

N° d'ordre : 4783

THESE

Présentée à

L'UNIVERSITE BORDEAUX I

ECOLE DOCTORALE SCIENCES ET ENVIRONNEMENTS

par Florent BIRRIEN

Pour obtenir le grade de

DOCTEUR

SPECIALITE : Physique de l'environnement

**Assimilation de données et inversion bathymétrique
pour la modélisation de l'évolution des plages sableuses**

Directeur de thèse : **Dr. Bruno Castelle**

Soutenue le 14 Mai 2013

Après avis de :

M. **Dano Roelvink**, Professeur, UNESCO-IHE
M. **Eric Barthélemy**, Professeur, LEGI, Groupe Grenoble INP/ENSE3

Devant la commission d'examen formée de :

M. Pascal Lecroart	Professeur, Université Bordeaux 1	Président
M. Eric Barthélemy	Professeur, LEGI, Groupe Grenoble INP/ENSE3	Rapporteur
M. Dano Roelvink	Professeur, UNESCO-IHE	Rapporteur
M. Bruno Castelle	Chargé de Recherche CNRS, Université Bordeaux 1	Directeur
M. Xavier Bertin	Chargé de Recherche CNRS, Université de La Rochelle	Examineur
M. Emmanuel Cosme	Maître de Conférence, LGGE, Université Grenoble 1	Examineur
M. Vincent Marieu	Ingénieur de Recherche CNRS, Université Bordeaux 1	Invité

Résumé

Cette thèse présente une plateforme d'assimilation de données issues de l'imagerie vidéo et intégrée au modèle numérique d'évolution de profil de plage 1DBEACH. Le manque de jeux de données bathymétriques haute-fréquence est un des problèmes récurrents pour la modélisation morphodynamique littorale. Pourtant, des relevés topographiques réguliers sont nécessaires non seulement pour la validation de nos modèles hydro-sédimentaires mais aussi dans une perspective de prévision d'évolution morphologique de nos plages sableuses et d'évolution de la dynamique des courants de baïnes en temps réel. Les récents progrès dans le domaine de l'imagerie vidéo littorale ont permis d'envisager un moyen de suivi morphologique quasi-quotidien et bien moins coûteux que les traditionnelles campagnes de mesure. En effet, les images dérivées de la vidéo de type timex ou timestack rendent possible l'extraction de proxys bathymétriques qui permettent de caractériser et de reconstruire la morphologie de plage sous-jacente. Cependant, ces méthodes d'inversion bathymétrique directes sont limitées au cas linéaire et nécessitent, selon les conditions hydrodynamiques ambiantes, l'acquisition de données vidéo sur plusieurs heures voire plusieurs jours pour caractériser un état de plage. En réponse à ces différents points bloquants, ces travaux de thèse proposaient l'implémentation puis la validation de méthodes d'inversion bathymétrique basées sur l'assimilation dans notre modèle de différentes sources d'observations vidéo disponibles et complémentaires. A partir d'informations hétérogènes et non redondantes, ces méthodes permettent la reconstruction rapide et précise d'une morphologie de plage dans son intégralité pour ainsi bénéficier de relevés bathymétriques haute fréquence réguliers.

Mots clés :

Assimilation de données, Inversion bathymétrique, Imagerie vidéo, Télédétection, Bathymétrie, Filtre de Kalman, Modélisation hydro-morphodynamique.

Abstract

This thesis presents data-model assimilation methods using video-derived beach observations to improve the modeling of beach profile evolution. The acquisition of accurate and recurrent nearshore bathymetric data is a difficult and challenging task which limits our understanding of nearshore morphological changes. This is particularly true in the surf zone which exhibits the largest degree of morphological variability. In addition, surf zone bathymetric data are crucial from many perspectives such as numerical model validation, operational rip current prediction or real-time nearshore evolution modeling. In parallel, video imagery recently arose as a low-cost alternative to direct measurement in order to daily monitor beach morphological changes. Indeed, bathymetry proxies can be extracted from video-derived images such as timex or timestacks. These data can be then used to estimate underlying beach morphologies. However, simple linear depth inversion techniques still suffer from some restrictions and require up to a 3-day dataset to completely characterize a given beach morphology. As an alternative, this thesis presents and validates data-assimilation methods that combine multiple sources of available video-derived bathymetry proxies to provide a rapid, complete and accurate estimation of the underlying bathymetry and prevent from excessive information.

Keywords :

Data-model assimilation, Depth inversion, Video Imagery, Remotely-sensed observations, Nearshore bathymetry, Kalman Filter, Hydro-morphodynamical modeling

Remerciements

Dans ces quelques lignes, je voudrais remercier toutes les personnes qui m'ont aidé et soutenu pour mener à bien ce projet de thèse.

Je voudrais tout d'abord remercier mon directeur de thèse, Bruno Castelle pour son dévouement, sa disponibilité, son soutien et optimisme indéfectible, sa vision et son recul impressionnants, sa confiance et son encadrement dynamique. Je voudrais aussi saluer cette personne toujours humble, humaine et ouverte, naturaliste, passionnée de musique, de vagues et de bancs de sable.

Je voudrais aussi remercier Vincent Marieu, qui a participé activement à ce projet de thèse, pour m'avoir toujours aidé, éclairé et accompagné dans l'aventure 'assimilation'. Un grand salut aussi au Vinche pour avoir assuré l'animation.

Je tiens aussi à remercier tous les membres de mon jury de thèse. Merci à Pascal Lecroart pour avoir accepté de présider ma soutenance. Un grand merci à Dano Roelvink et Eric Barthélemy pour avoir accepté de rapporter mes travaux ainsi que pour toutes les remarques constructives qui ont permis d'améliorer ce manuscrit. Un grand merci à Xavier Bertin et Emmanuel Cosme pour leurs sympathies, leurs disponibilités et leurs visions expertes respectivement sur le domaine littoral et sur l'assimilation de données.

Je voulais remercier aussi tous les membres de l'équipe METHYS, Aldo, Nadia, Philippe, Natalie, Jean-Paul, Sylvain et Bertrand, pour m'avoir porté et soutenu dans ce projet.

Je tiens à remercier Hervé Michallet et Gerben Ruessink, ainsi que Fabrice Ardhuin et Rui Taborda pour leurs sympathies et les différents échanges scientifiques et humains.

Je voulais saluer et remercier les personnes qui m'ont profondément marqué dans cette aventure, tout d'abord Béni, Marion, Tim, des gens fantastiques toujours présents et dévoués. Un grand salut et merci à leurs moitiés Sierd, Mélanie, et Gemma. Dans ce groupe d'amis, je voudrais aussi remercier Omalein Gesa et Luise. Les mots me manquent, 1000 mercis à vous.

Je tiens aussi à remercier tout le groupe des thésards. Un grand merci aux "doudous" pour leurs joies de vivre, à Ana, Christian, Flo, Barend, Pierrot, Rim, Loic, Sam et Zaza, Thibaut, JB, Allais pour les supers moments passés. Un grand merci aux anciens, Aurélie, Laurent, Emilie, Aurélia et tous les nouveaux arrivés, Mélanie M., Arnaud, Sophie, Mélanie W., Philippine, Ludivine, PA, Driss pour avoir assuré la relève dans

une bonne ambiance générale. J'en profite pour remercier les gens du labo EPOC, en particulier Vincent H., Georgio, et nos 2 acolytes Jean-Michel et Hubert.

Dans cet élan de bonnes vibrations, je tiens à remercier tous mes potes, Guillermo, Fancho, Fonso, Marting, ainsi que Rudy, Jeff et Manu, pour m'avoir fait voyager aux quatre coins des plages. Un grand merci aussi à tous les anciens de prépa et tous les compagnons de conférence Raf, Nico, Florent et Anouk.

Pour ce passage à Bordeaux j'ai eu la chance de rencontrer un paquet de gens fantastiques. Je voudrais remercier et saluer tous mes colocataires, Sam et Anita, pour avoir envoyé du bois et de la musique à chaque instant pendant 3 ans, sans oublier leurs moitiés Nath et Hamza. Un grand merci à Lolo, Dawid, Malika, Helena et Tania pour avoir toujours su motiver les troupes et relâcher la pression. Merci pour tous ces moments partagés avec vous. Un grand merci aussi à tous mes amis bordelais rencontrés en chemin, ma pote Sophie, Vincent et Joana, Tata Caro, Aude et Cynthia, Emilie, la konf avec une grande pensée pour Flo, ainsi que Jihane, la fromagère et toute l'équipe d'ALF.

Dentre a gente fabulosa, humana que nao vou olvidar, quero louvar e agradecer Mestre Dorado pra abrigarme no Cajueiro e dar me a força, o sorriso e o coragem pra resistir. Agradace também meus amigos, irmaos e irmas angoleiros, Cevada, 25, Assai, Canada, Faisca, Myssanga, Cogumelo e Kevin, Samambaia, Palmito, Jamaica, Minhoca, Sagui, Dj, Batera, Dodo, Symphonero, Gringo, Cotia, Mélissa, Bena e Duka, Oriço, Angolinha, Carole, Caramujo, Pirata, Pilastra, Diana, os jovens e o Barjueiro. Agradeço também todos os mestres que nos visitam. Muito Axe e saude pra vocês. Iê Cajueiro Camarà.

Enfin je voudrais remercier mes amis de toujours Emilie, Nico et Marie ainsi que mes parents, mon frère et toute ma famille pour leur soutien. Merci d'avoir toujours été là pour moi, de m'avoir laissé tracer ma route, et d'avoir été soudés dans les moments difficiles. Un grand merci à tous nos proches qui se reconnaîtront. Un grand merci et mille pensées à Evelyne à qui je voudrais dédier cette thèse.

Un immense merci à meine Susselein Lisa, pour avoir navigué à mes côtés et souri dans cette aventure. Merci à tous nos amis allemands. Et surtout, plein de pensées aussi pour Karin.

Un grand merci au gens que j'ai oublié, à tous ceux qui m'ont souri en chemin, à tous les compagnons de route à ma titine, mes guitares et mes planches.

Glossaire

Assimilation

$\mathbf{d}^0$	: Vecteur innovation
$\mathbb{E}(\cdot)$	: Espérance mathématique
$\mathbf{F}$	: Opérateur d'inversion
$\mathcal{H}$	: Opérateur d'observation
$\mathbf{H}$	: Opérateur d'observation linéarisé
$\mathbf{J}(x)$	: Fonction coût
$\mathbf{K}$	: Gain de Kalman
m	: Nombre de membre d'un ensemble
N	: Nombre d'observations
n	: Dimension du domaine (nombre de points)
$\mathcal{M}^{k,k+1}$	: Evolution modèle du temps k au temps k+1
$\mathbf{M}^{k,k+1}$	: Evolution modèle linéarisée du temps k au temps k+1
$\mathbb{N}(0, \cdot)$	: Loi normale
$\mathbf{P}^a$	: Matrice d'erreur d'analyse
$\mathbf{P}^b$	: Matrice d'erreur d'ébauche
$\mathbf{P}^f$	: Matrice d'erreur de prévision
$\mathbf{Q}$	: Matrice d'erreur modèle
$\mathbf{R}$	: Matrice d'erreur d'observation
$\mathbf{S}^f$	: Matrice racine carrée (erreur de prévision)
$\mathbf{T}_s$	: Durée d'une étape de correction
$\cdot^T$	: Opérateur transposée
$\mathbf{x}^a$	: Analyse (Estimé a posteriori)
$\mathbf{x}^b$	: Ebauche (Estimé a priori)
$\mathbf{x}_{k,j}^f$	: Membre de l'ensemble (Filtre de Kalman d'ensemble)
$\bar{\mathbf{x}}_k^f$	: Moyenne de l'ensemble (Filtre de Kalman d'ensemble)
$\mathbf{x}^t$	: Vecteur d'état
$\mathbf{x}_k^f$	: Estimé modèle au temps k
$\mathbf{y}^0$	: Observation
$\mathbf{z}$	: Estimé bathymétrique
ϵ^0	: Erreur d'observation
ϵ^b	: Erreur d'ébauche
ϵ^μ	: Erreur de mesure
ϵ^ρ	: Erreur de représentativité
φ	: Proxy bathymétrique global
$\eta_{k,k+1}$	: Erreur modèle

κ	: Gain de Kalman dans le cas scalaire
$\mathbf{\Pi}$	: Opérateur de projection
σ_0^2	: Variance d'erreur d'observation
σ_a^2	: Variance d'erreur d'analyse
σ_b^2	: Variance d'erreur d'ébauche
v	: Facteur d'inflation de matrice

Indicateur de performance

BSS	: Score de performance de Brier
$Rrms$	: Ratio entre erreurs quadratiques par inversion directe et par assimilation de données
ϵ_{rms}	: Erreur quadratique

Modélisation et données vidéo

A	: Surface occupée par le rouleau de déferlement
c	: Vitesse de phase des vagues ou célérité
c_g	: Vitesse de groupe des vagues
D	: Proxy de dissipation
D_b	: Dissipation par déferlement bathymétrique
D_r	: Dissipation du rouleau de déferlement
D_w	: Dissipation du mouvement organisé des vagues
E_r	: Énergie du rouleau de déferlement
E_w	: Énergie du mouvement organisé des vagues
F_r	: Flux d'énergie cinétique du rouleau de déferlement
g	: Constante de gravité
h	: Hauteur d'eau instantanée
I	: Intensité lumineuse d'une image
I_b	: Intensité lumineuse relative au déferlement
I_r	: Intensité lumineuse relative au rouleau de déferlement
$\bar{h}$	: Hauteur d'eau instantanée
$\bar{h}$	: Profondeur d'eau moyenne
H_b	: Hauteur des vagues au déferlement
H_{rms}	: Hauteur quadratique moyenne des vagues
H_s	: Hauteur significative des vagues
k	: Nombre d'onde
K_c	: Coefficient de frottement relatif au courant moyen
K_w	: Coefficient de frottement relatif aux vitesses orbitales
K_{bg}	: Coefficient de frottement relatif aux effets de pente
K_{sg}	: Coefficient de frottement relatif aux effets de pente
Q_c	: Flux sédimentaire du transport par charriage
Q_p	: Flux sédimentaire du transport par effet de pente
Q_r	: Flux sédimentaire total
Q_s	: Flux sédimentaire du transport par suspension
r	: Mesure des non-linéarités (vitesse orbitale)
S_{xx}	: Tenseur des tensions de radiation

$S_{xx,r}$	: Tenseur des tensions de radiation du rouleau de déferlement
$S_{xx,w}$	: Tenseur des tensions de radiation du mouvement organisé
T_p	: Période pic des vagues
U	: Résultante des courants
U_r	: Nombre d'Ursell
U_u	: Courant de retour
$U_{u,\delta}$	: Courant de retour moyen au sommet de la couche limite de fond
U_w	: Amplitude des vitesses orbitales
$\tilde{u}(t)$	: Vitesse orbitale au fond
v	: Courant longshore
$\bar{v}$	: Courant longshore moyen
W_s	: Vitesse de chute du sédiment
z_f	: Elévation du fond sableux
z_i	: Topographie intertidale
z_{tide}	: Elevation de la surface d'eau due à la marée
α	: Coefficient de non-linéarité du prédicteur de célérité pseudo-linéaire
βc	: Coefficient cinétique du rouleau de déferlement
δ	: Epaisseur de la couche limite de fond
Δt	: Incrément de temps
Δx	: Incrément d'espace
ϵ_b	: Facteurs d'efficacité du transport par charriage
ϵ_s	: Facteurs d'efficacité du transport par suspension
ϕ	: Phase des vitesses orbitales au fond
φ_f	: Angle de friction
γ	: Paramètre de déferlement
η	: Cote de la surface libre
$\bar{\eta}$	: Cote moyenne de la surface libre
θ	: Angle d'incidence des vagues
ρ	: Masse volumique de l'eau
ρ_r	: Masse volumique du rouleau de déferlement
τ	: Tensions de cisaillement du rouleau de déferlement sur la vague
ω	: Pulsation

Table des matières

1	Introduction	13
1.1	Contexte : enjeux et motivation	13
1.1.1	Enjeux	13
1.1.2	Motivation	16
1.2	Etat de l'art et positionnement de ces travaux	16
1.2.1	Problématique scientifique	16
1.2.2	Objectifs de mes travaux de thèse	20
1.3	Structure du mémoire	21
2	Assimilation de données	23
2.1	La place de l'assimilation de données dans l'interaction modèle-observation	23
2.2	Synthèse des méthodes d'assimilation de données appliquées à la météo- rologie et à l'océanographie	24
2.2.1	Quelques bases sur l'assimilation de données	24
2.2.2	Méthodes statistiques ou méthodes variationnelles ?	28
2.2.3	L'algorithme BLUE	28
2.2.4	Le Filtre de Kalman (KF)	30
2.2.5	La notion de Filtre de Kalman Etendu (EKF)	31
2.2.6	Les Filtres Racine carrée de Rang Réduit (RRSQRT)	32
2.2.7	Filtre de Kalman d'ensemble	34
2.2.8	Rôle et définition des matrices de covariance d'erreur	38
2.3	Les premiers travaux en océanographie littorale	39
2.3.1	Le modèle BeachWizard de Van Dongeren et al. [2008]	40
2.3.2	Le modèle vagues-courant de Wilson et al. [2010]	44
2.3.3	Positionnement de ce travail	46
3	Développement d'une plateforme d'assimilation de données	48
3.1	Introduction	48
3.2	Modèle 1DBEACH	49
3.2.1	Le modèle hydrodynamique	50
3.2.2	Le modèle de transport sédimentaire	53

3.2.3	Evolution du fond sableux	54
3.3	Extraction de proxys bathymétriques issus de l'imagerie vidéo	54
3.3.1	De la station vidéo à l'image dérivée exploitable	54
3.3.2	Systèmes video	55
3.3.3	Images directement dérivées de l'imagerie vidéo	56
3.3.4	Importance des signatures optiques	57
3.3.5	Célérité cross-shore des vagues	60
3.3.6	Fraction de vagues déferlées	64
3.3.7	Dissipation induite par le rouleau de déferlement	66
3.3.8	Topographie intertidale	69
3.3.9	Autres proxys bathymétriques	69
3.3.10	Erreur de mesure et Fréquence d'acquisition des observations . . .	70
3.4	Développement de méthodes d'assimilation de données adaptées au problème d'inversion bathymétrique	71
3.4.1	Le module d'assimilation de données dans 1DBEACH	72
3.4.2	Description des méthodes d'assimilation de données	72
3.4.3	Perspectives en assimilation dynamique	82
4	Inversion bathymétrique par assimilation de données	84
4.1	Application du modèle BeachWizard aux plages Nord d'Anglet	85
4.1.1	Suivi vidéo des plages Nord d'Anglet	85
4.1.2	Description de la simulation	87
4.1.3	Résultat de l'inversion bathymétrique	88
4.1.4	Limitations de cette étude	90
4.2	Inversion bathymétrique par assimilation de données à partir d'observations de célérité	91
4.2.1	Présentation de l'expérience MODLIT	91
4.2.2	Inversion bathymétrique directe	93
4.2.3	Définition de la matrice de covariance d'erreur modèle	95
4.2.4	Indicateurs de performance pour l'assimilation	97
4.2.5	Cas synthétique d'inversion bathymétrique	98
4.2.6	Inversion bathymétrique à partir de profils réels	101
4.3	Inversion bathymétrique par assimilation de données de nature hétérogène	104
4.3.1	Introduction	105
4.3.2	Data-model assimilation methodology for depth inversion	107
4.3.3	Set-up of the synthetic cases	114
4.3.4	Results	117
4.3.5	Discussion and conclusions	126
4.4	Application à une plage naturelle	128

4.4.1	Site d'étude ECORS2008	128
4.4.2	Données vidéo	129
4.4.3	Présentation de la simulation	131
4.4.4	Résultats de l'inversion bathymétrique	131
4.5	Synthèse sur l'inversion bathymétrique	133
5	Assimilation de données dynamique : Evolution morphodynamique à moyen-terme d'un profil de plage	134
5.1	Cadre de l'étude	135
5.1.1	Présentation du site de Duck	135
5.1.2	Validation du modèle 1DBEACH à partir du jeu de données DUCK82135	
5.2	Présentation de la simulation	137
5.3	Résultats	139
5.3.1	Assimilation dynamique par filtre de Kalman d'ensemble	139
5.3.2	Assimilation dynamique avec matrice de covariance modèle P^b constante	142
5.3.3	Effet des sous-itérations sur la correction	145
5.4	Synthèse et discussion	147
6	Conclusions et perspectives	149
6.1	Conclusions	149
6.2	Perspectives	152
6.2.1	Enjeux	152
6.2.2	Perspectives de recherches	153
A	Détermination de la célérité des vagues par transformée de Radon	167
B	Evolution morphodynamique multi-1D	170
C	Application of a data-model assimilation method to a 3D surf zone sandbar physical experiment	173
D	Video observation of megacusp evolution along a high-energy engineered sandy beach : Anglet, SW France	179

Chapitre 1

Introduction

1.1 Contexte : enjeux et motivation

1.1.1 Enjeux

Près de la moitié de la population mondiale vit aujourd'hui en zone côtière (à moins de 100 km des côtes, cf. Figure 1.1, [UN-Habitat, 2011]), attirée par l'accès facilité aux ressources (nourriture, transport,...), par un climat plus doux et humide et/ou par un cadre de vie plus agréable. La gestion de cette concentration accrue de population en zone littorale pourrait devenir préoccupante pour le futur en termes d'aménagements côtiers et dans un contexte de changement climatique. En effet, même si l'ampleur et l'impact du réchauffement climatique restent encore assez flous, les différents scénarii sont aujourd'hui assez alarmistes. Pour l'heure, les observations et prévisions climatiques montrent une élévation du niveau moyen de la mer d'environ 3 mm par an, avec de fortes variabilités spatio-temporelles à l'échelle globale (cf. figure 1.2), qui pourrait s'accompagner d'une augmentation de la fréquence, de la durée et de l'intensité des événements extrêmes [IPCC, 2007].

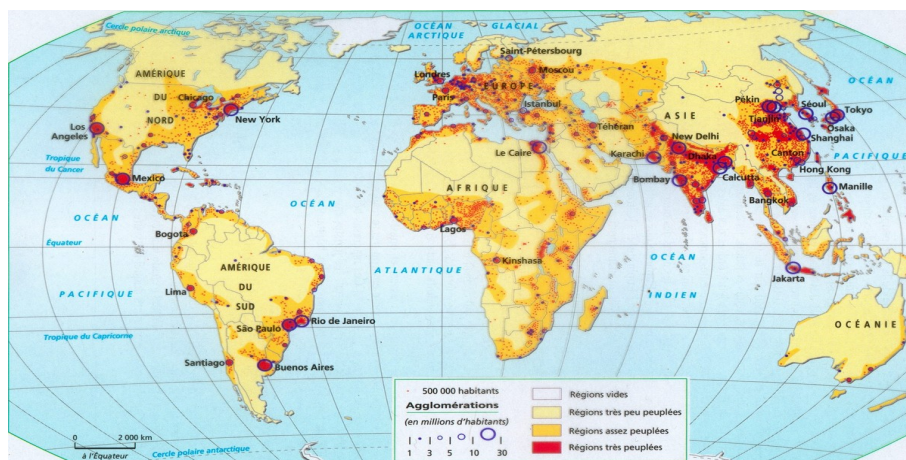


FIGURE 1.1 – Carte de répartition de la population mondiale.

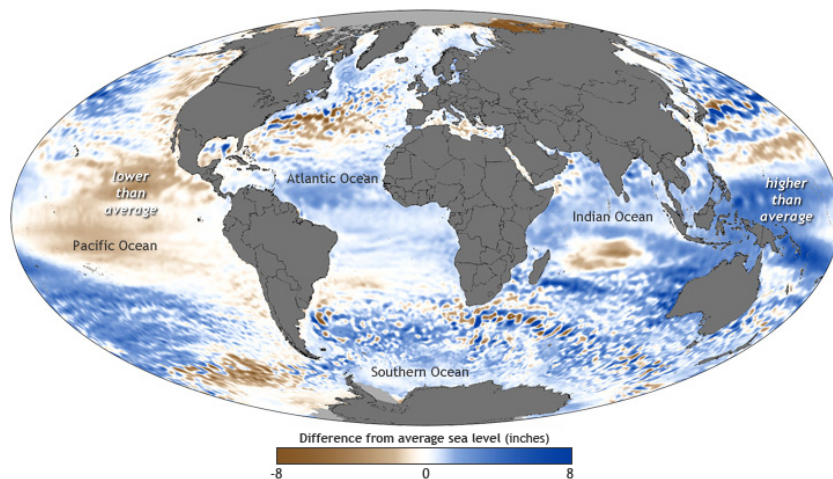


FIGURE 1.2 – Variation de l'élévation du niveau moyen de la mer pour la période (1993-2011). Les zones les plus touchées se situent en Asie et en Océanie. (1 inch = 2.54 cm)

La recrudescence des événements de tempête extratropicale accompagnée d'un changement dans les régimes de houle peut avoir un impact désastreux sur le milieu littoral (inondations, submersion, érosion accrue, intrusion d'eau salée impactant les écosystèmes littoraux IPCC [2007]). Les populations directement touchées et les premiers exilés climatiques seront sûrement les 13% de la population mondiale vivant à moins de dix mètres au dessus du niveau de la mer (figure 1.3a, UN-Habitat [2011]) dont les plus vulnérables n'auront certainement pas les moyens d'y faire face (Figure 1.4).

Différentes stratégies sont mises en oeuvre pour une gestion durable des littoraux [e.g. Klein and Nicholls, 1999, McFadden et al., 2007, Tol et al., 2008], en proposant soit des solutions naturelles aux aléas climatiques (s'abstenir d'agir, abandonner la zone, s'accommoder) lorsque cela est possible ou inéluctable, soit une protection coûteuse du trait de côte lorsque l'intérêt économique et touristique de la région est en jeu. Parmi les environnements côtiers les plus fragiles, les littoraux sableux sont en recul constant (figure 1.3b). En Europe, ils constituent 41% des environnements côtiers, mais presque 63% des littoraux érodés [European Environment Agency, 2004] du fait notamment de leurs fortes anthropisations. L'érosion peut être naturelle en réponse aux événements climatiques et aux changements de régime de houle, ou avoir une source anthropique. Tout d'abord, les différents aménagements fluviaux ont contribué à réduire l'apport continu en sédiment des rivières vers le milieu côtier. De plus, le recours systématique aux structures "en dur" (digues, épis, front de mer, brise-lames) pour stabiliser le trait de côte et l'embouchure des cours d'eau a eu pour effet, outre l'aspect visuel, de profondément modifier la dynamique hydro-sédimentaire en créant localement des pics d'accrétion/érosion et en bloquant partiellement la dérive littorale, ce qui peut avoir des conséquences parfois dramatiques en termes d'érosion (figure 1.3c). En 2004 par exemple, 45% des plages sableuses européennes effectivement protégées continuaient à s'éroder. Depuis quelques



FIGURE 1.3 – (a) Lourd bilan matériel et humain après le passage du typhon Bopha dans la région philippine du Davao Oriental (Décembre 2012). Cette zone située légèrement au dessus du niveau de la mer ne bénéficie visiblement pas de protection anti-submersion. (b) Traces visibles et courantes de l'érosion des cordons dunaires (ici à Dunas de Ovar, Portugal). (c) Phénomène d'érosion de plage derrière l'épi rocheux à Kirra Point (Australie).

années, l'émergence des solutions dites "souples" (réengraissement de plage, drainage,...), en complément des structures "en dur", a permis de freiner l'érosion côtière par interaction positive avec (et non contre) les processus hydro-sédimentaires ambiants [Cooper and McKenna, 2008] et en adéquation avec les écosystèmes environnants. Cette démarche s'inscrit progressivement vers une gestion durable et raisonnée des territoires littoraux face aux pressions anthropiques croissantes et à la vulnérabilité de nos écosystèmes côtiers, en tenant compte à la fois des aspects physiques, écologiques, socio-économiques et administratifs. En Europe, la tendance est donc à la protection du trait de côte plutôt qu'à l'abandon de la zone littorale (sauf minoritairement en Grande-Bretagne et en Hollande), mais force est de constater que seules les catastrophes font évoluer les mœurs avec les exemples récents des tempêtes Xynthia (France, 2010), Sandy (USA, 2012) et du typhon Pablo (2012, Philippines, cf. figure 1.3a).

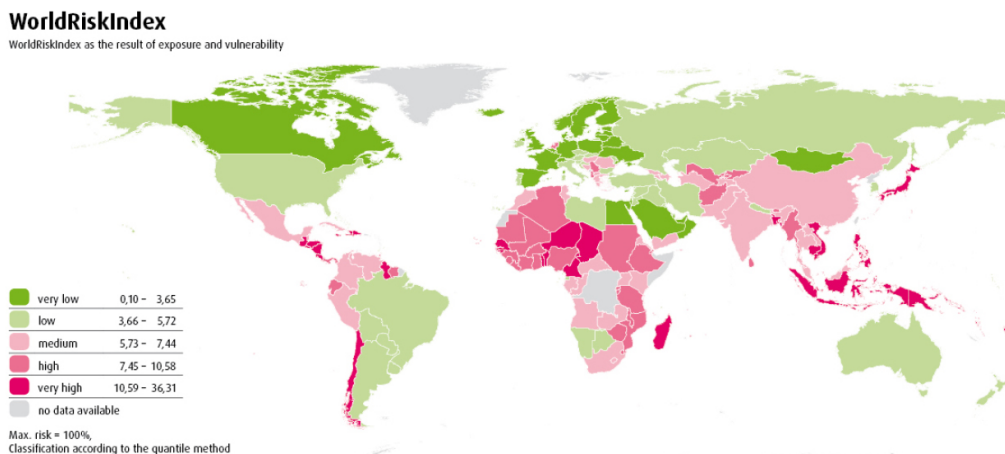


FIGURE 1.4 – Carte de répartition des populations vulnérables face aux risques naturels (tremblements de terre, éruption, inondation, sécheresse, tsunami, submersion,...)(source WorldRiskIndex 2012).

Une connaissance étendue des processus hydro-sédimentaires et de l'évolution morphodynamique des littoraux sableux revêt donc un enjeu sociétal prépondérant et permettra à terme d'envisager différents scénarii pour une gestion écologique et socio-économique responsable et durable des littoraux mondiaux, dont la vie de millions de personnes dépend aujourd'hui.

1.1.2 Motivation

Les littoraux sableux dominés par l'action de la houle sont des environnements très dynamiques. Alors que les modifications dans les forçages hydrodynamiques induites par le réchauffement climatique pourraient entraîner un remodelage drastique du trait de côte dans un futur proche, la dynamique de nos littoraux reste aujourd'hui encore mal comprise. Les récents progrès en modélisation hydro-morphodynamique ont permis de mettre en évidence les processus hydro-sédimentaires fortement non linéaires régissant la dynamique des corps sableux. Toutefois, ces études restent pour l'instant phénoménologiques et qualitatives et encore très peu d'études d'évolution à long terme ont été entreprises. Des efforts sont encore nécessaires pour adapter ces modèles à tout type de configurations de plages et de forçages. En particulier, le manque manifeste de jeux de données bathymétriques exhaustifs limite à la fois notre compréhension de la morphodynamique littorale et les possibilités de validation des modèles. En parallèle, l'émergence des méthodes d'imagerie vidéo a rendu possible le suivi littoral continu et peu coûteux grâce à une acquisition accrue d'observations fiables caractérisant l'évolution hydrodynamique et morphodynamique de différentes plages à travers le monde. Les données vidéos résultantes utilisées à des fins d'inversions bathymétriques représentent une alternative adaptée pour pallier au manque de données topographiques récurrent. Par ailleurs, le développement récent de techniques d'assimilation de données pour la modélisation littorale permet aujourd'hui l'interaction directe modèle/observations en combinant des sources d'informations hétérogènes complémentaires pour des descriptions régulières et précises de la morphologie des plages sableuses. Cette approche laisse aussi envisager la possibilité d'une prévision d'évolutions morphodynamiques avec des corrections bathymétriques ponctuelles, à l'image des prévisions météorologiques ou océanographiques.

1.2 Etat de l'art et positionnement de ces travaux

1.2.1 Problématique scientifique

Dynamique et modélisation de plages barrées

Ces travaux se concentrent essentiellement autour de la dynamique du profil de plages sableuses barrées de type "intermédiaire" dans la classification de Wright and

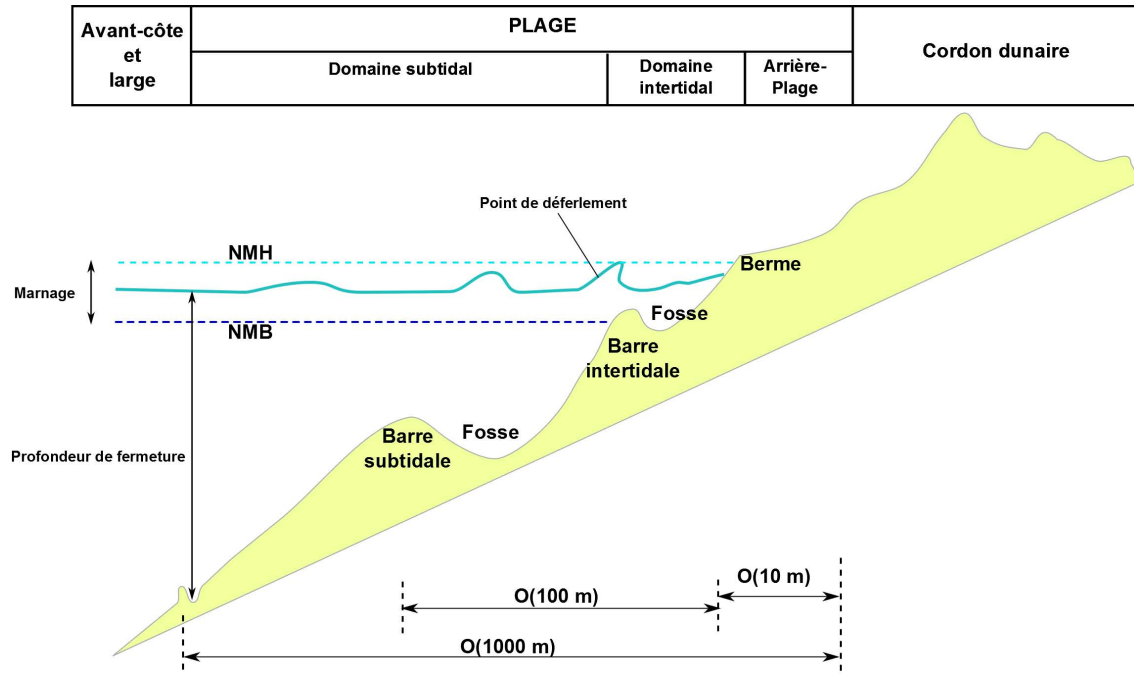


FIGURE 1.5 – Coupe schématique d'un profil de plage double-barre constitué d'une barre subtidale, d'une barre intertidale, d'une berme de haut de plage et d'un cordon dunaire.

Short [1984] sur des échelles de temps de l'ordre de quelques heures à plusieurs mois. Les plages sableuses s'organisent typiquement en structures tridimensionnelles cohérentes avec, pour la majorité d'entre elles, la présence d'une ou plusieurs barres sableuses, d'une berme et d'un cordon dunaire (figure 1.5). Les barres sableuses constituent des barrières naturelles pour la plage en dissipant l'énergie des vagues au large lors d'événements extrêmes, protégeant ainsi le haut de plage et le pied de dune d'une érosion massive et de la submersion. Leur dynamique est contrôlée par des phénomènes d'auto-organisation complexes [e.g. Coco and Murray, 2007, Castelle and Ruessink, 2011] qui tend à les réorganiser en structures rythmiques ou quasi-rythmiques cohérentes ($\lambda = O(100)$ m, cf Figure 1.6a). Les motifs géométriques couramment observés sont les systèmes barres/chenaux et les systèmes de barres en croissant dépendant de la configuration de plage (simple, double ou triple barre(s)) et du forçage hydrodynamique (pour une description complète, se référer à la classification de Wright and Short [1984], Short [1999]). Par ailleurs, les oscillations du trait de côte sont aussi couplées à l'évolution de ces systèmes dynamiques mais avec des temps de réponses beaucoup plus longs. Ainsi, les méga-croissants de plages (ou *megacusps*) sont couramment observés en haut d'estrans sableux et constituent la signature érosive des courants d'arrachement au niveau du trait de côte (Figure 1.6b).

Les modèles couplés hydro-morphodynamiques sont quasiment parvenus à maturité et permettent aujourd'hui de reproduire partiellement cette dynamique. Les modèles 2D intégrés sur la verticale (2DH) sont aujourd'hui capables de reproduire l'évolution non linéaire et auto-organisée des corps sableux (barre, trait de côte) à partir de profils ini-



FIGURE 1.6 – Structures sableuses classiques de plage intermédiaire dominées par l’action de la houle. (a) Les systèmes rythmiques double-barre sont des structures caractéristiques du littoral Aquitain (Photo du Truc Vert, campagne PNEC2001). Illustration d’un courant d’arrachement et de sa *megacusp* associée (Shelly Beach, Nouvelle-Galles du Sud, Australie).

tiaux uniformes avec des forçages non stationnaires [Castelle and Ruessink, 2011, Castelle et al., 2012]. Ces études restent pour l’instant au stade phénoménologique et axées sur la compréhension de la dynamique et de la tridimensionnalisation des barres sableuses dans des séquences accrétives de plage. Une forte limitation de ces modèles est qu’ils ne simulent pas correctement les flux sédimentaires *cross-shore* et la migration du profil moyen associée. En parallèle, les modèles de profil de plage à phase moyennée réussissent aujourd’hui à décrire correctement les processus *cross-shore* de migration et dégénérescence des barres sableuses soumis aux changements de régimes de houles à l’échelle de plusieurs heures à plusieurs mois [Ruessink et al., 2007a, Dubarbier et al., 2012]. Même si les progrès ont été considérables au cours des deux dernières décennies, certains points bloquants subsistent encore comme, par exemple, la mauvaise connaissance des processus en zone de jet de rive, responsables de l’érosion du haut de plage. Pour l’instant donc, aucun modèle n’est encore capable de décrire la dynamique littorale dans sa globalité. Outre l’aspect théorique, l’un des problèmes récurrents pour la modélisation reste l’absence de jeux de données hydro-sédimentaire haute fréquence et extensifs (durée, emprise) nécessaires à l’initialisation et la validation de nos modèles. Dans cette thèse, nous nous attaquons au problème du manque de données bathymétriques auquel nous répondrons par l’imagerie vidéo et l’assimilation de données pour l’inversion bathymétrique. Pour compléter cette introduction, nous proposons un bref état des lieux des besoins bathymétriques pour la modélisation morphodynamique et des solutions potentielles.

Les besoins bathymétriques pour la modélisation morphodynamique

La modélisation hydro-morphodynamique permet de décrire de façon continue l’évolution morphologique des plages étudiées. Les modèles ont besoin d’être confrontés en permanence aux conditions de plages réelles pour être validés. Pour une étude

événementielle ou phénoménologique, la validation consiste à comparer le résultat d'une évolution court-terme à une bathymétrie effectivement observée. Ce type de simulation nécessite la spécification de deux bathymétries suffisamment proches (quelques jours au plus), au temps t_0 pour l'initialisation et au temps t_1 pour comparaison. Pour les études hydro-sédimentaires à moyen et long terme, les jeux de données bathymétriques doivent être réguliers et pouvoir couvrir la durée de la simulation pour à la fois calibrer, recaler ou valider le modèle pour une succession de temps $t_i; i = 0, nt$. Les jeux de données bathymétriques extensifs sont rares, c'est pourquoi la validation des modèles hydro-morphodynamiques est aujourd'hui essentiellement réalisée sur des plages largement étudiées du fait de l'abondance de leurs jeux de données résultants de campagnes de mesures extensives ou de relevés réguliers (Par exemple à Duck(USA), Egmond aan Zee et Noordwijk (Pays-Bas),...). Toutefois ces plages ne sont pas représentatives de la globalité des plages naturelles. De plus, les relevés se restreignent souvent à certains transects de plages échantillonnés à 5 ou 10 m, et systématiquement interpolés [Plant et al., 2002] pour reconstruire la bathymétrie tridimensionnelle. En effet, les relevés complets de topographie de plages sont moins abondants car plus coûteux. Dans tous les cas, il n'existe pas de jeux de bathymétries réguliers, à moyen ou long-terme, et couvrant de larges zones de plage, nécessaires aux simulations hydro-sédimentaires à long terme en réponse aux changements de régimes de houle. En outre, il n'existe aucune donnée bathymétrique pendant les épisodes de tempête, événements pendant lesquels les évolutions morphodynamiques sont les plus significatives.

Solutions pour pallier au manque de jeux de données

-L'émergence de l'imagerie vidéo

L'imagerie vidéo est aujourd'hui en plein essor [e.g. Holman and Stanley, 2007] et se présente comme une alternative peu coûteuse aux campagnes de mesure et missions de relevés sur le terrain. Les systèmes vidéo sont constitués de plusieurs caméras qui permettent le suivi quotidien d'une zone étendue de plage et procurent ainsi une source de données continue. Les images vidéos de type *snapshot* (cliché instantané), *timex* (Image moyenne d'une série de *snapshots*) ou *timestack* (Evolution temporelle d'une ligne de pixels) permettent d'extraire certains paramètres hydrodynamiques, tels la vitesse de phase (ou célérité) des vagues, les proxys de dissipation ou hauteur de vagues au déferlement (imagerie stéréoscopique), ainsi que la topographie intertidale. Ces paramètres constituent des proxys de la bathymétrie et peuvent être indépendamment inversés par des méthodes linéaires pour une première estimation de la topographie de plage (émergée et immergée).

-Place de l'assimilation de données dans l'inversion bathymétrique littorale

Généralement, chacun de ces proxys bathymétriques ne permet de caractériser précisément qu'une partie du profil de plage, mais l'ensemble des zones du profil (zone de levée, de surf et de jet de rive, plage émergée) peuvent être décrites par association de toutes ces informations. De plus, la physique des vagues en eaux peu profondes est typiquement non linéaire, l'inversion des proxys nécessite donc des informations disponibles uniquement par le modèle. En réponse, l'assimilation de données vidéo dans les modèles (cf. Figure 1.7) permet de combiner des informations hétérogènes provenant du modèle et de plusieurs sources de proxys bathymétriques pour une estimation plus fiable de la bathymétrie sous-jacente. L'enjeu principal est ici de savoir comment utiliser de manière optimale nos sources d'observations complémentaires afin de reconstruire convenablement les morphologies de plage. L'assimilation de données peut ainsi déjà être utilisée à des fins d'inversion bathymétrique afin de constituer des jeux de bathymétries réguliers et exploitables pour un suivi continu d'évolution morphologique de plages. Dans le cadre de simulations morphodynamiques à moyen et long termes, le but est de pouvoir intégrer de manière dynamique ces techniques d'assimilation dans un modèle d'évolution de plage, afin de corriger la bathymétrie et certains paramètres hydrodynamiques à chaque fois qu'une observation est disponible, conduisant ainsi à un système opérationnel d'assimilation dynamique.

1.2.2 Objectifs de mes travaux de thèse

En réponse à cette problématique scientifique, mes travaux de thèse se sont focalisés sur le développement d'une plateforme d'assimilation de données issues de l'imagerie vidéo et intégrée au modèle numérique d'évolution de profil de plage 1DBEACH, développé au sein de l'équipe METHYS à l'UMR CNRS 5805 EPOC. L'objectif principal est de proposer et valider une méthode d'inversion bathymétrique cohérente basée sur l'assimilation dans le modèle des différentes sources d'observations hétérogènes disponibles et permettant la reconstruction de topographie de plage dans son intégralité (i.e. de la zone de levée à la zone de jet de rive).

Cette étroite interaction modèle/observation (Figure 1.7) s'appuie sur :

- **1)** L'exploitation ou le développement des méthodes d'extraction des différents proxys bathymétriques et l'identification de leurs domaines d'applicabilité et leurs limitations.
- **2)** l'implémentation de méthodes d'assimilation adaptées à ces données vidéo, cohérentes et intègres pour notre modèle.
- **3)** la validation de ces méthodes sur des cas synthétiques et réels.

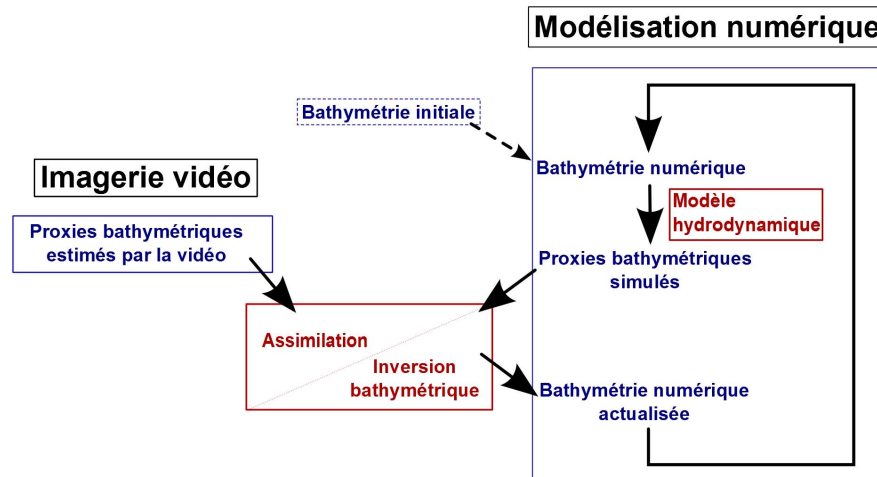


FIGURE 1.7 – Schéma de principe de l'assimilation de données vidéo dans les modèles couplés hydro-morphodynamiques

Les **objectifs** sont, à termes, de pouvoir : **1)** fournir des jeux de bathymétries réguliers et peu coûteux des différentes plages équipées d'un système vidéo, pour les futures validation de modèle, et **2)** corriger ponctuellement et de manière dynamique la bathymétrie directement dans les modèles dans le cadre d'études d'évolution morphodynamique de plage à moyen et long terme.

1.3 Structure du mémoire

Après ce chapitre introductif, ce mémoire s'articule autour de 4 chapitres principaux.

Le **Chapitre 2** présente tout d'abord une synthèse sur les différentes méthodes d'assimilation basées sur la théorie de l'estimation, l'algorithme du BLUE ("*Best Linear Unbiased Estimator*") et le filtrage de Kalman. Après avoir posé les bases, nous décrirons quelques propriétés intéressantes de ces filtres, puis nous détaillerons le Filtre de Kalman d'ensemble. Dans une deuxième partie nous présenterons un état de l'art de l'inversion bathymétrique pour la reconstruction de la topographie de plage basée sur l'assimilation de données, à travers notamment deux exemples qui ont fortement influencés ces travaux.

Le **Chapitre 3** présente et détaille la plateforme d'assimilation de données vidéo. Dans une première sous-partie, nous présenterons le modèle 1DBEACH en mettant l'accent sur la description des processus hydrodynamiques. Après une brève présentation de l'outil vidéo, nous exposerons dans une deuxième sous-partie, les différentes méthodes d'extraction vidéo de proxys bathymétriques (célérité, dissipation, topographie intertidale) que nous avons (re)développées et/ou testées. Dans la dernière sous-partie, nous décri-

rons les méthodes d’assimilation de données que nous avons développées pour permettre l’inversion bathymétrique d’observations hétérogènes issues de l’imagerie vidéo. Nous présenterons des méthodes de reconstruction bathymétrique simples basées sur l’algorithme BLUE ainsi que sur une méthode d’ensemble, puis une méthode de correction bathymétrique dynamique par filtre de Kalman d’ensemble pour les études d’évolution morphodynamiques de profil de plage.

Le **Chapitre 4** commence par un cas synthétique d’application du modèle d’assimilation XBeachWizard [Van Dongeren et al., 2008] pour la reconstruction de bathymétrie tridimensionnelle pour les plages Nord d’Anglet, en soulignant les principales limitations des méthodes de prétraitement des images vidéo et d’assimilation avec cette méthode. Dans le reste du chapitre, nous exposerons différents cas de validation de nos méthodes d’inversion bathymétrique appliquées à la reconstruction de profils de plages. Dans la première étude, nous proposons une comparaison entre une méthode d’inversion directe et nos méthodes d’inversion par assimilation pour l’estimation d’un profil moyen de plage de type réel à partir d’observations de célérité de vagues extraites des images vidéo collectées durant l’expérience en bassin MODLIT. Dans un second temps, nous nous proposons, à travers un article publié dans le journal *Ocean Engineering*, de valider notre méthode d’assimilation de données de nature hétérogènes sur plusieurs cas synthétiques sur bathymétries réelles, afin de proposer une stratégie de gestion des observations et des statistiques d’erreur. Enfin, cette méthode sera appliquée à la reconstruction d’un profil de la plage du Truc Vert à partir de d’observations de topographie intertidale mesurées ainsi que de célérité de vagues et de dissipation extraites des images vidéo de la campagne ECORS2008.

Le **Chapitre 5** présente une étude synthétique de correction dynamique par assimilation de données hétérogènes et intégrée à l’évolution morphodynamique à moyen-terme d’un profil de la plage de Duck en Caroline du Nord, en marge de la campagne de mesure DUCK82.

Pour terminer, le **Chapitre 6** permet de conclure notre étude et d’envisager certaines perspectives à notre travail.

Enfin, 4 annexes complètent ce manuscrit. L’**Annexe A** présente une autre méthode d’estimation de profils de célérité à partir d’une méthode de radon appliquée aux images *timestack*. L’**Annexe B** propose une étude de correction dynamique pour l’évolution morphodynamique multi 1D de la plage de Duck à partir de données de la campagne DUCK94. Les dernières annexes regroupent les différents articles publiés (**Annexes C** et **D**) dans le *Journal of Coastal Research*.

Chapitre 2

Assimilation de données

2.1 La place de l’assimilation de données dans l’interaction modèle-observation

Les observations jouent un rôle prépondérant dans le développement de modèles géophysiques. Elles sont omniprésentes depuis l’élaboration du modèle à partir de phénomènes observés jusqu’aux phases successives de calibration, de spécification de conditions initiales et aux limites, et enfin de validation, afin de décrire au mieux les systèmes et environnements géophysiques étudiés. Elles peuvent être aussi utilisées pour réajuster à un instant donné le comportement du modèle et en améliorer la prédiction ; c’est le processus d’assimilation auquel nous nous intéresserons dans ce manuscrit.

L’assimilation de données a été développée principalement en météorologie et océanographie pour des systèmes atmosphériques et océaniques complexes. Les problèmes rencontrés dans ces domaines sont généralement de grandes dimensions ($n = O(10^5-7)$ points de calculs) et fortement non linéaires. L’hypothèse d’un modèle de prévision parfait est utopique, c’est à ce moment que les observations prennent tout leur sens. Ces observations directes ou indirectes apportent une information supplémentaire sur l’état de l’atmosphère et de l’océan afin de mieux le caractériser. Elles peuvent être extraites en un grand nombre de points de mesure, par exemple via la télédétection ou par des réseaux de points de mesure ponctuels. Une liste non exhaustive de ces systèmes de mesure physique est détaillée dans Lahoz et al. [2010]. En parallèle de l’acquisition des données, des méthodes d’assimilation de ces données sont développées afin de tirer le meilleur profit de ces observations dans les modèles de prévision et de proposer une solution appropriée à chaque problème. Concrètement, l’assimilation de données combine directement différentes sources d’information pour représenter au mieux l’état d’un système géophysique à un instant donné. Ces sources d’information disponibles, essentiellement les observations mesurées et les estimés modèles sont hétérogènes en nature, quantité et qualité. Les observations ou mesures sont des échantillons indirects (car mesurés) de l’état d’un système à un temps t et une position x et donnent des informations

qualitatives sur l'évolution du système. Ces observations sont le plus souvent partielles, irrégulières, éparses en temps et espace, et entachées d'erreurs. Elles ne sont pas assez abondantes pour caractériser à elles seules un système par le biais d'interpolation. Le modèle apporte de son côté une information continue en temps et espace, mais ne permet pas non plus une étude quantitative et qualitative de l'évolution d'un système sans calibration et validation. Ce modèle est lui aussi entaché d'erreurs dues aux diverses approximations des processus, mais aussi à la mauvaise connaissance des phénomènes physiques. Pour les systèmes ultra-dynamiques et complexes, comme l'atmosphère et l'océan, l'assimilation de données permet ainsi une étroite interaction entre observation et modélisation et, dans un cadre opérationnel, de recalibrer les modèles en proposant notamment une réinitialisation objective lorsque une observation précise du système est disponible, et ainsi améliorer les prévisions. Les observations doivent cependant rester compatibles avec la dynamique et la physique du modèle, et ne peuvent pas complètement pallier aux lacunes du modèle, par exemple dues au manque de connaissances des processus physiques engagés. Ces observations et méthodes servent à recalibrer un modèle à un moment donné.

Dans ce chapitre, nous rappelons quelques bases de l'assimilation de données et décrivons certaines méthodes essentiellement issues de la théorie de l'estimation tels le filtre de Kalman [Kalman, 1960, Talagrand, 1997] et ses extensions, dont nous nous inspirons par la suite.

2.2 Synthèse des méthodes d'assimilation de données appliquées à la météorologie et à l'océanographie

2.2.1 Quelques bases sur l'assimilation de données

Cette partie aborde les notions clés de l'assimilation de données conformément aux conventions définies par Ide et al. [1997].

Le vecteur d'état $\mathbf{x}$ et l'état vrai $\mathbf{x}^t$:

Les champs géophysiques que l'on cherche à estimer au mieux sont des vecteurs réels, continus et multivariés. Ils composent *le vecteur d'état* $\mathbf{x}$. Ce vecteur ne peut être évalué que dans sa forme discrète $\mathbf{x}^t$, ou *vecteur vrai* (t pour *true*), de dimension n . $\mathbf{x}^t$ est la projection ou discrétisation (Π) de $\mathbf{x}$ dans l'espace discret de travail.

$$\mathbf{x}^t = \Pi(\mathbf{x}) \tag{2.1}$$

2.2 - Synthèse des méthodes d'assimilation de données appliquées à la météorologie et à l'océanographie

L'ébauche $\mathbf{x}^b$:

L'*estimé a priori* ou *ébauche* $\mathbf{x}^b$, également de dimension n , (b pour *background*) donne une première estimation du vecteur vrai $\mathbf{x}^t$, à l'initialisation du processus d'assimilation. Il peut être intuitif ou rationnel mais il est généralement issu d'un modèle numérique et contient de l'erreur (*erreur d'ébauche*) représentée par ϵ^b telle que :

$$\mathbf{x}^b = \mathbf{x}^t + \epsilon^b \quad (2.2)$$

L'observation $\mathbf{y}^0$:

L'*observation* constitue une deuxième source d'information sur l'état $\mathbf{x}$ du système. Souvent hétérogène en temps et espace, elle est disponible sous une forme discrète $\mathbf{y}^0$ (dimension N , avec généralement $N \ll n$) et caractérise $\mathbf{x}^t$. Elle est aussi entachée d'une *erreur de mesure* ϵ^0

$$\mathbf{y}^0 = \mathcal{H}(\mathbf{x}^t) + \epsilon^0 \quad (2.3)$$

Où l'*opérateur d'observation* $\mathcal{H}([n \times N])$ décrit le lien entre $\mathbf{x}^t$ et $\mathbf{y}^0$. $\mathcal{H}$ représente numériquement la mesure physique. Cet opérateur permet la projection des données de l'espace discret modèle vers l'espace des observations. $\mathcal{H}$ est généralement non linéaire notamment lorsque x^t est un proxy d'un paramètre modèle, donc indirectement mesuré, et/ou lorsque l'interpolation vers l'espace d'observation est non linéaire. Enfin ϵ^0 caractérise l'*erreur d'observation* qui contient l'*erreur de mesure* ϵ^μ ainsi que l'*erreur de représentativité* ϵ^ρ .

$$\epsilon^0 = \epsilon^\mu + \epsilon^\rho \quad (2.4)$$

L'erreur de représentativité ϵ^ρ découle du fait que les données modèles sont indirectement comparées aux observations par le biais de l'opérateur d'observation $\mathcal{H}$. Elle inclut donc une erreur physique à travers $\mathcal{H}$ et une erreur de projection liée à Π :

$$\mathbf{y}^0 = \mathcal{H}(\mathbf{x}^t) + \underbrace{(h(\mathbf{x}) - \mathcal{H}(\Pi(\mathbf{x})))}_{\epsilon^\rho} + \epsilon^\mu. \quad (2.5)$$

avec h l'opérateur d'observation défini par la relation liant l'observation $\mathbf{y}^0$ au vecteur d'état $\mathbf{x}$:

$$\mathbf{y}^0 = h(\mathbf{x}) + \epsilon^\mu \quad (2.6)$$

Le modèle $\mathcal{M}$ et l'estimé modèle $\mathbf{x}_k^t$:

Le modèle numérique $\mathcal{M}$ donne une information dynamique sur l'évolution temporelle du vecteur vrai. Si k et $k+1$ désignent 2 temps où une observation est disponible pour correction, le modèle numérique $\mathcal{M}$ propage l'information du temps t_k au temps t_{k+1} :

$$\mathbf{x}_{k+1}^t = \mathcal{M}_{k,k+1}(\mathbf{x}_k^t) + \eta_{k,k+1} \quad (2.7)$$

2 - Assimilation de données

Où $\eta_{k,k+1}$ est l'*erreur modèle* prenant en compte à la fois les erreurs dues aux approximations ou à la méconnaissance de la physique ainsi que les erreurs de discrétisation. Pendant cette étape de prévision modèle la *matrice d'erreur de prévision* $\mathbf{P}_{k+1}^f$ est propagée du temps d'observation t_k au temps t_{k+1} et dépend de $\mathbf{P}_k^f$.

L'analyse $\mathbf{x}^a$:

Le terme *problème inverse* vient du fait que l'on cherche à inverser la relation 2.3 sous la forme $\mathbf{x}^t = \mathcal{H}^{-1}(\mathbf{y}^0)$. La présence d'*erreur d'observation* et le caractère hétérogène et épars des observations rendent cette inversion impossible. Le problème inverse revient donc à rechercher l'état le plus proche de la réalité combinant les données modèles et observées. Cet estimé *a posteriori* est l'état analysé ou analyse $\mathbf{x}^a$, associé à une erreur résultante ϵ^a que l'on cherche à minimiser.

$$\mathbf{x}^a = \mathbf{x}^t + \epsilon^a \quad (2.8)$$

l'assimilation de données consiste donc à trouver le meilleur compromis entre l'observation $\mathbf{y}^0$ et l'estimé modèle $\mathbf{x}^b$ (ou $\mathbf{x}^f$, f pour *forecast*, quand le système est dynamique et après la première assimilation) à travers l'analyse $\mathbf{x}^a$ afin de minimiser ϵ^a .

Le vecteur innovation $\mathbf{d}^0$:

Le vecteur innovation $\mathbf{d}^0$ (de dimension N) mesure la différence entre les observations $\mathbf{y}^0$ et sa contrepartie modèle $\mathbf{x}^b$ projetée dans l'espace des observations. C'est l'amélioration apportée par les observations.

$$\mathbf{d}^0 = \mathbf{y}^0 - \mathbf{H}\mathbf{x}^b \quad (2.9)$$

Modélisation de l'erreur :

Dans le cas multivarié $\mathbf{x} = (x_1, x_2, \dots, x_n)^T$, les informations sur les erreurs d'ébauche et d'observation sont rassemblées dans les matrices de covariance d'erreur d'ébauche et d'observation, respectivement $\mathbf{P}^b$ (et $\mathbf{P}^f$ quand le modèle d'assimilation admet une évolution temporelle) et $\mathbf{R}$. Ce sont des matrices carrées symétriques définies positives donc inversibles. Leur structure est spécifique et regroupe les variances $\mathbb{E}(\epsilon_i \epsilon_i) = \sigma_i^2$ de chaque composante sur les diagonales et les covariances inter-composantes $\mathbb{E}(\epsilon_i \epsilon_j)$ dans les termes extra-diagonaux.

La matrice d'erreur d'ébauche $\mathbf{P}^b$:

La *matrice d'erreur d'ébauche* $\mathbf{P}^b$ de dimension $[n \times n]$ est définie par :

$$\mathbf{P}^b = \mathbb{E} [\epsilon^b (\epsilon^b)^T] \quad (2.10)$$

avec ϵ^b définie par la relation 2.2. La matrice d'erreur d'ébauche est difficile à définir car elle est basée sur des erreurs liées au modèle (mauvaise appréhension des processus physiques, conditions initiales ou aux limites) qui ne sont pas quantifiables précisément. $\mathbf{P}^b$ est généralement déterminée à l'étape d'initialisation, par des méthodes d'estimation statistique basées sur l'innovation d^0 ou des méthodes ensemblistes. Le rôle de la matrice d'erreur d'ébauche $\mathbf{P}^b$ ainsi que les méthodes pour la définir seront abordés dans la section 2.2.8.

La matrice d'erreur d'observation $\mathbf{R}$:

La *matrice d'erreur d'observation* est définie à partir des erreurs d'observations (relations 2.3 et 2.5) comme :

$$\mathbf{R} = \mathbb{E} [\epsilon^0 (\epsilon^0)^T] \quad (2.11)$$

Les erreurs d'observations sont simples à déterminer lorsque l'observation est directement mesurée. En général, elles deviennent compliquées à estimer dès lors qu'un grand nombre de processus physiques lient indirectement le proxy réellement observé à l'observation. A cela s'ajoutent les erreurs de représentativité liées aux projections dans l'espace d'observation. En première approximation, $\mathbf{R}$ est souvent supposée gaussienne ($\epsilon^0 = \mathcal{N}(0, \mathbf{R})$) ou encore diagonale en supposant que les observations sont décorrélées entre elles, ce qui n'est souvent pas le cas.

