calcul représentent les seules limites à l'application de cette méthode. Dans le cadre de cette étude hydrosédimentaire, l'interpolation des paramètres granulométriques permet de perfectionner la mise en œuvre du calcul des vecteurs du transport sédimentaire, et de pallier les problèmes liés à la grille d'échantillonnage.

L'utilisation du semi-variogramme, en préliminaire à l'interpolation, constitue également une avancée pour le calcul des vecteurs de tendance du transport. La taille des cellules de la grille uniforme est choisie comme la distance pour laquelle un maximum de variance est atteint dans la répartition spatiale des variables. Cette dimension est représentative de l'environnement sédimentaire étudié. En terme de dynamique hydrosédimentaire, elle peut être interprétée comme représentative d'un processus de transport responsable de la répartition spatiale des données à cette échelle (Poizot *et al.*, 2006).

La distance D_{CR} qui intervient dans le calcul des vecteurs de tendance du transport sédimentaire est

alors déduite de la grille d'origine. Elle est choisie de sorte qu'une station possède huit sites voisins permettant de calculer les vecteurs de transport (Mc Laren & Bowles, 1985 ; Gao & Collins, 2001). Un soin particulier est à apporter aux stations situées en limite du domaine, qui en raison de leur position ne possèdent que 5 points voisins pour le calcul des vecteurs de transport.

Dans cette étude, le programme GSTAST, développé en langage Fortran par Chang *et al.* (2001), a été utilisé pour calculer les tendances du transport sédimentaire. Ce programme tient compte des conditions aux limites et ne calcule pas les tendances de transport pour les stations situées aux frontières du domaine.

C. RESULTATS

C.1. Les caractéristiques granulométriques

L'analyse des 184 échantillons prélevés dans la DAR montre une faible gamme de variation des valeurs des paramètres granulométriques. La DAR est composée dans sa globalité par une majorité de sables grossiers qui représentent 80% des observations (Figure IV-5). Les sables moyens constituent 12% de la totalité des échantillons récoltés et les sables très grossiers 6%. Les accumulations sableuses de la DAR sont également caractérisées par un sédiment peu trié (57% des observations) à assez peu trié (40%). Les distributions sédimentaires montrent majoritairement une asymétrie prononcée vers les particules fines (60%), alors que les distributions presque symétriques représentent 30% des échantillons prélevés.

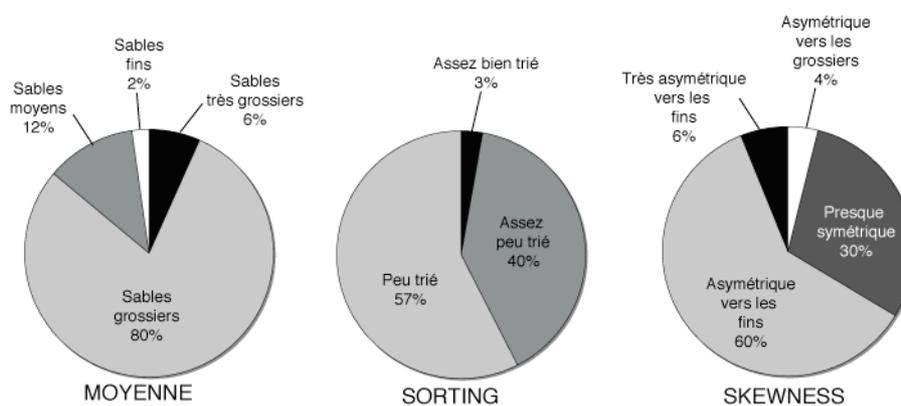


Figure IV-5 : Répartition des paramètres granulométriques sur l'ensemble des 184 échantillons récoltés.

Les distributions granulométriques obtenues pour chaque début et chaque fin de radiale décrivent un environnement sédimentaire très hétérogène dans la classe des sables (Figure IV-6).

Les stations situées en avant-plage montrent deux types de distribution (Figure IV-6a). Un premier type est identifié par des distributions sédimentaires très platikurtiques, avec généralement deux

modes granulométriques caractéristiques des sables grossiers (entre 0 et 1 ϕ) et des sables fins (entre 2 et 3 ϕ). Le second type est représenté par des distributions leptokurtiques, qui montrent une meilleure homogénéité des échantillons sédimentaires. Un seul mode est visible qui peut se situer vers les sables fins (radiales 1, 4 et 10) ou vers les sables grossiers (radiales 12, 15, 17, 18 et 19).

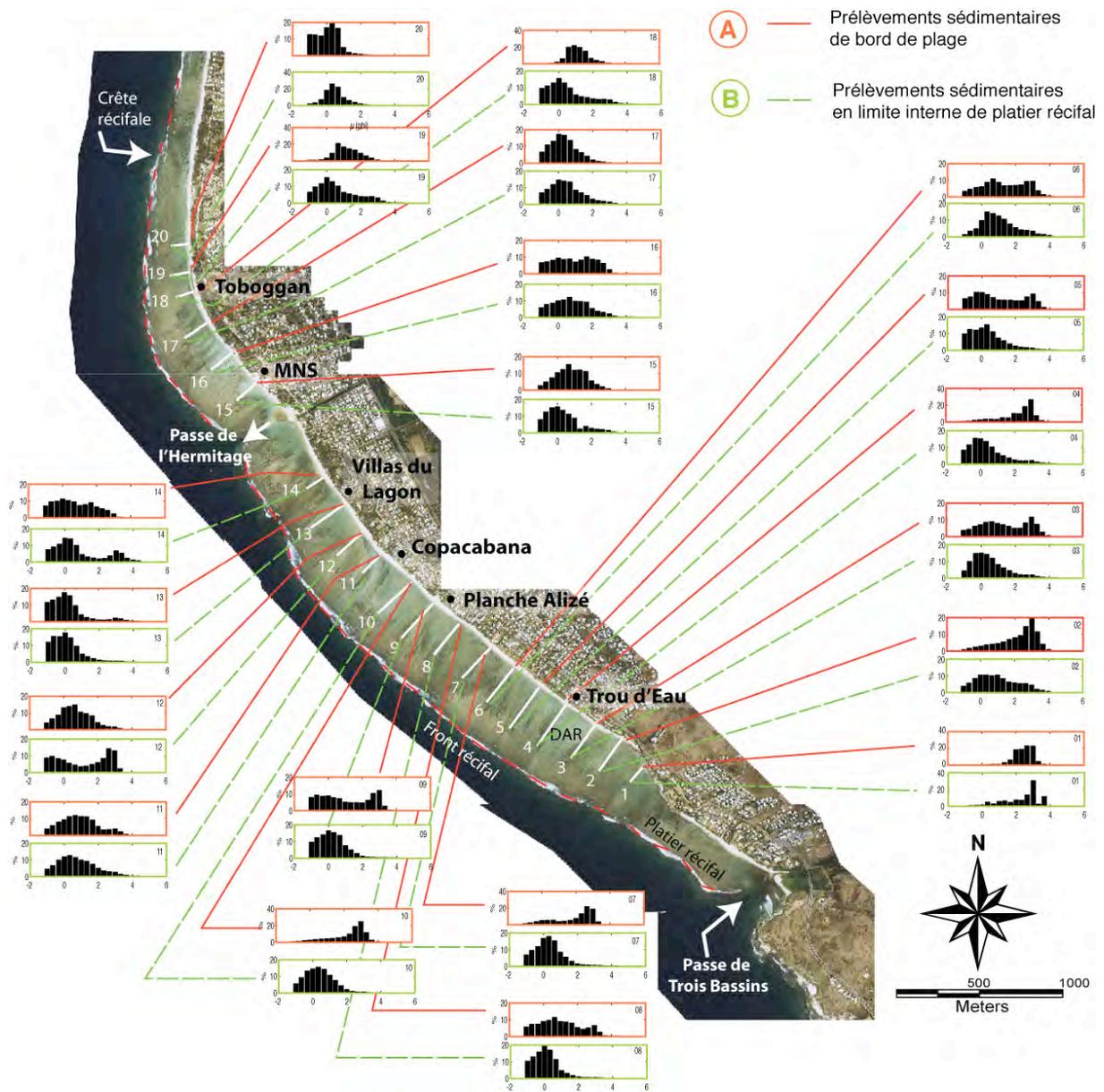


Figure IV-6 : Distributions des échantillons sédimentaires A) situés en bas de plage, B) situés en limite interne du platier récifal. L'abscisse des histogrammes correspond aux classes de taille des sédiments exprimées en unité ϕ .

Les stations éloignées de la côte, situées en limite interne du platier récifal (Figure IV-6b), présentent essentiellement des distributions leptokurtiques, avec un seul mode généralement bien individualisé vers les sables moyens à grossiers (radiales 3 à 11, 13, 15, 17 à 20). Certaines stations se distinguent cependant, comme la station 1, de par le caractère relativement fin des dépôts sédimentaires en

bordure de platier. D'autres encore présentent des distributions granulométriques très platikurtiques, comme les stations 2, 12, 14 et 16, qui décrivent une plus grande hétérogénéité des sédiments dans ces secteurs avec parfois deux modes bien individualisés (radiales 12 et 14). Ces deux modes sont caractéristiques des sables très grossiers et des sables fins (Figure IV-6b).

Les histogrammes présentées en Figure IV-6 montrent un caractère mal trié des dépôts sédimentaires de la DAR et mettent en évidence une asymétrie des distributions granulométriques vers les sables fins. Ces résultats suggèrent l'existence de deux populations sédimentaires distinctes par la taille des particules qui les composent. Une première population peut être identifiée parmi les particules grossières et domine l'ensemble des accumulations sableuses de la DAR. La deuxième population est moins dominante et semble être représentée par les sables fins. La présence de deux populations distinctes par la taille des particules peut trouver une explication dans l'origine de ces sédiments qui proviennent d'une source différente, ou alors par les processus de transport et les conditions de dépôts qui varient en fonction de la taille des particules.

C.2. La distribution spatiale de la taille moyenne des sédiments dans la DAR

La carte des variances calculée à partir de la taille moyenne des sédiments montre une faible anisotropie avec un maximum de continuité observé dans la direction de l'azimut 135° (Figure IV-7). Cette direction nord-ouest/sud-est traduit l'existence d'une plus forte corrélation dans la distribution spatiale de la taille moyenne du sédiment selon un axe parallèle à la plage.

La variabilité maximale observée dans la direction perpendiculaire à la côte montre que les changements de faciès sédimentaires se font préférentiellement dans cette direction. Les processus de répartition des sédiments semblent être plus intenses dans une direction *cross-shore* que dans une direction *longshore*. Cette interprétation est cohérente en considérant que les forçages physiques les plus intenses sont associés aux événements exceptionnels, houles et cyclones, qui sont à l'origine de flux énergétiques importants perpendiculairement à la côte. La répartition spatiale des sédiments dans la DAR est plus inféodée à un régime agité qu'à un régime calme.

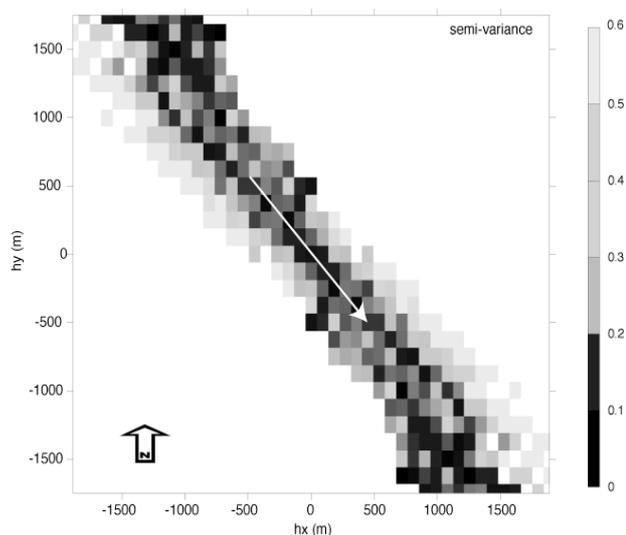


Figure IV-7 : Carte des semi-variances pour la taille moyenne du sédiment. Malgré la faible gamme de variabilité des données, un maximum de continuité peut être observé dans la direction de l'azimut 135°.

Le semi-variogramme est calculé à partir de la taille moyenne du sédiment dans les directions d'azimut 135° et 45° , qui représentent respectivement les axes *longshore* et *cross-shore* du domaine, avec une tolérance de 30° . Compte tenu des dimensions du domaine le semi-variogramme est calculé sur une distance de 300 m dans la direction *cross-shore*, et sur une distance de 3000 m dans la direction *longshore*. L'intervalle de distance choisi est de 20 m qui correspond au pas d'échantillonnage minimum (Figure IV–8).

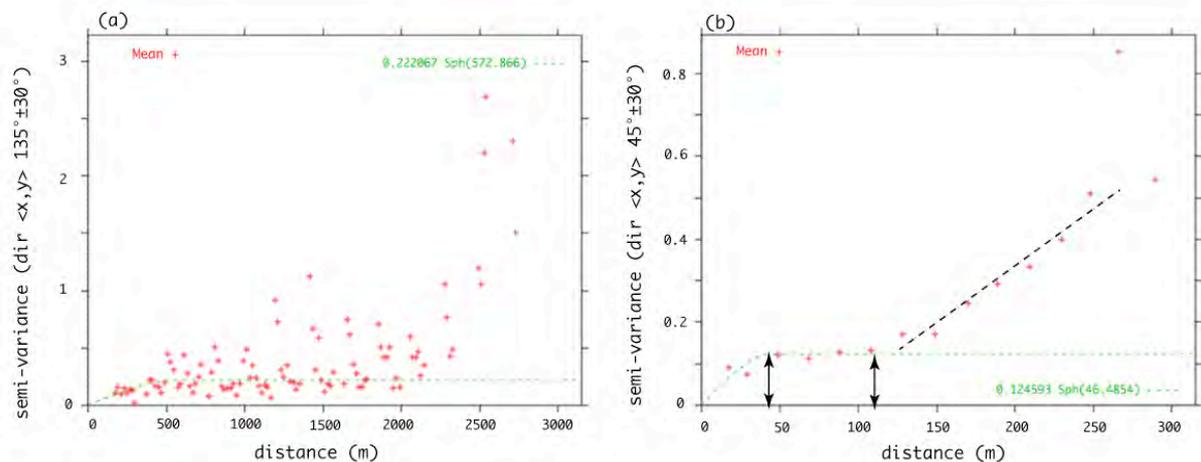


Figure IV–8 : Semi-variogramme construit à partir de la taille moyenne du sédiment, a) pour une direction de 135° sur une distance de 3000 m , b) pour une direction de 45° sur une distance de 300 m. La tolérance sur la direction est de 30° et l'incrément des distances est de 20 m. Les courbes en pointillées représentent le meilleur modèle de variabilité spatiale ajusté au variogramme.

La forme parabolique du variogramme calculé dans la direction *longshore* (Figure IV–8a) traduit une variabilité progressive de la donnée échantillonnée. La taille du sédiment qui est ici considérée montre des différences qui sont d'autant plus accentuées que la distance *longshore* qui sépare les points est importante. Le palier identifié sur la Figure IV–8a indique qu'un maximum de variance est obtenu à partir d'une distance de 572 m. Ce maximum de variance traduit l'existence de processus qui se font à une échelle comprise entre 600 m et 2000 m et qui sont responsables de la distribution spatiale des sédiments sur ces distances, parallèlement à la côte.

Le variogramme calculé dans la direction *cross-shore* montre également un palier pour des distances comprises entre 46 m et 120 m (Figure IV–8b). De manière analogue, ce palier traduit un processus responsable de la distribution spatiale des sédiments dans la DAR. Ce processus agit sur une échelle d'environ 50 m dans une direction perpendiculaire à la côte.

Il existe donc deux processus hydrosédimentaires dont les conséquences sur la distribution spatiale des sédiments se reflètent à des échelles différentes. Un premier processus est responsable de la distribution *longshore*, sur une distance parallèle à la côte de l'ordre de 600 m. Le deuxième processus agit sur la répartition *cross-shore* des sédiments sur une distance de l'ordre de 50 m. Cependant, la nature de ces processus hydrosédimentaires ne peut être définie uniquement sur la base de cette analyse.

C.3. Cartographie de la couverture sédimentaire de la DAR

Réaliser une cartographie des sédiments à des distances supérieures à celles données par l'analyse des semi-variogrammes n'a aucun sens. Au-delà d'une distance pour laquelle la variance de la variable régionalisée est maximale, les données sont supposées être distribuées aléatoirement et totalement indépendantes. Par conséquent, la cartographie a été réalisée avec un pas d'espace inférieur ou égal à la limite des paliers calculés par le semi-variogramme.

La distance de 60 m a été choisie comme pas d'espace pour interpoler les trois paramètres granulométriques. Cette distance correspond au maximum de variabilité de la distribution *cross-shore* du sédiment de la DAR. Dans une direction *longshore*, cette distance est largement en dessous du seuil d'autocorrélation spatiale des données régionalisées.

La cartographie des trois paramètres granulométriques au sein de la DAR du récif frangeant de l'Hermitage / La Saline est présentée en Figure IV-9.

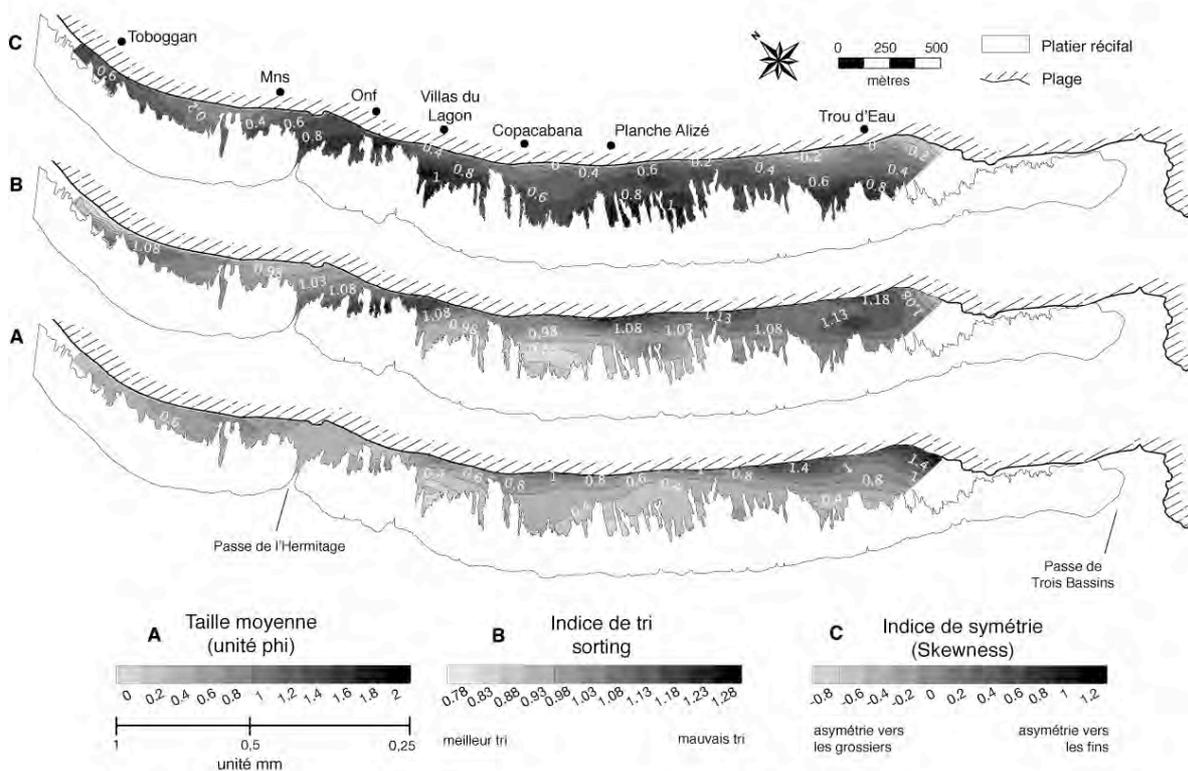


Figure IV-9 : Cartes de contour des paramètres granulométriques interpolés, A) l'indice de symétrie Sk , B) l'indice de tri σ et C) la taille moyenne μ (en unité ϕ).

Les accumulations d'arrière récif sont caractérisées par une granulométrie moyenne essentiellement comprise entre les sables grossiers ($0 \phi = 1 \text{ mm}$) et moyens ($2 \phi = 0,250 \text{ mm}$). La cartographie met en évidence un granoclassement des particules dans une direction perpendiculaire à la côte (Figure IV-9a). Les sédiments les plus fins sont localisés en bord de plage et les particules les plus grossières se situent en limite interne du platier récifal. Cette tendance est moins respectée pour les accumulations

sableuses du nord de la passe (Mns et Toboggan) qui montrent une plus grande homogénéité du substrat avec un granoclassement parallèle à la côte.

Le tri sédimentaire illustre également une évolution perpendiculaire à la côte (Figure IV–9b). Les sédiments les mieux triés se trouvent en limite du platier récifal, alors que les sédiments de bord de plage sont caractérisés par un tri médiocre. Le tri sédimentaire suit le granoclassement des particules et apparaît d'autant plus important que les particules sont grossières. La région située au nord de la passe de l'Hermitage suit toujours la même évolution que la taille moyenne du sédiment, avec un tri qui évolue dans une direction préférentiellement parallèle à la côte.

La répartition spatiale de l'indice de symétrie (Figure IV–9c) montre un caractère particulièrement intéressant du fait qu'elle apparaît être corrélée négativement à la taille moyenne (Figure IV–9c). Le *skewness* affiche également une évolution perpendiculaire à la côte. L'asymétrie des accumulations sableuses est d'autant plus prononcée vers les particules fines que la taille moyenne du sédiment augmente.

C.4. Les tendances de transport sédimentaire

Les tendances du transport sédimentaire sont calculées à partir des cartes de distribution des trois paramètres granulométriques, en prenant une distance critique de 90 mètres (Figure IV–10). Cette distance définit le rayon de recherche des stations voisines pour le calcul des vecteurs de transport. Elle correspond à la diagonale d'un carré de 60 mètres de côté qui représente la taille de la maille des grilles régulières résultantes de la cartographie. La valeur de cette diagonale a été légèrement majorée afin d'être sûr de faire intervenir 8 stations voisines dans le calcul des vecteurs de transport.

Les types de transport FB- et CB+ combinés ne montrent pas de différences de direction, indiquant que le transport se fait dans le même sens, quels que soient les processus à l'origine du déplacement des sédiments. Les processus de transport de forte énergie, CB+, dominent cependant les tendances calculées. Deux catégories de transport se distinguent de cette analyse (Figure IV–10) :

- un transport *onshore*, en direction de la côte, avec une légère obliquité affichant une direction dominante sud-nord,
- un transport *offshore*, en direction du large et essentiellement perpendiculaire à la plage.

Les tendances de transport *onshore* sont essentiellement de type CB+, pour les secteurs de Onf, Mns et Toboggan (radiales 14 à 20). Le secteur de Trou d'Eau (radiales 1 à 3) montre une combinaison des tendances de transport CB+ et FB-, avec une orientation différente au niveau de la courbure du trait de côte.

Les tendances de transport *offshore* concernent les secteurs de Planche Alizé, Copacabana et Villas du Lagon (radiales 4 à 13). Ces transports sont caractérisées par une combinaison des types CB+ et FB-, montrant que les processus responsables du transport *offshore* des sédiments se font à différents niveaux d'énergie. Alors que les vecteurs de transports *onshore* sont parallèles entre eux et

orientés dans le même sens, les transports *offshore* montrent une convergence des vecteurs en direction de la limite interne du platier récifal.

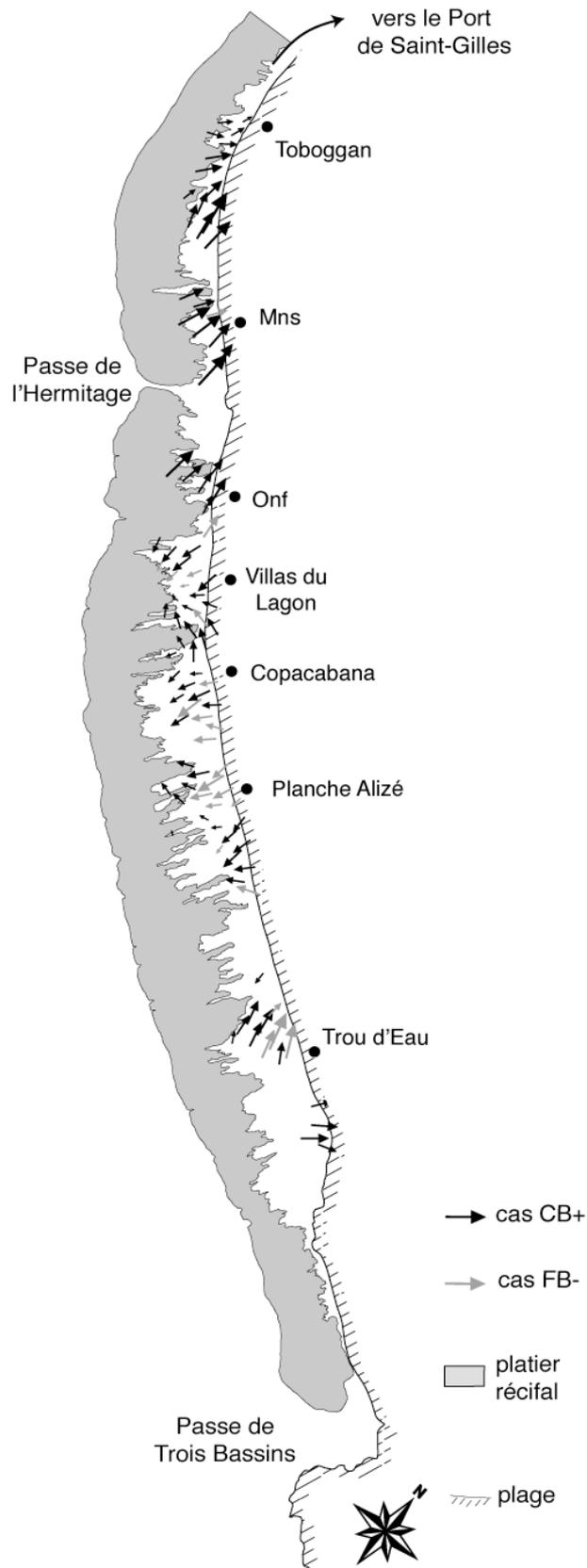


Figure IV-10 : Tendances de transport sédimentaire dans la DAR du récif frangeant de l'Hermitage la Saline.

D. DISCUSSION

Dans cette partie de l'étude, nous avons tenté de déterminer les trajectoires principales du transport sédimentaire par une approche semi-quantitative, basée sur la distribution spatiale et la comparaison des paramètres granulométriques usuels, la taille moyenne, le tri et l'asymétrie de la distribution sédimentaire.

Selon Roberts (2004), les systèmes récifaux étroits et peu profonds comme le récif frangeant de l'Hermitage / La Saline sont caractérisés par une circulation des masses d'eau généralement faible et incapable de déplacer les sédiments de la classe des sables. Le transport sédimentaire dans la DAR sous l'effet des processus physiques apparaît alors limité essentiellement aux régimes plus agités, avec une circulation forcée par les vents et dans des conditions de marée particulière (Lugo-Fernandez *et al.*, 2004), ainsi qu'aux épisodes exceptionnels de fortes houles et de tempêtes. Par conséquent, la succession des dépôts sédimentaires de la dépression d'arrière récif résulte de la succession de processus qui se produisent à des époques différentes, ainsi qu'à des niveaux d'énergie différents. La chronologie des transports sédimentaires calculés par la méthode de Gao & Collins (1992) n'apparaît pas directement évidente. Les prélèvements sur la zone d'étude ont été effectués pendant deux périodes avec des niveaux d'énergie très différents ; ils illustrent correctement les superpositions spatiales et temporelles des processus de la dynamique sédimentaire dans la DAR.

D.1. Echelle temporelle des processus de transport

Selon Gao & Collins (1992) l'échelle temporelle des tendances de transport sédimentaire peut être caractérisée par la profondeur d'échantillonnage du sédiment. Pour les auteurs, les transports nets « modernes » peuvent être définis par cette méthode si les sédiments sont récoltés jusqu'à la profondeur d'agitation des particules. Cette profondeur peut être assimilée à la longueur de rugosité du fond qui définit l'état de la couverture sédimentaire qui présente des aspérités. La longueur de rugosité conditionne les pertes de matériel sédimentaire par frottement visqueux de l'écoulement (Brown *et al.*, 2002). Elle dépend donc fortement de la granulométrie de l'environnement sédimentaire et des forçages hydrodynamiques. Presto *et al.* (2006) estiment une longueur de rugosité de 2,5 cm pour des environnements similaires, dans la DAR d'un récif frangeant à Hawaii. Dans la présente étude les sédiments ont été prélevés dans les 2 à 3 premiers centimètres superficiels. Par conséquent, les tendances de transport calculées peuvent être estimées comme représentatives des déplacements actuels des sédiments, depuis un déplacement conséquent à un impact houlographique jusqu'au déplacement résultant des processus saisonniers, à l'échelle de l'année.

Parmi les résultats obtenus (Figure IV-10), les tendances de transport de type FB-, selon des directions *onshore* et *offshore*, sont identifiées pour les zones d'arrière récif échantillonnées sur une période où les forçages par la houle ne dépassent pas un niveau d'énergie F de $0,5 \cdot 10^4 \text{ J} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$ (radiales 1 à 13). Pour Roberts (2004), la circulation générale faible, associée à un régime calme, est incapable de déplacer les sédiments de la classe des sables. Storlazzi *et al.* (2004) développent un

schéma de transport des sédiments fins dans un récif frangeant pour une circulation forcée par les régimes permanents de vent et de marée. Par conséquent, les transports FB- *onshore* et *offshore* peuvent être interprétés comme représentatifs d'un transport des sédiments caractéristique d'un régime permanent, qui résulte d'une dynamique hydrosédimentaire actuelle et d'une dynamique associée à des processus antérieurs fortement énergétiques.

Les cas de transport CB+ selon une direction *onshore* sont identifiables pour les transects 14 à 20, échantillonnés sur une période où l'énergie de la houle incidente dépasse $1.10^4 \text{ J.m}^{-1}.\text{s}^{-1}$ (Figure IV-2). Ces tendances qui expriment un contraste de forte énergie (Mc Laren, 1981) montrent une bonne corrélation avec les conditions de forçage hydrodynamique local. Les transports de forte énergie CB+, dans une direction *onshore*, peuvent être interprétés comme représentatifs d'un transport net, réel, résultant d'une dynamique hydrosédimentaire actuelle induite par un impact houlographique qui est à son paroxysme.

A ce stade de l'étude, en l'absence de données hydrodynamiques relatives au récif frangeant de l'Hermitage / La Saline, les tendances de transport seront discutées à partir des considérations théoriques des processus physiques présentés au Chapitre I. Les processus de propagation de la houle sur le platier récifal (Roberts, 1980 ; Lugo-Fernandez *et al.*, 2004), le schéma conceptuel de la dynamique sédimentaire de Storlazzi *et al.* (2004) ainsi que la connaissance empirique de la circulation dans le récif de l'Hermitage / La Saline (Naïm & Cuet, 1989), seront utilisés comme base d'interprétation des tendances de transport.

D.2. La dynamique des transports sédimentaires

D.2.1. Les processus de faible énergie

Les processus de transport de faible énergie, caractérisés par les tendances de type FB-, traduisent une érosion des particules sédimentaires à leur source, puis un transport suivi d'un dépôt total. Les mécanismes qui définissent ce type de transport peuvent être expliqués par le schéma conceptuel de la dynamique sédimentaire présenté par Storlazzi *et al.* (2004) (cf. Figure I-4).

D'après ce schéma, les processus de transport sédimentaire *cross-shore* dépendent de l'action conjuguée des hauteurs d'eau sur le récif, conditionnées par la marée, et de l'énergie transmise depuis l'océan au complexe récifal. Dans les mécanismes présentés par ce schéma, le platier récifal est au centre des processus de transport et agit comme un producteur et un réservoir de particules sédimentaires fines, disponibles pour la remise en suspension et l'alimentation des zones d'arrière récif (Halley, 2000). Chazottes *et al.* (2004) ont identifié ces particules fines dans le récif frangeant de l'Hermitage / La Saline comme appartenant à la classe des sables fins ($\mu \sim 0,200 \text{ mm}$). Ces particules sont issues en partie de processus de bio-érosion à l'initiative de l'oursin *Echinometra mathaei*.

Lugo-Fernandez *et al.* (2004) montrent une forte corrélation entre les flux *cross-shore* au sein du récif

et les différences de hauteurs d'eau entre le front récifal et la DAR. Les variations des courants moyens dans la DAR se font à une fréquence diurne, alors qu'elles se produisent à une fréquence semi-diurne au niveau du platier. Les flux *cross-shore* atteignent leur intensité maximale à la moitié de la marée montante ou de la marée descendante (Lugo-Fernandez *et al.*, 2004), et la quantité d'énergie transmise depuis l'océan va être conditionnée par les marnages de la marée. Pour des marnages de vives-eaux, les phases de marées haute et basse seront plus courtes, avec des flux plus intenses. Pour des marnages de mortes-eaux les phases de marées haute et basse sont plus longues, occasionnant le dépôt total d'une quantité plus importante des particules préalablement érodées, et les flux sont moins intenses que pour les marées de vives-eaux.

Le transport FB- onshore

Les mécanismes qui interviennent dans le transport des particules commencent à marée montante lorsque les hauteurs d'eau atteignent un seuil critique qui favorise un transfert d'énergie plus important depuis l'océan vers le complexe récifal. A ce moment, les tensions de cisaillements générées sur le fond par l'écoulement pourront être d'autant plus importantes la journée que les flux de marée montante sont soutenus par une brise de mer qui agit dans le même sens (Storlazzi *et al.*, 2004). Dans ces conditions, une grande proportion de sables fins est remise en suspension au niveau du platier récifal, puis transportée à la faveur des courants de marée montante en direction de la plage. Cette quantité de sédiments se déposera au niveau de l'avant-plage pendant le calme de marée haute. Cependant, le transport décrit par ces flux de marée montante sera différent pour des marnages de mortes-eaux ou de vives-eaux.

En raison des courants plus faibles associés aux marées de mortes-eaux, les sables fins à très fins, érodés sur le platier récifal, seront transportés et déposés sur une distance plus courte dans la DAR. Dans ces conditions de faible marnage, les particules auront alors tendance à sédimenter en limite interne du platier récifal où elles forment des petits monticules de sables fins à très fins, à la base des constructions coralliennes. Ces prismes d'accumulations sédimentaires en bordure de récif constituent alors un stock de sédiments fins, issus d'une dynamique hydrosédimentaire contemporaine. Ils sont disponibles pour le transport et l'alimentation des zones d'arrière récif et des plages coralliennes. Dans des conditions de vives-eaux, associées à des courants plus intenses, les particules pourront être transportées sur de longues distances et le dépôt concerne alors toute l'étendue de la DAR jusqu'à l'avant-plage. Les sédiments qui se déposent en avant-plage formeront une laisse de marée caractérisée par des sables très fins.

Le transport FB- offshore

Les flux hydrodynamiques perpendiculaires au récif corallien sont à l'origine de changements de l'élévation du plan d'eau entre le platier récifal et l'avant plage (Lugo-Fernandez *et al.*, 2004). L'accumulation des masses d'eau au niveau de la plage, à marée montante, est à l'origine d'un courant de compensation qui prend place sur le fond et agit en direction opposée du flux initial, c'est à dire vers le large (Storlazzi *et al.*, 2004). Ce courant de retour sera d'autant plus intense qu'il peut être

forcé par une intensification des vents. Des vents *offshore* agissent directement dans le même sens que ce courant. Des vents *onshore* qui poussent encore plus les masses d'eau en direction de la côte favorisent également l'installation de ce courant. Une stratification de la circulation sur la colonne d'eau est alors visible avec un flux *onshore* en surface et un flux *offshore* au niveau du fond.

Les sables fins à très fins qui sont transportés préalablement selon une direction *onshore*, sont en partie repris par ce courant de retour et transportés dans une direction *offshore* à proximité du fond. Durant le calme de marée haute, une fraction des sédiments fins se dépose à l'avant des plages et dans la DAR. La combinaison de la marée descendante et du courant de retour entraîne les sédiments selon une direction *offshore*. Le calme de marée basse est à l'origine du dépôt complet dans la DAR et au niveau du platier récifal des particules préalablement érodées.

Ces mécanismes liés aux flux *cross-shore* conditionnés par la marée, et les entrées d'eau au niveau du platier récifal, traduisent bien des tendances de transport de type FB-, pour lesquelles le sédiment érodé est totalement déposé et présente des granulométries plus fines que la taille du grain moyen. Les deux directions *onshore* et *offshore* qui sont expliquées par ce schéma et qui dépendent de l'énergie transférée depuis l'océan, sont fortement modulées par les marnages de la marée et les vents. Les processus de transport des sédiments, décrits par ce scénario, définissent des mécanismes de faible énergie, qui représentent la circulation générale et permanente du complexe récifal en l'absence d'événements exceptionnels. La dynamique des sables fins et très fins associée à ce régime permanent est mise en évidence dans cette étude pour la partie centrale de la DAR depuis Trou d'Eau jusqu'à Villas du Lagon (Figure IV-10), dans laquelle les prélèvements ont été effectués en régime calme forcé par la marée et les vents.

D.2.2. Les processus de forte énergie

Selon Mc Laren (1981), le transport de type CB+, qui exprime un contraste de forte énergie, résulte de mécanismes capables d'éroder à la source du sédiment des particules dont la taille est supérieure au grain moyen. Les cas CB+ sont caractérisés par une diminution de l'énergie de l'agent de transport dans le sens du déplacement qui est à l'origine d'un dépôt sélectif des particules. Au même titre que les tendances de transport FB-, qui expriment un contraste de faible énergie, les cas CB+ montrent deux directions de transport, *onshore* et *offshore*.

Le transport CB+ onshore

La diminution d'énergie de l'agent de transport le long du déplacement, responsable du dépôt sélectif des particules sédimentaires, a été démontrée en milieu récifal par Roberts (1980) qui met en évidence une perte de 97 % de l'énergie initiale de la houle entre le large et les zones d'arrière récif. Là encore, la perte d'énergie dépend des conditions de hauteur d'eau sur le récif associées aux marées. Cette perte d'énergie résulte de la combinaison de nombreux processus comme le déferlement, la réfraction, la réflexion, la diffusion et l'atténuation de la houle lors de sa propagation sur le platier récifal et dans les zones d'arrière récif (Roberts *et al.*, 1977).

Dans la partie nord du complexe récifal de l'Hermitage / La Saline, entre les stations Onf et Toboggan (Figure IV–10), les transports de type CB+ *onshore* constatés sont cohérents avec les conditions environnementales enregistrées pendant la période des prélèvements sédimentaires (Figure IV–2). Les quantités de sédiments transportées lors de ces épisodes peuvent être considérables, et les modes de transport vont de la suspension, pour les particules les plus fines, au charriage ou la saltation pour les particules les plus grossières. Comme signalé par Roberts (2004), de tels épisodes fortement énergétiques sont significativement responsables de la distribution spatiale des sédiments dans les accumulations d'arrière récif. L'influence de la marée, à caractère microtidal, est ici occultée par les flux importants générés par le déferlement et la propagation de la houle au niveau du front récifal.

Le transport CB+ *onshore* identifié dans cette étude, décrit une dynamique sédimentaire contemporaine qui se produit au paroxysme d'un événement exceptionnel, au cours duquel une fraction importante de particules fines est en suspension dans la colonne d'eau. Les trajectoires que suivent ces particules fines dépendent des directions de l'écoulement. D'après la description de la circulation du récif de l'Hermitage / La Saline (Naïm & Cuet, 1989), une dérive littorale en direction des passes du complexe récifal serait responsable du lessivage de ces particules fines (cf. figure 14, chapitre 2 § C.2). Ce courant *longshore* favorise alors l'évacuation des sédiments vers le large. Les sédiments récoltés sur le substrat de la DAR pendant ces épisodes sont alors caractérisés par des particules grossières, transportées par charriage en direction de la côte, et une absence de sédiments appartenant aux fractions granulométriques inférieures. Ces fractions sédimentaires plus petites sont fréquemment sollicitées par le lessivage courantologique des stocks sableux. Cette dynamique est bien illustrée par les tendances de transport obtenues pour la partie nord du récif, depuis l'Onf jusqu'à Toboggan.

Dans la zone de Trou d'Eau, les tendances CB+ *onshore* mises en évidence peuvent traduire ici un cas particulier résultant de la morphologie de la côte qui présente un dérochement marqué et induit par conséquent une circulation particulière dans ce secteur du récif. Compte tenu de cette courbure et d'une dérive littorale marquée en direction de la passe de Trois Bassins dans ce secteur du récif (Naïm & Cuet, 1989), la circulation peut montrer une structure giratoire (définissant un gyre localisé) dont le centre constitue un piège pour les particules fines. Les dépôts à proximité de la côte dans ce secteur sont alors mieux triés et plus grossiers qu'au centre du gyre. Les tendances de transport calculées sont alors de type CB+, en direction de la côte. En l'absence de mesures hydrodynamiques, l'existence d'un transport de type CB+ *onshore* dans la zone de Trou d'Eau reste encore partiellement inexplicite.

Le transport CB+ offshore

Le deuxième processus de transport de forte énergie, le cas CB+ *offshore*, ne nous paraît pas avoir ici une réelle signification. Bien que beaucoup d'études des processus physiques en milieu récifal décrivent l'existence de courants de compensation intenses selon une direction *offshore* (Kench,

1998b ; Hughes, 1999 ; Lugo-Fernandez *et al.*, 2004 ; Storlazzi *et al.*, 2004), ils ne permettent pas de justifier l'existence d'un transport caractéristique d'un contraste fortement énergétique dans la dépression d'arrière récif, comme illustré en Figure IV–10. Ces courants *offshore* sont générés au niveau du platier récifal externe, et s'installent pour équilibrer les gradients de pression induits par le *set-up* et le déferlement des vagues (Hearn, 1999). Lugo-Fernandez *et al.* (2004) ont montré qu'une station d'enregistrement des courants située dans l'arrière récif, à une distance de 40 m du front récifal, se trouve en dehors de la zone d'influence des processus de déferlement. Par conséquent, l'action des courants *offshore* intenses reste limitée au platier récifal externe et ne concerne pas la dépression d'arrière récif.

Les tendances de transport CB+ *offshore*, calculées ici, sont alors interprétées comme représentatives d'un sédiment résiduel résultant des processus de transport CB+ *onshore* décrits précédemment. Une diminution progressive de l'intensité de l'événement exceptionnel est à l'origine du dépôt partiel et sélectif des sédiments en suspension dans la colonne d'eau. Ce dépôt sélectif, modulé par l'atténuation de l'intensité du courant littoral, est alors à l'origine d'un tri sédimentaire médiocre, composé de plusieurs fractions granulométriques (Weydert, 1971). Ce mauvais tri sédimentaire, qui caractérise la globalité des accumulations sableuses d'arrière récif (Figure IV–9b), apparaît alors de plus en plus médiocre en direction de la côte. Les particules fines déposées préférentiellement au niveau de l'avant-plage se retrouvent contemporaines de sédiments grossiers préalablement charriés par les processus de transport CB+ *onshore*.

Les vecteurs calculés sur la base de ces dépôts sédimentaires définissent alors une trajectoire *offshore*, dans la direction de l'augmentation du tri sédimentaire, qui ne résulte pas ici d'un processus de transport. Les tendances de transport CB+ *offshore*, calculées par la méthode de Gao & Collins (1992) dans la partie centrale de la zone d'étude, depuis Trou d'Eau jusqu'à Villas du Lagon, résultent de ce phénomène. Ces tendances de transport ne représentent alors pas un cas de réelle dynamique sédimentaire de la dépression d'arrière récif de l'Hermitage / La Saline, mais plutôt une relique de processus de transports antérieurs enregistrés par la distribution granulométriques des accumulations sableuses de la DAR.

D.3. Les transitions entre les faciès sédimentaires du récif frangeant de l'Hermitage / La Saline

Les dépôts sédimentaires sont interprétés ici comme dérivant les uns des autres par translation. Les flux *cross-shore* sont responsables en majeure partie de la répartition des fractions granulométriques dans la DAR selon des processus de transport de faible et/ou de forte énergie. Les modes de transport se font par charriage ou saltation pour les fractions de sables les plus grossières (dont la taille est supérieure à 0,3 mm). Ce mode de transport réagit plus rapidement aux conditions locales de l'écoulement que ne le fait le transport par suspension (Soulsby & Damgaard, 2005). Les sables moyens à grossiers sont les premiers à se déposer en pied de plage dans des conditions de forçage

hydrodynamique intense caractérisé par des flux *onshore*. Les sables fins à très fins qui sont transportés en suspension dans la colonne d'eau représentent les dernières fractions granulométriques à se déposer. Leur dépôt est soit total, soit partiel, et concerne alors toute la superficie de la DAR. Ce dépôt se fait dans des conditions hydrodynamiques représentatives d'un régime permanent forcé par la marée et le vent, ou pour un régime agité sur le déclin caractérisé par une diminution d'énergie de l'écoulement.

Cependant, dans les formations récifales, les sédiments ne dérivent pas tous les uns des autres par translation (Weydert, 1971). Une fraction sédimentaire souvent très importante provient d'organismes vivants qui constituent la faune de ces sédiments et dont les débris coquilliers restent sur place. La bioturbation joue également un rôle important dans les processus de transport sédimentaire dans les environnements coralliens comme le récif de l'Hermitage / La Saline. Roberts *et al.* (1981b) ont montré par exemple que la crevette *Callinassa* sp. enfouie dans les accumulations sableuses d'arrière récif, éjecte le sédiment jusqu'à 10 cm au dessus des fonds. Les particules sédimentaires concernées par cette activité appartiennent à la classe des sables fins, de taille moyenne $2,32\phi$ (soit 0,200 mm), et sont capables de rester en suspension dans la colonne d'eau pendant quelques secondes, permettant leur transport vers les zones voisines. Les flux sédimentaires occasionnés par l'activité de la crevette *Callinassa* sp. sont estimés par Roberts (1981) à 216 kg de sédiments de la classe des sables transportés par jour sur une section du récif de Sainte-Croix, en mer des Caraïbes. A La Réunion, les holothuries ainsi que certains poissons fouisseurs sont susceptibles d'intervenir pour une part élevée dans les processus de bioturbation dans le récif de l'Hermitage / La Saline.

E. CONCLUSION

La dynamique sédimentaire contemporaine de la DAR du récif frangeant de l'Hermitage / La Saline semble ici bien décrite en partie par la méthode de calcul des tendances de transport de Gao & Collins. Cette dynamique en fonction du niveau d'énergie des forçages extérieurs peut être résumée par le schéma présenté en Figure IV-11.

Les transports associés à un régime calme ou permanent forcé par la marée et les vents, sont *cross-shore* avec une redistribution des particules sédimentaires transportées dans toute la dépression d'arrière récif. Les particules sollicitées par ce transport sont les sables fins à très fins, présents au niveau du platier récifal. L'action des organismes récifaux associés aux sédiments de la DAR participe et favorise également la mobilisation des fractions sédimentaires les plus fines. Cependant, des investigations supplémentaires sont à envisager afin d'évaluer l'implication de ces organismes dans le bilan sédimentaire des accumulations sableuses de la DAR.

Les transports sédimentaires pendant les processus fortement énergétiques, à caractère exceptionnels, sont *onshore*. Les faciès sédimentaires pendant ces événements exceptionnels sont

caractérisés par des sédiments plus grossiers en raison de la perte de leur fraction fine qui est transportée en suspension et évacuée de l'environnement récifal. Le drainage se fait au niveau des passes sous l'influence d'une dérive littorale marquée.

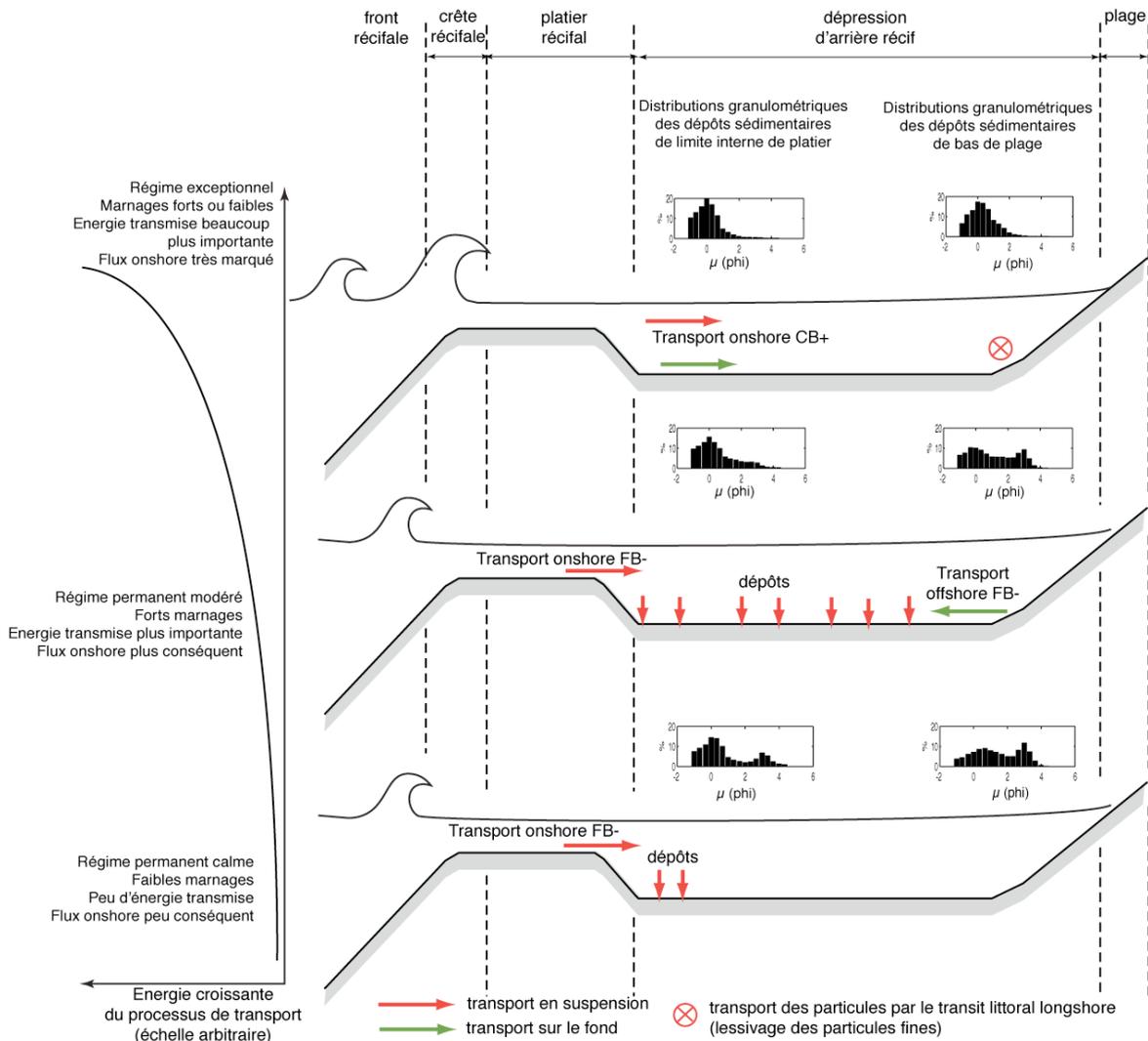


Figure IV-11 : Synthèse des mécanismes de transport sédimentaire dans la dépression d'arrière récif de l'Hermitage / La Saline, en fonction du degré d'énergie des processus de transport forcés par les conditions environnementales.

Cependant la méthode de Gao & Collins semble ici présenter un biais dans la description des trajectoires du transport sédimentaire dans un environnement récifal. Les résultats obtenus sont à prendre avec beaucoup de recul et doivent tenir compte de certaines considérations physiques des milieux récifaux. Les transports *offshore* qui décrivent un contraste de forte énergie ne peuvent pas être interprétés comme ayant une réelle signification. En l'absence de données hydrodynamiques permettant de confirmer et quantifier les flux de sédiments dans la dépression d'arrière récif de l'Hermitage / La Saline, les transports *cross-shore* seront retenus comme les principaux acteurs de la dynamique sédimentaire et responsables de la répartition des sédiments dans la DAR.

Chapitre V Processus physiques dans le complexe récifal de l'Hermitage / La Saline

A. INTRODUCTION

La dynamique sédimentaire est conditionnée par l'écoulement des masses d'eau et les échanges entre le complexe récifal et l'océan liés à l'hydrodynamisme (Roberts, 1980). Les forçages physiques extérieurs au complexe récifal, en particulier la houle, s'avèrent être significatifs dans les processus d'érosion et de transport des sédiments (Lugo-Fernandez *et al.*, 2004 ; Ogston *et al.*, 2004). Dans des conditions de circulation et d'énergie de faible intensité, les environnements récifaux peuvent être considérés géomorphologiquement inertes (Brander *et al.*, 2004), et le transport sédimentaire en milieu récifal est estimé se produire uniquement dans des conditions de forçages fortement énergétiques, le plus souvent associés à des tempêtes ou à des fortes houles.

Cependant de nombreux auteurs ont montré que des conditions favorables au transport sédimentaire peuvent se produire en régime calme, caractéristique d'une circulation permanente (Kench, 1998b ; Roberts, 2004). Ces modalités du transport sédimentaire sont conditionnées en majeure partie par la géomorphologie récifale et les hauteurs d'eau sur le récif. L'hydrodynamisme qui présente alors certaines particularités en relation avec la géométrie du récif (Presto *et al.*, 2006) montre un potentiel à l'érosion des sédiments en régime calme (Kench, 1998b). Roberts (2004) distingue des zones sources et des zones puits pour les trajectoires des sédiments en fonction de la présence ou non de discontinuités géomorphologiques du platier récifal.

Par conséquent, une étude des processus physiques en milieu récifal se limitant à une seule station d'acquisition des paramètres hydrodynamiques, ne peut être considérée comme représentative des évolutions spatiales de la circulation sur l'ensemble du récif. Le travail de ce chapitre porte naturellement sur l'analyse de la circulation des masses d'eau dans le complexe récifal en se focalisant sur sa variabilité spatiale et temporelle. Les processus physiques au sein du récif frangeant de l'Hermitage / La Saline ont fait l'objet d'investigations réparties sur l'ensemble de la zone d'étude et dans différentes conditions de forçages hydrodynamiques.

Des courantmètres ont été déployés sur toute la zone d'étude afin d'enregistrer les vitesses et directions des courants, ainsi que les variations de l'élévation du plan d'eau qui conditionnent en majeure partie les processus hydrodynamiques (Kench, 1998b). Une analyse spectrale a été effectuée afin d'évaluer la distribution de l'énergie dans le complexe récifal pour différentes conditions météorologiques. Les hauteurs et périodes significatives de la houle, ainsi que les vitesses orbitales générées sur le fond, ont été abordées par une analyse temporelle des enregistrements des variations des hauteurs d'eau.

Dans une partie préalable à la présentation des résultats hydrodynamiques, les conditions de forçages constatées pendant les campagnes de collecte des données hydrodynamiques ont fait l'objet d'une synthèse. Ce recensement et inventaire des conditions météorologiques qui forcent l'hydrodynamisme du récif frangeant de l'Hermitage / La Saline a permis de dissocier les campagnes de mesures caractéristiques d'un régime calme de celles caractéristiques d'un régime agité.

La marée est également un processus important dans la dynamique sédimentaire, en particulier dans les zones côtières (Pawlowicz *et al.*, 2002). Ce processus apparaît implicitement tout au long de cette étude. Les vitesses et directions des courants font l'objet de séries temporelles de 24 heures afin de couvrir un cycle diurne de marée complet (deux marées basses et deux marées hautes observées sur 24 heures).

B. INSTRUMENTATION ET PROCEDURES DE SUIVIS ET LEURS APPLICATIONS

Les mesures des caractéristiques de l'écoulement et des variations de l'élévation du plan d'eau ont été réalisées à l'aide de courantomètres/marégraphes de type ADCP (acoustic doppler current profiler). Ces instruments ont été spécialement acquis pour cette étude et choisis selon des critères de précision et de configuration. L'accent a été mis sur le choix d'instruments permettant une mesure précise dans des petits fonds, de profondeur moyenne 1,5 m, et qui présentent la possibilité de réduire au maximum la hauteur de montage des capteurs depuis le fond.

B.1. Les instruments de mesures

B.1.1. Les vitesses et directions des courants

Les mesures de l'hydrodynamisme ont été réalisées à l'aide de deux courantomètres de marque Nortek, le Nortek Aquadopp (appelé Aquadopp) et le Nortek Aquadopp Profiler (appelé Aquapro). Ces instruments qui utilisent l'effet doppler pour mesurer le courant sont adaptés pour des faibles profondeurs comprises entre 0 et 20 m. La mesure précise des vitesses et des directions des courants dans la colonne d'eau est basée sur l'énergie acoustique réfléchi par les particules en suspension dans l'eau. Les courantomètres transmettent une impulsion acoustique de 2 MHz dans l'eau et calculent la vitesse des courants en se basant sur les variations de fréquence de l'écho réfléchi par les particules en suspension dans l'eau (effet doppler). Les directions sont déterminées à l'aide d'un compas magnétique intégré au courantomètre.

L'Aquadopp mesure les courants intégrés sur toute la hauteur d'eau, donnant ainsi une vitesse et une direction moyennes de la colonne d'eau au-dessus du courantomètre.

L'Aquapro fournit les profils verticaux à haute résolution des courants, donnant la vitesse et la direction de l'écoulement dans différentes couches au-dessus du fond. L'épaisseur de ces couches peut être modulée et une valeur de 10 cm a été retenue ici pour les cellules d'enregistrement.



Figure V-1 : Courantomètre nortek side-looking fixé sur le fond.

En plus de la précision de la mesure, les courantomètres Nortek ont été choisis pour leur configuration *side-looking* qui permet un déploiement des instruments en réduisant au maximum la hauteur de montage des capteurs au dessus du fond (Figure V-1). Montés sur une structure solide, posée et fixée sur le fond, les émetteurs – récepteurs acoustiques, ainsi que le capteur de pression, se trouvent à environ 10 cm au-dessus du fond.

B.1.2. Les mesures de l'élévation du plan d'eau

Les variations de l'élévation du plan d'eau sont à la fois liées à la marée et à l'impact des houles du large qui pénètrent dans le complexe récifal par déferlement. Ces variations sont enregistrées à l'aide de capteurs de pression, dont le principe est de traduire la pression exercée par le poids de la colonne d'eau sur une membrane pourvue de résistances, en grandeur électrique, puis de l'exprimer en hauteur d'eau. La plupart de ces capteurs enregistrent la pression absolue qui représente le poids de la colonne d'eau plus celui de l'atmosphère au-dessus du capteur : $P_{H_2O} + P_{ATM}$. Afin d'obtenir les hauteurs d'eau réelles, P_{ATM} doit alors être retranchée au signal enregistré. Les instruments utilisés dans cette étude sont de deux types.

Les premiers sont les capteurs de pression embarqués sur les courantomètres Nortek (Figure V-1). Ces capteurs effectuent une mesure de l'élévation du plan d'eau au même pas de temps que la mesure des vitesses et directions du courant. Ils permettent une description de la marée tout au long de la campagne d'acquisition des paramètres hydrodynamiques.

Ces mêmes capteurs peuvent être programmés afin d'effectuer une mesure précise des variations de l'élévation du plan d'eau liées à la houle. Les hauteurs d'eau sont alors enregistrées à très haute fréquence, à raison d'une mesure par seconde pour l'Aquadopp (1 Hz) et de 2 mesures par seconde pour l'Aquapro (2 Hz). Ce mode d'enregistrement appelé *burst mode* est effectué toutes les heures, entre deux mesures de courants. Les composantes U et V de la vitesse de l'écoulement sont également mesurées à la même fréquence pendant l'acquisition en mode *burst*.

Les seconds instruments mis en oeuvre dans cette étude sont deux capteurs de pression individuels, de marque STS, équipés d'un *datalogger* et autonomes. Ces instruments enregistrent la marée de manière continue et ont été utilisés afin d'avoir un suivi à long terme du signal de marée dans le complexe récifal de l'Hermitage / La Saline. Pour obtenir les hauteurs d'eau réelles dans le récif, un premier capteur a été fixé sur le fond, un second a été positionné en haut de plage pour enregistrer la pression atmosphérique. Les résultats obtenus avec ces capteurs ne seront pas présentés dans cette étude qui se focalise sur la description des processus de propagation et de dissipation de la houle, ainsi que sur la circulation générale des masses d'eau. Cependant, les séries temporelles long terme enregistrées à l'aide de ces capteurs ont fait l'objet d'une analyse statistique poussée afin de réaliser une description complète du signal de marée. Cette description basée sur la méthode de Foreman (1979) est présentée en annexe 1.

B.2. Déploiement et protocole de suivi

Les mesures de l'hydrodynamisme ont été effectuées le long de 11 transects *cross-shore* entre les radiales de Trou d'Eau et Chez Go, depuis le bas de la plage jusqu'à la limite interne du platier. Deux stations de mesures ont été effectuées par transects, une première au niveau de la DAR et une seconde au niveau du platier récifal (Figure V-2). Cette configuration permet une bonne couverture des paramètres hydrodynamiques sur l'ensemble de la DAR nécessaire pour évaluer la variabilité spatio-temporelle des forçages physiques.

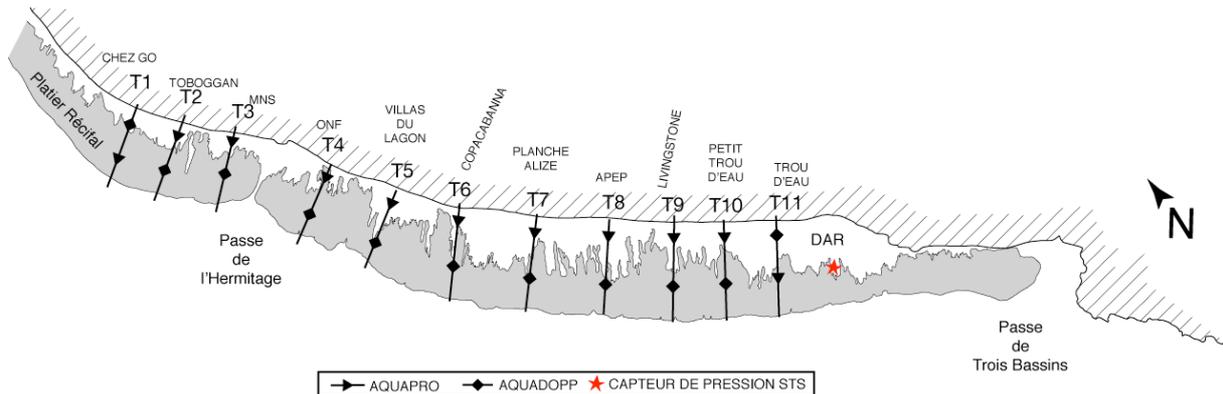


Figure V-2 : Positionnement des instruments de mesure dans le complexe récifal de l'Hermitage / La Saline.

Tableau V-1 : Calendrier des campagnes de mesures de l'hydrodynamisme. ☽ et ☾ premier et dernier quartier lunaire, ● et ○, nouvelle lune et pleine lune.

Stations	Dates	Phases Lunaires	Type de Marée	Stations	Dates	Phases lunaires	Type de Marée
T1 Chez GO	29/04/2004	☽ Quadrature	MME	T2 Toboggan	28/05/2004	☽	MME
	06/05/2004	○ Syzygie	MVE		03/06/2004	○	MVE
	13/05/2004	☾ Quadrature	MME		09/06/2004	☾	MME
	21/05/2004	● Syzygie	MVE		17/06/2004	●	MVE
T3 MNS	01/07/2004	○	MVE	T4 ONF	30/06/2004	○	MVE
	17/08/2004	●	MVE		16/08/2004	●	MVE
	24/08/2004	☽	MME		23/08/2004	☽	MME
T5 Villas du Lagon	20/09/2004	☾	MME	T6 Copacabanna	21/09/2004	☾	MME
	27/09/2004	○	MVE		28/09/2004	○	MVE
	13/10/2004	●	MVE		14/10/2004	●	MVE
T7 Planche Alizé	30/08/2004	○	MVE	T8 Apep	19/10/2004	☽	MME
	06/09/2004	☾	MME		27/10/2004	○	MVE
	14/09/2004	●	MVE		11/11/2004	●	MVE
T9 Livingstone	20/10/2004	☽	MME	T10 Petit Trou d'Eau	26/05/2004	☽	MME
	28/10/2004	○	MVE		02/06/2004	○	MVE
	12/11/2004	●	MVE		08/06/2004	☾	MME
08/05/2004	●	MVE	16/06/2004		●	MVE	
T11 Trou d'Eau	26/04/2004	☽	MME				
	03/05/2004	○	MVE				
	08/05/2004	●	MVE				

Les dates des campagnes ont été choisies de telle sorte que chaque radiale ait fait l'objet d'un enregistrement sur un cycle diurne de marée de vive-eau (MVE) et un cycle diurne de marée de morte-eau (MME). Les marées de vives-eaux et de mortes-eaux étant définies par les positions du soleil et de la lune relativement à la Terre, le calendrier des campagnes d'acquisition des données hydrodynamiques a été choisi en fonction des phases lunaires, syzygie (pleine et nouvelle lune) et quadrature (premier et dernier quartier). L'ensemble des mesures a été réalisé pendant l'hiver austral

2004 entre le 26 Avril et le 13 Novembre (Tableau V-1). Chaque campagne a duré 24 heures afin de couvrir 2 marées basses et 2 marées hautes par séries temporelles, soit un total de 864 heures de collecte de données. Les campagnes se sont effectuées en collaboration avec l'association « *Les Jardiniers du Lagon* » qui s'est révélée d'une aide précieuse sur toute la durée des enregistrements pour assurer en particulier la surveillance des appareils.

B.2.1. Les courants

Les instruments ont été programmés afin d'enregistrer les courants toutes les 10 minutes, avec une mesure correspondant à la moyenne des courants sur 60 secondes pour l'Aquadopp et 90 secondes pour l'Aquapro. Les données obtenues sont des séries temporelles :

- de la vitesse et de la direction des courants intégrées sur la colonne d'eau pour l'Aquadopp,
- des profils verticaux de vitesses et de directions des courants pour différentes couches au-dessus du fond, de 10 cm d'épaisseur, pour l'Aquapro.

Associées aux enregistrements des vitesses et directions des courants, les mesures des variations de l'élévation du plan d'eau permettent de compléter la description de l'hydrodynamique et des processus physiques au sein du récif de l'Hermitage / La Saline.

B.2.2. La houle

Les caractéristiques de la houle ont été enregistrées à l'aide des capteurs de pression embarqués sur les courantomètres. Les mesures sont contemporaines des mesures de courants (Tableau V-1), sur des périodes de 24 heures, afin d'obtenir les caractéristiques de la houle pour les différentes phases de la marée, haute, descendante, basse et montante.

Les instruments ont été programmés afin d'effectuer une mesure de la houle toutes les heures. L'Aquadopp a été configuré pour acquérir les données à une fréquence de 1 Hz et enregistrer les variations de l'élévation du plan d'eau pendant environ 9 minutes. Les données représentent une série temporelle de 512 points de la pression P_{H_2O} , et des composantes U et V de la vitesse de l'écoulement. L'Aquapro qui permet de réaliser des enregistrements en mode *burst* à une fréquence de 2 Hz a récolté les données de la pression P_{H_2O} , et des courants U et V, pendant environ 18 minutes, aboutissant ainsi à des séries temporelles de 2048 points. Certaines campagnes ont été effectuées afin de privilégier les mesures de la houle avec l'Aquadopp, augmentant ainsi l'intervalle de mesure des courants à 20 minutes afin d'obtenir des séries temporelles de P_{H_2O} composées de 1024 points.

B.2.3. La marée

Les enregistrements du signal de marée sont implicites au protocole de suivi des paramètres de l'écoulement avec les courantomètres. Chaque mesure hydrodynamique est accompagnée d'une

mesure de la hauteur d'eau. Les suivis de l'hydrodynamisme, effectués sur un cycle diurne et dans des conditions de marée de mortes-eaux et de vives-eaux, permettent d'évaluer les modulations de l'écoulement par rapport aux hauteurs d'eau présentes sur le récif.

C. METHODES D'ANALYSES DES DONNEES HYDRODYNAMIQUES

De nombreux paramètres physiques permettent de caractériser l'écoulement et de déterminer les processus physiques associés aux variations de l'élévation du plan d'eau. L'exploitation des données récoltées est alors différente selon les résultats attendus et les processus physiques qui font l'objet de l'étude. On distinguera ici deux catégories de résultats :

- les résultats énergétiques,
- les résultats cinématiques.

La première catégorie regroupe l'ensemble des caractéristiques de l'écoulement liées à la propagation de la houle. L'objectif est de calculer, à partir des données de terrain, les hauteurs et périodes significatives de la houle, les processus de propagation et de transformation d'énergie associées aux variations de l'élévation du plan d'eau, et les vitesses induites sur le fond.

La seconde catégorie regroupe les paramètres propres à l'écoulement, les vitesses et directions des courants projetés sur des axes perpendiculaires et parallèles à la côte.

C.1. Analyse des caractéristiques de la houle

L'analyse de la houle a été effectuée à partir des séries temporelles de la pression p enregistrée à haute fréquence. Deux méthodes sont couramment utilisées pour l'analyse des signaux temporels des variations de la surface libre, la méthode statistique ou **approche spectrale**, et la **méthode temporelle** (Sénéchal, 2003). Les caractéristiques de transformation et de propagation de l'énergie de la houle ont été déterminées par la méthode statistique. Les paramètres usuels de la houle, c'est à dire les hauteurs et périodes significatives ainsi que les vitesses orbitales du courant induit sur le fond ont été calculés par l'approche temporelle.

L'approche spectrale consiste à représenter la déformation de la surface par la superposition linéaire d'une infinité d'ondes monochromatiques. A partir de mesures de séries temporelles en un point fixe, le spectre de densité d'énergie est donné par la formule :

$$S(f) = \int_0^{2\pi} S(f, \theta) d\theta \quad \text{E V-1,}$$

où $S(f)$ est défini comme la transformée de Fourier de la covariance temporelle de l'élévation du plan d'eau.

L'estimation spectrale est obtenue en utilisant la méthode des fenêtres glissantes ou *windowing*. Cette méthode consiste à considérer l'enregistrement de longueur N (512, 1024 ou 2048 points) comme une succession d'enregistrements statistiquement indépendants de longueur $n < N$. Ces enregistrements de longueur n sont appelés fenêtres, et deux fenêtres successives peuvent se recouvrir jusqu'à 75 % au maximum. Le spectre de densité de l'enregistrement total (de longueur N) est la moyenne arithmétique de tous les spectres calculés pour chacune des fenêtres. Cette méthode nécessite généralement l'utilisation d'un minimum de 5 fenêtres pour avoir une bonne représentativité du spectre total.

L'analyse temporelle consiste à identifier individuellement chaque vague à partir du signal brut enregistré $\eta(t)$. La moyenne $\bar{\eta}(t)$ est retirée de la série temporelle d'origine afin de la centrer autour de zéro pour localiser les points pour lesquels le signal passe par la valeur nulle, c'est à dire par sa valeur moyenne (Figure V-3). Deux méthodes de lecture sont alors utilisées pour définir les vagues, la méthode du passage à zéro par valeurs croissantes (*zero up-crossing*) ou la méthode du passage à zéro par valeurs décroissantes (*zero down-crossing*).

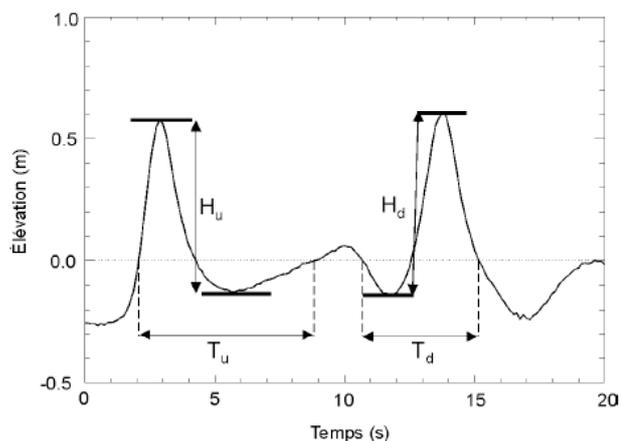


Figure V-3 : Principe de l'analyse temporelle d'un signal temporel. Deux couples de hauteur H et de période T , peuvent être définis selon la méthode choisie, up-crossing (indice « u ») ou down-crossing (indice « d »).

C.1.1. L'énergie de la houle

L'analyse spectrale a été utilisée pour calculer les variations spatiales et temporelles de la houle lors de sa propagation dans le récif, après déferlement, depuis le platier récifal jusque dans la DAR. Les vagues de surface, qui sont générées soit par la force de gravité exercée par la Terre soit par les tensions à la surface de l'océan, présentent des périodes et des longueurs d'onde particulières (Tableau V-2).

Dans cette étude, les ondes de surface ont été séparées par domaine de fréquence, associé à un forçage particulier, et analysées indépendamment. La quantité totale de variance associée à chaque domaine de fréquence des vagues de surface est calculée à partir de l'équation E V-1, (Brander *et al.*, 2004).

Tableau V-2 : Domaines de fréquences des ondes de surface considérés dans cette étude.

Domaines de fréquence	Définition des vagues de surface
> 0,333 Hz (0–3 s)	Ondes de courtes périodes
0,333–0,125 Hz (3–8 s)	Vagues de vent
0,125–0,05 Hz (8–20 s)	Houles
< 0,05 Hz (> 20 s)	Ondes infragravitaires

La séparation entre les domaines de fréquence a été effectuée en appliquant une série de filtres passe-bas et passe-bande aux fréquences de coupure égales aux limites de chaque domaine. Le filtre de Butterworth a été appliqué sur les séries temporelles de la pression p aux fréquences de coupures 0,05 Hz, 0,125 Hz et 0,333 Hz, afin d'isoler les ondes infragravitaires, les ondes de houle, les ondes de vent et les phénomènes de courtes périodes respectivement (Tableau V-2). La proportion (%) d'énergie dans chaque domaine de fréquence et pour chaque série temporelle enregistrée est ensuite obtenue en divisant la variance dans cette bande spectrale par la variance totale de la série.

C.1.2. Les statistiques de la houle

En milieu naturel, les ondes qui se propagent dans l'océan, et plus particulièrement en milieu côtier, ne sont pas linéaires, du fait des interactions des ondes entre elles ainsi qu'avec la topographie du fond. Lee & Black (1978) ont montré que la méthode d'analyse temporelle est un bon outil pour décrire les vagues océaniques, notamment pour les applications en eaux peu profondes. L'avantage principal de cette méthode est que la linéarité du signal n'est pas nécessaire. Du fait que chaque vague, définie par la méthode d'analyse temporelle, est isolée de ses voisines, les paramètres de la houle obtenus par cette méthode ne représentent pas la superposition linéaire d'une infinité d'ondes monochromatiques.

Par conséquent, l'analyse temporelle avec la méthode du passage à zéro par valeurs croissantes, a été choisie pour calculer les statistiques de la houle. Les hauteurs et périodes significatives pour chaque enregistrement, respectivement H_s et T_s , sont obtenus en prenant le tiers supérieur des vagues les plus hautes définies par la méthode du *zero up-crossing*. Les hauteurs et périodes moyennes, H_{moy} et T_{moy} , ainsi que maximales, H_{max} et T_{max} ont été également calculées. Une autre mesure usuelle de la hauteur des vagues est la hauteur quadratique moyenne H_{rms} dont le carré est une bonne mesure moyenne de l'énergie de la houle. En dehors des zones de déferlement, elle est reliée à H_s par la formule $H_{rms} = H_s / \sqrt{2}$ (Soulsby, 1997).

C.1.3. Les vitesses orbitales associées à la houle

Les vitesses orbitales sous la houle sont représentées par leur amplitude au fond U_w calculée selon la théorie d'une houle linéaire d'Airy (Soulsby, 1997) par la formule :

$$U_w = \frac{\pi H}{T \sinh(kh)} \quad \text{E V-2,}$$

où H et T représentent les hauteur et période de la houle, \sinh est le sinus hyperbolique et $k = 2\pi/L$ le nombre d'onde avec L la longueur d'onde.

Par définition, l'équation E V-2, décrit un courant symétrique sur le fond. A l'approche de la côte, la

houle se déforme progressivement sous l'effet de la variation de topographie du fond, et perd son caractère linéaire. Les pics de la houle deviennent plus étroits alors que les creux sont plus larges et le courant induit au fond n'est plus symétrique. Les termes du second ordre de la houle de Stokes sont alors ajoutés à U_w afin de tenir compte de la dérive des courants au fond.

$$U_{wcrêtes} = \frac{\pi H}{T \sinh(kh)} + \frac{3\pi^2}{4} \cdot \frac{H^2}{L \cdot T \cdot \sinh(kh)} \quad \text{E V-3,}$$

$$U_{wcreux} = \frac{\pi H}{T \sinh(kh)} - \frac{3\pi^2}{4} \cdot \frac{H^2}{L \cdot T \cdot \sinh(kh)} \quad \text{E V-4,}$$

En terme de dynamique sédimentaire, l'asymétrie des vitesses entre les crêtes et les creux de la houle est à l'origine de tensions de cisaillements plus importantes sur le fond dans le sens de propagation de la houle, c'est à dire vers la côte.

C.2. Analyse des courants moyens

C.2.1. Variabilité temporelle

Dans un premier temps, les vitesses et directions des courants ont été analysées pour chaque station en distinguant chaque condition de marée et chaque condition météorologique. Les courants ont été projetés sur des axes parallèles et perpendiculaires à la côte afin d'évaluer les flux *cross-shore* et *longshore* de la circulation au cours d'un cycle diurne de marée. Afin de comparer les enregistrements effectués entre le platier récifal et la dépression d'arrière récif, une intégration sur la verticale des profils verticaux du courant obtenus avec l'Aquapro a été réalisée pour calculer le flux moyen. L'intégration sur la verticale se fait par la formule suivante :

$$\bar{U} = \frac{1}{H} \int u(z) dz \quad \text{E V-5,}$$

avec H la profondeur totale et $u(z)$ la vitesse du courant à la profondeur z .

Soulsby (1997) donne une bonne approximation de l'équation E V-5 à partir de données de profils verticaux obtenues sur le terrain :

$$\bar{U} = \frac{0.5}{h} \left[u_1 z_1 + (u_1 + u_2)(z_2 - z_1) \right. \\ \left. + (u_2 + u_3)(z_3 - z_2) \dots + (u_{n-1} + u_n)(z_n - z_{n-1}) \right. \\ \left. + 2u_n(h - z_n) \right] \quad \text{E V-6}$$

où les z_i représentent les hauteurs pour lesquelles un u_i est enregistré, et h la hauteur totale de la colonne d'eau.