La matrice d'erreur d'analyse $\mathbf{P}^a$:

La matrice d'erreur d'analyse $\mathbf{P}^a$ ($[n \times n]$) est la matrice résultante de l'assimilation dont on cherche à minimiser la trace (somme des variances). Elle s'exprime en fonction de $\mathbf{P}^b$ et $\mathbf{R}$.

En résumé :

L'assimilation de donnée cherche à estimer au mieux un état physique discret $\mathbf{x}^t$ en combinant des informations issues des observations et du modèle toutes deux entachées d'erreurs. Nous disposons donc :

- d'une observation $\mathbf{y}^0$ et des 2 premiers moments statistiques de son incertitude, 0 et $\mathbf{R}$
- d'un estimé modèle $\mathbf{x}^b$ (ou $\mathbf{x}^f$) et des 2 premiers moments statistiques de son incertitude, 0 et $\mathbf{P}^b$
- d'un modèle $\mathcal{M}$ décrivant la dynamique du système
- d'un opérateur d'observation $\mathcal{H}$ (et de son linéaire tangent $\mathbf{H}$)

Le modèle se charge de l'évolution temporelle des paramètres estimés et de leurs matrices de covariance d'erreur associées. Dès qu'une observation est disponible, l'étape d'analyse combine les informations disponibles $\mathbf{x}^a = \mathbf{G}(\mathbf{x}^f, \mathbf{y}^0)$ afin de minimiser l'erreur résultante ϵ^a .

2.2.2 Méthodes statistiques ou méthodes variationnelles ?

Deux approches différentes sont couramment utilisées en assimilation de données pour corriger les modèles : les méthodes basées sur la théorie de l'estimation dites *statistiques* ou basées sur la théorie du contrôle dites *variationnelles*. Un exemple simple permet d'illustrer les deux approches. Considérons simplement un état x caractérisé par une observation y^0 et un estimé modèle x^b et leurs erreurs (et variances) respectives ϵ^0 (σ_0^2) et ϵ^b (σ_b^2) et supposons, de plus, que ces données sont non biaisées, i.e. $\mathbb{E}(\epsilon^0) = 0$ et $\mathbb{E}(\epsilon^b) = 0$ et non corrélées ($\mathbb{E}(\epsilon^0, \epsilon^b) = 0$). L'estimé *optimal* x^a de x peut être déterminé à partir des 2 sources d'information soit par :

- une méthode statistique, en cherchant une estimation linéaire non biaisée ($(E)(x^a) = 0$) :

$$x^a = \alpha x^b + \beta y^0$$

de telle façon que le couple (α, β) minimise la variance σ_a^2 .

- par un méthode variationnelle en minimisant une fonction coût définie par :

$$J(x) = \frac{1}{2} \left(\frac{(x - x^b)^2}{\sigma_b^2} + \frac{(x - y^0)^2}{\sigma_0^2} \right)$$

en imposant $\nabla J = \frac{\partial J}{\partial x} = 0$

Ces deux méthodes sont optimales et donnent le même résultat uniquement pour le cas linéaire :

$$x^a = \frac{\sigma_b^2 y^0 + \sigma_0^2 x^b}{\sigma_b^2 + \sigma_0^2}$$

avec la variance associée :

$$\frac{1}{\sigma_a^2} = \left(\frac{1}{\sigma_b^2} + \frac{1}{\sigma_0^2} \right)$$

Ces méthodes connaissent les mêmes genres de difficultés à traiter des problèmes fortement non linéaires et/ou de grandes dimensions. Cependant, la méthode variationnelle requière le calcul du gradient ∇J et/ou du modèle adjoint, ce qui peut devenir restrictif dans le cas d'un problème multivarié complexe.

Pour notre étude, notre choix s'est orienté plus particulièrement sur l'utilisation de méthodes d'estimation statistique dont certaines seront développées dans ce chapitre.

2.2.3 L'algorithme BLUE

Dans les problèmes opérationnels de météorologie ou océanographie, l'analyse est la résultante d'une méthode dynamique de prédiction/correction. Lorsqu'une observation est disponible, l'ébauche qui correspond à la dernière prévision est corrigée avec la donnée observée pour générer un nouvel estimé qui servira de nouvelle condition initiale pour

2.2 - Synthèse des méthodes d'assimilation de données appliquées à la météorologie et à l'océanographie

une autre série de prédiction. L'algorithme BLUE, ou *Best Linear Unbiased Estimator* (au sens des moindres carrés), est généralement utilisé pour effectuer l'*analyse*. Le BLUE cherche une solution *a posteriori* qui minimise la variance totale de l'erreur d'analyse. Nous cherchons à estimer le vecteur vrai $\mathbf{x}^t$ afin de décrire le plus fidèlement notre système physique. Pour cela nous disposons :

- d'une série d'observations $\mathbf{y}^0$ et de sa matrice d'erreur associée $\mathbf{R} = \mathbb{E}(\epsilon^0(\epsilon^0)^T)$
- d'une ébauche $\mathbf{x}^b$ et de sa matrice d'erreur associée $\mathbf{P}^b = \mathbb{E}(\epsilon^b(\epsilon^b)^T)$
- d'un opérateur d'observation défini et présumé linéaire $\mathcal{H} = \mathbf{H}$.

Nous supposons de plus que les différentes erreurs modèles sont non biaisés $\mathbb{E}(\epsilon^b) = 0$. Nous recherchons un estimé *a posteriori* sous la forme d'une combinaison linéaire des observations et de l'ébauche :

$$\mathbf{x}^a = \alpha \mathbf{x}^b + \beta \mathbf{y}^0 \quad (2.12)$$

qui garde le caractère non biaisé $\mathbb{E}(\epsilon^a) = 0$ tout en minimisant $T_r(\mathbf{P}^a)$ (i.e. la somme des variances). La première hypothèse décrit $\mathbf{x}^a$ comme la somme des contributions de l'ébauche et de l'innovation avec un opérateur $\mathbf{K}$ ($[n \times N]$) à estimer :

$$\mathbf{x}^a = (\mathbf{I} - \mathbf{KH})\mathbf{x}^b + \mathbf{K}\mathbf{y}^0 = \mathbf{x}^b + \underbrace{\mathbf{K}(\mathbf{y}^0 - \mathbf{H}\mathbf{x}^b)}_{\text{innovation}} \quad (2.13)$$

la matrice d'erreur d'analyse $\mathbf{P}^a$ est définie par :

$$\mathbf{P}^a = \mathbb{E}(\epsilon^a(\epsilon^a)^T) \quad (2.14)$$

Si les erreurs d'ébauche et d'observation sont indépendantes, ce qui est généralement vérifié, $\mathbf{P}^a$ se réécrit comme :

$$\mathbf{P}^a = (\mathbf{I} - \mathbf{KH})\mathbf{P}^b(\mathbf{I} - \mathbf{KH})^T + \mathbf{K}\mathbf{R}\mathbf{K}^T \quad (2.15)$$

En minimisant la trace de $\mathbf{P}^a$ par rapport à $\mathbf{K}$, nous obtenons une nouvelle relation sur $\mathbf{K}$:

$$\frac{d(T_r(\mathbf{P}^a))}{d\mathbf{K}} = -2(\mathbf{H}\mathbf{P}^b)^T + 2\mathbf{K}(\mathbf{H}\mathbf{P}^b\mathbf{H}^T + \mathbf{R}) = 0 \quad (2.16)$$

$\mathbf{P}^b$ est une matrice définie positive, le gain apportée par les observations est donc :

$$\mathbf{K} = \mathbf{P}^b\mathbf{H}^T(\mathbf{H}\mathbf{P}^b\mathbf{H}^T + \mathbf{R})^{-1} \quad (2.17)$$

La matrice $\mathbf{P}^a$ prend aussi en compte l'innovation apportée par les observations. Elle s'exprime finalement par :

$$\mathbf{P}^a = (\mathbf{I} - \mathbf{KH})\mathbf{P}^b \quad (2.18)$$

L'ensemble d'équations du BLUE peut se réécrire sous la forme :

$$\begin{cases} \mathbf{K} = \mathbf{P}^b\mathbf{H}^T(\mathbf{H}\mathbf{P}^b\mathbf{H}^T + \mathbf{R})^{-1} \\ \mathbf{x}^a = \mathbf{x}^b + \mathbf{K}(\mathbf{y}^0 - \mathbf{H}\mathbf{x}^b) \\ \mathbf{P}^a = (\mathbf{I} - \mathbf{KH})\mathbf{P}^b \end{cases} \quad (2.19)$$

$\mathbf{x}^a$ est le meilleur estimateur non biaisé (BLUE). La matrice de gain $\mathbf{K}$ est aussi appelée *gain de Kalman*.

Remarques

- Le BLUE est le meilleur estimateur au sens des moindres carrées. Il est optimal lorsque l'observation et l'ébauche sont gaussiennes, i.e., $\mathbf{y}^0 \approx \mathcal{N}(\mathbf{H}\mathbf{x}^b, \mathbf{P}^b)$ et $\mathbf{x}^t \approx \mathcal{N}(x^b, \mathbf{P}^b)$. Le BLUE perd son caractère optimal lorsque l'une des hypothèses sur la gaussianité, sur le caractère linéaire du problème ou sur les erreurs n'est plus vérifiée, ce qui génère une erreur systématique dans l'estimé *a posteriori*.
- Dans le cas d'observations complètes et parfaites, i.e. $\mathbf{R} = 0$ et $\mathbf{H} = \mathbf{I}$, alors $\mathbf{K} = \mathbf{I}$ donc $\mathbf{x}^a = \mathbf{y}^0$
- Si au contraire le modèle parfait, $\mathbf{P}^b = 0$, et $\mathbf{x}^a = \mathbf{x}^b$.

2.2.4 Le Filtre de Kalman (KF)

Quand le système devient dynamique et inclut une évolution temporelle, une nouvelle correction est apportée dès qu'une observation est disponible à un instant donné k . Le problème d'assimilation se ramène à l'estimation d'une série d'état $\mathbf{x}_k^t$ à chaque occurrence d'une observation. L'évolution temporelle est représentée par :

- l'existence d'une condition initiale $\mathbf{x}_0^f$ et de son erreur $\mathbf{P}_0^f$ en supposant que l'état initial est normalement distribué, i.e $\mathbf{x}^t \approx \mathcal{N}(x^b, \mathbf{P}^b)$.
- un modèle dynamique $\mathcal{M}$ supposé linéaire $\mathcal{M} = \mathbf{M}$ et non biaisé, et de sa matrice de covariance d'erreur $\mathbf{Q}_k$ associée. Cette erreur est relative aux approximations des processus physiques réalisées dans le modèle et peut être estimée par calibration ou validation. Cette erreur modèle est ici supposée décorrélée dans le temps : $\mathbb{E}(\eta_k \eta_l^T) = \delta_{kl}(\sigma_k^\eta)^2$.
- un opérateur d'observation linéaire $\mathbf{H}$, qui varie en fonction des observations.
- une série d'observations $\mathbf{y}_k^0$ non biaisées, gaussiennes de matrice de covariance R_k .

Le filtre de Kalman est un filtre correcteur/prédicteur et donne un estimé de l'état du système à un instant k , qui tient compte de l'évolution modèle et des observations. Après l'étape d'initialisation, il se compose d'une succession d'étapes de correction (ou *Analyse*) et d'étapes de propagation par le modèle (ou *Prévision*).

Etape d'initialisation

Au temps t^0 , nous supposons l'existence d'une ébauche $\mathbf{x}^b$ et de son erreur d'ébauche associée $\mathbf{P}^b$, que nous avons préalablement estimée.

Etape d'analyse

Au temps t_k , l'étape d'analyse va corriger l'estimé modèle $\mathbf{x}_k^f$ avec l'observation $\mathbf{y}_k^0$ disponible pour former un nouvel estimé de l'état $\mathbf{x}_k^a$, avec la mise à jour des matrices d'erreur $\mathbf{P}_k^a$ associée. Cette étape est typiquement réalisée à partir du système d'équations du BLUE :

$$\begin{cases} \mathbf{K}_k = \mathbf{P}_k^f \mathbf{H}_k^T (\mathbf{H}_k \mathbf{P}_k^f \mathbf{H}_k^T + \mathbf{R}_k)^{-1} \\ \mathbf{x}_k^a = \mathbf{x}_k^f + \mathbf{K}_k (\mathbf{y}_k^0 - \mathbf{H}_k \mathbf{x}_k^f) \\ \mathbf{P}_k^a = (\mathbf{I} - \mathbf{K}_k \mathbf{H}_k) \mathbf{P}_k^f \end{cases} \quad (2.20)$$

Etape de prévision

Lorsque l'analyse $\mathbf{x}_k^a$ est formée, le modèle propage cette donnée ainsi que son erreur associée $\mathbf{P}_k^a$ jusqu'au prochain temps de correction t_{k+1} pour définir une nouvelle ébauche modèle $\mathbf{x}_{k+1}^f$ et une nouvelle estimation de l'erreur $\mathbf{P}_{k+1}^f$ amplifiée par l'erreur modèle $\mathbf{Q}_k$:

$$\mathbf{x}_{k+1}^f = \mathbf{M}_{k,k+1} \mathbf{x}_k^a \quad (2.21)$$

$$\mathbf{P}_{k+1}^f = \mathbf{M}_{k,k+1} \mathbf{P}_k^a \mathbf{M}_{k,k+1}^T + \mathbf{Q}_k \quad (2.22)$$

Limitations

En pratique le Filtre de Kalman n'est pas applicable dans cette configuration (Equation 2.20, 2.21 et 2.22) du fait des nombreuses limitations subsistantes. Tout d'abord, il s'appuie sur les hypothèses de linéarité des opérateurs modèle $\mathcal{M}$ et d'observation $\mathcal{H}$ qui ne sont généralement pas vérifiées dans le cas des problèmes géophysiques complexes et non linéaires ou respectivement, pour des mesures indirectes de l'état du système. Cette non-linéarité peut avoir un impact sur les conditions de gaussiannité des distributions des variables d'ébauche et observations qui ne sont alors plus vérifiées. Pour des problèmes de grandes dimensions, les produits matrice-matrice, matrice-vecteur, et surtout l'inversion de matrice deviennent prohibitifs du fait de la dimension de la matrice d'erreur modèle $\mathbf{P}^f$, limitant typiquement l'application d'un tel filtre. Depuis 2 décennies, de nombreuses alternatives au filtre de Kalman ont été développées pour faire face à ses limitations. Dans la suite de cette partie nous décrirons quelques propriétés des filtres Racine Carrée de Rang Réduit (RRSQRT) adaptés aux problèmes à grande dimension et des filtres de Kalman d'ensemble (EnKF) appropriés aux problèmes fortement non linéaires.

2.2.5 La notion de Filtre de Kalman Etendu (EKF)

Le Filtre de Kalman étendu est l'extension du Filtre de Kalman aux problèmes faiblement non linéaires, i.e. lorsque le modèle $\mathcal{M}$ et/ou l'opérateur $\mathcal{H}$ sont non linéaires. Ces opérateurs sont utilisés sous leurs formes linéaires tangents respectivement $\mathbf{M}$ et $\mathbf{H}$. Par exemple, si l'opérateur d'observation $\mathcal{H}$ est non linéaire, la phase d'analyse du filtre de Kalman étendu se réécrit sous la forme :

$$\begin{cases} \mathbf{K}_k = \mathbf{P}_k^f \mathbf{H}_k^T (\mathbf{H}_k \mathbf{P}_k^f \mathbf{H}_k^T + \mathbf{R}_k)^{-1} \\ \mathbf{x}_k^a = \mathbf{x}_k^f + \mathbf{K}_k (\mathbf{y}_k^0 - \mathcal{H}_k(\mathbf{x}_k^f)) \\ \mathbf{P}_k^a = (\mathbf{I} - \mathbf{K}_k \mathbf{H}_k) \mathbf{P}_k^f. \end{cases} \quad (2.23)$$

Pour un modèle $\mathcal{M}$ faiblement non linéaire, l'étape de prévision est reformulée :

$$\begin{cases} \mathbf{x}_{k+1}^f = \mathcal{M}_{k,k+1}(\mathbf{x}_k^a) \\ \mathbf{P}_{k+1}^f = \mathcal{M}_{k,k+1} \mathbf{P}_k^a \mathcal{M}_{k,k+1}^T + \mathbf{Q}_k \end{cases} \quad (2.24)$$

Cependant un tel filtre n'est bien souvent pas applicable aux problèmes réels à grandes dimensions et fortement non linéaires.

2.2.6 Les Filtres Racine carrée de Rang Réduit (RRSQRT)

Les filtres RRSQRT [Gillijns et al., 2006, pour une review] sont des filtres de Kalman Etendus particulièrement adaptés aux problèmes géophysiques de grandes dimensions, en permettant notamment la manipulation de matrices de rang réduit pour les calculs matriciels.

Filtres Racine Carrée

Un filtre Racine Carrée décompose la matrice d'erreur d'ébauche symétrique définie positive sous la forme :

$$\underbrace{\mathbf{P}^f}_{[n \times n]} = \underbrace{\mathbf{S}^f}_{[n \times n]} \underbrace{(\mathbf{S}^f)^T}_{[n \times n]} \quad (2.25)$$

Cette décomposition n'est pas unique. Une décomposition de Cholesky [e.g. Brezinski, 2005], nous donne par exemple $\mathbf{S}^f$ triangulaire inférieure. Cette matrice est certes plus facile à manipuler mais toujours de dimensions $n \times n$, ce qui ne justifie pas forcément le coût de la décomposition de Cholesky.

Filtres de Rang Réduit

Les Filtres de Rang Réduit sont généralement développés à partir d'une décomposition racine carrée de la matrice de covariance d'ébauche $\mathbf{P}^f$. L'objectif est de déterminer une matrice $\tilde{\mathbf{S}}^f$ de dimension $n \times r$, avec $r \ll n$.

$$\underbrace{\mathbf{P}^f}_{[n \times n]} = \underbrace{\mathbf{S}^f}_{[n \times n]} \underbrace{(\mathbf{S}^f)^T}_{[n \times n]} \approx \underbrace{\tilde{\mathbf{S}}^f}_{[n \times r]} \underbrace{(\tilde{\mathbf{S}}^f)^T}_{[r \times n]} \quad (2.26)$$

En théorie, $\mathbf{P}^f$ est symétrique définie positive donc diagonalisable. Il existe donc une matrice composée d'une diagonale de valeurs propres $\mathbf{D}$ et une matrice $\mathbf{U}$ de vecteurs propres telles que :

$$\mathbf{P}^f = \underbrace{\mathbf{U}}_{n \times n} \underbrace{\mathbf{D}}_{n \times n} \underbrace{\mathbf{U}^T}_{n \times n} \quad (2.27)$$

La réduction de rang consiste à garder seulement les r valeurs propres significatives associées aux directions principales de la matrice d'erreur (typiquement $r < 100$).

$$\mathbf{P}^f = \underbrace{\tilde{\mathbf{U}}}_{n \times r} \underbrace{\tilde{\mathbf{D}}}_{r \times r} \underbrace{\tilde{\mathbf{U}}^T}_{r \times n} \quad (2.28)$$

La matrice $\tilde{\mathbf{S}}^f$ est définie par analogie des relations 2.26 et 2.27 :

$$\tilde{\mathbf{S}}^f = \tilde{\mathbf{U}}\tilde{\mathbf{D}}^{1/2} \quad (2.29)$$

Dans la suite, nous utiliserons $\mathbf{S}^f = \tilde{\mathbf{S}}^f$. Ces filtres vont permettre la manipulation de matrices réduites. Leurs objectifs est de réaliser une décomposition RRSQRT à l'initialisation puis d'exprimer les étapes d'analyse et de prévision seulement en fonction de $\mathbf{S}^f$ ($[n \times r]$). Un exemple est donné maintenant avec l'implémentation du filtre SEEK.

Filtre SEEK

Le concept de filtre SEEK ou (Singular Evolutive Extended Kalman filter) a été introduit par Pham et al. [1998] pour une application aux problèmes de grandes dimensions en océanographie (cf. Brasseur and Verron [2006] pour une synthèse sur le développement des filtres SEEK). C'est un filtre RRQRST qui consiste à appliquer les corrections dans les directions principales d'erreur via une réduction de rang de la matrice d'erreur. Ce filtre tend à optimiser les coûts de calcul dus à l'assimilation et s'appuie notamment sur la formule de Sherman-Morrison-Woodbury (SMW) :

$$(\mathbf{A} + \mathbf{UDV})^{-1} = \mathbf{A}^{-1} - \mathbf{A}^{-1}\mathbf{U}(\mathbf{D}^{-1} + \mathbf{VA}^{-1}\mathbf{U})^{-1}\mathbf{VA}^{-1} \quad (2.30)$$

si $\mathbf{A}$ et $\mathbf{D}$ sont inversibles. Le gain de Kalman peut se réécrire sous la forme :

$$\mathbf{K} = \mathbf{S}^f(\mathbf{HS}^f)^T(\mathbf{R} + \mathbf{HS}^f(\mathbf{HS}^f)^T)^{-1}$$

La formule SMW donne :

$$(\mathbf{R} + \mathbf{HS}^f(\mathbf{HS}^f)^T)^{-1} = \mathbf{R}^{-1} - \mathbf{R}^{-1}\mathbf{HS}^f(\mathbf{I} + (\mathbf{HS}^f)^T\mathbf{R}^{-1}(\mathbf{HS}^f))^{-1}(\mathbf{HS}^f)^T\mathbf{R}^{-1}$$

En posant :

$$\mathbf{\Gamma} = (\mathbf{HS}^f)^T\mathbf{R}^{-1}\mathbf{HS}^f \quad (2.31)$$

$\mathbf{K}$ se réécrit finalement en fonction de $\mathbf{S}^f$:

$$\mathbf{K} = \mathbf{S}^f(\mathbf{I} + \mathbf{\Gamma})^{-1}(\mathbf{HS}^f)^T\mathbf{R}^{-1} \quad (2.32)$$

En connaissant le gain $\mathbf{K}$, on peut redéfinir la matrice d'erreur d'analyse $\mathbf{P}_k^a$

$$\mathbf{P}_k^a = \mathbf{S}^f(\mathbf{S}^f)^T - \mathbf{S}^f(\mathbf{I} + \mathbf{\Gamma})^{-1}(\mathbf{HS}^f)^T\mathbf{R}^{-1}\mathbf{HS}^f\mathbf{S}^f = \mathbf{S}^f(\mathbf{I} + \mathbf{\Gamma})^{-1}(\mathbf{S}^f)^T$$

La matrice d'erreur d'analyse $\mathbf{P}_k^a$ est une matrice symétrique définie positive par définition, et peut être décomposée en suivant la relation 2.26 :

$$\underbrace{\mathbf{P}_k^a}_{[n \times n]} \approx \underbrace{\mathbf{S}_k^a}_{[n \times r]} \underbrace{(\mathbf{S}_k^a)^T}_{[r \times n]}$$

2 - Assimilation de données

En confrontant ces 2 dernières relations on en déduit explicitement $\mathbf{S}_k^a$:

$$\mathbf{S}_k^a = \mathbf{S}^f(\mathbf{I} + \mathbf{\Gamma})^{-1/2} \quad (2.33)$$

L'étape d'analyse du filtre SEEK est donc déterminée par le système suivant [Cosme et al., 2010] :

$$\begin{cases} \mathbf{\Gamma} = (\mathbf{H}\mathbf{S}^f)^T \mathbf{R}^{-1} \mathbf{H}\mathbf{S}^f \\ \mathbf{K} = \mathbf{S}^f(\mathbf{I} + \mathbf{\Gamma})^{-1} (\mathbf{H}\mathbf{S}^f)^T \mathbf{R}^{-1} \\ \mathbf{x}_k^a = \mathbf{x}_k^f + \mathbf{K}_k(\mathbf{y}_k^0 - \mathcal{H}_k \mathbf{x}_k^f) \\ \mathbf{S}_k^a = \mathbf{S}^f(\mathbf{I} + \mathbf{\Gamma})^{-1/2} \end{cases} \quad (2.34)$$

La matrice de covariance d'ébauche $\mathbf{P}_k^f$ n'est ni stockée ni estimée. Le filtre SEEK exprime chaque étape de l'analyse uniquement avec la matrice racine carrée de rang réduit $\mathbf{S}_k^f$ ($[n \times r]$). Pour l'étape de prévision, la prévision de l'état $\mathbf{x}_k^f$ se réalise naturellement avec le modèle $\mathbf{x}_{k+1}^f = \mathcal{M}_{k,k+1} \mathbf{x}_k^a$. En revanche, la matrice d'erreur d'analyse $\mathbf{P}_k^a$ n'est pas stockée et la matrice $\mathbf{M}_{k,k+1} \mathbf{P}_k^a \mathbf{M}_{k,k+1}^T$ n'est donc pas estimée. En s'affranchissant de l'erreur modèle $\mathbf{Q}$, on suppose que $\mathbf{S}_{k+1}^f = \mathbf{M}_{k,k+1} \mathbf{S}_k^a$. Chaque colonne j de la matrice $\mathbf{S}_{k+1}^f$ ($j = 1, \dots, r$) est estimée à l'aide d'un développement de Taylor à l'ordre 1 :

$$\mathbf{S}_{k+1,j}^f = \frac{1}{\alpha} [\mathcal{M}_{k,k+1} (\mathbf{x}_k^a + \alpha \mathbf{S}_{k+1,j}^a) - \mathcal{M}_{k,k+1} \mathbf{x}_k^a] \quad (2.35)$$

Pour tenir compte de l'erreur modèle $\mathbf{Q}$, une des solutions est d'opérer une inflation sur la matrice $\mathbf{S}_{k+1,j}^f$, par simple multiplication de cette matrice par un facteur légèrement supérieur à 1.

Le Filtre SEEK propose donc des étapes de prévision et d'analyse uniquement basées sur des matrices de rang réduit afin de réduire les temps de calculs.

2.2.7 Filtre de Kalman d'ensemble

Le Filtre de Kalman d'Ensemble s'inspire des méthodes de Monte-Carlo [Evensen, 1994] et a été développé comme une alternative aux filtres de Kalman Etendu [Evensen, 2006, 2009] pour s'affranchir des problèmes de stockage et propagation temporelle des matrices d'erreur $\mathbf{P}_k^f$, et de linéarisation de l'opérateur modèle $\mathcal{M}$ pour les problèmes océanographiques non linéaires de grandes dimensions. La densité de probabilité de la prévision $\mathbf{x}_k^f$ n'est plus représentée par une intégrale continue mais par un ensemble de m membres (ou états possibles du système) avec $\{\mathbf{x}_{k,i}^f, i = 1, \dots, m\}$ distribués autour du meilleur estimé de $\mathbf{x}_k^f$ qui n'est autre que la moyenne de l'ensemble :

$$\overline{\mathbf{x}_k^f} = \frac{1}{m} \sum_{j=1}^m \mathbf{x}_{k,j}^f \quad (2.36)$$

2.2 - Synthèse des méthodes d'assimilation de données appliquées à la météorologie et à l'océanographie

Cet ensemble est donc représentatif de l'évolution du système. Les matrices de covariance d'erreur de prévision ne sont plus calculées à partir de l'état vrai comme auparavant :

$$\mathbf{P}^f = \mathbb{E}(\epsilon_f \epsilon_f^T) = \mathbb{E}[(\mathbf{x}^f - \mathbf{x}^t)(\mathbf{x}^f - \mathbf{x}^t)^T] \text{ et } \mathbf{P}^a = \mathbb{E}(\epsilon_a \epsilon_a^T) = \mathbb{E}[(\mathbf{x}^a - \mathbf{x}^t)(\mathbf{x}^a - \mathbf{x}^t)^T] \quad (2.37)$$

Mais sont approchées par les matrices de l'ensemble des covariances autour de la moyenne de l'ensemble :

$$\mathbf{P}^f = \frac{1}{m-1} \sum_{j=1}^m (\mathbf{x}_{k,j}^f - \overline{\mathbf{x}_k^f})(\mathbf{x}_{k,j}^f - \overline{\mathbf{x}_k^f})^T \text{ et } \mathbf{P}^a = \frac{1}{m-1} \sum_{j=1}^m (\mathbf{x}_{k,j}^a - \overline{\mathbf{x}_k^a})(\mathbf{x}_{k,j}^a - \overline{\mathbf{x}_k^a})^T \quad (2.38)$$

Ces matrices ne sont donc plus stockées et propagées d'un temps d'analyse à l'autre mais évoluent naturellement avec les m membres de l'ensemble. De plus, le calcul du gain de Kalman nécessite le calcul des produits matriciels $\mathbf{H}_k \mathbf{P}_k$ et $\mathbf{H}_k \mathbf{P}_k \mathbf{H}_k^T$ qui sont calculés via l'ensemble respectivement par :

$$\mathbf{H}_k \mathbf{P}_k = \frac{1}{m-1} \sum_{j=1}^m \left(\mathcal{H}_k(\mathbf{x}_{k,j}^f) - \mathcal{H}_k(\overline{\mathbf{x}_k^f}) \right) (\mathbf{x}_{k,j}^f - \overline{\mathbf{x}_k^f})^T \quad (2.39)$$

$$\mathbf{H}_k \mathbf{P}_k \mathbf{H}_k^T = \frac{1}{m-1} \sum_{j=1}^m \left(\mathcal{H}_k(\mathbf{x}_{k,j}^f) - \mathcal{H}_k(\overline{\mathbf{x}_k^f}) \right) \left(\mathcal{H}_k(\mathbf{x}_{k,j}^f) - \mathcal{H}_k(\overline{\mathbf{x}_k^f}) \right)^T \quad (2.40)$$

Dans l'étape d'analyse, chaque membre est corrigé par la même observation en utilisant l'algorithme BLUE. Le gain de Kalman défini dans le système 2.23 est calculé à partir des relations précédentes 2.39 et 2.40 :

$$\mathbf{K}_k = \mathbf{P}_k^f \mathbf{H}_k^T (\mathbf{H}_k \mathbf{P}_k^f \mathbf{H}_k^T + \mathbf{R}_k)^{-1} \quad (2.41)$$

Cependant, l'utilisation de la même observation pour chaque membre engendre une sur-minimisation de l'erreur par convergence vers le même état et donc une sous-estimation de la matrice d'erreur analysé, ce qui peut impacter et minimiser les corrections apportées au prochain temps d'analyse. Pour pallier à ce problème, Burgers et al. [1998] a proposé de perturber les observations $\mathbf{y}_k^0$ en ajoutant une erreur aléatoire ϵ^0 de distribution gaussienne, à moyenne nulle et de matrice de covariance $\mathbf{R}$. Pour chaque membre $\{i, i = 1, \dots, m\}$ l'observation est composée comme :

$$\mathbf{y}_{k,i}^0 = \mathbf{y}_k^0 + \epsilon_i^0 \quad (2.42)$$

La dernière étape de l'analyse réalise donc la correction de chaque membre à travers les m analysés $\mathbf{x}_{k,i}^a$ en fonction des prévisions $\mathbf{x}_{k,i}^f$ et des observations perturbées $\mathbf{y}_{k,i}^0$:

$$\mathbf{x}_{k,i}^a = \mathbf{K}_k (\mathbf{y}_{k,i}^0 - \mathbf{H}_k \mathbf{x}_{k,i}^f) + \mathbf{x}_{k,i}^f \quad (2.43)$$

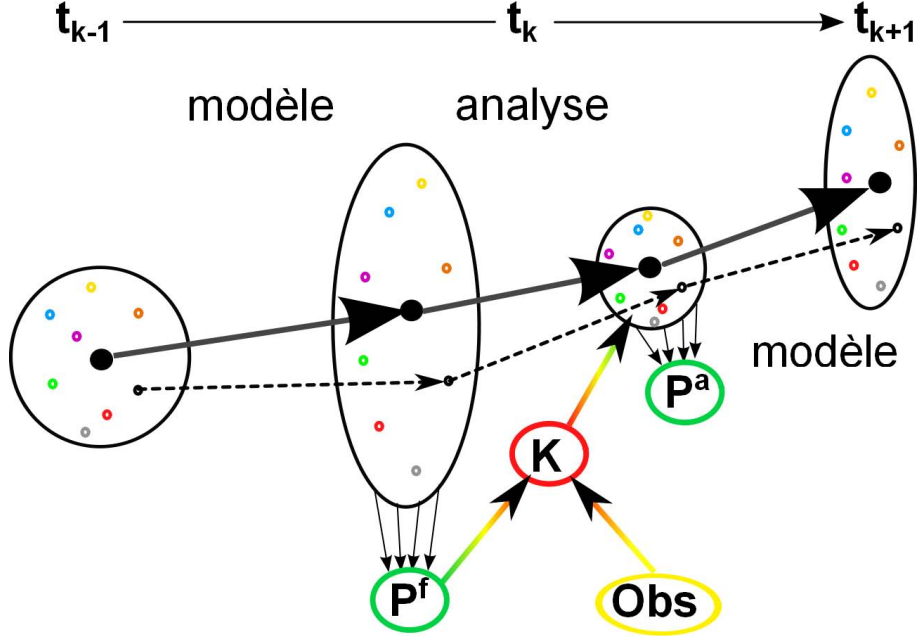


FIGURE 2.1 – Schéma de principe du filtre de Kalman d'ensemble

Le meilleur estimé de l'état du système après correction par les observations est finalement l'analysé moyen de l'ensemble $\overline{\mathbf{x}}_k^a$:

$$\overline{\mathbf{x}}_k^a = \frac{1}{m} \sum_{j=1}^m \mathbf{x}_{k,j}^a \quad (2.44)$$

L'étape de prévision se fait naturellement via le modèle. La matrice d'erreur d'analyse n'est en revanche pas estimée. Pour tenir compte de l'erreur modèle $\mathbf{Q}$, une erreur aléatoire η_k de loi gaussienne $\mathcal{N}(0, Q)$ est ajoutée à la prévision. Chaque membre est propagé dans le modèle jusqu'à ce qu'une autre observation soit disponible :

$$\mathbf{x}_{k+1}^f = \mathcal{M}_{k,k+1} \mathbf{x}_k^a + \eta_{k,i} \quad (2.45)$$

Le filtre de Kalman d'ensemble représente donc l'état d'un système à travers l'évolution d'un ensemble limité de membres. Le principe du filtre de Kalman d'ensemble est résumé et schématisé dans la Figure 2.1. Pour des raisons pratiques liées aux aspects non linéaires de la physique littorale, la méthode d'ensemble est la méthode que nous avons principalement utilisée dans le développement de notre plateforme d'assimilation de données.

Limitations

Certaines limitations sont inhérentes au nombre limité de membres de l'ensemble (typiquement $m = O(10^2)$), et peuvent induire une mauvaise représentation de la matrice d'erreur $\mathbf{P}_k^f$. Pour un nombre restreint de membres, le calcul des matrices de covariance à partir de l'ensemble (relation 2.38) tend à créer des corrélations artificielles entre 2 points

éloignés dans la matrice. En termes de correction, une seule observation peut alors potentiellement influencer la correction d'un système en tout point du domaine même, par exemple dans une zone où la physique est différente de celle où l'observation a été mesurée. Ce phénomène peut conduire à une divergence du filtre. Pour pallier à ce problème, Houtekamer and Mitchell [2001] et Hamill et al. [2001], ont proposé de relocaliser les matrices de covariance de prévision en opérant un produit de Schur-Hadamard entre $\mathbf{P}_k^f$ et une matrice de corrélation à support compact. Ce processus permet de recentrer l'influence d'une observation dans un proche voisinage. Par ailleurs, dans les problèmes à grandes dimensions où l'ensemble considéré est relativement grand, la localisation peut rendre possible l'inversion de matrice qui, non-localisée, était coûteuse voire prohibitive. Cependant une mauvaise relocalisation de la matrice de covariance d'erreur $\mathbf{P}_k^f$ peut déséquilibrer la structure de la matrice de covariance et/ou engendrer une perte d'information pour la correction. Hunt [2005] et Miyoshi [2005] ont proposé une autre méthode de localisation en opérant un produit de Schur-Hadamard non plus sur la matrice de covariance de prévision mais plutôt sur l'inverse de la matrice d'erreur d'observation $\mathbf{R}^{-1}$, i.e. plus on est loin de l'observation plus l'erreur d'observation est grande. Son influence est donc réduite à une zone environnante. Cet aspect de localisation sera redeveloppé et illustré dans le chapitre 2 quand nous définirons et implémenterons une méthode d'assimilation de données adaptée aux observations dérivées de l'imagerie vidéo dans notre modèle d'évolution de profils de plage. Enfin, un ensemble de petite taille ne permet pas de représenter statistiquement une vaste gamme d'états du système. Ceci a un impact *a posteriori* sur la représentation des variances d'erreur formées par l'ensemble et peut conduire à une sous-estimation de l'erreur d'analyse. Hamill et al. [2001] suggère de gonfler artificiellement chaque membre en utilisant un coefficient d'inflation v légèrement supérieur à 1, tel que :

$$\mathbf{x}_{k,i}^f = v(\mathbf{x}_{k,i}^f - \overline{\mathbf{x}_k^f}) + \overline{\mathbf{x}_k^f} \quad (2.46)$$

Au contraire, lorsque l'ensemble est grand les erreurs sont certes mieux représentées mais les coûts de calcul restent prohibitifs avec m séries d'étapes de prévision/analyse à réaliser en parallèle.

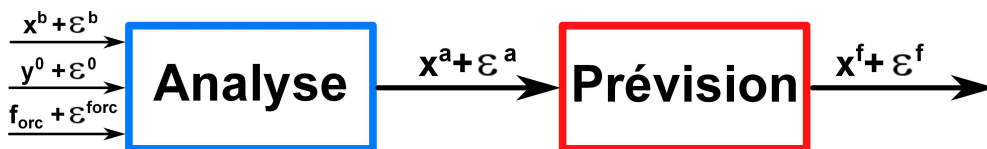


FIGURE 2.2 – Perturbations des entrées d'un système avec analyse et prévision perturbée. Schéma adapté de Fischer [2003]

Cette synthèse des différents filtres et types de méthodes disponibles nous permet de poser brièvement les bases et d’orienter le développement de notre plateforme d’assimilation de données. Même si nous avons choisi de ne pas en développer plus, la liste des différentes déclinaisons des filtres de Kalman KF, RRSQRT, EnKf ou hybrides [e.g., *l’Ensemble Square Root Filter* Tippett et al., 2003] est non exhaustive.

2.2.8 Rôle et définition des matrices de covariance d’erreur

La définition des différentes matrices de covariance d’erreur est une étape prépondérante pour l’initialisation des méthodes d’assimilation de données. Les matrices de covariances d’ébauche $\mathbf{P}^b$ et de prévision $\mathbf{P}^f$ contiennent des informations essentielles sur les liens statistiques complexes existant entre chaque variable d’état (et entre observation et chaque point de grille via la matrice $\mathbf{H}\mathbf{P}^b\mathbf{H}^T$). Elles jouent donc un rôle prépondérant dans la correction de l’état d’un système. L’erreur d’ébauche $\mathbf{P}^b$, en particulier, doit être définie à l’initialisation du processus d’assimilation et influence de ce fait toutes les corrections apportées au système. Contrairement aux matrices d’observation R qui sont souvent supposées diagonales, la matrice d’erreur d’ébauche est beaucoup plus difficile à estimer. L’erreur d’ébauche est basée sur l’état vrai du système, que l’on ne connaît pas, par définition. Comment alors définir les erreurs d’ébauche liées aux processus physiques approximatifs ? Cette erreur, si elle peut être définie sera souvent de taille prohibitive $[n \times n]$ pour les calculs matriciels. Une première idée serait de la considérer gaussienne à condition de pouvoir définir une amplitude et une largeur adéquate. Une matrice concentrée autour de sa diagonale est plus facile à manipuler, ce qui tend à optimiser les coûts de calculs. Même si toutes les méthodes ne mènent pas à la définition d’une matrice gaussienne, la localisation permettra de se ramener à une configuration matricielle plus pratique. De plus, cette matrice (comme toutes les matrices d’erreurs d’ailleurs) doit conserver son caractère symétrique définie positive afin d’être inversée. Cette propriété peut être forcée à la construction de la matrice par $\mathbf{P}^b = \frac{1}{2}(\mathbf{P}^b + (\mathbf{P}^b)^T)$. Ce processus, répété m fois avec des perturbations réalistes et aléatoires différentes, permet la création d’un ensemble résultant de m ébauches perturbées (Figure 2.3). Les méthodes statistiques pour définir le plus objectivement possible la matrice d’erreur d’ébauche sont soit basées sur l’innovation $\mathbf{d}^0$ [relation 2.9 Hollingsworth and Lönnberg, 1986, Desroziers et al., 2005] ou sur des aspects ensemblistes [Parrish and Derber, 1992, Fischer, 2003]. Toutefois, les méthodes ensemblistes sont les seules méthodes permettant de décrire correctement les différents liens statistiques entre les différentes variables en permettant d’estimer à la fois les variances σ_i^2 (termes diagonaux) et covariance d’erreur σ_{ij} (termes extra-diagonaux). L’approche développée par Fischer [2003] consiste notamment à perturber aléatoirement les différentes entrées (ébauche, observation, forçage) d’un cycle analyse/prévision pour former successivement une analyse x^a et une prévision x^f perturbées (Figure 2.2).

La matrice d'erreur d'ébauche P^b résultante est finalement formée de façon similaire à la relation 2.38 :

$$\mathbf{P}^b = \frac{1}{m-1} \sum_{j=1}^m (\mathbf{x}_{k,j}^b - \overline{\mathbf{x}_k^b})(\mathbf{x}_{k,j}^b - \overline{\mathbf{x}_k^b})^T. \quad (2.47)$$

Si m est relativement petit, cette matrice doit être ultérieurement localisée (cf section 2.2.7).

Dans cette section nous avons passé en revue quelques méthodes et concepts qui nous ont parus intéressants et utiles dans le développement de notre plateforme d'assimilation de données pour les modèles hydro-morphodynamique d'évolution de plages. Certains aspects telle que la notion de problème de grande dimension ne nous concernent pas directement dans le cadre de l'évolution de profils, mais pourra servir dans l'extension future de ces méthodes d'assimilation dans des modèles 2DH ou 3D avec un nombre conséquent de proxys de bathymétrie disponibles.

2.3 Les premiers travaux en océanographie littorale

Le développement de méthodes d'assimilation de données dans le domaine littoral est assez récent avec les travaux pionniers de Feddersen et al. [2004] et surtout ceux de Van Dongeren et al. [2008]. Pourtant il est primordial d'avoir une connaissance régulière et précise de l'état morphologique des plages pour assurer le suivi de l'évolution morphodynamique des littoraux sableux mais aussi pour la validation des modèles côtiers. Dans cette section, nous proposons une synthèse des deux études qui ont influencées notre travail de thèse : Van Dongeren et al. [2008] pour le coté opérationnel et la combinaison de données issues de l'imagerie vidéo et Wilson et al. [2010] pour la méthode proposée. Nous décrirons ici ces méthodes avec leurs spécificités, leurs avantages et limitations afin d'établir une base de travail.

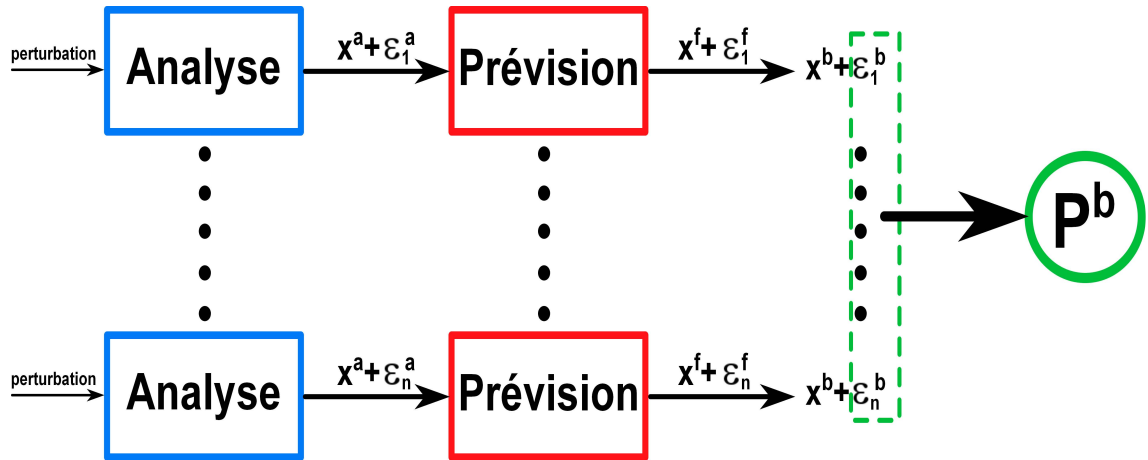


FIGURE 2.3 – Processus de perturbations répété m fois permettant la création d'une matrice d'erreur d'ébauche. Schéma adapté de Fischer [2003]

2.3.1 Le modèle BeachWizard de Van Dongeren et al. [2008]

Van Dongeren et al. [2008] ont récemment développé un module d'assimilation de données simple et relativement robuste pour l'inversion bathymétrique littorale. Leur méthode permet d'estimer la bathymétrie immergée et intertidale à partir de données issues de l'imagerie vidéo et de télédétection. Le module "BeachWizard", intégré au modèle hydro-morphodynamique 2DH XBEACH [Roelvink et al., 2009] est aujourd'hui couramment utilisé dans les études d'évolution de morphologies de plage [e.g., Price and Ruessink, 2013]. Il permet, pour l'instant, de quantifier une bathymétrie de plage dès que des observations sont disponibles, afin d'établir des jeux de bathymétrie pour des études d'évolution ou pour valider les modèles littoraux. Toutefois ce module n'a pas encore été testée dans le cas d'évolution morphodynamique de plage.

Des données issues de l'imagerie vidéo et de la télédétection

Le module BeachWizard assimile typiquement trois sources d'observation : la célérité cross-shore c des vagues, la bathymétrie intertidale z_i , et plus couramment la dissipation d'énergie D_r induite par le rouleau de déferlement. La méthode d'extraction vidéo de ces données sera explicitée dans le prochain chapitre présentant l'extraction effective des données issues de l'imagerie vidéo, car ce sont aussi les données auxquelles nous nous sommes intéressés dans notre approche. Dans BeachWizard, la co-localisation des deux sources d'information modèle/observation est impérative, par conséquent, les observations collectées sont systématiquement interpolées aux points de grilles. La méthode d'assimilation s'affranchit donc du calcul de l'opérateur d'observation et de l'inversion matricielle en se ramenant à une correction séquentielle scalaire en tout point du domaine d'étude.

Le modèle d'assimilation BeachWizard

Le schéma d'assimilation de BeachWizard est basé sur un estimateur séquentiel linéaire scalaire. En chaque point de grille, cet estimateur combine les informations bathymétriques h^b du modèle XBEACH et dérivées de l'imagerie vidéo h^0 pour former un nouvel estimé h^a de la profondeur h :

$$h^a = h^b + \kappa(h^0 - h^b) \quad (2.48)$$

Avec κ ($\kappa \in [0, 1]$) le gain d'information apporté par l'observation (ou poids des observations). Les profondeurs h^0 sont indirectement observées par le biais de proxys bathymétriques observés f^0 (c^0 , z_i^0 et D_r^0). Par conséquent, l'étape de correction bathymétrique se décompose en 2 sous-étapes distinctes : la correction des différents proxys par assimilation des observations puis l'inversion bathymétrique qui permet d'estimer séquentiellement

la profondeur h avec l'équivalence de la relation suivante :

$$h - h^0 = \left(\frac{df}{dh} \right)^{-1} (f - f^0), \quad (2.49)$$

où f représente un des proxys bathymétriques (c , z_i ou D_r). Cette inversion est réalisée en implémentant une fonction de transfert inverse [Menke, 1989] dont les détails sont donnés dans Van Dongeren et al. [2008]. La correction bathymétrique 2.48 peut se réécrire sous la forme :

$$h(t + \Delta t) = h(t) - \kappa \frac{\frac{df}{dh}}{\left(\frac{df}{dh} \right) + \delta^2} (f - f^0) \quad (2.50)$$

avec δ^2 un bruit aléatoire et négligeable afin que la fonction de transfert soit toujours définie. Cependant l'inversion bathymétrique df/dh nécessite (dans le cas de la dissipation essentiellement) la connaissance d'autres informations hydrodynamiques locales telles les hauteurs de vague H_{rms} et au déferlement H_b qui ne sont quantifiables précisément que par imagerie stéréoscopique (ou "stéréoimagerie") et qui doivent ici être estimées par le modèle. Ces paramètres sont calculés à partir de la bathymétrie *a priori* via le module hydrodynamique du modèle XBEACH [Roelvink et al., 2009]. Lorsque l'état observé est, par exemple, trop différent de l'état estimé *a priori*, H_{rms} et H_b calculées par le modèle ne sont pas cohérentes avec les observations de dissipation. Pour pallier à ce problème, Van Dongeren et al. [2008] ont implémenté une méthode itérative où la bathymétrie est corrigée à chaque itération du modèle et converge progressivement vers un état proche des observations. Le calcul de gain κ s'exprime sous forme scalaire en fonction des variances d'erreur modèle σ_b^2 et d'observation σ_0^2 :

$$\kappa = \left(\frac{\sigma_b^2}{\frac{T_s}{\Delta t} \sigma_0^2 + \sigma_b^2} \right) \quad (2.51)$$

La même observation sert à chaque itération de la boucle de correction. Le schéma d'assimilation de BeachWizard va prendre en compte une dégradation des observations au fil des itérations qui symbolise l'évolution potentielle de la bathymétrie pendant le temps de correction à partir du temps d'observation. Cette dégradation est caractérisée par le rapport $\frac{T_s}{\Delta t}$ multiplié à l'erreur d'observation, avec T_s la durée de l'étape de correction et Δt le pas de temps itératif. Cette astuce est légitime en sachant que la durée d'une étape de correction peut varier entre 10 minutes et 2 heures sur un PC récent, selon la dimension du domaine, la complexité de la bathymétrie et la différence entre estimé modèle et observations. A noter que chaque étape de correction est réalisée en mode stationnaire, pour des conditions hydrodynamiques ambiantes (niveau d'eau, marée, et spectre de vagues au large) supposées constantes pendant la simulation. Enfin, l'erreur résultante est calculée classiquement par :

$$\sigma_a^2 = \left(\frac{1}{\sigma_b^2} + \frac{1}{\frac{T_s}{\Delta t} \sigma_0^2} \right)^{-1} = k \frac{T_s}{\Delta t} \sigma_0^2 \quad (2.52)$$

2 - Assimilation de données

La relation 2.50 est facilement étendue à l'utilisation de multiples sources de correction en sommant la contribution de chaque proxy :

$$h(t + \Delta t) = h(t) - k \sum_{N_s}^{i=1} \frac{\frac{df_i}{dh}}{\left(\frac{df_i}{dh}\right) + \delta^2} (f_i - f_i^0) \quad (2.53)$$

avec i l'index symbolisant la source.

Gestion de l'erreur

La méthode étant co-localisée les erreurs sont scalaires et systématiquement estimées en chaque point de grille. Les erreurs d'ébauche σ_b^2 sont définies de manière subjective et supposées suffisamment larges pour initier la correction bathymétrique. L'erreur d'observation est définie par la relation :

$$\sigma_0^2 = \frac{\epsilon^2 + (f - f^0)^2}{\left(\frac{df}{dh}\right)^2 + \delta^2}, \quad (2.54)$$

avec ϵ l'erreur de mesure. Cette formulation est relativement flexible car elle autorise des erreurs faibles dans les zones de plage bien décrites par les observations et des erreurs fortes dans les zones pas ou peu observées. Dans l'extension à plusieurs sources de correction, l'erreur d'observation résultante est définie en fonction des différentes erreurs d'observation :

$$\sigma_0^2 = \frac{1}{\sum_{i=1}^{N_s} \left(\frac{1}{\sigma_{i,0}^2}\right)} \quad (2.55)$$

Dans cette approche, la source la plus fiable sera donc prépondérante dans la correction.

BeachWizard n'a pas encore été testé sur des évolutions de plage 3D. Cependant, il permet de réaliser des reconstructions bathymétriques dès qu'un ensemble d'observations sont disponibles et exploitables pour caractériser un état de plage. Pour cette série de reconstructions, le module d'assimilation prend en compte la dégradation implicite de l'erreur modèle entre 2 temps de correction, en l'augmentant de manière empirique.

$$\sigma^2(t_j) = \sigma^2(t_{j-1}) + (\sigma_{evo}^2 - \sigma^2(t_{j-1})) \tanh^2 \left(\frac{3}{T_r} (t_j - t_{j-1}) \right) \quad (2.56)$$

T^r est un temps représentatif de l'évolution morphologique. Il symbolise le temps de réponse d'un corps sableux ou d'une zone de plage aux conditions hydrodynamiques ambiantes. Il est typiquement de quelques jours dans les régions dynamiques de la plage comme les barres sableuses et la zone de *swash*, et de quelques mois voire quelques années au large. En pratique, T^r est fixé à 5 jours. σ_{evo}^2 représente la valeur limite de l'erreur qui tend vers 1 m, soit la valeur de σ_b^2 à la première correction. Cette approche permet de ne pas repartir de zéro à chaque correction surtout quand la bathymétrie estimée par

le modèle est suffisamment précise et réaliste.

Le module d'assimilation BeachWizard a été validé sur les plages de DUCK (USA), Egmond Aan Zee (Pays-bas) et de la Gold Coast [Van Dongeren et al., 2008, Price and Ruessink, 2013]. Les résultats se sont révélés prometteurs pour corriger séquentiellement la bathymétrie des différents sites avec des données vidéo et des relevés bathymétriques collectés sur plusieurs mois. Dans la partie résultat (Chapitre 3), nous montrerons un exemple d'application aux plages Nord d'Anglet où les morphologies sont plus tridimensionnelles. Cette méthode est la meilleure méthode aujourd'hui développée pour faire état des bathymétries immergées du point de vue opérationnel. Nous allons maintenant énumérer certaines limitations ou points encore obscurs de cette méthode.

-Avantages

L'approche multi-source de l'assimilation est le point fort de la méthode car elle permet la combinaison plusieurs sources de correction pour une meilleure estimation de la bathymétrie. De plus, son implémentation est adaptable à tout type de paramètres dérivés vidéo ou radar, en spécifiant une méthode d'inversion pour chaque proxy.

-Limitations

Le choix d'implémenter une correction scalaire au sein des boucles de calculs hydrodynamiques permet de s'affranchir judicieusement du calcul de l'opérateur d'observation et des différents produits matriciels et inversion (cf. système 2.19). Toutefois, cette approche nécessite l'interpolation systématique des observations en chaque point de grille (sauf pour les zones sans données). Ces observations sont préalablement issues d'un processus fastidieux de traitement de l'image qui peut ne pas être adapté aux morphologies 3D. Le choix de l'observation n'est pas optimal et l'information qu'elle apporte est redondante pour la correction. Le caractère non-local de la correction qui est un atout indéniable de l'algorithme BLUE n'est donc pas pris en compte. Chaque observation précise ou non, peut donc influencer dans la correction. Toutefois, BeachWizard prend en compte une erreur d'observation qui varie spatialement en fonction de la précision des observations. La méthode n'apporte donc pas de correction dans les zones où les données sont peu fiables voire inexistantes. La bathymétrie n'est dans ce cas que partiellement réajustée, ce qui peut mener à l'estimation d'une morphologie de plage résultante localement irréaliste ou à l'utilisation de plusieurs étapes de correction bathymétrique. Enfin, le coût de calcul reste prohibitif pour les problèmes à grandes dimensions, et pour de futures perspectives d'étude d'évolution morphodynamique.

2.3.2 Le modèle vagues-courant de Wilson et al. [2010]

En s'inspirant des travaux de Van Dongeren et al. [2008], Wilson et al. [2010] ont proposé une nouvelle approche pour l'inversion bathymétrique en développant une méthode d'assimilation de données ensembliste pour un modèle hydrodynamique 2DH couplé vagues-courant via les modèles SWAN [Booij et al., 1999] et Shorecirc [Svendsen et al., 2002, Haas and Warner, 2009]. La bathymétrie est corrigée à partir de N_1 observations de hauteur significative de vagues H_s et de N_2 observations de courant *longshore* moyen $\bar{v}$ issus de capteurs de pression, courantmètres bidirectionnels ou de la télédétection [Chickadel et al., 2003, Wilson et al., 2012], tels que ($N = N_1 + N_2$). Bénéficiant d'observations spatialement hétérogènes et éparées, Wilson et al. [2010] ont implémenté une correction bathymétrique délocalisée, en permettant à chaque observation d'avoir une influence étendue sur plusieurs points de grille, grâce à une définition de matrice de covariance d'ébauche complète (i.e., tous les liens statistiques inter-variables sont décrits) et définie statistiquement. L'hypothèse principale est de supposer que les erreurs de processus dues au modèles ainsi que les erreurs de conditions aux limites sont suffisamment faibles et donc de faire l'hypothèse que la principale source d'erreur provient de la mauvaise spécification de la bathymétrie initiale.

Leur schéma couple l'étape d'assimilation sur le vecteur d'état $p([2n])$

$$\mathbf{p} = \begin{pmatrix} \bar{v} \\ H_s \end{pmatrix} \quad (2.57)$$

Avec l'étape d'inversion bathymétrique en augmentant simplement le vecteur d'état avec h la bathymétrie à corriger pour former l'état x de dimension $3n$:

$$\mathbf{x} = \begin{pmatrix} p \\ h \end{pmatrix} \quad (2.58)$$

Leur méthodologie reprend ensuite l'étape d'analyse du filtre de Kalman d'ensemble à travers les équations du BLUE. Elle se résume en quatre points principaux :

- 1) création d'un ensemble de M bathymétries représentatives de l'état de la plage distribué autour de la bathymétrie initiale. Cette étape est réalisée typiquement grâce à une analyse en composante principale sur les statistiques d'évolution de plage.
- 2) simulation hydrodynamique sur les M bathymétries avec forçage constant et stockage des M paramètres H_s et v calculés.
- 3) création des matrices de covariance d'ébauche et calcul de la moyenne des ensembles créés

Ces trois points sont similaires à la méthodologie de Fischer [2003] développée dans la section 2.2.8 (adaptée par Mourre et al. [2004] pour l'aspect bathymétrique) avec un forçage hydrodynamique constant et une perturbation sur le jeu de bathymétrie. La dernière étape consiste à :

- 4) calculer à la fois l'analyse x^a , en appliquant les équations 2.19 du BLUE aux M membres de l'ensemble, et la matrice d'erreur d'analyse P^a

L'étape de correction nous donne le nouvel estimé x^a en fonction de l'estimé modèle et de l'innovation sous la forme classique (cf. relation 2.13) :

$$\mathbf{x}^a = \mathbf{x}^b + \mathbf{K}(\mathbf{y}^0 - \mathbf{H}\mathbf{x}^b) \quad (2.59)$$

Pour le système augmenté le gain de Kalman s'écrit en fonction de l'opérateur d'observation $H([N \times 2n])$:

$$\begin{pmatrix} \mathbf{H}_v & 0 \\ 0 & \mathbf{H}_{hs} \end{pmatrix}$$

et de l'opérateur d'observation augmenté H_a défini par :

$$\mathbf{H}_a = [\mathbf{H}, 0^{N \times n}]$$

$K([3n \times N])$ s'écrit :

$$\mathbf{K} = \mathbf{P}^b \mathbf{H}_a^T (\mathbf{R} + \mathbf{H} \mathbf{P}^b \mathbf{H}^T)^{-1} \quad (2.60)$$

avec P^b la matrice d'erreur d'ébauche augmentée $([3n \times 3n])$:

$$\mathbf{P}^b = \begin{pmatrix} \mathbf{P}_p^b & \mathbf{P}_{ph}^b \\ \mathbf{P}_{hp}^b & \mathbf{P}_h^b \end{pmatrix} \quad (2.61)$$

et $\mathbf{P}_{hp}^b$ $([2n \times 2n])$ la matrice d'ébauche des paramètres assimilés v et Hs :

$$\mathbf{P}_p^b = \begin{pmatrix} \mathbf{P}_v^b & 0 \\ 0 & \mathbf{P}_{hs}^b \end{pmatrix} \quad (2.62)$$

Supposons que φ dénote indépendamment v ou Hs . L'augmentation permet à la fois la correction de φ :

$$\varphi^a = \varphi^b + \mathbf{P}_\varphi^b \mathbf{H}_\varphi^T (\mathbf{H}_\varphi \mathbf{P}_\varphi^b \mathbf{H}_\varphi^T + \mathbf{R}_\varphi)^{-1} (\varphi^{obs} - \mathbf{H}_\varphi \varphi^b), \quad (2.63)$$

et la correction/inversion de la bathymétrie en combinant l'information des deux sources (cf. equation 2.53 de la méthode Van Dongeren et al. [2008]).

$$\mathbf{h}_a = \mathbf{h}_b + \sum_{\varphi} \mathbf{P}_{h\varphi}^b \mathbf{H}_\varphi^T (\mathbf{H}_\varphi \mathbf{P}_\varphi^b \mathbf{H}_\varphi^T + \mathbf{R}_\varphi)^{-1} (\varphi^{obs} - \mathbf{H}_\varphi \varphi^b) \quad (2.64)$$

Les matrices $\mathbf{P}_{h\varphi}^b$ contiennent à la fois l'information sur la correction des différentes variables φ et l'information sur l'inversion. Ici, contrairement à Van Dongeren et al. [2008] qui avaient recours à une fonction de transfert inverse, la gestion de l'inversion est purement statistique en calculant les covariances entre les variables φ et h . Enfin la mise à jour des matrices de covariance se fait matriciellement par :

$$\mathbf{P}^a = \mathbf{P}^b (I - \mathbf{H}_a^T (\mathbf{R} + \mathbf{H} \mathbf{P}_p^b \mathbf{H}^T)^{-1} \mathbf{H}_a \mathbf{P}^b) \quad (2.65)$$

Pour chaque φ , la matrice de covariance est calculée suivant le BLUE :

$$\mathbf{P}_{\varphi}^a = \mathbf{P}_{\varphi}^b (I - \mathbf{H}_{\varphi}^T (\mathbf{R}_{\varphi} + \mathbf{H}_{\varphi} \mathbf{P}_{\varphi}^b \mathbf{H}_{\varphi}^T)^{-1} \mathbf{H}_{\varphi} \mathbf{P}_{\varphi}^b), \quad (2.66)$$

et la matrice de covariance bathymétrique résultante somme les contributions de chaque variable φ

$$\mathbf{P}_{\varphi h}^a = \mathbf{P}_{\varphi h}^b (I - \mathbf{H}_{\varphi}^T (\mathbf{R}_{\varphi} + \mathbf{H}_{\varphi} \mathbf{P}_{\varphi}^b \mathbf{H}_{\varphi}^T)^{-1} \mathbf{H}_{\varphi} \mathbf{P}_{\varphi}^b)_{\varphi h} \quad (2.67)$$

En pratique ces matrices ne sont calculées que pour estimer l'évolution *a posteriori* de l'erreur dans le cas d'une assimilation non dynamique.