C.2.2. Variabilité spatiale

L'écoulement des masses d'eau en milieu récifal est étroitement liée à la géomorphologie du récif et peut présenter certaines particularités selon la présence ou non de discontinuités sur le platier ou le front récifal (Roberts, 1980 ; Presto *et al.*, 2006). Sur la base des 36 campagnes hydrodynamiques (Tableau V-1), un schéma de circulation générale au sein du récif frangeant de l'Hermitage / La Saline a pu être développé ; il tient compte de la distinction entre un hydrodynamisme caractéristique d'un régime calme, ou permanent, et un hydrodynamisme caractéristique d'un régime agité. La circulation générale au sein du complexe récifal a été déterminée par une synthèse et une représentation cartographique de l'ensemble des données de courants moyens intégrés sur la colonne d'eau et sur chaque cycle de marée diurne.

Cette cartographie des courants moyens a été effectuée afin d'analyser les interactions entre la circulation générale sur un cycle de marée diurne et la géomorphologie récifale. L'étude des courants moyens permet alors de calculer les flux et les volumes de masses d'eau qui pénètrent dans et sortent du complexe récifal.

D. CARACTERISATION DES FORÇAGES ENVIRONNEMENTAUX PENDANT LES CAMPAGNES

La synthèse des conditions météorologiques constatées pendant les périodes de campagne hydrodynamique est effectuée en compilant les données de houle, de marée et de vent pour la période du 1^{er} avril 2004 au 1^{er} décembre 2004. La localisation des stations d'acquisition de chacun de ces paramètres est présentée en Figure V-4 et située par rapport à la zone d'étude.

La houle est enregistrée au large des côtes de La Réunion à l'aide d'une bouée *Datawell* non-directionnelle située sur des fonds de 33 mètres. Les données de hauteur et période significatives et maximales de la houle (H_s , H_{max} , T_s et T_{max}) ont été récupérées auprès de la DDE (subdivision entretien et dragage).

La marée est enregistrée au Port de la Pointe des Galets par un marégraphe situé dans l'enceinte du Port Ouest. Les données ont été récupérées sur le site du SHOM (Service Hydrographique et Océanographique de la Marine, http://www.shom.fr/fr_page/fr_serv_prediction/ann_marees_f.htm) pour la période d'avril à décembre 2004.

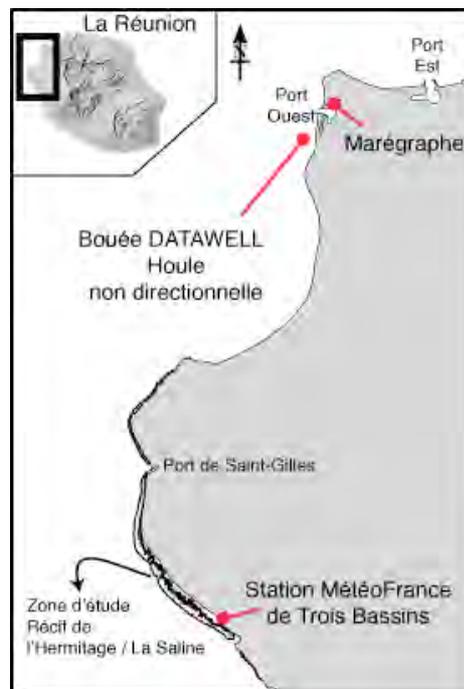


Figure V-4 : Localisation des stations d'enregistrement de la houle et du vent.

Les vitesses et directions du vent sont récupérées auprès de Météofrance qui dispose d'une station d'acquisition du vent à pas de temps horaire, située à la pointe de Trois Bassins, à dix mètres d'altitude, au sud du récif de l'Hermitage / La Saline.

D.1. La houle

De manière identique aux chapitre précédents, l'énergie de la houle est calculée afin de déterminer la puissance associée à cette houle qui arrive au niveau de la côte. Ce flux d'énergie apportée par la houle du large est calculé par la formule :

$$F = \frac{1}{32\pi} \cdot \rho g^2 H^2 T \quad \text{E V-7,}$$

qui n'est autre que le produit de la vitesse de groupe par l'énergie associée à la houle :

$$F = C_g \cdot E \quad \text{E V-8,}$$

où C_g est la vitesses de groupe telle que :

$$C_g = \frac{gT}{4\pi} \quad \text{E V-9,}$$

et E est l'énergie de la houle :

$$E = \rho g \frac{H^2}{8} \quad \text{E V-10,}$$

Dans les équations E V-9, et E V-10, g représente l'accélération de pesanteur ($9,8 \text{ m.s}^{-2}$), H et T les hauteur et période significatives de la houle enregistrées au large, et ρ représente la densité de la masse d'eau (prise égale à 1027 kg.m^{-3}),

La puissance de la houle incidente à la côte est normalisée afin de prendre en compte l'impact de la marée sur l'effet des houles de tempête,. Les données de marée sont transformées en marnages quotidiens et la puissance normalisée se calcule de la façon suivante (Morris *et al.*, 2001) :

$$F_n = F \cdot \left(\frac{m}{m_{\max}} \right) \quad \text{E V-11}$$

où m est le marnage du jour et m_{\max} le marnage maximum.

Ainsi, $F_n = F$ pour les marée de vives-eaux et $F_n = 0,16 \cdot F$ pour les marées de mortes-eaux.

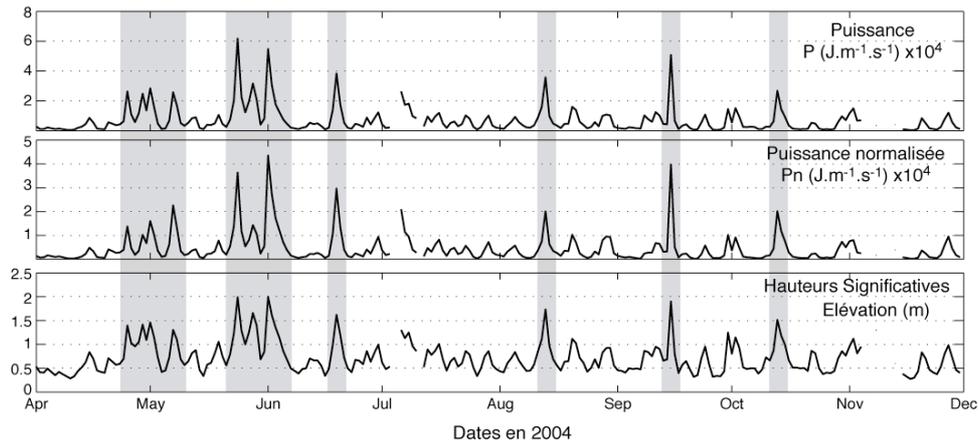


Figure V-5 : Puissance, puissance normalisée et hauteurs significatives de la houle au large. Les zones grisées correspondent à des épisodes de houle fortement énergétique.

La puissance de la houle au large, calculée à partir des moyennes journalières des hauteurs significatives, montre 6 épisodes fortement énergétiques entre avril et novembre 2004 (Figure V-5). Ces épisodes correspondent à une houle au large caractérisée par des hauteurs significatives $H_s \geq 1$ m et des périodes significatives T_s de l'ordre de 13 à 15 s.

D.2. Les vents

La synthèse des données de vents enregistrées à la pointe des Trois Bassins (Figure V-6), pour la période d'avril à décembre 2004, confirme le caractère local de la ventilation présenté au Chapitre II.

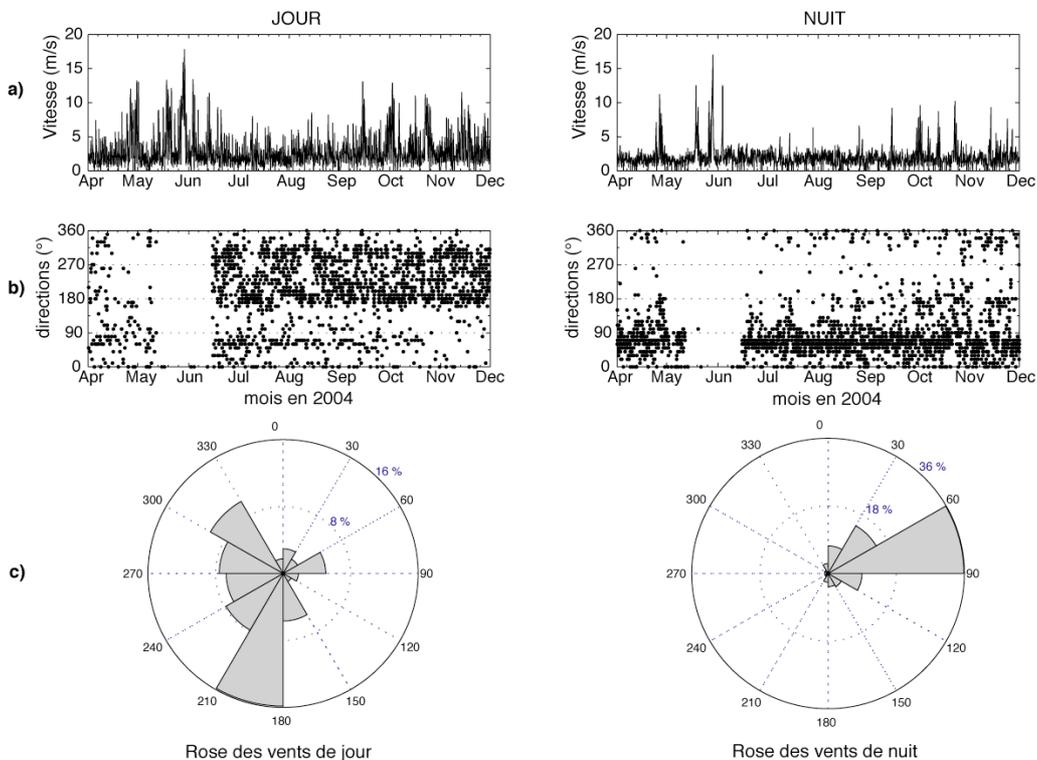


Figure V-6 : Régime des vents de jour et de nuit, enregistrés à la station de Trois Bassins, du 1^{er} avril au 1^{er} décembre 2004, a) vitesse du vent, b) direction du vent et c) rose des vents en fréquence d'occurrence (les roses indiquent la direction de provenance du vent). On remarque la prédominance de vents offshore la nuit, d'un secteur 60°N à 90°N, caractéristique de la brise de terre.

La distinction des enregistrements de jour et de nuit met en évidence l'alternance des brises thermiques, avec un vent *onshore* le jour (Figure V-6a), en provenance du sud sud-ouest (Figure V-6b & Figure V-6c), et un vent *offshore* la nuit (Figure V-6a) en provenance de l'est nord-est (Figure V-6b & Figure V-6c). La présence d'un vent de secteur nord-ouest à ouest nord-ouest, pendant la journée, peut être notée pendant la période d'échantillonnage. Il représente plus de 8% des observations.

L'intensité moyenne des brises de mer est de $3,2 \text{ m.s}^{-1}$ avec des pointes maximales à $8,4 \text{ m.s}^{-1}$, et la brise de terre présente des intensités moyennes de $1,9 \text{ m.s}^{-1}$. Le cycle nyctéméral du vent montre une intensification de la brise de mer à partir de 9h00 le matin, et une diminution à partir de 18h00 qui précède l'installation de la brise de terre (Figure V-7). Dans le cas où la brise de mer est renforcée par les alizés (Figure V-7a), le vent provient d'un secteur sud (180°N). Dans des conditions de brise de mer classiques, le vent provient d'un secteur ouest-nord-ouest (Figure V-7b).

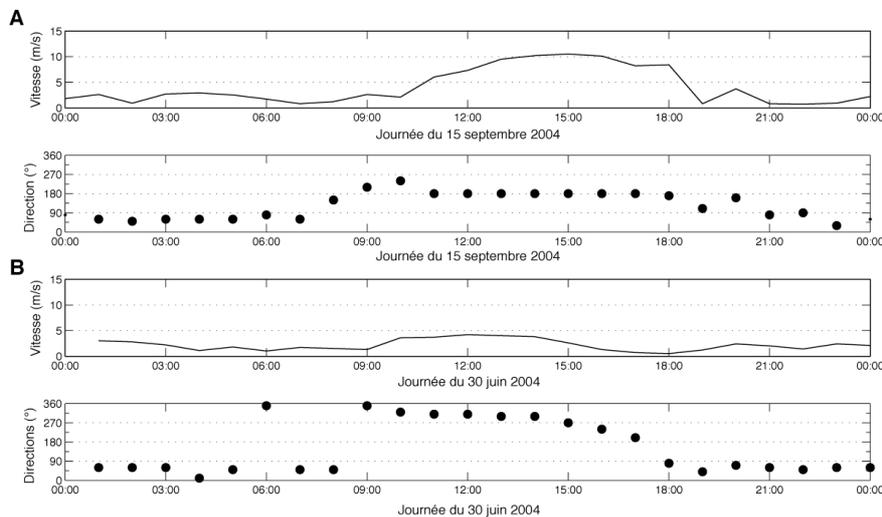


Figure V-7 : Données horaires de deux journées types, caractéristiques de la ventilation du récif frangeant de l'Hermitage / La Saline. A) régime des alizés, qui se renforcent le matin à partir de 9h00, soutenus la journée et faiblissent la nuit, B) régime de ventilation rythmé par l'alternance de la brise de mer (le jour) et la brise de terre (la nuit).

L'intensité du vent peut être doublée en journée en raison de la présence des alizés (Figure V-7a), avec un vent *onshore* atteignant les 10 m.s^{-1} . La nuit les vents sont généralement faibles dans les deux cas de figures. Les vents dont la vitesse est supérieure à 5 m.s^{-1} représentent un peu moins de 10% des observations de toute la période d'échantillonnage. La vitesse moyenne de ces observations est de $8,1 \text{ m.s}^{-1}$, la vitesse maximale est de $17,8 \text{ m.s}^{-1}$, en provenance d'un secteur ouest-sud-ouest avec un azimut N200.

D.3. Synthèse des forçages environnementaux

Il a été vu au (insérer renvoi vers chapitre IV) Chapitre IV que des flux énergétiques de la houle de $1.10^4 \text{ J.m}^{-1}.\text{s}^{-1}$ (en puissance non normalisée) ont un impact significatif sur les tendances du transport sédimentaire. Ces épisodes sont à l'origine d'un lessivage des sables fins à très fins et la distribution

des sédiments dans la DAR est significativement modifiée à la suite de ces événements. Ces conditions de forçage ne sont pas représentatives de houles de tempête ou cycloniques, mais les observations effectuées sur le terrain pendant ces périodes révélaient une forte agitation du plan d'eau avec une turbidité importante. Par conséquent, les 6 périodes présentées en Figure V-5 sont définies comme représentatives d'un état de mer agité. Les mesures effectuées pendant ces épisodes seront analysées en regard des autres enregistrements qui définissent alors le régime calme permanent de la circulation du récif de l'Hermitage / La Saline.

Les conditions de vent associées à une brise de mer renforcée par les alizés et supérieure à 5 m.s^{-1} en moyenne sont également considérées comme représentatives d'un état de mer agitée.

La synthèse des conditions environnementales océaniques et météorologiques permet de classer les campagnes de mesures effectuées dans le récif de l'Hermitage / La Saline selon deux catégories : un régime calme et un régime agité (Tableau V-3).

Tableau V-3 : Synthèse des conditions environnementales pendant les campagnes de mesure hydrodynamique et distinction entre un régime calme et un régime agité.

Stations	Dates et phases lunaires	Marée	Moyenne des Hs au large (m)	Vitesse moyenne du vent (m/s)	Vitesse maximale du vent (m/s)	Conditions météo
T1 Chez GO	29/04/2004 ☽	MME	1.22	4.9	13.2	Régime agité
	06/05/2004 ○	MVE	0.98	1.3	4.2	Régime calme
	13/05/2004 ☾	MME	0.62	3.0	8.9	Régime calme
	21/05/2004 ●	MVE	0.60	3.3	12.1	Régime calme
T2 Toboggan	28/05/2004 ☽	MME	1.67	12.1	17.8	Régime agité
	03/06/2004 ○	MVE	1.41	7.7	13.4	Régime agité
	09/06/2004 ☾	MME	0.40	1.7	4.2	Régime calme
	17/06/2004 ●	MVE	0.75	2.3	4.5	Régime calme
T3 MNS	01/07/2004 ○	MVE	0.52	1.9	3.5	Régime calme
	17/08/2004 ●	MVE	0.44	1.6	2.6	Régime calme
	24/08/2004 ☽	MME	0.42	2.8	8.2	Régime calme
T4 ONF	30/06/2004 ○	MVE	0.83	2.0	4.0	Régime calme
	16/08/2004 ●	MVE	0.51	2.1	4.6	Régime calme
	23/08/2004 ☽	MME	0.54	2.0	4.0	Régime calme
T5 Villas du Lagon	20/09/2004 ☾	MME	0.42	2.6	5.2	Régime calme
	27/09/2004 ○	MVE	0.35	2.3	4.3	Régime calme
	13/10/2004 ●	MVE	1.44	2.8	6.8	Régime agité
T6 Copacabana	21/09/2004 ☾	MME	0.30	2.1	5.6	Régime calme
	28/09/2004 ○	MVE	0.34	3.0	7.2	Régime calme
	14/10/2004 ●	MVE	1.10	1.8	5.4	Régime agité
T7 Planche Alizé	30/08/2004 ○	MVE	0.83	1.3	4.2	Régime calme
	06/09/2004 ☾	MME	0.46	2.0	4.0	Régime calme
	14/09/2004 ●	MVE	1.14	5.6	13.1	Régime agité
T8 Apep	19/10/2004 ☽	MME	0.50	2.1	5.9	Régime calme
	27/10/2004 ○	MVE	0.40	2.4	4.2	Régime calme
	11/11/2004 ●	MVE	—	2.9	7.8	Régime calme
T9 Livingstone	20/10/2004 ☽	MME	0.49	2.0	3.0	Régime calme
	28/10/2004 ○	MVE	0.48	1.7	3.1	Régime calme
	12/11/2004 ●	MVE	0.60	2.7	5.7	Régime calme
T10 Petit Trou d'Eau	26/05/2004 ☽	MME	1.13	5.0	11.0	Régime agité
	02/06/2004 ○	MVE	1.33	3.4	11.6	Régime agité
	08/06/2004 ☾	MME	0.43	2.4	4.2	Régime calme
	16/06/2004 ●	MVE	0.33	1.5	2.9	Régime calme
T11 Trou d'Eau	26/04/2004 ☽	MME	0.91	6.6	12.0	Régime agité
	03/05/2004 ○	MVE	0.53	1.8	4.3	Régime calme
	18/05/2004 ●	MVE	1.01	8.0	13.3	Régime agité

L'état de mer calme est caractérisé par des vents de vitesse moyenne inférieure ou égale à 5 m.s^{-1} et des flux énergétiques inférieurs à $1.10^4 \text{ J.m}^{-1}.\text{s}^{-1}$ associés à une houle au large dont la hauteur significative Hs est inférieure à 1 m.

La seconde catégorie correspond à un état de mer agitée défini par une houle au large dont le flux énergétique à la côte dépasse le seuil de $1.10^4 \text{ J.m}^{-1}.\text{s}^{-1}$ et/ou pour des vents d'alizés de vitesse moyenne strictement supérieure à 5 m.s^{-1} .

E. RESULTATS

E.1. Evolution de l'énergie des vagues dans la zone d'étude

E.1.1. Les ondes dans le domaine infragravitaire

Dans l'objectif d'évaluer le type et la quantité d'énergie associés aux variations de l'élévation des hauteurs d'eau dans le récif, l'énergie des vagues a été séparée en quatre catégories (Tableau V-2). L'analyse spectrale de toutes les campagnes de mesures effectuées pendant l'hiver austral 2004 montre que l'énergie au sein du récif frangeant de l'Hermitage / La Saline est dominée par des fréquences d'ondes appartenant au domaine infragravitaire, pour des périodes qui varient ici entre 35 et 60 secondes. Trois spectres de densité ont été sélectionnés, issus de trois stations d'études (Figure V-8), qui montrent un pic d'énergie à une fréquence de l'ordre de 0,01 Hz à 0,03 Hz. Ces pics d'énergie illustrent parfaitement la dominance des ondes infragravitaires qui occupent plus de 60% de l'énergie totale, quelles que soient les conditions météorologiques et les forçages environnementaux.

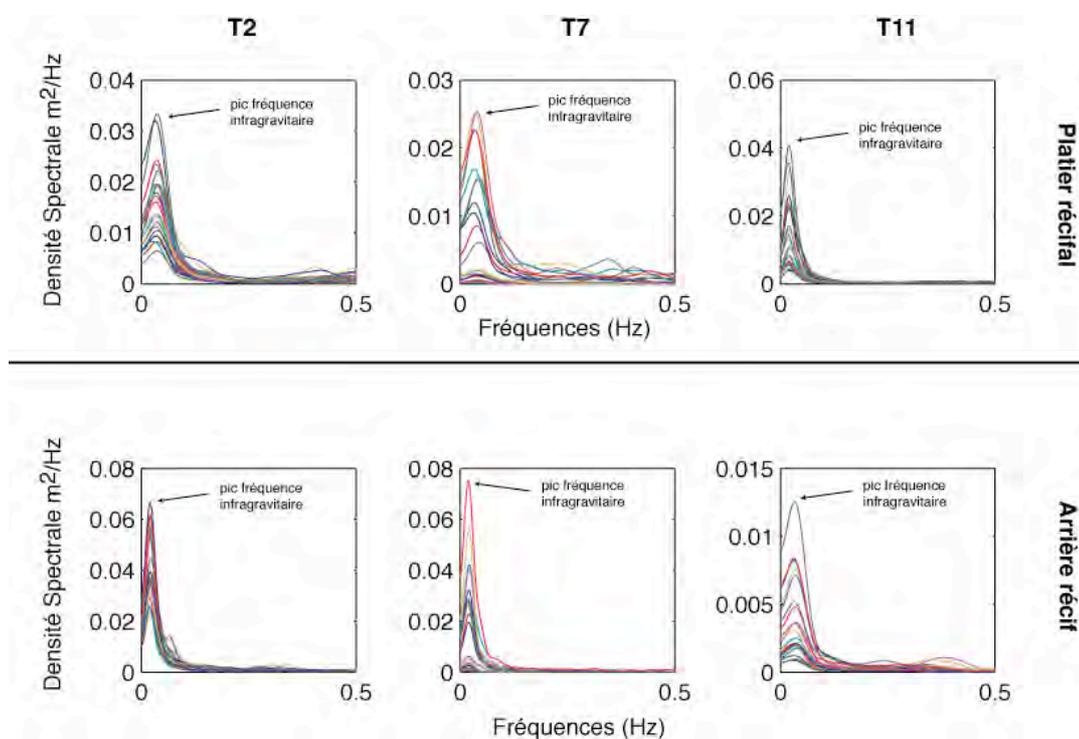


Figure V-8 : Trois exemples d'analyse spectrale des variations des hauteurs d'eau enregistrées pendant l'hiver austral 2004 dans le récif frangeant de l'Hermitage / La Saline. Ces spectres illustrent la dominance des ondes infragravitaires ($F < 0,05 \text{ Hz}$) dans la répartition de l'énergie au sein du complexe récifal.

Dans le cas du complexe récifal de l'Hermitage / La Saline, les périodes des ondes infragravitaires de l'ordre de 35 secondes à 1 minute peuvent être associées à un phénomène de seiche, représentatif d'une onde stationnaire de gravité qui effectue des allers-retours dans la section rectangulaire d'un bassin allongé. Ce bassin est ici schématisé par la dépression d'arrière récif dont les bordures sont représentées par la plage d'un côté et la limite interne du platier récifal de l'autre. La période d'une telle onde est définie par (Brown *et al.*, 2002) :

$$T_n = \frac{2L}{n\sqrt{gh}} \quad \text{E V-12,}$$

où L représente la largeur du bassin, g l'accélération de pesanteur ($9,8 \text{ m.s}^{-2}$), h la profondeur moyenne du bassin, et l'indice n l'ordre de la période de la seiche. Pour $n=1$, la période d'oscillation représente l'harmonique fondamentale pour laquelle l'onde de seiche présente un nœud situé au centre du bassin avec les élévations en opposition de phase sur les parois.

Cette relation peut être vérifiée en prenant l'exemple de la station Toboggan, en régime calme, qui montre une période d'onde infragravitaire de 56,9 s pour une profondeur moyenne de 1,49 m. Le calcul de la largeur du bassin contenant une telle onde donne 108,7 m, qui correspond environ à la largeur de la DAR dans ce secteur du récif. Les oscillations dans le domaine infragravitaire pour le secteur de Toboggan se font alors à la période de l'harmonique fondamentale. Pour cette harmonique, les variations de l'élévation du plan d'eau sont maximales sur les parois du bassin et minimales au centre où le mouvement horizontal d'une particule d'eau est maximal.

Dans les autres parties du récif, il est également possible de vérifier que ces oscillations dans le domaine infragravitaire se font à des périodes d'ordre n , multiples de celle de l'harmonique fondamentale. Dans ces conditions, l'onde de seiche présente alors n nœuds sur toute la largeur du bassin.

Les ondes infragravitaires qui occupent toute l'énergie des spectres de densité des variations des hauteurs d'eau masquent les phénomènes de plus hautes fréquences qui appartiennent aux domaines des vagues de houle (8–20 s), des vagues de vent (3–8 s), et des phénomènes de courtes périodes (0–3 s). Par conséquent, afin de focaliser l'étude sur ces phénomènes, les enregistrements à haute fréquence des variations de l'élévation du plan d'eau ont été filtrés. Un filtre passe-haut de type Butterworth à une fréquence de coupure de 0,05 Hz a été appliqué sur les séries temporelles de la pression afin de s'affranchir des ondes infragravitaires dans la suite de l'étude. La succession de filtres passe-bas et passe-bande est alors appliquée sur ce dernier signal afin de séparer chaque domaine de fréquence des vagues associées à un forçage particulier (Tableau V-2).

E.1.2. Les ondes dans le domaine gravitaire

Sur l'ensemble des campagnes de mesures effectuées, trois exemples sont présentés ici pour illustrer les variations de l'énergie des vagues dans le domaine des ondes gravitaires. Ces trois exemples sont sélectionnés car ils représentent l'essentiel des variations de l'énergie mesurées dans la zone d'étude

pour les différentes conditions météorologiques. La station de Copacabana (T6) est choisie pour illustrer la répartition d'énergie lors d'un régime calme, en conditions de mortes-eaux et de vives-eaux. Le régime des vents est caractérisé par les brises thermiques, d'intensité inférieure à 5 m.s^{-1} (Figure V-9a et b). Les stations de Toboggan (T2) et Planche Alizé (T7) sont choisies afin d'illustrer la distribution d'énergie pour un régime agité, avec un hydrodynamisme forcé par le vent et la houle dans le cas de la station T2 (Figure V-9c). En ce qui concerne la station T7, l'hydrodynamisme est forcé par le vent uniquement sur la première moitié du cycle de marée et par la houle sur la seconde moitié (Figure V-9d).

Les Figure V-10 à Figure V-13 illustrent les variations temporelles de l'énergie associées à chaque domaine d'onde, ainsi que leur contribution à l'énergie totale. Les Figure V-10 et Figure V-11 concernent la radiale T6 en marée de mortes-eaux (Figure V-10a et Figure V-11a) et en marée de vives-eaux (Figure V-10b et Figure V-11b), alors que les Figure V-12 et Figure V-13 illustrent les radiales T2 (Figure V-12a et Figure V-13a) et T7 (Figure V-12b et Figure V-13b). De manière générale, les variations temporelles de l'énergie totale montrent une bonne corrélation avec les hauteurs d'eau qui règnent dans le complexe récifal (Figure V-10 et Figure V-12). Ce résultat montre qu'un maximum d'énergie est transmis et se propage dans le récif quand les hauteurs d'eau sont plus importantes.

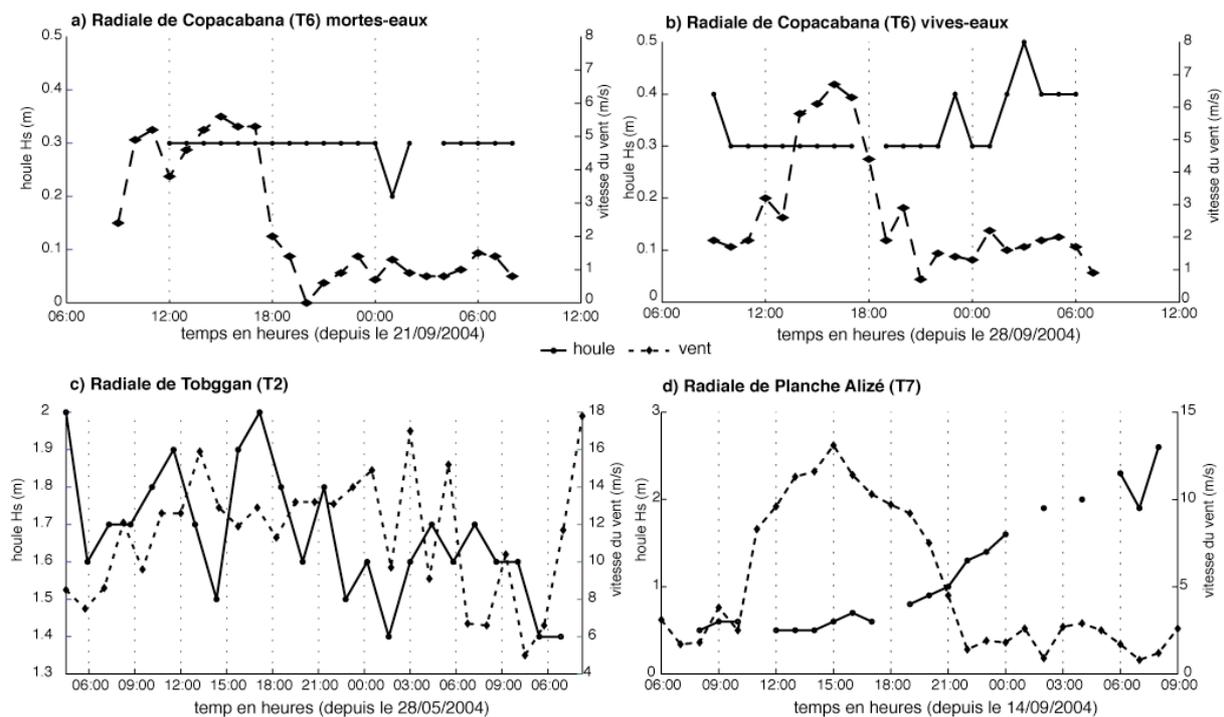


Figure V-9 : Forçages hydrodynamiques par le vent et la houle pour a) la radiale de Copacabana (T6) en mortes-eaux, b) la radiale de Copacabana (T6) en vives-eaux, c) la radiale de Toboggan (T2) et d) Planche Alizé (T7).

Le régime calme (Figure V-10 et Figure V-11)

Pour ces conditions de forçage, la densité spectrale est largement dominée par les ondes de houle (8–20 s) sur le platier récifal, et par les phénomènes de courtes périodes (0–3 s) dans la DAR,

quelque soit la nature de la marée. La circulation au niveau du platier récifal semble alors induite par le déferlement, même faible, de la houle sur le platier récifal. Dans la DAR, les variations de l'élévation du plan d'eau sont dictées par d'autres processus qui se font à l'échelle des courtes périodes. Les ondes de vent dans le domaine de fréquence 0,125–0,333 Hz représentent ici une très faible quantité d'énergie quelles que soient les conditions de hauteur d'eau.

Sur le platier récifal, il existe une relation positive entre l'élévation du plan d'eau et les ondes de houle. Elle se traduit par une augmentation rapide de l'énergie des ondes de houle à la moitié de la marée montante, qui atteint un pic à marée haute et décroît pendant la marée descendante (Figure V–10b). Cette relation est également visible dans la DAR en marée de vives-eaux. Les ondes de courte période (0–3 s) et les ondes de vent (3–8 s), sur le platier récifal, évoluent de manière identique et synchrones au signal de marée, avec cependant un niveau d'énergie plus faible et une densité spectrale inférieure à $1.10^{-2} \text{ m}^2 \cdot \text{Hz}^{-1}$ en vives-eaux, et à $2.10^{-3} \text{ m}^2 \cdot \text{Hz}^{-1}$ en mortes-eaux.

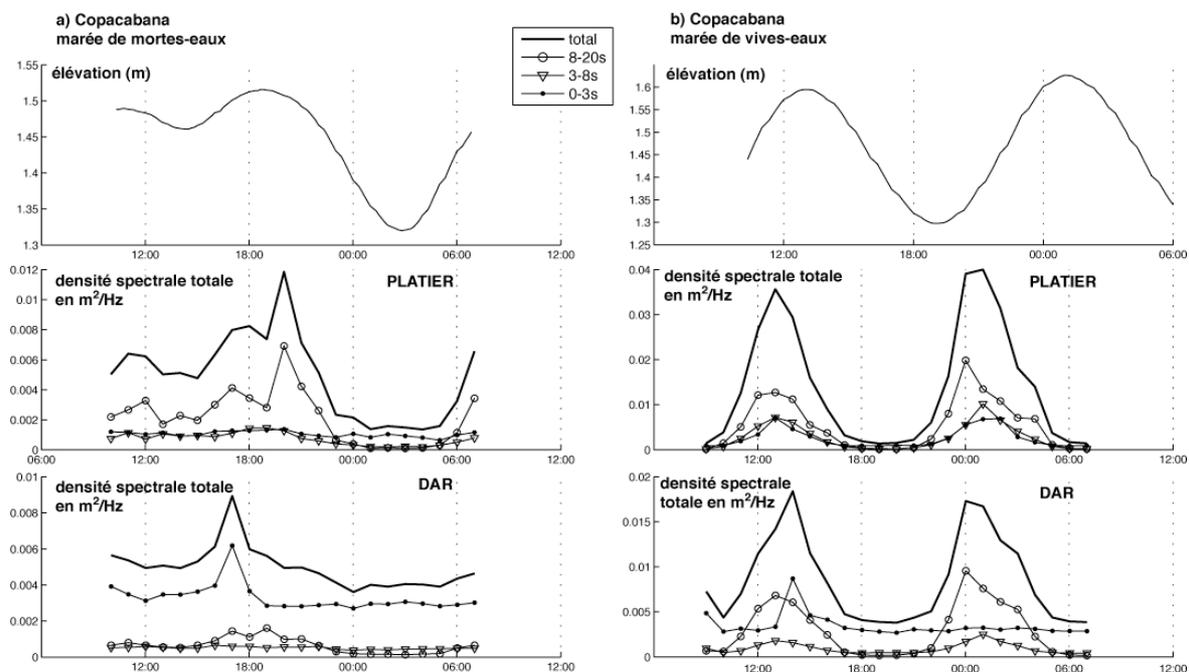


Figure V–10 : Variations temporelles de l'énergie des vagues pour la radiale de Copacabana (T6) au cours d'un cycle diurne de marée : a) en marée de mortes-eaux, b) en marée de vives-eaux.

Dans la DAR, l'existence de processus de courtes périodes, qui conditionnent les variations de l'élévation du plan d'eau, est particulièrement bien illustrée par la densité spectrale mesurée en mortes-eaux (Figure V–10a). Ces ondes occupent un niveau d'énergie supérieur aux autres, excepté en marée haute de vives-eaux pour lesquelles les ondes de houle dominent. Le pic d'énergie qui se produit en marée haute diurne, pour les deux conditions de marnage (Figure V–10a et Figure V–10b), peut être associé à la brise de mer, qui souffle la journée et induit des variations du niveau d'eau à des courtes périodes. La nuit, la brise de terre étant plus faible, l'énergie des processus de courte période reste à un niveau constant, et les ondes de houles peuvent alors se propager jusqu'en arrière récif où elles se font ressentir en marée de vives-eaux.

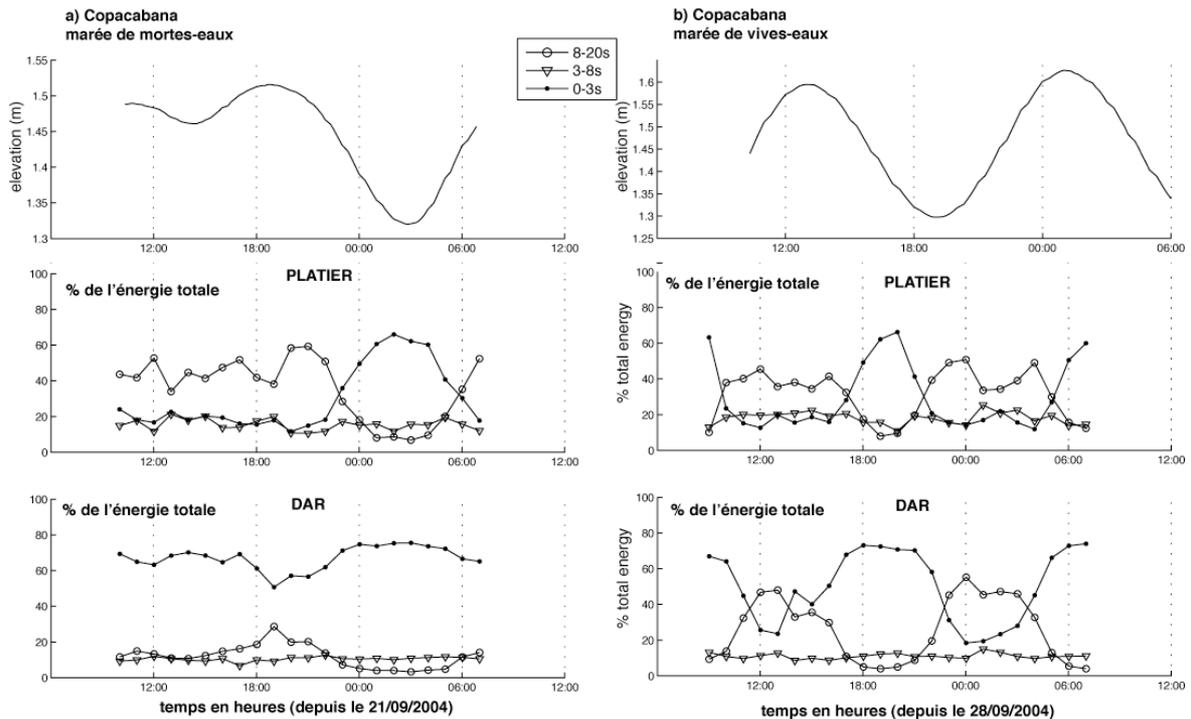


Figure V-11 : Evolution temporelle de la fraction de l'énergie totale pour chaque domaine de fréquence à la station Copacabana : a) marée de mortes-eaux, b) marée de vives-eaux.

L'analyse de la fraction de l'énergie totale des ondes représentée par chaque domaine de fréquence précise que les phénomènes de courtes périodes dominent en permanence dans la DAR (> 50%) pour les marées de mortes-eaux (Figure V-11a). Sur le platier en marée de mortes-eaux, et sur l'ensemble du complexe récifal en marée de vives-eaux (Figure V-11b), les phénomènes de courtes périodes dominent uniquement à marée basse (60% et 80%), alors que les ondes de houle dominent à marée haute (entre 40% et 60%). Les ondes de vent représentent toujours une faible proportion (< 30%) de l'énergie totale des vagues.

Le régime agité (Figure V-12 et Figure V-13)

En régime agité, les niveaux d'énergie atteints par chaque domaine de fréquence sont de deux ordres de magnitude ($\times 100$) supérieurs aux niveaux d'énergie du régime calme (comparaison Figure V-12 et Figure V-10). De manière identique au régime calme, l'évolution temporelle de l'énergie des ondes est positivement corrélée aux variations des hauteurs d'eau sur le platier récifal et dans la DAR.