-Avantages

La méthode développée par Wilson et al. [2010] propose une correction non locale de la bathymétrie, chaque observation influence et corrige une zone du domaine donnée. De plus les matrices d'ébauche sont estimées de manière objective en prenant en compte toute la statistique d'évolution de la plage considérée.

-Limitations

La méthode a été appliquée uniquement à des cas de reconstruction bathymétrique simple, mais est facilement adaptable au recalage de bathymétrie lors d'étude d'évolution morphologique de plage pourvu que les coûts de calcul ne soit pas prohibitifs. Toutefois, les statistiques d'états de plage peuvent ne pas être disponibles pour chacune des plages suivies, ce qui peut être problématique du point de vue opérationnel pour la constitution des matrices de covariance d'ébauche. Enfin, la hauteur significative de vagues H_s est un proxy bathymétrique disponible de manière précise uniquement par stéréoimagerie, procédé qui n'est pour l'instant pas implémenté en mode opérationnel.

2.3.3 Positionnement de ce travail

Dans notre démarche, l'idée est de garder l'approche multi-source proposée par Van Dongeren et al. [2008] avec notamment l'utilisation des mêmes proxys bathymétriques puisqu'ils sont couramment extraits de l'imagerie vidéo opérationnelle. De plus, notre méthode d'inversion bathymétrique doit permettre de prendre en compte l'hétérogénéité et la complémentarité des différentes sources d'information afin de proposer une estimation fiable de la bathymétrie sous-jacente tout en évitant la redondance des informations. La connaissance des propriétés et notamment des domaines d'applicabilité des différents proxys bathymétriques nécessite d'ailleurs l'identification des spécificités et limitations des différentes méthodes d'extraction de données vidéo. L'enjeu est de savoir comment et où utiliser les différentes sources d'information pour bénéficier de corrections bathymétriques fiables. Les méthodes d'assimilation de données doivent pouvoir s'adapter aux différentes contraintes liées à la fois aux observations et au modèle. La synthèse préliminaire des techniques d'assimilation de données disponibles nous a permis de dégager des

méthodes adaptées à la modélisation hydro-sédimentaire littorale. Tout d'abord, l'estimateur statistique linéaire (ou algorithme BLUE) propose une approche matricielle qui tient pleinement compte de l'hétérogénéité des données. La correction induite par cette méthode permet d'étendre l'influence d'une observation à son propre voisinage, et d'éviter ainsi les interpolations non rigoureuses et le surplus d'informations superflues dans la correction. Cette méthode permet donc l'assimilation des données vidéo dans le modèle. Pour avoir un nouvel estimé bathymétrique, les proxys modèle corrigés devront être par la suite inversés par une méthode analytique ou statistique. Enfin, le développement d'un filtre de Kalman d'ensemble nous a paru adéquat pour les études d'évolutions morphologiques de plages afin de recalculer occasionnellement le modèle sur les observations. Cette méthode d'ensemble permet en effet de s'affranchir d'un bon nombre de difficultés liées aux non-linéarités des processus littoraux. L'approche ensembliste peut de plus s'avérer intéressante pour l'estimation des erreurs d'ébauche voire éventuellement pour l'étape de correction. Dans le cadre de mes travaux de thèse, ces méthodes de reconstruction bathymétrique ont été adaptées et implémentées dans le modèle d'évolution de profil de plage 1DBEACH. Elles seront décrites puis validées dans les prochains chapitres.

Chapitre 3

Développement d'une plateforme d'assimilation de données

3.1 Introduction

Dans le chapitre introductif, nous avons évoqué le fait qu'aucun modèle d'évolution de plage n'est encore capable d'appréhender la dynamique littorale dans sa globalité du fait d'un certain nombre de points bloquants. Contrairement aux modèles 2DH et 3D, restreints pour l'instant aux études phénoménologiques, les modèles 1DH à phase moyennée et couplés hydro-morphodynamique sont les seuls modèles à reproduire les épisodes de dégénérescence et de migration *onshore* et *offshore* de barres sableuses soumises au changement de régime de houle, pour des perspectives d'évolution morphologique à court et moyen-terme. Dans le cadre de cette thèse, il nous a paru plus judicieux de pouvoir développer cette plateforme d'assimilation de données dans le modèle 1DBEACH, développé au sein de l'équipe METHYS du laboratoire EPOC [Castelle et al., 2010a, Dubarbier et al., 2012]. Outre les perspectives d'évolution dynamique, ce modèle permet, par une approche *cross-shore*, de s'affranchir des problèmes liés à la 3D, comme la spécification de conditions aux limites latérales sur plages ouvertes ou la grande dimension des domaines considérés. Avec des problèmes à faibles dimensions ($n = O(10^{2-3})$), il est beaucoup plus facile de tester nos méthodes d'assimilation de données et d'envisager des stratégies de gestion des données littorales haute-fréquence. Les perspectives restent l'adaptation de ces méthodes en 2DH ou 3D, même si nous montrerons qu'une approche multi-1D est suffisante pour les reconstructions morphologiques simples.

L'objectif de ce chapitre est de proposer des solutions adaptées afin de caractériser de manière régulière et précise l'évolution morphologique haute-fréquence des plages sableuses. Dans cette optique, nous décrirons tout d'abord les modules hydro et morphodynamiques du modèle 1DBEACH, puis nous détaillerons l'analyse et le traitement d'image dérivée de la vidéo pour l'extraction de proxys bathymétriques. Enfin, nous développerons la procédure d'assimilation de données que nous avons implémentée pour l'inversion bathymétrique et pour des études d'évolution de profils de plage (Figure 3.1).

3.2.1 Le modèle hydrodynamique

Le modèle de vagues résout l'équation de conservation du flux d'énergie pour calculer les flux d'énergie des vagues le long du profil de plage :

$$\frac{d(E_w c_g \cos \theta)}{dx} = -D_w, \quad (3.1)$$

avec E_w l'énergie du mouvement organisé des vagues classiquement définie par :

$$E_w = \frac{1}{8} \rho g H_{rms}^2, \quad (3.2)$$

où ρ est la masse volumique de l'eau, g l'accélération gravitationnelle, H_{rms} la hauteur quadratique moyenne des vagues et θ l'angle d'incidence des vagues dont la distribution *cross-shore* (réfraction) est estimée par la loi de Snell-Descartes. c_g est la vitesse de groupe des vagues estimée par la théorie linéaire [Airy, 1841] :

$$c_g = \frac{c}{2} \left(1 + \frac{2k\bar{h}}{\sinh(2k\bar{h})} \right), \quad (3.3)$$

avec c la vitesse de phase ou célérité :

$$c = \sqrt{\frac{g}{\bar{h}} \tanh(k\bar{h})}, \quad (3.4)$$

où $\bar{h}$ et k sont respectivement la profondeur moyenne et le nombre d'onde. D_b est la dissipation des vagues par déferlement bathymétrique, le frottement au fond étant négligé ($D_w = D_b$). D_b est calculé à partir de la formulation proposée par Baldock et al. [1998] :

$$D_b = \frac{\alpha}{4} \frac{1}{T_p} \rho g \exp\left(-\left(\frac{H_b}{H_{rms}}\right)^2\right) (H_b^2 + H_{rms}^2) \quad (3.5)$$

où α est une constante et T_p est la période pic des vagues. H_b est la hauteur des vagues au déferlement définie par l'approche de Battjes and Janssen [1978] :

$$H_b = \frac{0.88}{k} \tanh\left(\frac{\gamma}{0.88} k\bar{h}\right), \quad (3.6)$$

avec γ le paramètre de déferlement estimé par la formulation de Ruessink et al. [2003] :

$$\gamma = 0.76k\bar{h} + 0.29 \quad (3.7)$$

Cette formulation de la dissipation s'avère être la plus réaliste sur l'ensemble des plages à barres que nous avons étudiées. L'évolution de l'élévation du niveau d'eau moyen $\bar{\eta}$ est déterminée par l'équation de la conservation de la quantité de mouvement. En négligeant la viscosité horizontale et le frottement au fond, alors l'équation de conservation de la quantité de mouvement dans la direction *cross-shore* peut s'écrire :

$$\frac{dS_{xx}}{dx} = -\rho g \bar{h} \frac{d\bar{\eta}}{dx}, \quad (3.8)$$

avec $\bar{h}$ la hauteur d'eau moyenne et S_{xx} le tenseur des tensions de radiation sommant les contributions du rouleau de déferlement et du mouvement organisé :

$$S_{xx} = S_{xx,w} + S_{xx,r} \quad (3.9)$$

Où $S_{xx,w}$ est le tenseur des tensions de radiation du mouvement organisé des vagues [Longuet-Higgins and Stewart, 1964] estimé par la théorie linéaire :

$$S_{xx,w} = \frac{1}{8} \rho g H_{rms}^2 \left(\frac{c_g}{c} (1 + (\cos^2 \theta)) - \frac{1}{2} \right) \quad (3.10)$$

$S_{xx,r}$ est le tenseur des tensions de radiation du rouleau de déferlement selon Svendsen [1984a] :

$$S_{xx,r} = 2E_r \cos^2 \theta \quad (3.11)$$

Les équations 3.1 et 3.8 sont résolues par une méthode de Runge-Kutta d'ordre 2 afin de faire converger H_{rms} et $\bar{\eta}$. Le terme de dissipation du mouvement organisé des vagues D_w est ensuite injecté dans l'équation d'évolution du flux de d'énergie associé au rouleau de déferlement [Svendsen, 1984a, Nairn et al., 1990] :

$$\frac{d(2E_r c \cos \theta)}{dx} = -D_r + D_w \quad (3.12)$$

Cette équation est résolue par le modèle de rouleau de déferlement proposé par Dally and Brown [1995] décrit en Figure 3.3, en considérant le terme $F_r = 2E_r c \cos \theta$ comme un flux d'énergie cinétique du roller :

$$F_r = \frac{1}{2} \rho_r (\beta_c c)^2 \frac{A}{T_p}, \quad (3.13)$$

avec ρ_r la masse volumique moyenne du rouleau de déferlement, β_c un coefficient évaluant la vitesse du roller par rapport à la vitesse c des vagues, et A la surface occupée par le rouleau de déferlement. D_r est l'énergie dissipée à l'interface entre le roller turbulent et le mouvement organisé de la vague et est fonction des tensions de cisaillement τ du rouleau de déferlement sur la vague, se propageant à la vitesse c :

$$D_r = c\tau \quad (3.14)$$

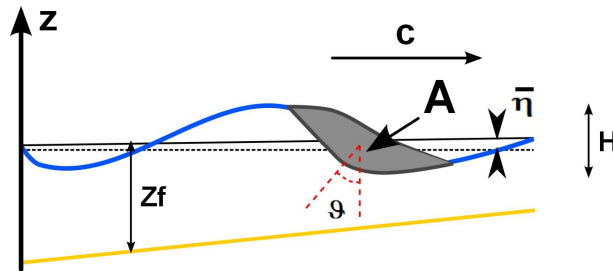


FIGURE 3.3 – Principales caractéristiques du rouleau de déferlement ou *roller* (adapté de Dally and Brown [1995])

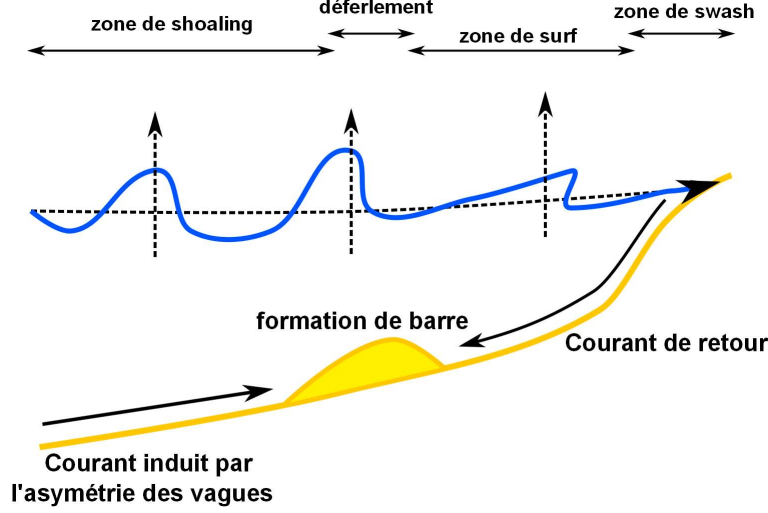


FIGURE 3.4 – Principe de formation d'une barre sableuse, d'après Komar [1998]

Cette expression est estimée dans Dally and Brown [1995] par :

$$D_r = \rho_r g \beta_d \frac{A}{T_p}, \quad (3.15)$$

où $\beta_d = \cos \vartheta_r \sin \vartheta_r$ un coefficient à calibrer. La relation 3.12 peut se réécrire :

$$\frac{d}{dx} \left(\frac{1}{2} \rho_r (\beta_c c)^2 \frac{A}{T_p} \right) = -\rho_r g \beta_d \frac{A}{T_p} - D_b \quad (3.16)$$

On en déduit successivement A , E_r et D_r .

Le module de vagues permet de déterminer les différents paramètres ($E_w, D_w, H_b, H_{rms}, h, c, D_r, E_r, \dots$) nécessaires pour l'estimation des courants et des flux sédimentaires résultants. La résultante U des courants se compose des contributions du courant de retour moyen $\overline{U_u}$ et du courant induit par l'asymétrie des vagues $\tilde{u}(t)$ (cf. Figure 3.4) :

$$U = \tilde{u}(t) + \overline{U_u} \quad (3.17)$$

Le courant de retour (dirigé vers le large) permet de compenser l'apport de masse généré par les vagues (contributions du roller et du mouvement organisé des vagues). Dans la version actuelle de 1DBEACH [Dubarbier et al., 2012], nous utilisons le modèle analytique 1DV suggéré par Reniers et al. [2004] afin de décrire la structure verticale du courant moyen dans la couche limite de fond ainsi que dans la couche d'eau entre la couche limite de fond et le niveau moyen du creux des vagues. Le déséquilibre entre les gradients horizontaux de pression et de tension de radiation induit un écoulement de masses d'eau vers le large U_u en compensation du flux de masse des vagues :

$$U_u = -\frac{E_w + 2E_r}{c\bar{h}} \quad (3.18)$$

Le courant de retour $U_{u,\delta}$ est estimé au sommet ($z = \delta$) de la couche limite de fond, au plus proche des zones de transport sédimentaire.

Les courants induits par les asymétries horizontales et verticales des vagues, ou vitesses orbitales au fond, sont évaluées par l'approche développée par Ruessink et al. [2012] à partir de l'estimation des séries temporelles de vitesses orbitales $\tilde{u}(t)$ en chaque maille [Abreu et al., 2010] :

$$\tilde{u}(t) = U_w f \frac{\left[\sin(wt) + \frac{r \sin \phi}{1 + \sqrt{1-r^2}} \right]}{[1 - r \cos(wt + \phi)]}, \quad (3.19)$$

avec U_w l'amplitude des vitesses orbitales au fond déterminée par la théorie linéaire, f un paramètre adimensionnel limitant l'amplitude U_w , r une mesure des non-linéarités et ϕ la phase des vitesses orbitales au fond. L'approche de Ruessink et al. [2012] permet de déterminer les coefficients r et ϕ à partir des données à phase moyennée et en particulier du nombre d'Ursell U_r qui caractérise la non-linéarité des vagues défini comme :

$$U_r = \frac{3}{8} \frac{k H_s}{(k \bar{h})^3}, \quad (3.20)$$

où H_s est la hauteur significative des vagues.

3.2.2 Le modèle de transport sédimentaire

La formulation des flux sédimentaires s'appuie sur l'étude de Hsu et al. [2006] qui permet de dissocier les transports par charriage Q_c et par suspension Q_s , auxquels Dubarbier et al. [2012] ont ajouté un terme de transport par effet de pente Q_p . Le flux résultant Q_r se compose comme :

$$Q_r = Q_c + Q_s + Q_p \quad (3.21)$$

Ces flux sont fonctions des vitesses orbitales au fond $\tilde{u}(t)$ et du courant moyen $U_{u,\delta}$. Les flux de transport sédimentaire par charriage Q_c et par suspension Q_s s'expriment respectivement par :

$$Q_c = \frac{\epsilon_b}{\tan \varphi_f} \left[K_w \left\langle |\vec{\tilde{u}}|^2 \tilde{u} \right\rangle + K_c \left\langle |\vec{U}|^2 \overline{U_{u,\delta}} \right\rangle \right] \quad (3.22)$$

$$Q_s = \frac{\epsilon_s}{W_s} \left[K_w \left\langle |\vec{\tilde{u}}|^3 \tilde{u} \right\rangle + K_c \left\langle |\vec{U}|^3 \overline{U_{u,\delta}} \right\rangle \right], \quad (3.23)$$

où $|\vec{\tilde{u}}|$ et $|\vec{U}|$ représentent respectivement les intensités des vitesses orbitales au fond $\tilde{u}(t)$ et du courant total U . φ_f et W_s sont respectivement l'angle de friction interne et la vitesse de chute des sédiments. ϵ_b et ϵ_s sont les facteurs d'efficacité du transport par charriage et suspension. K_w et K_c sont les coefficients de frottement relatif respectivement au transport induit par les vitesses orbitales et le courant moyen.

Finalement, le flux par effet de pente est défini par :

$$Q_p = - \left[K_{bg} \left\langle |\vec{U}|^3 \right\rangle + K_{sg} \left\langle |\vec{U}|^5 \right\rangle \right] \quad (3.24)$$

où K_{sg} et K_{bg} sont des coefficients de frottements.



FIGURE 3.5 – Image issues du système vidéo ARGUS de Rainbow Bay, QLD, Australie

3.2.3 Evolution du fond sableux

Une fois les flux sédimentaires déterminés, l'évolution du fond sableux z_f s'exprime grâce à l'équation de conservation du sédiment :

$$\frac{dz_f}{dt} = \frac{1}{1-p} \frac{dQ_r}{dx} \quad (3.25)$$

Nous avons décrit les différents modules composant notre modèle 1DBEACH en détaillant particulièrement l'aspect hydrodynamique, nous allons maintenant décrire nos différentes méthodes d'extraction des différents proxys bathymétriques dérivés de l'imagerie vidéo qui constitueront notre base de données pour l'assimilation.

3.3 Extraction de proxys bathymétriques issus de l'imagerie vidéo

3.3.1 De la station vidéo à l'image dérivée exploitable

Le développement de système de surveillance et suivi vidéo de l'évolution des littoraux sableux a été initié par le *Coastal Imaging Laboratory* (CIL) à l'*Oregon State University* avec la création de stations vidéo ARGUS [Holman et al., 1993, Holman and Stanley, 2007]. L'objectif majeur est, via des mesures optiques, de décrire la morphodynamique haute fréquence en domaine littoral [Aarninkhof and Holman, 1999] afin de pallier éventuellement aux phénomènes d'érosion, submersion ou d'inondation. Le réseau ARGUS s'étend aujourd'hui à une soixantaine de systèmes vidéo (exemple Figure 3.5) à travers le monde (USA, Australie, Pays-Bas, Grande-Bretagne,...) pour une multitude de configurations de plage et propose des outils de traitement vidéo adaptés et automatisés pour la communauté scientifique. Des systèmes similaires ont vu le jour, tels le système Cam-Era [Coco et al., 2005] orienté recherche, développé à la NIWA et déployé sur les plages de Biscarosse ou le système VM4Gis du CASAGEC ingénierie que nous avons utilisé pour le suivi des plages Nord d'Anglet.



FIGURE 3.6 – Station vidéo de Biscarosse composée de 5 caméras

3.3.2 Systèmes video

Un système vidéo (Figure 3.6) se compose typiquement de 1 à 9 caméras. Il est disposé idéalement sur un point-haut (tour, gratte-ciel ou falaise) et offre une vue plongeante sur une frange littorale avec une emprise de plusieurs centaines de mètres à plusieurs kilomètres parallèlement et perpendiculairement à la côte. Son emprise dépend notamment de l'emplacement et de la distance focale de chaque caméra (généralement grand angle). En fusionnant les images dérivées des différentes caméras, le système permet de surveiller une zone de plage étendue. Chaque caméra est caractérisée par un positionnement et une orientation (inclinaison σ , azimuth α et rotation τ Holland et al. [1997]) et peut être dotée d'une distance focale f différente d'une caméra à l'autre. La résolution d'un pixel peut varier de quelques centimètres au pied de la caméra à plusieurs dizaines de mètres dans les zones littorales les plus éloignées (cf Figure 3.7).

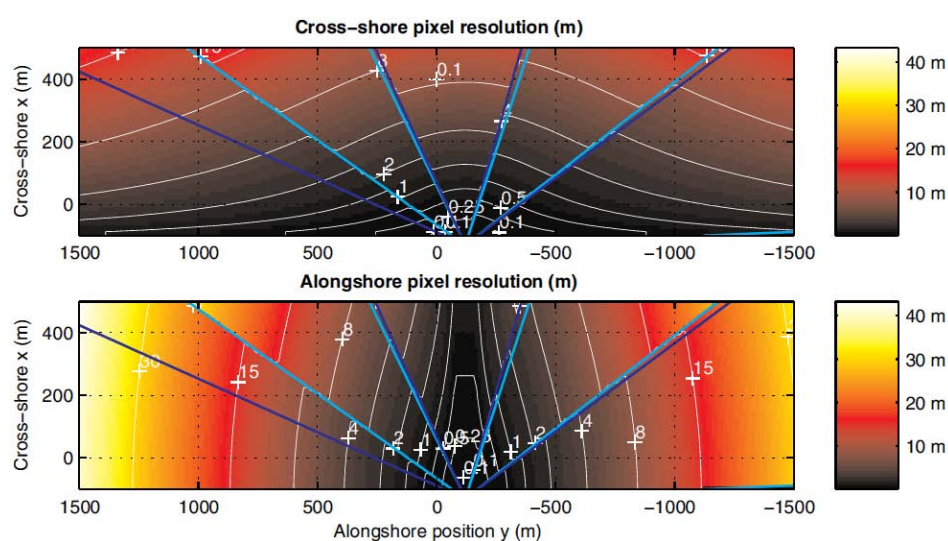


FIGURE 3.7 – Résolution *longshore* et *cross-shore* des pixels pour la station d'Egmond, Pays-bas, tiré de la thèse d'Aarninkhof [2003]. Les 5 caméras sont positionnées à 43m de hauteur et ont des distances focales respectives de 12.5, 9, 6, 9, 12.5mm



FIGURE 3.8 – Images *snapshot*, *timex* et variance issus de la station vidéo Argus de Surfers paradise, Goldcoast, QLD, Australie

Chaque caméra acquiert une série d'images à une fréquence classique de 2Hz en mode opérationnel et jusqu'à 25Hz en laboratoire. Les stations vidéo prétraitent et archivent en temps réel les données sur des serveurs locaux ou ftp [Turner and Anderson, 2007] sous forme d'images dérivées vidéo qui concentrent typiquement les informations de 10 minutes de suivi toutes les heures.

3.3.3 Images directement dérivées de l'imagerie vidéo

Il existe principalement quatre types d'images directement dérivées de l'imagerie vidéo. Les images *snapshot* (Figure 3.8a) sont des images instantanées qui font état des conditions hydrodynamiques et climatiques ambiantes et d'ensoleillement. Elles permettent une pré-sélection manuelle ou automatique des données exploitables (Figure 3.9). L'image *timex* ou "*time exposure image*" est une image moyennée typiquement sur 10 minutes, qui filtre les variations haute fréquence du champ de vagues et laisse apparaître les zones moyennes de dissipation par déferlement bathymétrique (cf. Figure 3.8b). L'image variance (Figure 3.8c) représente l'écart type de la série d'images à l'image moyenne (*timex*) sur 10 minutes et met en évidence les zones où l'intensité lumineuse varie significativement. Enfin, l'image *timestack* est une série temporelle d'une ligne de pixels *cross-shore* qui décrit l'évolution des vagues de la zone de levée à la plage. Ces 4 types

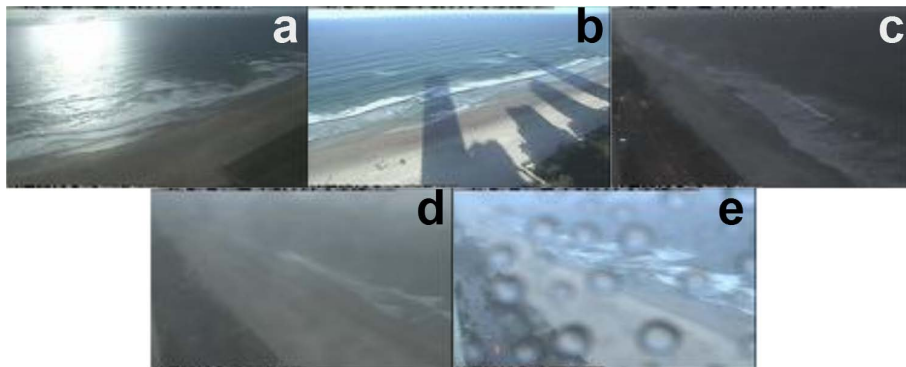


FIGURE 3.9 – Images non exploitables, Surfers paradise, Goldcoast, QLD, Australie.(a) Soleil dans le champ de la caméra,(b) ombres des batiments,(c) obscurité, (d) brouillard et (e) pluie.



FIGURE 3.10 – Configurations morphologiques possibles de la plage de Surfers paradise, Goldcoast, QLD, Australie

d'image ne sont pas exploitables directement et nécessitent un géoréférencement et une éventuelle correction de distorsion [Holland et al., 1997] préalables ; Le géoréférencement fait correspondre chaque coordonnée virtuelle (x, y) du plan oblique d'une caméra à une coordonnée réelle (X, Y, Z) dans le référentiel terrestre grâce aux informations géométriques sur le positionnement de la caméra. Il est réalisé grâce à un ensemble de points fixes connus et géoréférencés.

3.3.4 Importance des signatures optiques

L'un des grands enjeux de l'imagerie vidéo est de reconnaître et extraire les signatures optiques des différents paramètres hydro et morphodynamiques des images dérivées *timex* et *timestack* géoréférencés [Aarninkhof and Holman, 1999]. En effet, il existe dans la littérature une liste non exhaustive de paramètres qui peuvent être extraits de ces signatures optiques par imagerie vidéo [e.g., Holland et al., 1997, Aarninkhof and Holman, 1999, Holman and Stanley, 2007] et par radars [e.g., Bell, 1999]. Pour l'inversion bathymétrique, ces paramètres sont choisis pour leur qualité de proxy de la bathymétrie immergée. Ce sont principalement des données bathymétriques comme la topographie intertidale [e.g., Lippmann and Holman, 1989, Aarninkhof, 2003, Aarninkhof et al., 2005a] et des paramètres hydrodynamiques : courant de surface [Chickadel et al., 2003], des distributions spatiotemporelles de déferlement et dissipation [Lippmann et al., 1996, Aarninkhof et al., 2005b], ainsi que des caractéristiques de vagues comme la célérité [e.g., Stockdon and Holman, 2000, Yoo, 2007, Almar et al., 2008b], ou la hauteur des vagues (au déferlement ou en zone de surf, Benetazzo [2006], Benetazzo et al. [2012], de Vries et al. [2011]). En bref, toute donnée exploitable ayant un lien physique avec la bathymétrie littorale peut être inversée pour permettre de quantifier la bathymétrie immergée. L'assimilation permettra de combiner ces différentes informations pour avoir une estimation plus fiable des bathymétries sous-jacentes.

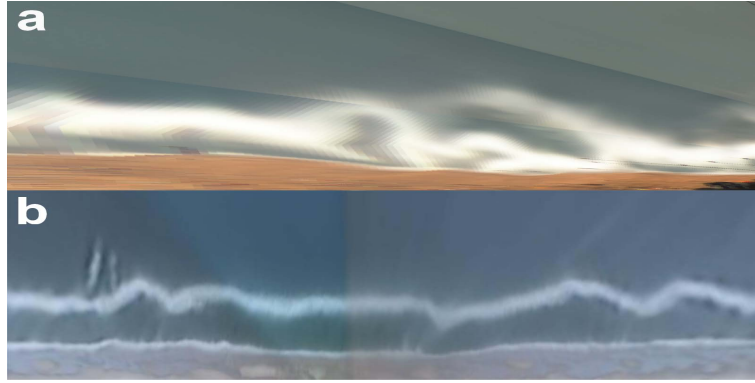


FIGURE 3.11 – Exemples de *timex* redressés pour (a) une plage tridimensionnelle, (Les Cavaliers, Anglet) et (b) une plage barrée (Surfers paradise, Goldcoast, QLD, Australie).

3.3.4.1 Dans les *timex* géoréférencés

Les signatures optiques les plus couramment utilisées sont les zones de dissipation d'énergie des vagues à partir des images *timex* [Lippmann and Holman, 1989]. Ces images mettent en évidence la présence de barres sableuses sous-jacentes parfois interrompues par des chenaux (cf. zones non dissipatives dans la Figure 3.10). Cependant les zones de dissipation fluctuent en fonction des conditions hydrodynamiques ambiantes. Ainsi les zones de dissipation peuvent saturer le signal lumineux de l'image dans les cas de conditions hydrodynamiques extrêmes. Au contraire, en présence de conditions peu énergétiques, les zones de dissipation sont seulement observées à la ligne d'eau. De plus, le maximum de dissipation associé à un maximum d'intensité lumineuse connaît un léger déphasage avec le pic de la crête de la barre sableuse [Van Enckevort and Ruessink, 2001]. Ce déphasage dépend typiquement des conditions de vagues (H_s et T_p) et peut être évalué grâce à un modèle hydrodynamique. Une fois redressé, le *timex* s'avère donc essentiel dans la description des phénomènes hydro-morphodynamiques [eg. Holman, 2000, Van Enckevort et al., 2004, Alexander and Holman, 2004, Holman et al., 2006, Price and Ruessink, 2011] ou l'évolution à moyen et/ou long-terme des littoraux sableux [eg. Van Enckevort and Ruessink, 2003, Smit et al., 2007, Davidson et al., 2010, cf Figure 3.11] par estimation de la position des barres sableuses et du calcul des tridimensionnalités de la plage [Feddersen and Guza, 2003]. Ils permettent aussi de rendre compte de l'évolution et des oscillations du trait de côte [Holland and Holman, 1996, Plant et al., 2007, Almar et al., 2008b] et des pics d'érosion associés [Thornton et al., 2007].

Dans les études d'inversion bathymétrique, le *timex* rend possible via un traitement d'image adapté à chaque morphologie de plage (cf Figure 3.11), l'extraction de proxys comme la dissipation d'énergie [Alexander and Holman, 2004, Aarninkhof and Ruessink, 2004] par déferlement bathymétrique ainsi que l'estimation de la topographie intertidale [Plant and Holman, 1997, Aarninkhof et al., 2003, 2005a].

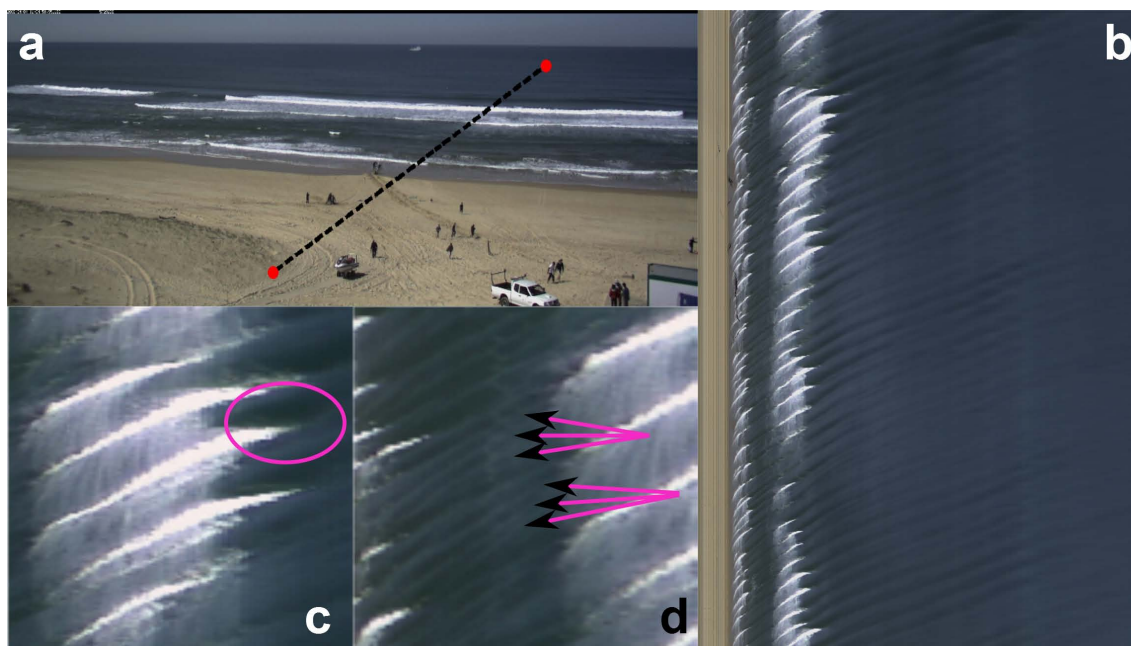


FIGURE 3.12 – Exemples de *timestack* de la plage du Truc Vert. le *timestack* est déterminé sur une ligne *cross-shore* (a) et permet de constituer une série temporelle d'intensité lumineuse perpendiculairement à la plage (b). La signature optique de la trajectoire des vagues apparaît clairement avec (c) un choc d'intensité lumineuse au déferlement et (d) la libération d'harmoniques au déferlement et leurs propagations en zone de surf

3.3.4.2 Dans le *timestack* cross-shore

Les images *timestack* sont des séries temporelles d'une ligne de pixels le plus couramment extraites sur une période de 10 minutes (Figure 3.12a). Le *timestack* d'un transect *cross-shore* (Figure 3.12b) permet de rendre compte de la signature spatio-temporelle des vagues en mettant en exergue leurs trajectoires individuelles ainsi que leurs zones de déferlement.

La signature d'une vague évolue du large à la plage. Dans la zone de levée, la face des vagues s'obscurcit avec le raidissement des vagues avant déferlement. Dans la zone de déferlement, l'intensité lumineuse passe soudainement d'un minimum sombre à un maximum blanc (Figure 3.12c) qui se propage avec le roller jusque dans la reforme. Par ailleurs, On observe souvent la génération d'harmoniques après le passage d'une vague sur la barre interne (*i.e.*, Figure 3.12d, Sénéchal et al. [2002]). Ces *timestacks* servent à évaluer la composante *cross-shore* de la vitesse de phase des vagues c [Stockdon and Holman, 2000, Catalàn and Haller, 2007, Yoo et al., 2006] ainsi que la fraction de vagues déferlées q_b . D'autres configurations de *timestack* peuvent aussi être exploitées. Par exemple un *timestack longhore* permet de quantifier la réfraction et de déterminer les courants de dérive *longhore* [Chickadel et al., 2003, Figure 3.13a et b]. Dans les prochaines parties nous allons décrire quelques méthodes d'extraction de proxys bathymétriques que nous avons utilisées et partiellement redéveloppées pour notre étude. Ces proxys

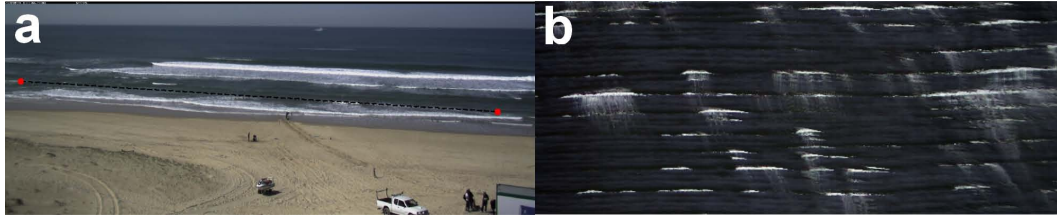


FIGURE 3.13 – Sélection d'un transect *longhore* (a) et (b) *timestack* correspondant, plage du Truc Vert

sont essentiellement la célérité *cross-shore* des vagues, la quantité de vagues déferlées, la dissipation induite par le rouleau de déferlement et la topographie intertidale de plage. A noter que d'autres proxys (hauteur de vague au déferlement $H_b, \dots$) peuvent aujourd'hui être extraits de l'imagerie vidéo. Nous les mentionnerons mais nous ne les utiliserons pas dans la suite de ce manuscrit.

3.3.5 Célérité cross-shore des vagues

Il existe plusieurs méthodes d'estimation de la célérité *cross-shore* des vagues [e.g., Stockdon and Holman, 2000, Bos, 2006, Yoo, 2007, Almar et al., 2008b] à partir des différentes trajectoires observées dans un *timestack*. Ici nous décrivons la méthode d'intercorrélation spatio-temporelle développée par Almar et al. [2008a] que nous avons réadaptée dans notre étude, ainsi qu'une méthode basée sur une transformée de radon présentée en Annexe A.

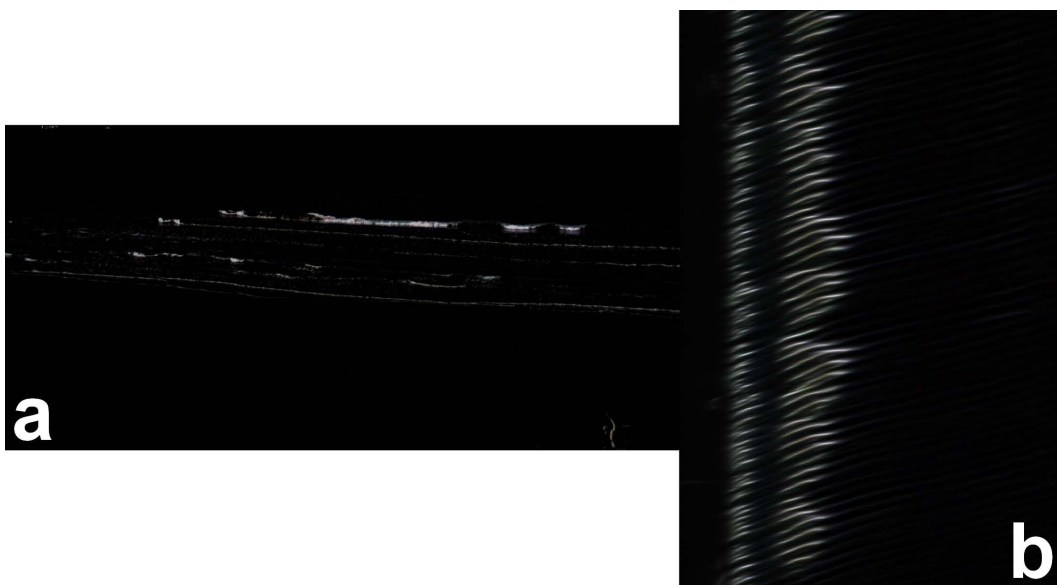


FIGURE 3.14 – Traitement par soustraction linéaire d'image. (a) image *snapshot* de la plage du Truc Vert et (b) exemple *timestack* résultants .

Filtrage

Le filtrage des *timestacks* est une pré-étape nécessaire à l'extraction des trajectoires de vagues par rapport au bruit environnant ; le but étant d'avoir un ensemble de trajectoires de vagues suffisamment fines pour pouvoir déterminer une célérité moyenne de vagues en tout point *cross-shore*. Le filtrage des variations d'éclairement (dûe à l'ensoleillement, à la couverture nuageuse,...) peut être réalisé grâce à une moyenne glissante temporelle ou à une soustraction de la tendance lumineuse à chaque temps t du *timestack*. Ici, nous avons utilisé un filtrage basé sur la soustraction linéaire d'images ou *Difference Imaging* couramment utilisée en astronomie ou imagerie médicale. Cette soustraction est réalisée à partir des images *snapshots* brutes (Figure 3.14 a) avant création du *timestack* (Figure 3.14 b), par exemple, en considérant simplement la différence $I_{i+1} - I_i$ entre 2 *snapshots* successifs. Outre le fait de filtrer les variations temporelles d'éclairement ce procédé permet de mettre en évidence les éléments mobiles dans l'image et notamment les vagues (cf. Figure 3.14 b). Après constitution des *timestacks*, un filtrage directionnel de type Butterworth est appliqué afin de filtrer au maximum toute autre source de bruit. Ce filtrage nécessite la connaissance d'une direction préférentielle de filtrage qui peut être estimée grâce à une transformée de Fourier de l'image *timestack*.

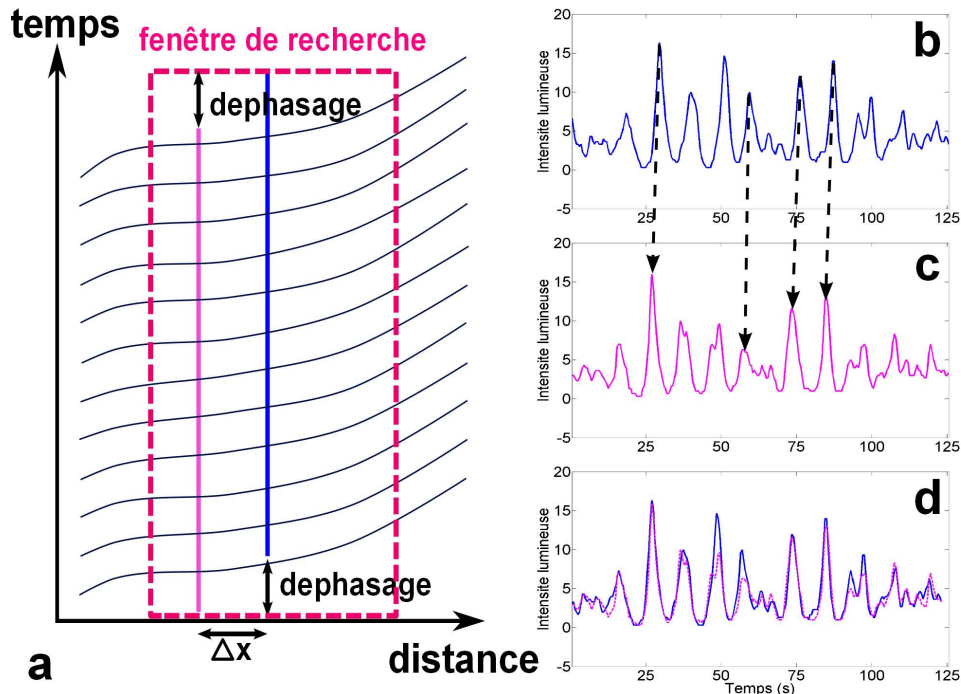


FIGURE 3.15 – Schéma de principe de la corrélation (a). Un déphasage dt fixé. Au sein d'une fenêtre de recherche, le signal temporel au centre de la fenêtre (bleu (b)) associé à une position *cross-shore* donnée, est corrélé avec chaque signal de la fenêtre (magenta (c)), pour trouver la meilleure corrélation (d) qui est associée à un certain déphasage spatial dx .

Méthode d'intercorrélation spatio-temporelle

La méthode d'intercorrélation temporelle se base sur des hypothèses de conservation de la période T_p , associé à un spectre étroit de vagues. Elle consiste tout d'abord à fixer un déphasage temporel Δt inférieur à la période T_p des vagues mais suffisamment grand pour éviter toute pixellisation des résultats. A chaque position *cross-shore* est associé un signal lumineux. Ce signal lumineux va être corrélé aux signaux avoisinants (choisis dans une fenêtre spatio-temporelle de largeur fini) modulant le déphasage Δt (Figure 3.15a). L'objectif est de trouver la meilleure corrélation c_{max} possible de deux signaux pour un déphasage temporel donné (Figure 3.15b) à partir d'une matrice de corrélation représentée dans la Figure 3.16 a. c_{max} n'est pas directement estimé comme le maximum de corrélation mais comme la valeur médiane d'un intervalle de maximum de corrélation fixé (par exemple 90%, cf. Figure 3.16b), afin d'obtenir un signal de corrélation filtré. Ce maximum de corrélation n'est autre que la distance Δx que parcourt la vague pendant le temps Δt . Le processus est ensuite répété de part et d'autre de chaque position *cross-shore* afin d'obtenir une corrélation moyenne $\bar{c}_{max}$ maximale et donc un $\bar{\Delta x}$ moyen à chaque position (Figure 3.16a).

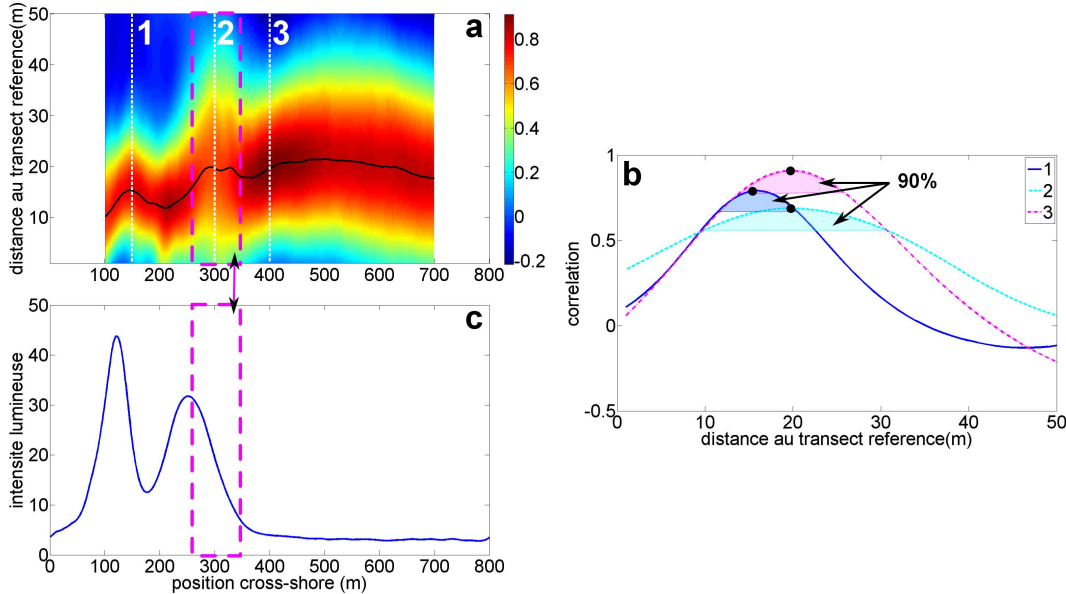


FIGURE 3.16 – Résultat brut de la méthode d'intercorrélation à partir du *timestack* 3.14 de la plage du Truc Vert.(a) Matrice de corrélation résultante sur les 800 premiers mètres.(b) 3 transects sélectionnés à différents endroits montrant la distribution de corrélation et le seuil de 90% pour le calcul de maximum.(c) Intensité lumineuse moyenne du *timestack* marquant les 2 zones de déferlement.

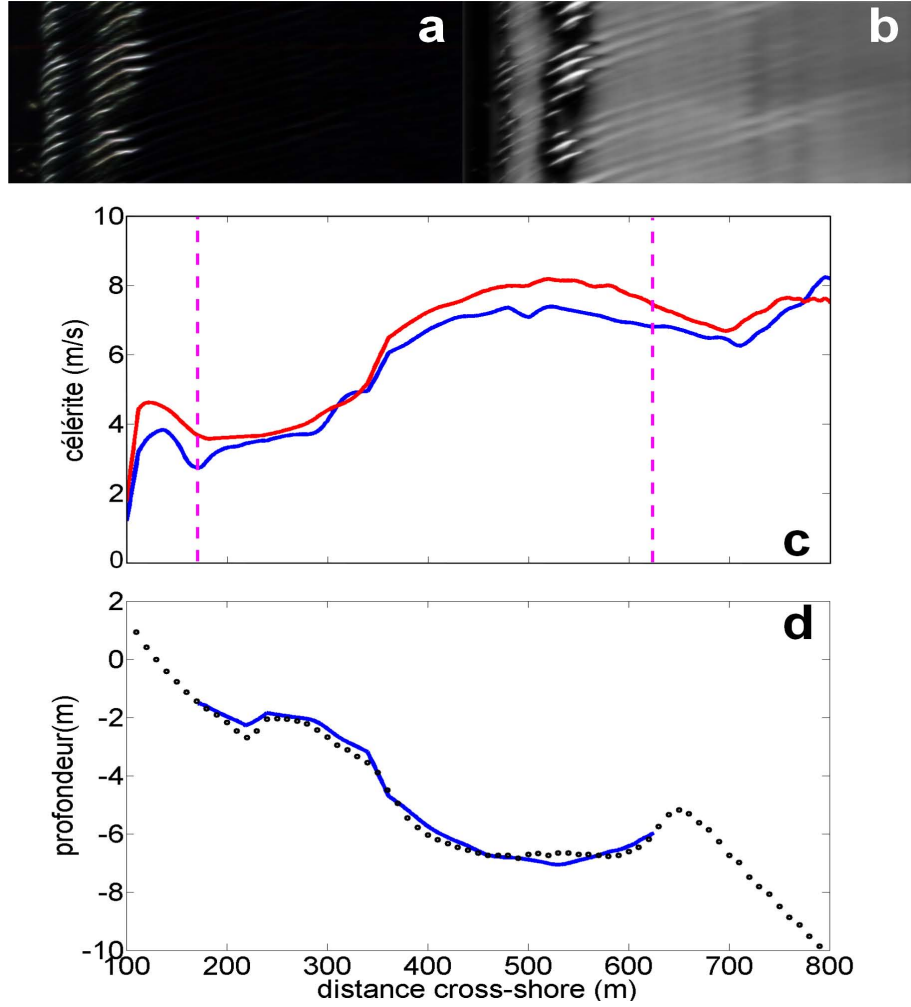


FIGURE 3.17 – Amélioration de la méthode et validation.(a) Filtre par soustraction d’images que nous avons préalablement implémenté.(b) Filtrage adapté pour la zone de déferlement. La valeur moyenne du signal lumineux global est enlevée à tout pixel de l’image ; cette intensité est ensuite élevée au carré et permet la continuité du signal au déferlement.(c) Profil de célérité résultant de la méthode d’intercorrélation par zone. La célérité a été estimée pour 2 heures de suivi au Truc Vert, le 04/04/2008 à 10h (bleu) et 11h (rouge).(d) Bathymétrie estimée (bleu) par inversion bathymétrique ($c = 1.12\sqrt{gh}$) des deux célérités précédentes et recalée sur le niveau de marée de 11h. Cette bathymétrie est lissée sur 10 points et comparée à la bathymétrie mesurée par GPS (points noirs).

Les Figures 3.16 a et b montrent qu’il existe un saut de corrélation au niveau du déferlement (sur la barre et au niveau de la ligne d’eau), ce qui va systématiquement altérer les prédictions de célérité dans cette zone. Ce saut est directement lié au filtrage que nous avons réalisé (Figure 3.17a) qui n’assure pas la continuité de la signature de vague observée au déferlement avec une face de vague sombre pré-déferlement et un effet de mousse lumineux post-déferlement (cf. Figure 3.12c). Nous avons donc mis en place un calcul de célérité par zone en dissociant la zone de déferlement du reste du domaine. Dans cette zone nous avons implémenté un filtrage spécifique (Figure 3.17b) qui met en évidence

la véritable trajectoire des vagues dans l'étape de déferlement. Cette méthode a permis de compléter le signal de corrélation dans la zone de déferlement au niveau de la barre interne mais pas dans le shorebreak où le signal est plus complexe. Le profil de célérité c_x moyen est enfin simplement déterminé par le rapport $\Delta x / \Delta t$. La Figure 3.17c présente une estimation de célérités pour 2h de suivi sur la plage du Truc Vert. Ces célérités ont été par la suite inversées en tenant compte du marnage, afin d'estimer une bathymétrie (Figure 3.17d) et de valider notre méthode. L'inversion est réalisée en utilisant le prédictor pseudo-linéaire de célérité $c = \alpha \sqrt{gh}$, avec $\alpha = 1.12$ en accord avec la valeur $\alpha = 1.14$ estimée par Tissier et al. [2011] sur cette même plage. La Figure 3.17(d) montre que la bathymétrie reconstruite à partir des célérités dérivées vidéo sur un transect de plage donne une très bonne approximation de la bathymétrie effectivement mesurée par GPS dans la zone de levée et de surf externe avec une erreur quadratique ϵ_{rms} estimée à $\epsilon_{rms} = 19.5$ cm sur la zone 180 – 620 m. La barre externe a aussi été détectée mais sa crête connaît un déphasage observé de 50 m avec la mesure GPS. Ce déphasage s'explique par un défaut de redressement amplifié par le faible angle de vue de la caméra quand nous savons qu'un pixel peut couvrir quelques centaines de mètres au large. Dans la zone de surf interne, l'estimation de la célérité est systématiquement impactée par la propagation des différentes harmoniques générées au déferlement et qui voyagent moins vite que la vague principale. Ces résultats sont encourageants pour seulement 2h de suivi rigoureux.

3.3.6 Fraction de vagues déferlées

La fraction de vagues déferlées est estimée à partir des *timestacks* (Figure 3.18a) non filtrés. L'intensité lumineuse moyenne $I(x)$ du *timestack* (Figure 3.18b) représente les variations *cross-shore* du signal lumineux sur un profil de plage. Elle est typiquement composée d'une tendance lumineuse linéaire $I_0 + m_I x$ associée à un gradient d'éclairement du large vers la plage, et d'une ou plusieurs gaussienne(s) $G_i(x)$ associées au déferlement bathymétrique [Alexander, 2001, Aarninkhof et al., 2005a] sur les barres et dans le shorebreak :

$$I(x) = \underbrace{I_0 + m_I x}_{\text{tendance linéaire}} + \underbrace{I_b(x)}_{\text{déferlement}} \quad (3.26)$$

avec I_b sommant les contributions *cross-shore* gaussiennes de chaque déferlement i :

$$I_b(x) = \sum_{i=1}^{N_G} A_i e^{\left(\frac{x-\mu_i}{\sigma_i}\right)^2} \quad (3.27)$$

avec A_i , μ_i et σ_i respectivement l'amplitude, la position et la largeur de chaque gaussienne.

3.3 - Extraction de proxys bathymétriques issus de l'imagerie vidéo

Le nombre de vagues déferlées est simplement évalué en détectant et comptabilisant individuellement chaque front déferlé pour une position *cross-shore* donnée et en le normalisant ensuite par le nombre total de vagues observées dans le *timestack*. Le décompte est réalisé par une méthode d'*upcrossing* en fixant un seuil lumineux représentatif pour le déferlement. Une distribution est formée en regroupant l'information de chaque position. La fraction de vagues déferlées est alors déterminée en normalisant le nombre de vagues déferlées par le nombre total de vagues observées. La Figure 3.18c montre que la fraction de vagues déferlées sur la barre suit effectivement une distribution gaussienne centrée sur la même position μ_i et de même largeur σ_i que la gaussienne observée pour cette même barre sur le signal d'intensité moyenne $I(x)$. La troncature à gauche (côté plage) est due au seuil d'intensité lumineuse subjectivement imposé pour la détection des fronts déferlés. La fraction de vagues déferlées peut être ainsi simplement estimée

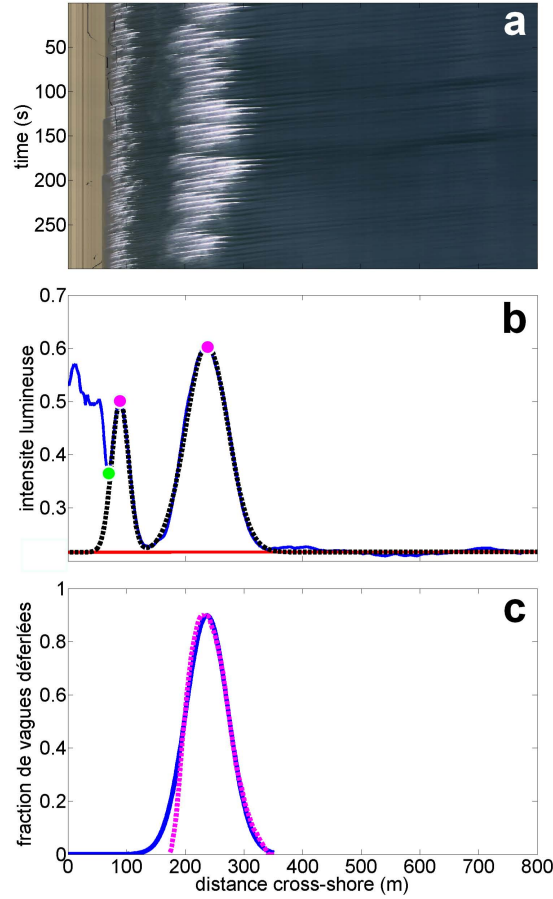


FIGURE 3.18 – Calcul de la fraction de vagues déferlées à partir d'un *timestack* de la plage du Truc Vert (a). (b) Décomposition du signal lumineux *cross-shore* moyen (bleu) en une tendance linéaire (rouge) et d'un ensemble de gaussienne de déferlement (– noir) avec détection de maximum de déferlement (points magenta) et ligne d'eau (point vert). (c) Estimation de la quantité de vagues déferlées par décompte (– magenta) et à partir du signal moyen (bleu).

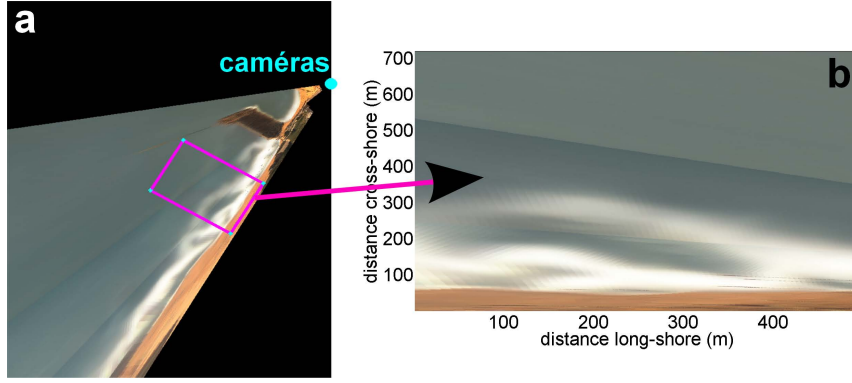


FIGURE 3.19 – Timex géoréférencé des plages Nord d'Anglet (a) en coordonnées Lambert et *timex* dérivé (b) dans le référentiel de la plage.

grâce aux caractéristiques du signal lumineux moyen et d'un décompte du nombre de vagues déferlées en un point au centre de la gaussienne associée au déferlement. Cette méthode n'est cependant pas adaptable et inutile dans le shorebreak, avec un décompte complexe des vagues déferlées du fait du déferlement de toutes les harmoniques.

3.3.7 Dissipation induite par le rouleau de déferlement

La dissipation induite par le rouleau de déferlement est un autre proxy de dissipation. Sa distribution spatiale bidimensionnelle est déterminée pour une zone d'étude donnée à partir des *timex* géoréférencés (Figure 3.19a) et recalés dans le référentiel de la plage (Figure 3.19b). La dissipation résultante est déterminée à partir d'un traitement de l'image assez fastidieux composé de plusieurs étapes [Aarninkhof and Ruessink, 2004]. Les premières étapes de prétraitement de l'image consistent à transformer l'image couleur en image en niveau de gris, à détecter et homogénéiser les *timex* résultants du fusionnement des images des différentes caméras (Figure 3.20), puis à soustraire la tendance linéaire d'éclairement (relation 3.26) pour chaque profil *cross-shore* du *timex*. En parallèle, la position de la ligne d'eau est détectée par une discrimination RGB [Almar

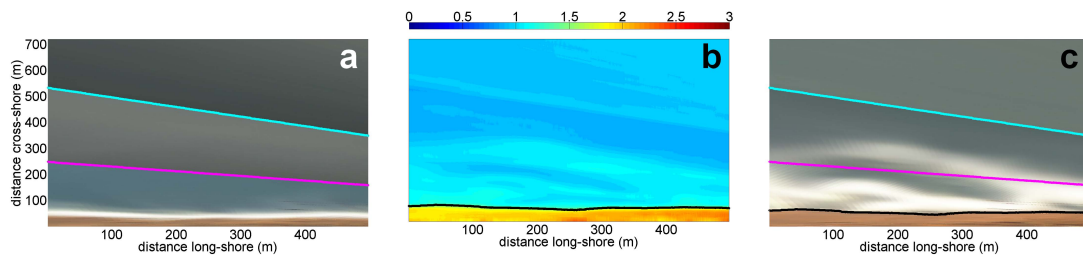


FIGURE 3.20 – Détection des zones de fusionnement des différentes caméras (a) pour homogénéisation du *timex*. (b) Détection de la ligne d'eau par discrimination RGB. (c) Représentation de la ligne d'eau et des fusionnements caméra sur un *timex* exploité.

3.3 - Extraction de proxys bathymétriques issus de l'imagerie vidéo

et al., 2012b] ou HSV [Aarninkhof, 2003] des pixels à l'interface eau/sable mouillé/sable sec selon les caractéristiques hydro-sédimentaires de la plage étudiée. Le déferlement bathymétrique est supposé suivre une distribution *cross-shore* gaussienne [cf relation 3.27, Aarninkhof and Ruessink, 2004]. Un ajustement gaussien est réalisé sur chaque transect à partir d'une détection semi-automatique [Pape, 2008] des maxima locaux associés au déferlement effectif (cf. *timex* Figure 3.21). Cet ajustement permet notamment de filtrer les artefacts lumineux liés à l'étalement spatial des fronts déferlés loin de la caméra quand la résolution d'un pixel couvrant plusieurs dizaines de mètres ne permet pas de décrire précisément les structures sableuses. Si cet ajustement gaussien est clairement réalisable pour des morphologies de plages barrées bidimensionnelles (Figure 3.21a) de type *Longshore Bar and Trough* (LBT) et *Low Tide Terrace* LTT [Wright and Short, 1984], il s'avère cependant complexe pour des morphologies de plages purement tridimensionnelles de type *Transverse Bar and Rip* (TBR) et *Rhythmic Bar and Beach* (RBB) par exemple lorsque les barres en croissant se connectent au haut de plage (Figure 3.21a).

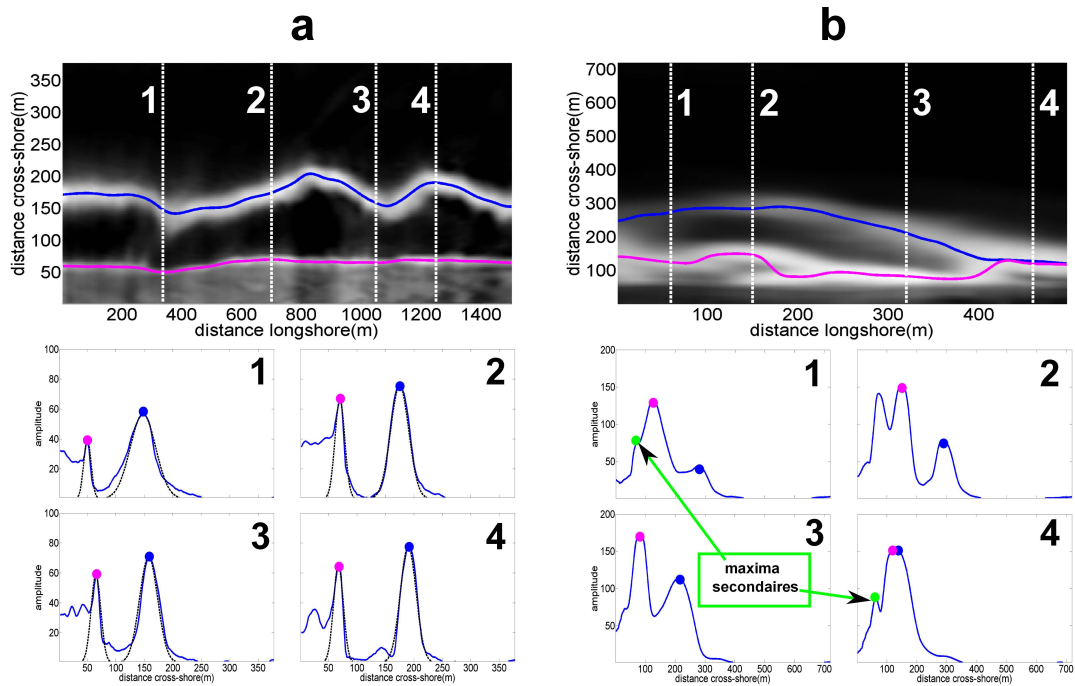


FIGURE 3.21 – *Timex* de deux configurations de plage différentes et ajustement gaussien. (a) plage barrée, GoldCoast, Australie ; (b) plage 3D, Anglet, France. Dans les *timex* les maxima de déferlement (bleu et magenta) ont été repérés par la méthode BLIM [Pape, 2008]. Pour chaque *timex*, 4 profils d'intensité lumineuse (1,2,3, et 4 en bleu) sont sélectionnés pour tester l'ajustement gaussien. Cet ajustement est possible pour la plage barrée (– noir), mais impossible pour la plage 3D, du fait de la présence de maxima secondaire (points verts) observées en plus des maxima de déferlement (points magenta) détectés par BLIM.

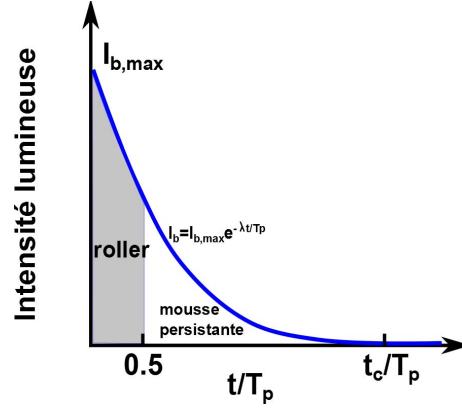


FIGURE 3.22 – Schéma d'illustration de la décroissance de luminosité du rouleau de déferlement en distinguant la partie active de la partie mousse persistante.

Dans ce cas, les maxima secondaires d'intensité lumineuse sont difficilement détectables, ce qui engendre une surestimation des largeurs de gaussiennes primaires et par conséquent un lissage des structures sableuses. Haller and Lyzenga [2003] et Aarninkhof and Ruessink [2004] ont aussi remarqué que la mousse blanche observée post-déferlement et signant la dissipation était composée d'une partie active due à la propagation du rouleau de déferlement et d'un effet de mousse persistante piégée dans la colonne d'eau. Dans le calcul de la dissipation, seule la contribution du roller est prise en compte en estimant le rapport F_s entre l'intensité lumineuse due du roller et l'intensité lumineuse totale au déferlement :

$$I_r(x) = F_s I_b(x) \quad (3.28)$$

F_s est évaluée à partir des *timestacks* et est fonction de la constante λ de décroissance exponentielle et de la durée de vie t_c du roller ainsi que de la période T_p des vagues [cf Figure 3.22, Aarninkhof and Ruessink, 2004].

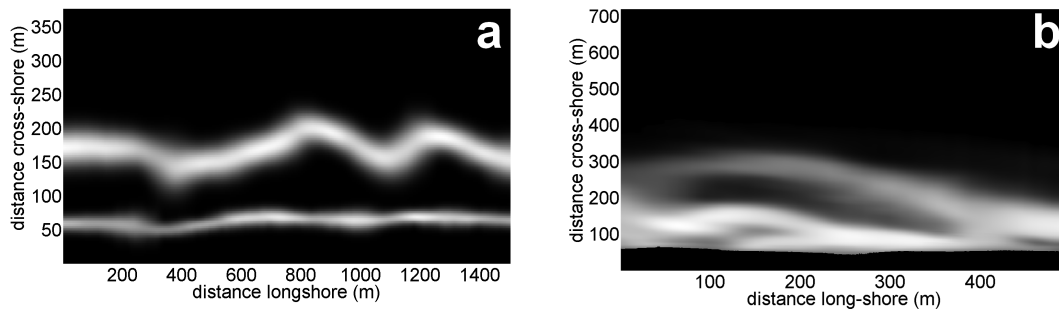


FIGURE 3.23 – Distributions de dissipation résultantes du traitement.(a) GoldCoast, Australie. (b) Plage des Cavaliers, Anglet, France.

L'intensité I_r est enfin normalisée et directement reliée à la dissipation D_r par :

$$D_r(x, y) = \left(\frac{I_r(x, y)}{\int_x \int_y I_r(x, y) dx dy} \right) \int_y E c_g \cos \theta dy \quad (3.29)$$

L'énergie E , la vitesse de groupe c_g des vagues et l'angle θ sont estimées aux bornes du domaine par un modèle hydrodynamique. La Figure 3.23 montre les distributions spatiales bidimensionnelles de dissipation résultantes pour les plages de la Gold Coast (Figure 3.23a) et d'Anglet (Figure 3.23b). La distribution de dissipation de la plage de la Gold Coast apparaît beaucoup plus nettement grâce à l'ajustement gaussien.

Limitations de la méthode

Toutes les étapes de traitement d'image sont importantes afin d'estimer au mieux la dissipation à partir du signal lumineux du *timex* de départ. Chaque étape peut introduire une source d'erreur qu'il est difficile de quantifier. Nous avons vu que l'ajustement gaussien et l'extraction de la partie active du rouleau de déferlement était importante pour déterminer la dissipation, mais elle n'est pas véritablement applicable sur des bathymétries tridimensionnelles complexes.

3.3.8 Topographie intertidale

La topographie intertidale est une frange de plage successivement recouverte à marée haute et découverte à marée basse. Dans cette zone, la topographie de plage peut être estimée soit par des relevés GPS réguliers soit par imagerie vidéo. La méthode vidéo se base sur la connaissance mutuelle de la position et de l'élévation de la ligne d'eau (Equation 3.24). Les *timex* vont permettre de détecter une série de positions de lignes d'eau moyennes sur un cycle de marée entier [cf. Figure 3.20b, Aarninkhof, 2003, Almar et al., 2012b] en supposant que la bathymétrie ne varie pas significativement sur le cycle. En parallèle, un modèle hydrodynamique va servir à quantifier l'élévation moyenne de la ligne d'eau à partir d'une bathymétrie récente à l'équilibre, en considérant les contributions du niveau de marée, d'une éventuelle surcôte, de l'élévation du niveau moyen associés aux conditions hydrodynamiques ambiantes et de l'incursion du jet de rive. La position et l'élévation de la ligne d'eau sont deux données complémentaires qui vont permettre de reconstruire localement la bathymétrie tridimensionnelle à partir des pentes locales de plage.

3.3.9 Autres proxys bathymétriques

D'autres proxys dérivés de la vidéo peuvent être potentiellement extraits afin de mieux caractériser les bathymétries immergées. Un des paramètres importants pour décrire au mieux le comportement non linéaire des vagues en zone de surf est la hauteur H_b des vagues au déferlement. Almar et al. [2012a] ont récemment réussi à évaluer H_b , à

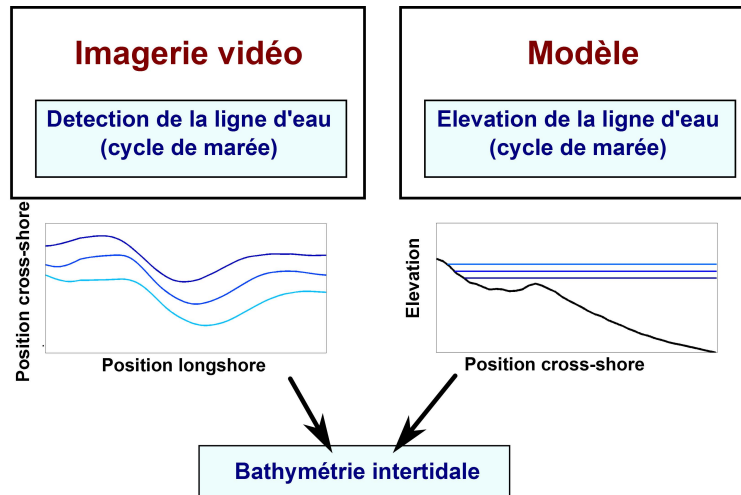


FIGURE 3.24 – Reconstruction de la bathymétrie intertidale à partir de la détection de différentes lignes d'eau par imagerie vidéo et de la prédiction d'élévation du niveau d'eau pour un cycle de marée. Les figures sont réalisées à partir de données extraites de notre étude sur les plages d'Anglet et illustrent les processus cités précédemment.

partir d'un *timestack* issu d'une caméra unique, mais la méthode est restreinte à l'hypothèse de faible angle de vue de la caméra ce qui n'est en pratique pas le cas, lorsque l'on cherche à placer les systèmes de caméra vidéo sur un point haut pour faciliter le géoréférencement, gommer l'effet de distorsion et améliorer la résolution spatiale d'un pixel. La méthode la plus fiable pour estimer H_b reste l'imagerie stéréoscopique [Benetazzo, 2006, de Vries et al., 2011] mais nécessite la focalisation d'un système de 2 caméras sur une même frange littorale, ce qui n'est pas le cas aujourd'hui pour les systèmes vidéo opérationnels. Les autres proxys qu'il serait intéressant d'extraire et d'inclure dans la liste des paramètres assimilables sont les courants de surface *longshore* [Chickadel et al., 2003, Wilson et al., 2012] pour une approche couplée vagues-courants ainsi que les différentes caractéristiques des rouleaux de déferlement (longueur, largeur, décroissance,...) [Haller and Catalàn, 2005, 2009].

3.3.10 Erreur de mesure et Fréquence d'acquisition des observations

Dans les différentes méthodes d'extraction de proxys bathymétriques, les erreurs de mesure sont dues erreurs liées à la fois au traitement de l'image global (filtrage, redressement,...) et au processus d'estimation des proxys. Ces erreurs sont de ce fait complexes à estimer. Leurs ordres de grandeur peuvent néanmoins être déterminés après inversion des proxys par comparaison de la bathymétrie estimée et mesurée par GPS (si elle est disponible). Par exemple, nous obtenons une erreur quadratique sur la bathymétrie qui nous permet d'estimer une erreur sur le proxy via la relation d'inversion.

3.4 - Développement de méthodes d'assimilation de données adaptées au problème d'inversion bathymétrique

La fréquence des acquisitions est variable selon que l'on s'intéresse à un évènement en particulier (avec typiquement une observation toutes les heures), ou à une évolution à moyen ou long-terme (1 observation par jour ou par semaine). Dans tous les cas, l'acquisition de la donnée vidéo peut être difficilement automatisée du fait d'un certain nombre de conditions climatiques, hydrodynamiques et morphologiques. L'idéal serait d'avoir la donnée sur un cycle entier de marée afin de déterminer complètement la topographie intertidale, et de caractériser les zones de dissipation moyenne et la célérité moyenne par transect de plage. De plus, il faut faire attention à ce que les données hydrodynamiques et de marée déterminées grâce à un modèle soient disponibles et cohérentes avec la série d'images étudiées au risque d'impacter l'estimation vidéo de topographie intertidale et de dissipation.

Dans la prochaine section nous développons la méthode d'assimilation que nous avons implémentée dans notre modèle 1DBEACH à partir des proxys vidéos les plus fiables et les plus couramment utilisés pour l'assimilation de données : la célérité des vagues, la dissipation induite par le rouleau de déferlement et la bathymétrie intertidale estimée. Nous développerons de ce fait une stratégie pour utiliser au mieux ces données.

3.4 Développement de méthodes d'assimilation de données adaptées au problème d'inversion bathymétrique

Les études morphodynamiques littorales ont des besoins en jeux de bathymétries que l'assimilation de données peut satisfaire. En réponse à notre problématique scientifique, nous proposons et décrivons ci-dessous des solutions adaptées pour les modèles d'évolution.

Les solutions en termes de méthode d'assimilation.

Dans une approche d'inversion bathymétrique sans évolution morphodynamique, des méthodes d'assimilation assez simples suffisent car elles ne sont pas contraintes par l'évolution temporelle de la matrice de covariance modèle $\mathbf{P}^b$. L'algorithme BLUE peut alors être implémenté pour l'étape de correction sous certaines conditions de linéarité de l'opérateur d'observation $\mathbf{H}$. De plus, la définition de la matrice de covariance d'erreur modèle $\mathbf{P}^b$ est un des points essentiels dans le développement de la méthode. Cette matrice peut être déterminée subjectivement, avec une certaine connaissance de la plage étudiée ou objectivement par une étude statistique de celle-ci. Bénéficier d'une évolution statistique complète (avec l'intégralité des morphologies possibles d'une plage donnée ou incomplète (parachever par des méthodes de reconstruction bathymétrique par inver-

sion ou *Empirical Orthogonal Function*(EOF)) permet une détermination de $\mathbf{P}^b$ grâce à une méthode d'ensemble. Cette méthode d'ensemble peut aussi être étendue à la globalité de l'étape de correction pour fournir un nouvel estimé bathymétrique à partir d'une moyenne sur les ensembles, pourvu que l'ensemble initial soit distribué autour de l'estimé *a priori*. Dans une approche dynamique, le choix d'une méthode d'assimilation adaptée est fortement limité par les processus fortement non linéaires qui contrôlent l'hydrodynamique et la morphodynamique littorales. En choisissant d'implémenter un filtre de Kalman d'ensemble, nous pouvons nous affranchir du calcul du linéarisé modèle $\mathbf{M}$ qui, comme nous l'avons montré au chapitre précédent, est nécessaire pour la propagation de la matrice de covariance modèle $\mathbf{P}^b$. Avec cette méthode, $\mathbf{P}^b$ évolue naturellement avec l'évolution morphologique de l'ensemble.

3.4.1 Le module d'assimilation de données dans 1DBEACH

Le module d'assimilation a été implémenté et intégré au modèle 1DBEACH en sortie du module de vagues pour ne pas interférer avec les calculs hydrodynamiques (Figure 3.1). L'étape d'assimilation va tout d'abord permettre aux paramètres hydrodynamiques calculés par le modèle d'être confrontés et corrigés en s'aidant des différents proxys bathymétriques quantifiés par imagerie vidéo. Une inversion bathymétrique est enfin implémentée afin de reboucler sur la hauteur d'eau moyenne $\bar{h}$ et ainsi quantifier la bathymétrie. Pour des considérations ensemblistes, cette étape d'assimilation correction est réalisée pour chaque membre de l'ensemble. Une interface en FORTRAN et/ou en shell va permettre dans ce cas de subordonner tous les calculs.

3.4.2 Description des méthodes d'assimilation de données

Les méthodes d'assimilation que nous avons développées sont fortement inspirées des études de [Van Dongeren et al., 2008] pour l'aspect opérationnel et la correction bathymétrique multi-source et de Wilson et al. [2010] pour l'implémentation pratique. Nous décrivons maintenant les fondements de notre méthode.

3.4.2.1 Hétérogénéité des données

Les observations que nous avons utilisées pour notre étude sont la célérité c^0 [eg. Stockdon and Holman, 2000], la dissipation par déferlement bathymétrique D^0 [eg. Aarninkhof and Ruessink, 2004] et la topographie intertidale et de haut de plage z_I^0 [eg. Aarninkhof, 2003] et forment le vecteur d'observation $\mathbf{y}^0$:

$$\mathbf{y}^0 = \begin{pmatrix} c^0 \\ D^0 \\ z_I^0 \end{pmatrix}. \quad (3.30)$$

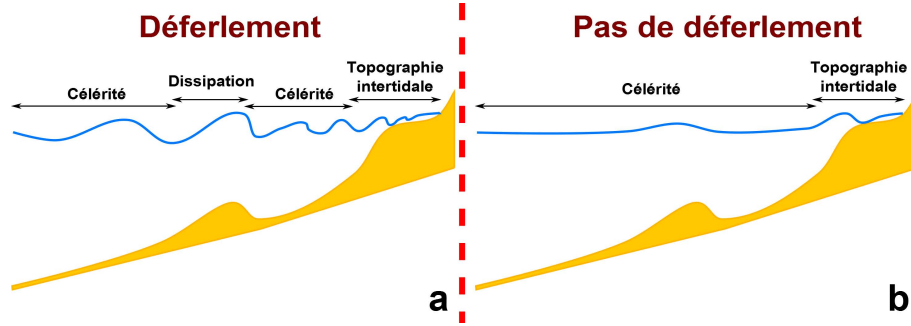


FIGURE 3.25 – Répartition et choix des observations (a) avec et (b) sans déferlement sur la (les) barre(s).

A noter aussi que D^0 peut représenter la quantité de vagues déferlées en tant que proxy de dissipation. Ces observations sont hétérogènes en nature, qualité et densité (cf. section précédente). Nous avons vu que l'extraction et l'estimation de ces informations connaissent quelques limitations significatives en termes de faisabilité et de calculs d'erreur de mesure. L'objectif n'est donc pas d'autoriser chaque source à corriger la globalité du profil de plage de la zone de levée à la zone de jet de rive, au risque d'introduire localement de fortes erreurs. Un bon compromis est plutôt de se baser sur la complémentarité et la qualité de l'ensemble des proxys et leur pertinence à caractériser chaque zone du profil. Par exemple, la dissipation D^0 est liée au déferlement et donc caractérisera la présence des barres sableuses (Figure 3.25a). Nous éviterons d'ailleurs d'utiliser cette source de correction dans la zone de jet de rive car aucune paramétrisation de la dissipation ne permet aujourd'hui de décrire correctement ce qui s'y passe réellement, nous préférons donc la donnée topographique dans cette zone si elle est disponible. La topographie intertidale z_i^0 corrigera ainsi une zone s'étendant de la ligne d'eau jusqu'au haut de plage. En cas de non déferlement sur les différentes barres immergées, la célérité peut être utilisée du large à la zone de jet de rive (Figure 3.25b). En cas de déferlement (taux de déferlement significatif, Figure 3.25a), elle sera évaluée en zone de levée et potentiellement pour la reforme (sous réserve de filtrage des harmoniques), laissant le relai à la dissipation en présence du rouleau de déferlement. Notre approche est axée sur la précision, la complémentarité, la localisation et la pertinence des observations plutôt que sur l'abondance et la redondance d'informations qui peuvent potentiellement introduire de l'erreur. De plus, la méthode permet le recoupement des informations pour plus de flexibilité en matière de correction sans transitions brutes entre les corrections par les différentes sources. Enfin, la résolution des observations est une dernière source d'hétérogénéité. Elle se doit d'être plus fine dans les régions les plus dynamiques et à forte rupture de pente (barres et haut de plage) et plus lâche sur le reste du profil avec en perspective une méthode adaptative de gestion d'observations.

Dans le cadre de la correction bathymétrique ces observations sont d'abord combinées avec les informations modèles correspondantes (c^b , D^b et z_i^b) (cf. section 3.2) afin de fournir un nouvel estimé du vecteur d'état $\mathbf{x}$:

$$\mathbf{x} = \begin{pmatrix} c \\ D \\ z_I \end{pmatrix}, \quad (3.31)$$

puis une nouvelle estimation de la topographie de plage $\mathbf{z}$ par inversion bathymétrique.

3.4.2.2 Définition des matrices de covariance d'erreur

Dans le chapitre précédent nous avons vu que les matrices de covariance d'erreur jouent un rôle prépondérant en déterminant les différents poids accordés aux observations et au modèle dans la correction. Dans cette partie nous décrivons la méthode d'estimation de ces matrices que nous avons développée et qui est basée sur une méthode ensembliste.

Hypothèse sur la source des erreurs

Le modèle génère systématiquement de l'erreur dans la prédiction d'évolution du fond sableux. Cette erreur est composée d'une erreur de processus due à l'appréhension de la physique et d'une erreur liée à la spécification des conditions aux limites, du forçage et de la bathymétrie initiale. Les efforts de la communauté scientifique se sont généralement portés sur la réduction de l'erreur processus. De plus, les forçages de vagues et de marée nécessaires sont des données généralement fiables pour les études de validation d'un modèle, car issues d'un modèle et/ou d'une bouée. En revanche, les jeux de bathymétries sont disponibles de manière plus irrégulière (sauf dans le cadre de campagne de mesure). Il est donc difficile de pouvoir déterminer précisément la bathymétrie d'une plage donnée au temps t_0 , date de début d'une simulation. Une solution simple est le recours à une bathymétrie récemment mesurée (avant t_0) ce qui va forcément impacter sur les résultats de la validation. Dans notre étude nous avons supposé que la principale source d'erreur était donc liée à la mauvaise spécification de la bathymétrie initiale en supposant de ce fait l'erreur de processus et l'erreur due au forçage suffisamment petites. Nous avons construit par la suite toutes nos matrices de covariance d'erreur en suivant cette hypothèse.

Les matrices de covariance d'erreur d'ébauche

Les matrices de covariance d'ébauche sont définies à l'étape d'initialisation du processus d'assimilation afin d'inciter la correction. Dans notre étude nous avons choisi de définir les matrices de covariance d'erreur modèle en utilisant une méthode d'ensemble [Fischer, 2003] qui rend possible la caractérisation mutuelle des variances et covariances d'erreur et donc une correction non locale, *i.e.* l'influence d'une observation est étendue

3.4 - Développement de méthodes d'assimilation de données adaptées au problème d'inversion bathymétrique

à son proche voisinage. Notre approche s'inspire des études de Mourre et al. [2004] et Wilson et al. [2010] (Figure 3.26). Elle consiste à créer tout d'abord un set de m bathymétrie avec $m = O(100)$ en cohérence avec les états de plage couramment observés et couvrant un large panel de morphologies de plage possibles. Cet ensemble peut être construit par complémentarité de différentes méthodes, soit en bénéficiant d'un jeu de bathymétries conséquent déjà relevé sur la plage étudiée, soit par inversion bathymétrique (simple/assimilation) soit à partir d'une analyse en composante principale ou par méthode EOF à condition que les caractéristiques des différents corps sableux restent réalistes. L'objectif est de pouvoir obtenir un ensemble de m bathymétries représentatives de la statistique d'états de plage réels. Ces m bathymétries vont servir de profils initiaux pour un modèle hydrodynamique (ici 1DBEACH) afin de déterminer un ensemble de m célérités c , dissipations D et bathymétries intertidales z_i . A noter que les paramètres de vagues H_s et T_p au large sont systématiquement perturbés de manière aléatoire ($\pm 10\%$ de leurs valeurs environ) pour tenir compte de la variabilité des conditions hydrodynamiques. Ce processus est nécessaire notamment pour une bonne définition des matrices de covariance de dissipation. Enfin si φ dénote indépendamment une de ces trois variables, nous pouvons alors définir chaque matrice de covariance $\mathbf{P}_\varphi^b$ par :

$$\mathbf{P}_\varphi^b = \frac{1}{m-1} \sum_{i=1}^m (\varphi_i^b - \bar{\varphi}^b)(\varphi_i^b - \bar{\varphi}^b)^T \quad (3.32)$$

avec $\bar{\varphi}$ la moyenne de l'ensemble :

$$\bar{\varphi} = \frac{1}{m} \sum_{i=1}^m \varphi_i^b \quad (3.33)$$

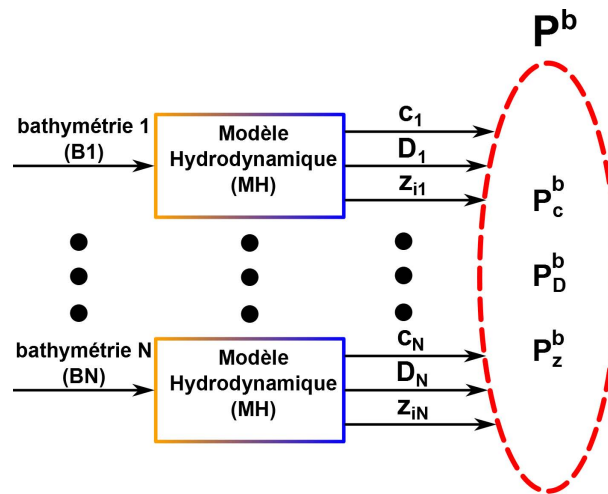


FIGURE 3.26 – Principe d'estimation statistique de la matrice de covariance d'erreur modèle

3 - Développement d'une plateforme d'assimilation de données

Enfin la matrice $\mathbf{P}_\varphi^b$ ainsi définie permet via des corrections non-locales de corriger l'estimé modèle φ^b même dans des zones où les données sont éparées voire inexistantes. Cependant pour éviter qu'une simple observation ait une influence à longue distance c'est-à-dire sur le profil tout entier (cf. section 2.2.7), nous avons relocalisé la matrice d'erreur $\mathbf{P}_\varphi^b$ en lui imposant un produit de Schur-Hadamard avec une matrice G_L de type gaussienne [Houtekamer and Mitchell, 2001, Hamill et al., 2001] :

$$G_L = (\exp(-r_{i,j}^2/2L^2))_{1 \leq i,j \leq n} \quad (3.34)$$

avec $r_{i,j}$ la distance d'un point de grille à l'observation et L le facteur de localisation.

Ce processus de relocalisation est illustré par la Figure 3.27 qui représente une matrice de covariance d'erreur évaluée à partir d'un ensemble de profils issus de l'expérience en laboratoire MODLIT (décrite dans la partie Résultats, Figures 3.27a et b). Nous remarquons que les variances de cette matrice sont maximales dans les zones les plus dynamiques du profil, au voisinage de la barre subtidale et du haut de plage. La matrice gaussienne localisée résultante (Figure 3.27c) a typiquement la même amplitude que la précédente mais une largeur de bande définie par le facteur de localisation L à déterminer et qui tend à réduire l'influence d'une observation dans un certain voisinage (Figure 3.27d).

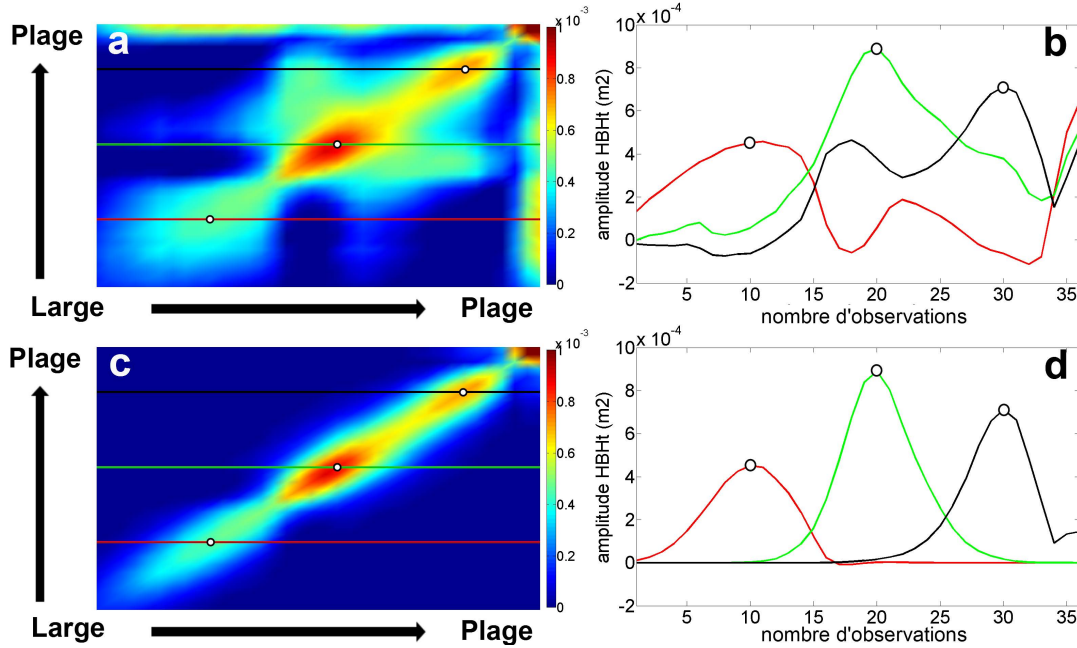


FIGURE 3.27 – Illustration du phénomène de localisation de la matrice d'erreur modèle avec à gauche, les matrices de covariance projetées dans l'espace des observations et à droite 3 transects correspondants. Les matrices sont construites à partir de données bathymétriques (405 profils de plage) issues d'une expérience en laboratoire (MODLIT 2008) décrites dans la partie résultat. Matrices et transects non-localisé (a,b), et après localisation (c,d).

3.4 - Développement de méthodes d'assimilation de données adaptées au problème d'inversion bathymétrique

Le choix de ce facteur sera discuté dans la partie résultat. Lorsqu'aucune statistique de plage n'est disponible et plus généralement dans le cadre opérationnel, une alternative est d'imposer une gaussienne dont la distribution est uniforme en tout point de grille, pourvu que l'on puisse simplement et de façon réaliste estimer son amplitude. Cette amplitude pourrait être estimée grâce à l'imagerie vidéo, par exemple en un point où l'observation φ^{obs} est fiable et de valeur représentative.

La matrice de covariance d'erreur d'ébauche $\mathbf{P}^b$ regroupe les contributions des matrices de covariance d'erreur de tout les φ (c , D et z_i) en les supposant indépendantes l'une de l'autre. $\mathbf{P}^b$ se réécrit donc par bloc :

$$\mathbf{P}^b = \begin{pmatrix} \mathbf{P}_c^b & 0 & 0 \\ 0 & \mathbf{P}_D^b & 0 \\ 0 & 0 & \mathbf{P}_z^b \end{pmatrix}. \quad (3.35)$$

Les matrices de covariance d'erreur d'observation

Jusqu'ici nous avons considéré les matrices de covariance d'erreur d'observation $\mathbf{R}_\varphi$ diagonales en considérant les erreurs indépendantes entre elles, avec les variances d'erreur définies comme l'ensemble des contributions des erreurs du traitement d'image jusqu'à l'estimation physique de chaque source. Cependant, les observations et leurs erreurs sont indirectement mesurées et donc liées entre elles par les différents processus d'extraction et d'estimation ; les considérer comme indépendantes constitue une première approximation. La matrice globale de covariance d'observation $\mathbf{R}$ est aussi composée de blocs indépendants :

$$\mathbf{R} = \begin{pmatrix} \mathbf{R}_c & 0 & 0 \\ 0 & \mathbf{R}_D & 0 \\ 0 & 0 & \mathbf{R}_z \end{pmatrix}. \quad (3.36)$$

3.4.2.3 Etape de correction bathymétrique

La correction ou reconstruction bathymétrique par assimilation des observations collectées va permettre de caractériser un état de plage à un instant t à partir de l'ébauche modèle et des observations. Pour des cas de reconstructions bathymétriques simples sans évolution du fond sableux, les modules morphodynamiques ne sont pas utilisés (cf. Figure 3.1). En effet, le module d'assimilation n'a besoin d'interagir qu'avec le module hydrodynamique, étant donné que les observations sont essentiellement de nature hydrodynamique (exceptée la topographie intertidale et de haut de plage dont le lien est évident avec la topographie globale). Après spécification d'une bathymétrie initiale à corriger et des matrices de covariance d'erreur, l'étape de correction se compose typiquement d'une étape d'assimilation des observations (c^0 , D^0 , z_i^0) dérivées de la vidéo dans le modèle, ainsi que d'une étape d'inversion bathymétrique. Cette dernière étape d'inversion est nécessaire pour les études de reconstruction bathymétrique afin de reboucler sur l'élévation du fond sableux z et ainsi connaître la morphologie de notre profil. Dans cette partie

nous décrivons d'abord nos méthodes d'assimilation, l'une déterministe par le BLUE, l'autre stochastique par méthode d'ensemble, puis nous détaillons les processus d'inversion bathymétrique propres à chacune de nos variables c et D .

Etape de correction déterministe

La première méthode d'assimilation que nous avons implémentée se base simplement sur la correction via l'algorithme du BLUE réalisée sous certaines hypothèses de linéarité des opérateurs. Lorsque les matrices de covariance d'erreur ont été initialisées, l'algorithme BLUE combine au mieux les informations provenant des observations vidéos et de l'ébauche modèle, séquentiellement pour chacune des différentes sources de correction c , D et z_i (cf Figure 3.28), afin de minimiser l'erreur d'analyse $\mathbf{P}^a$ résultante. Le gain de Kalman $\mathbf{K}$ va être tout d'abord calculé à partir des matrices d'erreur de covariance $\mathbf{R}$ et $\mathbf{P}^b$ (définies dans la section précédente 3.4.2.2) et de l'opérateur d'observation global $\mathbf{H}$ (relation 2.17). Pour l'instant, nous avons considéré $\mathbf{H}$ dans une forme simple : c'est un opérateur d'interpolation linéaire ou polynômiale selon la résolution des différentes observations. En prenant en compte les 3 sources, il se décompose comme :

$$\mathbf{H} = \begin{pmatrix} \mathbf{H}_c & 0 & 0 \\ 0 & \mathbf{H}_D & 0 \\ 0 & 0 & \mathbf{H}_z \end{pmatrix}. \quad (3.37)$$

Une fois le gain $\mathbf{K}$ calculé, l'analyse $\mathbf{x}^a$ est simplement estimée par la relation 2.13. Enfin, la nouvelle matrice d'erreur d'analyse $\mathbf{P}^a$ est formée et permet de rendre compte de l'effort de minimisation de l'erreur modèle.

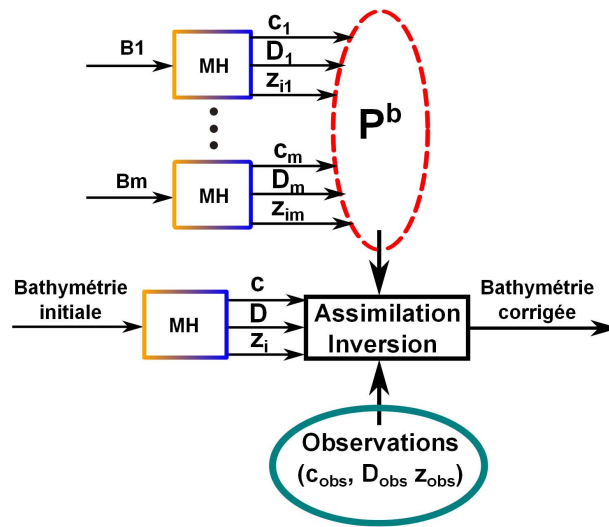


FIGURE 3.28 – Principe de l'assimilation de données pour l'inversion bathymétrique. Une matrice de covariance d'erreur modèle est créée par une approche d'ensemble. Les proxys observés et modèle sont combinés afin d'estimer une nouvelle bathymétrie.

3.4 - Développement de méthodes d'assimilation de données adaptées au problème d'inversion bathymétrique

Si nous considérons que chaque paramètre φ de $\mathbf{x}$ est corrigé indépendamment, nous avons résolu pour chaque φ :

$$\begin{cases} \mathbf{K}_\varphi = \mathbf{P}_\varphi^b \mathbf{H}_\varphi^T (\mathbf{H}_\varphi \mathbf{P}_\varphi^b \mathbf{H}_\varphi^T + \mathbf{R}_\varphi)^{-1} \\ \varphi^a = \varphi^b + \mathbf{K}_\varphi (\varphi^0 - \mathbf{H}_\varphi \varphi^b) \\ \mathbf{P}_\varphi^a = (\mathbf{I} - \mathbf{K}_\varphi \mathbf{H}_\varphi) \mathbf{P}_\varphi^b \end{cases} \quad (3.38)$$

Etape de correction stochastique par méthode d'ensemble

Cette méthode n'est autre que l'application directe de l'étape d'analyse du filtre de Kalman d'ensemble (cf. relations 2.38, 2.41 et 2.43). Dans la méthode précédente, l'ensemble de m membres (B_j, c_j, D_j et z_{ij}), est utilisé seulement dans le but de former une matrice de covariance d'erreur (cf. Figure 3.28), et la correction bathymétrique via l'algorithme BLUE constitue une étape totalement indépendante et est implémentée sur un unique profil. Dans la correction par méthode d'ensemble, les m profils bathymétriques vont être simultanément corrigés pour former un profil moyen résultant (Figure 3.29). L'ensemble de m profils est cependant défini de manière plus stricte. L'ensemble des bathymétries initiales ($B_j, j = 1, \dots, m$) nécessite d'être distribué (généralement de façon gaussienne), autour de la bathymétrie $\bar{B}_{init}$ à corriger :

$$\bar{B}_{init} = \frac{1}{m} \sum_{j=1}^m B_j \quad (3.39)$$

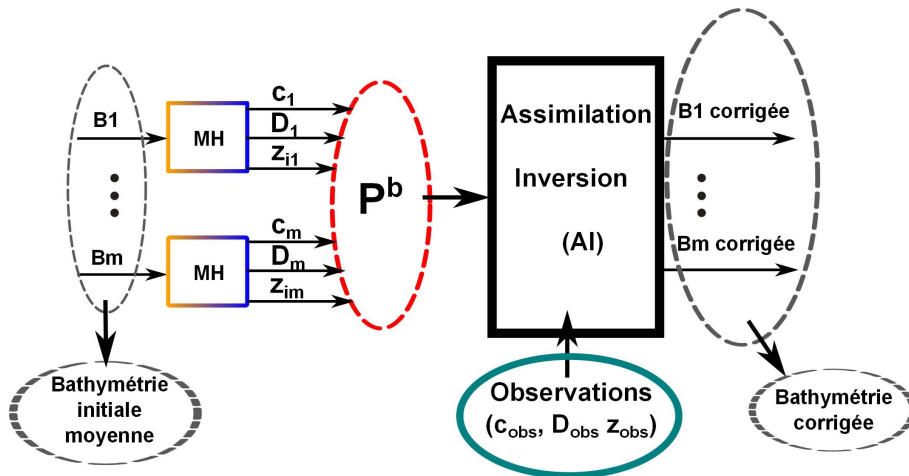


FIGURE 3.29 – Principe de la méthode d'ensemble. La correction se fait sur le même principe sauf que l'ensemble des bathymétries d'entrée doivent être distribuées autour de la bathymétrie initiale. La bathymétrie résultante est la moyenne des bathymétries corrigées.

3 - Développement d'une plateforme d'assimilation de données

A partir de ce set de bathymétries, le module hydrodynamique donne une estimation des différents paramètres modèle φ à corriger en respectant :

$$\bar{\varphi} = \frac{1}{m} \sum_{j=1}^m \varphi_j \quad (3.40)$$

Pour chaque membre j , les paramètres $x_j = [c_j, D_j, z_{Ij}]$ vont être séquentiellement corrigés via le BLUE par la même observation $y^0 = [c^0, D^0, z_I^0]$ (cf. relation 3.38 et section 1.2.7 pour plus de détails) en prenant systématiquement en compte une perturbation aléatoire additionnelle (environ 10 à 20 % des valeurs observées) afin de maintenir une certaine variabilité statistique au sein de l'ensemble. Pour chaque membre, chaque proxy bathymétrique est ensuite inversé pour déterminer un ensemble de bathymétries analysées B_j^a . Le nouvel estimé de la bathymétrie $\bar{B}_{res}$ est la résultante moyenne de l'ensemble des bathymétries B_j^a :

$$\bar{B}_{res} = \frac{1}{m} \sum_{j=1}^m B_j^a \quad (3.41)$$

Cette méthode nous laisse envisager une correction multi-1D de profils de plage afin d'évaluer/reconstruire des morphologies 3D.

Dans un cas simple de reconstruction ponctuelle de profil, nous verrons que ces méthodes donnent des résultats similaires par convergence vers la même observation. Toutefois, la correction par méthode d'ensemble a été développée dans une perspective d'assimilation dynamique pour l'évolution temporelle de profils de plage. Dans la dernière partie nous verrons l'adaptation de cette méthode dans le cas dynamique. Pour compléter cette correction nous allons maintenant décrire les formulations d'inversion bathymétrique que nous avons utilisées.

Inversion bathymétrique

L'étape d'inversion est implémentée comme nous l'avons évoqué, après l'étape de correction de chaque paramètre φ afin de pouvoir estimer une bathymétrie $\mathbf{z}$. L'élévation du fond $\mathbf{z}$ est ajustée en sommant les contributions de tous les proxys φ :

$$\mathbf{z}^a = \mathbf{z}^b + \sum_{\varphi} \mathbf{F}_{\varphi}(\varphi^a), \quad (3.42)$$

où $\mathbf{F}$ est un opérateur d'inversion spécifique à chaque proxy. L'inversion bathymétrique est détaillée ici pour chaque proxy. Elle doit être réalisée en cohérence avec la physique du modèle, *i.e.* la relation $\varphi = f(\mathbf{z})$ que nous inversons est strictement la même que celle implémentée dans le modèle.

3.4 - Développement de méthodes d'assimilation de données adaptées au problème d'inversion bathymétrique

Le lien entre la topographie intertidale z_I et la bathymétrie $\mathbf{z}$ est direct et ne nécessite pas d'inversion particulière. Cependant, la célérité c et la dissipation D ne permettent pas d'estimer directement l'élévation du fond $\mathbf{z}$ mais la profondeur d'eau moyenne $\bar{h}$. La correspondance entre ces 2 grandeurs est établie via la relation : $\bar{h} = \mathbf{z} + \bar{\eta} + z_{tide}$ où z_{tide} représente l'élévation du niveau d'eau due à la marée.

Pour estimer la profondeur d'eau moyenne $\bar{h}$, la célérité c est inversée en utilisant la relation de dispersion linéaire 3.4 :

$$\bar{h} = \frac{1}{k} \tanh^{-1}\left(\frac{k}{g}c^2\right), \quad (3.43)$$

avec le nombre d'onde k estimé par $k = \omega/c$ où ω est la pulsation de l'onde. A termes, cette inversion sera non linéaire [Grilli, 1998, Catalàn and Haller, 2007, Tissier et al., 2011] avec l'inclusion notamment de la hauteur de vague au déferlement H_b dans la formulation 3.4 (voire comme proxy assimilable).

En revanche, il n'existe pas de lien direct entre la dissipation $D = D_r$ induite par le rouleau de déferlement et la hauteur d'eau $\bar{h}$ même si la dépendance apparaît évidente visuellement (déferlement bathymétrique). Nous avons donc suivi la stratégie proposée par Van Dongeren et al. [2008] qui consiste à utiliser la dissipation $D = D_w$ du mouvement organisé des vagues comme un proxy de D_r et de décomposer la dérivée $dD_w/d\bar{h}$ en utilisant les relations 3.5 3.6 et 3.7 afin d'établir le lien $D_w = f(\bar{h})$:

$$\frac{\partial D}{\partial \bar{h}} = \frac{\partial D}{\partial \Gamma} \frac{\partial \Gamma}{\partial H_b} \frac{\partial H_b}{\partial \bar{h}}, \quad (3.44)$$

où $\Gamma = (H_b/H_{rms})^2$ Le détail de la décomposition de cette dérivée en chaîne est donnée dans Van Dongeren et al. [2008]. $dD_w/d\bar{h}$ va être finalement inversée en utilisant une fonction de transfert inverse F_i :

$$F_i = \frac{dD_w/d\bar{h}}{(dD_w/d\bar{h})^2 + \delta^2} \quad (3.45)$$

avec δ une constante pour que F_i soit toujours définie et choisie arbitrairement et suffisamment petite. Nous remarquons que la détermination de la dérivée $dD_w/d\bar{h}$ nécessite le calcul des hauteurs de vagues quadratiques H_{rms} et au déferlement H_b qui peuvent être estimées seulement par le modèle. Un des risques est que ces paramètres ne soient pas cohérents avec la dissipation effective D_w . Nous avons implémenté une méthode itérative afin d'ajuster progressivement tous les paramètres hydrodynamiques tels H_{rms} et H_b en cohérence avec la dissipation observée et pour une estimation correcte de la profondeur $\bar{h}$. Cependant cette méthode peut ne pas converger lorsque la dissipation modèle D^b est trop différente de la dissipation observée D_0 , i.e. lorsque la bathymétrie d'entrée du modèle est trop différente de celle observée. Dans le cas de gros bouleversement de morphologie de plage, par exemple consécutivement à une tempête, il vaudra mieux choisir

3 - Développement d'une plateforme d'assimilation de données

la célérité et la topographie de plage comme sources de correction préalables.

A défaut de ne pas avoir directement d'observation de dissipation, nous pouvons utiliser la fraction de vagues déferlées dans les calculs. Dans ce cas, nous considérons simplement $D = q_b$ avec q_b définie par Baldock et al. [1998] comme :

$$q_b = e^{-(H_b/H_{rms})^2} \quad (3.46)$$

Sur le même principe que pour la dissipation, l'inversion de q_b est réalisée en substituant D_w par q_b et en estimant la fonction de transfert inverse F_i . Dans ce cas, seule la composante $\partial D/\Gamma$ diffère (cf. relation 3.44).

Spécificité de la méthode

Lorsque le profil initial à corriger et le profil effectivement observé sont singulièrement différents, une seule itération de correction ne suffit pas à reconstruire correctement un profil de plage. Ce cas de figure est envisageable lors d'un (ou d'une succession) d'événement(s) énergétique(s) avec un profond remodelage des structures sableuses. Dans ce cas, le recours à des sous-itérations peut être nécessaire pour permettre une correction rapide et précise du profil. Cette approche s'inspire de la méthode "*running in place*" suggérée par Kalnay and Yang [2010] et Yang et al. [2012]. Un critère de convergence peut être déterminé sur l'évolution de l'erreur en considérant par exemple la différence $\mathbf{P}^a - \mathbf{P}_i^b = \mathbf{K}_i \mathbf{H}$ à chaque itération i et en lui imposant un seuil.

3.4.3 Perspectives en assimilation dynamique

L'assimilation de données dynamique permet d'intégrer directement l'inversion bathymétrique dans les modèles d'évolution morphologique du fond sableux à travers un schéma de type prévision/correction (cf. Figure 3.30).

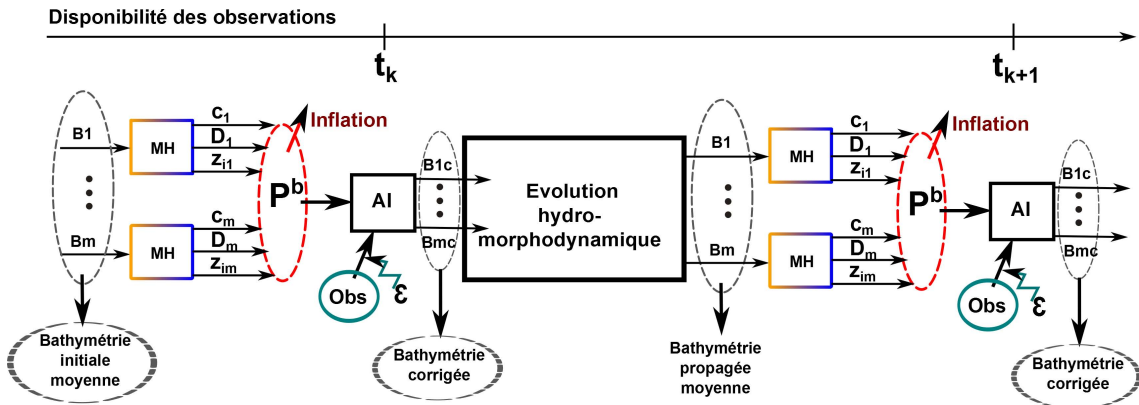


FIGURE 3.30 – Principe du Filtre de Kalman d'ensemble. La modèle réalise une succession d'étapes de prévision/correction afin de décrire l'évolution bathymétrique.

3.4 - Développement de méthodes d'assimilation de données adaptées au problème d'inversion bathymétrique

Cette approche est développée à des fins opérationnelles mais n'est pas encore implémentée dans les modèles couplés hydro-morphodynamiques [Van Dongeren et al., 2008, Wilson et al., 2010]. Si l'implémentation d'un filtre de Kalman d'ensemble semble un choix judicieux compte-tenu des non-linéarités de la physique littorale, elle nécessite des coûts de calcul encore prohibitifs pour les modèles 2DH et 3D et/ou un remaniement de l'architecture du code. Cet aménagement de structure doit pouvoir permettre de prendre en charge la subordination et la parallélisation des tâches de calculs. Pour notre modèle 1DBEACH nous en sommes seulement aux prémices du développement de cette approche dynamique. Notre interface est codée en FORTRAN mais n'est pas encore parallélisée. La faisabilité de la méthode est cependant largement facilitée par la considération de problèmes à faibles dimensions $n = O(10^{2-3})$.

L'étape de correction/inversion est réalisée en amont des modules morphodynamiques qui gèrent les étapes de prévision entre 2 temps d'observation. L'étape de correction est typiquement réalisée par application du BLUE à chaque membre de l'ensemble en utilisant des observations aléatoirement perturbées y_j^0 avec $\{j = 1, \dots, m\}$ [Burgers et al., 1998, cf. relation 1.44] pour ne pas sous-estimer les erreurs modèle résultantes. Une fois corrigés les paramètres c_j , D_j et z_{ij} sont successivement inversés afin de déterminer un nouvel ensemble de bathymétries B_j . Une autre alternative serait de ne pas reboucler directement sur la profondeur $\bar{h}$ (inversion bathymétrique) mais d'implémenter une méthode itérative afin de faire converger les paramètres hydrodynamiques en cohérence avec les valeurs corrigées de célérité c et dissipation D .

L'étape de prévision consiste ensuite à propager les différents paramètres entre 2 temps d'assimilation k et $k + 1$ (relation 2.47). Le filtre de Kalman d'ensemble permet ainsi de s'affranchir de l'étape d'évolution de la matrice de covariance d'erreur modèle $\mathbf{P}_k^f$ symbolisée par le produit matriciel $\mathbf{M}\mathbf{P}_k^a\mathbf{M}^T$, car toute l'information sur l'erreur est implicitement contenue par l'évolution de l'ensemble. Cependant, l'erreur modèle $\mathbf{Q}^k$ doit être estimée afin de constituer l'erreur de prévision $\mathbf{P}_{k+1}^f$ résultante au temps d'observation $k + 1$. Cette erreur reste difficile à estimer autrement que par la validation du modèle ou par hypothèse sur sa distribution. Dans notre approche, nous avons systématiquement augmenté notre matrice d'erreur résultante $\mathbf{P}^f$ par un facteur d'inflation v légèrement supérieur à 1 pour pallier à une éventuelle sous-estimation des variances et covariances d'erreur et à ce manque d'informations sur la matrice $\mathbf{Q}^k$.

Cette méthode est encore en développement. Nous décrirons quelques résultats préliminaires dans le dernier chapitre de ce manuscrit.

Chapitre 4

Inversion bathymétrique par assimilation de données

Dans ce chapitre nous présentons d'abord un cas de validation du modèle Beach-Wizard [Van Dongeren et al., 2008] pour les plages d'Anglet, i.e. sur une bathymétrie tridimensionnelle afin de nous familiariser avec le module d'assimilation préexistant dans le modèle XBEACH [Roelvink et al., 2009]. Puis nous présenterons des cas de validation de notre modèle d'assimilation de données pour l'inversion bathymétrique sur des cas réels ou synthétiques à partir des jeux de données dont nous disposons pour l'expérience MODLIT [Michallet et al., 2013, Castelle et al., 2010b] et pour la campagne de mesure du TrucVert [Sénéchal et al., 2011].

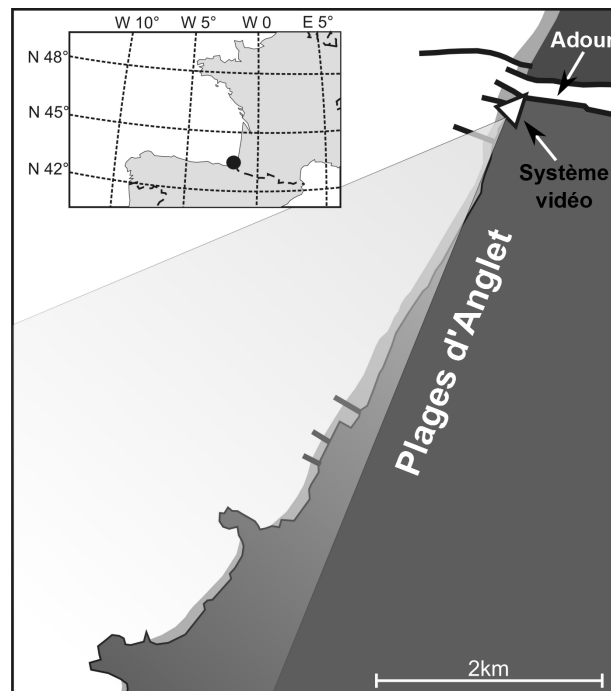


FIGURE 4.1 – Situation géographique du littoral Nord Angloy avec l'emplacement et l'emprise du système vidéo ainsi que la localisation des différents épis rocheux.

4.1 Application du modèle BeachWizard aux plages Nord d'Anglet

4.1.1 Suivi vidéo des plages Nord d'Anglet

Le domaine littoral d'Anglet s'étend sur environ 4,5 km du cap Saint-Martin (Sud) à l'embouchure de l'Adour (Nord) qui marque la frontière Nord-Ouest du Pays Basque (Figure 4.1). C'est un pan de côte fortement anthropisé aujourd'hui en proie à l'érosion et qui concentre un grand nombre d'aménagements côtiers réalisés aux détriments du cordon dunaire. La dynamique hydro-sédimentaire a été profondément modifiée dans cette zone tout d'abord par les différentes opérations de dragage de l'embouchure (pour pallier à son ensablement) et de clapage en zone littorale, puis par les différentes structures en dur (épis, digues) successivement construites pour tenter de stabiliser le trait de côte. La morphologie de ces plages, intermédiaires dans la classification de [Wright and Short, 1984], montre l'omniprésence de barres sableuses sous-marines tridimensionnelles. L'environnement est mésotidal [Rihouey, 2004] avec des pentes de haut de plage localement fortes ($\approx 1/10$). La côte Angloye est orientée Ouest-Nord-Ouest (environ $+30^\circ$ par rapport l'axe Nord Sud) et est exposée à des houles quasi-normales à la côte avec une moyenne de hauteur significative de 1.57 m et de période de 7.5 s Abadie et al. [2005]. Ces houles océaniques ont une forte variabilité saisonnière.

Depuis mars 2011, le secteur du nord des plages d'Anglet est équipé d'une station vidéo vm4gis du CASAGEC positionnée sur le phare à l'embouchure de l'Adour (cf. Figure 4.2). Elle comprend un cluster de 5 caméras dont 4 d'entre elles assurent le suivi journalier de l'évolution d'une zone littorale d'environ 2,5 kilomètres, s'étendant de la plage de la Barre à la plage de la Madrague, avec une emprise de 800 mètres perpendiculairement à la côte. Ce système collecte depuis 2 ans des séries quotidiennes d'images *timex*. Dans cette zone littorale, nous avons ainsi pu observer pendant 18 mois l'influence de l'évolution des barres subtidales sur les oscillations du trait de côte pour notamment comprendre et décrire la dynamique des méga-croissants de plage ou *megacusps* (cf. Birrien et al. [2013a],

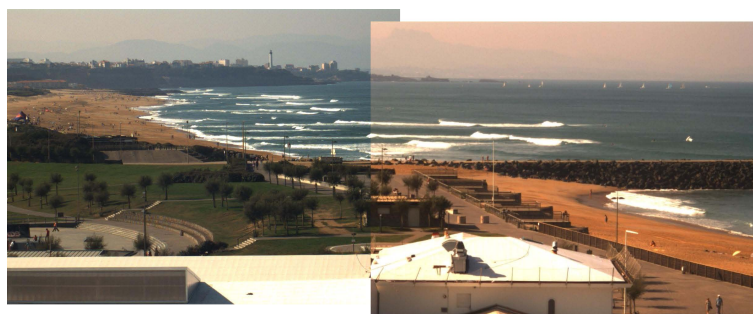


FIGURE 4.2 – Suivi vidéo des plages Nord d'Anglet. Images snapshots issues de 2 caméras.

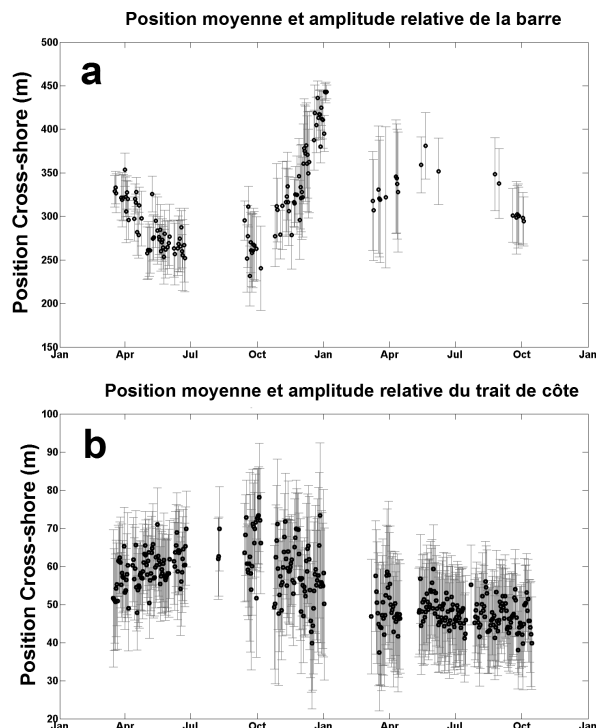


FIGURE 4.3 – Position moyenne de la barre immergée(a) et du trait de côte et leurs déviations standards respectives dans la région dynamique contraintes par la digue des Cavaliers. Les positions de la barre et de la ligne d'eau ont été détectées respectivement par l'algorithme BLIM Pape [2008] et une discrimination RGB Almar et al. [2012b] à partir des *timex* redressés.

en Annexe D). Nous avons ainsi montré grâce à l'imagerie vidéo, que le domaine littoral nord Angloy (hors plage de "la Barre") peut se décomposer en 2 zones caractéristiques. L'une au sud (1000 m environ, plages de "la Madrague" et de "l'Océan"), très stable, présente une barre sableuse externe profonde et de grande longueur d'onde, associée à une barre interne constituée de systèmes barre/chenal courts et mobiles. L'autre au Nord (plage des "Cavaliers" et des "Dunes"), contrainte par la digue des Cavaliers qui fixe un courant d'arrachement, est caractérisée par la présence de structures sableuses tridimensionnelles. Dans cette région dynamique, la plage a connu des phases d'accrétion et d'érosion lorsque les barres subtidales ont migré respectivement vers la plage et vers le large (Figure 4.3). Des *megacusps*, qui constituent la signature érosive des courants d'arrachement au niveau du trait de côte [Thornton et al., 2007, Orzech et al., 2011], y ont été observés bien développés avec des amplitudes *cross-shore* d'environ $O(10\text{m})$ et le plus souvent en phase avec les barres subtidales (Figures 4.3). Ce couplage montre que les barres sous-marines tentent en permanence de s'auto-organiser en des longueurs régulières, contraintes par la digue et les changements de régime de houle, et contrôlent ainsi la dynamique des *megacusps* avec des temps de réponses cependant plus longs au niveau du trait de côte.