La radiale T2, avec un niveau d'énergie élevé des ondes de houle, met en évidence l'influence de ces dernières sur la circulation du complexe récifal par régime agité (Figure V-12a). La variation d'énergie entre le platier et la DAR illustre correctement l'influence de la houle qui déferle au niveau du front récifal et se propage dans le récif. Au niveau du platier récifal, la proximité du déferlement est à l'origine d'une énergie totale des ondes de houle (8–20 s) comprise entre 0,2 et 0,6 $m^2 \cdot Hz^{-1}$ (Figure V-12a), avec une contribution à plus de 40% de l'énergie totale (Figure V-13a). Dans la DAR, les frottements sur le fond lors de la propagation de la houle sont sûrement à l'origine de la réduction

d'énergie des ondes de houle, comprises alors entre 0,1 et 0,4 $\text{m}^2 \cdot \text{Hz}^{-1}$ (Figure V-12a). Les trois types d'ondes occupent des niveaux d'énergie équivalents dans la DAR, avec cependant une légère prédominance des ondes de houle (Figure V-13a).

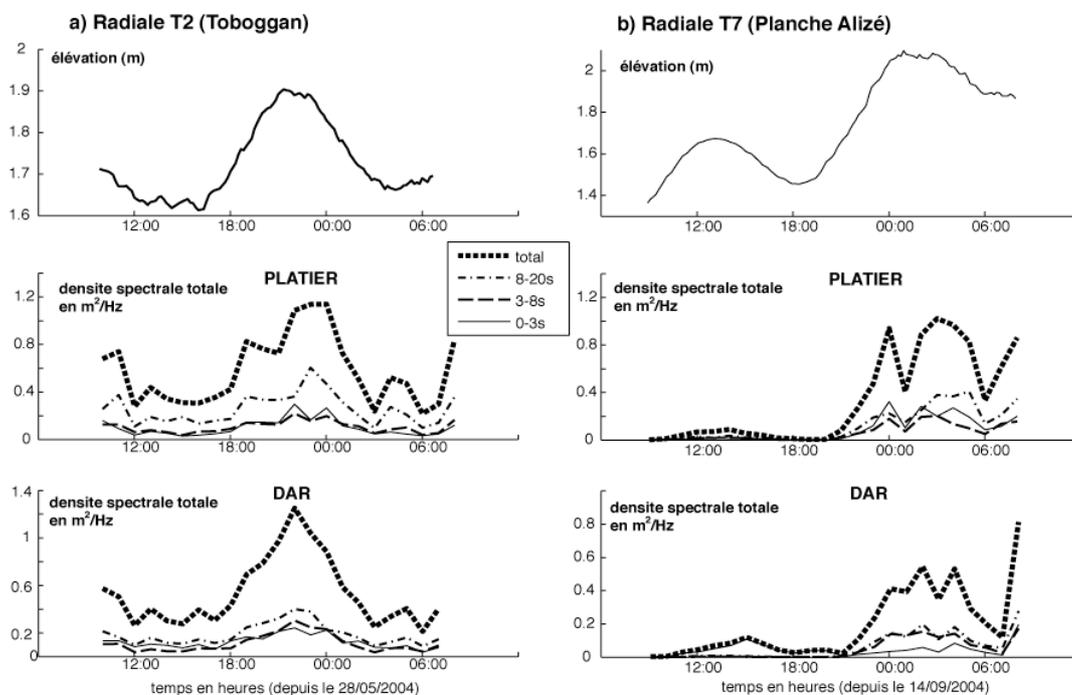


Figure V-12 : Variations temporelles de l'énergie des vagues en régime agité sur 24 heures, pour a) la radiale de Toboggan (T2), et b) la radiale de Planche Alizé (T7).

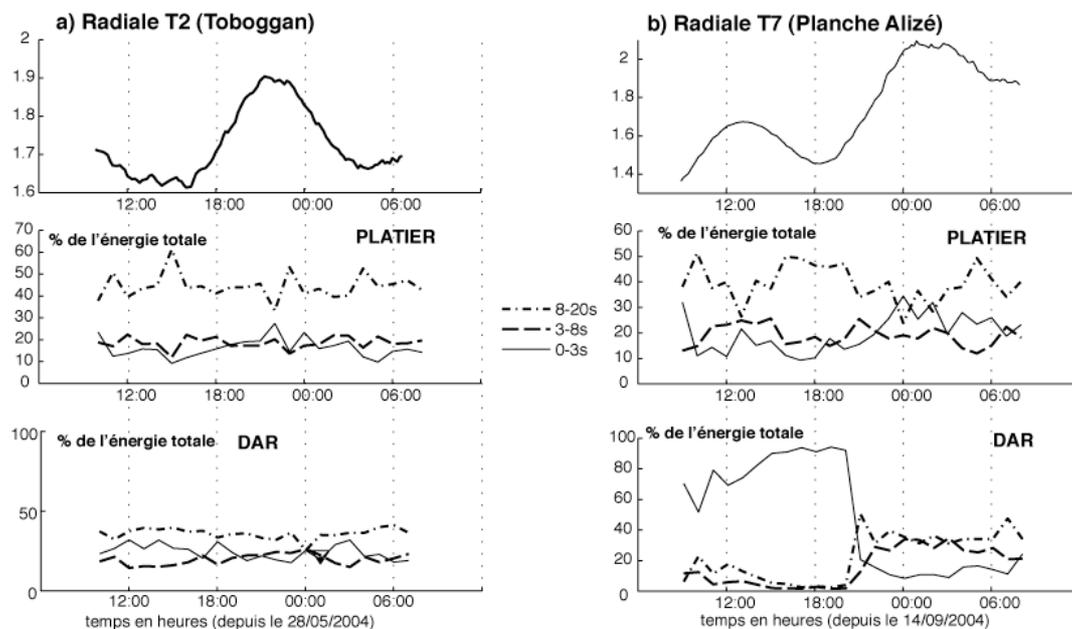


Figure V-13 : Evolution temporelle de la fraction de l'énergie totale pour chaque domaine de fréquence, en régime agité pour a) la radiale de Toboggan (T2) et b) la radiale de Planche Alizé (T7).

En ce qui concerne la radiale T7, la transition entre un forçage par le vent et un forçage par la houle est clairement illustré sur les Figure V–12b et Figure V–13b. En l’absence de houle et malgré des alizés soutenus supérieurs à $10 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ (Figure V–9d), l’énergie totale est faible et reste inférieure à $0,1 \text{ m}^2\cdot\text{Hz}^{-1}$.

Sur le platier récifal, les ondes de houle qui dominent le spectre d’énergie sont caractéristiques de la proximité du déferlement de la houle océanique. Dans la DAR, la contribution énergétique des phénomènes de courtes périodes est la plus importante pendant la première moitié du cycle de marée, avec plus de 80% de l’énergie totale (Figure V–13b). Ce résultat suggère que les oscillations du plan d’eau, sous l’effet du vent, se font à des périodes strictement inférieures à 3 secondes qui est la limite choisie initialement dans cette étude (Tableau V–2). Le spectre d’énergie, pour la seconde moitié du cycle de marée dans la DAR, est dominé par les ondes de houles (8–20 s) et les ondes de vent (3–8 s) ; les phénomènes de courtes périodes (0–3 s) représentent alors moins de 20% de l’énergie totale.

Il semble exister une profondeur minimale, estimée à 1,8 m, favorisant la formation et la propagation d’ondes de courtes périodes sur le platier récifal à marée haute (Figure V–13). La courbe de marée présentée en Figure V–13 étant celle de la DAR, la profondeur sur le platier récifal peut être estimée à 1,3 m, en considérant une élévation moyenne de 0,5 m du platier au dessus du fond de la DAR dans ce secteur du récif. Les ondes de courtes périodes qui se forment dans ces conditions dominent les ondes de vent initialement présentes, jusqu’à ce que la profondeur devienne à nouveau inférieure à 1,4 m sur le platier (Figure V–13a et Figure V–13b).

E.2. Propagation de la houle dans le récif

Les résultats précédents montrent que la houle océanique, pour des hauteurs significatives supérieures à 1 m, conditionne la circulation au sein du récif. La différence d’énergie mesurée entre le platier récifal et la DAR illustre ici la réduction d’énergie de la houle lors de sa propagation dans le récif. Cette réduction d’énergie peut être mise en évidence par l’analyse des hauteurs de houles présentes dans la DAR et sur le platier. Les exemples de Toboggan (radiale T2) et de Planche Alizé (radiale T7) sont repris ici pour illustrer cette propagation de la houle et calculer les courants induits sur le fond au sein du récif.

E.2.1. Les hauteurs et périodes de la houle

La houle qui se propage dans le récif présente des hauteurs significatives comprises entre 0,05 m et 0,20 m. Les périodes significatives obtenues par la méthode du passage par zéro par valeurs croissantes, confirment les aspects énergétiques présentés précédemment, avec des périodes élevées sur le platier récifal ($> 10 \text{ s}$ en moyenne) et des périodes faibles dans la DAR ($< 6 \text{ s}$ en moyenne) (Figure V–14).

Il existe une relation linéaire significative au seuil de confiance 0,05 entre la hauteur significative de la

houle (Hs) et la hauteur du niveau d'eau (h) dans le complexe récifal (Figure V-15). Les conditions de forçages qui caractérisent les enregistrements de la radiale T7 apparaissent au niveau du platier récifal sous la forme de deux nuages de points (Figure V-15). Le premier est formé par les vagues de hauteurs significatives $H_s \leq 0,05$ m qui caractérisent le forçage par le vent sur la première moitié du cycle de marée. Le deuxième représente les vagues induites par la houle océanique et regroupe les hauteurs significatives supérieures, comprises entre 0,10 m et 0,20 m. Deux droites de régression peuvent alors être ajustées aux nuages de points, une première pour le forçage par le vent, une autre caractéristique d'un forçage par la houle.

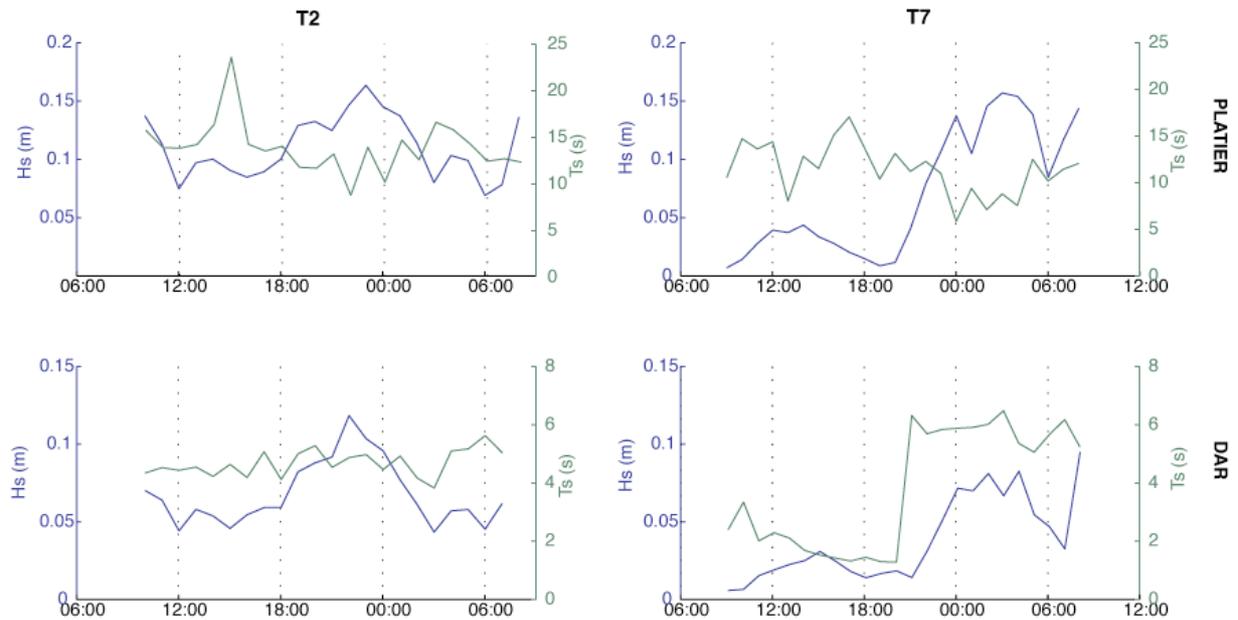


Figure V-14 : Hauteurs et périodes significatives sur 24 heures, pour les radiales T2 et T7, au niveau du platier et de l'arrière récif.

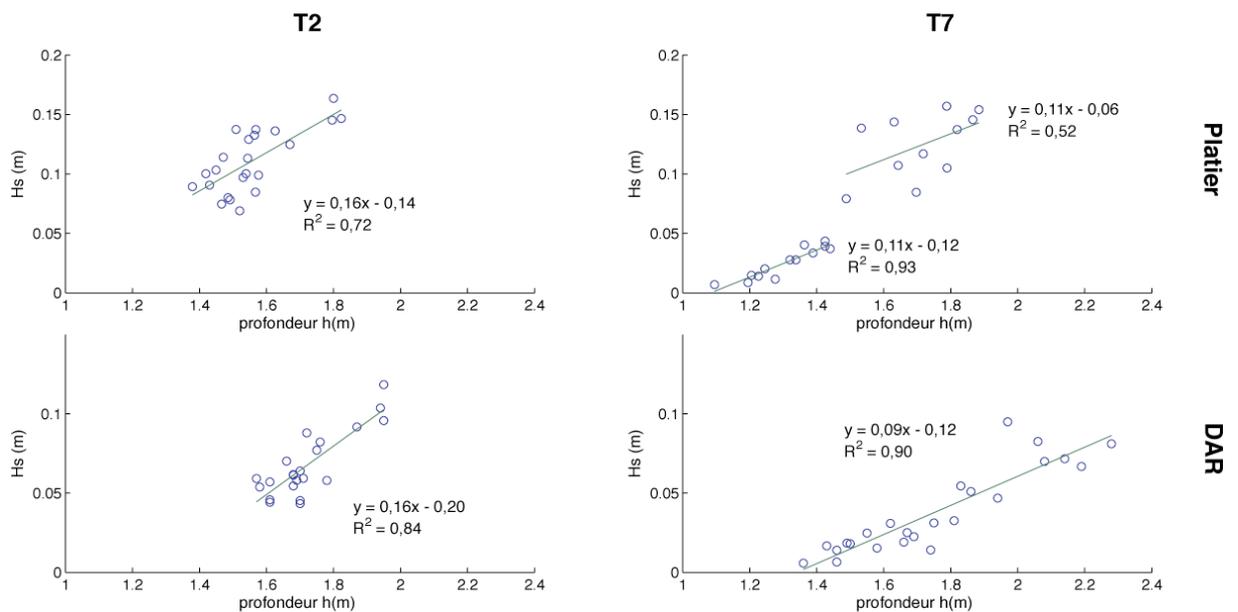


Figure V-15 : Régressions linéaires entre la profondeur sur le récif et les hauteurs significatives de la houle pour les radiales T7 et T2, sur le platier récifal et dans la dépression d'arrière récif.

Les trains d'ondes qui se reforment sur le platier récifal se propagent en direction de la côte et subissent une réduction d'énergie entre le platier récifal et la DAR. Cette réduction d'énergie δE entre les deux stations de mesure peut être estimée ici à partir des hauteurs significatives de la houle selon la formule (Lugo-Fernandez *et al.*, 1998b) :

$$\delta E = (H_i^2 - H_f^2) / H_i^2 \quad \text{E V-13,}$$

Dans cette équation E V-13, H_i et H_f sont les hauteurs de vagues à chaque station, en partant du principe que la houle se propage de la station i à la station f .

Le calcul de la réduction d'énergie entre l'océan et le platier récifal montre que 99% de l'énergie initiale de la houle est perdue par déferlement au niveau du front récifal, pour toutes les phases de marée. La réduction d'énergie entre le platier récifal et la DAR est de 61% en moyenne pour T2 sur toute la période d'enregistrement (Figure V-16). Pour T7, les trains d'ondes qui se propagent en direction de la côte subissent une réduction d'énergie entre le platier récifal et la DAR d'environ 45% en moyenne sur la première moitié de la période pour la radiale T7, et de 75% pour la deuxième moitié. L'ensemble des autres radiales présente des atténuations du même ordre de grandeur.

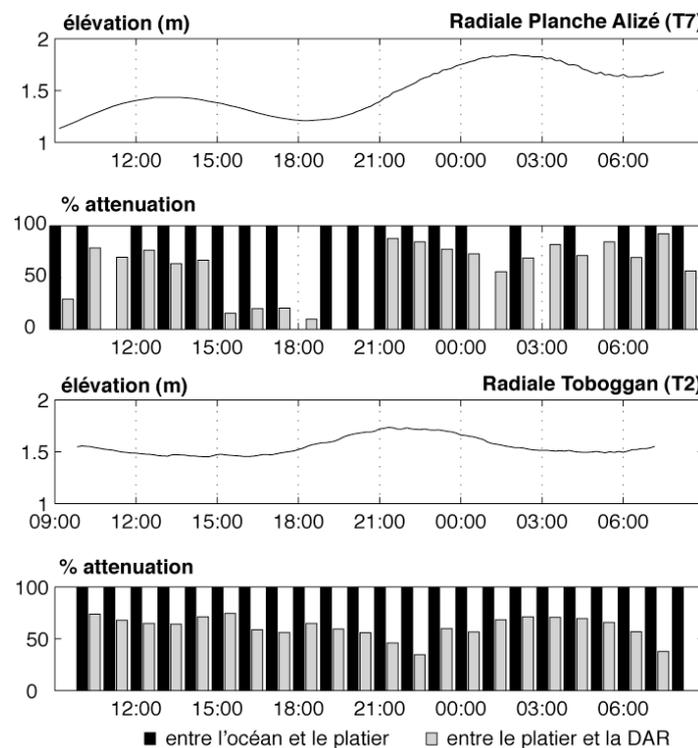


Figure V-16 : Atténuation de l'énergie de la houle en fonction de la marée pour les stations de Planche Alizé (T7) et Toboggan (T2). En noir, atténuation entre l'océan et le platier récifal, en gris entre le platier récifal et la DAR.

L'atténuation d'énergie entre le platier et la DAR en régime agité est corrélée à la marée pour la radiale de Toboggan et pour la seconde moitié du cycle de marée pour Planche Alizé. Le maximum de réduction d'énergie se fait aux phases de marée basse, avec un taux de 73% et de 82% pour T2 et T7 respectivement. Des valeurs négatives de la réduction d'énergie (non représentées ici) entre le platier

récifal et la DAR ont été obtenues pour la première moitié du cycle de marée lors d'un forçage par le vent. Ces valeurs indiquent que les hauteurs de vagues dans la dépression d'arrière récif sont supérieures à celles situées sur le platier. Ce résultat implique alors une formation locale de train d'ondes secondaires dans la DAR sous l'effet du vent.

E.2.2. Les courants induits par la houle

Les courants induits par la houle montrent également une bonne corrélation avec les hauteurs d'eau sur le récif (Figure V-17). Les houles qui se propagent sur le platier récifal sont à l'origine de courants dont les vitesses orbitales sur le fond dépassent les 20 cm.s^{-1} pour T7 et peuvent atteindre 50 cm.s^{-1} pour l'exemple de la radiale T2. Dans la DAR, du fait de l'augmentation des profondeurs et de la réduction d'énergie subie par les vagues lors de leur propagation, les vitesses orbitales au niveau du fond sont moins importantes, de l'ordre de 10 à 15 cm.s^{-1} .

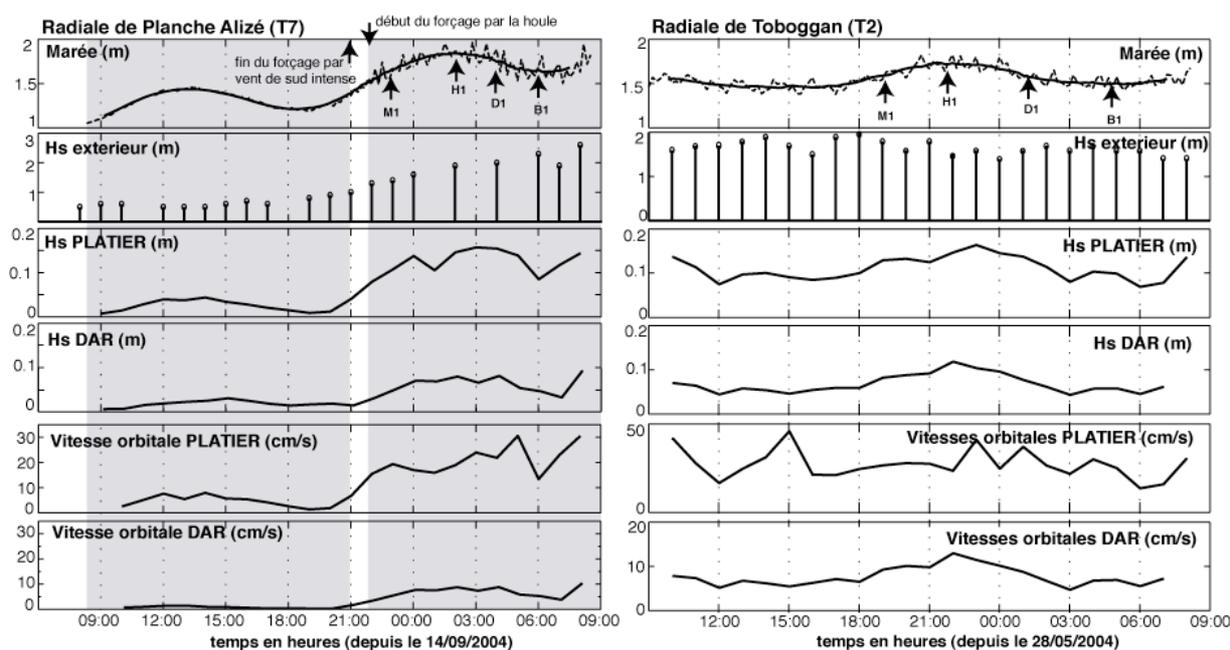


Figure V-17 : Hauteurs significatives et vitesses orbitales sur le fond calculées pour les radiales T7 et T2. Les marques M1, H1, D1 et B1, indiquent les enregistrements continus (intervalle de mesure de 1s) présentés en Figure V-18.

Les vitesses orbitales sur le fond induites par les vagues de vent et les phénomènes de courtes périodes, caractéristiques de la première moitié du cycle de marée de T7, sont très faibles et restent inférieures à 5 cm.s^{-1} .

L'analyse des enregistrements continus à haute fréquence effectués sur le platier récifal pour les phases de marée indiquées en Figure V-17, montre que les composantes *cross-shore* du courant présentent des vitesses instantanées très élevées qui peuvent dépasser 1 m.s^{-1} (Figure V-18). Ces courants présentent des directions *onshore* et *offshore* caractéristiques des courants de chasse générés par le déferlement de la houle au niveau du front récifal ; ils sont d'une courte durée allant de 1 à 6 secondes.

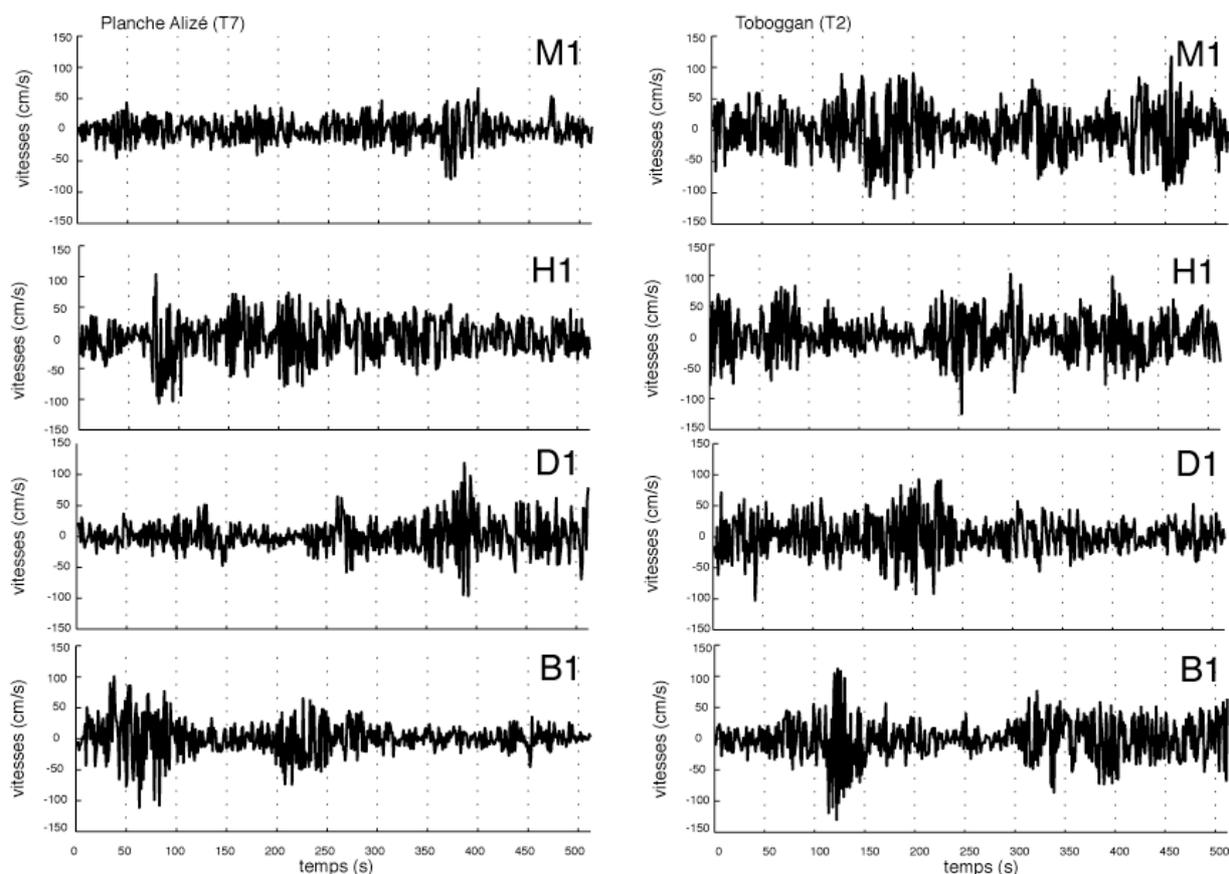


Figure V-18 : Sélection d'enregistrements continus (à 1s d'intervalle) des composantes cross-shore de la vitesse des courants sur le platier récifal pour les stations de Planche Alizé (T7) et Toboggan (T2) aux phases de marée présentées en Figure V-17.

La Figure V-18 met également en évidence des oscillations à des périodes de l'ordre de 50 secondes pour les vitesses enregistrées à haute fréquence. Ces périodes rappellent celles des ondes infragravitaires révélées par l'analyse spectrale précédente des séries temporelles de la pression (Figure V-8). Ces oscillations sont confirmées par le spectre de densité des vitesses enregistrées à haute fréquence, pour la station de Planche Alizé en platier récifal (Figure V-19).

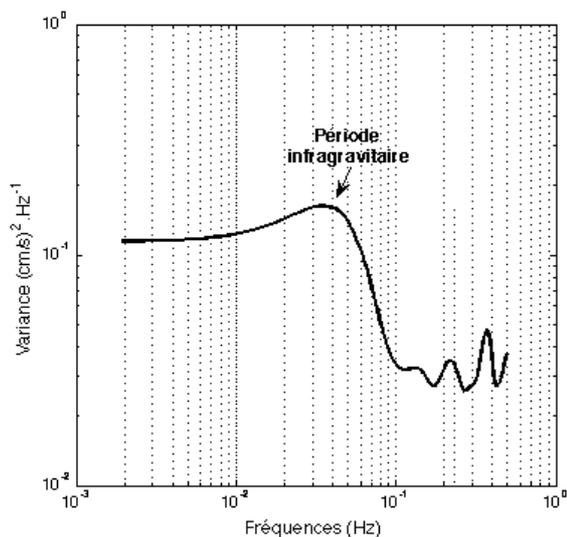


Figure V-19 : Spectre de densité des enregistrements à haute fréquence des vitesses à la station Planche Alizé, en platier récifal, pour H1.

Un premier pic d'énergie est visible à 0,025 Hz et correspond à une période de 40 s ; un second pic est également visible vers les hautes fréquences (0,48 Hz = 2,1 s) et montre l'importance des phénomènes de courte période dans la circulation induite par la houle.

Les enregistrements des courants à haute fréquence dans la DAR ne sont pas illustrés ici mais ils indiquent également des vitesses instantanées de l'ordre du mètre par seconde qui s'appliquent aux courants *cross-shore* d'arrière récif en régime agité. Les courants *longshore* d'arrière récif et de platier récifal répondent également aux mêmes critères.

L'analyse des mêmes enregistrements effectués pendant les conditions calmes (non illustrée ici) montre des vitesses instantanées plus faibles sur le platier récifal et dans la DAR par rapport au régime agité. Les vitesses maximales enregistrées dans ces conditions sont de l'ordre de 40 cm.s^{-1} à 50 cm.s^{-1} sur le platier récifal et dans la DAR.

E.3. Variabilité temporelle et spatiale des courants moyens

Les enregistrements des caractéristiques de l'écoulement moyen sont présentés ici pour les deux régimes rencontrés au cours des campagnes de terrain. Le régime calme est défini tel que la houle océanique est décrite par $H_s \leq 1 \text{ m}$ et le vent par des vitesses $V \leq 5 \text{ m.s}^{-1}$. Le régime agité décrit des forçages environnementaux strictement supérieurs aux conditions citées ci-dessus. Les composantes *cross-shore* et *longshore* de la circulation sont choisies pour représenter les vitesses et directions des courants moyens. Les données récoltées sont lissées par des moyennes mobiles sur une heure afin de mettre en évidence les tendances de la circulation générale en fonction des phases de marée. Trois stations ont été sélectionnées pour illustrer la variabilité temporelle entre le régime calme et le régime agité ; il s'agit des radiales de Toboggan (T2) au nord de la passe de l'Hermitage, Planche Alizé (T7) sur la partie centrale de la zone d'étude et Trou d'Eau (T11) pour la partie sud.

E.3.1. Le régime calme

Les enregistrements effectués en régime calme révèlent des courants d'arrière récif plus intenses comparés à ceux du platier récifal. Les vitesses moyennes enregistrées pour les trois stations sont d'environ 15 cm.s^{-1} dans la DAR et de 10 cm.s^{-1} sur le platier récifal.

Pour la **station T2 de Toboggan** (Figure V-20a), la circulation en platier récifal est caractérisée par des courants de l'ordre de 10 à 15 cm.s^{-1} avec des valeurs maximales de 26 cm.s^{-1} pendant la journée, et des vitesses de 5 à 10 cm.s^{-1} la nuit. Cette tendance est inversée pour la circulation d'arrière récif, qui montre des courants constants, d'environ 10 cm.s^{-1} la journée, et dont l'intensité augmente la nuit pour atteindre des maximums de 30 cm.s^{-1} .

Les directions du courant sont *onshore* sur le platier récifal et traduisent une entrée d'eau continue pour toutes les phases de marée. Ce courant *onshore* peut également être influencé par la brise de mer qui pousse les masses d'eau en direction de la côte, justifiant ainsi les vitesses plus élevées enregistrées la journée. La nuit, avec une légère brise de terre, les courants conservent leur orientation *onshore* avec cependant une intensité plus faible.

Dans la DAR, les courants montrent une composante *longshore* orientée nord pendant la journée ; elle traduit une déviation en direction du port de Saint-Gilles, des masses d'eau accumulées à la côte sous

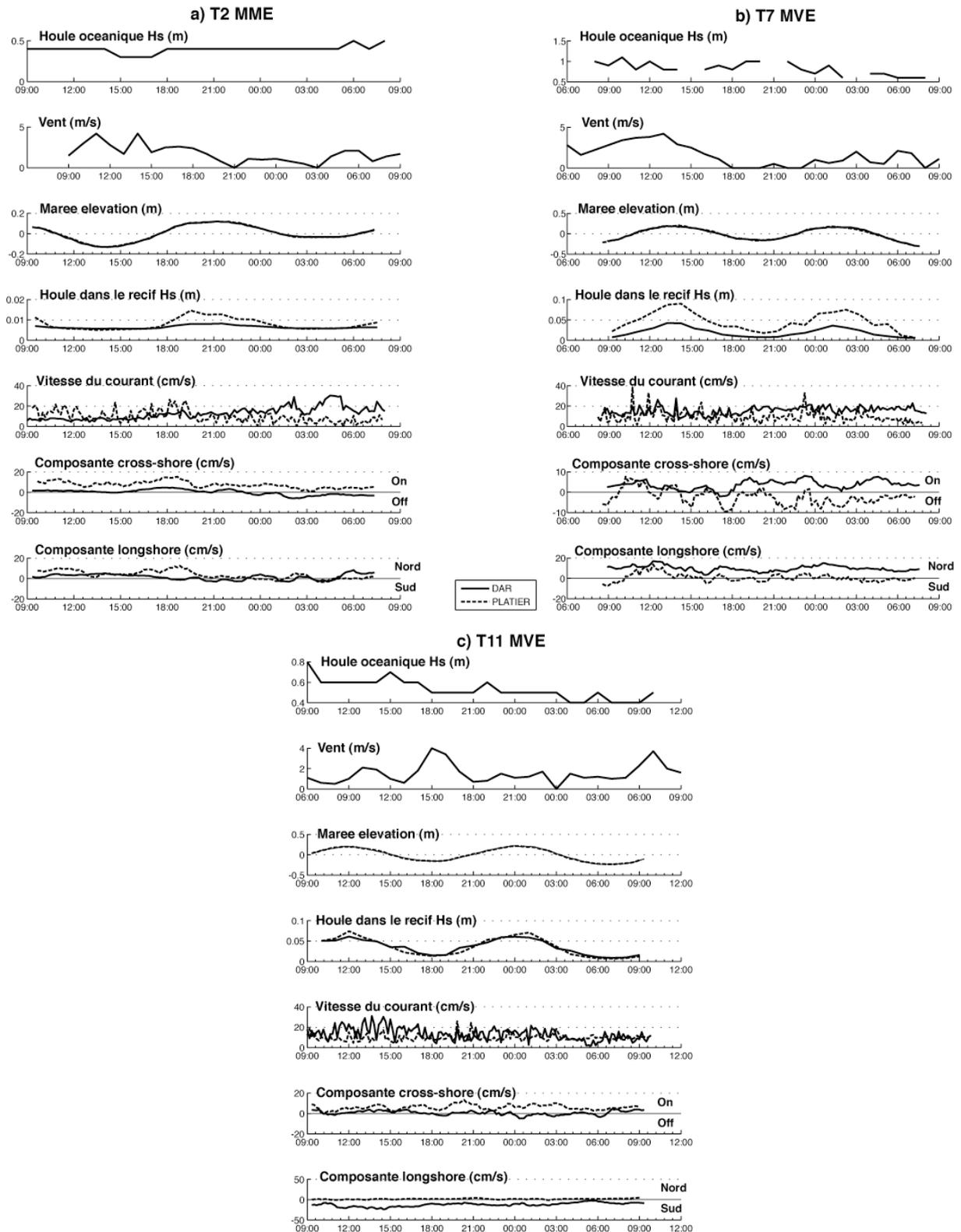


Figure V-20 : Séries temporelles, en régime calme, des paramètres de l'écoulement sur le platier récifal et dans la DAR et des conditions de forçages extérieurs. **a)** radiale T2 en marée de mortes-eaux (MME), **b)** radiale T7 en marée de vives-eaux (MVE) et **c)** radiale T11 en MVE. Pour les composantes cross-shore, les valeurs positives indiquent un courant vers la côte, pour les composantes longshore, les valeurs positives indiquent un courant vers le nord.

l'influence de la brise de mer. La nuit, la composante *longshore* du courant présente des inversions de direction toutes les 120 à 150 minutes. L'écoulement qui oscille entre une dérive littorale nord et une

dérive littorale sud définit une zone de divergence des masses d'eau dans la DAR au niveau de la station de Toboggan. Le courant en direction du sud illustre un courant de vidange influencé par la proximité de la passe de l'Hermitage. Ce courant de vidange s'installe à la faveur de la brise de terre et de la marée basse (Figure V-20a). L'intensité de l'écoulement dans la DAR atteint ses valeurs maximales pour ce transit littoral sud, avec des vitesses allant de 20 à 30 cm.s⁻¹.

La **station T7 de Planche Alizé** (Figure V-20b) illustre une particularité de la circulation conditionnée par la géomorphologie récifale. La présence reconnue d'un chenal dépourvu de constructions coralliennes, qui coupe transversalement le platier récifal, induit un courant de sortie qui montre une certaine constance en direction en dépit des phases de marée.

La composante *cross-shore* du courant au niveau du platier récifal montre une direction principalement *offshore*, opposée à la brise de mer qui souffle en direction de la côte. La vitesse moyenne de ce courant est de l'ordre de 10 cm.s⁻¹ sur toute la durée d'acquisition. Il existe cependant certains renversements selon une direction *onshore*, se produisant à la moitié de la marée montante, pour laquelle les flux sont maximums. Des vitesses maximales du courant sont enregistrées pendant ces phases, elles sont supérieures à 30 cm.s⁻¹ et sont de courte durée. Les autres inversions *onshore* observées se produisent en début de marée descendante ou à l'étale de marée basse, avec des vitesses moins importantes de l'ordre de 5 cm.s⁻¹.

Ce courant *offshore* au niveau du platier récifal est également observé en marée de mortes-eaux (non illustrées ici), avec des renversements *onshore* à la moitié de la marée montante ainsi que pour l'étale de marée haute. Les vitesses du courant sur le platier récifal en mortes-eaux sont beaucoup plus faibles, de l'ordre de 5 cm.s⁻¹ en moyenne, avec des maximums enregistrés à 20 cm.s⁻¹.

La relation entre le fonctionnement de ce chenal et les flux de marée, en entrée ou en sortie, ne paraît pas évidente sur la base des enregistrements obtenus. Les périodes d'acquisition de 24 heures montrent des inversions de la composante *cross-shore* du courant uniquement pendant la journée, pour laquelle souffle une brise de mer. La distinction entre une inversion due à la brise ou à la marée ne se démarque pas nettement.

Dans la DAR, la circulation au niveau de la station de Planche Alizé est caractérisée par une dérive littorale nord dans toutes les conditions d'enregistrement, avec une vitesse moyenne de l'ordre de 20 cm.s⁻¹. La vitesse maximale de ce transit littoral en marée de vives-eaux est de 28 cm.s⁻¹.

La **radiale T11 de Trou d'Eau** (Figure V-20c) est caractérisée dans la DAR par un courant *longshore* en direction du sud, qui décrit une dérive littorale influencée par la proximité de la passe de Trois Bassins (Figure V-2). Ce courant présente une vitesse moyenne de l'ordre de 20 cm.s⁻¹ la journée, qui diminue progressivement avec la brise de mer. Le remplacement de cette dernière par la brise de terre la nuit, d'intensité inférieure à 2 m.s⁻¹, est suivi par une réduction de la vitesse du courant à une valeur moyenne de l'ordre de 10 cm.s⁻¹. Au niveau du platier récifal, la circulation est caractérisée par un courant *onshore* de 10 cm.s⁻¹, constant sur toute la période d'enregistrement, avec des vitesses maximales de 26 cm.s⁻¹ en début de marée montante nocturne.