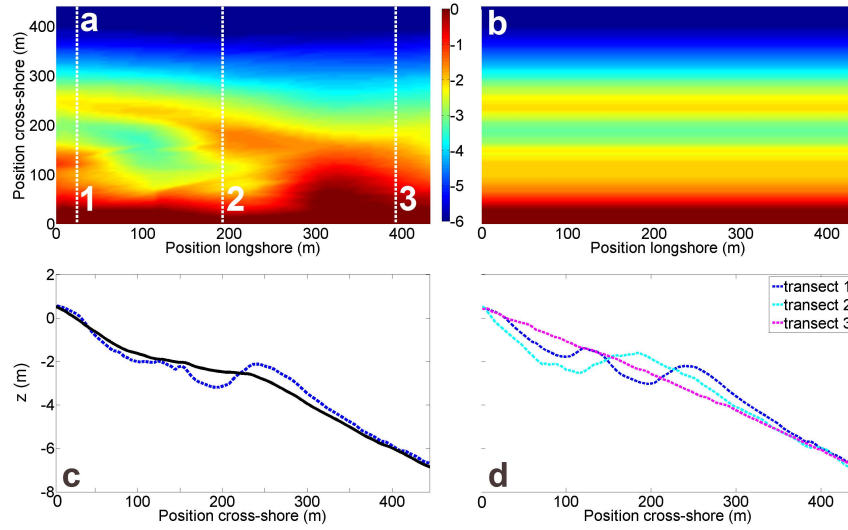


FIGURE 4.4 – Configurations morphologiques considérées dans notre simulation. (a) Relevé bathymétrique du 06/06/2011. (b) Bathymétrie initiale uniforme. (c) Profils moyens de plages correspondants aux 2 configurations précédentes ainsi (d) que 3 profils sélectionnés.

4.1.2 Description de la simulation

Ce jeu de données vidéo nous a aussi permis de confronter le modèle XBeachWizard [Van Dongeren et al., 2008] à une configuration de plage tridimensionnelle et plus particulièrement au système barre/*megacusp* le plus large (450 m en *longshore* par 530 m en *cross-shore*) et le plus dynamique. Cependant, le manque de données à la fois bathymétriques et hydrodynamiques nous a seulement permis d'envisager un cas synthétique de reconstruction bathymétrique simple et court terme. En effet, nous ne disposons que d'un seul relevé complet de cette zone pour le 06/06/2011 (Figure 4.4a), et d'une série de paramètres temporels de vagues (H_s , T_p et direction) incomplète pour le début du mois de mai 2011. Nous avons donc choisi de regarder l'évolution de la correction bathymétrique réalisée par le modèle BeachWizard à partir d'une bathymétrie initialement uniforme (dans la direction *longshore*, Figure 4.4b) pour une durée de 23 jours (du 15/05/2011 au 08/06/2011). Pour construire notre bathymétrie initiale nous avons considéré un profil barré de plage effectivement mesuré (à la position *longshore* $y = 50$ m), et que nous avons ensuite démultiplié uniformément sur l'axe *longshore*. De plus, nous avons opté pour une correction bathymétrique à partir des distributions de dissipation induite par le rouleau de déferlement (seule information véritablement disponible). Ces distributions ont été estimées en suivant le traitement d'image décrit dans la section 2.3.7 à partir des séries quotidiennes de *timex*, préalablement recalées par rapport à la bathymétrie finale pour contrebalancer les erreurs de géoréférencement. Les conditions de houle moyennement énergétiques sur la période ($H_s = 1,35$ m et $T_p = 8.73$ s) étaient suffisantes pour observer régulièrement les motifs de dissipation à marée basse, pour 16 des 23 jours d'étude.

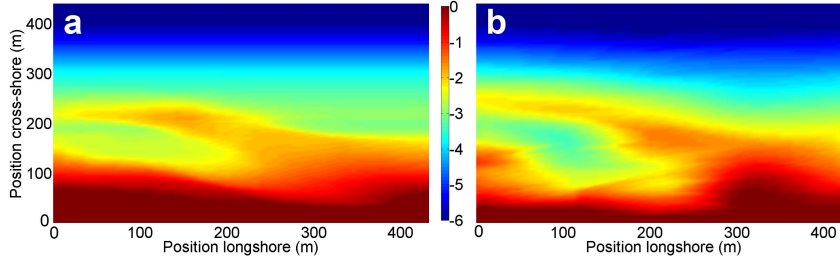


FIGURE 4.5 – Comparaison entre la bathymétrie estimée par le modèle BeachWizard (a) et la bathymétrie mesurée le 06/06/2011 (b).

Nous avons ainsi pu réaliser une moyenne journalière des distributions de dissipation pour constituer notre jeu d’observations. Ces observations ainsi que la bathymétrie initiale ont finalement été échantillonnées tous les 4 m en *cross-shore* et 8 m en *longshore*, puis injectées dans le modèle d’assimilation. A noter aussi que les conditions de houle inconsistantes entre le 3 Juin et le 7 Juin ne nous ont pas permis d’observer de motifs de dissipation pour ces jours ; nous avons donc poursuivi la simulation jusqu’au 8 Juin, en supposant que la bathymétrie n’avait pas évolué significativement depuis le jour de relevé (6 Juin). Dans cette étude, nous avons testé les capacités du modèle XBeachWizard à reproduire la morphologie de plage.

4.1.3 Résultat de l’inversion bathymétrique

Dans cette partie nous comparons la bathymétrie estimée par le modèle le dernier jour de simulation à la bathymétrie véritablement mesurée, notamment en termes de profil moyen (Figure 4.4c) ainsi que pour trois transects de plages sélectionnés (Figure 4.4d). La Figure 4.5a montre que la bathymétrie estimée par le modèle au terme de la simulation reproduit l’allure globale de la bathymétrie mesurée (Figure 4.5b), notamment en terme de positionnement et de forme de la barre externe. La bathymétrie résultante présente cependant un chenal moins net, plus confiné et moins profond ainsi qu’un haut de plage avec une berme beaucoup plus prononcée. Après 23 jours, dont 16 ajustements topographiques, le résultat semble encore dépendre de la bathymétrie initiale, notamment pour la zone *cross-shore* $x = 180 - 240$ m contenant initialement la barre. Même si la position de la barre au large a pu être forcée, le modèle arrive néanmoins à décrire les gradients de profondeur ainsi que la courbure de la barre dans le voisinage $y = 200$ m. La Figure 4.6 détaille les résultats de l’inversion pour 3 transects de plage (cf. Figure 4.6a, b et c), ainsi que pour le profil moyen résultant (Figure 4.6d). Les erreurs quadratiques (ou erreur *rms*) ϵ_{rms} sont définies par :

$$\epsilon_{rms} = \sqrt{\frac{1}{n_x} \sum_1^{n_x} (b_{mes} - b_{est})^2}, \quad (4.1)$$

4.1 - Application du modèle BeachWizard aux plages Nord d'Anglet

avec b_{est} le profil estimé, b_{mes} le profil mesuré et n_x le nombre de points du profil. Les deux profils barrés (Figure 4.6a et b) présentent des erreurs résultantes importantes (de l'ordre de 50 cm), plus particulièrement dans le haut de plage avec une sous-estimation systématique de la profondeur d'eau pour $x < 120$ m due à une surestimation de la dissipation dans cette zone. Pour le premier transect (Figure 4.6a), le modèle estime une barre d'amplitude moins prononcée avec une position de crête décalée d'une vingtaine de mètres vers la plage, même si les profils initial et final sont relativement proches en terme de position et d'amplitude de la barre externe. La Figure 4.6b montre que le modèle arrive à reproduire le raccordement de la barre immergée avec le haut de plage. En effet, l'élargissement de la barre avant fusion est correctement représenté spatialement avec néanmoins une sur-estimation de la profondeur au niveau de la crête de la barre. De plus, le transect convergé présente un décrochage pour $x = 310$ m vers le profil initial, du fait de l'absence de données de dissipation au large de cette position ; un artefact qui se retrouve aussi sur le troisième transect convergé (Figure 4.6c). Sur ce transect, un autre décrochage au voisinage $x = 190$ m montre la dépendance encore marquée des estimations à la bathymétrie initiale pour une zone $y > 250$ m. Dans cette zone relativement 1D, les transects sont toutefois correctement reconstruits avec des erreurs caractéristiques $e_{rms} < 30$ cm. Enfin, pour le profil moyen (Figure 4.6d), une sous-estimation de la profondeur en haut de plage ainsi que les 2 décrochages sont aussi observés. Ce profil montre une barre certes moins prononcée mais qui est relativement bien reconstruite en

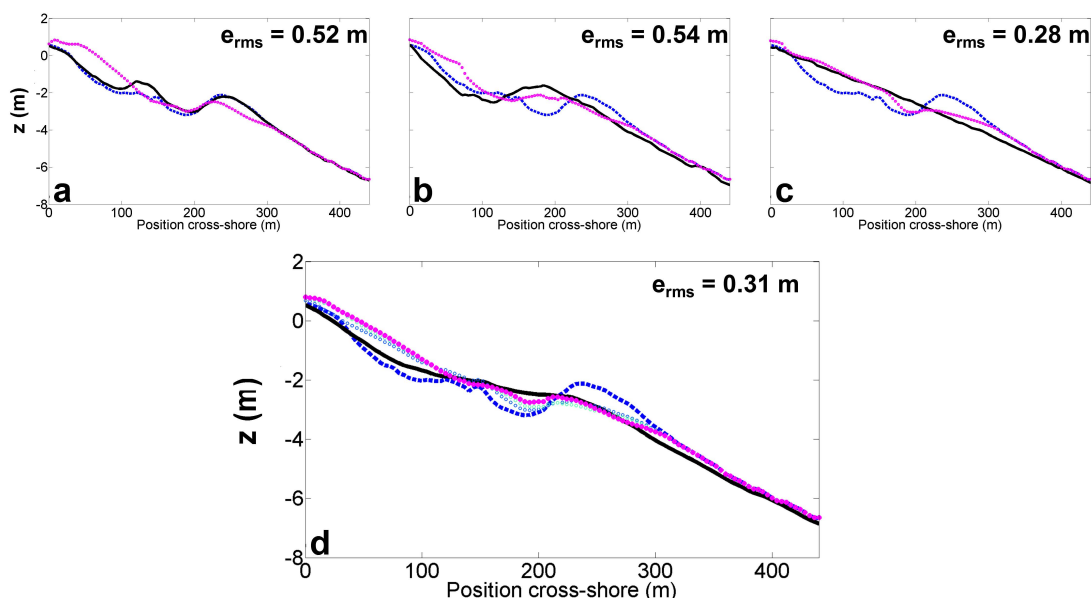


FIGURE 4.6 – Comparaison de profils estimés et mesurés pour (a, b et c) les trois transects de plages définis dans la Figure 4.4, ainsi que (d) pour le profil moyen. Pour toutes les figures, le profil initial (bleu), le profil cible (noir) et le profil convergé (magenta) sont représentés. Pour la Figure (d), nous montrons aussi le profil estimé à mi-simulation (cyan).

termes d’amplitude et de position. D’ailleurs l’erreur globale moyenne reste assez faible (environ 30 cm) avec une contribution importante du haut de plage. Cette Figure montre aussi que le profil a tendance à converger assez rapidement vers le profil moyen final.

4.1.4 Limitations de cette étude

Cette simulation montre que BeachWizard arrive à reconstruire correctement l’allure de la bathymétrie observée avec toutefois des erreurs de correction localement significatives. Ces erreurs ne sont cependant pas toutes imputables au modèle. Nos choix de simulation peuvent tout d’abord être discutés. En effet une simulation trop courte avec un nombre limité de corrections n’a pas permis de gommer l’influence de la bathymétrie initiale. L’erreur induite par la correction bathymétrique reste cependant majoritairement attribuée à la qualité de l’image brute, de son géoréférencement 2D ainsi qu’à l’estimation des distributions de dissipation à partir des images *timex*. Nous avons d’ailleurs remarqué dans la section 3.3.7 qu’un ajustement gaussien des profils de dissipation était nécessaire à une bonne qualité d’observation mais pas toujours applicable pour des bathymétries tridimensionnelles. Cet ajustement permet notamment de limiter la largeur des zones de dissipation à la partie active du rouleau de déferlement. A cela s’ajoute un angle de vue de la caméra trop faible pour visualiser précisément ces motifs de déferlement et des problèmes de rectification des images au niveau du *merging* caméra. La largeur *cross-shore* des zones de dissipation est surestimée, par conséquent, les structures tridimensionnelles sont systématiquement lissées (par exemple au niveau du chenal) et la profondeur localement sous-estimée (haut de plage). En résumé, cette première étude nous a permis d’appréhender et manipuler le modèle d’assimilation BeachWizard dans des conditions certes peu idéales et de réaliser que la qualité des observations et de leur extraction est fondamentale pour les études d’inversion bathymétrique. Cela est d’autant plus vrai pour le modèle BeachWizard qui utilise une méthode d’assimilation scalaire, i.e. les observations doivent être impérativement collocalisées, donc interpolées, aux points de grilles. A partir de cette dernière limitation, nous avons implémenté des méthodes d’assimilation de données basées sur une approche matricielle afin de délocaliser l’influence des observations pour permettre une plus grande flexibilité dans la gestion des observations et ainsi éviter la redondance des informations pour la correction. Cependant, la qualité médiocre des observations vidéo ainsi que l’absence de jeu de données de célérité (*timestacks* indisponibles) ne nous ont pas permis de réaliser une comparaison directe des performances de nos méthodes par rapport au module d’inversion BeachWizard. Dans la suite de ce chapitre, nous présentons des études d’inversion bathymétrique réalisées à partir ces méthodes d’assimilation sur des cas synthétiques en laboratoire et sur un cas réel.

4.2 Inversion bathymétrique par assimilation de données à partir d'observations de célérité

Nous allons maintenant présenter un cas de validation de notre modèle d'assimilation, présenté dans le chapitre précédent, en proposant une comparaison d'une méthode d'inversion bathymétrique simple avec une méthode d'inversion par assimilation à partir d'observations de profils de célérité dérivés de la vidéo pour l'expérience Modlit.

4.2.1 Présentation de l'expérience MODLIT

4.2.1.1 Dispositif expérimental

L'expérience MODLIT s'est déroulée sur une période de 5 semaines du 10 Novembre au 12 Décembre 2008 dans le bassin à houle multidirectionnelle du Laboratoire d'Hydraulique de France (Grenoble-INP/SOGREAH), en collaboration avec le LEGI [cf. Figure 4.7a, Michallet et al., 2013, Castelle et al., 2010b]. Le bassin de 30 m par 30 m était constitué d'un fond mobile de sable fin $d_{50} = 166\mu\text{m}$. Le dimensionnement de l'expérience a été réalisé par similitude avec le nombre de Froude avec des échelles de longueur et de temps respectivement à l'échelle 1/10 et 1/3. La plage de sable couvrait la largeur du bassin, soit 30 m en *longshore*, pour un profil total de 20 m *cross-shore*, sur une épaisseur d'environ 15 à 20 cm au-dessus d'un soubassement de gravier recouvert de géotextile. Une sonde laser placée sur une passerelle pilotée pour couvrir l'essentiel de la plage réalisait des levés bathymétriques réguliers. Le forçage hydrodynamique était assuré par une série de 60 batteurs à houle qui ont permis de générer des séquences de 20 min de spectre de Jonswap de vagues normales et irrégulières déterminées par une hauteur de vague significative H_s ainsi qu'une période pic T_p . Dans le cadre de notre étude nous nous sommes intéressés à un climat de houle constant pour lequel $H_s = 18$ cm et $T_p = 3.5$ s. La mise en place des morphologies de plages et des circulations a été forcée par une houle frontale à partir d'une bathymétrie uniforme (dans la direction *longshore*), avec un

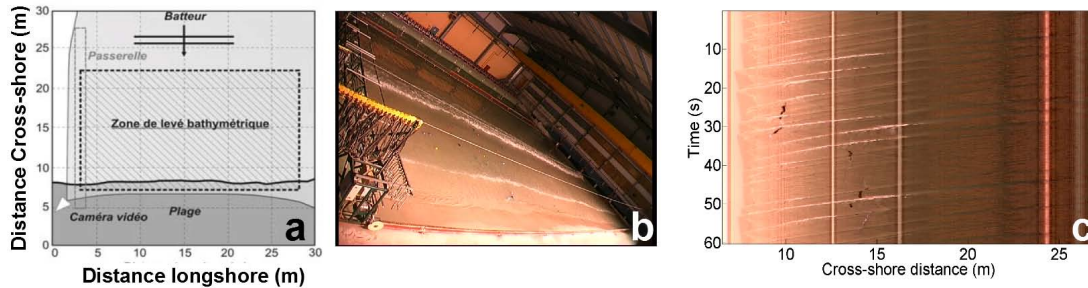


FIGURE 4.7 – Présentation de l'expérience en Bassin. (a) dispositif expérimental, (b) snapshots offrant une vue plongeante sur le bassin et (c) extrait de *timestack* géoréférencé.

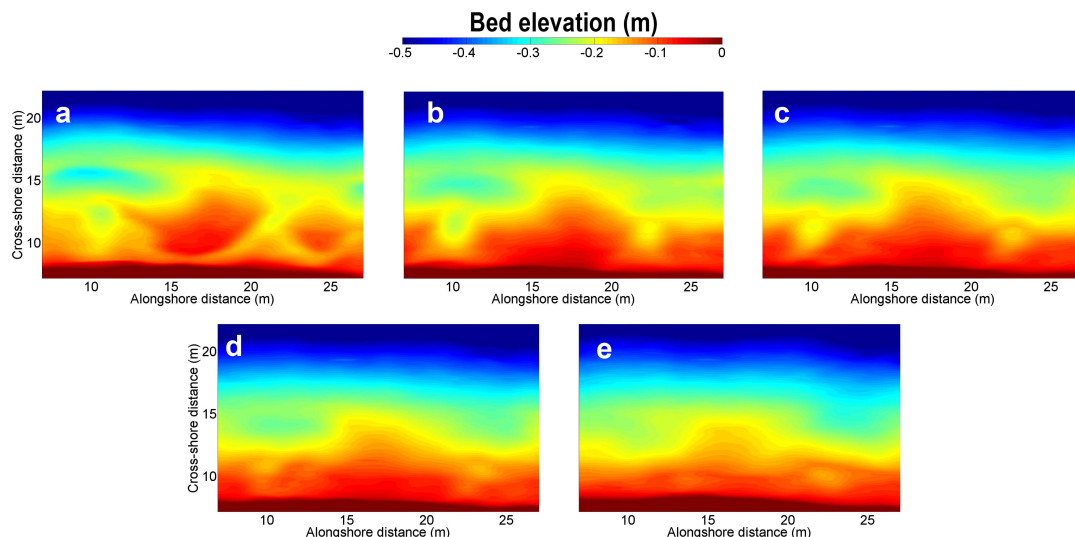


FIGURE 4.8 – 5 morphologies de plages étudiées ou *runs* (a-e), dans une séquence accrétive (RBB (a) à TBR (e)).

déficit d'énergie au centre du bassin en imposant diverses lois d'amortissement aux batteurs. Les morphologies de plages observées résultent du processus d'auto-organisation, soit la rétroaction entre l'hydrodynamique, le transport sédimentaire et l'évolution du fond sableux [Castelle et al., 2010c]. Dans notre étude, nous nous sommes intéressés plus particulièrement à cinq configurations de plage 3D (cf. Figure 4.8) dans une phase accrétive [Michallet et al., 2013]. Elles présentent des morphologies caractéristiques de plages réelles intermédiaires de type '*Rhythmic Bar and Beach*' (RBB) à '*Transverse Bar and Rip*' (TBR) dans la classification de Wright and Short [1984] [cf. Castelle et al., 2010b]. Dans cette séquence, nous observons une diminution de la tridimensionnalité de plage avec notamment le comblement progressif des deux chenaux à $x = 11$ m et $x = 22$ m ainsi que la connection de la barre en croissant au haut de plage. Dans la suite, ces morphologies seront désignées par le terme générique *run* (i.e *run* a à e).

4.2.1.2 Le système vidéo

Une caméra vidéo (720x576 px de résolution et 25 Hz de fréquence d'acquisition) disposée au coin du bassin (Figure 4.7b), filmait quotidiennement 1h d'expérience. Elle a permis notamment le suivi Lagrangien de *drifters* et de traceurs colorés afin de signer la présence de courants d'arrachement associés à des cellules de recirculation [Castelle et al., 2010b]. Dans cette étude nous nous sommes servis de ces données vidéos afin de constituer des séries quotidiennes de *timestacks* (Figure 4.7c) géoréférencés pour des transects de plage *cross-shore* échantillonnés tous les 25 cm dans la direction *longshore*. Ces *timestacks* ont une durée de 6 minutes de suivi de vagues avec une acquisition d'image à 5 Hz (soit 1 image sur 5) pour éviter les coûts de traitements prohibitifs. Ils ont été réalisés pour les *runs* a, c, d et e (b exclu) juste avant le lâché de traceurs colorés. Ces images ont été

par la suite filtrées grâce à la combinaison d'un filtre passe-bande directionnel de type Butterworth et d'un filtre RGB moyen, afin d'augmenter le contraste entre les signatures effectives des vagues et le fond lumineux ambiant. Le filtrage par soustraction d'image ne s'est pas avéré judicieux pour cette étude du fait des *drifters* colorés et de l'éclairage non-uniforme du bassin induisant des ombres et reflets parasites à la surface de l'eau au passage des vagues. Ces artefacts lumineux ne nous ont d'ailleurs pas permis d'estimer de proxys de dissipation (fraction de vagues déferlées ou dissipation induite par rouleau de déferlement) ni de profils de célérité au-delà du point de déferlement. C'est pourquoi notre jeu de données est restreint aux différents profils de célérité acquis en zone de surf. Dans cette partie, nous proposons donc une comparaison entre les résultats issus de l'inversion d'un prédicteur pseudolinéaire de célérité d'une part, et de l'inversion réalisée grâce à l'assimilation de données d'autres part, pour différents cas tests synthétiques ou réels de reconstruction de profils de plages. Cette étude complète l'article présenté en Annexe C [Birrien et al., 2011].

4.2.2 Inversion bathymétrique directe

La vitesse de phase moyenne des vagues (ou célérité moyenne) a été estimée par la méthode d'intercorrélation de signaux lumineux développée dans la section 3.3.5 sur chacun des transects *cross-shore* de plages échantillonnés tous les 25 cm (soit 81 transects sur environ 20 m) dans la direction *longshore* pour les runs a, c, d et e. Ces profils ont

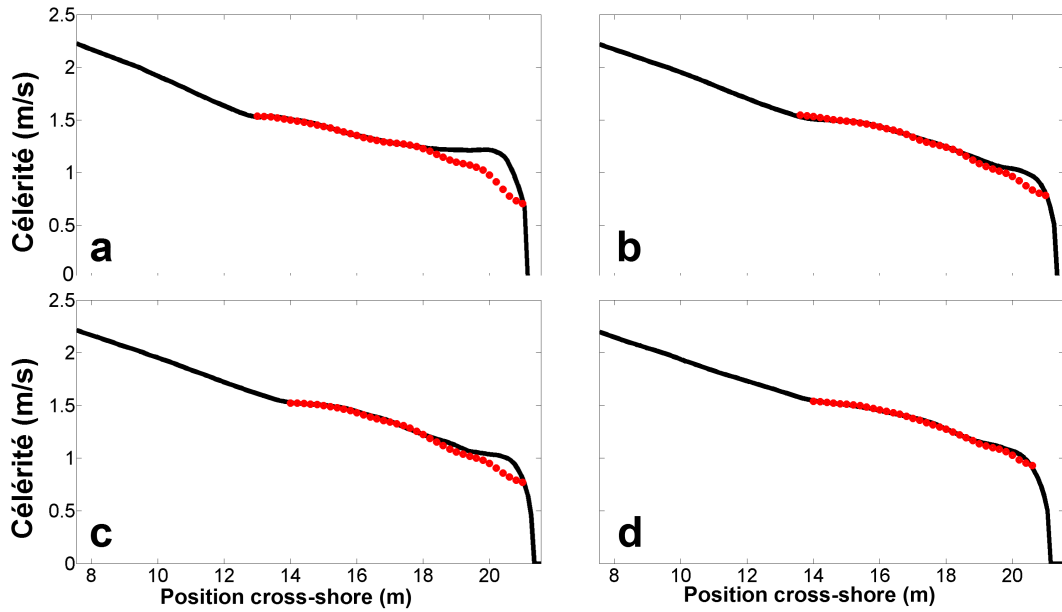


FIGURE 4.9 – Comparaison des profils de célérité estimés par la méthode vidéo (ronds rouges) et par l'inversion du prédicteur de célérité $c = 1.125\sqrt{gh}$ (traits pleins) à partir des profils moyens mesurés pour les runs a, c, d et e.

4 - Inversion bathymétrique par assimilation de données

ensuite été collectés afin de constituer un profil moyen de célérité pour chaque run, avec une résolution de 20 cm en *cross-shore*. La Figure 4.9 présente une comparaison des profils moyens de célérité estimés pour les 4 transects de plage étudiés. Cette prédiction tient compte du caractère non-linéaire des vagues en milieu peu profond [Thornton and Guza, 1983, Stockdon and Holman, 2000]. Comme nous ne disposons que des seules informations de célérité en zone de surf, nous avons opté pour le prédicteur de célérité en eau peu profonde augmenté du paramètre α pour tenir compte des non-linéarités [Catalàn and Haller, 2008, Tissier et al., 2011] :

$$c = \alpha \sqrt{gh} \quad (4.2)$$

Le coefficient α a été fixé à $\alpha = 1.125$ pour l'ensemble des 4 transects moyens étudiés. Cette valeur est conforme à l'ordre de grandeur proposé par Stansby and Feng [2005] ($1.06 < \alpha < 1.32$) pour des expériences en laboratoire et très proche de la valeur $\alpha = 1.14$ proposée par Tissier et al. [2011] sur une configuration de plage tridimensionnelle réelle (Truc Vert, Aquitaine). Cette relation a ensuite été inversée pour donner un premier estimé bathymétrique de chaque transect moyen de plage. Les résultats de l'inversion bathymétrique sont comparés aux profils moyens effectivement mesurés dans la Figure 4.10. Cette Figure montre qu'une inversion simple à partir d'observations de célérité issues de la vidéo suffit à décrire correctement les profils considérés avec toutefois des erreurs d'estimation localement fortes pour le haut de plage du run a en particulier et des runs c et d dans une moindre mesure. Enfin, le tableau 4.1 récapitule, pour chaque run, le nombre d'observations utilisées pour l'inversion ainsi que l'évaluation des différentes erreurs quadratiques (ou erreur *rms*) de célérité et de bathymétrie en lien avec le paramètre de tridimensionnalité de plage σ_z défini par Feddersen and Guza [2003] et

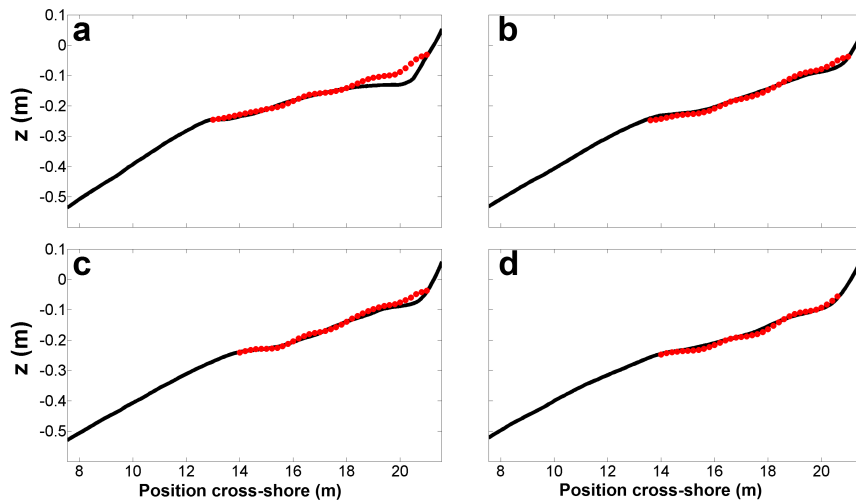


FIGURE 4.10 – Comparaison des profils estimés par inversion des célérité observées par la vidéo (ronds rouges) et des profils mesurés (noirs) pour chacun des runs étudiés.

4.2 - Inversion bathymétrique par assimilation de données à partir d'observations de célérité

Runs	nombre d'observations	E_{rms} (célérité)	E_{rms} (bathymétrie)	σ_z
run a	41	11.09 cm/s	2.01 cm	0.0224
run c	38	4.43 cm/s	0.83 cm	0.0167
run d	36	5.69 cm/s	0.94 cm	0.0134
run e	34	1.73 cm/s	0.61 cm	0.0135

TABLE 4.1 – tableau récapitulatif du nombre d'observations, des erreurs rms bathymétrique et de célérité en relation avec le paramètre de tridimensionnalité pour chacun des 4 profils de plages étudiés.

repris par Castelle et al. [2010b] pour l'expérience MODLIT. Ce paramètre s'exprime par :

$$\sigma_z(y) = \sqrt{\frac{1}{L} \int_{x1}^{x2} (h(x, y) - \bar{h}(y))^2}, \quad (4.3)$$

où x et y désignent respectivement les coordonnées *cross-shore* et *longshore*, $x1$ et $x2$ les bornes et L la longueur *cross-shore* du domaine. De plus, les erreurs quadratiques sont estimées en suivant la relation 4.1 par comparaison entre les célérités et bathymétries mesurées et 'observées' (i.e. estimées par le prédicteur $c = \alpha\sqrt{gh}$).

$$e_{rms} = \sqrt{\frac{1}{n_{obs}} \sum_1^{n_{obs}} (z_{mes} - z_{est})^2}, \quad (4.4)$$

avec z_{mes} (respectivement z_{est}) désignant indifféremment la bathymétrie ou célérité mesurées (respectivement estimées via la vidéo). Ce tableau montre clairement que les erreurs quadratiques sont d'autant plus fortes que la tridimensionnalité de la plage est marquée, avec une part importante de l'erreur en haut de profil. Le run d reste cependant un contre-exemple de morphologie faiblement tridimensionnelle avec une erreur d'estimation de la célérité significative. Ces erreurs rms de célérité vont nous servir de référence dans la suite de notre étude afin de caractériser les erreurs d'observations ϵ_0 pour l'assimilation de données. Les erreurs rms bathymétriques sont données à titre indicatif mais permettront aussi de comparer les résultats des méthodes d'inversion bathymétrique directe ou par assimilation de données.

4.2.3 Définition de la matrice de covariance d'erreur modèle

La matrice de covariance a un rôle essentiel dans l'assimilation, en contrôlant l'amplitude et l'étendue de la correction et en déterminant plus localement le poids et l'influence de chaque observation. Cette matrice doit donc être bien définie pour permettre une correction aussi complète que possible. Dans l'étude décrite en annexe C, nous avons choisi de définir nos matrices de covariance gaussiennes avec une variance suffisamment grande pour initier l'ajustement bathymétrique. Dans cette partie nous avons voulu rester plus objectifs, par conséquent, nous avons fait le choix d'une définition statistique

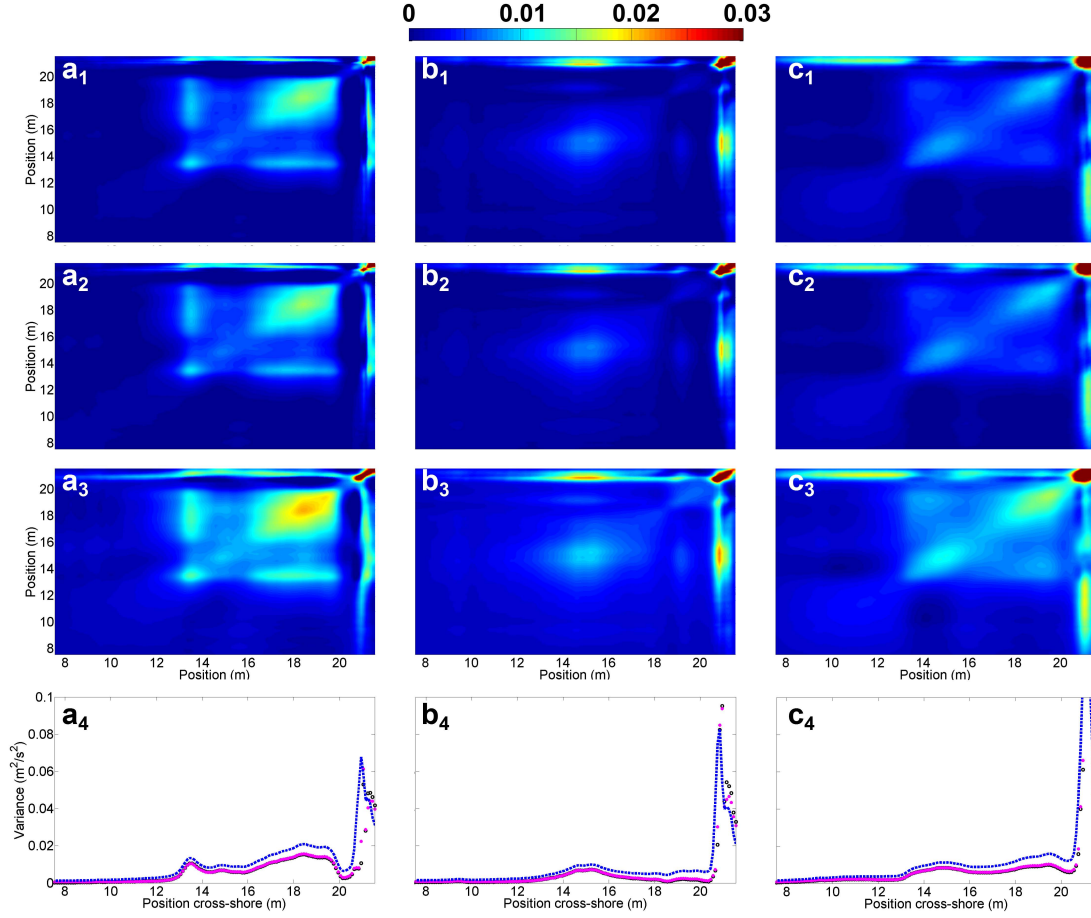


FIGURE 4.11 – Représentations de la matrice de covariance d’ébauche de célérité avant localisation et définie par méthode d’ensemble à partir des 81 transects du run a (colonne a) et du run(d) (colonne b), ainsi que pour l’ensemble des 405 profils (colonne c). Les matrices sont constituées sans perturbation hydrodynamique (ligne 1), avec perturbation des conditions de vagues (ligne 2) et perturbations de marnage (ligne 3). Sur la quatrième ligne, les variances de ces matrices (termes diagonaux) sont représentées pour des matrices non perturbées (noires), avec perturbations des conditions de vagues (magentas) et avec perturbations des conditions de vagues et du marnage (bleues).

de l’erreur de covariance d’ébauche $\mathbf{P}^b$, en utilisant la méthode d’ensemble décrite dans la sous-section 3.4.2.2. Nous rappelons aussi que ces matrices sont bien sur définies sous condition d’avoir une statistique de plage suffisante, ce qui peut ne pas être le cas en mode opérationnel. Nous avons fait l’hypothèse que la source d’erreur principale du modèle provenait de la méconnaissance de la bathymétrie initiale, nous avons donc insisté sur la diversité bathymétrique pour définir notre matrice de covariance. Pour construire notre jeu de bathymétries, nous avons considéré, pour chaque run, 81 profils *cross-shore* mesurés (échantillonnés à 25 cm). Le modèle hydrodynamique de 1DBEACH va ensuite estimer 81 profils de célérité à partir de ce set de bathymétries initiales en considérant un forçage hydrodynamique constant $H_s = 18$ cm et $T_p = 3.5$ s. Les matrices de covariance d’erreur d’ébauche sont finalement constituées à partir des données de célérité via la

relation 3.34. Les Figures 4.11 a1 et b1 représentent ces matrices de covariance de célérité avant localisation respectivement pour les runs a et d. Nous remarquons notamment qu'une bathymétrie tridimensionnelle (Figure 4.11 a1) permet de construire une matrice de covariance plus complète avec des variances mieux réparties qu'une bathymétrie moins marquée (Figure 4.11 b1). Enfin, la matrice représentée dans la Figure 4.11 c1 regroupe les informations de célérité des 405 transects (5X81) pour les différents runs. Elle montre des variances et covariances plutôt homogènes pour permettre une correction plus régulière sur tout le profil. Dans cet exemple, nous nous sommes aussi intéressés au fait que le forçage hydrodynamique prédit par les modèles de vagues et de marée peut apporter une autre source d'erreur au modèle. Nous donnons un exemple de représentation de matrice de covariance de célérité avec perturbation uniquement des conditions de vagues (H_s et T_p) (Figures 4.11a2, b2 et c2) ou avec perturbation à la fois des conditions de vagues et de marnage (Figures 4.11a3, b3 et c3). Pour chaque run, nous avons lancé le modèle sur les 81 transects bathymétriques journaliers en considérant 100 conditions aléatoires de forçage. Ces perturbations consistaient à autoriser 20% d'erreur sur les paramètres de vagues et 5 cm sur le marnage. Les Figures 4.11 a4, b4 et c4 représentent l'ensemble des variances des matrices perturbées ou non, et respectivement pour les 81 profils des runs a et d, et de l'ensemble des 405 transects de plages. Les profils de célérité calculés par la théorie linéaire sont affectés essentiellement par la variation de marnage qui joue sur la profondeur d'eau h . Nous remarquons aussi que si ces perturbations n'affectent pas significativement les prédictions de célérité, elles auront une influence non négligeable dans le calcul de la dissipation et donc dans la construction de la matrice de covariance d'ébauche de dissipation. Dans la suite de cette étude, les simulations présentées seront réalisés à partir de matrices de covariance non perturbées.

4.2.4 Indicateurs de performance pour l'assimilation

En plus de l'erreur relative entre le profil convergé z_{conv} et le profil cible mesuré z_{targ} que nous avons systématiquement représentée dans nos figures, nous avons mis en place trois indicateurs statistiques afin d'estimer la qualité de la correction apportée par l'assimilation de données. L'inversion bathymétrique directe ou par assimilation doit permettre de fournir des jeux réguliers de bathymétrie suffisamment précis et nécessaires pour la validation des modèles. L'erreur rms est un indicateur classique et pertinent pour quantifier simplement la précision de l'inversion. Pour l'assimilation cette erreur est définie par :

$$\epsilon_{rms} = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_1^n (z_{conv} - z_{targ})^2} \quad (4.5)$$

avec n le nombre de points de comparaison. Bien que tous les indicateurs évaluent les performances de l'assimilation, l'erreur rms est le seul pertinent en terme de précision

4 - Inversion bathymétrique par assimilation de données

de correction, notamment dans les simulations sur profils réels. C'est donc l'indicateur de référence pour l'inversion bathymétrique. Le score de performance de Brier [ou *BSS* Brier, 1950] est un indicateur statistique qui permet d'évaluer l'apport de l'assimilation dans la correction bathymétrique [Scott and Mason, 2007, Van Dongeren et al., 2008]. Il est fonction de la précision de la correction ($z_{conv} - z_{targ}$) et de la quantité à corriger ($z_{init} - z_{targ}$). Pour notre étude d'inversion nous l'avons défini comme :

$$BSS = 1 - \frac{(z_{conv} - z_{targ})^2}{(z_{init} - z_{targ})^2} \quad (4.6)$$

Les scores s'échelonnent généralement entre 0 (mauvaise ou absence de correction) et 1 (correction totale). Ils peuvent être négatifs lorsque la prévision dégrade localement l'état initial. Enfin nous avons défini le ratio R_{rms} comme le rapport entre l'erreur *rms* commise par les méthodes d'inversion par assimilation $\epsilon_{rms}(z_{conv}, z_{mes})$ et l'erreur $\epsilon_{rms}(z_{conv}, z_{mes})$ par inversion directe.

$$R_{rms} = \frac{\epsilon_{rms}(z_{conv}, z_{mes})}{\epsilon_{rms}(z_{obs}, z_{mes})} \quad (4.7)$$

Ce ratio permet donc de comparer les différentes méthodes d'inversion pourvu que l'inversion directe soit réalisable (i.e. uniquement pour la célérité et la topographie intertidale).

4.2.5 Cas synthétique d'inversion bathymétrique

4.2.5.1 Description de la simulation

Notre méthode d'inversion bathymétrique par assimilation de données a été validée pour les 4 profils moyens de plage mentionnés précédemment (runs a, c, d et e) pour lesquels nous avons des observations. Dans chaque cas, nous avons construit des profils bathymétriques initiaux composés de 3 pentes (cf. Figure 4.12) de manière à s'affranchir du manque de données au large et sur le haut de plage, et de se concentrer sur la correction bathymétrique en zone de surf. Dans cette zone, la bathymétrie est volontairement éloignée de la bathymétrie cible afin de visualiser l'impact de l'inversion bathymétrique. Pour chaque simulation, la matrice de covariance d'observation $\mathbf{R}$ est supposée diagonale avec des variances σ égales au carré des erreurs *rms* de célérité données par le tableau 4.1. Les matrices de covariance d'ébauche $\mathbf{P}^b$ sont constituées à partir de l'analyse statistique fournie par les 405 profils de célérité. Ces matrices ont été *a posteriori* localisées en autorisant une influence de ± 40 cm pour chaque observation, soit 2 fois la résolution des observations. Chaque simulation est lancée jusqu'à convergence vers un profil proche du profil observé, modulo l'erreur d'observation. Nous avons considéré la convergence atteinte lorsque l'erreur modèle n'évoluait plus significativement.

4.2.5.2 Résultats de l'inversion bathymétrique

La Figure 4.12 présente les résultats de la simulation pour les différents runs en termes de profils moyens (Figure 4.12 a1 à a4) et d'erreur (Figure 4.12 b1 à b4) avec

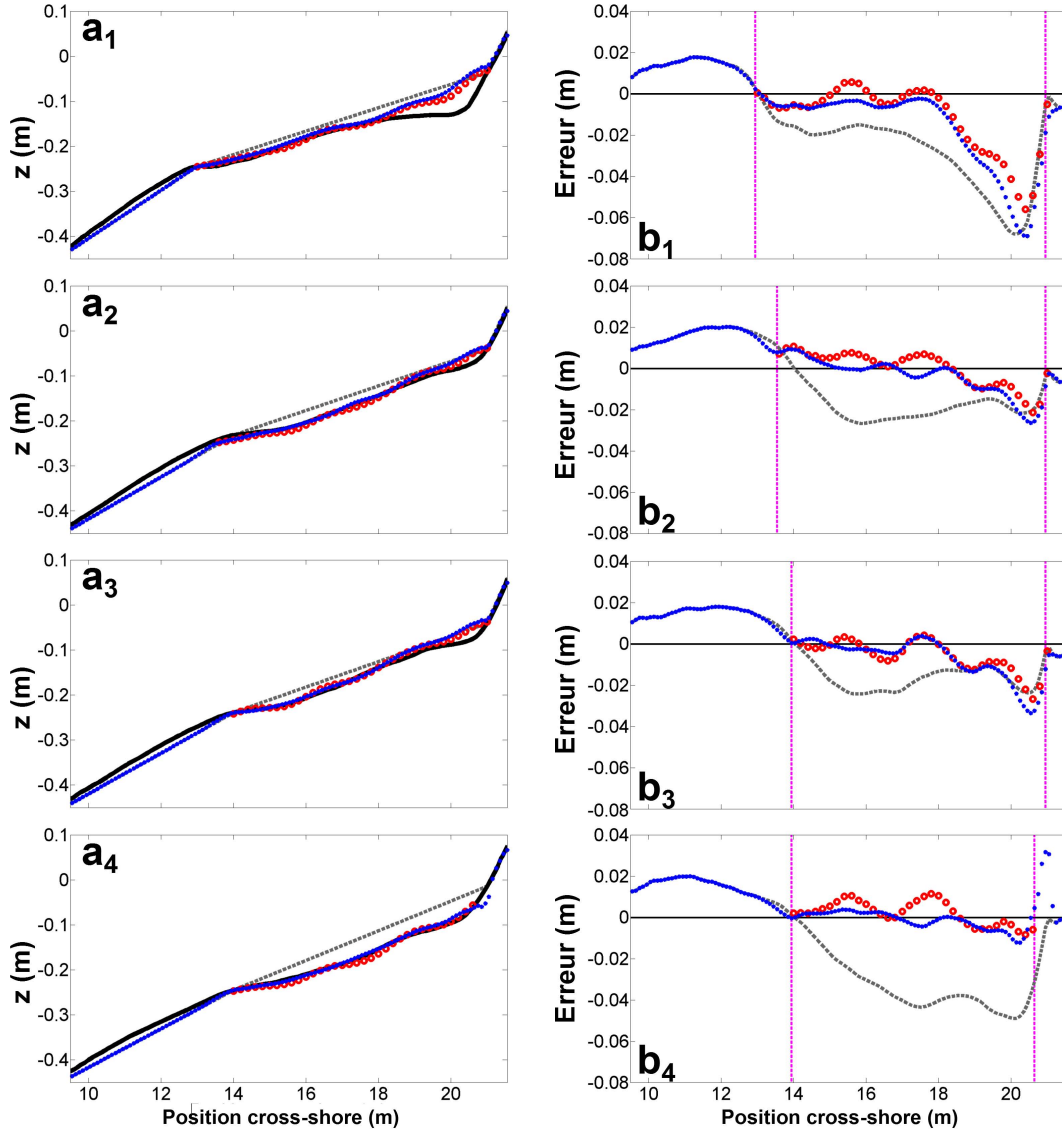


FIGURE 4.12 – Résultat de l'inversion bathymétrique en terme de profil moyen (a1 à a4) et d'erreur relative (b1 à b4) pour les 4 morphologies de plage étudiées. Pour chaque cas, les profils moyens initiaux (gris), observés (ronds rouges), convergés (bleus) et mesurés (noirs) sont comparés. Les erreurs relatives sont déterminées à partir des profils initiaux, observés, et convergés par rapport aux différents profils mesurés en conservant le code couleur défini précédemment.

une comparaison du profil mesuré avec les méthodes d'inversion directe et par assimilation. Pour ces simulations d'inversion, la convergence intervient typiquement après 5 ou 6 itérations. Les profils assimilés reproduisent correctement les profils cibles mesurés. Nous notons cependant des erreurs fortes localement, notamment au niveau du haut de profil, et qui sont d'autant plus importantes que le haut de plage est pentu. Ces erreurs sont dues à l'imprécision des observations issues de la vidéo ainsi qu'à l'erreur d'observation ϵ_0 que nous avons considérées. Cette erreur d'estimation augmente donc avec la tridimensionnalité de plage. Nous remarquons aussi l'effet de la localisation de matrice

4 - Inversion bathymétrique par assimilation de données

Runs	BSS zone de surf	BSS ($x > 20m$)	BSS total
run a	0.633	-0.084	0.385
run c	0.909	-0.284	0.753
run d	0.836	-0.804	0.524
run e	0.99	0.959	0.985

TABLE 4.2 – Calcul des scores de performances de Brier pour chacun des 4 profils de plages en zone de surf, en haut de profil et sur l'intégralité du profil.

de covariance qui permet à une observation d'avoir une influence étendue sur quelques points du profil. La profondeur en un point de grille peut être ainsi corrigée par plusieurs observations avoisinantes ce qui produit localement un effet de lissage. Ceci peut avoir un effet bénéfique sur l'estimation bathymétrique, notamment ici au niveau de la zone de surf, mais peut aussi avoir des effets non désirables notamment dans les zones à rupture de pente où les tridimensionnalités de plage sont bien marquées. Une alternative consisterait à raffiner à la fois les observations et la localisation de la matrice de covariance d'erreur d'ébauche $\mathbf{P}^b$ dans ces zones. Pour évaluer les performances de notre méthode d'assimilation en terme de correction et pour appuyer nos conclusions, nous avons estimé les scores de performance de Brier (*BSS*) pour chacune des 4 simulations (cf tableau 4.2) en distinguant la contribution de la zone de surf et d'une zone pour ($x > 20$ m) sur le haut du profil. Ces scores affichent une dépendance marquée à l'erreur d'observation initiale ϵ_0 et donc à la précision de la correction. Ils s'échelonnent globalement entre 0.385 et 0.985 en fonction des morphologies étudiées avec des scores élevés pour les plages les moins tridimensionnelles. Ils confirment aussi nos précédentes conclusions concernant la bonne correction des profils en zone de surf avec des scores significativement plus élevés. Cependant, ces scores sont majoritairement négatifs dans le haut du profil et donc associés à une dégradation de la correction dans cette zone. Les ratios R_{rms} présentés dans le tableau 4.3 dépendent aussi de l'erreur d'observation ϵ_0 . L'important ici est de pouvoir quantifier l'amélioration ou la dégradation de la correction de l'assimilation par rapport à l'inversion bathymétrique directe. De fait, nous obtenons des ratios proches, voire inférieurs à 1 (i.e. la méthode d'inversion par assimilation est meilleure que l'inversion directe) pour les corrections à partir des observations précises (runs c et e). Dans ces situations, la délocalisation de la correction par extension de l'influence d'une ob-

Runs	R_{rms} zone de surf	R_{rms} ($x > 20m$)	R_{rms} total
run a	1.303	1.289	1.284
run c	0.954	1.385	1.157
run d	1.175	1.382	1.287
run e	0.6	0.797	0.721

TABLE 4.3 – Calcul des ratios R_{rms} pour chacun des 4 profils de plages.

servation a eu un effet de lissage bénéfique pour gommer les erreurs d'observation. Ces premiers cas synthétiques montrent que l'assimilation de données améliore l'inversion bathymétrique dans le cas de plages faiblement 3D associées à de faibles erreurs d'observation. Nous allons étendre maintenant cette étude à des cas d'inversion sur profils réels et en testant les différentes méthodes d'assimilation développées.

4.2.6 Inversion bathymétrique à partir de profils réels

4.2.6.1 Description de la simulation

Pour compléter cette étude nous avons envisagé un cas test à partir de profils moyens réellement mesurés. L'objectif est ici de comparer les performances des différentes méthodes d'assimilation (déterministe ou méthode d'ensemble) pour l'inversion

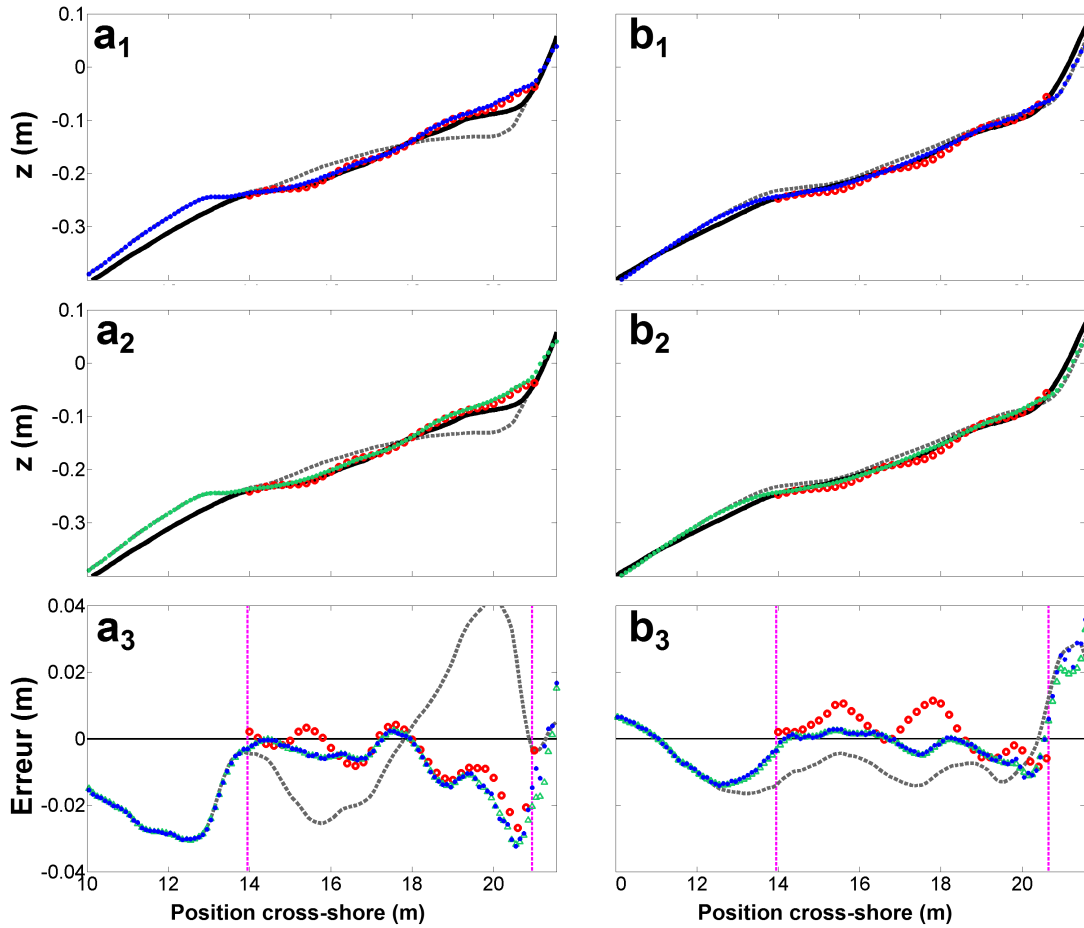


FIGURE 4.13 – Comparaison des corrections bathymétriques à partir de profils initiaux et cibles distincts (colonne a) ou proches (colonne b). Les résultats de l'assimilation sur profils moyens et par méthode d'ensemble sont présentés respectivement lignes (1) et (2) avec les profils initiaux (gris), mesurés (noirs), observés (ronds rouges) et convergés (points bleus pour la méthode déterministe, triangles verts pour la méthode d'ensemble). Les erreurs relatives sont présentées ligne(3) et respectent le même code couleur.

bathymétrique, confrontées à des profils réels de plage. Nous avons pour cela considéré 2 simulations : l'une avec 2 profils moyens distincts (série a : run b (initial) et run d (mesuré/observé)), l'autre avec 2 transects plus proches (série b : run c (initial) et run e (mesuré/observé)). Les observations de célérité sont issues des images *timestack* collectées pour les runs d et e et leurs erreurs associées sont répertoriées dans le tableau 4.1. Les matrices de covariance d'erreur d'ébauche ont été construites à partir des profils de célérité estimés sur les 81 transects de plage distribués autour des profils moyens initiaux (runs a et c). La localisation de ces matrices est étendue à 80 cm autour de chaque observation. Pour la méthode d'ensemble, l'assimilation est lancée sur chacun des 81 transects initiaux avec des observations de célérité non perturbées. Les profils sont corrigés jusqu'à convergence vers un profil proche des observations. A noter que dans ce test de convergence, la différence entre le profil initial et le profil cible aura de l'influence uniquement sur la vitesse de convergence et non pas sur la précision de la correction.

4.2.6.2 Résultats de l'inversion bathymétrique

La Figure 4.13 présente les résultats de ces deux simulations (cf. séries a et b). Sans surprise, les méthodes d'assimilation déterministe et par méthode d'ensemble donnent des résultats similaires en terme de correction quelque soit la simulation (Figure 4.13 séries a et b) avec quelques légères différences en haut de plage (cf. Figure 4.13 a3 et b3) à la limite de l'influence des observations. Le calcul des erreurs *rms* et des scores de performances *BSS* (cf. tableau 4.4) montrent cependant que l'assimilation par méthode d'ensemble améliore légèrement la correction pour la série b (profils initiaux et mesurés proches et faiblement 3D) et au contraire, dégrade sensiblement la correction pour la série a pour des profil distincts. L'assimilation de données par méthode d'ensemble apporte un degré supplémentaire de lissage dans la correction, en réalisant la moyenne des l'ensemble des profils corrigés, ce qui a forcément un impact notamment dans le haut de plage (cf. Figure 4.13). Ces simulations sur profils réels montrent de plus l'importance de la qualité des observations à la fois en termes de précision mais aussi de localisation. D'ailleurs nous remarquons qu'au large, i.e. au-delà de la zone d'influence de la dernière observation, le profil n'est plus ajusté par manque de données. Pour des profils proches (série b), cela se traduit par une zone de transition $x = [13 - 14]$ m avec des erreurs *rms* acceptables. Lorsque la différence entre le profil initial et le profil cible est marquée (série a), la bathymétrie convergée recolle rapidement au profil initial et l'erreur *rms* reste importante. Les scores de performance *BSS* sont assez élevés dans la zone observée et indiquent que le manque à gagner en terme de correction sur l'ensemble du profil est important (scores divisés par 2). Cependant, le score *BSS* ne reflète pas du tout les tendances observées pour ϵ_{rms} , il ne doit donc pas être considéré comme un indicateur de précision de la correction.

Plus globalement, les résultats montrent que l'inversion bathymétrique, pour être

4.2 - Inversion bathymétrique par assimilation de données à partir d'observations de célérité

Simulations	cas a (normal)	cas a (ensemble)	cas b (normal)	cas b (ensemble)
ϵ_{rms} profil	1.51 cm	1.54 cm	0.92 cm	0.85 cm
ϵ_{rms} zone observée	1.14 cm	1.21 cm	0.42 cm	0.42 cm
BSS profil	0.428	0.403	0.371	0.465
BSS zone observée	0.723	0.694	0.812	0.814
R_{rms}	1.234	1.309	0.688	0.689

TABLE 4.4 – Tableau comparatif des erreurs rms , des scores de performances BSS et des ratios R_{rms} pour les simulations présentées.

efficace, nécessite l'acquisition d'observations dans toutes les zones du profil (zone de levée, zone de surf et de jet de rive). Les méthodes d'inversion directe permettent de donner un estimé de la bathymétrie immergée à partir d'une seule source d'observation, sans tenir compte des autres sources d'information disponible contrairement aux méthodes d'assimilation. Dans la prochaine partie, nous insisterons sur la complémentarité des différentes sources d'observations (célérité, dissipation, topographie intertidale) pour l'inversion bathymétrique, afin de permettre une correction précise sur l'intégralité du profil.

4.3 Inversion bathymétrique par assimilation de données de nature hétérogène

Cette section fait l'objet d'un article publié dans le journal *Ocean Engineering* [Birrien et al., 2013b] nous proposons ici une étude d'inversion bathymétrique par assimilation de données avec des observations de nature hétérogène sur des cas synthétiques. Comme nous l'avons vu dans l'étude précédente, l'un des points bloquants reste le manque de précision (haut de plage) voire l'absence d'observations vidéo (zone de *shoaling*) pour permettre de corriger correctement l'ensemble d'un profil de plage. Par ailleurs, plutôt que la quantité d'observations disponibles, c'est surtout leur précision et leur localisation en des endroits clés du profil qui influencent la qualité de l'assimilation. Nous montrons ici qu'un nombre limité d'observations situées dans les zones les plus dynamiques (zone de shoaling, surf interne, haut de plage) suffisent à caractériser l'ensemble d'un profil. Dans le chapitre précédent, nous avons montré que les méthodes d'extraction des proxys bathymétriques connaissent certaines limitations qui par conséquent, ne permettent pas à chaque source de décrire la globalité des zones caractéristiques de la plage. Dans cette étude nous proposons d'utiliser la complémentarité de ces informations de nature hétérogène en nature, qualité et quantité, afin de pouvoir reconstruire au mieux l'intégralité d'un profil bathymétrique. Enfin, nous testons notre méthode d'assimilation d'ensemble sur un cas de reconstruction multi-1D de morphologie de plage 3D.

**On a data-model assimilation method to inverse wave-dominated beach
bathymetry using heterogeneous video-derived observations**

F. Birrien, B. Castelle, V. Marieu and B. Dubarbier

CNRS, UMR EPOC, University Bordeaux 1, France. f.birrien@epoc.u-bordeaux1.fr

Abstract

A data-model assimilation method is presented that can combine heterogeneous remotely sensed video observations to inverse wave-dominated beach bathymetry. The ability of our method is assessed using synthetic cases from a laboratory experiment. For relatively flat beach profiles, good bathymetry inversion can be obtained with a small number ($O(1)$) of observations and a simple Gaussian-type background error matrix. For more complex barred-beach profiles, localisation of the background error matrix is crucial to depth inversion and the required number of observations is increased ($O(10)$). In the latter situation, both relevant location of observations and corresponding localisation length scales can be properly defined without knowledge of the local bathymetry, resulting in accurate bathymetry inversion, which is a major asset for practical applications. Our method also allows shifting between several sources of bathymetry proxy as well as overlapping which provides flexibility in data management. Multi-1D reconstruction can also be performed to estimate complex 3D beach morphologies. Our study therefore suggests that high-performing time-efficient nearshore bathymetry inversion can be achieved using a limited set of heterogeneous video-derived observations.

Keywords : Data-model assimilation, Depth inversion, Nearshore bathymetry, Remotely sensed observation, Kalman filter.

4.3.1 Introduction

The acquisition of nearshore bathymetric data is a difficult and challenging task which limits our understanding of nearshore morphological changes. This is particularly true in the surf zone which exhibits the largest degree of morphological variability. In addition, surf zone bathymetric data are crucial from many perspectives such as numerical model validation, operational rip current prediction or real-time nearshore evolution modelling. Accordingly, alternative strategies must be developed to decipher nearshore morphological evolution in wave-dominated sandy environments.