E.3.2. Le régime agité

Les enregistrements effectués en régime agité montrent une nette modification de l'intensité des flux et de leur direction (Figure V-21). Les courants dans la DAR varient entre 20 et 25 $\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$ en moyenne, et sur le platier récifal entre 15 et 41 $\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$ en moyenne, selon les conditions du forçage.

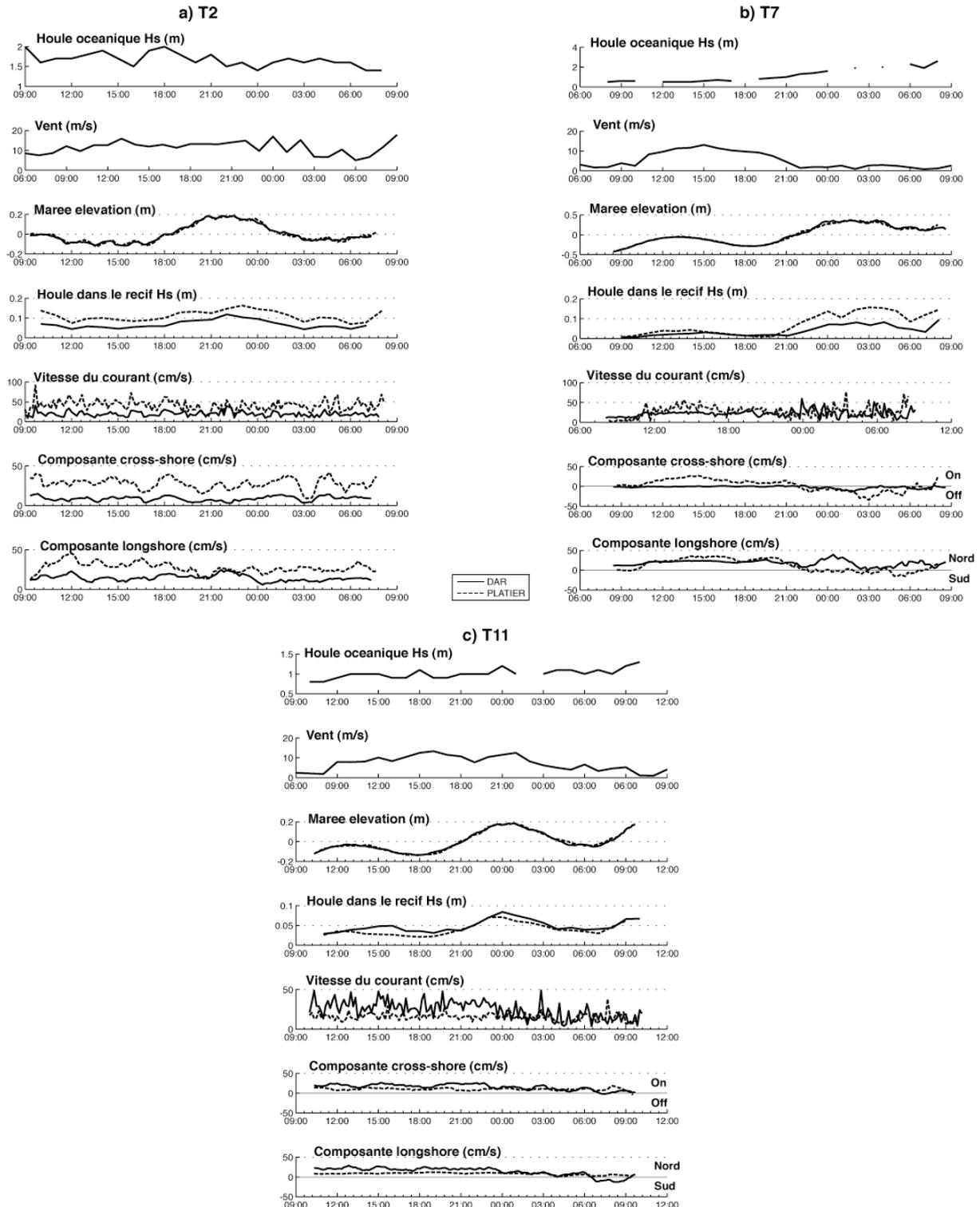


Figure V-21 : Séries temporelles, en régime agité, des paramètres de l'écoulement sur le platier récifal et dans la DAR et des conditions de forçages extérieurs. **a)** radiale T2, **b)** radiale T7, et **c)** radiale T11. Pour les composantes cross-shore, les valeurs positives indiquent un courant vers la côte, pour les composantes longshore, les valeurs positives indiquent un courant vers le nord.

La **station T2 de Toboggan** (Figure V–21a) est caractérisée par un hydrodynamisme forcé par la houle et le vent. Au niveau du platier récifal, les flux sont *onshore* et très intenses, avec des vitesses maximales atteignant 90 cm.s^{-1} . La circulation dans la DAR est caractérisée par un courant *longshore* en direction du nord, avec des vitesses maximales de 40 cm.s^{-1} .

La **station T7 de Planche Alizé** (Figure V–21b) décrit un hydrodynamisme forcé par le vent uniquement sur la première moitié du cycle de marée et par la houle uniquement, sur la seconde. Le fonctionnement du chenal identifié pour le régime calme est ici modifié quand la circulation est forcée par le vent. Le vent de sud qui souffle à une vitesse moyenne de $10,2 \text{ m.s}^{-1}$ est à l'origine d'une circulation *onshore* sur le platier récifal. Le fonctionnement du chenal est occulté par l'effet du vent qui pousse les masses d'eau en direction de la côte et empêche ainsi l'installation d'un courant de sortie. Ce courant *onshore* montre une vitesse moyenne de $33,5 \text{ cm.s}^{-1}$ et maximale de $56,3 \text{ cm.s}^{-1}$.

L'arrêt du vent et l'installation d'une houle de hauteur significative $H_s \geq 2 \text{ m}$ modifient la direction des flux sur le platier récifal. Les courants s'inversent et montrent une composante *offshore* marquée avec une vitesse moyenne de 28 cm.s^{-1} et maximale de 77 cm.s^{-1} . Le fonctionnement du chenal en sortie semble alors être ici favorisé par les processus de déferlement et de propagation de la houle au niveau du front récifal.

Dans la DAR, la circulation est *longshore*, en direction du nord, pour toute la durée d'enregistrement. La vitesse du courant dans la DAR montre de faibles variations quand la circulation est forcée par le vent, avec une intensité moyenne de l'ordre de 25 cm.s^{-1} et maximale de 30 cm.s^{-1} . Les variations de la vitesse du courant sont plus importantes pour le forçage par la houle, avec une intensité moyenne de 25 cm.s^{-1} et des maximums qui dépassent 50 cm.s^{-1} .

La **radiale T11 de Trou d'Eau** (Figure V–21c) représente une circulation principalement forcée par le vent, avec une houle modérée de hauteur significative de l'ordre de 1 mètre. La circulation en platier récifal est caractérisée par des courants *onshore*, de l'ordre de 15 cm.s^{-1} à 20 cm.s^{-1} , avec des vitesses maximales qui atteignent parfois 40 cm.s^{-1} . Dans la DAR, la circulation est plus intense et caractérise une dérive littorale en direction du nord (20 à 30 cm.s^{-1}). La circulation en direction de la passe de Trois Bassins, identifiée en régime calme, est ici occultée par le vent de sud qui pousse les masses d'eau vers le nord. Ce courant de dérive nord baisse d'intensité la nuit, avec la réduction de l'intensité du vent. Pour un vent inférieur à 5 m.s^{-1} , la composante *longshore* du courant dans la DAR montre un renversement en direction du sud, vers la passe de Trois Bassins.

E.3.3. Schéma de circulation générale

Les courants moyens synthétisés sur les 36 campagnes de mesures sont illustrés en Figure V–22. Les résultats mettent en évidence un découpage du littoral corallien en 5 cellules hydrodynamiques majeures.

La première cellule regroupe les radiales T1 et T2. Dans ce compartiment la circulation est caractérisée par une entrée d'eau au niveau du front récifal qui est évacuée en direction du nord par

une dérive *longshore* dans la DAR, en direction du port de Saint-Gilles. L'intensité moyenne des courants est de l'ordre de 15 à 20 cm.s^{-1} dans la DAR et de 10 à 15 cm.s^{-1} au niveau du platier récifal. La station T2 est caractérisée par une divergence des masses d'eau en arrière récif, avec un flux en direction de la passe de l'Hermitage, alors que l'autre partie de l'écoulement chemine en direction du nord. En régime agité, les masses d'eau pénètrent dans le récif à la faveur du déferlement et circulent jusque dans la DAR où elles sont déviées vers le nord. La séparation des masses d'eau pour T2 n'est plus observée. Les courants sont de 20 cm.s^{-1} à 30 cm.s^{-1} pour un forçage par la houle uniquement, et supérieurs à 30 cm.s^{-1} quand l'effet du vent se superpose.

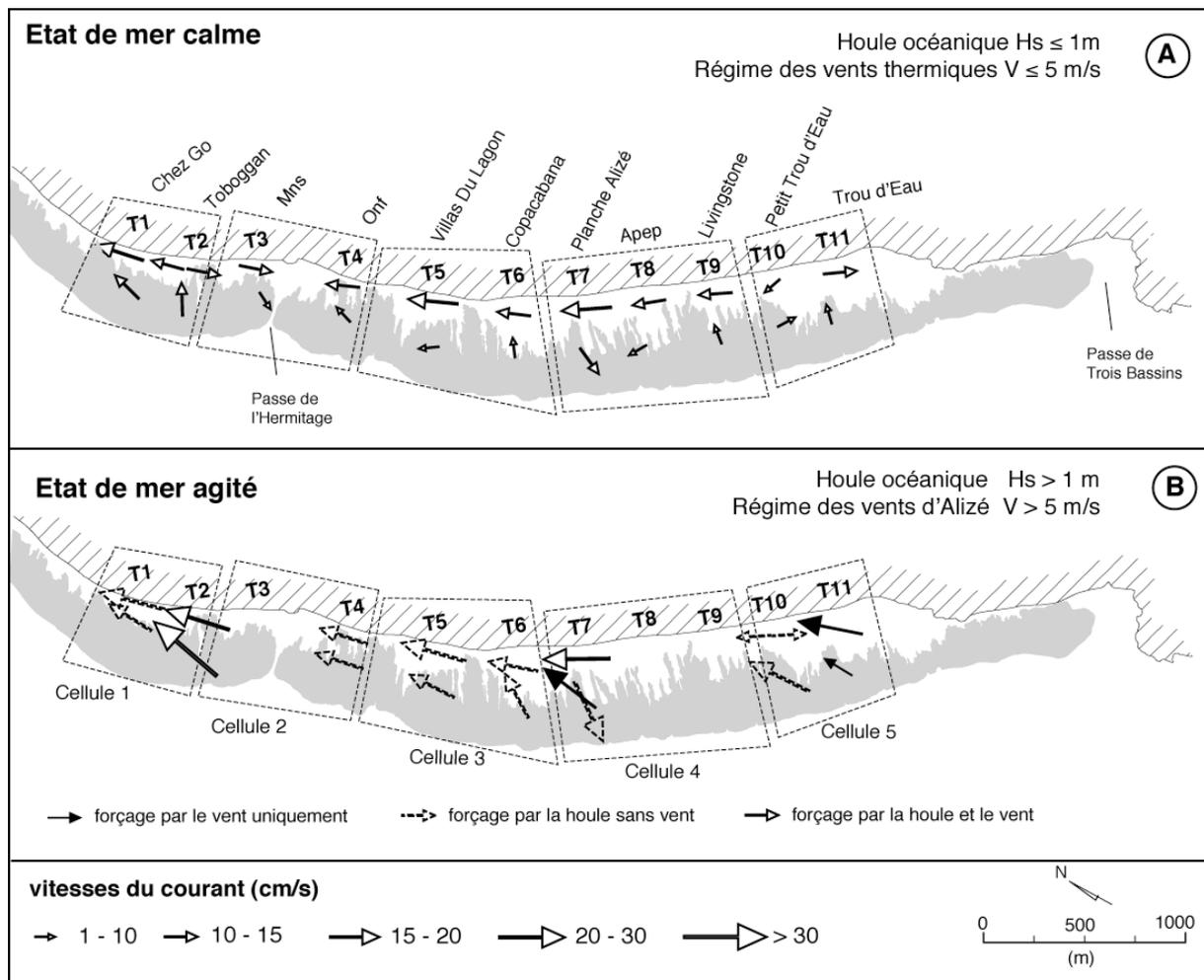


Figure V-22 : Schéma de synthèse de la circulation au sein du récif frangeant de l'Hermitage / La Saline.

La deuxième cellule est constituée des radiales T3 et T4. Cette cellule est caractérisée par une courantologie sous l'influence directe de la passe de l'Hermitage. Pour la radiale T3, les courants dans la DAR, comme au niveau du platier, affichent une direction sud à sud-ouest caractéristique du courant de vidange ; la direction des courants pour T4 évoluent du nord au nord-est. Les vitesses moyennes observées sont de 6 à 8 cm.s^{-1} sur le platier récifal, et d'environ 14-15 cm.s^{-1} dans la DAR pour T3 et T4. En régime agité, les flux dans la DAR et sur le platier sont de l'ordre de 15 à 20 cm.s^{-1}

et caractérisent le drainage renforcé par la passe de l'Hermitage. Des conditions agitées n'ont pas été enregistrées pour T3. Il est possible cependant de supposer un drainage par la passe de l'Hermitage avec des vitesses de l'ordre de 20 à 30 cm.s⁻¹.

La troisième cellule regroupe les radiales T5 et T6. La circulation dans cette cellule est également sous l'influence directe de la passe de l'Hermitage. Les masses d'eau pénètrent sur le platier récifal sur toute la largeur de la cellule. Au niveau de la radiale T6 les flux suivent une direction *onshore*, avec une intensité moyenne de 8 à 10 cm.s⁻¹. Pour la radiale T5, les masses d'eau transitent sur le platier récifal et montrent une orientation nord à nord-ouest en direction de la passe, avec une intensité moyenne de 6 à 8 cm.s⁻¹. L'existence d'une chenalisation sur le platier dans le secteur de la radiale T5, en vis-à-vis de la station Villas du Lagon, est suggérée par certains enregistrements qui montrent un flux important dans cette direction. Un chenal, certainement de petite taille, sert alors de déversoir ; son fonctionnement n'est pas cependant clairement identifié par les mesures réalisées. En arrière récif, les masses d'eau s'évacuent par la passe de l'Hermitage et caractérisent un courant *longshore* de 12 à 15 cm.s⁻¹ en moyenne pour T6, et compris entre 15 et 21 cm.s⁻¹ pour T5. En régime agité, forcé par la houle uniquement, les flux sont orientés vers la passe de l'Hermitage. Les vitesses sont plus importantes sur le platier récifal, de l'ordre de 15 à 20 cm.s⁻¹ avec des maximums supérieurs à 20 cm.s⁻¹. Dans la DAR les courants affichent une intensité de l'ordre de 20 cm.s⁻¹.

La quatrième cellule est représentée par les radiales T7 à T9. Les eaux pénètrent sur toute la largeur de la cellule avec une orientation *onshore* préférentielle au niveau de la radiale T9, de vitesse moyenne comprises entre 6 et 10 cm.s⁻¹. Pour les transects T7 et T8, les masses d'eau transitent en direction du nord sur le platier récifal. En régime calme, les eaux sont évacuées par un chenal au niveau de Planche Alizé. L'intensité moyenne de ce courant de sortie est de l'ordre de 10 à 15 cm.s⁻¹. La circulation de la DAR pour ce compartiment reste sous l'influence d'une dérive littorale orientée vers le nord, avec une intensité moyenne de 16 cm.s⁻¹ pour la radiale T7 et de 10 cm.s⁻¹ pour T8. En régime agité, le fonctionnement en sortie du chenal de Planche Alizé est vérifié pour des forçages par la houle, indépendamment des hauteurs associées à cette dernière. Un hydrodynamisme conditionné par des vents d'alizés forts est à l'origine de flux entrant, et le fonctionnement en sortie du chenal est interrompu. Les vitesses du courant en régime agité sont 2 à 3 fois supérieures au régime calme.

La cinquième et dernière cellule regroupe les deux dernières radiales, T10 et T11. Elle est caractérisée par une circulation sous influence de la passe de Trois Bassins située au sud. Les masses d'eau qui pénètrent dans le complexe récifal induisent un courant moyen de 8 à 10 cm.s⁻¹ sur le platier. Les masses d'eau sont évacuées en direction du sud par la passe de Trois Bassins au niveau de Trou d'Eau (T11), avec une vitesse moyenne de l'ordre de 15 cm.s⁻¹. Le transect T10 se trouve sous influence conjuguée de la passe de trois Bassins et de la dérive littorale en direction du nord. Cette radiale qui se situe alors dans la zone limite de divergence des courants présente une circulation dans la DAR qui alterne entre une direction sud et une direction nord. Cette divergence des masses d'eau a surtout pu être constatée en régime agité forcé par la houle uniquement. Dans ces conditions, les vitesses sont de l'ordre de 20 cm.s⁻¹ et parfois > 30 cm.s⁻¹. Un forçage de

l'hydrodynamisme par le vent est caractérisé par des courants orientés principalement selon une direction nord avec une interruption de la dérive littorale sud. Les vitesses sont de l'ordre de 20 cm.s^{-1} à 30 cm.s^{-1} sur le platier et de 15 à 20 cm.s^{-1} dans la DAR.

F. DISCUSSION

Les résultats présentés dans cette partie de l'étude mettent en évidence plusieurs aspects de l'hydrodynamisme du récif frangeant de l'Hermitage / La Saline. La dynamique récifale, telle qu'elle apparaît pour le récif frangeant de l'Hermitage / La Saline, présente de nombreuses concordances avec des études menées dans d'autres récifs (Gerritsen, 1980 ; Roberts *et al.*, 1988 ; Kench, 1998b ; Lugo-Fernandez *et al.*, 1998a ; Yamano *et al.*, 1998 ; Nadaoka *et al.*, 2001 ; Roberts, 2004). Les processus physiques observés ici sont communs à la majorité des environnements coralliens et désignent le déferlement et la propagation de la houle comme principaux moteurs de la circulation sur le platier récifal.

L'analyse de l'énergie associée aux variations de l'élévation du plan d'eau montre la prédominance d'oscillations à des périodes appartenant au domaine infragravitaire (Figure V-8). Les autres domaines de fréquences caractéristiques de la houle, du vent et des courtes périodes (Tableau V-2), développent une corrélation positive avec les variations de la profondeur du récif liées à la marée (Figure V-10 à Figure V-13). Les hauteurs d'eau sur le récif conditionnent alors les hauteurs des vagues qui se propagent dans le récif (Figure V-14 & Figure V-15), ainsi que les vitesses orbitales générées sur le fond (Figure V-17). La circulation illustrée par les Figure V-20 à Figure V-22 met en évidence l'importance de la géomorphologie récifale qui conditionne la circulation selon les secteurs du récif.

F.1. Propagation et dissipation de l'énergie des ondes dans le récif frangeant de l'Hermitage / La Saline

F.1.1. Les ondes infragravitaires

Roberts et Suhayda (1983) ont déjà souligné l'importance des ondes infragravitaires sur les variations de l'élévation du plan d'eau et le transport sédimentaire pour un récif peu profond du Nicaragua. Lugo-Fernandez *et al.* (1998c) ont également mis en évidence la présence d'ondes infragravitaires, enregistrées au sein du récif de Sainte-Croix (Îles Vierges Américaines), à des périodes de 27 à 30 minutes correspondant à une onde de résonance sur le plateau continental. Dans le cas du récif frangeant de l'Hermitage / La Saline, ces ondes sont associées à une onde de résonance qui oscille entre la DAR et le platier récifal, effectuant des allers-retours à une période de l'ordre de la minute. L'exemple de Toboggan utilisé pour illustrer la relation entre la largeur du bassin et la période de l'onde de seiche met en évidence une période de résonance du bassin de l'ordre de la minute.

Les conséquences de telles oscillations sur le transport de masse dans l'arrière récif peut se calculer

aisément par la théorie de propagation d'une onde de seiche pure, qui comporte une seule harmonique fondamentale. Le déplacement D , d'une particule d'eau sous une vague de faible amplitude (en eau peu profonde), peut être exprimé par deux formules équivalentes (Lugo-Fernandez *et al.*, 1998c) :

$$D = \frac{U_{\max} T}{\pi} = \frac{\eta_0 T}{\pi} \sqrt{\frac{g}{h}} \sin\left(\frac{\pi x}{2L}\right) \quad \text{E V-14,}$$

où U_{\max} est la vitesse horizontale maximale du courant, η_0 est l'élévation de la surface de l'eau, L la largeur du bassin et x la position longitudinale qui croît dans la direction du large. En limite interne du platier récifal, à une distance $x = L$, le déplacement est maximal. En substituant les vitesses du courant et la période de l'onde infragravitaire enregistrée en limite interne du platier récifal pour la station de Toboggan, le déplacement estimé d'une particule d'eau est de 2,16 m en direction de la côte. L'utilisation de la seconde formule en substituant cette fois-ci les valeurs enregistrées de la hauteur de vague et la distance à la côte appropriée, donne un déplacement de l'ordre de 59 cm seulement.

Ces résultats montrent que la théorie de la propagation d'une onde de seiche pure à la fréquence de l'harmonique fondamentale est insuffisante pour décrire totalement les caractéristiques des ondes infragravitaires observées dans la zone d'étude. Cependant, ces ondes peuvent générer un déplacement conséquent d'une particule d'eau et avoir une importance significative dans le transport des sédiments en suspension. La superposition des ondes infragravitaires avec des oscillations de plus courte fréquence du domaine gravitaire, peut avoir des conséquences plus importantes si les deux ondes entrent en phase.

F.1.2. Les ondes gravitaires

Formation des ondes de courtes périodes

L'analyse spectrale effectuée en régime calme traduit une dominance des ondes de houle au niveau du platier récifal alors que les phénomènes de courtes périodes dominent dans la dépression d'arrière récif (Figure V-10). Ce résultat laisse supposer qu'il existe des processus propres au complexe récifal de l'Hermitage / La Saline qui font varier l'élévation du plan d'eau dans la DAR à des fréquences élevées. Brander *et al.* (2004) ont montré, sur le récif de *Warraber Island* (*Torres Strait*, Australie), que les caractéristiques des vagues au sein du complexe récifal dépendent plus des processus de courte période, générés localement, que de la houle incidente. L'exemple de la station de Copacabana en marée de mortes-eaux (Figure V-10a) semble confirmer la formation d'ondes de courtes périodes dans la DAR, indépendamment des forçages extérieurs. La formation des ondes de courtes périodes se fait quand les profondeurs au sein du complexe récifal ne permettent pas le transfert significatif d'énergie depuis l'océan (Figure V-11a).

Une autre explication quant à l'existence des ondes de courtes périodes réside dans les processus de

transfert d'énergie d'un domaine de fréquence à un autre. L'exemple de Planche Alizé (radiale T7, Figure V-13b) en régime agité montre également une dominance des phénomènes de courtes périodes pour un forçage par le vent. Les ondes de courtes périodes semblent être ici la conséquence directe du vent qui souffle à des vitesses élevées pendant toute la première moitié du cycle de marée. Les ondes de vent qui sont généralement caractérisées par des périodes comprises entre 3 et 8 s, sont ici peu représentées en raison des faibles profondeurs ne permettant pas la formation de ce type de vagues (Storlazzi *et al.*, 2004). L'énergie transmise à la surface de l'eau est alors transférée aux domaines de fréquences supérieurs ou inférieurs, à savoir les ondes de courtes périodes ou les ondes infragravitaires. Ce transfert d'énergie vers le domaine de fréquence supérieur des ondes infragravitaires (> 20 s) a déjà été mentionné par Brander *et al.* (2004). Hardy & Young (1996) sur le récif de la Grande Barrière Australienne (*John Brewer Reef*) ont également fait part d'un transfert d'énergie vers des fréquences plus faibles, multiples de l'harmonique de la fréquence principale du spectre d'énergie.

Les ondes de vent et les ondes de houle

Sous l'influence de la houle le niveau d'eau dans le récif augmente et présente une surcote de l'ordre de 0,5 m. De telles surcotes générées par la houle océanique ont déjà été mentionnées dans le récif de l'Hermitage / La Saline par Join (1991). Les profondeurs deviennent alors suffisantes pour permettre un transfert d'énergie plus important des ondes de houle depuis l'océan vers la DAR (Hardy & Young, 1996). Ce transfert est ici correctement illustré par l'exemple de Toboggan qui montre la prédominance des ondes de houle en arrière récif (Figure V-13a).

La faible prédominance des ondes de vent et des ondes de courtes périodes sur le platier pour l'exemple de Toboggan montre que le récif se comporte comme un filtre ne laissant passer que les ondes de basse fréquence. Ce comportement de filtre passe-bas a déjà été identifié par de nombreux auteurs sur différents sites (Roberts, 2004 ; Lowe *et al.*, 2005a). Dans le cas de la station de Planche Alizé, caractérisée par une houle induite par le vent, il est démontré l'importance de la géomorphologie récifale sur les échanges énergétiques entre l'océan et le récif. La présence d'une discontinuité au niveau du platier récifal permet le transfert des ondes de vent jusque dans la DAR. De plus, des profondeurs exceptionnelles de l'ordre de 2 mètres ont pu être enregistrées dans la zone d'arrière récif, suggérant qu'un seuil minimal de hauteur d'eau est atteint, permettant la formation des ondes de vent. Les résultats présentés en Figure V-13 suggèrent qu'une profondeur minimale de 1,8 m dans la DAR est nécessaire à l'installation de ces ondes de vent. Pour cette même profondeur, les ondes de courtes périodes dominent alors sur le platier récifal.

Profondeur critique pour le transfert des ondes de houle

Les profondeurs minimales requises pour permettre la propagation des ondes gravitaires sur le platier récifal ont fait l'objet de nombreuses études (Gerritsen, 1980 ; Roberts & Suhayda, 1983 ; Kench, 1998b). En dessous de cette profondeur, l'énergie des ondes de houle n'est pas transmise depuis

l'océan ou bien est fortement dissipée par frottement sur le fond tout au long de son parcours (Gerritsen, 1980 ; Brander *et al.*, 2004 ; Lowe *et al.*, 2005a). Les ondes de courtes périodes formées localement dans la DAR sont alors dominantes (Figure V–11a).

Kench (1998b), sur les îles Coco (*Keeling Island*, Océan Indien), a calculé des profondeurs critiques au niveau du front récifal de 0,65 m et 0,70 m selon les secteurs du récif. Dans le complexe récifal de l'Hermitage / La Saline, la profondeur minimale sur le platier récifal peut être estimée à partir de l'analyse de la Figure V–11. Il s'agit de la profondeur du récif au moment de la transition entre la prédominance des phénomènes de courtes période et celle des ondes de houle dans le spectre d'énergie. Les élévations du plan d'eau présentées en Figure V–11, qui correspondent à la marée enregistrée dans la DAR, désignent une profondeur de l'ordre de 1,45 m à partir de laquelle les ondes de courtes périodes dominent l'énergie au sein du récif frangeant. Cette profondeur est ici la même en marée de mortes-eaux et en marée de vives-eaux. La limite supérieure du platier récifal qui se trouve en moyenne entre 0,5 et 0,7 m au-dessus du fond de la DAR dans ce secteur du récif, indique ainsi qu'une profondeur minimale de l'ordre de 0,75 m est requise au niveau du front récifal pour permettre le transfert et la propagation d'énergie des ondes de houle depuis l'océan.

F.1.3. Les caractéristiques des vagues dans le récif

La réduction d'énergie

Les caractéristiques des vagues dans le récif dépendent des profondeurs et de la réduction d'énergie des ondes lors de leur propagation sur le platier. De nombreux travaux (Suhayda & Roberts, 1977 ; Lee & Black, 1978 ; Young, 1989 ; Lugo-Fernandez *et al.*, 1998a ; Lugo-Fernandez *et al.*, 1998b ; Kench *et al.*, 2006) signalent une dissipation de l'énergie des ondes, allant de 77% à 94% à marée basse, et de 68% à 85% à marée haute. La réduction d'énergie trouvée ici est de 99%, entre l'océan et le platier récifal (Figure V–16), et se rapproche des résultats de Roberts (1980) qui montrent que 97% de l'énergie de la houle océanique est perdue à marée haute pour un récif continu de type frangeant.

Les études de dissipation de la houle sur un récif corallien s'accordent pour expliquer les processus de perte d'énergie comme la conséquence directe du déferlement au niveau du front récifal (Gourlay, 1994 ; Massel & Gourlay, 2000). Par conséquent, le calcul de la dissipation d'énergie des ondes est effectué dans la présente étude à partir de données de la houle enregistrées au large. Cependant, la station d'acquisition étant située une vingtaine de kilomètres au nord de la zone d'étude, sur des fonds de 33 mètres (Figure V–4), les hauteurs significatives de la houle utilisées ici sont à considérer avec certaines précautions. De plus, les houles qui affectent la zone d'étude arrivent généralement par un secteur sud sud-ouest, en avance par rapport à la station d'enregistrement, laissant supposer que la houle enregistrée au Port Ouest a des chances d'être modifiée par rapport à la houle incidente qui arrive au niveau du complexe récifal. Les travaux récents de Lowe *et al.* (2005a) mettent également en évidence que la réduction d'énergie et l'atténuation de la houle en milieu récifal sont plus une

conséquence des frottements sur le fond que du déferlement. Pour ces auteurs, la dissipation d'énergie de la houle par frottement sur le fond au niveau du front récifal est importante, et ce, pour une large gamme de conditions de houle. Par conséquent, il est légitime de s'attendre à ce que la réduction d'énergie calculée pour le complexe récifal de l'Hermitage / La Saline, entre l'océan et le platier, soit inférieure à 99% (Figure V-16).

Entre le platier récifal et la DAR, l'atténuation d'énergie montre une corrélation négative avec les hauteurs d'eau. Sur un récif des Caraïbes, caractérisé par un environnement microtidal comme le récif de l'Hermitage / La Saline, Lugo-Fernandez *et al.* (1998b) ont conclu que la réduction d'énergie est significativement supérieure pendant les phases de marée basse comparées aux phases de marée haute. Les résultats que nous obtenons, entre le platier récifal et la dépression d'arrière récif, sont en accord avec les conclusions de ces auteurs. L'atténuation d'énergie indique ici une réduction de 70% à 80% de l'énergie à marée basse, et 35% à marée haute (Figure V-16).

Cette atténuation n'est cependant pas vérifiée dans le cas des ondes de courtes périodes qui dominent dans la DAR pour la première moitié du cycle de marée à la station de Planche Alizé (T7). La Figure V-16 ne montre pas de relation entre l'atténuation de l'énergie de ces ondes et la profondeur. Des valeurs négatives du coefficient d'atténuation (valeurs non représentées ici) ont également pu être calculées. Cette période qui est associée à un forçage par le vent, confirme ici l'idée que les oscillations du plan d'eau dans la DAR résultent de processus indépendants du déferlement et de la propagation de la houle sur le platier récifal. Les vagues observées dans la DAR sont alors induites par le vent qui vient du sud, caractéristique des alizés, et présentent des hauteurs significatives inférieures à 0,05 m.

Les hauteurs des vagues dans le récif

Dans le cas d'un forçage par la houle océanique, les hauteurs significatives sont généralement supérieures à 0,05 m. Les vagues les plus hautes ont été observées dans cette étude dans le secteur de Toboggan (radiale T2) avec des hauteurs significatives atteignant 0,20 m (Figure V-14).

Quelque soit le processus de formation des vagues, les hauteurs significatives de la houle dans le récif de l'Hermitage / La Saline se corrélaient positivement avec les profondeurs. La Figure V-15 met en évidence une relation linéaire entre les profondeurs rencontrées sur le récif et les hauteurs significatives de la houle. Gourlay (1993) rappelle que la hauteur maximale de houle possible sur un platier récifal est de $0,55h$ où h est la profondeur sur le platier. Hardy & Young (1996) ont également démontré que les hauteurs significatives et maximales de la houle sur le récif représentaient 40% à 60% de la profondeur du platier récifal. Les houles observées ici se trouvent bien en dessous du seuil proposé par ces auteurs (Figure V-15). Ces résultats impliquent que l'énergie des vagues, observées au cours de notre étude, n'a pas atteint son niveau de saturation maximale dans le récif frangeant de l'Hermitage / La Saline.

F.2. La circulation au sein du récif frangeant de l'Hermitage / La Saline

De nombreux travaux ont rapporté que la circulation au sein des récifs frangeants est principalement induite par le déferlement et la propagation de la houle sur le platier récifal (Roberts *et al.*, 1977 ; Roberts, 1980 ; Roberts *et al.*, 1981a ; Kench, 1994, 1998b). Les résultats présentés dans cette étude mettent en évidence que la circulation au sein du récif frangeant de l'Hermitage / La Saline est dictée aussi bien par le régime des vents que par les processus de déferlement et de propagation de la houle au niveau du front récifal. Les vents conditionnent la circulation dans les zones d'arrière récif, et la houle sur le platier récifal. Ces résultats rejoignent les travaux de Yamano *et al.* (1998) qui révèlent l'importance du régime des vents dans la circulation du récif frangeant de Kabira (*Ishigaki Island*, sud-ouest du Japon).

F.2.1. Le schéma de la circulation générale dans le récif

Le modèle de circulation des masses d'eau présenté en Figure V-22 reproduit avec fidélité la connaissance actuelle de l'hydrodynamisme au sein du récif frangeant de l'Hermitage / La Saline énoncé par Gabrié & Montaggioni (1985) puis repris par Naïm & Cuet (1989) (Figure I-4). Le complément qu'il y apporte réside dans la quantification des flux moyens qui pénètrent et sortent du complexe récifal, et les modifications de la circulation selon les conditions de forçage.

Dans des conditions de faible houle, Lugo-Fernandez *et al.* (2004) ont mis en évidence, sur le récif de Sainte-Croix (Iles Vierges Américaines), des flux *cross-shore* dominés par les différences d'élévation du niveau d'eau entre le front récifal et l'intérieur du récif. Les flux sont entrant à marée haute et sortant à marée basse. Ces résultats suggèrent une modulation de l'hydrodynamisme en fonction des phases de marée, et des marnages rencontrés (mortes-eaux ou vives-eaux).

L'analyse hydrodynamique que nous avons menée ne permet pas de mettre en évidence une corrélation entre l'inversion des flux *cross-shore* et les phases de marée. Les séries temporelles de 24 heures ne semblent pas suffisamment longues pour permettre de dissocier l'influence des brises thermiques de l'influence tidale sur l'orientation des flux. L'amortissement de l'onde de marée dans le récif frangeant de l'Hermitage / La Saline, d'un facteur 1/8 (Join *et al.*, 1988), laisse cependant supposer que les différences de niveau entre l'océan et le platier récifal jouent un rôle dans la modulation de flux *cross-shore*.

Un résultat certain est l'impact négligeable de la marée lors d'épisodes fortement énergétiques. Les surcotes générées dans le récif masquent l'effet de la marée et induisent alors des flux propres au processus de déferlement et propagation de la houle.

Les courants moyens illustrés par ce schéma (Figure V-22) présentent une circulation générale à laquelle des courants de chasse intenses se superposent. Ces courants qui dépassent parfois le mètre par seconde, ont été enregistrés à haute fréquence et durent environ entre 1 à 6 secondes. Des

valeurs de 140 cm.s^{-1} ont pu être enregistrées pour la station T7 (Planche Alizé), aussi bien dans la DAR qu'au niveau du platier récifal, selon une direction *onshore*, et de 108 cm.s^{-1} selon une direction *offshore*. De tels courants ont été constatés dans d'autres environnements récifaux, avec des vitesses maximales de 140 cm.s^{-1} relevées par Kench (1998b) dans les passes tidales des îles Cocos (*Keeling Island*) ou encore de 180 cm.s^{-1} par Roberts & Suhayda (1983) sur un récif du Nicaragua. La fréquence d'occurrence de ces courants intenses dans le récif de l'Hermitage / La Saline apparaît plus élevée aux marées hautes qu'aux marées basses, confirmant ainsi un transfert d'énergie plus important pour les profondeurs plus élevées. En régime calme, les courants de chasse enregistrés affichent des vitesses de l'ordre de 40 à 50 cm.s^{-1} , selon les deux directions *onshore* et *offshore*.

F.2.2. Transport de masse et temps de résidence

L'analyse des courants moyens sur un cycle diurne de marée révèle l'existence d'une relation entre la circulation des masses d'eau et la géomorphologie récifale. Cette relation décrite dans de nombreux environnements récifaux (Roberts, 1980 ; Kraines *et al.*, 1998 ; Presto *et al.*, 2006) réside dans la présence de chenaux et de passes qui conditionnent le temps de résidence des masses d'eau et leur renouvellement au sein d'un complexe récifal.

Les composantes *cross-shore* sur le platier récifal et *longshore* dans la DAR des courants moyens présentés en Figure V-22 sont utilisées afin d'estimer les volumes d'eau entrant et sortant du récif.

Le bilan volumique pour une coupe du récif frangeant veut que le volume d'eau entrant sur une section du récif soit égal au volume d'eau qui transite dans la DAR (Figure V-23). Par conséquent on a la relation :

$$Q_{DAR} \cdot L_D = Q_{OC} \cdot L_R \quad \text{E V-15,}$$

avec $Q_{OC} = u_{xs} \cdot h_r$ le volume entrant par unité de longueur de front récifal et par unité de temps ($\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$), où u_{xs} et h_r représentent la composante *cross-shore* du courant et la profondeur sur le platier récifal respectivement. Par analogie, $Q_{DAR} = u_{ls} \cdot h_d$ est le volume qui transite dans la DAR par unité de largeur de DAR et par unité de temps ($\text{m}^3 \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$), avec u_{ls} la composante *longshore* de la vitesse dans la DAR et h_d la profondeur de la DAR.

La Figure V-23 montre que le volume d'eau qui pénètre dans le complexe récifal est limité par le flux capable de transiter dans la DAR, ainsi que par les possibilités d'évacuation de cette masse d'eau par

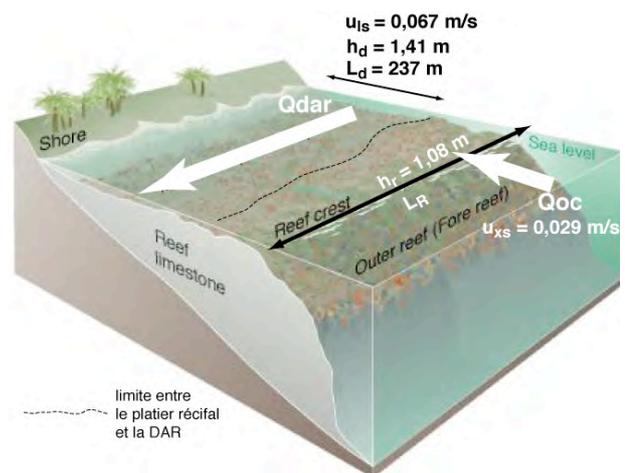


Figure V-23 : Bilan des volumes d'eau transportés sur une coupe du complexe récifal de l'Hermitage / La Saline.

les passes ou chenaux. Il est alors possible d'estimer la longueur L_R maximale pour laquelle le volume qui pénètre dans le complexe récifal est compensé. Ce calcul est appliqué ici aux valeurs présentées sur la Figure V-23 qui représentent les vitesses et profondeurs moyennes enregistrées en régime calme pour la station Livingstone (T9). Le calcul du flux dans la DAR donne une valeur de $Q_{DAR} \cdot L_D = 22,4 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$. Ce flux qui doit compenser le volume d'eau pénétrant au niveau de la radiale T9, selon la relation présentée en équation E12, suggère que les masses d'eau sont évacuées après une distance $L_R = 715 \text{ m}$ parcourue. Cette valeur correspond ici à la distance qui sépare la radiale Livingstone de la radiale Planche Alizé, confirmant ainsi la présence d'un déversoir dans ce secteur du complexe récifal, et justifie l'existence de la quatrième cellule hydrodynamique identifiée en Figure V-22. Un calcul analogue montre la présence d'un déversoir également au niveau de la station des Villas du Lagon, avant la passe de l'Hermitage.