Sandy beach evolution is governed by complex, nonlinear dynamics, involving strong

feedbacks between flow (waves and currents), sediment transport and the evolving seabed. Process-based (phase-averaged) beach profile evolution models that are based on these feedbacks have recently succeeded in hindcasting surf zone sandbar profile evolution on timescales of weeks [Ruessink et al., 2007b] to years [Walstra et al., 2011, Kuriyama, 2012] with reasonable accuracy, but fail to simulate bottom evolution in the swash zone, and hence the beach face. Nonlinear morphodynamic models that describe the evolution of three-dimensional (3D) surf zone sandbars are restricted to accretive, down-state [Wright and Short, 1984], sequences characterized by an increasing sandbar three-dimensionality through the formation of rip channels and crescentic planshapes [e.g., Garnier et al., 2008, Castelle and Ruessink, 2011]. These models appear unable to reproduce the reshaping of 3D surf zone patterns into an alongshore-uniform planshape that is typically observed during severe storms [e.g. Van Enckevort et al., 2004]. Bathymetric data during such events are so far non-existent, yet they are important to address in detail the ability of numerical models to simulate up-state sequences and further depict the underlying mechanism driving sandbar reset. During down-state sequences, characterised by the presence of deadly rip currents [Dalrymple et al., 2011], detailed nearshore bathymetries can be used to run a wave-flow model predicting rip current hazard in real time. A key requirement for such an operational rip risk prediction tool [see for instance a preliminary development in Austin et al., 2013] is a representative nearshore bathymetry. Accurate and recurrent nearshore bathymetries are therefore crucial to understand the overall beach change, to improve and further validate nearshore morphodynamic models and to develop operational rip current prediction tools.

Recently, video imagery [e.g., Holman and Stanley, 2007] arose as a low-cost alternative to direct measurement for studying beach changes on timescales from days to years. For instance, mean depth-induced breaker patterns are now extensively used to address the time evolution of surf zone sandbar geometry [e.g., Van Enckevort et al., 2004]. The most common video-derived parameters that can be conveniently used for depth inversion purposes are the following : the cross-shore distribution of wave celerity [e.g., Stockdon and Holman, 2000, Catalàn and Haller, 2008, Yoo et al., 2011]; the roller energy dissipation patterns [e.g., Aarninkhof and Ruessink, 2004]; the intertidal bathymetry [e.g., Aarninkhof et al., 2005a] and the breaking wave height [e.g., de Vries et al., 2011, Almar et al., 2012a]. Previous attempts to inverse surf zone bathymetry used one of these wave properties that can be related to the local water depth through a simple physical model : the linear [e.g., Stockdon and Holman, 2000, Holman et al., 2013] and nonlinear [Catalàn and Haller, 2007] wave dispersion relationship, wave refraction patterns [Splinter, 2009] or wave breaking dissipation proxies [Aarninkhof et al., 2005a]. The combination of remote sensing wave observations to inverse the surf zone bathymetry can be achieved through data-assimilation schemes.

Data-model assimilation methods have been used for a long time in the fields of meteo-

rology and large-scale oceanography [e.g., Bennett, 2002, Palmer and Hagedorn, 2006, Lahoz et al., 2010, for reviews]. Such methods have been developed much more recently within the nearshore community, with the former goal to inverse the bathymetry. Van Dongeren et al. [2008] used a simple but reliable sequential and scalar estimator and an analytically set model sensitivity to update the water depth via the inversion of multiple remotely-sensed cross-shore wave celerity, roller energy dissipation patterns and inter-tidal bathymetry through adjoint equations. They showed that their data-assimilation method (BeachWizard) can deliver updates of bathymetry with high temporal and spatial resolution with reasonable skill. Yet, a number of limitations can be identified. For instance, the assumption of a diagonal spatial covariance matrix (standing for model sensitivity) in a scalar sequential method means that only local correction is provided. Instead, one single observation, if relevant, should also correct the neighbouring grid points. This limitation is addressed in this contribution. Recently, Wilson et al. [2010] presented a more achieved data-assimilation approach. Model sensitivities were specified statistically using an ensemble-based methodology [Evensen, 1994, 2006] provided the availability of a large dataset of bathymetries representative of the range of beach morphologies. Non-local correction was then provided by inversion of the spatial covariance. The assimilating data (wave height and mean flow data) were obtained from a two-dimensional array of in-situ sensors. This limits the application of the approach to address the long-term evolution of a given beach.

In this paper, we present a data-assimilation scheme combining heterogeneous remote sensing (video and/or radar) wave and topographic observations to provide robust and reliable bathymetric inverse. Our approach, largely inspired by the pioneer works of Van Dongeren et al. [2008] and Wilson et al. [2010], is designed to eventually meet the challenging objectives (1) to perform dynamic model prediction and assimilation and (2) to meet operational goal of monitoring real-time beach morphological evolution. The paper is organised as follows : Section 4.3.2 presents the data assimilation methodology, section 4.3.3 describes the set-up of the synthetic cases from which results are given in Section 4.3.4. Conclusions are summarised in Section 4.3.5.

4.3.2 Data-model assimilation methodology for depth inversion

In morphodynamic modelling studies, the bathymetry is continuously updated at each morphological time step. In an achieved data-assimilation procedure, observations, when available, can correct the evolving modelled bathymetry accounting for the past, present and even future states of the morphodynamic system. For this, one can use Kalman filter based methods [e.g., Kalman, 1960, Evensen, 2006], which are recursive predictive filters based on the use of state space techniques and recursive algorithms that estimate the state of a dynamic system. It consists of two steps which are (1) the model

propagation and (2) the observation correction (or «analysis»). In this effort, we focus only on the second step, i.e. the bathymetry correction using assimilation of multiple sources of remotely-sensed observation data. Accordingly, we do not take into account the sediment transport and sediment mass conservation equations that control the seabed evolution and we address the performance of the data-model assimilation scheme for depth inversion purpose.

Our data assimilation module has been integrated in the short-wave phase-averaged beach profile evolution model 1DBeach that simulates the underlying physical processes and the flow - sediment transport - bottom evolution feedback [Castelle et al., 2010a, Dubarbier et al., 2012]. The model can simulate the surf zone sandbar evolution on timescales of weeks to months with reasonable skill, and is therefore well adapted to a future, dynamic, data-model assimilation procedure. As in Wilson et al. [2010], here we assume the bathymetric error to be dominant as we consider that mis-specification of physical processes in the model and errors in hydrodynamic boundary conditions are small. In this section, we describe our data-model assimilation procedure which is close to Van Dongeren et al. [2008]’s technique in both the operational approach and formulation, and close to Wilson et al. [2010]’s methodology for the practical implementation and the non-local characteristics of the correction. Hereafter, we adopt the notation defined by Ide et al. [1997], which is commonly used in data-model assimilation.

4.3.2.1 Heterogeneous dataset

The data assimilation scheme typically combines two sources of information $\mathbf{x}^b$ and $\mathbf{y}^0$ to provide a better estimate of a given state vector $\mathbf{x}$ [Talagrand, 1997]. $\mathbf{x}^b$ is the "background" or "prior" state that is commonly provided by a forward model at n_x grid points, while $\mathbf{y}^0$ stands for the observations at n_{obs} locations. Both $\mathbf{x}^b$ and $\mathbf{y}^0$ contain errors. As we want to eventually meet the goal of a workable, real-time, operational bathymetric inversion procedure we use only observations that can be derived from video imagery and topographic surveys. Here, we account for the wave celerity c^0 [e.g., Stockdon and Holman, 2000], the wave dissipation through depth-induced breaking distribution D^0 [Aarninkhof and Ruessink, 2004] and the intertidal and upper beach topography z_I^0 [e.g., Aarninkhof et al., 2005a, z_I^0 can also be acquired through topographic surveys]. These sources of information are heterogeneous in nature, quality, and density. Observation errors ϵ^0 are therefore both different from one source to another and spatially varying as pixel footprint increases with increasing distance from the camera [e.g., Aarninkhof, 2003]. For instance, z_I^0 will be of higher quality than D^0 if the former is acquired through topographic survey. Yet, observation errors are often hard to estimate as they depend on many parameters such as camera features, image rectification error or data processing. The heterogeneity in observation density must be conserved in order

to overcome excessive interpolation. The background counterparts c^b , D^b and z_I^b are gathered in the prior state vector $\mathbf{x}^b$. $\mathbf{x}^b$ is typically a 'first guess' estimation of the state vector $\mathbf{x}$ on an initial input bathymetry and is commonly estimated using a forward wave model.

4.3.2.2 Forward model

Here we only use the wave module of 1DBeach [Dubarbier et al., 2012]. The cross-shore distribution (along the axis y) of the root mean square wave height H_{rms} is computed through the wave energy flux balance equation assuming that the wavefield spectrum is narrow in frequency and direction :

$$\frac{d}{dy} \left(\frac{1}{8} \rho g H_{rms}^2 c_g \cos \theta \right) = -D, \quad (4.8)$$

where ρ is the water density, g is the gravitational acceleration, θ is the incident wave angle estimated from Snell's law. c_g is the group velocity estimated from the linear wave dispersion relation as a function of the wave celerity c defined as :

$$c = \sqrt{\frac{g}{\bar{h}} \tanh(k\bar{h})}, \quad (4.9)$$

where $\bar{h}$ and k are the mean water depth and the wavenumber, respectively. Since the bottom friction is neglected, the global wave dissipation D stands for the breaking wave dissipation and is computed from the Baldock et al. [1998] formulation :

$$D = \frac{\alpha}{4} \frac{1}{T_p} \rho g \exp^{-\left(\frac{H_b}{H_{rms}}\right)^2} (H_b^2 + H_{rms}^2), \quad (4.10)$$

where α is a constant coefficient and T_p is the peak period. H_b is the breaker wave height, computed from Battjes and Janssen [1978] formulation and using the depth-limited breaking parameter γ suggested by Ruessink et al. [2003]. This parametrisation of wave dissipation was found to accurately reproduce wave height cross-shore distribution on a number of contrasting wave-dominated barred-beaches [e.g., Ruessink et al., 2003]. Finally, the mean free surface elevation $\bar{\eta}$ is computed using the conservation of momentum fluxes :

$$\frac{dS_{yy}}{dy} = -\rho g \bar{h} \frac{d\bar{\eta}}{dy} \quad (4.11)$$

where S_{yy} is the cross-shore component of the radiation stress. S_{yy} accounts for contributions from both wave organised motion and roller. Equations (4.11) and (4.8) are solved using a second-order Runge-Kutta scheme until convergence of H_{rms} and $\bar{\eta}$ at each grid point. The wave module of 1DBeach allows estimating the background proxies $\mathbf{x}^b$ from a initial input bathymetry.

4.3.2.3 Data-assimilation formulation

Our methodology to assess bathymetric inversion is similar to that of Wilson et al. [2010]. Note that we are not augmenting the state vector $\mathbf{x}$ with the input bathymetry $\mathbf{z}$. Instead, for practical reasons, we split our method into two main steps : (1) the different bathymetry proxies are updated with available observations through a data-model assimilation procedure ; (2) a new bathymetric estimate is provided analytically via the nonlinear depth inversion of the corrected proxies. In this section (4.3.2.3) we describe the data assimilation process. The depth inversion procedure is detailed in the next section (4.3.2.4).

When observations are available, the analysed state, $\mathbf{x}^a$, gives a new estimate of the state vector $\mathbf{x}$:

$$\mathbf{x} = \begin{pmatrix} c \\ D \\ z_I \end{pmatrix}. \quad (4.12)$$

$\mathbf{x}^a$ is updated using statistical linear theory combining the prior state, $\mathbf{x}^b$, and the observations $\mathbf{y}^0$ [e.g., Lahoz et al., 2010, Talagrand, 1997] :

$$\mathbf{x}^a = \mathbf{x}^b + \mathbf{K}(\mathbf{y}^0 - \mathbf{H}\mathbf{x}^b), \quad (4.13)$$

where $\mathbf{H}$, a $[n_{obs} \times n_x]$ matrix, is the linearised observation operator matrix that projects the gridded model estimate in the observation space and $\mathbf{K}$, a $[n_x \times n_{obs}]$ matrix, is the Kalman gain that characterises the respective weight between the model and the observations. Here we assume $\mathbf{H}$ to be a linear interpolation matrix. $\mathbf{K}$ is computed as a function of both the background model error, $\mathbf{B}$, and the observation error, $\mathbf{R}$, that are $[n_x \times n_x]$ and $[n_{obs} \times n_{obs}]$ matrices, respectively :

$$\mathbf{K} = \mathbf{B}\mathbf{H}^T(\mathbf{R} + \mathbf{H}\mathbf{B}\mathbf{H}^T)^{-1}. \quad (4.14)$$

$\mathbf{K}$ represents the degree of confidence in the observations. Here, $\mathbf{R}$ is assumed diagonal which means that observations are uncorrelated from one another. $\mathbf{B}$ will be detailed later on in Section 4.3.2.6.

Let φ be one of the components of x . For practical purposes φ is updated sequentially and independently in the data assimilation procedure for each component such as :

$$\varphi^a = \varphi^b + K_\varphi(\varphi^{obs} - H_\varphi\varphi^b), \quad (4.15)$$

where K_φ is the Kalman gain and H_φ is the observation operator matrix related to the component φ . The last step of the data assimilation procedure is to update the model

error matrix, $\mathbf{B}$, for each source φ in order to propagate the error matrix. The new error matrix, $\mathbf{A}$, is a block matrix that is a function of $\mathbf{K}_\varphi$, $\mathbf{H}_\varphi$ and $\mathbf{B}_\varphi$ the φ -background error matrix. For each source, the $\mathbf{A}_\varphi$ -block is updated as :

$$\mathbf{A}_\varphi = (\mathbf{I} - \mathbf{K}_\varphi \mathbf{H}) \mathbf{B}_\varphi. \quad (4.16)$$

$\mathbf{A}_\varphi$, through the $\mathbf{K}_\varphi \mathbf{H}$ term assesses the assimilation performance.

The matricial approach conveniently allows sparseness of data and provides non-local smoothed corrections for the different bathymetry proxies. A single observation helps to correct not only a collocated grid point [Van Dongeren et al., 2008] but a neighbouring zone which allows more flexibility in the observation management.

4.3.2.4 Bathymetric inversion

When updated from observation, $\mathbf{x}^a$ is used to correct the bathymetry $\mathbf{z}$. $\mathbf{z}$ gathers the contributions of the three bathymetry proxies [Van Dongeren et al., 2008] :

$$\mathbf{z}^a = \mathbf{z}^b + \sum_{\varphi} \mathbf{F}_\varphi(\varphi^a) \quad (4.17)$$

where $\mathbf{F}_\varphi(\varphi)$ is a generic inverse function specific for each proxy. In this effort, $\mathbf{F}$ is addressed analytically [Van Dongeren et al., 2008] and is detailed for each proxy below. Three different methods are used to perform depth inversion, depending on the bathymetry proxy. These methods must be consistent with the physics of the forward model. When using z_I , $\mathbf{z}$ is obtained directly, which is not possible when using c or D . c and D actually depends on the mean water depth $\bar{h}$ which is defined as $\bar{h} = \mathbf{z} + z_{tide} + \bar{\eta}$ where z_{tide} represents the tide elevation. According to Equation (4.9), $\bar{h}$ can be computed from c by inverting the linear wave dispersion relationship :

$$\bar{h} = \frac{1}{k} \tanh^{-1}\left(\frac{k}{g} c^2\right). \quad (4.18)$$

Although D is related to wave breaking, the theoretical link between the dissipation D and the mean water depth $\bar{h}$ is not obvious (cf. Equation 4.10). According to Van Dongeren et al. [2008], we used the gradient $\partial D / \partial \bar{h}$ to relate D to $\bar{h}$. $\partial D / \partial \bar{h}$ is obtained by the chained rule :

$$\frac{\partial D}{\partial \bar{h}} = \frac{\partial D}{\partial \Gamma} \frac{\partial \Gamma}{\partial H_b} \frac{\partial H_b}{\partial \bar{h}}, \quad (4.19)$$

where $\Gamma = (H_b / H_{rms})^2$ [see Van Dongeren et al., 2008, for more information]. For depth inversion, $\partial D / \partial \bar{h}$ requires the specification of H_b and H_{rms} that are first computed by the model on the initial bathymetry. When the initial and observed (target) bathymetries

are too different, these computed values are not consistent with the observed dissipation D_0 . Consequently, H_b and H_{rms} , as well as the other hydrodynamic parameters, are corrected iteratively according to the local observed dissipation distribution until convergence, before H_b and H_{rms} are introduced in Equation 4.19. The depth inversion is then performed using the inverse transfer function as introduced in Van Dongeren et al. [2008].

4.3.2.5 Enhancing bathymetric correction

The precision of the bathymetric correction can be improved through sub-iterations. This technique is inspired from the 'running in place' concept suggested by Kalnay and Yang [2010] and Yang et al. [2012]. This is justified for occasional bathymetric reconstruction from a 'cold start', i.e. when the initial and target bathymetries are highly contrasting. This is typically the case during storm events. Correction is initiated from a 'cold start' using the last in-date available survey. Sub-iterations using the same observations at each step are performed to progressively correct the beach profile from an initial random bathymetry guess. For practical reason, sub-iterations are performed in the model over the global assimilation-inversion step through the computation of a new state vector $\mathbf{x}$, a new bathymetric estimate $\mathbf{h}$ and resulting covariance matrix $\mathbf{A}$ from Equation (4.13), (4.17) and (4.16), respectively. The convergence is reached by imposing a threshold on $\|\mathbf{A} - \mathbf{B}\|_\infty$ which represents the evolution of the global error. The choice of the threshold will be discussed in the result section.

4.3.2.6 Statistical estimate of the background error matrix

Defining the background error matrices $\mathbf{B}_\varphi$ is crucial because it controls the assimilation process. Unlike observation errors that can be defined as diagonal error matrices, background model error is poorly known and is not trivial to treat. These errors mainly emanate from mis-specifications in the input bathymetry due most of the time to spatial and/or temporal under sampling and the boundary conditions (errors in applied wave forcing and tidal elevation). In addition, variables are linked (hence correlated) through dynamic and physical processes. A first approximation is to resort to a Gaussian-type matrix, provided that one can compute its amplitude and bandwidth. Instead, statistically based methods are commonly used to define $\mathbf{B}_\varphi$. They are based either on the innovation vector, $\mathbf{d}^0 = \mathbf{y}^0 - \mathbf{H}\mathbf{x}^b$ [Hollingsworth and Lönnberg, 1986, Desroziers et al., 2005], or on an ensemble-based method [Parrish and Derber, 1992, Fischer, 2003].

The former provides only diagonal variance terms and the latter gives access to the full variance-covariance matrix. In this effort we used an ensemble-based method [Evensen, 1994, 2006], as suggested by Wilson et al. [2010]. The first step is to create a set of N (e.g., $N = O(100)$) representative beach profiles. This dataset can be built from either complete bathymetric surveys, Empirical Orthogonal Function (EOF) decompositions or

eventually depth inversions. When created, the N beach profiles are then used as inputs in the forward wave model to get a set of N parameters φ . Eventually, hydrodynamic input conditions have been slightly perturbed to better describe dissipation variances. Finally, $\mathbf{B}_\varphi$ is given by :

$$\mathbf{B}_\varphi = \frac{1}{N-1} \sum_{i=1}^N (\varphi_i^b - \bar{\varphi}^b)(\varphi_i^b - \bar{\varphi}^b)^T, \quad (4.20)$$

where $\bar{\varphi}^b$ is the mean value of the whole set, $\bar{\varphi}^b = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \varphi_i^b$. The resulting matrix is non-diagonal and provides non-local corrections even for zones where observations are scarce, i.e. a single observation has an influence on the surrounding grid points. This non-local character of the method is clearly an advantage. Yet, the estimation of the background error covariance from a noticeably small ensemble can generate sampling errors at long distances. For instance, Figure 4.14a shows a bathymetry covariance matrix $\mathbf{B}$ that is built from a limited number of beach profiles and projected in the observation space to form the $\mathbf{HBH}^T$ matrix. In Figure 4.14b, three distinct transects from this covariance matrix are represented. Each cross-shore transect is related to a given observation, i.e. it describes how the observation can influence the nearby bathymetry correction. A given observation on the sandbar (beach face) cannot realistically allow a bathymetry correction of the beach face (sandbar). Accordingly, the influence of an observation must be restricted to a specific neighbouring zone of the profile and these statistical artefacts need to be filtered to provide an appropriate correction. As suggested by Houtekamer and Mitchell [2001] and Hamill et al. [2001], a solution is to re-localise the covariance matrix

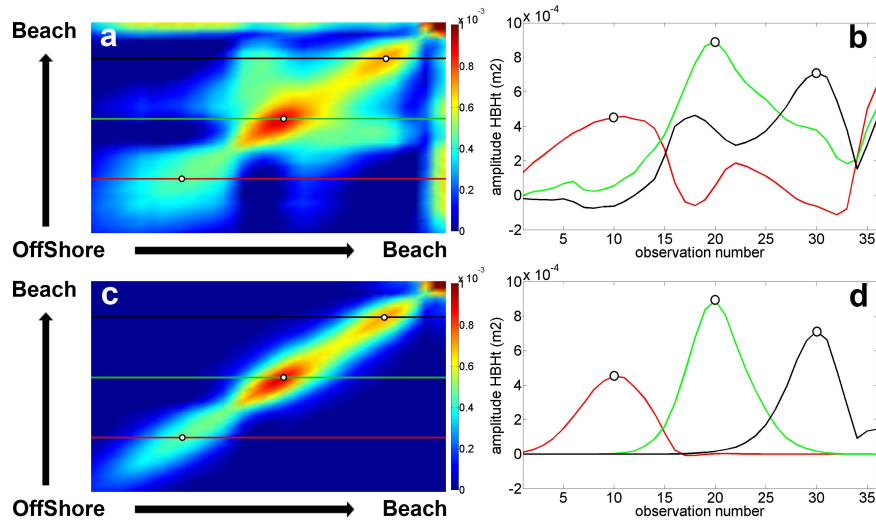


FIGURE 4.14 – Illustration of the localisation issue using a typical bathymetric covariance error matrix. Left-hand panels show the background error matrices in the observation space $\mathbf{HBH}^T$ with the 3 corresponding transects in the right-hand panels. (a, b) Non-localised and (c, d) relocalised background. These matrices and transects depict the influence of a given observation on the surrounding grid points.

by performing a Schur product of $\mathbf{B}_\varphi$ with a Gaussian-type function (Figure 4.14c) :

$$G_L = \exp(-r^2/2L^2), \quad (4.21)$$

where r is the distance between a given grid point and another and L is the localisation length scale. This process reduces the area of influence of local observations (Figure 4.14d). L must be chosen carefully as if L is too small with respect to the observation spatial sampling resolution, it will provide an oscillating correction. Conversely, if L is too large a smoothed correction will be applied and will likely flatten sandbar features. These issues will be addressed in more detail in Section 4.3.4.2.

4.3.3 Set-up of the synthetic cases

4.3.3.1 MODLIT laboratory experiment

The MODLIT experiment was conducted in the LHF multidirectional wave basin at the SOGREAH, Grenoble [Michallet et al., 2013]. The experiment set-up is shown in Fig. 4.15a and b. The basin extent is 30 m in both alongshore and cross-shore directions with a moveable seabed composed of fine sand ($d_{50} = 166 \mu\text{m}$). The hydrodynamic forcing was provided by 60 independent piston-type wavemakers to generate a Jonswap distribution of irregular shore-normal waves (significant wave height $H_s = 18 \text{ cm}$, and peak wave period $T_p = 3.5 \text{ s}$). Downscaling factors were estimated based on dynamic similarity of the Froude number and were 3 and 10 in time and space, respectively. Nature-like beach morphologies and surf zone sandbars, such as rip channels and crescentic patterns, were observed throughout the experiment. In this effort, we focus on the down-state sequence [Wright and Short, 1984] that was extensively described in Castelle et al. [2010b] and [Michallet et al., 2013] : crescentic sandbar - bar and rip morphology - terrace.

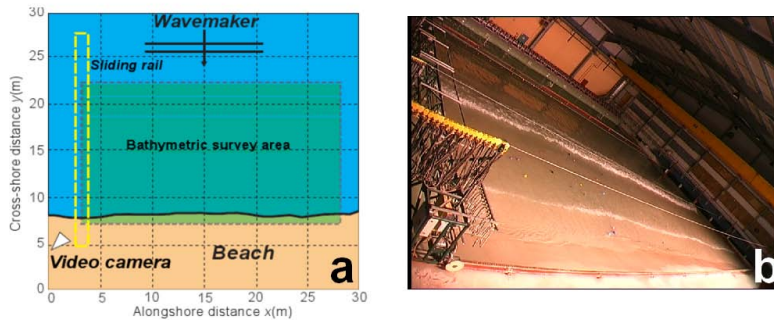


FIGURE 4.15 – (a) Experimental set-up and (b) video snapshot of the basin during the MODLIT experiment.

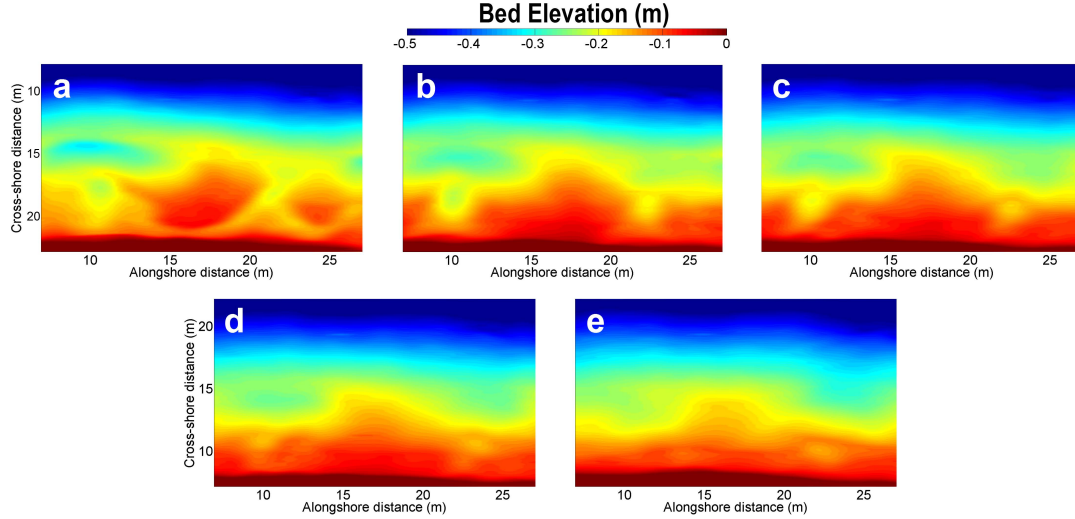


FIGURE 4.16 – (a-e) Measured beach morphologies during the MODLIT experiment for the 5 situations selected for statistics. Colourbar indicates seabed elevation in meters.

4.3.3.2 Presentation of the synthetic cases

In this effort the assimilation procedure is validated over a set of synthetic cases. First, covariance matrices are estimated using an ensemble-based method (Section 4.3.2.6). The initial bathymetric ensemble is built from a limited number (5) of alongshore non-uniform surveys (Fig. 4.16). Each bathymetry was sampled every 25 cm to obtain a set of 405 profiles representative of a large range of barred-beach morphologies. Accordingly, a large set of profiles and relevant beach statistics can be obtained from a limited number of bathymetric surveys. Of note, the accuracy of the bathymetric statistical set increases with both increasing alongshore coverage of the bathymetric surveys (to cover at least one sandbar alongshore wavelength) and increasing beach alongshore non-uniformity. The background error matrices are further computed from this set of beach profiles for each bathymetry proxy using the 1DBEACH forward wave model (Section 4.3.2.6). The model is run systematically allowing a $\pm 20\%$ random perturbation of H_s and T_p parameters to account for hydrodynamic variability in the dissipation covariance matrix. Resulting covariance matrices do not exhibit the same structure from one source to another. For instance, celerity and bathymetry variances (i.e. diagonal terms) are important in the most dynamic zones of the profile (bar/trough features, inner surf zone) but large enough in the other zones to initiate correction (cf. Fig. 4.14a). Conversely, dissipation variances are important mostly in the neighbourhood of sandbar where wave breaking is a dominant feature. Spurious covariance peaks appear at the shoreline, when both dissipation and celerity drop to zero. This artefact is due to variation in the shoreline position in the alongshore direction, which provides a shoreline-related variability in the resulting matrices. Secondly, initial and target cross-shore profiles need to be specify. They were chosen distinct enough to view the effect of correction. This constitutes a "cold start" and justifies the use of sub-iterations for the update.

Since we want to focus on methodological aspects such as observation and background matrices management, we do not use real video-derived observation but pseudo-observations that were computed from a preliminary simulation on the target profile. Here, the use of quasi-perfect observations is relevant to validate and identify advantages and possible limitations of our depth-inversion method. Although observations are idealised, the observation error must be taken into account to perform the data assimilation. Bathymetry and celerity errors have been estimated from a previous work on this laboratory experiment [Birrien et al., 2011]. rms errors were computed over the whole set of profiles and further averaged alongshore. Celerity and bathymetry error values were $\sigma_c = 5.74$ cm/s and $\sigma_z = 1.09$ cm, respectively. The dissipation error σ_D was taken as 10% of the maximum observed dissipation D_0 according to Van Dongeren et al. [2008]. Observations were systematically perturbed with an additional error ϵ_φ (randomly comprised between 10% and 20% of the observation error σ_φ) to simulate instrument noise. The resulting observation error matrices were then assumed diagonal with augmented variances $(\sigma_\varphi + \epsilon_\varphi)^2$. Finally, each simulation was run until convergence was reached (cf. section 4.3.2.5).

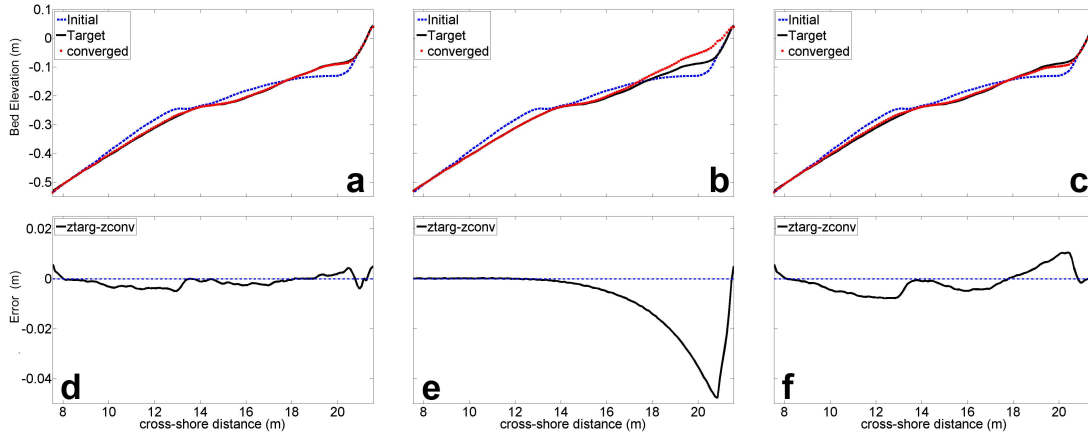


FIGURE 4.17 – Bathymetric updates using one of the three sources of correction (36 regularly spaced observations along the profile) for a relatively flat profile : (a) wave celerity, (b) roller energy dissipation and (c) intertidal bathymetry. (d-f) Corresponding cross-shore distribution of error between target and converged profiles. In the upper panels, initial (dash blue), target (thick black) and converged (red dot) beach profiles are plotted. Initial and target profiles are mean beach profiles from run a and run e respectively.

4.3.4 Results

In this section, we first show beach profile updates using independently one of the three sources of correction (Section 4.3.4.1). In Section 4.3.4.2 some practical features are addressed including localisation issues, observation management, and a way to define background matrix when no statistics are available. In Section 4.3.4.3 we use multiple sources and further discuss adequate data-assimilation strategies. Finally, we extend our 1D depth inversion to multi-1D depth inversion through ensemble-based methods to inverse 3D beach morphologies in Section 4.3.4.4.

4.3.4.1 Bathymetric updates using a single source of observation

First, we address the choice of the bathymetry proxy. Fig. 4.17 shows the beach profile updates using 36 uniformly distributed observations (40 cm sampling) of a given bathymetry proxy. Wave celerity (c) observations through assimilation (Eq. 4.15) and inversion (Eq. 4.18) show good skills to correct the beach profile (Fig. 4.17a and d). The roller dissipation energy (D) performs well to adjust the profile in the shoaling zone and over the bar but systematically fails to describe the inner surf zone morphology (Fig. 4.17b and e). This is a shortcoming that was already discussed in Van Dongeren et al. [2008] : as dissipation is a dominant feature across the sandbar, a small error in the depth of the sandbar crest directly impacts the dissipation rate near the shore. H_{rms} and H_b are iteratively adjusted over the whole profile according to the updated dissipation, which can lead to possible mismatches in the inner surf zone. Not surprisingly, beach profile updates from bathymetric data remain relevant everywhere (Fig. 4.17c and f).

Non-physical discontinuities (not shown here) may appear when the wave celerity or the roller energy dissipation drops suddenly to zero at the dry-wet shoreline. This is actually due to the alongshore variation of the shoreline position that creates shoreline-related variability in both dissipation and celerity covariance matrix. To overcome this issue, one must (1) allow localisation to smooth the shock or (2) prevent any correction in the area or (3) use interpolation at the beach face. Each bathymetry proxy cannot be accurately estimated over the whole profile from video-derived images. For instance, celerity is relevant to describe the shoaling zone and, to some degree, the inner surf zone. Relevance in observation is discussed in the next two sections.

4.3.4.2 localisation features

Despite the non-local character of the correction is convenient in coarsely described zones, some limitations remain. Fig. 4.18a shows the impact of one observation (here wave celerity, c) on the beach profile correction. This observation is located immediately offshore of the bar and leads to profile corrections far from this point, in the inner surf

zone and even at the beach face. Yet, it should be relevant to adjust the beach profile in the vicinity of the bar crest only, as the processes that rule the inner and outer surf zones are completely different. After re-localisation of the background error matrix, this observation leads to profile corrections in a more localised and appropriate neighbourhood (Fig. 4.18b). Importantly, localisation is not requisite if the background matrix is built from a large ensemble of profiles.

In the case of uniformly sampled observations, the localisation length scale L should be at least roughly equal to the sampling resolution to enable an observation to correct the area between two consecutive observations, but not too large to prevent excessive overlapping information in the correction. For a too large L value, areas with pronounced morphological features or abrupt changes in beach slope are systematically smoothed. This is illustrated in Fig. 4.18c and Fig. 4.18d in the sandbar region and at the beach face, respectively. Conversely, if L is too small with respect to sampling resolution, an oscillating correction is obtained. In practice, data sampling is not uniform spatially and L must therefore adapt to the local sampling resolution. This is further examined later on in this section.

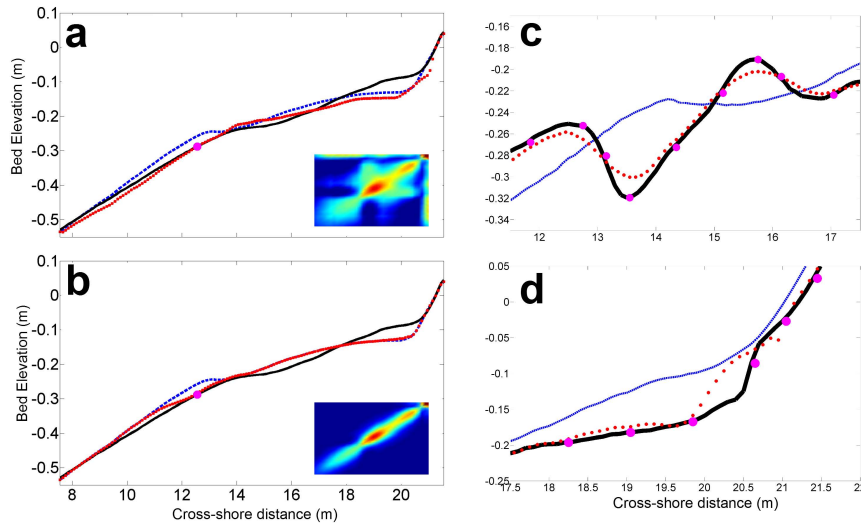


FIGURE 4.18 – Left-hand panels : bathymetry correction using one wave celerity observation without (a) and with (b) localisation of the background matrix. Initial and target profiles are mean beach profiles from run a and run e respectively. Right-hand panels : illustration of over-smoothing effects due to both observation location and coarse localisation length scale on (c) a barred profile and (d) near the shore. Initial and target profiles are individual transects (located at the 12 m alongshore position) from run d and run a respectively. For each panel, initial, target (thick black) and converged (red dot) beach profiles.

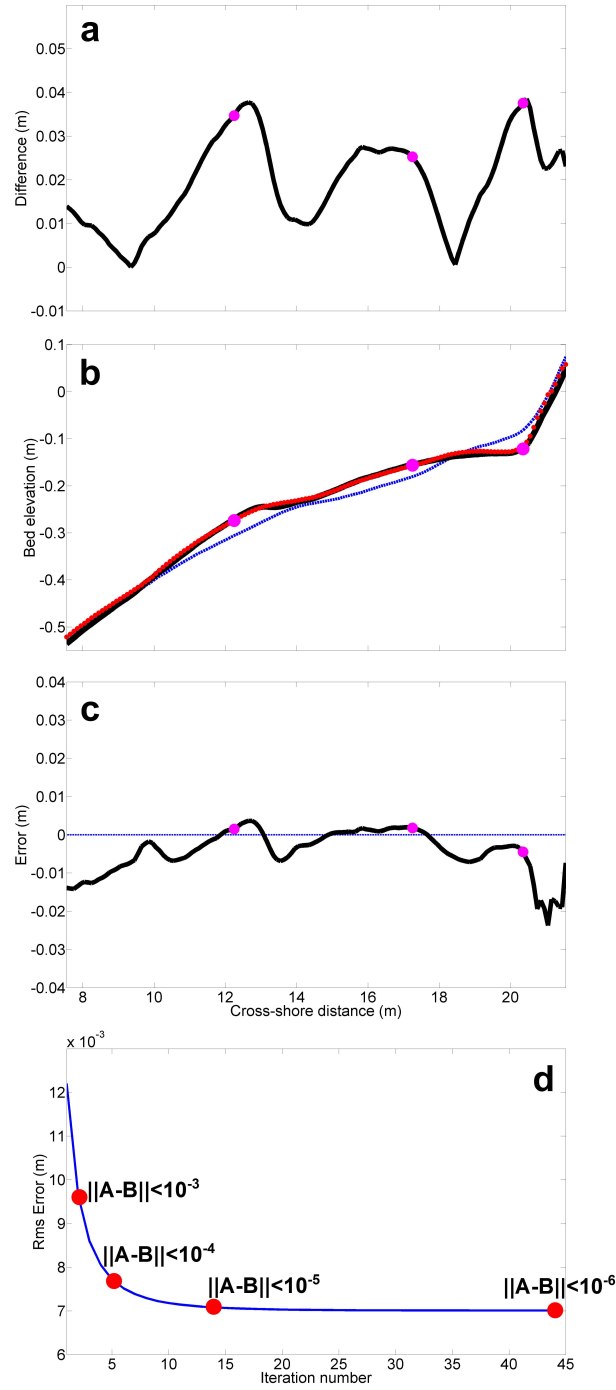


FIGURE 4.19 – (a) Absolute difference between the initial and target profiles that depicts the most dynamic zones of the profile where three celerity observations are provided for bathymetric correction. (b) Initial (dash blue), target (thick black) and converged (red dot) beach profiles. Initial and target profiles are mean beach profiles from run e and run a respectively. (c) Error between target and converged profiles. In all panels observations are superimposed (magenta dots). (d) Evolution of the rms error as a function of sub-iterations. Red dots highlight the number of iterations required for the norm $\|A_\varphi - B_\varphi\|_\infty$ to reach a given threshold.

The selection of observations can be optimised to avoid excessive information for depth inversion. In practice, a fast overview of the number or location of required observations can be inferred from timestack or timex images. Only three observations (2 celerities, 1 topography) located in 3 strategic zones of a relatively flat profile (the shoaling zone, the inner surf zone, and the beach face, Fig. 4.19a) are used to update the whole bathymetry (Fig. 4.19b). Results show that a small number of observations can provide efficient depth inversion. Each of the 3 observation points has an influence on the neighbouring grid points, the non-local character being controlled by the delocalised model error matrix, $\mathbf{B}_\varphi$. In addition, Fig. 4.19c demonstrates that the error is systematically minimised at the observation locations with residual errors due to both extended localisation length scale and initial observation errors. Generally, errors remain significant near the bar and the beach face. In-depth tests (not shown here) confirm that moving the observation position along the profile does not significantly affect the precision of the global correction. Fig. 4.19d shows the evolution of the global rms error as a function of sub-iterations. The rms error exhibits an asymptotic behaviour after approximately 15 iterations when $\|\mathbf{A} - \mathbf{B}\|_\infty$ becomes smaller than 10^{-5} . This threshold is used hereafter.

Flat profiles are scarce in nature. To further test the ability of our data-model assimilation method to inverse complex nearshore bathymetries, Fig. 4.20a shows a bathymetry update of a double-barred profile using 7 celerity and 2 bathymetry observations starting from a relatively flat initial bathymetry. Here, the choice of observation location and localisation is not motivated by any consideration : celerity data are uniformly sampled at every 1.8-m interval up to the inner surf zone whereas topography observations are considered to correct the upper beach and very shallow water areas. Localisation length scales are set to 2 m and 60 cm, respectively. The resulting correction provides accurate bathymetry estimation in both the relatively flat regions of the profile and in the shoaling zone. Yet, results drastically worsen at both the bar/trough features and the beach face (Fig. 4.20b). The error is mainly due to observation locations that are not appropriate. To prevent the correction from smoothing morphological features, observations must be refined in pronounced regions of the profile, with localisation length scales adjusted accordingly. An obvious issue is that, in reality, one does not know where these features are given that this is what one has to find out. In Fig. 4.20c and d, we propose a data-refining method based on physical considerations on wave celerity observations and related wave celerity gradient dc/dx . The cross-shore distribution of wave celerity is directly affected by the local water depth across the double-barred profile (Fig. 4.20c). Abrupt changes in wave celerity, that are the signature of beach slope changes, are detected by two major peaks in the celerity gradient. In addition, bar-related local celerity minima and maxima are spotted using zero-crossing around these peaks. In total, 6 relevant additional observations are used to refine the initial sparse dataset in the bar/trough region (Fig. 4.20a). As data sampling is not uniform anymore, localisation length scale needs to be

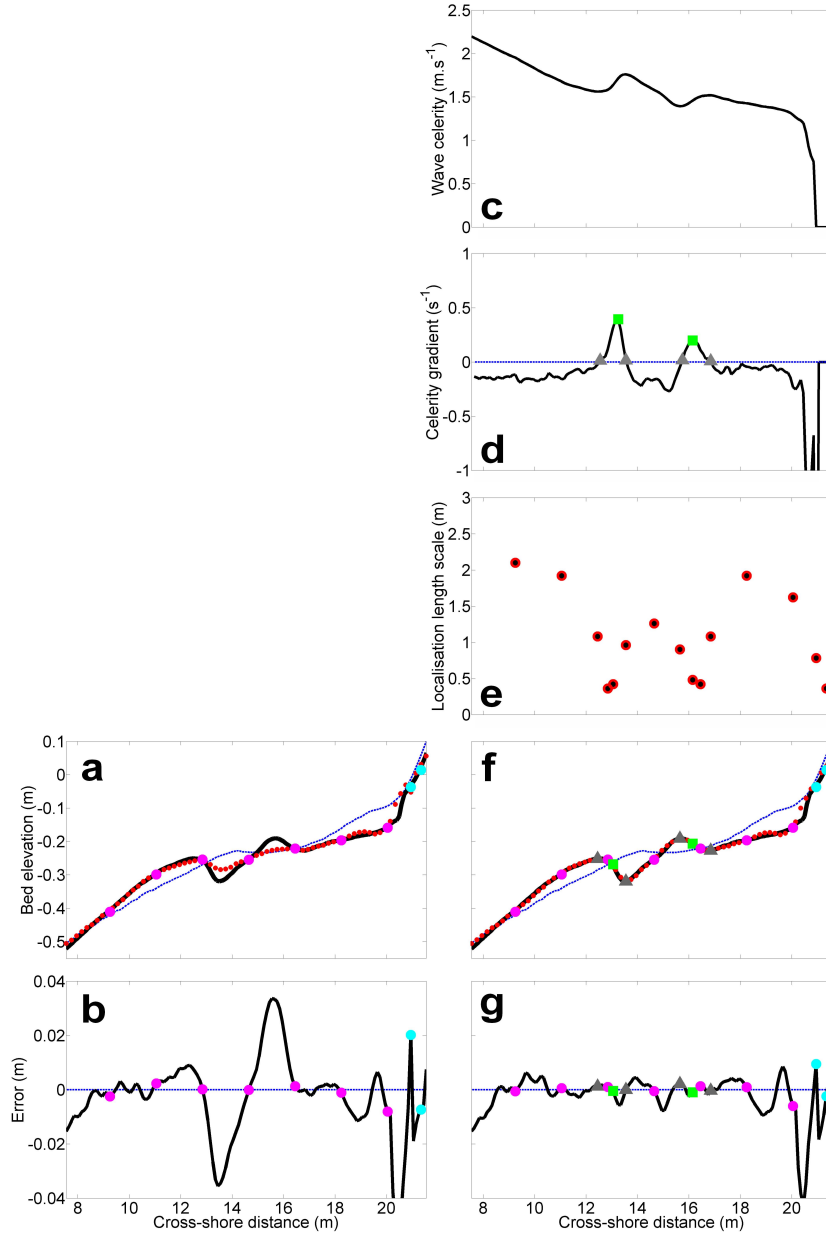


FIGURE 4.20 – Bathymetry correction using 9 uniformly sampled observations with coarse resolution (left-hand panels) or 15 observations that are refined according to celerity gradient (right-hand panels) for a barred profile. (a) Bathymetry update and (b) resulting error. (c) Wave celerity cross-shore distribution and (d) its cross-shore gradient. (e) Cross-shore varying localisation length scale as a function of observation distribution (black red dots), (f) bathymetry update and (g) its related error. (a, f) Initial (dash blue), target (thick black) and converged (red dot) beach profiles with (b, g) the respective errors between target and converged profiles. Initial and target profiles are individual transects (located at the 12 m alongshore position) from run d and run a respectively. In these panels celerity (magenta dots) and topography (cyan dots) observations are superimposed. In panels (c), (f) and (g) celerity gradient maxima (green square) and local wave celerity maxima and minima (gray triangles) are superimposed.

refined accordingly. Here we define L as the minimum resolution between 2 successive observations (Fig. 4.20e). Fig. 4.20f shows the resulting correction. The double-barred profile is now reproduced with fair accuracy (Fig. 4.20f). Errors remain significant at the beach face where no refining has been provided. These results suggest that data relevance and location are more important than data abundance and that observations need to be refined in the most pronounced zones of the profile. In addition, both relevant location of observations and corresponding localisation length scales can be properly defined without knowledge of the local bathymetry, which is a major asset for practical applications.

Beach evolution statistics are not always available in an operational configuration. An alternative is to impose a Gaussian background matrix (Fig. 4.21a) with realistically estimated bandwidth and amplitude. Hence each observation is provided the same weight

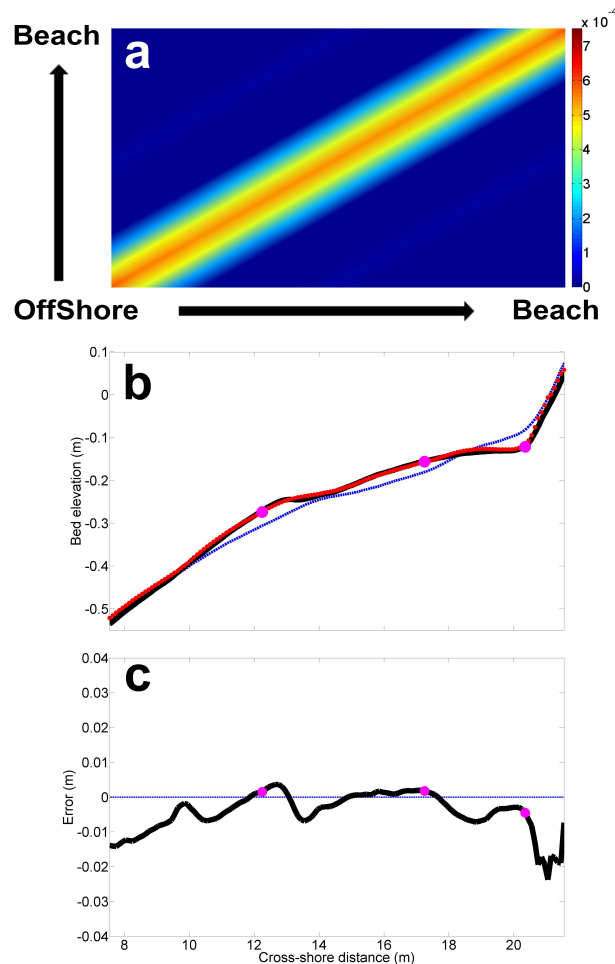


FIGURE 4.21 – (a) Gaussian-type background error matrix used for (b) bathymetric correction for a relatively flat profile and (resulting error) using 3 observations (2 celerity and 1 topography, cf. Fig. 4.19). Initial (dash blue), target (thick black) and converged (red dot) beach profiles are plotted in (b). In (b) and (c) observations are superimposed (magenta dots).

in the bathymetric correction. Here we set the Gaussian amplitude and bandwidth equal to the mean celerity variance on the 405 profiles and twice the resolution of sampling, respectively. Using the same 3 observations as in Fig. 6b, results show that the bathymetry is corrected with fair success (Fig. 4.21b), but with less accuracy than with the adequately localised background matrix (Fig. 4.19b). Errors remain significant both in the vicinity of the bar crest and at the beach face (Fig. 4.21c). However, in the case of barred profiles, the use of such a background matrix would smooth systematically beach patterns if the Gaussian bandwidth (standing for the localisation length scale) is not controlled (cf. Fig. 4.18c and d).

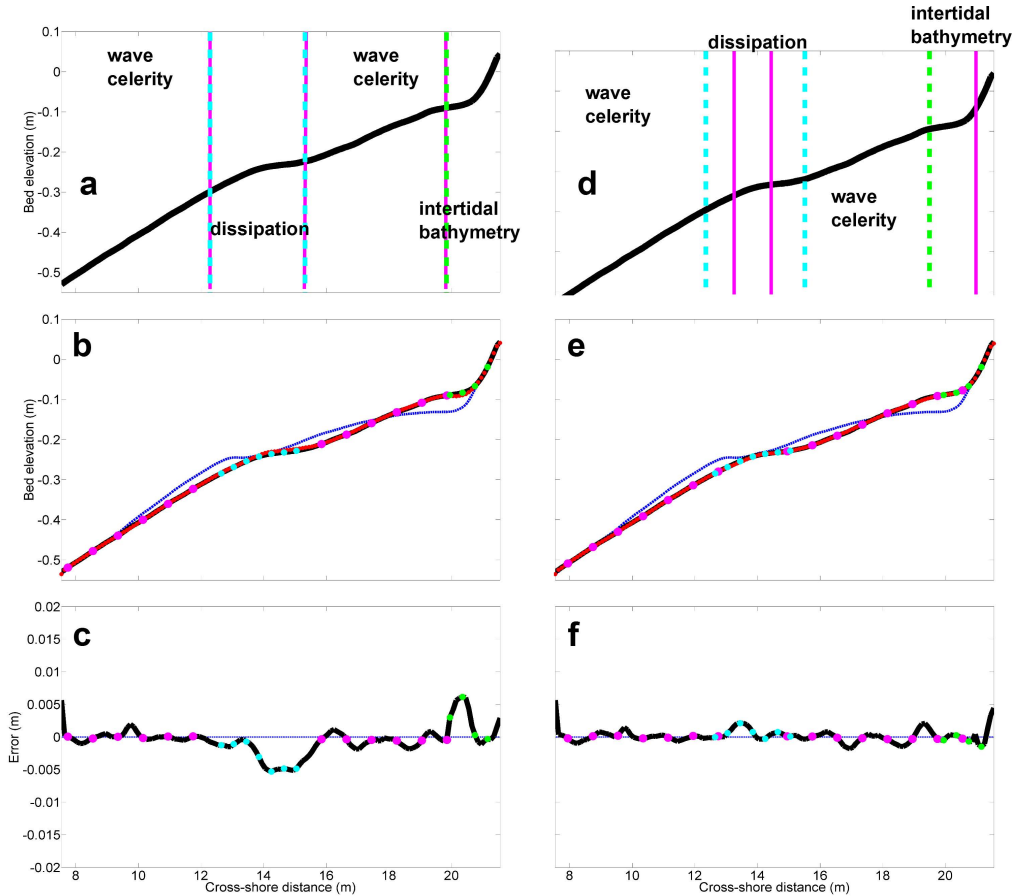


FIGURE 4.22 – Left-hand panels : (a) locations of the three sources of observation for (b) bathymetric correction with (c) the corresponding error between the target and converged profiles. Right-hand panels (d-f) show the same with overlapping of the three sources. In (b) and (e), the initial (dash blue), target (thick black) and converged (red dot) beach profiles are plotted. Initial and target profiles are mean beach profiles from run a and run e respectively. In panels (b), (c), (e) and (f) observations are superimposed : celerity (magenta dots), dissipation (cyan dots) and topography (green dots).

4.3.4.3 Correction using multiple sources of relevant observations

In this section, we show a way to use conveniently multiple sources of relevant observations for the beach profile correction. Fig. 4.22 shows the result of a bathymetric update using a heterogeneous dataset of observations, with different sampling resolutions (0.8 m for waves celerity, 0.4 m for wave dissipation and intertidal bathymetry). The localisation length scale has been adjusted accordingly. The cross-shore distribution of each source of observation is designed according to its relevance and accuracy. For example, wave celerity can be estimated via timestack images typically from the shoaling zone to the breaking point and in the inner surf zone provided that one can filter wave-harmonic generation shoreward of the bar. Celerity signals degrade with the presence of the roller due to the foam width and a lighting artefact at the breaking point (dark wave face/bright foam). Information is then passed on by considering dissipation distribution until the roller foam vanishes. Similarly, shift from celerity to topography observation is done in very shallow regions. Demarcations have been set accordingly in Fig. 4.22a : wave celerity, roller dissipation and intertidal topography are used in the shoaling zone and inner surf zone, in the vicinity of the surf zone sandbar and at the beach face, respectively. In Fig. 4.22b, results show a very good agreement of the converged bathymetry with the target profile. The assimilation error (Fig. 4.22c) decreases significantly along the whole profile when combining the three sources. This is also true but less compelling in the vicinity of the sandbar crest (Fig. 4.22c), which is reshaped using the wave energy dissipation that needs a detailed resolution of the observations to accurately reproduce the cross-shore sandbar migration. Of note, demarcations between the different sources of information can vary spatially. Consequently, information overlapping is possible in our data-assimilation scheme to allow a better flexibility in data management (Fig. 4.22d). In Fig. 4.22e, celerity-related observations are shown to overlap both dissipation and topography information. As a result, overlapped zones allow the most accurate observation to prevail in the correction to locally reduce the global error (Fig. 4.22f).

4.3.4.4 A stochastic ensemble-based method to perform multi-1D depth inversion

In the previous sections we have shown a deterministic ensemble-based approach to address bathymetry correction. The bathymetric ensemble was only used to realistically estimate background error matrices (cf. section 4.3.2.6). Bathymetry update was then performed analytically from available observations and a priori model information on a single beach transect. In this section, we develop and test a stochastic ensemble-based correction. The first steps are basically similar to those used to build the background error matrix for the deterministic approach, with the bathymetry update performed on multiple transects. Indeed the last step consists in correcting the N representative

4.3 - Inversion bathymétrique par assimilation de données de nature hétérogène

bathymetry members by inverting the set of N computed parameters φ for depth via Equation 4.13 and 4.17. The bathymetric update is finally generated from the sample mean profile $\mathbf{z}^a = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \mathbf{z}_i^a$. This is commonly performed for Ensemble-Kalman filtering [eg., Evensen, 1994, 2006, 2009, for a review] which has been developed to deal with high-dimensional nonlinear geophysical problems and is adapted to beach profile evolution and further dynamic assimilation. Another specificity of the method is that the observation needs to be randomly perturbed independently for each transect in order to maintain a statistical variability in the resulting analysis matrix $\mathbf{A}$ [Burgers et al., 1998, Evensen, 2006].

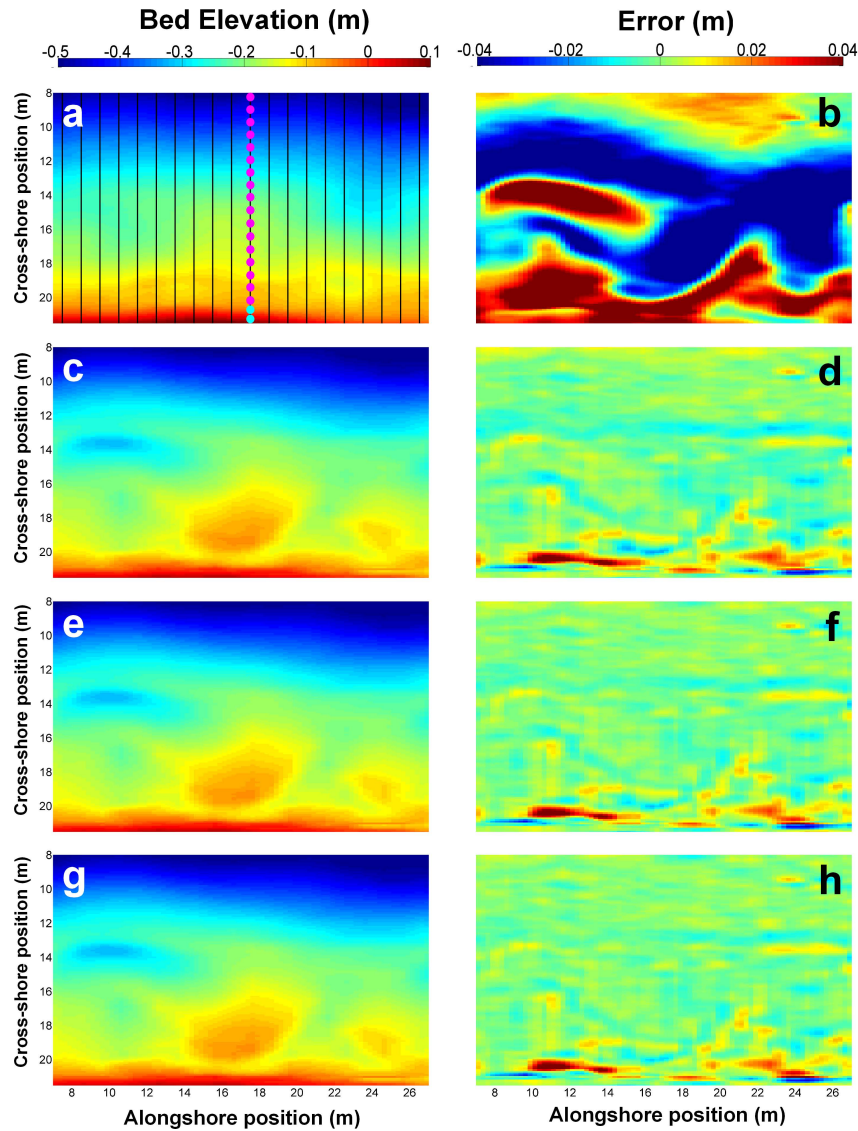


FIGURE 4.23 – Multi-1D beach reconstruction using an ensemble-based method and heterogeneous sources of observations. Iterative bathymetric correction (left-hand panels) and corresponding errors (right-hand panels). Bathymetries : (a,b) and after (c,d) 5 iterations, (e,f) 10 iterations and (g,h) 15 iterations. Observations are superimposed on the 11th transect ($y=17\text{m}$) only : celerity (magenta dots), topography (cyan dots).

In this section we choose not to show results on a single profile correction but to develop and validate this approach in Fig. 4.23 for a multi-1D bathymetry reconstruction. Initial and target bathymetries stem from run e and run a, respectively. Twenty regularly spaced alongshore (1 m) cross-shore transects were selected in order to build the overall (3D) bathymetry (Fig. 4.23 a). For each transect, 80 cm-sampled observations (17 celerity, 2 topography) are used. In this example, data resolution is relatively fine and uniform along each profile. The localisation is set to 1 m according to data sampling. For each of the 20 profiles, the correction is initiated from an ensemble of 100 representative transects that have been 1m-sampled and collected from run a to e. The 20 corrections are run sequentially and the subsequent 20 updated transects are estimated from ensemble averaging. Fig. 4.23 shows that the bathymetry converges rapidly (after 17 iterations on average), with a reasonably good reconstruction after only 5 iterations (Fig. 4.23c and d). Residual errors are small (slight smoothing of the bar/trough features) in most of the domain but remain significant near the shore (Fig. 4.23 h). Overall, the 3D surf zone sandbar morphology is well captured suggesting that a multi-1D reconstruction of a 3D beach is achievable. The overall correction (20 profiles $\times$ 140 points) runs in about 45 seconds on a regular PC, which is computationally cheap. Of note, the multi-1D reconstruction does not account for longshore processes and resulting nearshore circulation that can impact celerity and dissipation field through wave-current interactions. The step further is to implement our method in a 2DH or 3D model to provide full 3D bathymetry correction using optimally located video-derived observations.

4.3.5 Discussion and conclusions

In this paper a data-model assimilation method is presented based on relevant data management and sub-iteration to enhance bathymetry update. The method can combine heterogeneous remotely-sensed video observations to inverse wave-dominated beach bathymetry. The method is assessed on synthetic cases using nature-like beach morphologies gathered from a laboratory experiment.

In the data-model assimilation method for depth inversion we couple both advantages of the multisource correction from remotely sensed observation of Van Dongeren et al. [2008] and the delocalised ensemble-based methods of [Wilson et al., 2010]. On one hand, the advantages of Van Dongeren et al. [2008] method are the possibility to use remote-sensed data with direct analytic inversion or inversed transfer function. The multisource approach enables to use complementary observations to provide a description of the entire beach profiles regardless of the ambient hydrodynamic conditions and tide modulation (breaking/non-breaking patterns). On the other hand, Wilson et al. [2010] have developed a rigorous matricial ensemble-based method allowing a delocalisation between the model grid and the data acquisition locations. The ensemble method also allows

for the background matrix to be objectively described. By coupling both advantages of these methods, we developed a data-model assimilation method robust for an operational perspective on dynamic data-model assimilation, appropriate even with multisource, real-time, scarce, and intermittent observations.