Pour ce régime calme, le temps de résidence des masses d'eau sur le platier récifal au sein de la quatrième cellule est estimé en divisant un volume unitaire sur le platier récifal par le volume transporté *cross-shore*. Le temps de résidence d'une masse qui pénètre au niveau de Livingstone est d'environ 2h30 sur le platier récifal, avant de rejoindre le courant de dérive littorale d'arrière récif. Dans l'arrière récif, il faut environ 10h30 à cette même masse d'eau pour traverser toute la dépression d'arrière récif en direction du nord et être évacuée par la passe de l'Hermitage. Cette estimation est effectuée en supposant un transit littoral selon une trajectoire parallèle à la côte en direction de la passe de l'Hermitage et pour un compartiment d'arrière récif schématisé à un parallélogramme de profondeur et de largeur constantes. Ce temps de résidence dans la DAR est alors surestimé sachant qu'il existe des rétrécissements de la DAR sur toute la longueur du récif, et que la masse d'eau peut être reprise par un courant sortant au niveau d'un déversoir.

En régime agité forcé par le vent, l'apport massif de masses d'eau au niveau du front récifal empêche le fonctionnement en sortie des chenaux. Par conséquent, tout le volume d'eau qui pénètre dans le récif est évacué par la seule passe de l'Hermitage. Un calcul similaire à celui effectué en régime calme peut être effectué pour estimer la vitesse de la dérive littorale dans la DAR nécessaire à l'évacuation le volume d'eau qui pénètre dans le lagon.

En prenant pour L_R la longueur totale du récif de l'Hermitage / La Saline (3 km) avec une largeur totale de 500 m (incluant le platier), un flux *onshore* de l'ordre de $0,15 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$ sur le platier récifal, l'estimation du courant *longshore* permettant l'évacuation de la quantité d'eau entrante est de l'ordre de $3 \text{ m} \cdot \text{s}^{-1}$. De tels courants qui n'ont jamais été enregistrés dans la DAR suggèrent que le drainage du complexe récifal se fait par d'autres processus que la circulation générale en direction de la passe de l'Hermitage. La compensation des flux entrants se fait alors à la faveur des courants de chasse générés par le *set-up* de la houle qui déferle au niveau du front récifal. Ces courants *offshore* de l'ordre de $100 \text{ cm} \cdot \text{s}^{-1}$ permettent une réduction des flux entrants et induisent alors un transport de masse *offshore*.

G. CONCLUSION

Les principaux résultats de l'étude permettent de décrire en partie l'hydrodynamisme du récif frangeant de l'Hermitage / La Saline.

Les mouvements d'eau dans le complexe récifal sont conditionnés d'une part par les forçages physiques environnementaux et d'autre part par la géomorphologie de l'édifice corallien. Le régime de vent permanent, caractérisé par les brises de mer et brises de terre, le déferlement et la propagation de la houle eau niveau du platier récifal, le régime des vents soutenus par les alizés, représentent des paramètres fondamentaux contrôlant la circulation générale du complexe récifal.

En l'absence de séries temporelles supérieures à 24 heures, l'influence de la marée sur la circulation récifale peut être ici sous-estimée. La marée peut jouer un rôle majeur dans la circulation par régime calme, conditionnant les flux d'entrée et de sortie au niveau des fausses passes et déversoirs du complexe récifal. Cependant, en raison de son caractère microtidal, la marée est jugée négligeable sur l'écoulement des masses d'eau dès que la circulation est forcée par un vent intense et la houle.

Les résultats de la présente étude ont permis de démontrer que les ondes de houle dominant sur le platier récifal et se propagent sur ce dernier quand les hauteurs d'eau dépassent 0,75 m au niveau du front récifal. En raison de l'atténuation des ondes de houle lors de leur propagation sur le récif, des ondes de courtes périodes formées localement dominant dans la dépression d'arrière récif. Pour des hauteurs d'eau supérieures à 1,8 m dans la DAR, des ondes de vent peuvent être générées par un vent fort d'alizés d'intensité supérieure à 5 m.s⁻¹, en provenance du sud.

Des ondes du domaine infragravitaire se superposent à ces ondes gravitaires et sont permanentes dans le complexe récifal. Ces ondes correspondent à des seiches qui oscillent à la période, ou à des multiples de la période de résonance du bassin récifal.

La circulation générale est organisée en cinq cellules hydrodynamiques dont l'existence est justifiée par la présence de fausses passes ou déversoirs, permettant l'évacuation des masses d'eau et le drainage du complexe récifal. Les vitesses des courants moyens dans la DAR sont de l'ordre de 10 à 15 cm.s⁻¹ et 10 cm.s⁻¹ sur le platier récifal en régime calme. Les masses d'eau qui pénètrent dans le complexe récifal transitent en direction de la côte et/ou parallèlement à cette dernière sur le platier récifal avant d'être évacuées par un déversoir. Le temps de résidence des masses d'eau sur le platier est estimé à 2h30 et à 10h30 dans la DAR, en supposant un complexe récifal simplifié à un rectangle de section constante et de profondeur constante.

En régime agité les courants moyens dans la DAR et sur le platier sont compris entre 20 et 30 cm.s⁻¹, parfois supérieurs. Des courants de chasse importants sont générés lors d'un forçage par la houle qui présentent des directions aussi bien *onshore* que *offshore*. Ces courants permettent de compenser les influx massifs d'eau au niveau du front récifal.

Des courants identiques ont pu être observés en régime calme. L'implication de ces courants révèle une grande importance pour la dynamique sédimentaire car ils représentent un potentiel significatif de

transport et d'érosion des sédiments qui constitue le fond de la DAR et sur le platier. Les implications de l'hydrodynamisme sur la dynamique sédimentaire semblent alors présentes à tous les niveaux d'énergie, avec des courants instantanés répondant aux critères d'érosion et de transport des particules les plus fines du domaine.

**Chapitre VI Dynamique hydrosédimentaire au sein
du récif frangeant de l'Hermitage / La
Saline.**

A. LA DYNAMIQUE DES PLAGES CORALLIENNES

Les flux sédimentaires au sein du complexe récifal conditionnent les apports (accrétions) ou les pertes (érosion) de sables au niveau de la plage. Il a été vu au Chapitre III que les modifications morphologiques des plages coralliennes situées en arrière du récif frangeant de l'Hermitage / La Saline, sont significatives pour des houles océaniques associées à des flux énergétiques supérieurs à $5.10^4 \text{ J.m}^{-1}.\text{s}^{-1}$. Ces houles sont associées à deux phénomènes :

- les houles cycloniques qui arrivent par un secteur nord nord-ouest ; elles présentent un caractère érosif important, notamment pour les secteurs de plage situés sur la moitié nord du complexe récifal,
- les houles australes intenses ; elles peuvent être soit érosives, soit engraisantes. La distinction entre ces deux effets n'a pas pu être réellement appréciée au cours de cette étude, cependant le seuil minimal d'énergie de $5.10^4 \text{ J.m}^{-1}.\text{s}^{-1}$ est nécessaire pour que ces houles développent des conséquences significatives sur la morphologie des plages.

Parmi ces régimes houlographiques, les facteurs qui conditionnent la quantité d'énergie qui atteint les côtes et interviennent dans l'équilibre sédimentaire des plages coralliennes sont :

- les hauteurs et périodes significatives de la houle au large,
- l'angle d'incidence de la houle à la côte,
- la présence d'un stock de sédiment mobilisable.

L'analyse de la houle incidente du large (Chapitre III) révèle que les événements exceptionnels caractérisés par des niveaux énergétiques supérieurs à $5.10^4 \text{ J.m}^{-1}.\text{s}^{-1}$ sont associés à des hauteurs significatives supérieures à 2 m et des périodes supérieures à 13 secondes. L'angle d'incidence à la côte de ces trains d'onde ne peut être connu en raison de l'absence de données directionnelles de la houle enregistrée au large. Le stock sédimentaire meuble, quant à lui, semble se limiter à la dépression d'arrière récif et constitue uniquement les premiers centimètres de la couverture sédimentaire qui constitue le fond de la DAR. La granulométrie des sédiments de la DAR est représentée majoritairement par des sables grossiers et moyens, mettant en évidence le fait que les sédiments sont sollicités uniquement lors d'événements fortement énergétiques (Chapitre IV).

Les mesures hydrodynamiques effectuées (cf. Chapitre V) n'ont pas permis d'enregistrer de phénomènes exceptionnels présentant les conditions requises pour un remaniement des plages. Cependant, deux grands régimes de circulation ont pu être différenciés en hiver austral. Le premier correspond à un régime calme, conditionné par les vents thermiques et la marée, le second à un régime agité forcé par les houles australes et/ou des vents d'alizés en provenance du sud.

L'étude de la propagation d'énergie (Chapitre V) sur le récif révèle l'importance des hauteurs d'eau dans le transfert d'énergie entre l'océan et le complexe récifal, comme c'est le cas pour de nombreux

autres récifs de type frangeant (Roberts, 1980 ; Lugo-Fernandez *et al.*, 1998a ; Lugo-Fernandez *et al.*, 1998b, 2004). L'impact des houles australes et ses conséquences sur les gains ou les pertes de matériel sédimentaire pour les plages dépendent de l'épaisseur de la masse d'eau (marée + hauteur de houle du large) franchissant le front récifal (Sheppard *et al.*, 2005).

Au cours de ces deux conditions de forçage hydrodynamique, aucune érosion significative des plages n'a été constatée, et la courantologie analysée dans cette étude, limitée à la circulation au sein du complexe récifal, ne présente pas de potentiel à l'engraissement ou l'érosion des plages étudiées. Cependant, la dynamique du stock sédimentaire présent dans les zones d'arrière récif peut être estimée. La dynamique de la plage elle-même est alors liée aux flux sédimentaires qui régissent la répartition des stocks de sables sur le platier récifal et dans la DAR (Moberley & Chamberlain, 1964 ; Halley, 2000 ; Norcross *et al.*, 2002 ; Frihy *et al.*, 2004).

Des flux de matière en suspension (MES) théoriques sont calculés dans cette partie de l'étude. Ils sont considérés représenter le mode de transport le plus significatif et gouverner la majeure partie de la dynamique sédimentaire au sein du complexe récifal. Plusieurs auteurs (Rogers, 1990 ; Roberts *et al.*, 1992 ; Larcombe *et al.*, 2001 ; Ogston *et al.*, 2004 ; Ouillon *et al.*, 2004 ; Storlazzi *et al.*, 2004) soulignent l'importance de la matière en suspension et son rôle sur l'état de santé des récifs. Les mécanismes de transport des sédiments et le calcul des flux de MES constituent deux intérêts majeurs dans l'étude de la dynamique sédimentaire. Ils nécessitent l'introduction et l'utilisation d'équations qui ne sont pas présentées ici, mais développées en annexe 2.

B. LES BASES DU CALCUL THEORIQUE

Le transport de sédiments est conditionné par les paramètres hydrodynamiques sur le fond, dépendant eux-mêmes de deux éléments fondamentaux qui interviennent dans les équations de la dynamique sédimentaire. Ces deux éléments sont :

- la nature du fond, définie elle-même par la granulométrie et la densité des sédiments ainsi que par la longueur de rugosité du substrat,
- les vitesses critiques de l'écoulement pour laquelle un grain de taille donnée est sollicité et arraché du fond.

B.1. La nature du fond

B.1.1. Granulométrie et densité des sédiments

La granulométrie des particules sédimentaires calculée au chapitre 3 constitue un élément fondamental pour le calcul des mécanismes du transport sédimentaire. Cependant, il existe une sélectivité dans le transport des particules en fonction de leur densité (Koomans & De Meijer, 2004). Les bioclastes carbonatés qui constituent les sédiments de la dépression d'arrière récif de la zone

d'étude ont en majeure partie une origine corallienne. Kench & McLean (1997) ont souligné la faible densité de ces bioclastes de l'ordre de $1,85 \text{ g.cm}^{-3}$, qui représente une valeur médiane de la classe des densités observées dans la littérature. Les sédiments du récif frangeant de l'Hermitage / La Saline révèlent une densité comprise entre $1,4$ et $2,4 \text{ g.cm}^{-3}$ (Cuet, *com. pers.*). Le calcul de densité relative des sédiments récoltés dans la DAR sur la zone d'étude (Figure IV-1) présente des valeurs comprises entre $1,8$ et $2,3 \text{ g.cm}^{-3}$. Une valeur moyenne de $2,0 \text{ g.cm}^{-3}$ pour la densité des sédiments de la DAR du récif frangeant de l'Hermitage / La Saline a été retenue dans la présente étude pour calculer les paramètres relatifs aux mécanismes du transport sédimentaire.

B.1.2. Longueur de rugosité

En dynamique sédimentaire, la longueur de rugosité du fond z_0 est un paramètre important qui conditionne les pertes de matériel sédimentaire générés par le frottement visqueux de l'écoulement (Brown *et al.*, 2002). Cette longueur de rugosité dépend de la granulométrie du fond et de sa géométrie (présences de rides ou dunes), ainsi que des forçages hydrodynamiques. Soulsby (1997) propose une paramétrisation de z_0 en fonction de la taille moyenne du sédiment sur le fond d_{50} , tel que $z_0 = d_{50}/12$. Une autre expression est donnée en fonction du coefficient de Nikuradse k_s telle que $z_0 = k_s/30$.

Une caractéristique intrinsèque aux récifs coralliens réside dans le fait que ces derniers révèlent une rugosité particulièrement élevée, supérieure d'au moins un ordre de magnitude aux valeurs classiques énoncées pour les substrats vaseux ou sableux (Monismith, 2007). Dans le récif frangeant de Molokai (Hawaii), Presto *et al.* (2006) proposent une longueur de rugosité de $z_0 = 2,5 \text{ cm}$ pour un fond sableux représenté par un grain moyen de taille $d_{50} = 0,25 \text{ mm}$, recouvert de fragments de coraux et tapissé d'algues. Cette valeur est ici loin de la formule proposée par Soulsby (1997) qui déterminerait un $z_0 = 0,021 \text{ mm}$ pour un substrat composé de sables fins. Une étude en canal à courant dont le fond est rempli de débris coralliens révèle une valeur du coefficient de Nikuradse $k_s = 0,28 \text{ m}$, soit $z_0 = 9,3 \text{ mm}$ (Baird & Atkinson, 1997). Des études récentes d'amortissement de la houle sur un platier récifal à Hawaii (baie de Kane'ohe île d'Oahu) affichent des valeurs similaires (Falter *et al.*, 2004 ; Lowe *et al.*, 2005a). Reidenbach *et al.* (2006) ont mis en évidence à leur tour une longueur de rugosité de l'ordre de 3 cm pour un écoulement non perturbé par la houle dans un récif frangeant. Les valeurs de la longueur de rugosité présentent une large gamme de variations selon la littérature considérée. Elles continuent toujours de faire l'objet de nombreuses études en recherche fondamentale, permettant de mieux comprendre les processus hydrodynamiques sur un récif corallien (Falter *et al.*, 2004 ; Falter *et al.*, 2005 ; Lowe *et al.*, 2005b ; Lowe *et al.*, 2005c ; Falter *et al.*, 2006 ; Falter *et al.*, 2007).

Dans le cadre de la présente étude, l'objectif étant de calculer des concentrations et des flux de MES, la formulation de Soulsby (1997), $z_0 = d_{50}/12$, a été retenue pour paramétrer la longueur de rugosité. Comparée à d'autres valeurs issues de la littérature, elle fournit les meilleures estimations de concentration et de flux les plus réalistes. Pour un fond constitué de sables de taille moyenne $0,661 \text{ mm}$ (soit $0,59\phi$), la longueur de rugosité utilisée dans cette étude est de $z_0 = 0,055 \text{ mm}$. Les valeurs de

concentrations de MES dans la colonne d'eau seront également calculées à partir de la méthode proposée par Soulsby (1997). Les équations utilisées sont présentées en annexe 2.

B.2. Les vitesses critiques d'érosion

Les paramètres de la nature du fond permettent de calculer les vitesses moyennes critiques permettant l'érosion des sables moyens à grossiers dont la distribution est présentée en chapitre 3 (Figure VI-1). Les vitesses sont calculées dans la DAR et au niveau du platier récifal, en supposant un profil logarithmique des vitesses selon la loi :

$$U(z) = \frac{u_*}{\kappa} \ln\left(\frac{30z}{k_s}\right) = \frac{u_*}{\kappa} \ln\left(\frac{z}{z_0}\right)$$

avec $\kappa = 0,41$ la constante de von Karman, z la hauteur au-dessus du fond et u_* la vitesses de frottement sur le fond.

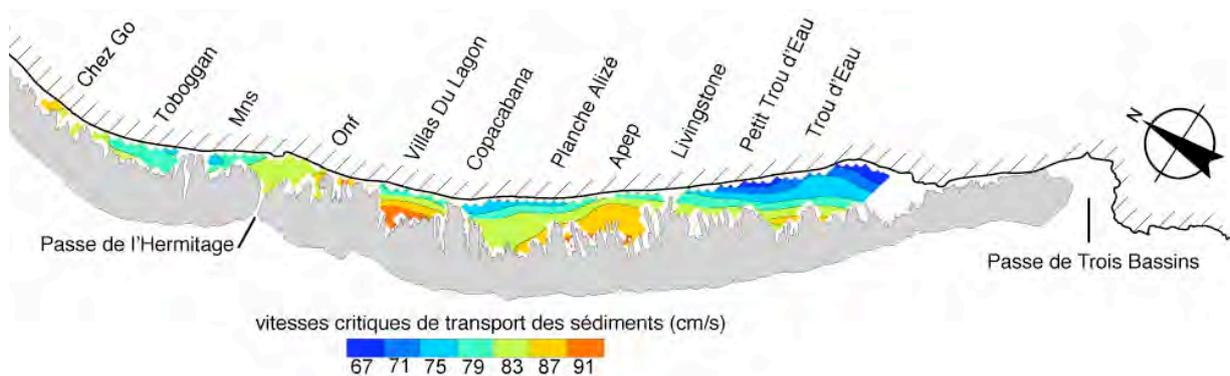


Figure VI-1 : Vitesses moyennes de l'écoulement nécessaires pour le transport des sédiments de taille présentée en **Figure IV-9**, Chapitre IV.

Des vitesses comprises entre 63 et $92 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$ sont obtenues pour initier le transport du matériel sédimentaire identifié au chapitre 4 et qui constitue la couverture sédimentaire des zones d'arrière récif. Les valeurs obtenues sont concordantes avec celles proposées par Kench & Mc Lean (1997) qui calculent des vitesses de l'ordre de 56 à $103 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$ nécessaires au transport des sédiments du lagon des îles Coco (*Cocos Keeling Islands*). Les résultats de Kench & Mc Lean (1997) présentent une certaine originalité puisque ces auteurs ont travaillé sur une distribution des classes de taille des sédiments basée sur leur vitesse de chute. Leur approche a permis ainsi de prendre en considération le comportement hydraulique des bioclastes carbonatés d'origine corallienne qui présentent des densités différentes et des morphométries particulières pouvant conditionner leur flottabilité. Par conséquent, les valeurs que nous obtenons étant proches de celles de ces auteurs, nous pouvons penser que les vitesses obtenues de l'ordre de $70 \text{ cm}\cdot\text{s}^{-1}$ pour le récif de l'Hermitage / La Saline sont représentatives de conditions proches de la réalité.

C. CONCENTRATION ET FLUX DE MES

Les valeurs de concentrations de matière en suspension sont calculées dans la présente étude pour une taille de sédiment de $d_{50}=0,2$ mm. Cette dimension de grain a été retenue car elle correspond à l'ordre de grandeur des particules sédimentaires produites par bioérosion sous l'action de l'oursin *Echinometra* sp. sur le platier récifal de l'Hermitage / La Saline (Chazottes *et al.*, 2004). Il faut retenir qu'en l'absence de mesures de turbidité, les valeurs représentées ici constituent une estimation analytique des concentrations de MES.

C.1. En régime calme

C.1.1. Concentrations de MES

Le diagramme classique de Hjulstrom (Figure VI-2) souligne l'incapacité des courants moyens de l'ordre de 10 à 15 $\text{cm}\cdot\text{s}^{-1}$ à éroder les sables fins à moyens, de taille $< 0,3$ mm.

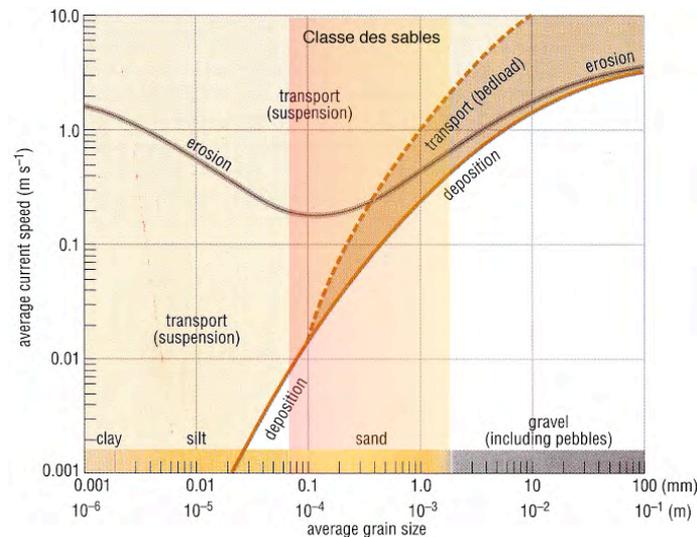


Figure VI-2 : Diagramme de Hjulstrom. Relation entre les vitesses moyennes de l'écoulement et la taille moyenne du sédiment favorisant l'érosion. La classe des sables est surlignée.

Les concentrations de MES théoriques nulles calculées, confirment ce schéma pour les courants moyens enregistrés sur le platier et dans la DAR du récif frangeant de l'Hermitage / La Saline. Les mécanismes du transport sédimentaire paraissent alors insignifiants pour un hydrodynamisme permanent caractéristique du régime général et conditionné par les vents thermiques et la marée.

Ce constat rejoint les travaux de plusieurs auteurs (Lugo-Fernandez *et al.*, 2004 ; Roberts, 2004) qui décrivent un environnement récifal géomorphologiquement inerte en dehors d'événements exceptionnels associés à des fortes houles ou des tempêtes, pour lesquels la dynamique sédimentaire apparaît significative.

Cependant, les résultats hydrodynamiques présentés au chapitre 5, révèlent l'existence en régime calme caractérisé par des courants de chasse intenses mais de courte durée. Ces derniers permettent l'érosion et le transport instantané de particules sédimentaires, sur de courtes périodes et de petites distances. Ces courants de chasse sont associés à l'effet de la houle, même faible, qui déferle au niveau du front récifal. Ils se produisent principalement à marée haute, quand les hauteurs d'eau sur le récif favorisent le transfert d'énergie sur le platier. Leur fréquence d'occurrence est alors faible au cours d'une même journée, et les enregistrements effectués ont permis d'identifier une trentaine de ces événements, supérieurs en intensité à 40 cm.s^{-1} , et d'une durée de 1 à 3 s.

L'exemple de la station Copacabana en régime calme, pour des marée de mortes-eaux, est repris ici pour illustrer l'impact de ces courants de chasse sur la concentration de MES dans la colonne d'eau (Figure VI-3).

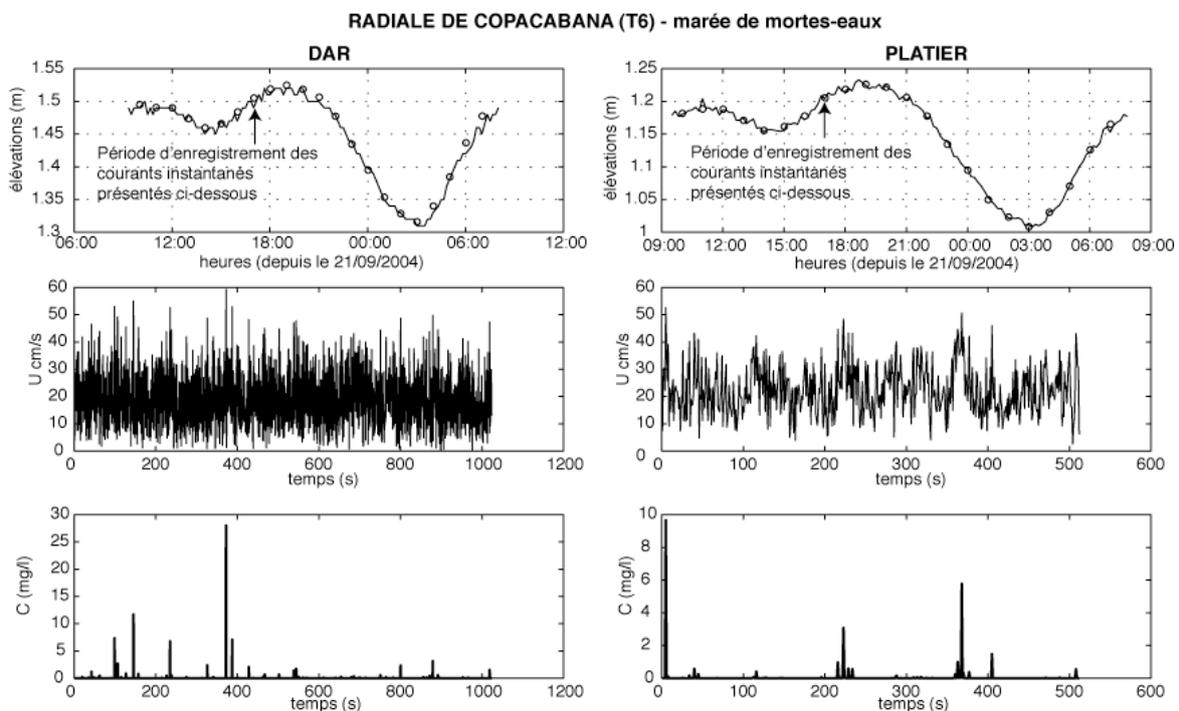


Figure VI-3 : Concentrations théoriques de MES en arrière récif et sur le platier calculées à partir des courants instantanés enregistrés à la station de Copacabana en marée de mortes-eaux.

Dans la DAR, les concentrations de MES sont généralement inférieures à 10 mg.l^{-1} lors de ces épisodes. Cet ordre de grandeur concorde avec les valeurs obtenues pour d'autres récifs frangeants (Rogers, 1990 ; Larcombe *et al.*, 1995 ; Larcombe *et al.*, 2001). Des courants instantanés qui dépassent 50 cm.s^{-1} occasionnent une remise en suspension de plus de 25 mg.l^{-1} de MES. Ces valeurs montrent ici l'importance des phénomènes de courtes périodes (1 à 3 secondes) dans la dynamique sédimentaire des zones d'arrière récif.

Sur le platier récifal, les concentrations de MES présentent des valeurs moins importantes en raison de l'hydrodynamisme plus faible qui règne sur ce secteur du récif en régime calme. Les concentrations ne dépassent pas 10 mg.l^{-1} et affichent en moyenne une valeur de l'ordre de 4 mg.l^{-1} . La durée de tels événements sur le platier récifal est également de l'ordre de 1 à 3 secondes.

C.1.2. Les flux sédimentaires

Les flux sédimentaires associés au régime calme sont supposés être faibles en raison des concentrations de MES calculées. Un taux de sédimentation moyen quotidien dans la DAR peut être estimé à partir des courants instantanés induits par le déferlement en régime calme. Une concentration moyenne de matière en suspension de 4 mg.l^{-1} sur le platier est considérée pendant ces événements, associée à un courant *onshore* moyen de 5 cm.s^{-1} . Quotidiennement, $0,6 \text{ mg.cm}^{-2}$ de sédiments se déposent en arrière récif. Ce taux représente une sédimentation journalière, en considérant que le matériel sédimentaire sollicité se dépose dans sa totalité entre les phases de suspension. Cette valeur est cohérente avec les taux de $2 \text{ mg.cm}^{-2}.\text{j}^{-1}$ obtenus sur un récif frangeant à Hawaii (Ogston *et al.*, 2004).

Les sédiments concernés par cette dynamique sont érodés sur le platier et déposés dans la DAR. Une manifestation de cette dynamique peut s'expliquer par les accumulations sédimentaires à la base du platier récifal interne, sous la forme de prismes sédimentaires. Ils constituent des petits amas de sables fins qui peuvent être estimés comme récents car ils ne sont pas encore recouverts d'un dépôt algal comparé aux sédiments voisins, supposés plus anciens.

Les processus décrits ici illustrent parfaitement le fait que le platier récifal représente la source principale de sables qui alimentent les zones d'arrière récif et les plages adjacentes (Halley, 2000 ; Roberts, 2004). La plupart de ces sables fins qui proviennent du platier sont essentiellement produits par bioérosion. Chazottes *et al.* (2004) estiment une production moyenne de $0,7 \text{ mg.cm}^{-2}.\text{j}^{-1}$ de sables fins par action de l'oursin *Echinometra mathaei* sur le platier récifal interne de Trou d'Eau, dans la partie sud du complexe récifal de l'Hermitage / La Saline.

L'activité des organismes bioturbateurs vient se superposer à cette dynamique sédimentaire et peut expliquer la présence des sables fins dans la plupart des échantillons analysés. L'activité de la crevette *Callinassa* sp., par exemple, est susceptible de générer des flux sédimentaires quotidiens significatifs (Roberts *et al.*, 1981b). La présence de cette crevette n'est pas reconnue dans le récif de l'Hermitage / La Saline, mais d'autres organismes bioturbateurs sont présents, tels que les holothuries et les poissons démersaux qui se nourrissent aux dépens du sédiment.

Les flux sédimentaires calculés pour un régime calme peuvent expliquer les tendances de transport FB- *onshore* et *offshore* calculées au chapitre 4 par la méthode de Gao & Collins (1992). Les processus décrits par ces phénomènes instantanés s'accordent ici avec le schéma conceptuel de la dynamique sédimentaire proposé par Storlazzi *et al.* (2004) (Figure I-4). Les sédiments fins ($d_{50} = 0,2 \text{ mm}$ dans cet exemple) font l'objet d'une remise en suspension et d'un transport quotidien à la faveur d'un hydrodynamisme forcé par les vents permanents et la marée. Le transport ici n'est pas significatif pour modifier les faciès sédimentaires des zones d'arrière récif. Il permet cependant une redistribution des sables fins et justifie leur présence, de manière quasi permanente, dans les échantillons sédimentaires analysés (Figure IV-6).

C.2. En régime agité

C.2.1. Concentrations de MES

L'exemple de la station Planche Alizé (T7) est repris pour présenter les calculs de concentration de MES (Figure VI-4). Cet exemple illustre un cas particulier d'hydrodynamisme forcé par le vent puis par la houle sur la même période d'enregistrement.

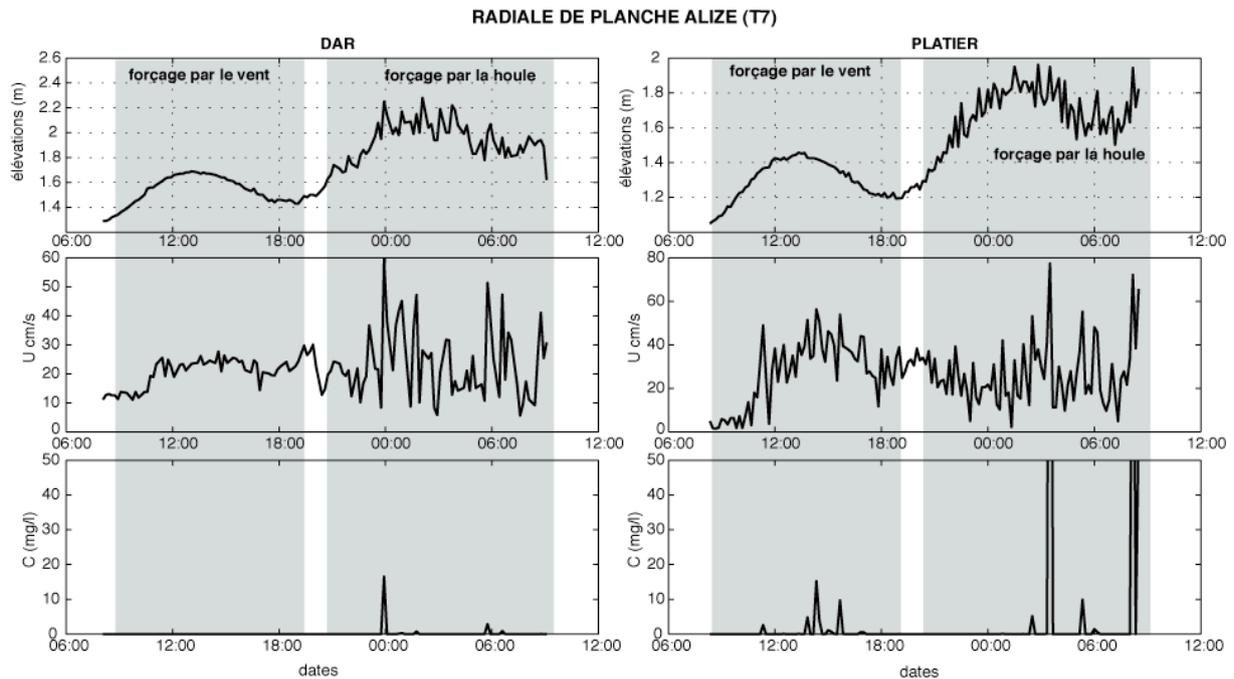


Figure VI-4 : Courants moyens et calcul de concentration de MES pour la radiale de Planche Alizé lors d'un hydrodynamisme forcé par le vent puis par la houle.

Dans la DAR, les courants moyens présentent une faible compétence à éroder les sables fins lors d'un hydrodynamisme forcé par le vent. Pour cette même période, les courants moyens enregistrés sur le platier engendrent des concentrations de MES supérieures à 10 mg.l^{-1} , essentiellement à marée haute (Figure VI-4). Les calculs confirment ici l'importance des hauteurs d'eau sur le platier récifal qui permettent un transfert d'énergie depuis l'océan vers le récif. Les processus de réduction d'énergie entre le platier et l'arrière récif sont à l'origine de la faible compétence du courant pour l'érosion et le transport des sables fins dans la DAR, justifiant les faibles concentrations calculées ici.

Pour une circulation forcée par la houle, les courants moyens dans la DAR atteignent des vitesses supérieures à 60 cm.s^{-1} qui mettent en suspension les sables fins à raison d'une concentration en MES de l'ordre de 20 mg.l^{-1} . Des valeurs plus importantes qui dépassent 100 et 200 mg.l^{-1} sur le platier sont calculées et correspondent à celles observées dans d'autres récifs frangeants (Ogston *et al.*, 2004 ; Presto *et al.*, 2006). Elles présentent des maximums également supérieurs à 100 mg.l^{-1} qui se produisent aux phases de marée haute.

Les courants instantanés dont l'intensité est supérieure à 50 cm.s^{-1} , et dépasse parfois le mètre par seconde, permet la remise en suspension d'une forte concentration de sables fins dans la colonne d'eau (Figure VI-5). Dans le platier comme dans la DAR, les pics de MES se font pour les phases de marée haute. Ces courants instantanés, dans le cas du forçage par le vent, initient des concentrations en MES de l'ordre de 30 mg.l^{-1} sur le platier et de 15 à 20 mg.l^{-1} dans la DAR. Des accélérations du courant supérieures à 50 cm.s^{-1} mettent en suspension plusieurs centaines de milligrammes de MES dans la colonne d'eau.

Les courants instantanés associés à la houle sont responsables de concentrations de MES atteignant des valeurs de l'ordre du gramme. En dehors de ces valeurs exceptionnelles les concentrations dans la DAR sont d'environ 20 mg.l^{-1} et de 50 mg.l^{-1} sur le platier.

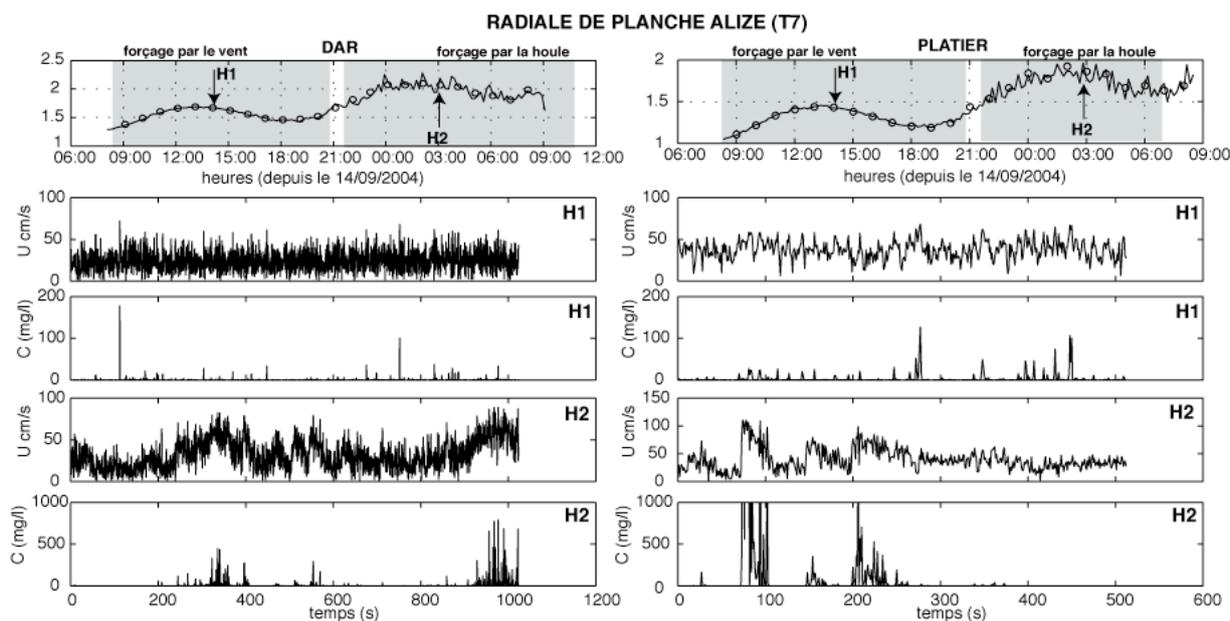


Figure VI-5 : Concentration théorique en MES calculée à partir des courants instantanés enregistrés dans la DAR et sur le platier récifal, à la station de Planche Alizé pour un forçage par le vent puis par la houle.

La littérature ne mentionne pas à notre connaissance de concentrations de MES de quelques grammes par litre dans des environnements récifaux. Cependant des concentrations de 500 mg.l^{-1} à 600 mg.l^{-1} ne nous paraissent pas improbables compte tenu de la forte turbidité constatée sur le terrain lors des campagnes de mesures (visibilité réduite à moins de 10 cm).

C.2.2. Flux sédimentaires

Les flux sédimentaires calculés en régime agité, pour l'exemple de Planche Alizé, traduisent des taux de transport de MES allant de $2,35$ à $11,95 \text{ g.cm}^2.\text{j}^{-1}$. Ces valeurs se rapprochent de celles mesurées sur un récif frangeant à Hawaii dans des conditions de houle ou de vents intenses, comprises également entre $2,27$ et $15,1 \text{ g.cm}^2.\text{j}^{-1}$ (Presto *et al.*, 2006). La distinction entre les flux *cross-shore* et *longshore*, associés à un hydrodynamisme forcé par le vent ou par la houle, montre des directions du transit sédimentaire différentes (Tableau VI-1).