Depending on the resolution of the available observations, localisation of the background error matrix is crucial to accurately inverting the nearshore bathymetry. Yet, our method is also able to inverse the bathymetry with reasonable accuracy using a simple Gaussian background matrix, provided that both matrix covariance localisation is controlled and the beach profile does not exhibit too pronounced morphological features. Results show that observation relevance and location are more important than data abundance and that a limited number of observations provides an efficient correction of the nearshore bathymetry. The number of required observations varies from one morphology to another : from 3 for a relatively flat transect up to about 20 for a double-barred beach profile. In the latter case (complex beach profile) observations can be refined in the relevant areas based on physical considerations, e.g., from the cross-shore distribution of wave celerity. Accordingly, both relevant location of observations and corresponding localisation length scales can be properly defined without knowledge of the local bathymetry, resulting in accurate bathymetry inversion, which is a major asset for practical applications. Our method also allows shifting between several sources of bathymetry proxy as well as overlapping which provides flexibility in data management. Multi-1D reconstruction can also be performed to estimate complex 3D beach morphologies. Our study therefore suggests that high-performing time-efficient nearshore bathymetry inversion can be achieved using a limited set of heterogeneous video-derived observations. However, on a physical point of view, this approach does not take into account alongshore and non-linear processes that are ubiquitous in the surf zone and corrections are only provided in the cross-shore direction whereas in a 2D approach each observation would provide a bathymetry correction in both cross-shore and alongshore directions. The delocalised matricial ensemble-based method developed here facilitates the implementation of the full 2D data-model assimilation code.

Our data assimilation strategy is consistent with the challenging objective to meet the operational goal to monitor real-time beach morphological evolution. The next three main steps will be (1) to test our data-model assimilation method to real beach conditions with video-derived observations, (2) to perform dynamic data assimilation including seabed evolution which is possible with the presented ensemble-based method and (3) to adapt the method to 2DH and/or 3D evolution models to perform improved full 3D morphologies update.

Acknowledgements : This work was done within the framework of the project BARBEC (ANR N2010 JCJC 602 01). The laboratory data was collected in the framework of the project MODLIT (RELIEFS/INSU, SHOM-DGA).

4.4 Application à une plage naturelle

Dans cette partie, nous complétons l'étude proposée dans notre article en développant un autre cas d'inversion bathymétrique par assimilation dans un cas de plage naturelle et avec des données hétérogènes réelles de célérité, de dissipation et de topographie extraits d'un système vidéo déployé pendant la campagne de mesure ECORS2008.

4.4.1 Site d'étude ECORS2008

La campagne de mesure ECORS2008 s'est déroulée en mars-avril 2008 sur la plage du Truc Vert située sur la presqu'île du Cap Ferret en Gironde [Sénéchal et al., 2011]. La plage du Truc Vert est un environnement macrotidal exposé à des houles énergétiques ($H_s = 1.4$ m, $T_p = 6.5$ s), avec cependant de fortes variabilités saisonnières. Cette campagne d'envergure internationale s'est focalisée sur l'étude des couplages des processus hydro-morphodynamiques à différentes échelles spatio-temporelles dans le cas d'une plage macrotidale et tridimensionnelle. Un des objectifs principaux était de pouvoir caractériser la réponse morphologique de ce type de plages sableuses aux changements de régimes de houle, ce qui a pu être réalisé grâce, notamment, au passage de 6 tempêtes dont une décennale, générant des vagues de plus de 8 m. La plage du Truc Vert se compose d'un système double barre dynamique (cf. Figure 4.24, Castelle et al. [2007]). La barre interne, située en bas de domaine intertidal présente des morphologies de type *Transverse Bar and Rip* [Wright and Short, 1984, TBR,] voire *Low tide terrace* LTT lors de longs épisodes de houles peu énergétiques. Les barres externes s'organisent en structures régulières en croissant avec une longueur d'ondes moyenne de 700 m, avec des positions oscillant entre 400 et 600 m par rapport au haut de plage.

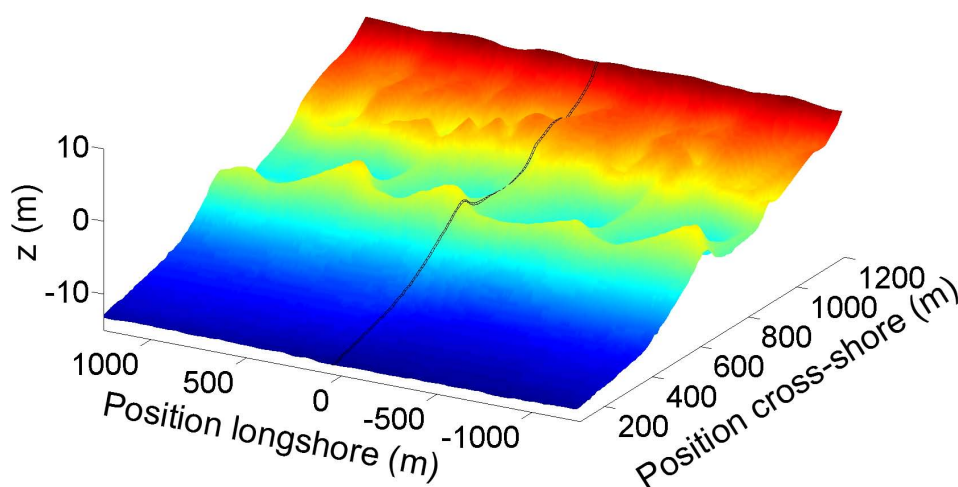


FIGURE 4.24 – Bathymétrie de la plage Truc Vert du 04/04/2008 et localisation du transect d'étude

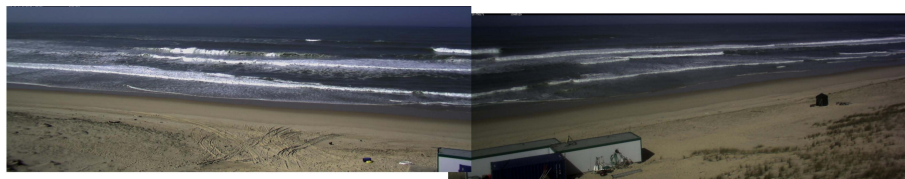


FIGURE 4.25 – snapshots vidéo synchronisés de la plage du Truc Vert durant la campagne ECORS 2008.

4.4.2 Données vidéo

Pendant la campagne, un système vidéo comprenant 2 caméras (Figure 4.25) a été déployé à environ 24 m au dessus du niveau de la mer. Ces 2 caméras ont assuré le suivi quotidien continu de l'évolution hydro-morphodynamique d'une frange littorale (800x800 m) à une fréquence d'acquisition de 2 Hz. Les *snapshots* collectés ont permis de créer des séries d'images géoréférencées *timestack* et *timex* nécessaires aux études d'estimation de topographies de plage immergée [Almar, 2009]. Dans cette étude nous avons constitué une série de *timestacks* de 10 minutes pour 2 heures de suivi de vagues (10 h/12 h) d'un transect *cross-shore* de plage (cf. Figure 4.24), pour le 04/04/2008, jour de relevé complet de la bathymétrie de la zone. Ces timestacks nous ont permis d'extraire des profils de célérité (cf. Figure 4.26a) et de fraction de vagues déferlées (cf. Figure 4.26b). La Figure 4.26a présente une comparaison entre le profil de célérité estimé par méthode la méthode d'intercorrélation (cf. chapitre précédent) et le profil estimé par le prédicteur $c = 1.125\sqrt{gh}$ à partir du transect étudié. L'estimation vidéo est proche de la prédiction avec une erreur ϵ_{rms} faible (18.67 cm/s), avec un légère tendance à lisser les structures 3D. La Figure 4.26b compare les profils de fraction de vagues déferlées estimés par la vidéo et par le modèle hydrodynamique de 1DBEACH. Les 2 données sont cohérentes en termes d'ordre de grandeur et de position, la fraction de vagues déferlées constitue donc une source potentielle de correction pertinente dans la zone de déferlement. Elle n'est cependant pas directement inversible car dépend des informations de hauteur H_{rms} et H_b de vagues uniquement disponibles par un modèle hydrodynamique. Par conséquent, l'erreur ϵ_{rms} de dissipation est difficilement quantifiable sans comparaison avec une donnée modèle. Pour éviter cette dépendance, nous avons considéré pour notre simulation une erreur ϵ_{rms} comme 10% du maximum de fraction de vagues déferlées soit $\epsilon_{rms} = 0.0637$. Enfin, la topographie intertidale directement mesurée sera utilisée comme source d'observation pour le haut de plage, en accordant une erreur de $\epsilon_{rms} = 22$ cm. Le nombre d'observations pour chaque source ainsi que leur erreur associée sont résumés dans le tableau 4.5.

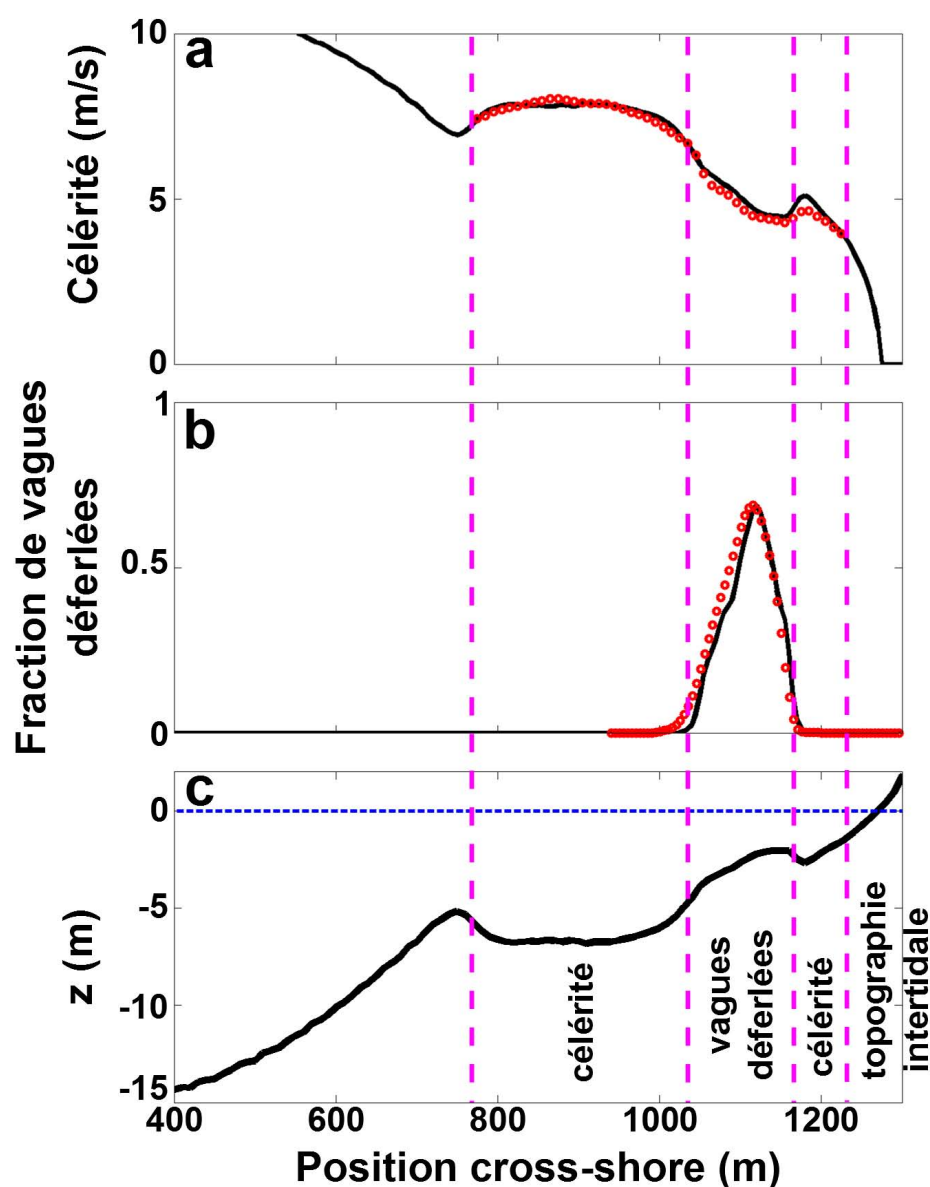


FIGURE 4.26 – Présentation des observations. (a) La célérité estimée par méthode d'inter-corrélation de signaux lumineux (ronds rouges) est comparée à la prévision $c = 1.125\sqrt{gh}$ (noir) à partir du profil mesuré. (b) Comparaison entre la fraction de vagues déferlées estimées par la vidéo (ronds rouges) et par le modèle 1DBEACH (noir). (c) stratégie d'utilisation des observations en fonction des zones caractéristiques du profil.

erreurs	célérité	fractions de vagues déferlées	bathymétrie
nombre d'observations	35	35	19
ϵ_{rms}	18,67 cm/s	0,0637	22 cm

TABLE 4.5 – Tableau récapitulatif des nombres d'observation et des erreurs ϵ_{rms} pour les différentes sources de correction.

4.4.3 Présentation de la simulation

Le relevé bathymétrique complet (cf. Figure 4.24) couvrait une zone de 2500 m en *longshore* et 1500 m en *cross-shore* que nous avons échantillonnée respectivement à 10 m et 5 m pour constituer un jeu de 251 transects de plage. Pour la simulation, nous avons choisi de restreindre le domaine *cross-shore* entre 400 m et 1300 m. Les matrices de covariance d'erreur d'ébauche ont été définies par la méthode d'ensemble décrite dans la section 3.4.2.2 en autorisant une influence étendue à 40 m pour la célérité et 20 m pour les autres sources. Le profil moyen a servi de profil initial pour une inversion simple par le BLUE et de profil de référence pour comparaison *a posteriori* et pour les calculs de scores de performance *BSS*. De plus, nous avons axé notre correction bathymétrique sur un jeu d'observations complémentaires et hétérogènes (Figure 4.26c) en autorisant cependant un recoupement local de l'information ; même si comme nous l'avons vu, la célérité est une donnée cohérente et précise en zone de déferlement (cf. section 2.3.5 et Figure 4.26a). Ces observations ont été par la suite échantillonnées tous les 10 m pour la célérité et tous les 5 m pour la quantité de vagues déferlées ainsi que pour la topographie intertidale, qui requièrent une résolution plus fine. Les simulations ont été lancées sur le profil moyen ainsi que pour l'ensemble des 251 profils de plage jusqu'à convergence.

4.4.4 Résultats de l'inversion bathymétrique

La Figure 4.27 présente les résultats de l'inversion bathymétrique par assimilation à partir du profil moyen (Figure 4.27a) et de la méthode d'ensemble (Figure 4.27b) ainsi que les erreurs relatives de profils effectivement commises (Figure 4.27c). Les résultats montrent que les deux méthodes sont en accord sur tout le profil, ce qui valide l'utilisation de la méthode d'ensemble associée à notre stratégie de gestion des observations pour de futurs cas d'assimilation dynamique. De plus, la correction comporte des erreurs raisonnablement faibles, estimée à environ 30.5 cm sur tout le profil et qui diminue à environ 21 cm dans la zone observée (cf. tableau 4.6). Ces erreurs sont localement faibles notamment dans le haut de plage avec une correction parfaite via la topographie intertidale mesurée. Ces erreurs deviennent significatives avec plus de 1 m au niveau de la crête de la barre externe, du fait de l'absence d'observation précise dans cette zone. Nous observons aussi que la barre interne est systématiquement lissée ($erms > 40$ cm) du fait des délocalisation de la matrice de covariance et donc de l'influence de chaque observation. Enfin, les scores *BSS* montrent que l'assimilation permet de corriger 81% de la différence entre les profils initiaux et cibles avec des valeurs excellentes dans la zone observée ($BSS = 0.93$). Les résultats de l'assimilation avec des données uniquement de célérité et de topographie intertidale ne sont pas montrés ici, mais affichent des performances similaires à ceux présentés du fait de la précision de la prédiction en zone de déferlement sur la barre interne. Cet exemple montre que notre stratégie de gestion

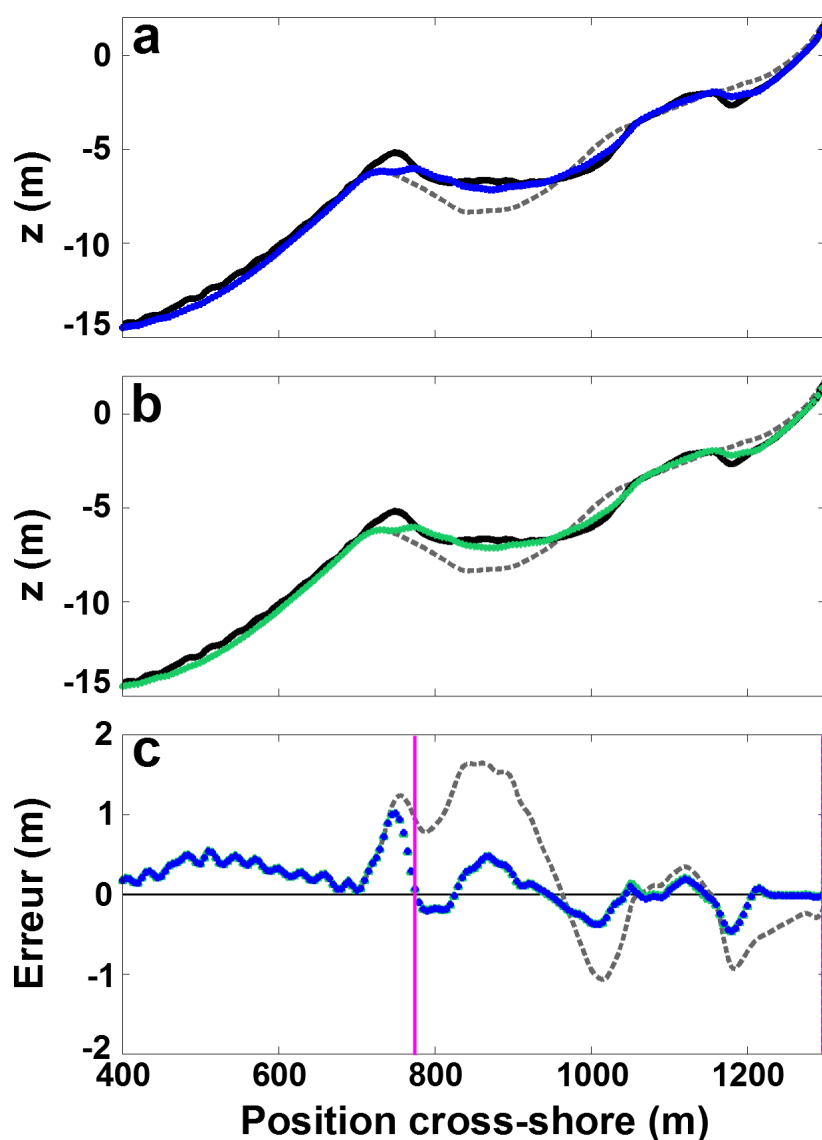


FIGURE 4.27 – Comparaison des inversions bathymétriques pour un transect de la plage du Truc Vert. Les résultats de l’assimilation sur profil moyen (a) et par méthode d’ensemble (b) sont représentés par comparaison entre les profils initiaux (gris), mesurés (noirs) et convergés (bleus pour la méthode déterministe, verts pour la méthode d’ensemble). (c) les erreurs relatives présentées respectent le même code couleur.

ϵ_{rms}, BSS	Profil total	zone observée
ϵ_{rms} (normal)	30.54 cm	20.91 cm
ϵ_{rms} (méthode d’ensemble)	30.52 cm	21.01 cm
BSS (normal)	0.812	0.937
BSS (méthode d’ensemble)	0.812	0.936

TABLE 4.6 – Erreur ϵ_{rms} et score de performance pour les différentes méthodes d’assimilation proposées.

des observations vidéo est pertinente pour l'inversion bathymétrique sur plage naturelle. Nos deux méthodes d'assimilation proposent une correction délocalisée et ont de fait tendance à lisser les structures 3D de la plage. Le manque de données à partir de la barre externe ne peut être contrebalancé par une extension de l'influence des observations les plus au large, qui lisserait la structure. Le manque d'observation dans cette zone et pour ce type d'inversion reste donc un point limitant.

4.5 Synthèse sur l'inversion bathymétrique

Dans ce chapitre, nous avons validé deux méthodes d'assimilation de données pour l'inversion bathymétrique. Ces méthodes ont présenté des résultats cohérents pour tous les cas d'étude. La qualité de la correction apportée dépend typiquement de l'erreur d'observation et de la délocalisation autorisée. De manière générale, l'inversion bathymétrique est limitée par la disponibilité d'observations pertinentes et précises pouvant servir à caractériser l'intégralité d'un profil de plage. Contrairement aux méthodes d'inversion dites directes, les méthodes d'assimilation de données permettent de combiner les informations de multiples sources de proxys bathymétriques afin de permettre une correction complète et précise d'un profil de plage. Ces sources d'observation sont choisies pour leur pertinence à décrire une zone du profil et apportent des informations complémentaires pour la correction. Le critère de qualité de ces observations n'est non pas leur quantité mais leur précision, localisation et répartition sur l'ensemble du profil, notamment au niveau des zones les plus dynamiques (barres, haut de plage). L'utilisation d'observations complémentaires donne une estimation rapide de l'état de plage et permet ainsi de réduire le volume de données à traiter. Par exemple, sur le dernier exemple de reconstruction d'un transect de la plage du Truc Vert, seules deux heures de suivi de célérité, dissipation et topographie suffisent pour reconstruire correctement le profil réel. Cela contraste avec le volume de données nécessaires dans une approche sans assimilation et monosource (moyenne sur 4 jours environ pour le même transect, Almar [2009]). Cependant, l'absence de données au large et l'imprécision des données en eaux peu profondes et sur des bathymétries 3D restent des points bloquants. La célérité des vagues est pour l'instant le seul proxy bathymétrique disponible au large du point de déferlement, même si la qualité des prédictions tend à se dégrader au large avec la précision du géoréférencement. L'inversion bathymétrique a pour objectif *in fine* de fournir des jeux de bathymétrie pour les études de modélisation morphodynamique. La moindre erreur d'inversion impactera forcément sur la qualité de la prédiction du modèle. Cette erreur peut être prise en compte naturellement dans les modèles hydro-morphodynamiques en permettant une assimilation de type dynamique, grâce notamment à l'implémentation d'une méthode d'ensemble qui sera illustrée dans le prochain chapitre.

Chapitre 5

Assimilation de données dynamique : Evolution morphodynamique à moyen-terme d'un profil de plage

Dans ce dernier chapitre, nous présentons un cas synthétique d'assimilation de données intégrée dans une étude d'évolution morphodynamique sur la plage de Duck (Caroline du Nord, USA), et qui a pour but de recalibrer la bathymétrie de manière dynamique lorsque les observations sont disponibles. L'objectif de cette partie est d'appliquer et de valider notre méthode d'assimilation développée au chapitre 3 pour un cas d'évolution bathymétrique à moyen terme (plusieurs mois) de profil de plage en s'appuyant sur les propriétés d'inversion bathymétrique présentées au chapitre précédent

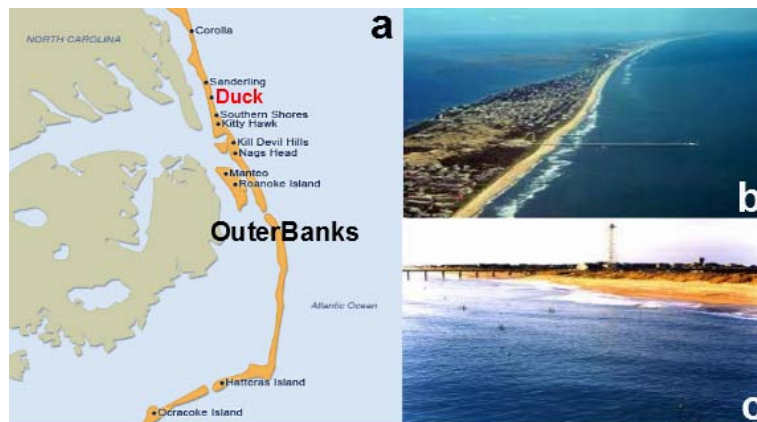


FIGURE 5.1 – Localisation géographique de la plage de Duck dans les *Outer Banks* (a). Photo du site d'étude en bord de lagune (b) avec l'USACE *Field Research Pier* et les instruments de mesure (c), (Source : USACE).

Mois	Jan	Fév	Mar	Avr	Mai	Jui	Juil	Aou	Sep	Oct	Nov	Déc
Hs (m)	1.0	1.1	1.0	1.0	0.9	0.7	0.7	0.8	1.2	1.1	1.1	1.0
Tp (s)	8.4	8.5	8.9	8.7	8.5	8.4	8.3	8.9	9.4	8.7	8.8	8.6
Dir (°)	79	78	84	84	91	97	98	96	96	79	74	75

TABLE 5.1 – Conditions hydrodynamiques moyennes (Hs, Tp et direction) pour la plage de Duck sur la période (1985-2012). (Source USACE).

5.1 Cadre de l'étude

5.1.1 Présentation du site de Duck

La plage de Duck (Caroline du Nord) est située dans la partie Nord des îles barrières des *Outer Banks* protégeant l'une des plus grandes lagunes estuariennes des Etats-Unis (Figure 5.1a). Cet environnement sableux ultra-vulnérable est directement exposé au risque de submersion et d'érosion, ce qui en fait l'un des sites les plus étudiés dans le monde (Figures 5.1b et c), avec de nombreuses campagnes de mesure (DUCK82, DELILAH90, DUCK94, SANDYDUCK97,...). Cette partie du littoral américain est exposé à des houles longues modérément énergétiques ($Hs = 0.97$ m et $Tp = 8.7$ s). La plage de Duck est de type intermédiaire, microtidale et se compose d'un système simple barre [Birkemeier, 1985] comprenant une barre sous-marine large (100 m) et tridimensionnelle [Lippmann and Holman, 1990] et d'un haut de plage prononcé présentant occasionnellement une berme en haut d'estran pendant les séquences accrétives (cf. Figure 5.2).

5.1.2 Validation du modèle 1DBEACH à partir du jeu de données DUCK82

Dans cette partie nous avons utilisé le jeu de donnée de la pré-campagne de mesure DUCK82 qui se compose de 16 différents relevés bathymétriques (Figure 5.2) réalisés à

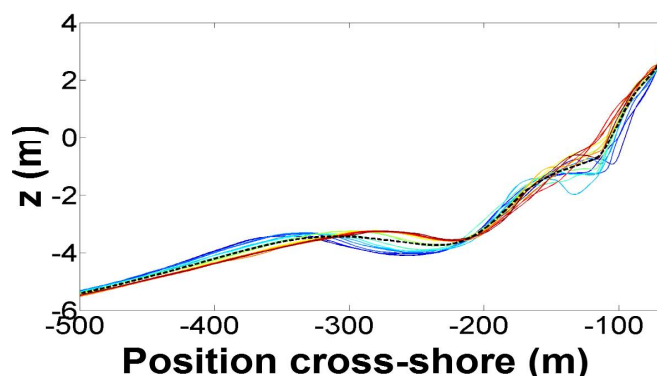


FIGURE 5.2 – 16 profils mesurés et profils moyens de la plage de Duck dans une séquence accrétive pour la période Février-Juin 1982. Les différents profils sont représentés dans un dégradé de couleur du bleu au rouge, le profil moyen en noir.

5 - Assimilation de données dynamique : Evolution morphodynamique à moyen-terme d'un profil de plage

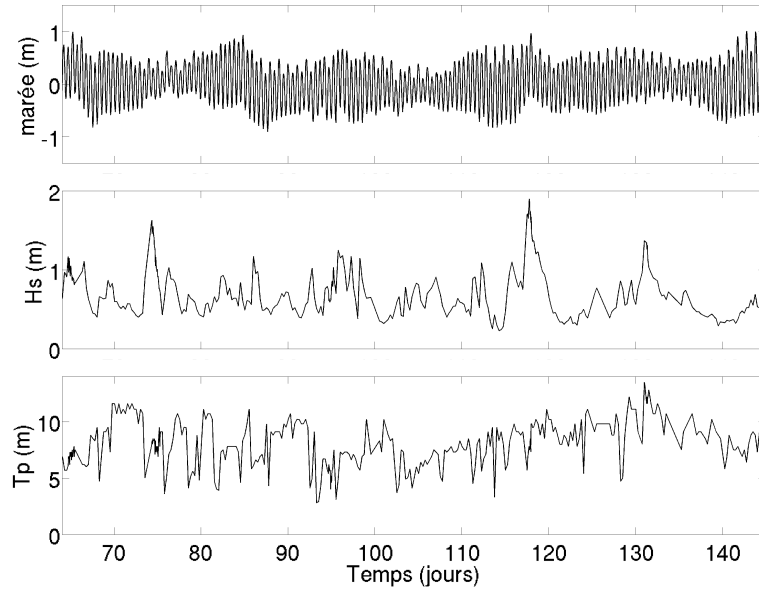


FIGURE 5.3 – Conditions hydrodynamiques pour la période Mars-Mai 1982

partir de Février 1982 par les ingénieurs de l'USACE en marge de la campagne de mesure DUCK82 (5 au 25 Octobre 1982) ainsi que des conditions hydrodynamiques correspondantes. Nous avons choisi de restreindre notre étude à l'évolution morphodynamique d'un profil de plage pour la période Mars-Mai 1982 (comprenant 8 relevés). Pendant cette période, la plage était dans une phase accrétive (Figure 5.2) en réponse aux conditions peu énergétiques sur la période ($H_s = 0.65$ m et $T_p = 8.15$ s, Figure 5.3). Les profils mesurés montrent que la barre a migré de 46 m vers la côte en 3 mois avec une diminution de son amplitude et un comblement progressif de la fosse.

Notre modèle a été préalablement calibré et validé à partir des différents transects mesurés avec les conditions hydrodynamiques proposées dans la Figure 5.3 et en considérant des vagues d'incidence normale à la plage [Dubarbier et al., 2012]. La Figure 5.4 montre que la migration et l'évolution morphologique de la barre sont correctement reproduites par le modèle avec des erreurs *rms* et de localisation faibles (Tableau 5.2). Cependant, le modèle prédit systématiquement un haut de plage en constante accrétion ce qui diffère fortement de la dynamique observée dans cette zone. Ceci s'explique par la non prise en compte des processus de jet de rive dans le modèle. Nous allons ici intégrer l'assimilation dans l'évolution morphodynamique afin de recalibrer ponctuellement la bathymétrie lorsque les observations sont disponibles.

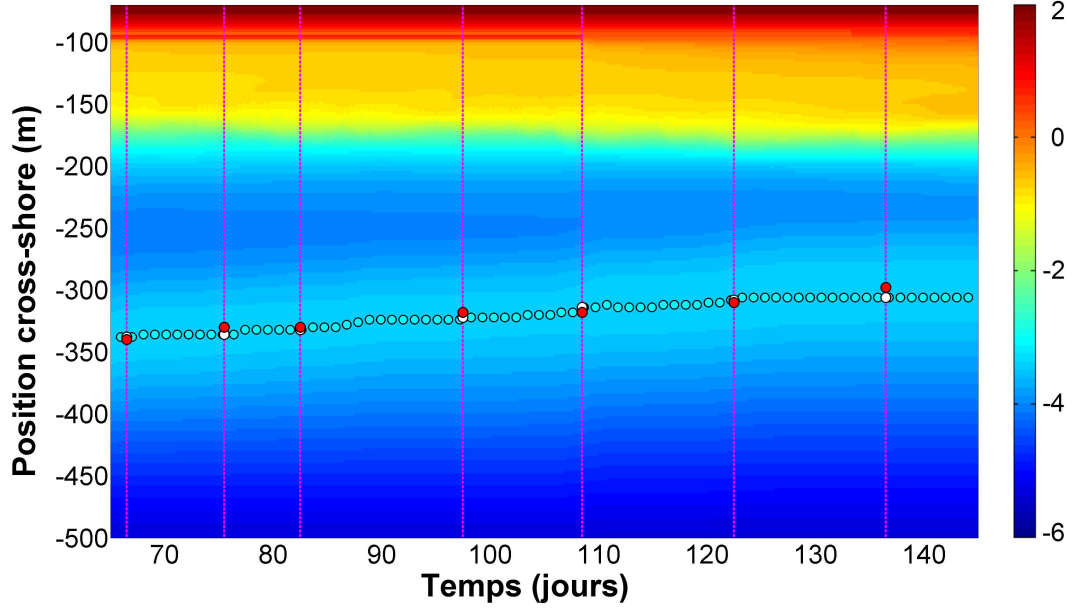


FIGURE 5.4 – Evolution morphodynamique du profil de plage moyen réalisé avec le modèle sans assimilation et validation du modèle sur le transect de plage étudié avec suivi de la position de la crête de la barre (ronds bleus) pour la période Mars-Mai 1982. Les positions de crêtes mesurées (ronds rouges) et estimées (rond blanc) sont comparées pour 7 des 16 mesures (pointillés magenta).

Indicateur/jour	66	75	82	97	108	122	136
ϵ_{rms} total (cm)	14.75	18.18	14.83	26.93	19.4	25.86	20.73
ϵ_{rms} (surf/levée) (cm)	10.67	10.93	10.45	9.91	8.59	11.48	9.93
ϵ_{rms} (haut de plage)(cm)	29.34	40.31	29.75	65.97	46.86	61.44	49.7
Δ position crête (m)	2	6	2	4	4	2	8

TABLE 5.2 – Erreurs *rms* et écarts de position de crête entre la prédiction modèle et les profils mesurés.

5.2 Présentation de la simulation

Pour cette étude nous avons intégré l'assimilation de données de manière dynamique et cohérente dans le modèle pour décrire l'évolution morphologique de la plage de Duck. Pour cela, nous avons choisi d'utiliser la calibration proposée par Dubarbier et al. [2012] et de forcer la bathymétrie initiale par un profil suffisamment distinct du profil initial original. L'objectif est de visualiser le recalage progressif du modèle sur les différents profils mesurés. Par conséquent, nous avons subjectivement initialisé notre filtre de Kalman d'ensemble à partir des 16 profils mesurés. Ces profils d'environ 450 m ont été échantillonnés tous les 2 m et sont naturellement distribués autour de leur profil moyen, qui constitue donc le profil initial résultant. De plus, nous avons opté pour une correction bathymétrique à partir des observations de célérité (zone de surf et de

5 - Assimilation de données dynamique : Evolution morphodynamique à moyen-terme d'un profil de plage

levée) et de bathymétrie (zone intertidale et haut de plage) et restreint notre simulation à 81 jours d'évolution comprenant 7 corrections de profil par assimilation. A défaut de mesures réelles, les profils de célérité observés sont issus d'un *run* préalable sur les profils 2 à 8 et échantillonnées tous les 4 m. Pour le haut de plage, les observations de topographie sont constituées à partir des profils observés et échantillonnées à 2 m. Les matrices de covariance modèle P^b ont été estimées avant chaque assimilation grâce aux informations disponibles sur l'ensemble des 16 profils bathymétriques et de célérité au temps juste avant l'assimilation. Ces matrices ont été par la suite localisées avec des facteurs de localisation fixés à 4 et 8 m, respectivement pour la topographie et la célérité. Pour contrebalancer le phénomène de sous-représentativité de la matrice de covariance P^b (nous utilisons uniquement un ensemble de 16 membres), nous avons envisagé de perturber les observations de manière aléatoire [eg. Burgers et al., 1998, Evensen, 2003] et d'augmenter systématiquement la matrice par un facteur d'inflation ν fixé à 1.1 [Hamill et al., 2001]. Les erreurs d'observation (perturbations incluses) ont été fixées à 20 cm $\pm$ 10 cm et 40 cm/s $\pm$ 20 cm/s respectivement pour la topographie et la célérité, en cohérence avec des valeurs réelles. Enfin, chaque simulation est lancée pour une période de 81 jours (à partir du 5 Mars 1982, i.e. 64ème jour) avec un pas de temps morphodynamique de 1/2 h et chaque étape de correction est réalisée avec une unique itération d'assimilation.

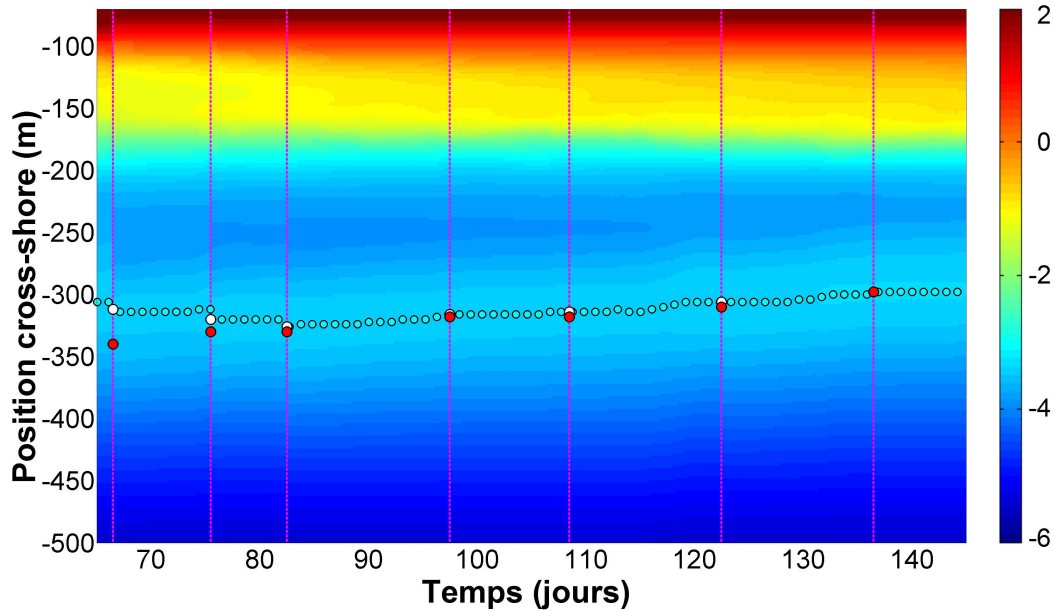


FIGURE 5.5 – Evolution morphodynamique du transect de plage étudié intégrant une correction par assimilation de données pour la période Mars-Mai 1982. La position de la crête de la barre (ronds bleus) est suivie à chaque pas de temps. Les positions de crêtes mesurées (ronds rouges) et estimées (rond blanc) sont comparées aux différents temps d'assimilation.

5.3 Résultats

Dans cette partie, nous présentons d'abord les résultats d'évolution obtenus grâce à cette configuration en envisageant brièvement par la suite la possibilité de maintenir la matrice de covariance modèle constante et/ou d'avoir recours à des sous-itérations.

5.3.1 Assimilation dynamique par filtre de Kalman d'ensemble

La Figure 5.5 présente l'évolution morphodynamique continue du profil moyen résultant de l'ensemble. Elle montre clairement que deux comportements distincts se dégagent. D'une part, la barre se recale progressivement en amplitude et position vers le profil mesuré au terme de la troisième correction. Le repositionnement de la barre est d'ailleurs couplé à l'élargissement de la fosse. A partir du 82ème jour, le modèle reproduit correctement la migration continue de la barre vers la côte sans correction majeure par l'assimilation. Le comportement au niveau de la barre contraste fortement avec celui du haut de plage. En effet, cette zone n'est soumise qu'à une seule correction significative (voire une deuxième mineure). Ainsi, le haut de plage n'est quasiment plus corrigé après le 66ème jour et reste en accrétion jusqu'à la fin de la simulation. Les Figures 5.6 et 5.7 détaillent l'ensemble des corrections apportées aux profils, en comparant les profils estimés avant assimilation, corrigés et mesurés et proposant systématiquement une représentation spatiale de l'erreur. Le haut de plage est parfaitement corrigé à la première assimilation gouvernée par une erreur d'observation faible, ce qui se traduit par une erreur relative proche de zéro. A noter que la pente de plage (à partir de -120 m) est bien représentée grâce à une localisation suffisamment fine. Cependant, comme nous l'avons remarqué, aucune correction n'est effectivement apportée dans cette zone dans la suite de la simulation. Cela s'explique par l'absence de variabilité statistique de l'ensemble dans la matrice de covariance modèle P^b , i.e. l'erreur modèle reste négligeable face à l'erreur d'observation. Ce manque de variabilité peut être causé par une sous-représentation de l'ensemble (i.e. trop peu de membres dans l'ensemble ne permettent pas d'avoir une statistique de plage complète). Dans notre cas, la première correction trop précise a réduit drastiquement l'amplitude de l'erreur. Malgré les perturbations imposées aux observations, les 16 profils de l'ensemble ont convergé trop précisément vers le profil observé en haut de plage et ont par conséquent réduit la variabilité de profil nécessaire pour les futures corrections. Sans correction et sans prise en compte de la dynamique de jet de rive, le haut de plage reste en accrétion continue et l'erreur relative fluctue jusqu'à 1 m en fonction du profil mesuré (Figure 5.7). Le système de barre est quant à lui bien reconstruit et son évolution bien simulée par le modèle avec une régression continue de l'erreur relative.

5 - Assimilation de données dynamique : Evolution morphodynamique à moyen-terme d'un profil de plage

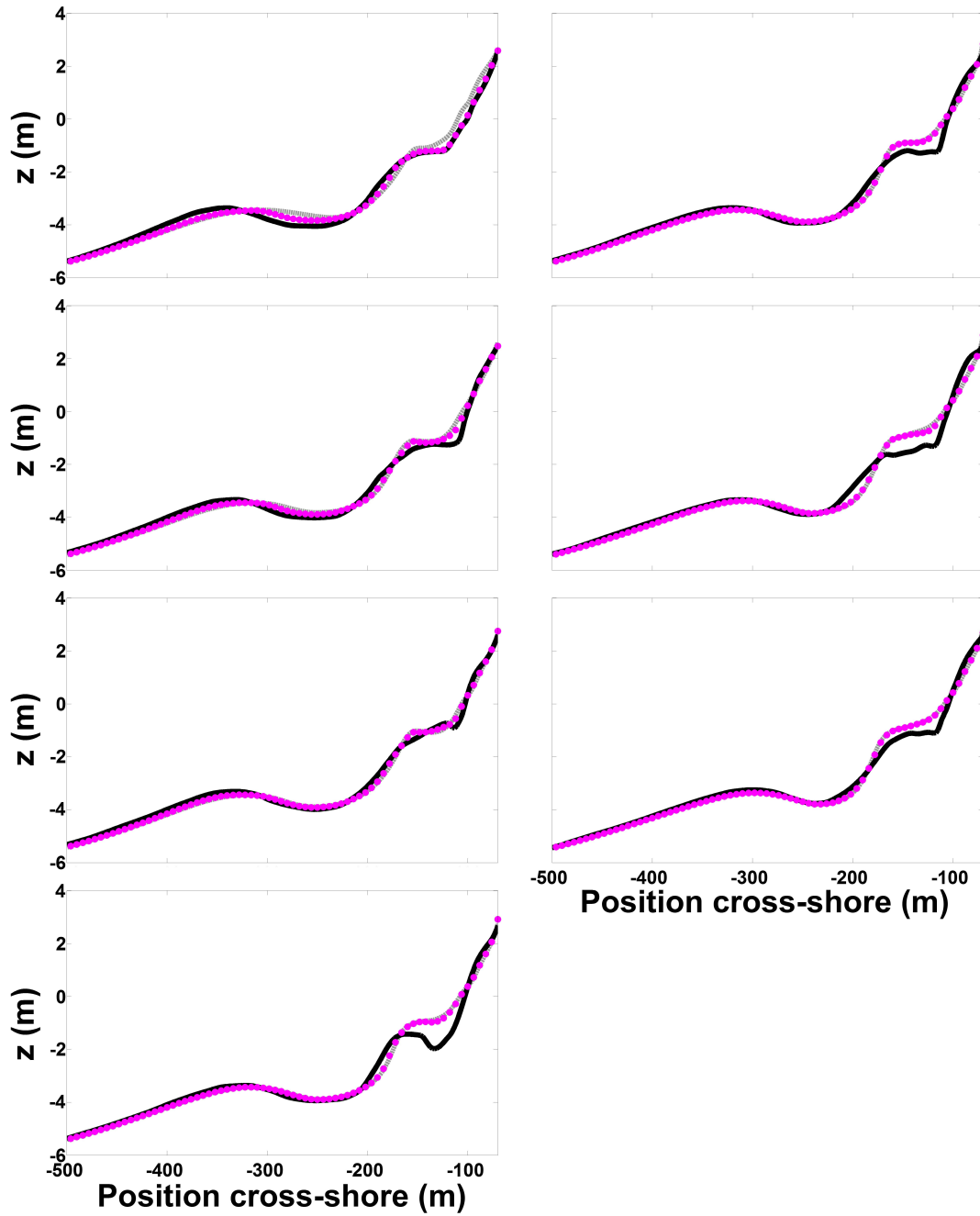


FIGURE 5.6 – Comparaison entre les profils avant assimilation (gris) et corrigés (magenta) par rapport aux profils mesurés (noir) sur l'évolution décrite Figure 5.4. Les profils sont représentés pour chacune des 7 corrections le (a) 66ème, (b) 75ème, (c) 82ème, (d) 97ème, (e) 108ème, (f) 122ème, (g) 136ème jour.

Le tableau 5.3 complète cette première étude et confirme nos précédents résultats en présentant les erreurs *rms* et scores de performance de Brier de manière globale ainsi que dans chaque zone du profil. Les valeurs d'erreur *rms* totale sont relativement bonnes avec une erreur moyenne à 16.6 cm, mais fluctuent, tout comme le score *BSS* total, en fonction des valeurs respectives du haut de plage où les erreurs sont significatives.

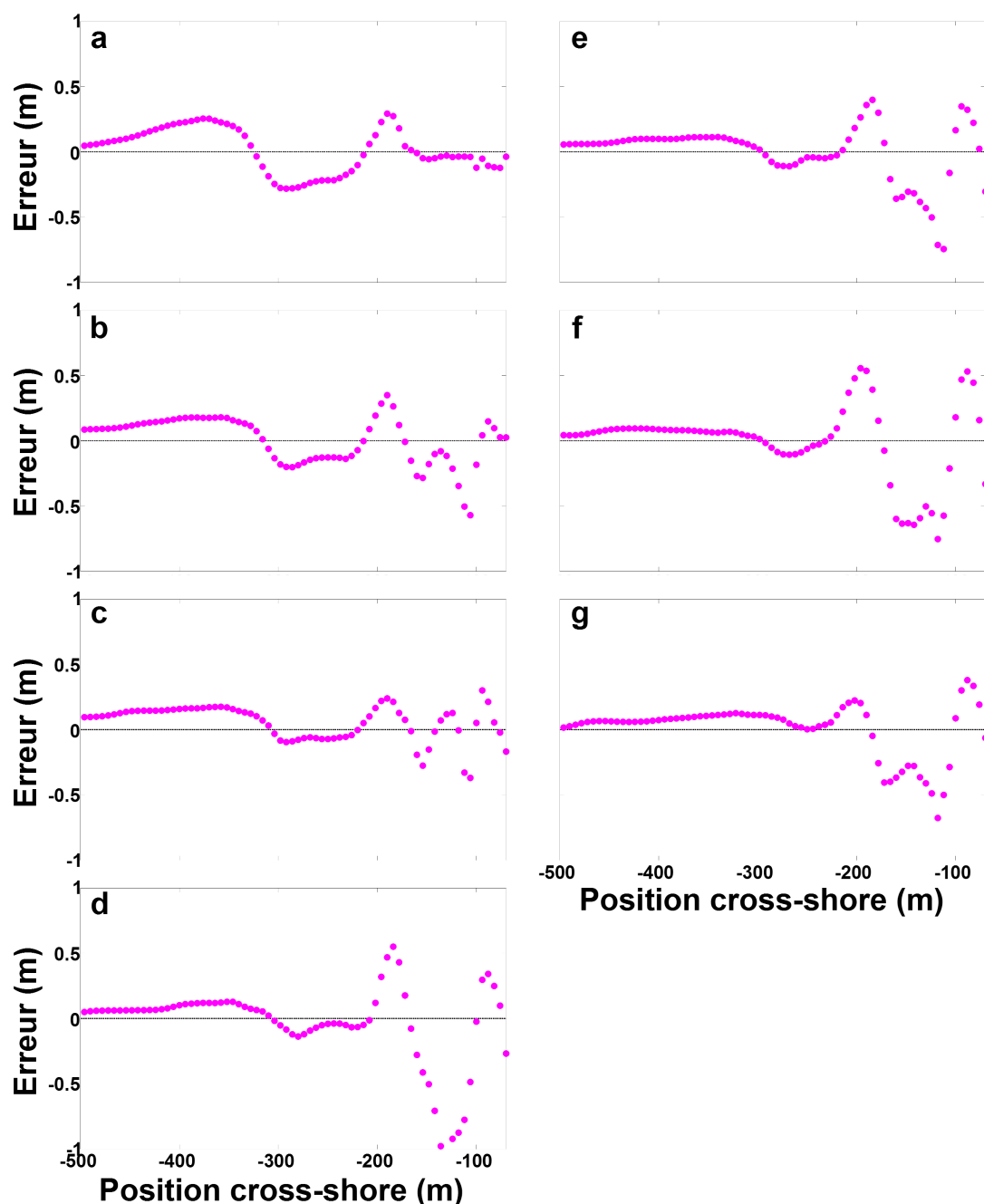


FIGURE 5.7 – Erreurs relatives entre les profils mesurés et corrigés présentés à la figure 5.6.

Les erreurs *rms* en zone de surf et de levée sont typiquement décroissantes et faibles (moins de 10 cm) et montrent le bon comportement du modèle à décrire l'évolution du système barre/fosse pendant et après correction. Dans cette zone, les scores *BSS* sont bons pour les trois premières corrections puis relativement faibles, i.e. même si les profils assimilés et mesurés sont proches, la quantité corrigée est négligeable face à la quantité à corriger. Ceci dénote potentiellement un manque de variabilité de la matrice de covariance modèle P^b pour la fin de la simulation qui induirait une erreur résiduelle.

5 - Assimilation de données dynamique : Evolution morphodynamique à moyen-terme d'un profil de plage

Indicateurs/jours	66	75	82	97	108	122	136
ϵ_{rms} total (cm)	12.65	13.42	10.89	23.03	16.06	21.12	19.29
ϵ_{rms} (surf/levée) (cm)	13.32	10.73	9.35	9.35	8.63	11.35	7.33
ϵ_{rms} (haut de plage)(cm)	7.5	24.16	17.72	56.35	37.57	48.5	37.1
BSS total	0.674	0.471	0.371	0.135	0.106	0.175	0.138
BSS (surf/levée)	0.493	0.441	0.35	0.132	0.098	0.19	0.146
BSS (haut de plage)	0.959	0.505	0.412	0.137	0.108	0.17	0.073

TABLE 5.3 – Erreurs rms et scores de performance de Brier par zone et pour chacune des 7 corrections. Les erreurs rms et scores de performance sont des valeurs moyennes sur 10 simulations.

Les autres configurations testées (non présentées dans ce manuscrit), n'apportent pas de contributions significatives à l'étude à moins d'apporter une inflation drastique à la matrice de covariance modèle. Ces premiers résultats montrent donc qu'une étude d'évolution morphodynamique cohérente requiert une bonne paramétrisation à la fois du modèle et de l'assimilation ainsi qu'une bonne appréhension de la physique pour toutes les zones du profil.

5.3.2 Assimilation dynamique avec matrice de covariance modèle P^b constante

Dans ce deuxième exemple, nous avons imposé une matrice de covariance modèle P^b constante (dans le temps) afin de stimuler la variabilité statistique du profil et ainsi permettre une correction bathymétrique à chaque temps d'observation. Cette matrice est estimée et fixée à la première étape de correction.

La Figure 5.8 montre que les corrections sont correctement apportées au cours des 7 assimilations, gouvernées par un ratio erreur modèle/erreur d'observation fixe. Comme pour l'exemple précédent, la barre se recale à la géométrie observée au bout de 3 corrections et continue ensuite sa migration vers le bord. A noter aussi certaines discontinuités locales notamment au niveau de la dernière correction. D'autre part, le haut de plage connaît une succession d'étapes évolution/correction clairement discontinue. Dans cette zone, le profil diverge rapidement et reprend son comportement accréatif inexorable du fait de la mauvaise prise en compte des processus de jet de rive dans le modèle, partiellement responsable de la redistribution du sédiment vers le large. Dans Dubarbier et al. [2012] nous avons d'ailleurs démontré que l'assimilation était efficace uniquement dans le cas de la correction d'un haut de plage peu pentu (Egmond Aan Zee par exemple) associé à un *swash* moins intense, ce qui n'est clairement pas le cas pour la plage de Duck.

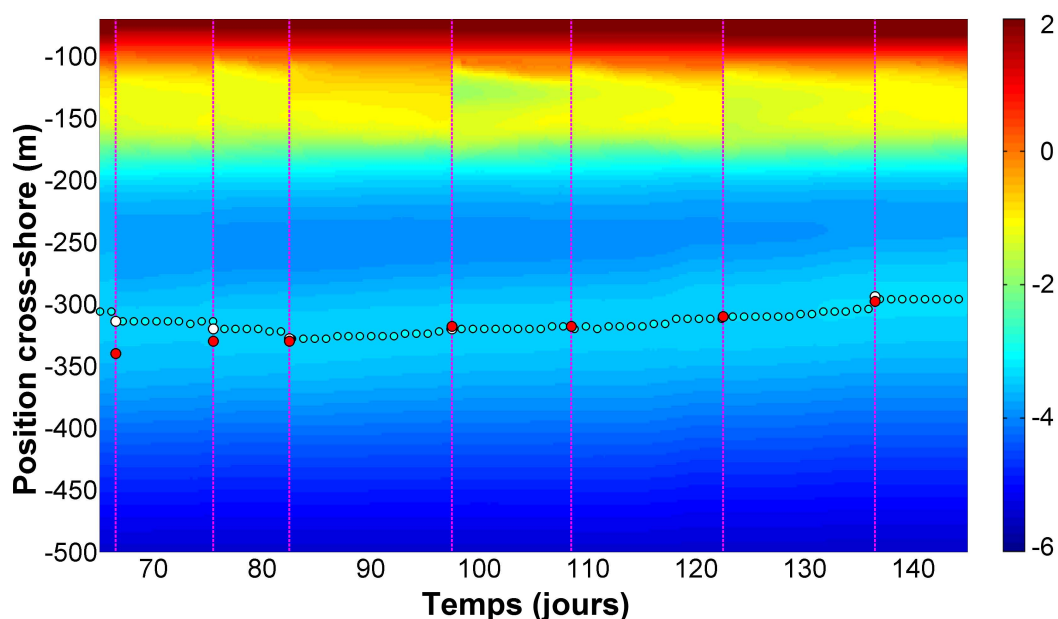


FIGURE 5.8 – Evolution morphodynamique avec correction par assimilation pour le transect de plage étudié et suivi de la position de la crête de la barre (ronds bleus) pour la période Mars-Mai 1982. Les positions de crêtes mesurées (ronds rouges) et estimées (rond blanc) sont comparées aux différents temps d’assimilation.

Les Figures 5.9 et 5.10 renforcent nos conclusions en présentant une correction progressive et continue du système barre/fosse et surtout la correction quasi-parfaite du haut de plage à chaque assimilation. Nous pouvons aussi remarquer une erreur systématique centrée sur la position (-190 m) et qui peut être localement forte (jusqu’à 50 cm). Cette erreur est un artefact dû à l’assimilation et a été mis en évidence dans le chapitre précédent. Il se manifeste par un effet de lissage dans les zones à forte rupture de pente. Enfin, les erreurs rms et scores de performance sont donnés à titre informatifs dans le tableau 5.4. Les erreurs ϵ_{rms} décroissent rapidement et tendent (sauf exception à l’avant dernière correction) vers des valeurs largement inférieures à 10 cm dans toutes les parties du profil. Elles sont associées à des scores BSS globalement stables et satisfaisants voire parfaits dans le haut de plage, ce qui est donc en accord avec les résultats déjà exposés.

Indicateurs/jours	66	75	82	97	108	122	136
ϵ_{rms} total (cm)	11.67	8.56	7.64	6.23	5.92	9.72	6.88
ϵ_{rms} (surf/levée) (cm)	12.35	9.08	8.06	5.92	6.0	10.07	7.04
ϵ_{rms} (haut de plage)(cm)	6.14	3.93	4.12	8.04	5.6	7.24	5.65
BSS total	0.722	0.765	0.647	0.932	0.761	0.739	0.866
BSS (surf/levée)	0.564	0.545	0.441	0.605	0.411	0.392	0.338
BSS (haut de plage)	0.973	0.986	0.965	0.981	0.955	0.966	0.887

TABLE 5.4 – Erreurs rms et scores de performance de Brier par zone et pour chacune des 7 corrections.

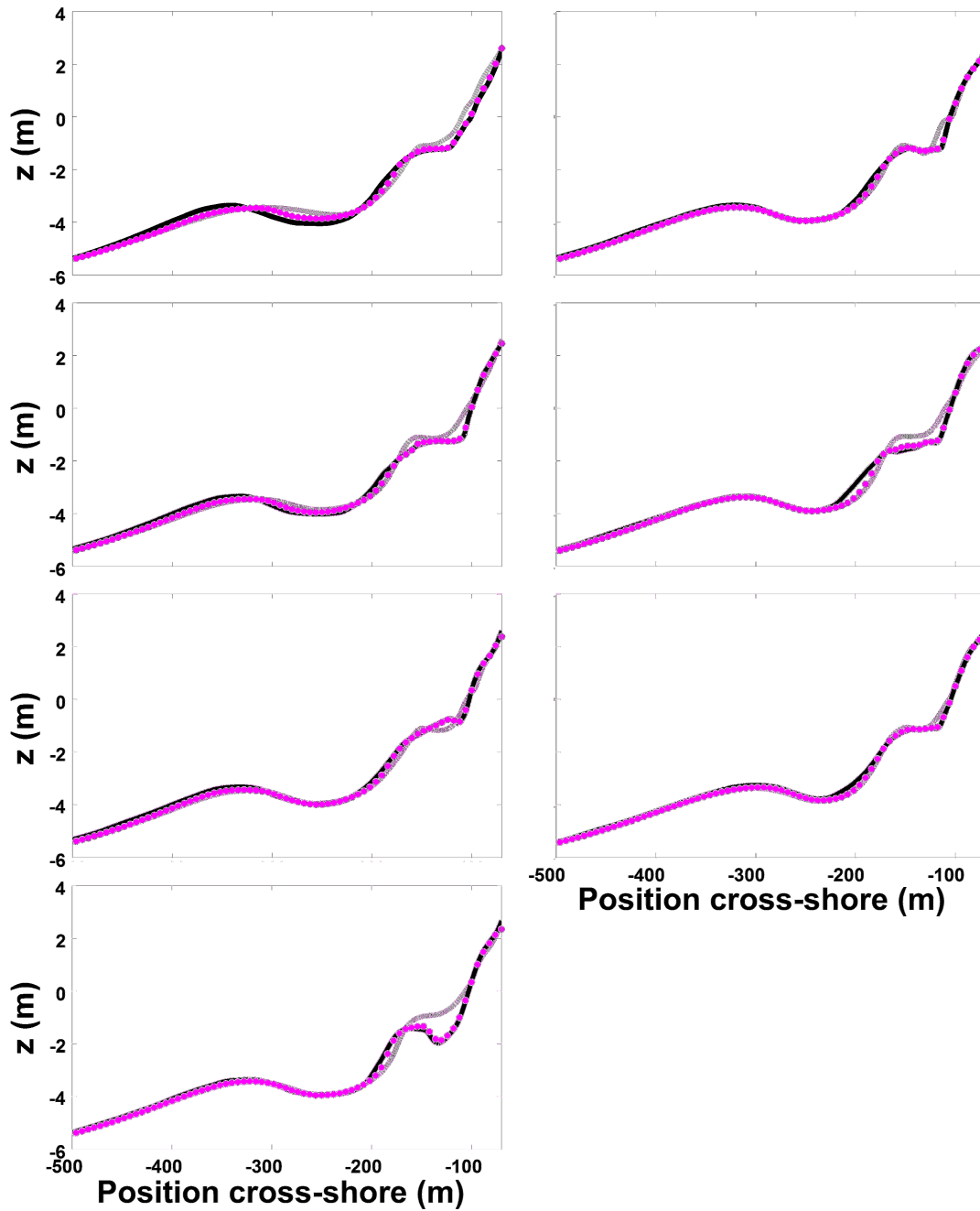


FIGURE 5.9 – Comparaison entre les profils avant assimilation (gris) et corrigés (magenta) par rapport aux profils mesurés (noir) pour la simulation à matrice de covariance P^b constante. Les profils sont représentés pour chacune des 7 corrections le (a) 66ème, (b) 75ème, (c) 82ème, (d) 97ème, (e) 108ème, (f) 122ème, (g) 136ème jour.