Tableau VI-1 : Estimation des flux sédimentaires cross-shore et longshore, en régime agité, pour l'exemple de la radiale de Planche Alizé, selon un forçage par le vent ou par la houle.

Flux sédimentaire en g.cm ² .j ⁻¹		Flux longshore	Flux cross-shore
Vent	DAR	0	0
	Platier	1,93	1,34
Houle	DAR	1,6	-0,16
	Platier	-11,4	-3,6

Sur le platier récifal, un hydrodynamisme forcé par le vent illustre des directions du flux sédimentaire *onshore*. Dans ces conditions, le platier alimente en sables fins les accumulations sableuses de la dépression d'arrière récif. Dans la DAR, aucune remise en suspension significative n'est observée pendant le forçage par le vent. Cependant, les sédiments érodés sur le platier sont acheminés jusqu'en arrière récif où ils continuent d'être transportés selon une direction *longshore*. Pour une concentration initiale de MES de 20 mg.l⁻¹, et une dérive littorale dans la DAR de 20 cm.s⁻¹, un flux sédimentaire *longshore* en direction de la passe de l'Hermitage peut être estimé à 35 g.cm².j⁻¹. Le drainage des masses d'eau par la passe de l'Hermitage permet l'évacuation de la majorité des particules sédimentaires en suspension dans la colonne d'eau.

Pour un hydrodynamisme forcé par la houle, les flux sur le platier sont principalement *offshore*, en direction de la fausse passe présente dans ce secteur du récif de l'Hermitage / La Saline. La perte de matériel sédimentaire est caractérisée par un flux d'environ 12 g.cm².j⁻¹ qui vont se déposer sur le front récifal.

L'examen des autres radiales de la zone d'étude, en régime agité, révèle des flux sédimentaires selon une direction *onshore* associée au courant dominant généré par le déferlement et la propagation de la houle sur le récif.

D. LA DYNAMIQUE SEDIMENTAIRE ET SES CONSEQUENCES

D.1. Equilibre des plages coralliennes

Une extrapolation des valeurs obtenues dans cette étude à l'échelle de l'année ou de la période d'enregistrement nous paraît difficilement représentative des bilans sédimentaires réels au sein du récif de l'Hermitage / La Saline. Les sédiments déposés en régime calme sont remis en suspension dans la colonne d'eau à chaque cycle de marée diurne. Par conséquent les dépôts calculés ne peuvent pas être interprétés comme des accumulations à long terme, qui aboutiraient au recouvrement des coraux. De plus, une partie de la quantité déposée est susceptible d'être piégée dans certains secteurs du récif, résultant en une accumulation nette sur le platier récifal et des concentrations de MES moins importantes.

Par conséquent, sans une estimation de la quantité de sédiments fins disponibles à la source des processus hydrosédimentaires, les concentrations et les flux calculés peuvent être surestimés ou sous-estimés. De fortes concentrations de MES nécessitent la présence d'une source de sables fins à

proximité, sans laquelle ces concentrations peuvent être localement limitées (Larcombe *et al.*, 1995). La faible proportion de sables fins trouvée dans les prélèvements sédimentaires suggère que les concentrations de MES réelles pourraient être plus faibles que les valeurs théoriques.

Cependant, l'analyse individuelle d'un secteur du récif présente des flux sédimentaires proches de certaines valeurs rencontrées dans la littérature (Ogston *et al.*, 2004 ; Presto *et al.*, 2006). Les calculs effectués illustrent le fait que le bilan sédimentaire décrit, dans cette zone, un déséquilibre entre les apports de sédiments en direction de la plage et les pertes vers le large. D'après les moyennes journalières, la production de sédiment par le récif ne semble pas suffisante pour compenser les pertes occasionnées par une circulation forcée par la houle.

L'exemple de Planche Alizé est particulièrement explicite avec 100 fois plus de sédiments perdus quotidiennement lors d'un hydrodynamisme forcé par la houle qu'il n'en est apporté dans la DAR en régime calme. Le profil de plage le plus proche de la station de mesure Planche Alizé est le profil Apep (Figure III-5). Ce profil qui présente une forte tendance à la concavité traduit un secteur de plage qui est en érosion. Ce morphotype paraît cohérent par rapport à un secteur de récif qui présente un bilan sédimentaire négatif.

Cependant, la circulation *onshore* forcée par le vent favorise plutôt l'accumulation des sables fins dans les zones d'arrière récif. Les particules sont maintenues en suspension dans la dépression d'arrière récif pendant toute la période de forçage par le vent. La baisse d'intensité de ce dernier favorise le dépôt progressif des sédiments dans la DAR, et participe à l'alimentation du stock sableux de l'arrière récif.

Ces mécanismes illustrent le fait que la dynamique sédimentaire des plages coralliennes du récif de l'Hermitage / La Saline dépend autant de phénomènes exceptionnels, particulièrement destructeurs, que de la quantité de sédiments disponibles dans les secteurs d'arrière récif et sur le platier. Ce stock sédimentaire global est sollicité uniquement lors d'épisodes particulièrement énergétiques. Les conséquences sur les plages coralliennes des événements exceptionnels, associés à des houles incidentes à la côte d'énergie supérieure à $5 \cdot 10^4 \text{ J} \cdot \text{m}^{-1} \cdot \text{s}^{-1}$, sont de deux catégories : l'érosion ou l'engraissement des plages. La distinction entre ces deux impacts dépend de la nature de la plage elle-même et de la disponibilité de matériel sédimentaire dans les zones d'arrière récif.

Pour un secteur de récif où le bilan sédimentaire est négatif, la tendance de la plage est à l'érosion. Les taux d'accumulation sédimentaire en arrière récif sont inférieurs aux pertes vers le large, occasionnées par le régime des houles normales. Ces bilans négatifs sont en général associés à des secteurs du récif présentant des discontinuités au niveau du platier récifal, favorisant l'évacuation des particules sédimentaires. Sous l'effet de houles importantes, les courants de sorties sont amplifiés favorisant le départ de sédiments vers le large plutôt qu'un transport selon une direction *onshore*.

Dans le cas d'un secteur de récif présentant un bilan sédimentaire positif, les taux d'accumulation dans la DAR sont plus importants que les pertes vers le large. De fortes houles sont alors susceptibles de transporter les sédiments selon une direction *onshore* et les déposer en haut de plage. Dans ces

conditions, le profil de plage doit être dissipatif pour permettre à la houle de venir « mourir » sur le haut de plage et y déposer les sédiments qu'elle transporte. Ces mécanismes favorisent la construction d'une berme qui constitue un stock sédimentaire d'arrière plage. Dans le cas d'une plage réfléchive, en raison de la présence d'obstacles situés en haut de plage, les conséquences à court terme se traduisent par une érosion. L'énergie de la houle est amplifiée par les processus de réflexion sur l'obstacle et le matériel sédimentaire amené par les vagues n'est pas en mesure de se déposer. Cette quantité de sédiment est alors réintroduite dans la DAR à laquelle s'ajoute les sables arrachés à la plage lors du déferlement des vagues sur le littoral réfléchif.

D.2. Implications sur les colonies coralliennes

Les concentrations théoriques maximales de MES calculées, supérieures à 100 mg.l^{-1} , approchent les limites acceptables de turbidité pour la croissance des organismes coralliens (Rogers, 1990). L'atténuation de la lumière causée par la turbidité croissante peut affecter la production primaire et la croissance corallienne (Ogston *et al.*, 2004). Sur le récif frangeant de Molokai (Hawaii), dans des profondeurs de 1 à 2 m, des concentrations de 10 mg.l^{-1} sont estimées réduire de 15% les radiations disponibles pour la photosynthèse des organismes coralliens. Pendant les régimes agités, le récif de l'Hermitage / La Saline est soumis à des concentrations de MES théoriques supérieures à celle observée à Hawaii. La durée de ces événements est parfois supérieure à quelques jours, ayant ainsi des conséquences importantes sur la quantité de lumière disponible pour les algues symbiotiques des coraux.

Dans les zones récifales soumises à de fortes concentrations de MES, Rogers (1990) répertorie plusieurs conséquences sur les écosystèmes récifaux, parmi lesquelles l'abondance de formes branchues et le faible recouvrement par les coraux vivants. Ce constat peut être effectué au sein du récif de l'Hermitage / La Saline. Larcombe *et al.* (2001) évoquent également une réduction de la croissance et une diminution de la diversité corallienne en réponse à un stress subi par les édifices coralliens soumis à de fortes concentration de MES ou des taux de sédimentation élevés. Ces derniers calculés dans cette étude montrent que le récif de l'Hermitage / La Saline présente des concentrations de MES élevées qui pourraient avoir un effet néfaste sur l'état de santé des colonies coralliennes. Ces résultats mettent en évidence l'importance de l'hydrodynamisme et du transport de matériel sédimentaire sur le métabolisme corallien. Ils illustrent d'une part le couplage entre l'état de santé du récif et les stocks de sédiments produits par ce récif, et d'autre part les *feedback* existants entre les deux processus. Des édifices coralliens dégradés permettent un transfert d'énergie plus important depuis l'océan vers la côte (Frihy *et al.*, 2004 ; Sheppard *et al.*, 2005). En vis-à-vis de plages réfléchives, les impacts de la houle sur le littoral sont amplifiés et de fortes quantité de sables sont remises en suspension dans la colonne d'eau. L'augmentation de cette MES génère un stress sur les coraux qui se manifestera par une dégradation accentuée. Ce mécanisme s'auto-entretient et présente des risques d'amplification ayant des conséquences néfastes, à long terme, sur l'évolution de la morphodynamique littorale. L'élévation du niveau de la mer et l'augmentation de la fréquence

des phénomènes exceptionnels laissent supposer une aggravation de ces processus et de leurs conséquences sur les activités humaines en relation avec le littoral.

Conclusion et perspectives

L'objectif principal de ce travail était de quantifier les processus hydrosédimentaires intrinsèques aux écosystèmes récifaux réunionnais. L'analyse conjointe de l'évolution morphodynamique des littoraux, de la distribution des sédiments dans les zones d'arrière récif ainsi que des paramètres de l'écoulement des masses d'eau, a permis de mettre en évidence certains mécanismes responsables de la dynamique sédimentaire en zone littorale (plage et récif inclus) et d'apporter par conséquent des éléments de réponse à la question centrale de ce travail.

La synthèse des suivis des profils de plage sur la période 1998-2004 a confirmé la tendance à l'érosion des littoraux balnéaires de La Réunion depuis plusieurs années. Cette érosion se traduit par la légère concavité de certains morphotypes des plages coralliennes de Saint-Gilles sud et de l'Hermitage / La Saline. L'analyse des données historiques permet d'identifier les mécanismes de la dynamique sédimentaire des plages comme la conséquence de deux phénomènes associés à des forçages hydrodynamiques de nature différente :

- Le premier correspond à l'aléa cyclonique, dont une trajectoire sud à sud-ouest dominante est à l'origine de houles importantes qui abordent les littoraux coralliens par un secteur nord nord-ouest. Ces houles ont un pouvoir érosif important qui se manifeste à une échelle temporelle courte de l'ordre de la journée.
- Le second appartient au domaine des houles australes, dont l'énergie dépasse $5.10^4 \text{ J.m}^{-1}.\text{s}^{-1}$, caractéristiques de l'hiver austral, dont les effets se manifestent ici à l'échelle de la saison. Les conséquences peuvent être dans ce cas aussi bien néfastes (érosion) que bénéfiques (engraissement). Ces houles traduisent un bilan sédimentaire positif pour la plage si leur fréquence d'occurrence est faible au cours de la saison. A l'inverse, la répétition de tels événements (supérieure à 3 ou 4 épisodes en 6 mois) présente un potentiel à l'érosion pour les plages coralliennes.

Sur la période d'étude, le bilan sédimentaire global négatif sur les secteurs de plages étudiés indique une érosion qui domine sur les processus d'engraissement. Elle est expliquée par la succession sur 3 ans d'une part de cyclones en été et d'autre part d'épisodes de fortes houles australes en hiver, qui ont laissé une cicatrice aux plages que la dynamique contemporaine ne permet pas de combler. Aucune tendance saisonnière nette ne se dégage de l'étude des profils de plage en raison de l'irrégularité des événements majeurs responsables de changements morphodynamiques significatifs des littoraux.

L'analyse de la répartition spatiale des paramètres granulométriques des sables à bioclastes carbonatés décrit un environnement sédimentaire du récif frangeant de l'Hermitage / la Saline dominé par les sables moyens à grossiers. Les tendances du transport sédimentaire dans les zones d'arrière récif révèlent l'existence de deux modes de transport des sables dans la DAR.

- Le premier est caractéristique d'un régime calme, permanent, avec un hydrodynamisme forcé par les vents et la marée. Les tendances de transport associée à ce régime mobilisent les sables fins à très fins, selon un axe préférentiellement cross-shore, et de directions onshore ou offshore. Le transport est reconnu se faire essentiellement en suspension, sous influence des vents et des flux de marée, pendant les phase de marée haute. Le dépôt des sédiments préalablement sollicités est total à la réduction de l'énergie de l'agent de transport.
- Le second mode de transport est caractéristique d'un régime agité, avec un hydrodynamisme forcé par la houle et les vents violents. Tous les rangs granulométriques de la classe des sables sont sollicités, depuis les sables fins à grossiers. Les premiers sont transportés en suspension selon une direction onshore au niveau du platier et longshore dans la DAR. Les seconds sont transportés par charriage en direction de la côte.

La distinction entre ces deux modes de transport se situe à un niveau d'énergie de la houle incidente de $1.10^4 \text{ J.m}^{-1}.\text{s}^{-1}$, associée à des vagues au large d'une hauteur significative supérieure à 1 m avec des périodes supérieures à 10 s.

L'examen des processus hydrodynamiques au sein du complexe récifal de l'Hermitage / La Saline permet d'identifier les principaux forçages qui conditionnent la circulation sur le platier récifal et dans la DAR, en régime calme et en régime agité, et leur relation avec la géomorphologie récifale.

- L'écoulement des masses d'eau sur le platier est dominé par la propagation et le déferlement des ondes de houle (même faible) au niveau du platier récifal externe, pour un seuil limite de hauteur d'eau de 0,75 m. En dessous, les ondes de courtes périodes dominent la circulation, notamment pour les phases de marée basse.
- La circulation dans la DAR est dominée par des phénomènes de courtes périodes qui sont générés localement en régime calme, et sous l'effet des vents dominants en régime agité. La propagation des ondes de houles jusque dans la DAR et la formation d'ondes de vent, en régime agité, se fait pour des profondeurs minimales de 1,8 m.

En dehors de ces ondes du domaine gravitaire, l'existence d'oscillations de l'élévation du plan d'eau à des fréquences du domaine infragravitaire se manifeste en permanence dans tout le complexe récifal. Ce type d'onde correspond à la période de résonance du bassin d'arrière récif (ou à des multiples de cette période), et est assimilée à une onde quasi stationnaire qui effectue des allers-retours dans la DAR.

Ces processus de distribution de l'énergie dans le récif conditionnent la circulation générale. Cette étude de la circulation en régime calme ou forcé par la houle a révélé l'existence de 5 cellules hydrodynamiques majeures, justifiées par la présence de fausses passes ou déversoirs qui permettent le drainage du récif. Pour un régime agité forcé par les vents d'alizés, en provenance du

sud, la circulation se modifie et les masses d'eau poussées en direction de la côte occultent le fonctionnement des fausses passes. Le seul drainage possible se fait alors par la passe de l'Hermitage pour toute la moitié sud du complexe récifal.

Les processus hydrosédimentaires issus de cette analyse couplée de la morphodynamique, la sédimentologie et l'hydrodynamique, montre que la dépression d'arrière récif constituerait un puits pour les sédiments en transit dans le complexe récifal.

- Les flux sédimentaires traduisent une accumulation de sédiments dans la DAR avec un taux moyen de $0,6 \text{ mg.cm}^{-2}.\text{j}^{-1}$ en régime calme, sous l'influence de courants instantanés.
- Lors d'un forçage par la houle, les flux *onshore* illustrent des apports sédimentaires conséquents dans la DAR qui sont en partie repris par la dérive littorale. Dans les secteurs des fausses passes et déversoirs, les sédiments sont transportés *offshore* par des courants de compensation, à un taux de $12 \text{ g.cm}^{-2}.\text{j}^{-1}$.
- Les flux calculés pour un régime forcé par le vent traduisent un transit permanent des sédiments en suspension dans la DAR en direction de la passe de l'Hermitage, à un taux de $35 \text{ g.cm}^{-2}.\text{j}^{-1}$.

Le bilan des flux sédimentaires révèle des transports principalement *onshore*, et amène au constat que les accumulations sableuses d'arrière récif constituent un stock de sédiments mobilisables uniquement par des houles importantes de hauteur significative supérieure à 2 m. Dans ces conditions, les sédiments transportés sur les plages sont susceptibles d'engraisser ces dernières, si elles présentent des profils dissipatifs. Dans le cas contraire, pour une plage présentant un profil réfléchissant, consécutif à des aménagements de haut de plage, le dépôt durable des sédiments sur la plage n'est pas possible. De plus, l'augmentation de l'énergie de la houle sur le profil de plage réfléchissant, implique une remise en suspension dans la colonne d'eau des sables de plage qui viennent s'ajouter au stock initial de la DAR.

Dans la continuité de cette étude hydrosédimentaire, de nombreuses perspectives s'ouvrent :

- l'obtention de suivis temporels plus conséquents, sur des périodes supérieures à 24 heures permettant de mieux identifier la circulation induite par la marée,
- la mesure *in situ* de la concentration de matière en suspension contemporaine de la mesure des courants,
- une quantification de la contribution des processus de bioérosion sur la dynamique et les valeurs des flux sédimentaires dans le récif.

Dans l'objectif de compléter la connaissance des processus hydrodynamiques il semble nécessaire de développer des mesures visant :

- le suivi de la circulation pendant l'été austral qui n'a pas fait l'objet de campagnes de mesures au cours de la présente étude,

- l'enregistrement simultané des courants dans le récif et de la houle incidente au niveau du front récifal,
- l'enregistrement des événements exceptionnels de type cyclone ou houles australes supérieures aux moyennes saisonnières.

Ce travail constitue une des premières séries d'enregistrements hydrodynamiques de tel ampleur dans le récif frangeant de l'Hermitage / La Saline, et soulève par conséquent de nouvelles perspectives d'études pour la compréhension du fonctionnement de l'écosystème récifal réunionnais. Des campagnes d'enregistrement des courants couplées à l'analyse biogéochimique des masses d'eau qui transitent sur le récif permettraient de développer une meilleure connaissance du métabolisme corallien. Dans cette perspective, des travaux ont déjà été initiés en collaboration avec le laboratoire d'écologie marine (ECOMAR) de l'Université de la Réunion. En effet, replacé dans le contexte du changement climatique global, il semble pertinent de mieux appréhender les couplages entre les processus physiques, biologiques et sédimentaires, afin d'avoir une vision élargie du fonctionnement global de l'écosystème récifal et de son rôle dans la protection des littoraux.

Références Bibliographiques

- Andréfouët, S., Claereboudt, M., Matsakis, P., Pagès, J., Dufour, P., 2001. Typology of atoll rims in Tuamotu Archipelago (French Polynesia) at landscape scale using SPOT HRV images. *International Journal of Remote Sensing* 22(6):987-1004
- Angwenyi, C. M. & Rydberg, L., 2005. Wave-driven circulation across the coral reef at Bamburi Lagoon, Kenya. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 63:447-454
- Asselman, N. E. M., 1999. Grain-size trends used to assess the effective discharge for floodplain sedimentation, River Waal, the Netherlands. *Journal of Sedimentary Research* 69(1):51-61
- Atkinson, M., Smith, S. V., Stroup, E. D., 1981. Circulation in Enewetak Atoll lagoon. *Limnology and Oceanography* 26:1074-1083
- Baird, M. E. & Atkinson, M. J., 1997. Measurement and prediction of mass transfer to experimental coral reef communities. *Limnology and Oceanography* 42(8):1685-1693
- Balfour, I. B., 1879. An account of the petrological, botanical and zoological collections made in Rodriguez during the transit of Venus expeditions of 1874-75. *Royal Society Philos Trans London* 168:1-579
- 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., Pichon, M., Plante, R., Plaziat, J. C., Plessis, Y. B., Richard, G., Salvat, B., Thomassin, B. A., Vasseur, P., Weydert, P., 1975. Eléments de terminologie récifale indo-pacifique. *Thetys* 7(1):1-111
- Bellwood, D. R., 1995. Carbonate transport and within-reef patterns of bioerosion and sediment release by parrotfishes (family Scaridae) on the Great Barrier Reef. *Marine Ecology Progress Series* 117:127-136
- Bellwood, D. R., Hughes, T. P., Folke, C., Nyström, M., 2004. Confronting the coral reef crisis. *Nature* 429:827-833
- Blott, S. J. & Pye, K., 2001. Gradistat : a grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments. *Earth Surface Processes and Landforms* 26:1237-1248
- Bouchon, C., 1981. Quantitative study of the scleractinian coral communities of a fringing reef of Reunion Island (Indian Ocean). *Marine Ecology Progress Series* 4:273-288
- Brander, R. W., Kench, P. S., Hart, D., 2004. Spatial and temporal variations in wave characteristics across a reef platform, Warraber Island, Torres Strait, Australia. *Marine Geology* 207(1-4):169-184
- Brown, E., Colling, A., Park, D., Phillips, J., Rothery, D., Wright, J., 2002. Waves, tides and shallow-water processes. *Butterworth-Heinemann, The Open University eds., 228 pp.*
- Bui, E. N., Mazullo, J., Wilding, L. P., 1990. Using quartz grain size and shape analysis to distinguish between aeolian and fluvial deposits in the Dallol Bosso of Niger (West Africa). *Earth Surface Processes and Landforms* 14:157-166
- Caeiro, S., Painho, M., Goovaerts, P., Costa, H., Sousa, S., 2003. Spatial sampling design for sediment quality assessment in estuaries. *Environmental Modelling & Software* 18:853-859
- Calhoun, R. S. & Field, M. E., 2000. Beach and reef-flat sediments along the south shore of Molokai, Hawaii. Proceedings of the Carbonate Beaches 2000, First International Symposium on Carbonate Sand Beaches, Key Largo, Florida, U.S.A., 163-171 pp.
- Callaghan, D. P., Nielsen, P., Cartwright, N., Gourlay, M. R., Baldock, T. E., 2006. Atoll lagoon flushing forced by waves. *Coastal Engineering* 53(8):691-704
- Camoin, G. F., Colonna, M., Montaggioni, L. F., Casanova, J., Faure, G., Thomassin, B. A., 1997. Holocene sea level changes and reef development in the southwestern Indian Ocean. *Coral Reefs* 16:247-259
- Chang, Y. H., Scrimshaw, M. D., Lester, J. N., 2001. A revised Grain-Size Trend Analysis program to define net sediment transport pathways. *Computers & Geosciences* 27(1):109-114
- Chazottes, V., 1994. Etude de la bioérosion et de la sédimentogenèse en milieu récifal : effets de l'eutrophisation (île de La Réunion, Océan Indien occidental). l'Université d'Aix-Marseille II
- Chazottes, V., Chevillotte, V., Dufresne, A., 2004. Characteristics of the particulate production by the sea urchin *Echinometra mathaei* on Indo-Pacific reefs: influence of coral communities and implications on the sediment dynamics. *Geobios* 37:13-22

- Chazottes, V., Le Campion-Alsumard, T., Peyrot-Clausade, M., Cuet, P., 2002. The effects of eutrophication-related alterations to coral reef communities on agents and rates of bioerosion (Reunion Island, Indian Ocean). *Coral Reefs* 21:375-390
- Cohen, J. E., Small, C., Mellinger, A., Gallup, J., Sachs, J., 1997. Estimates of coastal populations. *Science* 278:1211-1212
- Cuet, P., 1989. Influence des résurgences d'eau douce sur les caractéristiques physico-chimiques et métaboliques de l'écosystème récifal de La Réunion. Doctorat en chimie de l'environnement Université d'Aix-Marseille III
- Dail, H. J., Merrifield, M. A., Bevis, M., 2000. Steep beach morphology changes due to energetic wave forcing. *Marine Geology* 162:443-458
- Darwin, C. R., 1842. The structure and distribution of coral reefs. *Smith, Elder and Co., London, 214 pp.*
- Douillet, P., Ouillon, S., Cordier, E., 2001. A numerical model for fine suspended sediment transport in the southwest lagoon of New Caledonia. *Coral Reefs* 20(4):361-372
- Duncan, R. A., Backman, J., Peterson, L., 1989. Reunion hotspot activity through Tertiary time: initial results from the ocean drilling program, Leg 115. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 36:193-198
- Edwards, A., 1995. Impact of climatic change on coral reefs, mangroves and tropical seagrass ecosystems. In: D. E. (ed) *Climate change: Impact on coastal habitation*. Lewis, pp 209-234
- Falter, J. L., Atkinson, M. J., Coimbra, C. F. M., 2005. Effects of surface roughness and oscillatory flow on the dissolution of plaster forms: Evidence for nutrient mass transfer to coral reef communities. *Limnology and Oceanography* 50(1):246-254
- Falter, J. L., Atkinson, M. J., Fleming, J. H., Bos, M. M., Lowe, R. J., Koseff, J. R., Monismith, S. G., 2006. A novel flume for simulating the effects of wave- and tide-driven water motion on the biogeochemistry of benthic reef communities. *limnology and Oceanography: Methods* 4:68-79
- Falter, J. L., Atkinson, M. J., Lowe, R. J., Monismith, S. G., Koseff, J. R., 2007. Effects of nonlocal turbulence on the mass transfer of dissolved species to reef corals. *Limnology and Oceanography* 52(1):274-285
- Falter, J. L., Atkinson, M. J., Merrifield, M. A., 2004. Mass-transfer limitation of nutrient uptake by a wave-dominated reef flat community. *Limnology and Oceanography* 49(5):1820-1831
- Farrow, G. E. & Brander, K. M., 1971. Tidal studies of Aldabra. *Philosophical transactions of the Royal Society of London* B260:93-121
- 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 II
- Folk, R. L. & Ward, W. C., 1957. Brazos river bar: a study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology* 27:3-26
- Foreman, M. G. G., 1979. Manual for tidal heights analysis and prediction. *Pacific Marine Science Report 77-10, Insitute of Ocean Sciences*
- Friedman, G. M., 1979. Differences in size distributions of populations of particles among sands of various origins. *Sedimentology* 26:3-32
- Frihy, O. E., El Ganaini, M. A., El Sayed, W. R., Iskander, M. M., 2004. The role of fringing coral reef in beach protection of Hurghada, Gulf of Suez, Red Sea of Egypt. *Ecological Engineering* 22:17-25
- Frith, C. A., 1981. Circulation in a platform reef lagoon, One Tree Reef, southern Great Barrier Reef. Proceedings of the Fourth International Coral Reef Symposium, Manila, 347-354 pp.
- Gabrié, C., 1982. Sédimentologie de quelques récifs coralliens frangeants de la Mer Rouge et de l'Océan Indien Occidental. Thèse de Doctorat Université d'Aix-Marseille II
- Gabrié, C. & Montaggioni, L., 1985. L'érosion des plages balnéaires à La Réunion. *Contrats Ministère de l'Education Nationale - Conseil Général de La Réunion - Conseil Régional de La Réunion, Laboratoire de Géologie, Université de La Réunion, 56 pp.*
- Gao, S. & Collins, M. B., 1990. A critique of the "McLaren method" for defining sediment transport paths - discussion. *Journal of Sedimentary Petrology* 61(1):143-146

- Gao, S. & Collins, M. B., 1992. Net sediment transport patterns inferred from grain-size trends, based upon definition of "transport vectors". *Sedimentary Geology* 81(1-2):47-60
- Gao, S. & Collins, M. B., 1994a. Analysis of Grain Size Trends, for defining sediment transport pathways in marine environments. *Journal of Coastal Research* 10(1):70-78
- Gao, S. & Collins, M. B., 1994b. Net sediment transport patterns inferred from grain-size trends, based upon definition of "transport vectors"--reply. *Sedimentary Geology* 90(1-2):157-159
- Gao, S. & Collins, M. B., 2001. The Use Of Grain size Trends in Marine Sediment Dynamics: A Review. *Chinese Journal of oceanology and Limnology* 19(3):265-271
- Gao, S., Collins, M. B., Lanckneus, J., De Moor, G., Van Lancker, V., 1994. Grain size trends associated with net sediment transport patterns : An example from the Belgian continental shelf. *Marine Geology* 121:171-185
- Gardiner, J. S., 1936. The reefs of the Western Indian Ocean. II. The Mascarene Region. *Linnaean Soc Cond Trans, Zool* 19:426-436
- Garnaud, S., 2003. La sédimentation fine sur une plate-forme interne actuelle macrotidale : la Baie de Seine Sud-Orientale (France). Thèse de doctorat Université de Caen, 307 pp.
- Gerritsen, F., 1980. Wave attenuation and wave set-up on a coastal reef. Proceedings of the Seventeenth Coastal Engineering Conference Sydney, Australia, 444-461 pp.
- Gibbs, A. E., Richmond, B. M., Fletcher, C. H., 2000. Beach profile variation on Hawaiian carbonate beaches. Proceedings of the Carbonate Beaches 2000, First International Symposium on Carbonate Sand Beaches, Key Largo, Florida, U.S.A., 99-110 pp.
- Gourlay, M. R., 1993. Wave setup and wae generated currents on coral reefs. Proceedings of the 11th Australian Conference of Coastal and Ocean Engineering IEA, Townsville, 479-484 pp.
- Gourlay, M. R., 1994. Wave transformation on a coral reef. *Coastal Engineering* 23(1-2):17-42
- Gourlay, M. R., 1996a. Wave set-up on coral reefs. 1. Set-up and wave-generated flow on an idealised two dimensional horizontal reef. *Coastal Engineering* 27:161-193
- Gourlay, M. R., 1996b. Wave set-up on coral reefs. 2. Set-up on reefs with various profiles. *Coastal Engineering* 28:17-55
- Gourlay, M. R. & Colleter, G., 2005. Wave-generated flow on coral reefs - an analysis for two-dimensional horizontal reef-tops with steep faces. *Coastal Engineering* 52:353-387
- Halley, R. B., 2000. Eleven things a geologist thinks an engineer should know about carbonate beaches. Proceedings of the Carbonate Beaches 2000, First International Symposium on Carbonate Sand Beaches, Key Largo, Florida, U.S.A., 1-14 pp.
- Hardy, T. A., Mason, L. B., Mcconochie, J. D., 2000. A wave model for the Great Barrier Reef. *Ocean Engineering* 28:45-70
- Hardy, T. A. & Young, I. R., 1991. Modeling spectral wave transformation on a coraf reef flat. Proceedings of the 10th Aust Conf Coastal and Ocean Eng, Auckland.
- Hardy, T. A. & Young, I. R., 1996. Field study of wave attenuation on an offshore coral reef. *Journal of Geophysical Research* 101(C6):14311-14326
- Harney, J. N., Grossman, E. E., Richmond, B. M., Fletcher, C. H., 2000. Age and composition of carbonate shoreface sediments, Kailua, Ohau, Hawaii. *Coral Reefs* 19:141-154
- Hearn, C., 2001. Introduction to the special issue of Coral Reefs on "Coral Reef Hydrodynamics". *Coral Reefs* V20(4):327-329
- Hearn, C. J., 1999. Wave-breaking hydrodynamics within coral reef systems and the effect of changing relative sea level. *Journal of Geophysical Research* 104(C12):30007-30019
- Hearn, C. J. & Parker, I. N., 1988. Hydrodynamic processes on the Ningaloo coral reef, Western Australia. Proceedings of the Sixth International Coral Reef Symposium, Townsville, Australia, 497-502 pp.
- Hegge, B. J., 1994. Low energy sandy beaches of southwestern Australia: two-dimensional morphology, sediments and dynamics. PhD Thesis Department of Geography, The University of Western Australia
- Hinwood, J. & Luick, J., 2001. Long-period waves in an island reef harbor. *Coral Reefs* 20(4):423-432
- Hoitink, A. J. F., 2004. Tidally-induced clouds of suspended sediment connected to shallow-water

- coral reefs. *Marine Geology* 208:13-31
- Hoitink, A. J. F. & Hoekstra, P., 2003. Hydrodynamic control of the supply of reworked terrigenous sediment to coral reefs in the Bay of Banten (NW Java, Indonesia). *Estuarine coastal and shelf science* 58:743-755
- Hubbard, D. K., Sadd, J. L., Roberts, H. H., 1981. The role of physical processes in controlling sediment transport patterns on the insular shelf of St. Croix, U.S. Virgin Islands. Proceedings of the Fourth International Coral Reef Symposium, Manila, 399-404 pp.
- Hughes, T. P., 1999. Off-reef transport of coral fragments at Lizard Island, Australia. *Marine Geology* 157:1-6
- Hughes, T. P., Baird, A. H., Bellwood, D. R., Card, M., Connolly, S. R., Folke, C., Grosberg, R., Hoegh-Guldberg, O., Jackson, J. B. C., Kleypas, J., Lough, J. M., Marshall, P., Nyström, M., Palumbi, S. R., Pandolfi, J. M., Rosen, B., Roughgarden, J., 2003. Climate Change, Human Impacts, and the Resilience of Coral Reefs. *Science* 301:929-933
- Inman, D. L., Gayman, W. R., Cox, D. C., 1963. Littoral sedimentary processes on Kauai, a Subtropical high island. *Pacific Science* 17(1):106-130
- Join, J.-L., 1991. Caractérisation hydrogéologique du milieu volcanique insulaire, Le Piton des Neiges - Ile de la Réunion. Thèse de Doctorat de l'Université de La Réunion, 187 pp.
- Join, J.-L., Pommé, J.-B., Coudray, J., Daesslé, M., 1988. Caractérisation des aquifères basaltiques en domaine littoral. Impact d'un récif corallien. *Hydrogéologie* 2:107-115
- Kench, P. S., 1994. Hydrodynamic observations of the Cocos (Keeling) Islands lagoon. *Atoll Research Bulletin* 408:1-21
- Kench, P. S., 1998a. A currents of removal approach for interpreting carbonate sedimentary processes. *Marine Geology* 145:197-223
- Kench, P. S., 1998b. Physical processes in an Indian Ocean atoll. *Coral Reefs* 17:155-168
- Kench, P. S., Brander, R. W., Parnell, K. E., Mclean, R. F., 2006. Wave energy gradients across a Maldivian atoll: Implications for island geomorphology. *Geomorphology* 81:1-17
- Kench, P. S. & Mc. Lean, R. F., 1997. A comparison of settling and sieve techniques for the analysis of bioclastic sediments. *Sedimentary Geology* 109(1-2):111-119
- Kench, P. S. & Mclean, R. F., 2004. Hydrodynamics and sediment flux of hoas in an Indian Ocean atoll. *Earth Surface Processes and Landforms* 29:933-953
- Kennedy, D. M. & Woodroffe, C. D., 2002. Fringing reef growth and morphology : a review. *Earth-Science Reviews* 57:255-277
- Koomans, R. L. & De Meijer, R. J., 2004. Density gradation in cross-shore sediment transport. *Coastal Engineering* 51:1105-1115
- Kraines, S. B., Isobe, M., Komiyama, H., 2001. Seasonal variations in the exchange of water and water-borne particles at Majuro Atoll, the Republic of the Marshall Islands. *Coral Reefs* 20(4):330-340
- Kraines, S. B., Yanagi, T., Isobe, M., Komiyama, H., 1998. Wind-wave driven circulation on the coral reef at Bora Bay, Miyako Island. *Coral Reefs* 17:133-143
- Lanckneus, J., De Moor, G., De Schaepmeester, G., Meyus, I., Spiers, V., 1992. Residual sediment transport directions on a tidal sand bank. Comparison of the "McLaren Model" with bedform analysis. *Bulletin de la Soc Belge d'Etudes Geog - SOBEG* 2:425-446
- Larcombe, P., Costen, A., Woolfe, K. J., 2001. The hydrodynamics and sedimentary setting of nearshore coral reefs, central Great Barrier Reef shelf, Australia: Paluma Shoals, a case study. *Sedimentology* 48:811-835
- Larcombe, P., Ridd, P. V., Prytz, A., Wilson, B., 1995. Factors controlling suspended sediment on inner-shelf coral reefs, Townsville, Australia. *Coral Reefs* 14:163-171
- Larcombe, P. & Woolfe, K. J., 1999. Increased sediment supply to the Great Barrier Reef will not increase sediment accumulation at most coral reefs. *Coral Reefs* 18(2):163-169
- Le Roux, J. P., 1994a. An alternative approach to the identification of net sediment transport paths based on grain-size trends. *Sedimentary Geology* 94(1-2):97-107
- Le Roux, J. P., 1994b. Net sediment transport patterns inferred from grain-size trends, based upon

- definition of "transport vectors"--comment. *Sedimentary Geology* 90(1-2):153-156
- Lee, T. T. & Black, K. P., 1978. The energy spectra of surf waves on a coral reef. Proceedings of the 16th International Conference of Coastal Engineering, 588-608 pp.
- Letourneur, Y., 1996a. Dynamics of fish communities on Reunion fringing reef, Indian Ocean. I. Patterns of spatial distribution. *Journal of Experimental Marine Biology and Ecology* 195:1-30
- Letourneur, Y., 1996b. Dynamics of fish communities on Reunion fringing reef, Indian Ocean. II. Patterns of temporal fluctuations. *Journal of Experimental Marine Biology and Ecology* 195:31-52
- Liu, J. T., Liu, K.-J., Huang, J. C., 2002. The effect of a submarine canyon on the river sediment dispersal and inner shelf sediment movements in southern Taiwan. *Marine Geology* 181(4):357-386
- Longuet-Higgins, M. S. & Stewart, R. W., 1964. Radiation stress in water waves: A physical discussion with applications. *Deep Sea Research* 11:529-562
- Lowe, R. J., Falter, J. L., Bandet, M. D., Pawlak, G., Atkinson, M. J., Monismith, S. G., Koseff, J. R., 2005a. Spectral wave dissipation over a barrier reef. *Journal of Geophysical Research* 110(C04001):1-16
- Lowe, R. J., Koseff, J. R., Monismith, S. G., 2005b. Oscillatory flow through submerged canopies: 1. Velocity structure. *Journal of Geophysical Research* 110(C10016):1-17
- Lowe, R. J., Koseff, J. R., Monismith, S. G., Falter, J. L., 2005c. Oscillatory flow through submerged canopies: 2. Canopy mass transfer. *Journal of Geophysical Research* 110(C10017):1-14
- Lugo-Fernandez, A., Hernandez-Avila, M. L., Roberts, H. H., 1994. Wave-energy distribution and hurricane effects on Margarita Reef, southwestern Puerto Rico. *Coral Reefs* 13:21-32
- Lugo-Fernandez, A., Roberts, H. H., Suhayda, J. N., 1998a. Wave transformations across a Caribbean fringing-barrier coral reef. *Continental Shelf Research* 18:1099-1124
- Lugo-Fernandez, A., Roberts, H. H., Wiseman Jr., W. J., 1998b. Tide effects on wave attenuation and wave set-up on a Caribbean coral reef. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 47:385-393
- Lugo-Fernandez, A., Roberts, H. H., Wiseman Jr., W. J., 2004. Currents, water levels, and mass transport over a modern Caribbean coral reef: Tague Reef, St. Croix, USVI. *Continental Shelf Research* 24:1989-2009
- Lugo-Fernandez, A., Roberts, H. H., Wiseman Jr., W. J., Carter, B. L., 1998c. Water level and currents of tidal and infragravity periods at Tague Reef, St Croix (USVI). *Coral Reefs* 17:343-349
- Madin, J. S., Black, K. P., Connolly, S. R., 2006. Scaling water motion on coral reefs: from regional to organismal scales. *Coral Reefs* 25(4):635-644
- Mallet, C., Howa, H., Garlan, T., Sottolichio, A., Le Hir, P., Michel, D., 2000. Utilisation of numerical and statistical techniques to describe sedimentary circulation patterns in the mouth of the Gironde estuary. *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science* 331(7):491-497
- Massel, S. R. & Brinkman, R. M., 1998. On the determination of directional wave spectra for practical applications. *Applied Ocean Research* 20:357-374
- Massel, S. R. & Brinkman, R. M., 2001. Wave-induced set-up and flow over shoals and coral reefs. Part 1. A simplified bottom geometry case. *Oceanologia* 43:373-388
- Massel, S. R. & Gourlay, M. R., 2000. On the modelling of wave breaking and set-up on coral reefs. *Coastal Engineering* 39:1-27
- Masselink, G., 1992. Longshore variation of grain size distribution along the coast of the Rhône delta, Southern France: a test of McLaren model *Journal of Coastal Research* 8:286-291
- Mc Clanahan, T. R., Ateweberhan, M., Graham, N. A. J., Wilson, S. K., Ruiz Sebastián, C., Guillaume, M. M. M., Bruggemann, J. H., 2007. Western Indian Ocean coral communities: bleaching responses and susceptibility to extinction. *Marine Ecology Progress Series* 337:1-13
- Mc Laren, P., 1981. An interpretation of trends in grain size measures. *Journal of Sedimentary Petrology* 51(2):611-624
- Mc Laren, P. & Bowles, D., 1985. The effects of sediment transport on grain-size distributions. *Journal of Sedimentary Petrology* 55(4):457-470

- Mc Laren, P. & Little, D. I., 1987. The effects of sediment transport on contaminant dispersal: An example from Milford Haven. *Marine Pollution Bulletin* 18(11):586-594
- Mc Laughlin, C. J., Smith, C. A., Buddemeier, R. W., Bartley, J. D., Maxwell, B. A., 2003. Rivers, runoff, and reefs. *Global and Planetary Change* 39:191-199
- Mc Manus, J., 1988. Grain size determination and interpretation. In: Tucker M. (ed) *Techniques in Sedimentology*. Blackwell, Oxford, pp 63-85
- Mclean, R. F. & Tsyban, A., 2001. Coastal Zones and Marine Ecosystems. In: McCarthy J. J., Canziani O. F., Leary N. A., Dokken D. J., White K. S. (eds) *Climate Change 2001: Impacts, Adaptation, and Vulnerability*. Published for the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), Cambridge University Press, pp 343-379
- Mespoulhé, R. & 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, Université de la Réunion*, 150 pp.
- Mioche, D., Troadec, R., Germain, N., Esbelin, C., Tourrand, C., Psaradellis, M., Naïm, O., Coudray, J., 2002. Relations entre l'équilibre sédimentaire des plages, la structure des communautés et le budget des carbonates dans l'écosystème corallien de La Réunion. *Le journal de la nature* 14(1):35-43
- Mirault, E., David, G., Antona, M., 2006. Les scientifiques face à la demande sociale pour la construction d'indicateurs de gestion des récifs coralliens à La Réunion : itinéraire méthodologique. Proceedings of the Usage des Indicateurs de Développement Durable, Montpellier.
- Mitas, L. & Mitasova, H., 1999. Spatial interpolation. In: Longley P. A., Goodchild M. F., Maguire D. J., Rhind D. W. (eds) *Geographical Information Systems: Principles, Techniques, Management and Applications*. Geoinformation international, Wiley, pp 481-492
- Moberley, R. & Chamberlain, T., 1964. Hawaiian beach systems. *Final Report, Hawaii Institute of Geophysics, University of Hawaii, Honolulu*, 95 pp.
- Mohd-Lokman, H., Rosnan, Y., Ejria, S., Shazili, N. A. M., Kassim, K. K. Y., 1998. Deducing sediment transport direction and the relative importance of rivers on a tropical microtidal beach using the "McLaren model". *Environmental Geology* 34(2 - 3):128-134
- Monismith, S. G., 2007. Hydrodynamics of Coral Reefs. *Annual Review of Fluid Mechanics* 39(1):37-55
- Montaggioni, L. & Faure, G., 1997. Response of reef coral communities to sea-level rise: a Holocene model from Mauritius (Western Indian Ocean). *Sedimentology* 44:1053-1070
- Montaggioni, L. F., 1978. Recherches géologiques sur les complexes récifaux de l'archipel des Mascareignes (Océan Indien Occidental). Thèse de doctorat Université d'Aix-Marseille, 217 pp.
- Montaggioni, L. F., 1981. Les associations de foraminifères dans les sédiments récifaux de l'archipel des Mascareignes (Océan Indien). *Annales de l'institut océanographique, Paris* 57(1):41-62
- Montaggioni, L. F. & Faure, G., 1980. Les Récifs Coralliens des Mascareignes : Océan Indien. 143 pp.
- Morris, B. D., Davidson, M. A., Huntley, D. A., 2001. Measurements of the response of a coastal inlet using video monitoring techniques. *Marine Geology* 175:251-272
- Munk, W. H. & Sargent, M. S., 1954. Adjustment of Bikini Atoll to ocean waves. *U. S. Geological Survey professional paper 260-C ; Bikini and nearby atolls, Marshall Islands*, 275-280 pp.
- Murray, S. P., Hsu, S. A., Roberts, H. H., Owens, E. H., Crout, R. L., 1982. Physical processes and sedimentation on a broad, shallow bank. *Estuarine coastal and shelf science* 14:135-157
- Murray, S. P., Roberts, H. H., Conlon, D. M., Rudder, G. M., 1977. Nearshore current fields around coral islands: control on sediment accumulation and reef growth. Proceedings of the Third International Coral Reef Symposium, Miami, 53-59 pp.
- Nadaoka, K., Nihei, Y., Kumano, R., Yokobori, T., Omija, T., Wakaki, K., 2001. A field observation on hydrodynamic and thermal environments of a fringing reef at Ishigaki Island under typhoon and normal atmospheric conditions. *Coral Reefs* 20:387-398
- Naïm, O. & 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 Université de la Réunion - Agence d'Urbanisme de la Réunion*, 300 pp.
- Naïm, O., Cuet, P., Mangar, V., 2000. The Mascarene Islands. In: *McClanahan T. R., Sheppard C., Obura D. O. (eds) Coral reefs of the Indian Ocean ; their ecology and conservation. Oxford University Press*, pp 353-381
- Norcross, Z. M., Fletcher, C. H., Merrifield, M. A., 2002. Annual and interannual changes on a reef-fringed pocket beach: Kailua Bay, Hawaii. *Marine Geology* 190:553-580
- Nurse, L. A. & Sem, G., 2001. Small Island States. In: *McCarthy J. J., Canziani O. F., Leary N. A., Dokken D. J., White K. S. (eds) Climate Change 2001: Impacts, Adaptation, and Vulnerability. Published for the Intergovernmental Panel on Climate Change (IPCC), Cambridge University Press*, pp 845-870
- Ogston, A. S., Storlazzi, C. D., Field, M. E., Presto, M. K., 2004. Sediment resuspension and transport patterns on a fringing reef flat, Molokai, Hawaii. *Coral Reefs* 23:559-569
- Olu-Le-Roy, K., 2004. Les coraux profonds : une biodiversité à évaluer et à préserver. *Vertigo*: http://www.vertigo.uqam.ca/vol5no3/art7vol5no3/karine_olu_le_roy.html
- Ouillon, S., Douillet, P., Andréfouët, S., 2004. Coupling satellite data with in situ measurements and numerical modeling to study fine suspended-sediment transport: a study for the lagoon of New Caledonia. *Coral Reefs* 23(1):109-122
- Parnell, K. E., 1988. The hydrodynamics of fringing reef bays in the Great Barrier Reef Marine Park. *Proceedings of the 6th International Coral Reef Symposium*.
- Pawlowicz, R., Beardsley, B., Lentz, S., 2002. Classical tidal harmonic analysis including error estimates in MATLAB using T-TIDE. *Computer & Geosciences* 28:929-937
- Pebesma, E. J., 2000. Gstat user's manual. PDF disponible sur le site <http://www.gstat.org/>. 100 pp.
- Pebesma, E. J. & Wesseling, C. G., 1998. GSTAT: a program for geostatistical modelling, prediction and simulation. *Computer & geosciences* 24(1):17-31
- Pedrerros, R., Howa, H. L., Michel, D., 1996. Application of grain size trend analysis for the determination of sediment transport pathways in intertidal areas. *Marine Geology* 135:35-49
- 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). In: *Recents Travaux de la Station Marine d'Endoume, Supplément 6*, pp 3-24
- Poizot, E., Mear, Y., Thomas, M., Garnaud, S., 2006. The application of geostatistics in defining the characteristic distance for grain size trend analysis. *Computer & Geosciences* 32:360-370
- Prager, E. J., 1991. Numerical simulation of circulation in a Caribbean-type backreef lagoon. *Coral Reefs* 10(4):177-182
- Presto, M. K., Ogston, A. S., Storlazzi, C. D., Field, M. E., 2006. Temporal and spatial variability in the flow and dispersal of suspended-sediment on a fringing reef flat, Molokai, Hawaii. *Estuarine coastal and shelf science* 67:67-81
- Reidenbach, M. A., Monismith, S. G., Koseff, J. R., Yahel, G., Genin, A., 2006. Boundary layer turbulence and flow structure over a fringing coral reef. *Limnology and Oceanography* 51(5):1956-1968
- Rivière, A., 1977. Méthodes granulométriques, techniques et interprétations. *Masson*, 167 pp.
- Roberts, H. H., 1974. Variability of reefs with regard to changes in wave power around an island. *Proceedings of the Second International Coral Reef Symposium, Brisbane*, 497-512 pp.
- Roberts, H. H., 1980. Physical processes and sediment flux through reef-lagoon systems. *Proceedings of the 17th International Conference of Coastal Engineering*, 946-962 pp.
- Roberts, H. H., 1985. Carbonate platforms forming in a strong tidal current setting : southern gulf of suez. *Proceedings of the Fifth International Coral Reef Symposium, Tahiti*, 335-341 pp.
- Roberts, H. H., 2004. Physical processes as agents of sediment transport in carbonate systems: example from St. Croix, U.S.V.I. *Report, Louisiana State University*, 94-103 pp.
- Roberts, H. H., Coleman, J. M., Murray, S. P., Hubbard, D. K., 1981a. Offshelf sediment transport on the downdrift flank of a trade wind island. *Proceedings of the Fourth International Coral Reef Symposium, Manila*, 389-397 pp.

- Roberts, H. H., Lugo, A., Carter, B., Simms, M., 1988. Across-reef flux and shallow subsurface hydrology in modern coral reefs. Proceedings of the 6th International Coral Reefs Symposium, Australia, 509-515 pp.
- Roberts, H. H., Murray, S. P., Suhayda, J. N., 1977. Physical processes in a fore-reef shelf environment. Proceedings of the 3rd International Coral Reef Symposium, Miami, 507-515 pp.
- Roberts, H. H. & Suhayda, J. N., 1983. Wave-current interactions on a shallow reef (Nicaragua, Central America). *Coral Reefs* 1(4):209-214
- Roberts, H. H., Wilson, P. A., Lugo-Fernandez, A., 1992. Biologic and geologic responses to physical processes: examples from modern reef systems of the Caribbean-Atlantic region. *Continental Shelf Research* 12(7-8):809-834
- Roberts, H. H., Wiseman, W. J. J., Suchanek, T. H., 1981b. Lagoon sediment transport: the significant effect of *Callianassa* bioturbation. Proceedings of the Fourth International Coral Reef Symposium, Manila, 459-465 pp.
- Rogers, C. S., 1990. Responses of coral reefs and reef organisms to sedimentation. *Marine Ecology Progress Series* 62:185-202
- Rozaux, E. & Barrau, F., 1998. Approche de la dynamique et du bilan sédimentaire des plages coralliennes à La Réunion. *Rapport de stage de fin d'étude, Université de La Réunion*
- Sanderson, P. G., Eliot, I., Hegge, B. J., Maxwell, S., 2000. Regional variation of coastal morphology in southwestern Australia: a synthesis. *Geomorphology* 34:73-88
- Sénéchal, N., 2003. Etude de la propagation des vagues au-dessus d'une bathymétrie complexe en zone de surf. Thèse de doctorat de l'Université Bordeaux I, 249 pp.
- Sheppard, C., Dixon, D. J., Gourlay, M., Sheppard, A., Payet, R., 2005. Coral mortality increases wave energy reaching shores protected by reef flats: Examples from the Seychelles. *Estuarine coastal and shelf science* 64:223-234
- Short, A. D., 1999. Handbook of beach and shoreface morphodynamics. *John Wiley & Sons, LTD, 379 pp.*
- Siska, P. P. & Hung, I.-K., 2001. Assessment of kriging accuracy in the GIS environment. Proceedings of the The 21st Annual ESRI international user Conference, San Diego, CA.
- Smith, N. P., 2001. Weather and hydrographic conditions associated with coral bleaching: Lee Stocking Island, Bahamas. *Coral Reefs* 20(4):415-422
- Sonu, H. & Van Beek, Y., 1971. Systematic beach changes on the Outer Banks, North Carolina. *Journal of Geology* 79:416-425
- Soulsby, R., 1997. Dynamics of marine sands. A manual for practical applications. *Thomas Telford Publications, 249 pp.*
- Soulsby, R. L. & Damgaard, J. S., 2005. Bedload sediment transport in coastal waters. *Coastal Engineering* 52:673-689
- Storlazzi, C. D., Brown, E. K., Field, M. E., Rodgers, K., Jokiell, P. L., 2005. A model for wave control on coral breakage and species distribution in the Hawaiian Islands. *Coral Reefs* 24:43-55
- Storlazzi, C. D., Ogston, A. S., Bothner, M. H., Field, M. E., Presto, M. K., 2004. Wave- and tidally-driven flow and sediment fluxes across a fringing coral reef: Southern Molokai, Hawaii. *Continental Shelf Research* 24:1397-1419
- Suhayda, J. N. & Roberts, H. H., 1977. Wave action and sediment transport on fringing reefs. Proceedings of the Third International Coral Reef Symposium, Miami, 65-70 pp.
- Symonds, G., Black, K. P., Young, I. R., 1995. Wave-driven flow over shallow reefs. *Journal of Geophysical Research* 100(C2):2639-2648
- Tait, R. J., 1972. Wave set-up on coral reefs. *Journal of Geophysical Research* 77: 2207-2211
- Tartinville, B., Deleersnijder, E., Rancher, J., 1997. The water residence time in the Mururoa atoll lagoon: sensitivity analysis of a three-dimensional model. *Coral Reefs* 16:193-203
- Tatalovich, Z., 2005. A Comparison of Thiessen-polygon, Kriging, and Spline Models of UV Exposure. [Online] www.ucgis.org/summer2005/studentpapers/tatalovich.pdf
- Tesson, M., 2002. Etude en sismique réflexion monotrace du lagon de Saint-Gilles - La Réunion. *Contribution au rapport BRGM/RP-52047-FR-2002 SGR/REU 24, GD ARGO, 21 pp.*

- Troadec, R., 1991. Courantologie et sédimentologie des baies de Saint-Paul et de la Possession à l'île de La Réunion. Thèse de Doctorat Université d'Aix-Marseille II, 217 pp.
- Troadec, R. & Cordier, E., 2006. Bases du suivi de l'évolution des plages et méthodologie : Ile de Mayotte, Péninsule de Saziley et Petite Terre. *Rapport de mission - Laboratoire des Sciences de la Terre de l'Université de La Réunion et Conservatoire de l'Espace Littoral et des Rivages Lacustres*, 20 pp.
- Troadec, R., Fourcade, J.-N., Germain, N., Gausset, M., Lapierre, B., Marechal, C., Psaradellis, M., 2002a. Suivi de l'évolution du profil des plages coralliennes de la Réunion 1998-2001. *Rapport Interne - LSTUR, Université de La Réunion*, 20 pp.
- Troadec, R., Saint-Ange, F., Villeneuve, N., Cordier, E., 2002b. Contribution à l'étude du site pilote de l'Hermitage / La Saline les Bains pour la compréhension de la dynamique sédimentaire des plans d'eau coralliens à la Réunion. *Rapport Interne - Convention LSTUR - BRGM*, 41 pp.
- Vanwesenbeeck, V. & Lanckneus, J., 2000. Residual sediment transport paths on a tidal sand bank : a comparison between the modified McLaren model and bedform analysis. *Journal of Sedimentary Research* 70(3):470-477
- Von Arx, W. S., 1954. Circulation systems of Bikini and Rongelap lagoons. *U.S. Geological Professional Paper 260-B*, 265-273 pp.
- Wentworth, C. K., 1922. A scale of grade and class terms for clastics sediments. *Journal of Geology* 30:377-392
- Weydert, P., 1971. Etude sédimentologique et hydrodynamique d'une coupe de la partie médiane du grand récif de Tuléar (S.W. de Madagascar). In: d'Endoume S. M. (ed) *Téthys, supplément 1*, pp 237-280
- Wolanski, E., 2000. Oceanographic Processes of Coral Reefs: Physical and Biological Links in the Great Barrier Reef. *CRC Press, Boca Raton, FL.*, 376 pp.
- Wolanski, E. & King, B., 1990. Flushing of Bowden Reef lagoon, Great Barrier Reef. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 31(6):789-804
- Woolfe, K., J. & Larcombe, P., 1999. Terrigenous sedimental and coral reef growth: a conceptual framework. *Marine Geology* 155:331-345
- Wu, J. X. & Shen, H. T., 1999. Estuarine bottom sediment transport based on the 'McLaren Model': a case study of Huangmaohai Estuary, South China. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 49:265-279
- Yamano, H., Kayanne, H., Yonekura, N., Nakamura, H., Kudo, K., 1998. Water circulation in a fringing reef located in a monsoon area: Kabira Reef, Ishigaki Island, Southwest Japan. *Coral Reefs* 17:89-99
- Young, I. R., 1989. Wave transformation over coral reefs. *Journal of Geophysical Research* 94(C7):9779-9789

Annexes

**Annexe 1 La marée dans le complexe récifal de
l'Hermitage / La Saline**

La propagation de l'onde de marée en milieu côtier est soumise à des interactions avec les variations de la topographie qui peuvent produire des ondes internes et des mascarets. Dans le récif frangeant de l'Hermitage / La Saline, les variations des hauteurs d'eau liées à la marée, même microtidale, peuvent être importantes par rapport à la profondeur, et des effets non-linéaires peuvent se produire lors de la propagation de l'onde de marée. Par exemple des périodes de marée montante plus courtes et intenses, et une marée descendante plus longue (Pawlowicz *et al.*, 2002).

Ces phénomènes peuvent être abordés en ajoutant aux composantes astronomiques classique de la marée, des composantes dites de « petits fonds », sous la forme de sommes ou de différences des fréquences des composantes majeures. Les effets non-linéaires de la marée dans les environnements côtiers peu profonds peuvent être à l'origine de courants importants responsables d'une partie du transit sédimentaire.

A. ANALYSE DE LA MAREE

Les variations de l'élévation du plan d'eau dans le complexe récifal de l'Hermitage / La Saline sont enregistrées à l'aide de capteurs de pression de marque STS, qui enregistrent la pression absolue représentant le poids de la colonne d'eau plus celui de l'atmosphère au-dessus du capteur : $P_{H_2O} + P_{ATM}$. Afin d'enregistrer les hauteurs d'eau réelles, un premier capteur est placé dans la dépression d'arrière récif au niveau de la radiale de Trou d'Eau et enregistre les variations de l'élévation de la surface. Un second capteur enregistre les variations de la pression atmosphérique en haut de plage permettant de compenser barométriquement les hauteurs d'eau.

Les enregistrements sont effectués sur une période d'un mois, de novembre à décembre 2004. La série temporelle ainsi obtenue a fait l'objet d'une analyse en harmonique afin de déterminer les principales composantes de la marée.

Les fréquences et l'amplitude des composantes de la marée enregistrée au sein du récif frangeant de l'Hermitage / La Saline sont calculées en utilisant la suite de routines T_TIDE (Pawlowicz *et al.*, 2002), écrite pour Matlab® (The MathWorks, Inc.). Cette suite de routines, inspirée de la méthodologie de Foreman (1979), effectue une décomposition en harmonique du signal de pression afin d'extraire les composantes de la marée significatives à 95 %, aussi bien d'origine astronomique que de petits fonds. La marée ainsi identifiée dans le récif frangeant de l'Hermitage / La Saline est ensuite comparée à celle enregistrée par le SHOM à la pointe de la rivière des Galets.

Cette approche est réalisée ici dans l'objectif, à long terme, d'effectuer une modélisation numériques de l'hydrodynamisme du récif frangeant de l'Hermitage / La Saline. La plupart des modèles nécessitent une description fine de la marée afin de reproduire au mieux les courants et la circulation générale de la zone à modéliser.

B. LA MAREE DANS LE RECIF

L'analyse en harmonique des variations de l'élévation du plan d'eau montre une décomposition du signal de

marée en 25 composantes significatives, dont 10 composantes sont caractéristiques des petits fonds. Parmi les 25 composantes identifiées, la composante semi-diurne M2 domine la marée avec une amplitude de 10,53 cm. La marée de type M2, avec les autres composantes principales de la marée, O1, K1, et S2, représentent 64 % de la totalité du signal (Tableau).

La marée prédite par cette méthode montre un caractère semi-diurne à inégalité diurne marquée (Figur), confirmé par le calcul du facteur de forme $F = 0,58$, qui correspond au rapport des amplitudes des composantes diurnes lunaires et solaires (respectivement K1 et O1) et des composantes semi-diurnes lunaires et solaires (respectivement M2 et S2), tel que :

$$F = \frac{K_1 + O_1}{M_2 + S_2} \quad (E 1)$$

Compte tenu de la description de la marée connue à La Réunion (Trodec, 1991), les résultats présentés ici sont en accord avec ce que l'on pouvait prédire de la marée au sein du récif frangeant de l'Hermitage / La Saline.

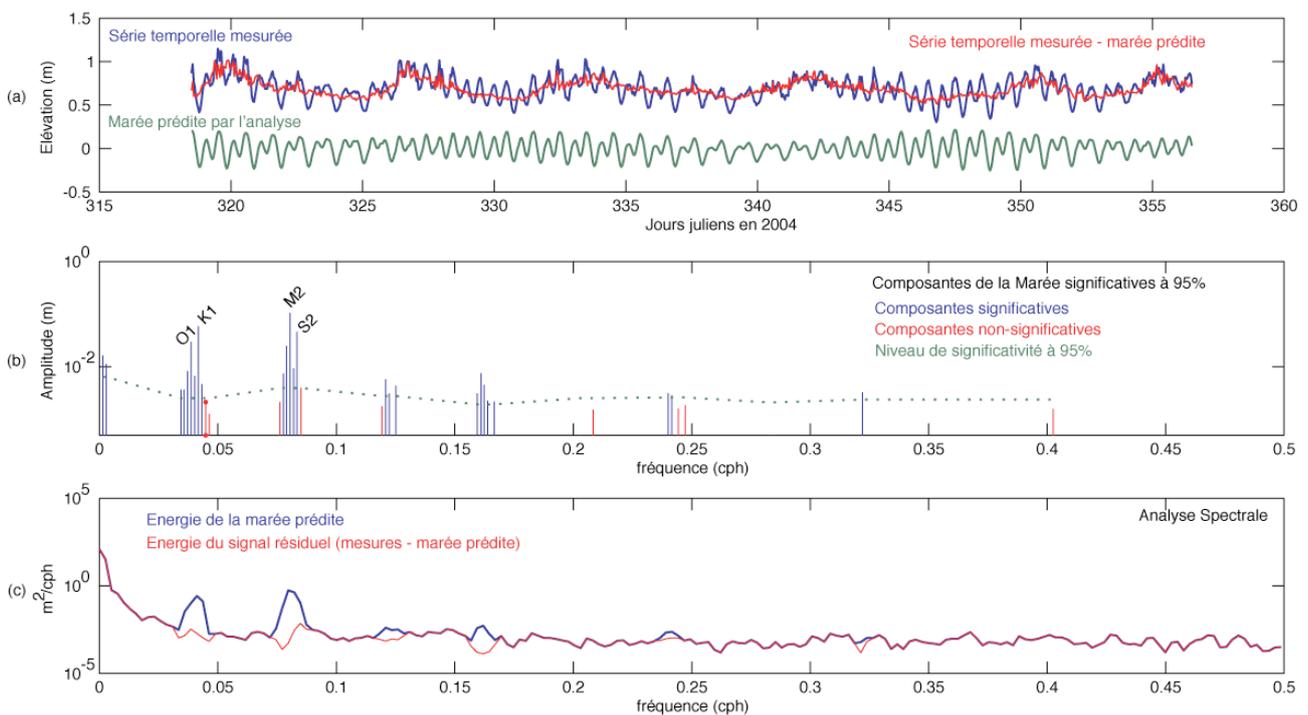


Figure 1 : Résultats de l'analyse en harmonique du signal de marée, a) marée prédite et signal résiduel, b) composantes significatives identifiées dans le signal de marée et c) densité spectrale de la marée prédite et du signal résiduel.

Tableau 1 : Décomposition en harmonique des mesures de l'élévation du plan d'eau. La marée est définie par 25 composantes significatives, dont 10 caractéristiques des petits fonds.

	Composantes	Fréquences (h)	Amplitudes (cm)
Composantes astronomiques	MM	661.29	1.62
	MSF	354.37	1.13
	ALP1	29.07	0.37
	2Q1	28.01	0.37
	Q1	26.87	0.83
	O1	25.82	2.96
	NO1	24.83	0.67
	K1	23.93	5.87
	J1	23.10	0.47
	MU2	12.87	0.74
	N2	12.66	2.49
	M2	12.42	10.53
	L2	12.19	0.94
	S2	12.00	4.62
	M3	8.28	0.58
Composantes de petits fonds	MK3	8.18	0.31
	SK3	7.99	0.44
	MN4	6.27	0.31
	M4	6.21	0.75
	SN4	6.16	0.45
	MS4	6.10	0.23
	S4	6.00	0.22
	2MN6	4.09	0.32
	M6	4.05	0.29
M8	3.11	0.33	

Le signal résiduel, qui correspond à la différence entre le signal brut et le signal prédit, présente une succession de décotes et de surcotes (Figure 1). Les surcotes qui correspondent à une montée du niveau moyen sont de l'ordre de 50 cm et durent entre 2 et 3 jours. La baisse du niveau moyen qui définit les décotes est plus lente et se fait sur 5 à 7 jours.

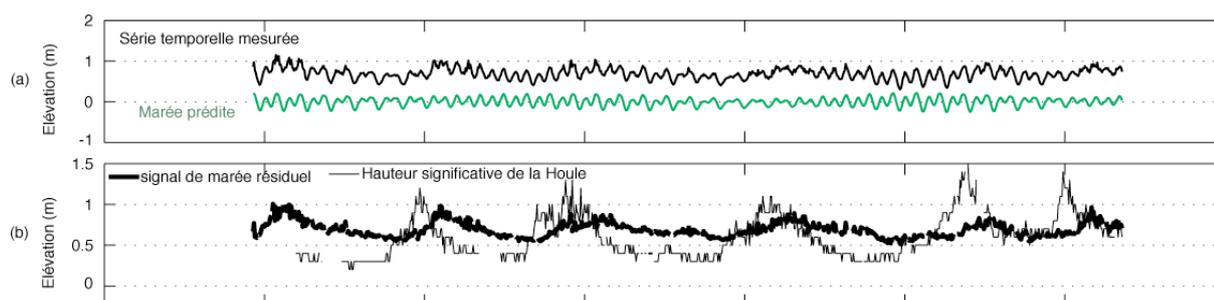


Figure 2 : Représentation du signal de marée dans le complexe récifal de l'Hermitage / La Saline. (a) Marée enregistrée et marée prédite, (b) la relation entre les variations du signal résiduel et la houle océanique montre que le plan d'eau à l'intérieur du complexe récifal montre une variation du niveau moyen corrélée à la houle.

Superposées aux données de houle enregistrées au Port pour la même période, les surcotes et décotes successives montrent une bonne corrélation avec les événements houlographiques (Figure 2). Une houle océanique de hauteur significative supérieure à 1 m est associée à une montée du niveau marin moyen du récif frangeant de l'Hermitage / La Saline de 0,5 m environ.

Les données de hauteurs d'eau concernant la même période d'investigation (de novembre à décembre 2004) sont récupérées sur le site de calcul des prévisions de la marée du SHOM pour le Port de la Pointe des Galets (http://www.shom.fr/fr_page/fr_serv_prediction/ann_marees_f.htm).

La comparaison des signaux de marée du récif et du port de la Pointe des Galets pour la même période met en évidence un décalage de phase et un amortissement de l'onde (Figure 3). Le décalage de phase d'environ une heure a déjà été montré par Join (1991) et s'explique par le sens de propagation de l'onde de marée qui, venant du sud, arrive en avance sur le récif de l'Hermitage / La Saline. Le coefficient de corrélation de 0,95 entre la marée du port remise en phase avec la marée enregistrée dans le récif montre que le déphasage d'une heure représente une bonne estimation du décalage entre les deux stations.

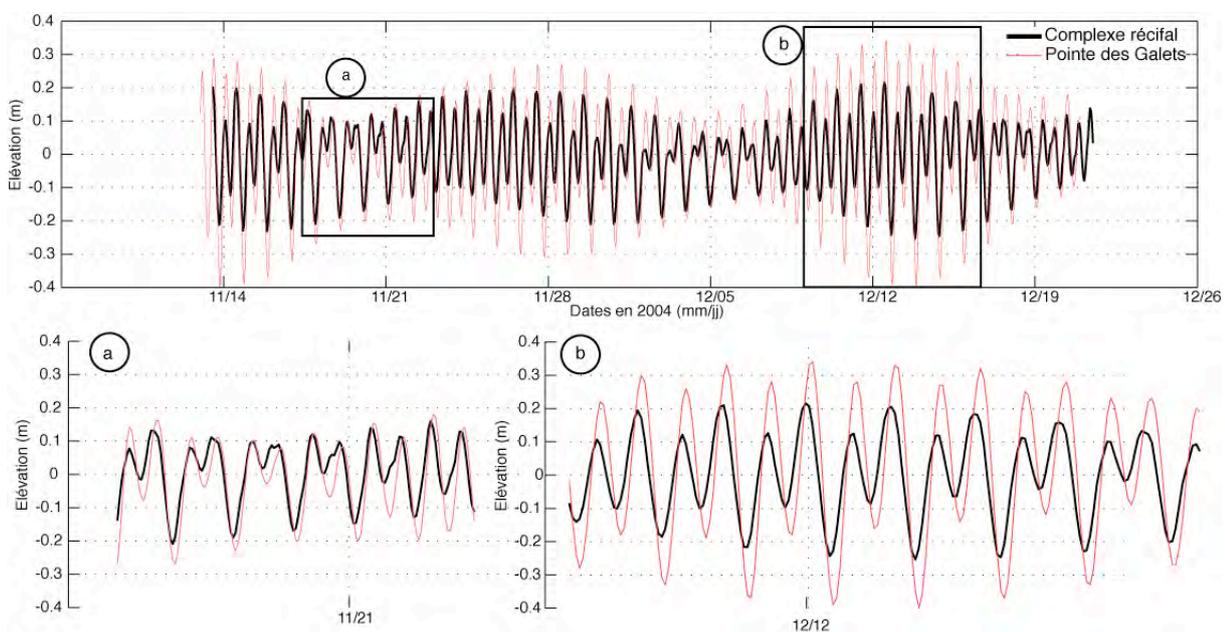


Figure 3 : Superposition des signaux de marée du complexe récifal et du port de la Pointe des Galets.

L'amortissement de l'onde de marée entre l'océan et le complexe récifal montre qu'il existe des différences de niveau entre ces deux compartiments (Figure 3). Les différences de niveau entre l'océan et le récif sont plus importantes pour les marées de vives-eaux que pour les marées de mortes-eaux (Figure 3a). La durée des marées hautes de morte-eau est plus longue dans le récif (Figure 3a) et l'asymétrie de l'onde qui se propage dans le complexe récifal se traduit par des phases de marée montante plus longues que pour la marée descendante. On peut alors supposer que les flux de marée descendante sont plus intenses comparés aux flux associés à la marée montante.

Références

- Foreman, M. G. G., 1979. Manual for tidal heights analysis and prediction. *Pacific Marine Science Report 77-10, Insitute of Ocean Sciences*
- Join, J.-L., 1991. Caractérisation hydrogéologique du milieu volcanique insulaire, Ile Piton des Neiges - Ile de la Réunion. Thèse de Doctorat de l'Université de La Réunion, 187 pp.
- Pawlowicz, R., Beardsley, B., Lentz, S., 2002. Classical tidal harmonic analysis including error estimates in MATLAB using T-TIDE. *Computer & Geosciences* 28:929-937
- Troadec, R., 1991. Courantologie et sédimentologie des baies de Saint-Paul et de la Possession à l'île de La Réunion. Thèse de Doctorat Université d'Aix-Marseille II, 217 pp.

Annexe 2 **Description des équations de la
dynamique sédimentaire utilisées pour le calcul des
concentrations de matière en suspension et des flux**

Le transport des sédiments est possible quand les tensions et les courants générées sur le fond par l'écoulement dépassent certaines valeurs critiques définies par la nature du sédiment qui constitue les fond. Un paramètre usuel en hydrosédimentaire est le paramètre de Shields qui représente une forme adimensionnelle des tensions sur le fond et de leur relation avec le sédiment. Sa valeur se calcule par la formule (Soulsby, 1997) :

$$(1) \quad \theta = \frac{\tau}{g(\rho_s - \rho)d}$$

avec τ les tensions de cisaillement au fond générées par l'écoulement, g l'accélération de pesanteur prise égale à $9,8 \text{ m.s}^{-2}$, ρ_s la densité du sédiment et ρ celle de l'eau, et d la taille moyenne du sédiment. Le paramètre de Shields critique θ_{CR} est défini en fonction de la nature des sédiments sur le fond, au-delà duquel les sédiments sont mobiles et le transport des particules sédimentaires est initié.

Les paramètres critiques du sédiment

Les travaux de Soulsby (1997) permettent de donner une formule du paramètre critique de Shields valable pour différentes tailles de sédiments :

$$(2) \quad \theta_{CR} = \frac{0,30}{1 + 1,2D_*} + 0,055 \left[1 - e^{(-0,02D_*)} \right]$$

où D_* est la taille de grain adimensionnelle telle que :

$$(3) \quad D_* = \left[\frac{g(s-1)}{\nu^2} \right]^{1/3} d,$$

avec $s = \rho_s/\rho$, le rapport entre la densité du sédiment ρ_s et la densité de l'eau ρ , ν la viscosité cinématique de l'eau et d la taille moyenne du sédiment.

Les tensions critiques sur le fond nécessaires pour l'érosion des sédiments sont déduites de l'équation (1).

Les vitesses critiques u_{CR} sur le fond sont données par :

$$(4) \quad \tau_{CR} = \rho \cdot u_{CR}^2$$

Pour des valeurs de $\theta > \theta_{CR}$, les sédiments du fond sont mobiles et le transport peut être initié. Le transport en suspension est dissocié du transport sur le fond, qui inclut le charriage et la saltation, quand les vitesses de frottement sur le fond de l'écoulement u_* sont supérieures à la vitesse de chute des particules w_s . La vitesses de chute est définie par la loi de Stokes (Larcombe & Woolfe, 1999) telle que :

$$(5) \quad w_s = \frac{g(s-1)d^2}{18\nu}$$

Dans cette étude, la formule de Soulsby (1997) dérivée pour des sables naturels, composés de grains irréguliers, est préférée :

$$(6) \quad w_s = \frac{v}{d} \left[\left(10,36^2 + 1,049 D_*^3 \right)^{1/2} - 10,36 \right]$$

Cette équation est valable pour différentes valeurs du diamètre adimensionnel D_* des sédiments.

L'hydrodynamisme analysé en chapitre 5 révèle deux modes de circulation. Le premier est associé à un régime calme forcé par la marée et le régime des vents thermiques. L'action des vagues dans ce type de circulation est négligeable et les tensions de cisaillement sur le fond seront alors calculées pour un courant seul. Le second mode de circulation correspond à un régime agité, forcé par le vent, la houle, ou la combinaison des deux. Les tensions de cisaillement sur le fond seront ici calculées comme résultant de l'interaction vague-courant.

Les tensions sur le fond induites par les courants

Les tensions de cisaillement générées au fond par un courant seul qui permettent de calculer le paramètre de Shields sont définies par :

$$(7) \quad \tau_c = \rho \cdot C_D \cdot \bar{U}^2,$$

où ρ est la densité de l'eau, \bar{U} est la vitesse moyenne du courant intégré sur la verticale, et C_D le coefficient de traînée sur le fond défini par

$$(8) \quad C_D = \left[\frac{0,4}{1 + \ln(z_0/h)} \right]^2,$$

avec z_0 la longueur de rugosité telle que $z_0 = d_m/12$ avec d_m la taille moyenne du sédiment sur le fond.

Les tensions sur le fond induites par les vagues

Dans le cas d'un écoulement généré par la houle, les tensions de fond sont de

$$(9) \quad \tau_w = \frac{1}{2} \cdot \rho \cdot f_w \cdot U_w^2$$

U_w représente la vitesses orbitale sur le fond, f_w est un facteur de friction tel que $f_w = \max(f_{wR}, f_{wS})$,

avec :

$$f_{wR} = 1,39 \left(A/z_0 \right)^{-0,52} \left\{ A = \frac{U_w \cdot T}{2\pi} \right.$$

$$f_{wS} = B \cdot R_w^{-N} \begin{cases} B = 2 & N = 0,5 & \text{si } R_w \leq 5 \cdot 10^5 \\ B = 0,0521 & N = 0,187 & \text{si } R_w > 5 \cdot 10^5 \end{cases} \quad \text{avec } R_w = \frac{U_w \cdot A}{v}$$

Les tensions sur le fond induites par l'interaction des vagues et du courant

Les tensions de fond du courant (équation 7) et de la houle (équation 9) calculées précédemment sont utilisées pour calculer les tensions de fond maximale et moyenne liées à l'interaction de la houle et du courant :

$$\tau_{\max} = Z \cdot (\tau_C + \tau_w)$$

$$\tau_{\text{moy}} = Y \cdot (\tau_C + \tau_w)$$

où

$$Z = 1 + a \cdot X^m (1 - X)^n$$

$$Y = X(1 + bX^p (1 - X)^q)$$

$$X = \frac{\tau_C}{\tau_C + \tau_w}$$

Plus de 20 modèles permettent de déterminer les paramètres a, b, m, n, p et q qui caractérisent les interactions non-linéaires entre courant et la houle. Le modèle de Grant & Madsen (1979) a été choisi dans le cadre de cette étude. Nous renvoyons le lecteur à Soulsby (1997) pour un détail du calcul des paramètres a, b, m, n, p et q selon ce modèle.

Références

- Larcombe, P. & Woolfe, K. J., 1999. Increased sediment supply to the Great Barrier Reef will not increase sediment accumulation at most coral reefs. *Coral Reefs* 18(2):163-169
- Soulsby, R., 1997. Dynamics of marine sands. A manual for practical applications. *Thomas Telford Publications*, 249 pp.