La variabilité statistique de l'erreur modèle contrôle donc l'amplitude et l'étendue de la correction bathymétrique. Le fait de conserver une certaine variabilité dans la matrice P^b influe sur la précision globale de la correction, même dans les zones à problème. Cependant, si la correction du haut de plage semble localement satisfaisante, elle n'a seulement qu'un effet limité dans le temps du fait des processus physiques de la dynamique de jet

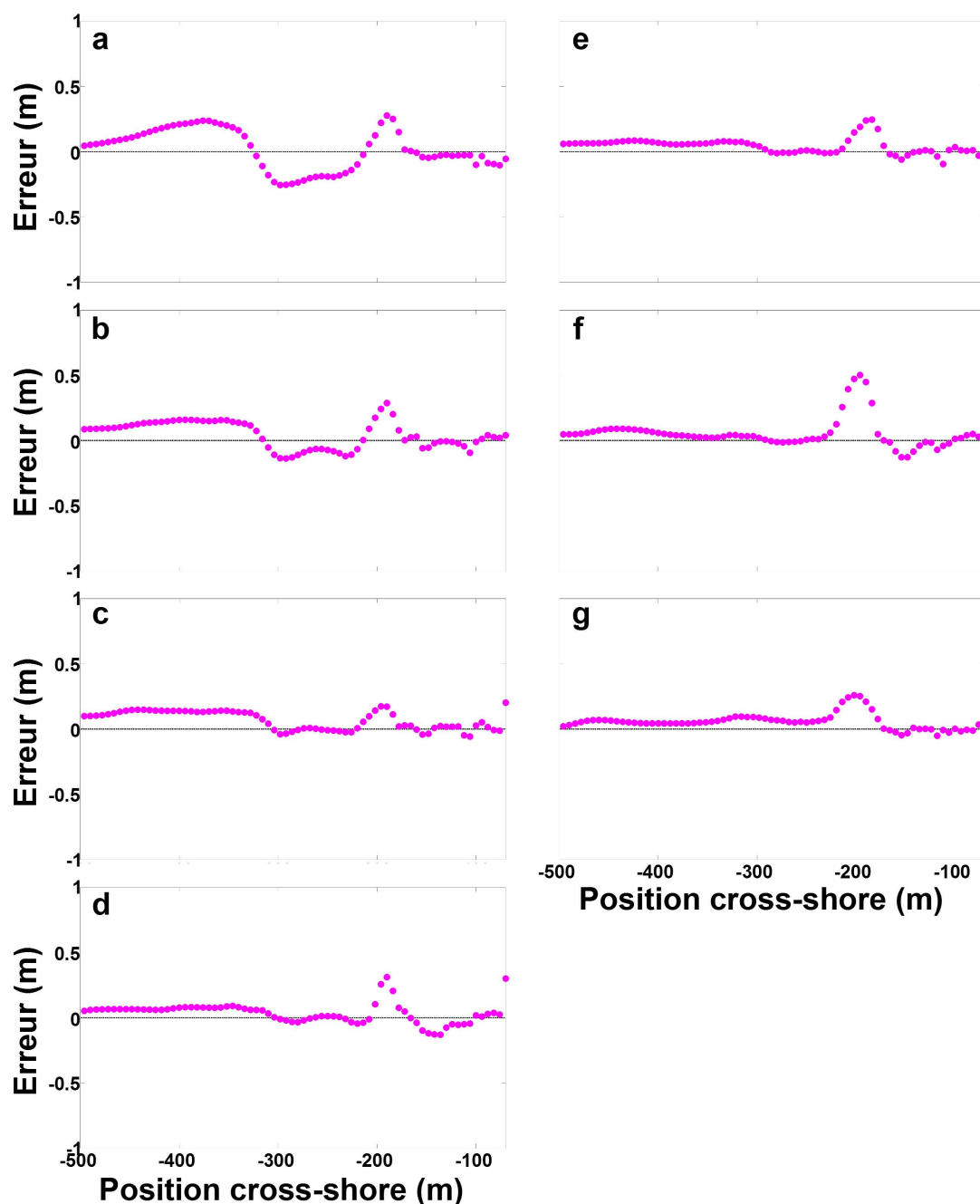


FIGURE 5.10 – Erreurs relatives correspondant aux profils présentés à la figure 5.9.

de rive mal/pas appréhendés dans le modèle et qui mènent systématiquement à des divergences.

5.3.3 Effet des sous-itérations sur la correction

Pour compléter cette étude, nous proposons de regarder l'effet des sous-itérations au niveau de la correction des profils, à l'image des inversions bathymétriques réalisées au chapitre 4 (Section 4.2, 4.3 et 4.4). Ces sous-itérations peuvent être nécessaires pour corriger rapidement les profils lors d'événements énergétiques, lorsque les systèmes

5 - Assimilation de données dynamique : Evolution morphodynamique à moyen-terme d'un profil de plage

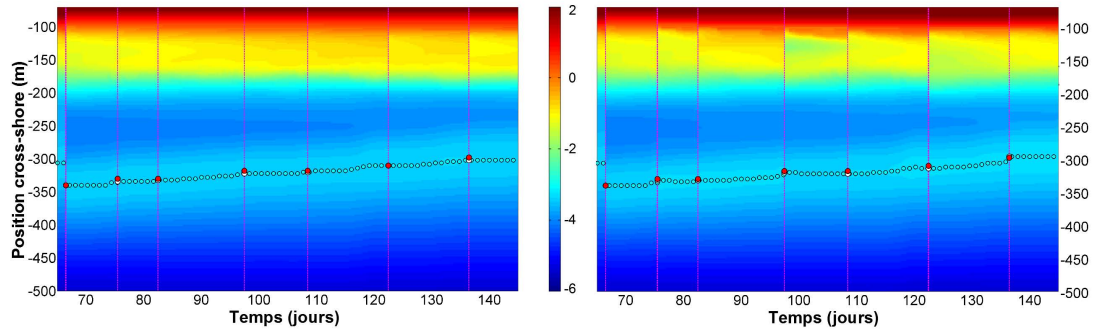


FIGURE 5.11 – Evolution morphodynamique avec correction itérative pour le transect de plage étudié et suivi de la position de la crête de la barre (ronds bleus) pour la période Mars-Mai 1982. Les positions de crêtes mesurées (ronds rouges) et estimées (rond blanc) sont comparées aux différents temps d'assimilation. La simulation laisse l'éventualité d'une matrice de covariance d'erreur variante(a) ou constante(b).

sableux évoluent rapidement. Dans cette étude, la correction est menée jusqu'à convergence de l'erreur résiduelle (environ 5 itérations) pour l'évolution dynamique présentée précédemment, avec aussi la possibilité de maintenir la matrice de covariance modèle constante. La méthode itérative donne clairement une correction immédiate du profil simulé vers la première mesure quelle que soit la simulation (cf. Figure 5.11). Le fait de maintenir la matrice de covariance constante permet une correction itérative continue et précise (cf. Tableau 5.5) tout au long de la simulation, ce qui n'est pas le cas dans l'autre simulation limitée à une seule vraie correction aux vues de l'évolution des scores et erreurs. La méthode de correction itérative à matrice de covariance constante pourrait donc permettre le recalage rapide et précis du système barre/fosse dans l'éventualité d'événements extrêmes consécutifs que le modèle peut avoir mal appréhendés.

Indicateurs/jours	66	75	82	97	108	122	136
matrice variable							
ϵ_{rms} (surf/levée) (cm)	3.19	5.04	6.61	6.95	6.36	10.97	8.71
BSS (surf/levée)	0.971	0.266	0.138	0.148	0.099	0.08	0.093
matrice constante							
ϵ_{rms} (surf/levée) (cm)	3.26	2.36	3.35	1.57	1.62	3.58	2.58
BSS (surf/levée)	0.969	0.842	0.642	0.956	0.886	0.892	0.771

TABLE 5.5 – Erreurs rms et scores de performance de Brier dans la zone de levée et de surf et pour chacune des 7 corrections.

5.4 Synthèse et discussion

Cette étude constitue un résultat préliminaire d'assimilation de donnée intégrée à l'évolution morphodynamique d'un profil de plage sableuse. Cette simulation n'est certes qu'un cas synthétique faute de jeux de données disponibles, mais permet de dégager certaines stratégies de correction dans le cas d'études de la morphodynamique de plages soumises à des changements de régime de houle. En effet, au vu du profil initial résultant et de la première mesure, ce cas peut s'apparenter à une situation post-tempête où le modèle, calibré pour la migration de barres vers la côte, n'a pas réussi à reproduire la migration rapide de la barre pendant un événement extrême. Il est d'ailleurs difficile de pouvoir calibrer un modèle pour simuler précisément ces deux types de migration consécutivement [Ruessink et al., 2003, Dubarbier et al., 2012]. L'assimilation de données par filtre de Kalman d'ensemble va permettre de corriger et faire converger progressivement le profil estimé à la mesure. Les corrections apportées vont permettre de compenser localement les approximations faites sur la physique du profil de plage ainsi que sur la paramétrisation du modèle. Cependant, à l'exemple ici du haut de plage, elle n'aura qu'un effet limité pour contenir la divergence du modèle sur des structures sableuses dont la dynamique est mal prise en compte dans le modèle : elle ne peut donc pas pallier complètement au manque de connaissance de la physique. La dynamique de la zone de jet de rive induisant un transport sédimentaire vers le large en compensation des flux accréatifs est prépondérante dans la description d'environnements à forte pente de plage comme Duck et reste encore un problème récurrent pour tous les modèles. Le système barre/fosse a été globalement bien recalé et son comportement bien reproduit du fait de la bonne calibration du modèle. La convergence vers le profil mesuré s'est déroulée à travers typiquement 3 étapes de correction espacées sur environ 20 jours d'évolution. Ce délai de convergence n'est pas vraiment gênant pour la description de cette séquence accrétive mais peut devenir problématique pour des environnements plus dynamiques soumis à des événements énergétiques consécutifs pour lesquels la correction se doit d'être quasi instantanée. Nous avons vu que le recours à des erreurs d'observation plus faibles et aux sous-itérations induisent des corrections locales précises mais réalisées au détriment des prochaines corrections en réduisant considérablement l'amplitude de l'ensemble et donc de l'erreur. Un compromis doit donc être trouvé entre variabilité statistique de la matrice P^b et erreur de mesure (perturbations incluses) tout en respectant les vrais ordres de grandeur de l'erreur. L'inflation contrôlée de la matrice de covariance P^b ne permet pas de faire face au manque de variabilité c'est pourquoi nous avons envisagé de travailler avec des matrices de covariance de prévision constantes. Cette idée va à l'encontre du principe et donc de l'utilisation du filtre de Kalman d'ensemble qui permet le transport naturel de l'erreur dans l'évolution de l'ensemble, i.e. maintenir la matrice P^b constante revient à réaliser ponctuellement une simple inversion bathymétrique. L'éventualité d'y

5 - Assimilation de données dynamique : Evolution morphodynamique à moyen-terme d'un profil de plage

avoir recours peut cependant être envisagée localement afin de restimuler l'assimilation après un remaniement radical du profil de plage (à l'occasion de tempêtes) qui nécessite une correction précise. Une stratégie adaptative ne pourra être établie que par validation extensive de la méthode à partir de cas et données réels. A noter que l'utilisation de notre modèle de plage peut être étendue à des simulations d'évolution multi-1D de profils de plage dont nous proposons un aperçu en annexe B.

Enfin, notre choix de travailler avec un ensemble de seulement seize profils membres peut aussi être discuté. Le fait de ne considérer qu'un nombre limité de membres induit un phénomène de sous-représentativité de la matrice de covariance d'erreur modèle et peut potentiellement annihiler certaines corrections en l'absence de statistique complète sur tout le profil. Dans cette étude de migration de barre, nous n'avons pas rencontré ce problème car l'ensemble des positions et amplitudes des systèmes barre/fosse étaient subjectivement comprises dans le panel des positions et amplitudes observées. Notre méthode d'assimilation basée sur un Filtre de Kalman d'ensemble n'étant pas encore parallélisée, un nombre restreint de membres permettait d'une part de prétendre à un rapport de coût de calcul / résolution de calcul acceptable (environ 45 minutes sur un ordinateur récent pour une simulation sur 16 profils d'environ 450 m à 2 m de résolution). D'autre part, les statistiques complètes de plage sont difficilement disponibles à l'heure actuelle. Outre les relevés bathymétriques effectifs, elle peut être reconstruite à partir d'évolution modèle, d'inversions bathymétriques, ou de méthodes de reconstructions à partir d'analyse en composantes principales, grâce notamment aux études vidéo à long terme [e.g., Van Enckevort and Ruessink, 2003] et à condition de respecter le dimensionnement de l'ensemble des corps sableux.

Chapitre 6

Conclusions et perspectives

6.1 Conclusions

Synthèse

L'objectif de cette thèse était de développer une plateforme d'assimilation de données issues de l'imagerie vidéo et intégrée au modèle numérique d'évolution de profil de plage 1DBEACH. Le manque de jeux de données bathymétriques haute-fréquence est un des problèmes récurrents pour la modélisation morphodynamique littorale. Pourtant, des relevés topographiques réguliers sont nécessaires non seulement pour la validation de nos modèles hydro-sédimentaires mais aussi dans une perspective de prévision d'évolution morphologique de nos plages sableuses et d'évolution de la dynamique des courants de baïnes en temps réel. Les récents progrès dans le domaine de l'imagerie vidéo littorale ont permis d'envisager un moyen de suivi morphologique quasi-quotidien et bien moins coûteux que les traditionnelles campagnes de mesure. En effet, les images dérivées de la vidéo de type *timex* ou *timestack* rendent possible l'extraction de proxys bathymétriques qui permettent de caractériser et de reconstruire la morphologie de plage sous-jacente. Cependant, ces méthodes d'inversion bathymétrique directes sont limitées au cas linéaire et nécessitent, selon les conditions hydrodynamiques ambiantes, l'acquisition de données vidéo sur plusieurs heures voire plusieurs jours pour caractériser un état de plage. En réponse à ces différents points bloquants, ces travaux de thèse proposaient l'implémentation puis la validation de méthodes d'inversion bathymétrique basées sur l'assimilation dans notre modèle de différentes sources d'observations vidéo disponibles et complémentaires. A partir d'informations hétérogènes et non redondantes, ces méthodes permettent la reconstruction rapide et précise d'une morphologie de plage dans son intégralité pour ainsi bénéficier de relevés bathymétriques haute fréquence réguliers.

6 - Conclusions et perspectives

Source d'information	Pertinence pour l'inversion bathymétrique
Célérité cross-shore	Bathy immergée (excepté point de déferlement et <i>shorebreak</i>)
Proxy de dissipation	Zone de déferlement
Topographie	Bathymétrie émergée

TABLE 6.1 – Tableau récapitulatif des zones de pertinence des différentes sources d'information

La plateforme d'assimilation de données

Les proxys bathymétriques sont essentiellement des distributions *cross-shore* de célérité, des estimations (ou relevés) de topographie intertidale et de haut de plage ainsi que des proxys de dissipation telles que la fraction de vagues déferlées ou la dissipation induite par le rouleau de déferlement. L'analyse des limitations des méthodes d'extraction a cependant montré que chacun de ces proxys ne permettait pas de caractériser complètement un profil de plage (Tableau 6.1). Les méthodes d'inversion bathymétrique que nous avons implémentées tiennent compte du caractère hétérogène (nature, qualité, densité) et complémentaire de ces sources d'informations afin de permettre une gestion optimale des observations pour la reconstruction de topographie de plage. Le processus d'inversion bathymétrique se base principalement sur 2 étapes : (1) l'assimilation des proxys bathymétriques observés dans le modèle, puis (2) l'inversion de ces données pour corriger la bathymétrie. L'étape de d'assimilation est réalisée par un estimateur linéaire statistique soit par méthode déterministe, soit de manière stochastique par une méthode d'ensemble. Cette correction peut être itérative pour améliorer la précision de l'inversion pour des cas de bathymétries initiale et observée significativement distinctes. Les matrices de covariance d'ébauche sont elles aussi définies par une méthode d'ensemble et constituées de manière objective à partir d'un nombre limité mais représentatif de profils de plage. Ces matrices sont ensuite relocalisées pour éviter les artefacts statistiques. L'approche matricielle permet d'étendre l'influence d'une observation à son proche voisinage et ainsi d'éviter la redondance d'informations pour la correction. Le choix et la précision d'une observation sont donc prépondérants pour la qualité de l'inversion bathymétrique. Finalement, la méthode d'ensemble (ou Filtre de Kalman d'ensemble) a été adaptée pour les études d'évolution dynamique de profils de plage.

Reconstruction de morphologies de plage

Ces méthodes d'inversion bathymétrique ont été testées pour des cas de reconstructions de profils de plages issues d'expérience en laboratoire ou réelles. Dans un cas de reconstruction monosource (célérité *cross-shore*) d'un profil faiblement 3D, la méthode d'inversion par assimilation s'avère plus efficace qu'une méthode d'inversion directe. L'estimation matricielle permet (1) de réduire le nombre d'observations nécessaires et (2) de proposer une correction lissée de la zone de surf. Ce processus de lissage pourrait cependant dégrader la description des tridimensionnalités de plage marquées.

La complémentarité émanant de multiples sources de proxys bathymétriques s'est avérée efficace pour une correction complète et précise d'un profil de plage. Le critère de qualité de ces observations est leur précision, localisation et répartition sur l'ensemble du profil et non leur quantité. Un nombre limité d'observations limité peut suffire pour caractériser tout un profil afin d'éviter la redondance d'informations pour la correction bathymétrique. Les profils faiblement 3D peuvent ainsi être correctement reconstruits à partir d'un nombre limité d'observations situées dans les zones de plage les plus dynamiques. L'objectif est donc de pouvoir localiser ces zones à partir de considérations physiques à partir des champs d'observations dérivées de l'imagerie vidéo.

Pour les reconstructions de profils barrés, les observations peuvent être raffinées dans les zones stratégiques du profil (barre/fosse) à partir des données de célérité ou de dissipation. Par exemple, les minima et maxima locaux de célérité, les maxima significatifs de gradients de célérité ou le déferlement bathymétrique, sont des indicateurs potentiels de la présence de barres sous-jacentes. La détection des variations bathymétriques en eaux peu profondes est en revanche plus difficile du fait de la dégradation de la qualité des observations dans cette zone. La démarcation entre chaque source d'observations n'est cependant pas fixe pour autoriser plus de flexibilité dans la gestion des données. Le recouvrement d'informations est donc possible et laisse prévaloir la donnée la plus précise dans la correction. Une fois le jeu de données constitué, la largeur de portée ou facteur de localisation L des matrices de covariance est ajustée par rapport à la distribution des observations. Ce processus permet de limiter les effets d'oscillation ou de lissage dans la correction apportée. La complémentarité des sources d'observation permet ainsi une reconstruction rapide de profils barrés à partir de quelques heures de suivi vidéo et pourvu que les images dérivées soient de bonne qualité.

En pratique, une des limitations de la méthode est due à la dégradation des observations pour des zones situées loin de la caméra et en fonction des conditions climatiques et hydrodynamiques, ce qui aura systématiquement des répercussions en termes de correc-

tion, spécialement en zone de *shoaling*. Rappelons aussi que la moindre erreur d'inversion perturbera forcément la prédiction du modèle.

Assimilation de données pour l'évolution morphodynamique des profils de plages

Le filtre de Kalman d'ensemble a été testé dans une dernière partie, sur une étude synthétique s'apparentant à un cas de migration de barre sableuse à partir d'un réalignement de profil post-tempête. Le processus d'assimilation de données a ainsi pu recalculer le modèle sur la bathymétrie observée à partir d'observations préalablement perturbées après seulement quelques corrections. Le recours à une méthode de correction itérative a été envisagé et a permis d'apporter un recalage de profil quasi-instantané. Mais la recherche de la précision de la correction s'accompagne systématiquement de la minimisation de l'erreur résultante. Cette sous-estimation locale de l'erreur dégrade la variabilité statistique contenue dans la matrice de covariance d'ébauche et d'analyse, ce qui peut potentiellement annihiler les corrections suivantes. Une solution serait d'injecter occasionnellement une nouvelle matrice de covariance d'ébauche afin de réinitialiser de futures corrections notamment dans l'éventualité d'une succession d'événements énergétiques qui affecterait significativement le profil de plage.

6.2 Perspectives

Les perspectives de recherche sont vastes pour l'assimilation de données en dynamique littorale.

6.2.1 Enjeux

- Il n'existe aujourd'hui aucune donnée bathymétrique disponible pendant les épisodes de tempêtes, événements pendant lesquels l'évolution morphodynamique d'une plage est la plus importante. Ces jeux de données sont pourtant nécessaires pour les modèles hydro-sédimentaires afin de décrire et de simuler le réalignement et la migration des barres sableuses vers le large pendant les épisodes de tempêtes. L'inversion bathymétrique par assimilation de données vidéo permettra à terme de reconstruire précisément et rapidement les morphologies de plage post-tempête.

- La flexibilité de la méthode permettra aussi de fournir des jeux de données bathymétriques réguliers nécessaires pour le développement d'outils numériques de prévision en temps réel de la présence et l'évolution des courants de baïnes et ainsi assurer la sécurité des eaux de baignade.

6.2.2 Perspectives de recherches

L'une des premières perspectives de notre étude est de pouvoir valider notre méthode de manière extensive sur des cas d'estimation et d'évolution de morphologies de plages réelles à partir de données vidéo continues. Ces études sont pour l'instant restreintes par l'absence de jeux de bathymétrie haute fréquence réguliers ainsi que par la qualité des observations avec une dégradation des données vidéo au large [Aarninkhof, 2003].

L'amélioration et/ou le développement de méthodes d'extraction de proxys bathymétriques à des fins opérationnelles devraient aussi permettre d'étendre les sources d'informations assimilables pour l'inversion bathymétrique. Par exemple, les distributions de hauteur quadratique de vagues H_{rms} ou de hauteur au déferlement H_b sont des données nécessaires pour tenir compte des non-linéarités en zone de surf ainsi que pour l'estimation de la dissipation. Pour l'instant, ces données sont estimées uniquement par imagerie stéréoscopique [Benetazzo, 2006, de Vries et al., 2011] ou en considérant des angles de vue caméra faibles [Almar et al., 2012a]. Ces informations ne sont donc pas encore disponibles de façon opérationnelle. Les données de courant de surface [Chickadel et al., 2003, Wilson et al., 2012] sont aussi importantes pour caractériser l'intensité et la morphologie des courants d'arrachement. L'inclusion des observations de courant nécessite cependant la prise en compte des phénomènes *longshore* et donc de considérer une approche 2DH ou 3D. La liste des paramètres hydro ou morphodynamiques pouvant être extraits des *timex*, *timestack* (*cross-shore*, *longshore* ou obliques) est non exhaustive : nombre d'onde, position du trait de côte et des barres sableuses, célérité *longshore*, réfraction... L'ensemble de ces informations peuvent être abondantes pour l'inversion. L'enjeu est de savoir comment les utiliser. De plus, nous avons vu aussi que la complémentarité et l'hétérogénéité des sources d'informations était un atout pour la qualité de l'inversion bathymétrique. L'une des prochaines étapes sera d'automatiser la sélection et le raffinement des observations à partir de considérations physiques des paramètres considérés (maxima/minima locaux, gradients....) et de la tridimensionnalité de plage.

Pour le côté opérationnel, il serait aussi intéressant d'envisager d'autres moyens de mesure que l'imagerie vidéo tels que l'imagerie satellite, les drones ou encore les radars de plage ou laser pour avoir une caractérisation 3D de vagues et ainsi pouvoir calculer les hauteurs de vagues.

Enfin, notre méthode d'inversion bathymétrique nous a permis, par une approche d'ensemble, d'envisager des reconstructions multi-1D de plages tridimensionnelles avec des coûts de calculs réduits. Cette méthode est cependant restrictive : (1) notre modèle ne prend pas en compte les processus *longshore* prépondérants sur des morphologies de plages 3D. (2) Dans l'étape de correction, l'influence d'une observation est restreint sur

6 - Conclusions et perspectives

un axe *cross-shore* alors qu'elle pourrait potentiellement corriger une zone 2D. L'une des perspectives majeures serait donc d'adapter notre méthode d'inversion pour les modèles hydro-sédimentaires 2DH/3D ou tout simplement optimiser les techniques déjà existantes comme BeachWizard. Cette adaptation doit d'ailleurs s'accompagner d'une parallélisation de la méthode de correction par filtre de Kalman d'ensemble afin de maintenir des coûts de calcul raisonnables. Enfin, l'objectif ultime serait de pouvoir intégrer l'inversion bathymétrique par assimilation de données aux études d'évolution 3D de plages sableuses.

Bibliographie

- S. G. J. Aarninkhof. *Nearshore bathymetry derived from video imagery*. PhD thesis, Delft University of Technology, Delft, The Netherlands, 2003.
- S. G. J. Aarninkhof and R.A. Holman. Monitoring the nearshore with video. *Backscatter*, 10(2) :8–11, 1999.
- S. G. J. Aarninkhof and B. G. Ruessink. Video observations and model predictions of depth-induced wave dissipation. *IEEE Transactions on Geoscience and remote sensing*, 42(11) :2612–2622, 2004.
- S. G. J. Aarninkhof, I.L. Turner, T.D.T. Dronkers, M. Caljouw, and L. Nipius. A video-technique for mapping intertidal beach bathymetry. *Coastal Engineering*, 49 :275–289, 2003.
- S. G. J. Aarninkhof, B. G. Ruessink, and J. A. Roelvink. Nearshore subtidal bathymetry from time-exposure video images. *Journal of Geophysical Research*, 110(C06011), 2005a.
- S. G. J. Aarninkhof, K. M. Wijnberg, J. A. Roelvink, and A. J. H. M. Reniers. 2DH quantification of surf zone bathymetry from video. In *‘Proceeding of Coastal Dynamics 2005*. ASCE, 2005b.
- S. Abadie, R. Butel, H. Dupuis, and C. Brière. Paramètres statistiques de la houle au large de la côte sud-aquitaine. *C. R. Geoscience*, 337 :769–776, 2005.
- T. Abreu, P. Silva, F. Sancho, and A. Temperville. Analytical approximate wave form for asymmetric waves. *Coastal Engineering*, 57 :656–667, 2010.
- G.B. Airy. Tides and waves. In *H.G Rose et al., Encyclopaedia Metropolitana, Mixed Science, 1817-1845*, 3, 1841.
- P.S. Alexander. Quantitative analysis of nearshore morphological variability based on video imaging. Master’s thesis, Oregon State University, Corvallis, OR (USA), 2001.
- P.S. Alexander and R.A. Holman. Quantification of nearshore morphology based on video imaging. *Marine Geology*, 208 :101–111, 2004.

- R. Almar. *Morphodynamique littorale haute fréquence par imagerie vidéo*. PhD thesis, Université Bordeaux 1, Bordeaux, France, 2009.
- R. Almar, P. Bonneton, N. Senechal, and J. A. Roelvink. wave celerity from video imaging : A new method. In *Proceedings of 31th International Conference on Coastal Engineering*, volume 1, pages 661–673. ASCE, 2008a.
- R. Almar, G. Coco, K.R Bryan, D.A. Huntley, A.D. Short, and N. Senechal. Video observations of beachcusp morphodynamics. *Marine Geology*, 254 :216–223, 2008b.
- R. Almar, R. Cienfuegos, P. A. Catalàn, H. Michallet, B. Castelle, P. Bonneton, and V. Marieu. A new breaking wave height direct estimator from video imagery. *Coastal Engineering*, 61 :42–48, 2012a.
- R. Almar, R. Ranasinghe, N. Sénéchal, P. Bonneton, D. Roelvink, K. Bryan, V. Marieu, and J-P Parisot. Video based detection of shorelines at complex meso-macro tidal beaches. *Journal of Coastal Research*, 28(5) :1040–1048, 2012b.
- M.J. Austin, T.M. Scott, P.E. Russell, and G. Masselink. Rip Current Prediction : Development, Validation, and Evaluation of an Operational Tool. *Journal of Coastal Research*, 29(2) :283–300, 2013.
- T. E. Baldock, P. Holmes, S. Bunker, and P. Van Weert. Cross-shore hydrodynamics within an unsaturated surf zone. *Coastal Engineering*, 34 :173 – 196, 1998.
- J. A. Battjes and J. Janssen. Energy loss and set-up due to breaking in random waves. In *Proceedings of 16th International Conference on Coastal Engineering*, pages 569–587. ASCE, 1978.
- P. S. Bell. Shallow water bathymetry derived from an analysis of x-band marine radar images of waves. *Coastal Engineering*, 37 :513–527, 1999.
- A. Benetazzo. Measurements of short water waves using stereo matched image sequences. *Coastal Engineering*, 53 :1013–1032, 2006.
- A. Benetazzo, F. Fedele, G. Gallego, P-C. Shih, and A. Yezzi. Offshore stereo measurements of gravity waves. *Coastal Engineering*, 64 :127–138, 2012.
- A. F. Bennett. *Inverse Modeling of the Ocean and Atmosphere*. Cambridge Univ. Press, 2002.
- G. Beylkin. Discrete radon transform. *IEEE Transaction on acoustics, speech and signal processing*, 35(2) :162–172, 1987.
- W. A. Birkemeier. Field data on seaward limit of profile change. *Journal of Waterway, Port, Coastal and Ocean Engineering, ASCE*, 111(3) :598–602, 1985.

- F. Birrien, B. Castelle, V. Marieu, and H. Michallet. Application of a data-model assimilation method to a 3D surf zone sandbar physical experiment. *Journal of Coastal Research*, 64(1) :976–980, 2011.
- F. Birrien, B. Castelle, D. Dailloux, V. Marieu, D. Rihouey, and T. D. Price. Video observation of megacusp evolution along a high-energy engineered sandy beach : Anglet, sw france. *Journal of Coastal Research*, Special issue 65 :1727–1732, 2013a.
- F. Birrien, B. Castelle, V. Marieu, and B. Dubarbier. On a data-model assimilation method to inverse wave-dominated beach bathymetry using heterogeneous video-derived observations. *Ocean Engineering*, 73 :126–138, 2013b.
- N. Booij, R.C. Ris, and L.H. Holthuijsen. A third-generation wave model for coastal regions : 1 model description and validation. *Journal of Geophysical Research*, 104 (C4) :7649–7666, 1999.
- C. Bos. Wave characteristics derived from video. Master’s thesis, Deltares/Delft University of Technology, 2006.
- P. Brasseur and J. Verron. The seek filter method for data assimilation in oceanography : a synthesis. *Ocean Dynamics*, 56 :650–661, 2006.
- C. Brezinski. La méthode de cholesky. *Revue d’histoire des mathématiques*, 11 :205–238, 2005.
- G.W. Brier. Verification of forecasts expressed in terms of probability. *Monthly Weather Review*, 78 :1–3, 1950.
- G. Burgers, P. J. Van Leeuwen, and G. Evensen. Analysis scheme in the ensemble kalman filter. *Monthly Weather Review*, 126 :1719–1724, 1998.
- J. Carretero-Moya, J. Gismero-Menoyo, A. Asensio-López, and A. Blanco del Campo. Application of the radon transform to detect small-targets in sea clutter. *IET radar, Sonar and Navigation*, 3(2) :155–166, 2009.
- B. Castelle and B. G. Ruessink. Modeling formation and subsequent nonlinear evolution of rip channels : time-varying versus time-invariant wave forcing. *Journal of Geophysical Research*, 116(F04008), 2011. doi :10.1029/2011JF001997.
- B. Castelle, P. Bonneton, H. Dupuis, and N. Sénéchal. Double bar beach dynamics on the high-energy meso-macrotidal french aquitanian coast : a review. *Marine Geology*, 245 :141–159, 2007.
- B. Castelle, P. Bonneton, V. Marieu, N. Bruneau, and F. Grasso. Modelling beach profile evolutions. *La Houille Blanche*, 1 :104–110, 2010a.

- B. Castelle, H. Michallet, V. Marieu, F. Leckler, B. Dubardier, A. Lambert, C. Berni, P. Bonneton, E. Barthélemy, and F. Bouchette. Laboratory experiment on rip current circulations over a moveable bed : Drifter measurements. *Journal of Geophysical Research*, 115(C12008), 2010b. doi : doi :10.1029/2010JC006343.
- B. Castelle, B. G. Ruessink, P. Bonneton, V. Marieu, N. Bruneau, and T. D. Price. Coupling mechanisms in double sandbar systems, part 1 : Patterns and physical explanation. *Earth Surface Processes and Landforms*, 35 :476–486, 2010c.
- B. Castelle, V. Marieu, G. Coco, P. Bonneton, N. Bruneau, and B. G. Ruessink. On the impact of an offshore bathymetric anomaly on surfzone rip channels. *Journal of Geophysical Research*, 117(F01038), 2012. doi :10.1029/2011JF002141.
- P. Catalàn and M. Haller. Remote sensing of breaking wave phase speeds with application to nonlinear depth inversion. *Coastal Engineering*, 55 :93–111, 2007.
- P. A. Catalàn and M. C. Haller. Remote sensing of breaking wave phase speeds with application to non-linear depth inversions. *Coastal Engineering*, 55(1) :93 – 111, 2008.
- C. C. Chickadel, R. A. Holman, and M. H. Freilich. An optical technique for the measurement of alongshore currents. *Journal of Geophysical Research*, 108(C11), 2003.
- G. Coco and A. B. Murray. Patterns in the sand : from forcing templates to self-organization. *Geomorphology*, 91 :271–290, 2007.
- G. Coco, K. R. Bryan, M. O. Green, B. G. Ruessink, and I. L. Turner. Video observations of shoreline and sandbar coupled dynamics. In *Proceedings of Coasts and Ports 2005*, pages 471–476, 2005.
- J.A.G. Cooper and J. McKenna. Working with natural processes : the challenge for coastal protection strategies. *Geographical journal*, 174 :315–331, 2008.
- E. Cosme, J-M. Brankart, J. Verron, P. Brasseur, and M. Krysta. Implementation of a reduced rank square-root smoother for high resolution ocean data assimilation. *Ocean Modelling*, 33 :87–100, 2010.
- W.R. Dally and C.A. Brown. A modelling investigation of the breaking wave roller dissipation to cross-shore currents. *Journal of Geophysical Research*, 100(C12) :24873–24883, 1995.
- R. A. Dalrymple, J. H. MacMahan, A. J. H. M. Reniers, and V. Nelko. Rip currents. *Annual Review of Fluid Mechanics*, 43 :551–581, 2011. doi : 10.1146/annurev-fluid-122109-160733.

- M.A. Davidson, R.P. Lewis, and I.L. Turner. Forecasting seasonal to multi-year shoreline change. *Coastal Engineering*, 57 :620–629, 2010.
- S. de Vries, D.F. Hill, M.A. de Schipper, and M.J.F. Stive. Remote sensing of surf zone waves using stereo imaging. *Coastal Engineering*, 58(3) :239 – 250, 2011.
- G. Desroziers, L.Berre, B. Chapnik, and P. Poli. Diagnosis of observation, background and analysis error statistics in observation space. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 131 :3385–3396, 2005.
- B. Dubarbier, B. Castelle, F. Birrien, V. Marieu, and G. Ruessink. Modélisation de l'évolution des profils de plage sableuse sur plusieurs mois et apports de l'assimilation de données. In *Proceedings des XIIèmes Journées Nationales Génie Côtier-Génie Civil*, pages 263–272. Paralia, 2012.
- EuroSION European Environment Agency. *Living with coastal erosion in Europe : sediment and space for sustainability*. European Commission, 2004.
- G. Evensen. Sequential data assimilation with a nonlinear quasi-geostrophic model using monte carlo methods to forecast error statistics. *Journal of Geophysical Research*, 99 (C5) :10143–10162, 1994.
- G. Evensen. The ensemble kalman filter : Theoretical formulation and practical implementation. *Ocean Dynamics*, 53 :343–367, 2003.
- G. Evensen. *Data Assimilation : The Ensemble Kalman Filter*. Springer, 2006.
- G. Evensen. The ensemble kalman filter for combined state and parameter estimation. *IEEE control systems magazine*, 29(3) :83–104, 2009.
- F. Feddersen and R. T. Guza. Observations of nearshore circulation : alongshore uniformity. *Journal of Physical Oceanography*, 108(C1), 2003. doi : 10.1029/2001JC001293.
- F. Feddersen, R. T. Guza, and S. Elgar. Inverse modeling of one-dimensional setup and alongshore current in the nearshore. *Journal of Geophysical Research*, 108 :161–192, 2004.
- M. Fischer. Background covariance modelling. In *Proceedings of Seminar on recent developments in data assimilation for atmosphere and Ocean, ECMWF, Reading, UK*, pages 45–64, 2003.
- R. Garnier, D. Calvete, A. Falqués, and N. Dodd. Modelling the formation and the long-term behavior of rip channel systems from the deformation of a longshore bar. *Journal of Geophysical Research*, 113(C07053), 2008. doi :10.1029/2007JC004632.

- S. Gillijns, D.S. Bernstein, and B. De Moor. The reduced rank transform square root filter for data assimilation. In *Proceedings of 14th IFAC Symposium on System Identification, Newcastle, Australia*, pages 1252–1257, 2006.
- S. Grilli. Depth inversion in shallow water based on nonlinear properties of shoaling periodic waves. *Coastal Engineering*, 35 :185 – 209, 1998.
- K.A. Haas and J.C. Warner. Comparing a quasi-3D to a full 3D nearshore circulation model : SHORECIRC and ROMS. *Ocean Modelling*, 26 :91–103, 2009.
- M. C. Haller and P. A. Catalàn. Measurement of shallow water breaking wave rollers. In *Proceedings of Coastal Dynamics 2005*. ASCE, 2005.
- M. C. Haller and P. A. Catalàn. Remote sensing of wave roller length. *Journal of Geophysical Research*, 114(C07022), 2009. doi :10.1029/2008JC005185.
- M. C. Haller and D.R. Lyzenga. Comparison of radar and video observations of shallow water breaking waves. *IEEE Transactions on Geoscience and remote sensing*, 41(4) : 832–844, 2003.
- T. M. Hamill, J. S. Whitaker, and C. Snyder. Distance-dependent filtering of background error covariance estimates in an ensemble kalman filter. *Monthly Weather Review*, 129 : 2776–2790, 2001.
- K. T. Holland and R. A. Holman. Field observations of beach cusps and swash motions. *Marine Geology*, 134 :77–93, 1996.
- K. T. Holland, R. A. Holman, T. C. Lippmann, J. Stanley, and N. Plant. Practical use of video imagery in nearshore oceanographic field studies. *IEEE Journal of Oceanic Engineering*, 22(1) :81–91, 1997.
- A. Hollingsworth and P. Lönnberg. The statistical structure of short-range forecast errors as determined from radiosonde data. part ii : the covariance of height and wind errors. *Tellus A*, 38 :137–161, 1986.
- R. A. Holman. Pattern formation in the nearshore. In *Proceedings of River, Coastal and Estuarine Morphodynamics*, pages 141–162. Springer-Verlag, New York, 2000.
- R. A. Holman and J. Stanley. The history and technical capabilities of argus. *Coastal Engineering*, 54 :477–491, 2007.
- R. A. Holman, A.H. Sallenger, T.C. Lippmann, and J. Haines. The application of video image processing to the study nearshore processes. *Oceanography*, 6 :78–85, 1993.

- R. A. Holman, G. Symonds, E. B. Thornton, and R. Ranasinghe. Rip spacing and persistence on an embayed beach. *Journal of Geophysical Research*, 111(C06006), 2006. doi :10.1029/2005JC002965.
- R. A. Holman, N. Plant, and K. T. Holland. cbathy : A robust algorithm for estimating nearshore bathymetry. *Journal of Geophysical Research*, 118 :1–15, 2013.
- P.L. Houtekamer and H. L. Mitchell. A sequential ensemble kalman filter for atmospheric data assimilation. *Monthly Weather Review*, 129 :123–137, 2001.
- T-J. Hsu, S. Elgar, and R.T. Guza. Wave-induced sediment transport and onshore sandbar migration. *Coastal Engineering*, 53 :817–834, 2006.
- B. R. Hunt. *an efficient implementation of the local ensemble Kalman filter*, 2005.
- K. Ide, P. Courtier, M. Ghil, and A. C. Lorenc. Unified notation for data assimilation : operational, sequential and variational. In *Journal of Meteorological Society. Japan SI on Data Assimilation in Meteorology and Oceanography : Theory and practice*, volume 75, pages 181–189, 1997.
- 2007 IPCC. *Climate Change 2007 : Synthesis Report*. Intergovernmental Panel on Climate Change, WMO-UNEP. Cambridge University Press, 2007.
- R.E. Kalman. A new approach to linear filter and prediction problem. *J. Basic Eng.*, 82 :35–45, 1960.
- E. Kalnay and S-C. Yang. Accelerating the spin-up of ensemble kalman filtering. *Q. J. R. Meteorol. Soc.*, 136 :1644–1651, 2010.
- A.J.T. Klein and R.J. Nicholls. Assessment of coastal vulnerability to climate change. *Ambio*, 28 :182–187, 1999.
- P. D. Komar. *Beach processes and sedimentation*. Prentice Hall, 1998.
- Y. Kuriyama. Process-based one-dimensional model for cyclic longshore bar evolution. *Coastal Engineering*, 62 :48–61, 2012.
- W. Lahoz, B. Khattatov, and R. Menard. *Data Assimilation : Making sense of observations*. Springer, 2010.
- T. C. Lippmann, A.H. Brookins, and E.B. Thornton. Wave energy transformation on natural profiles. *Coastal Engineering*, 27 :1–20, 1996.
- T.C. Lippmann and R.A. Holman. Quantification of sand bar morphology : a video technique based on wave dissipation. *Journal of Geophysical Research*, 94(C1) :955–1011, 1989.

- T.C. Lippmann and R.A. Holman. The spatial and temporal variability of sand bar. *Journal of Geophysical Research*, 95(C7) :11575–11590, 1990.
- M. S. Longuett-Higgins and R. W. Stewart. Radiation stress in water waves, a physical discussion with applications. *Deep Sea Search*, 11(4) :529–563, 1964.
- F. Marche, P. Bonneton, P. Fabrie, and N. Seguin. Evaluation of well-balanced bore-capturing schemes for 2d wetting and drying processes. *International Journal for Numerical Methods in Fluids*, 53 :867–894, 2007.
- L. McFadden, R.J. Nicholls, and E. Penning-Rowsell. *Managing Coastal Vulnerability*. Elsevier, Amsterdam, 2007.
- W. Menke. *Geophysical analysis, discrete inverse theory*. Academic Press, San Diego, USA, 1989.
- H. Michallet, B. Castelle, E. Barthélemy, C. Berni, and P. Bonneton. Physical modeling of three-dimensional intermediate beach morphodynamics. *Journal of Geophysical Research*, 118 :1–15, 2013. doi : 10.1002/jgrf.20078.
- T. Miyoshi. *Ensemble Kalman filter experiments with a primitive-equation global model*. PhD thesis, University of Maryland, College Park, MD(USA), 2005.
- B. Mourre, P. De Mey, F. Lyard, and C. Le Provost. Assimilation of sea level data over continental shelves : an ensemble method for the exploration of model errors due to uncertainties in bathymetry. *Dynamics of Atmospheres and Oceans*, 38 :93–121, 2004. doi : doi :10.1016/j.dynatmoce.2004.09.001.
- R.B. Nairn, J.A. Roelvink, and H.N. Southgate. Transition zone width and implications for modeling surf zone hydrodynamics. In *Proceedings of 22th International Conference on Coastal Engineering*, pages 68 – 81. ASCE, 1990.
- M. D. Orzech, A. J. H. M. Reniers, E. B. Thornton, and J. H. MacMahan. Megacusps on rip channel bathymetry : observations and modeling. *Coastal Engineering*, 58(9) : 890–907, 2011.
- T. Palmer and R. Hagedorn. *Predictability of weather and climate*. Cambridge Univ. Press, 2006.
- L. Pape. *BLIM Toolbox Manual*, 2008.
- D. F. Parrish and J. C. Derber. The national meteorological center’s spectral statistical-interpolation analysis system. *Monthly Weather Review*, 120 :1747–1763, 1992.
- D. T. Pham, J. Verron, and M. C. Roubaud. A singular evolutive extended kalman filter for data assimilation in oceanography. *J. Marine Syst.*, 16 :323–340, 1998.

- D. G. Plant and R. A. Holman. Intertidal beach profile estimation using video images. *Marine Geology*, 140 :1–24, 1997.
- D. G. Plant, K. T. Holland, and J. A. Puleo. Analysis of the scale of errors in nearshore bathymetric data. *Marine Geology*, 191 :71–86, 2002.
- N. G. Plant, S. G. J. Aarninkhof, I. L. Turner, and K. S. Kingston. Performance of shoreline detection models applied to video imagery. *Journal of Coastal Research*, 23(3) :658–670, 2007.
- T. D. Price and B. G. Ruessink. State dynamics of a double sandbar system. *Continental Shelf Research*, 31 :659–674, 2011.
- T. D. Price and B. G. Ruessink. Observations and conceptual modelling of morphological coupling in a double sandbar system. *Earth Surface Processes and Landforms*, 2013. doi : doi : 10.1002/esp.3293.
- A. J. H. M. Reniers, E.B. Thornton, T.P. Stanton, and J.A. Roelvink. Vertical flow structure during sandy duck : observations and modeling. *Coastal Engineering*, 51 : 237–260, 2004.
- D. Rihouey. *Analyse statistique de l'évolution morphodynamique des plages sableuses : Application aux sites d'étude du PNEC et des plages d'Anglet*. PhD thesis, Université de Pau et des Pays de l'Adour, Pau, France, 2004.
- D. Roelvink, A. Reniers, A. van Dongeren, J. van Thiel de Vries, R. McCall, and Jamies Lescinski. Modelling storm impacts on beaches, dunes and barrier islands. *Coastal Engineering*, 56 :1133 – 1152, 2009.
- B. G. Ruessink, D. J. R. Walstra, and H. N. Southgate. Calibration and verification of a parametric wave model on barred beaches. *Coastal Engineering*, 48 :139 – 149, 2003.
- B. G. Ruessink, G. Coco, R. Ranasinghe, and I. L. Turner. Coupled and noncoupled behavior of three-dimensional morphological patterns in a double sandbar system. *Journal of Geophysical Research*, 112(C07002), 2007a. doi :10.1029/2006JC003799.
- B. G. Ruessink, Y. Kuriyama, A. J. H. M. Reniers, and J. A. Roelvink. Modeling cross-shore sandbar behavior on the timescales of weeks. *Journal of Geophysical Research*, 112(F03010), 2007b. doi : 10.1029/2006JC000730.
- B.G. Ruessink, G. Ramaekers, and L.C. Van Rijn. On the parameterization of the free-stream non-linear wave orbital motion in nearshore morphodynamic models. *Coastal Engineering*, 65 :56–63, 2012.

- T. R. Scott and D.C. Mason. Data assimilation for a coastal area morphodynamic model : Morecambe bay. *Coastal Engineering*, 54 :91–109, 2007.
- N. Sénéchal, P. Bonneton, and H. Dupuis. Field experiment on secondary wave generation on a barred beach and the consequent evolution of energy dissipation on the beach face. *Coastal Engineering*, 46 :233–247, 2002.
- N. Sénéchal, S. Abadie, E.L. Gallagher, J.H. MacMahan, G. Masselink, H. Michallet, A.J.H.M. Reniers, B.G. Ruessink, P.E. Russell, Damien Sous, I.L. Turner, F. Ardhuin, P. Bonneton, S. Bujean, S. Capo, R. Certain, R. Pedreros, and T. Garlan. The ecors-truc vert 08 nearshore field experiment : presentation of a three-dimensional morphologic system in a macro-tidal environment during consecutive extreme storm conditions. *Ocean Dynamics*, 61 :2073–2098, 2011.
- A. D. Short. *Handbook of Beach and Shoreface Morphodynamics*. Wiley, Chichester, 1999.
- M. W. J. Smit, S.G.F. Aarninkhog, K.M. Wijnberg, M. Gonzalez, K.S. Kingston, H.N. Southgate, B. G. Ruessink, R. A. Holman, E. Siegle, M. Davidson, and R. Medina. The role of video imagery in predicting daily to monthly coastal evolution. *Coastal Engineering*, 54 :539–553, 2007.
- K.D.M. Splinter. *Development of 2D models to estimate nearshore bathymetry and sediment transport*. PhD thesis, Oregon State University, Corvallis, OR (USA), 2009.
- P.K Stansby and T. Feng. Kinematics and depth-integrated terms in surf zone waves from laboratory measurement. *Journal of Fluid Mechanics*, 529 :279–310, 2005.
- H. F. Stockdon and R. Holman. Estimation of wave phase speed and nearshore bathymetry from video imagery. *Journal of Geophysical Research*, 105(C9) :22015–22033, 2000.
- I.A. Svendsen. Wave height and set-up in the surf zone. *Coastal Engineering*, 8 :303–329, 1984a.
- I.A Svendsen, K. Haas, and Q. Zhao. Quasi-3D nearshore circulation model shorecirc, report 2002. Technical report, Center for applied coastal Research, University of Delaware, 2002.
- O. Talagrand. Assimilation of observations : an introduction. In *Journal of Meteorological Society. Japan SI on Data Assimilation in Meteorology and Oceanography : Theory and practice*, volume 75, pages 191–209, 1997.
- E. B. Thornton and R. T. Guza. Energy saturation and phase speeds measured on a natural beach. *Journal of Geophysical Research*, 87 :9499–9508, 1983.

- E. B. Thornton, J. H. MacMahan, and A. H. Sallenger Jr. Rip currents, mega-cusps, and eroding dunes. *Marine Geology*, 240 :151–167, 2007.
- M. K. Tippett, J. L. Anderson, C. H. Bishop, T. M. Hamill, and J. S. Whitaker. Ensemble square-root filters. *Monthly Weather Review*, 131 :1485–1490, 2003.
- M Tissier. *Modélisation numérique de la transformation des vagues en zone littorale, de la zone de levée aux zones de surf et de jet de rive*. PhD thesis, Université Bordeaux 1, 2011.
- M Tissier, P. Bonneton, R. Almar, B. Castelle, and A. Nahon. Field measurements and non-linear wave prediction of wave celerity in the surf zone. *European Journal of Mechanics B/ Fluids*, 30 :635–641, 2011.
- P. Toft. *The Radon Transform : theory and implementation*. PhD thesis, Department of Mathematical modelling, Technical University of Denmark, Lyngby , Denmark, 1989.
- R.S.J. Tol, R.J.T. Klein, and R.J. Nicholls. Towards successful adaptation to sea-level rise along europe’s coast. *Journal of Coastal Research*, 24 :432–442, 2008.
- I.L. Turner and D.J. Anderson. Web-based and real-time beach management system. *Coastal Engineering*, 54 :555–565, 2007.
- UN-Habitat. *Cities and Climate Change : Global Report on Human Settlements 2011*. United Nations Human Settlements Programme (UN-Habitat), 2011.
- A. R. Van Dongeren, N. G. Plant, A. B. Cohen, J. A. Roelvink, M. C. Haller, and P. Catalàn. Beach wizard : Nearshore bathymetry estimation through assimilation of model computations and remote observations. *Coastal Engineering*, 55 :1016–1027, 2008.
- I. M. J. Van Enckevort and B. G. Ruessink. Effect of hydrodynamics and bathymetry on video estimates of nearshore sandbar position. *Journal of Geophysical Research*, 106(C8) :16969–16979, 2001.
- I. M. J. Van Enckevort and B. G. Ruessink. Video observations of nearshore bar behaviour. part I : alongshore uniform variability. *Continental Shelf Research*, 23 :501–512, 2003.
- I. M. J. Van Enckevort, B. G. Ruessink, G. Coco, K. Susuki, I. L. Turner, N. G. Plant, and R. A. Holman. Observations of nearshore crescentic sandbars. *Journal of Geophysical Research*, 109(C06028), 2004. doi :10.1029/2003JC002214.

- D. J. R. Walstra, A. J. H. M. Reniers, R. Ranasinghe, J. A. Roelvink, and B. G. Ruesink. On bar growth and decay during interannual net offshore migration. *Coastal Engineering*, 60 :190–200, 2011.
- G. W. Wilson, H. T. Özkan-Haller, and R. A. Holman. Data assimilation and bathymetric inversion in a two-dimensional horizontal surf zone model. *Journal of Geophysical Research*, 115(C12057), 2010. doi : doi :10.1029/2010JC006286.
- G. W. Wilson, H. T. Özkan-Haller, R. A. Holman, and A. Kurapov. Remote sensing and data assimilation for surf zone bathymetric inversion. In *Proceedings of 33th International Conference on Coastal Engineering*, page in prep. ASCE, 2012.
- L. D. Wright and A. D. Short. Morphodynamic variability of surf zones and beaches : A synthesis. *Marine Geology*, 56 :93–118, 1984.
- S-C. Yang, E. Kalnay, and B. Hunt. Handling non-linearity in an ensemble kalman filter : Experiments with the three-variable lorenz model. *Monthly Weather Review*, 140 :2628–2646, 2012.
- J. Yoo. *Nonlinear bathymetry inversion based on wave property estimation from nearshore video imagery*. PhD thesis, School of Civil and Environmental Engineering, Georgia Institute of technology, Atlanta, GA(USA), 2007.
- J. Yoo, H. M. Fritz, K. A. Haas, P. A. Work, and C. F. Barnes. Wave celerity estimation and depth inversion using linear feature extraction from nearshore video images. In *Proceedings of 30th International Conference on Coastal Engineering*, pages 438 – 450. ASCE, 2006.
- J. Yoo, H. M. Fritz, K. A. Haas, P. A. Work, and C. F. Barnes. Depth inversion in the surf zone with inclusion of wave nonlinearity using video-derived celerity. *Journal of Waterway, Port, Coastal and Ocean Engineering, ASCE*, 137(2), 2011. technical papers.

Annexe A

Détermination de la célérité des vagues par transformée de Radon

La transformée de radon est une méthode tomographique couramment utilisée dans les domaines géophysique, astrophysique et surtout en imagerie médicale [eg. Beylkin, 1987, Toft, 1989, Carretero-Moya et al., 2009]. Elle consiste à partir d'une image D , à réaliser une série de projection espacée de $\Delta x'$ pour chaque angle θ avec $\theta \in [0, 180]$ pour former une représentation $R(x', \theta)$ d'un objet $f(x, y)$ à analyser (Figure A.1a) :

$$R(x', \theta) = \int \int_D f(x, y) \delta(x' - x \cos(\theta) - y \sin(\theta)) dx dy, \quad (\text{A.1})$$

où δ est un dirac. Par changement de variable dans le repère (x', θ) , cette relation se réécrit :

$$R(x', \theta) = \int_{-\infty}^{+\infty} f(x' \cos(\theta) - y' \sin(\theta), x' \sin(\theta) + y' \cos(\theta)) dy' \quad (\text{A.2})$$

$R(x', \theta)$ est la somme des intensités lumineuses des pixels parcourus et représente la quantité de matière traversée $f(x, y)$. Enfin, la transformée inverse permet de reconstruire l'objet analysé $f(x, y)$ à partir des distributions $R(x', \theta)$. Dans nos *timestacks*, la transformée de radon est appliquée localement à partir de fenêtres spatio-temporelles bien définies (Figure A.1b). L'objectif est de pouvoir déterminer en tout point *cross-shore*, une direction moyenne $\bar{\theta}$ tangente à la trajectoire des vagues à partir de leurs signatures visuelles. L'angle moyen tangent des vagues $\bar{\theta}$ est déterminé, pour une position donnée et sur l'ensemble des fenêtres, à partir du maximum global de la fonction, $R(x', \theta)$, soit lorsque la somme des intensités lumineuse de pixels traversés est maximale. La célérité moyenne $\bar{c}$ est simplement ensuite simplement estimée comme :

$$\bar{c} = \tan \theta \quad (\text{A.3})$$

Nous avons validé cette méthode avec un *timestack* issu du modèle SURF-WB [Marche et al., 2007, Tissier, 2011, Figure A.2a] pour un cas simple de propagation en canal, d'ondes monochromatiques sur fond régulier composé d'un fond plat et d'une pente de plage. Une célérité moyenne de référence a été évaluée grâce aux sorties du modèle qui

A - Détermination de la célérité des vagues par transformée de Radon

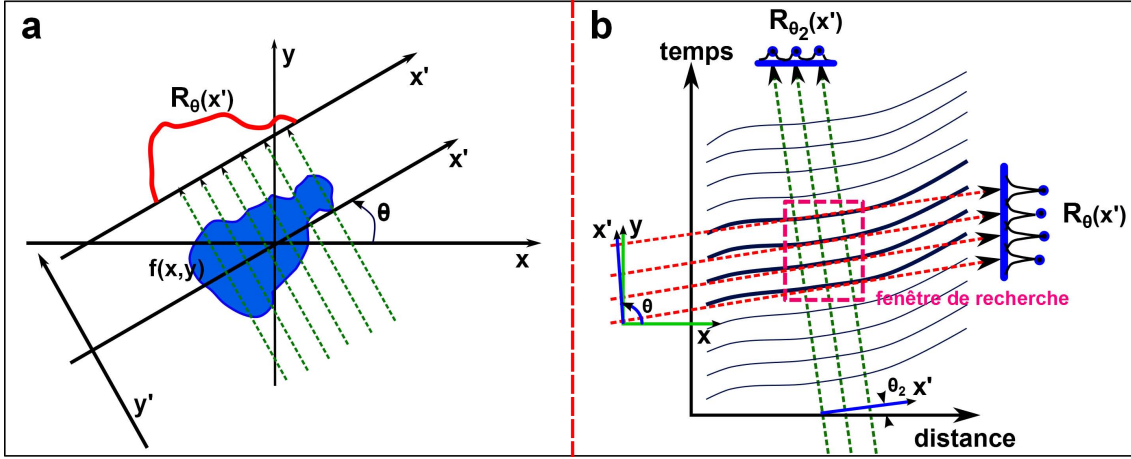


FIGURE A.1 – (a) Une transformée de radon réalise une projection d'un objet pour un angle θ en suivant des rayons parallèles à y' . Pour avoir l'ensemble des projections et reconstruire l'objet à partir des distributions $R(x', \theta)$ les projections sont réalisées pour des angles θ compris entre 0 et 179° . (b) La transformée de radon est appliquée à un *timestack*, elle permet de déterminer l'angle moyen de la tangente à la trajectoire des vagues pour une position *cross-shore* donnée.

donnent la position des crêtes de vagues à intervalles de temps régulier. Ce cas synthétique nous a permis aussi de valider notre méthode d'estimation de la célérité par intercorrélation de signaux *cross-shore*. La Figure A.2 montre que la méthode d'inter-

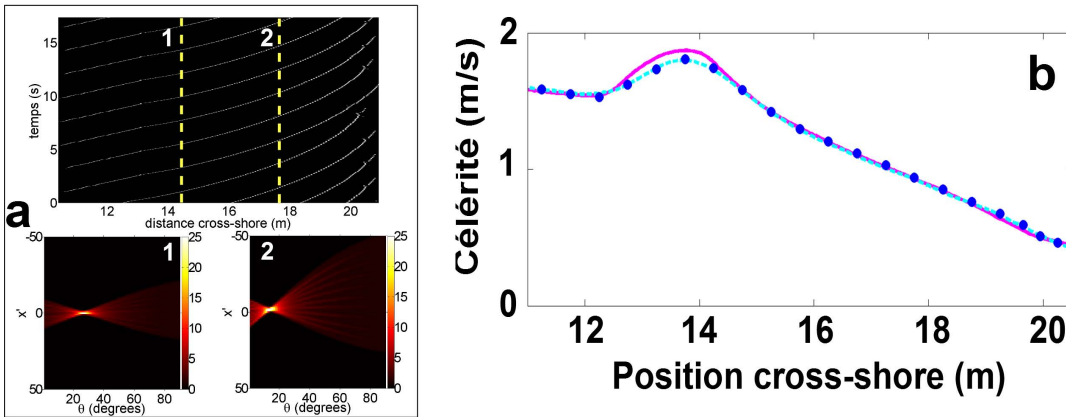


FIGURE A.2 – (a) *Timestack* constitué à partir des sorties du modèle SURF-WB. (b) et (c) : Angles moyens tangents à la trajectoire des vagues détectés par transformée de radon à 2 endroits du profil. (c) Résultat de la validation : comparaison entre la célérité moyenne de référence (points noir), la célérité estimée par intercorrélacion (bleu) et par une transformée de Radon (magenta).

corrélacion donne une estimation de la célérité quasi parfaite dans un cas simple. La célérité calculé par la méthode basée sur une transformée de Radon est aussi en accord avec la célérité de référence, mais reste très sensible aux changements de direction de la trajectoire des vagues provoqué par la cassure de pente.

Limitations de la méthode Cette méthode nécessite une quasi-binarisation des images pour obtenir des résultats optimaux, ce qui est difficilement réalisable dans le cas de *timestacks* réels. Cet exemple montre que les techniques développées d'imagerie médicale peuvent être compatibles avec les attentes de l'imagerie vidéo littorale. Cette transformée de radon peut d'ailleurs avoir d'autres applications dans le domaine littoral comme la séparation onde incidente-onde réfléchie à partir d'images vidéo.

Annexe B

Evolution morphodynamique multi-1D

Cette étude constitue un autre cas d'application du filtre de Kalman d'ensemble intégré à l'évolution multi-1D de morphologies de plage. Dans cette Annexe nous avons utilisé le jeu de données bathymétriques de la campagne DUCK94 (Aout-Octobre 1994) afin de proposer une étude synthétique d'évolution de plage multi-1D. Nous avons restreint notre étude à 11 jours (du 09 au 20 Août) d'évolution morphodynamique de la portion de la plage de Duck couverte par les relevés bathymétriques. Le domaine s'étend environ sur 350 m dans la direction *cross-shore* et 550 m dans la direction *longshore* (Figure B.1). Pendant la période d'étude, la plage présente une morphologie de type *TBR LTT* avec une barre externe en croissant, partiellement attachée au trait de côte $x \approx 900$ m, et 2 systèmes de courant d'arrachement transverse, dont l'un, plus actif, est associé à une *megacusp*. Durant les 11 jours, la plage est observée dans une phase faiblement accrétoire (Figure B.1) avec des conditions très peu énergétiques ($H_{rms} = 40$ Cm et $Tp = 6.20$ s, Figure B.2).

Pour cette étude, le modèle 1DBEACH a été préalablement calibré (à partir d'un profil) pour reproduire correctement la faible migration de barre, avec cependant un haut de plage en constante accréction. Pour cette simulation, nous bénéficions de 25 transects *cross-shore* tous les 23 m dans la direction *longshore* afin de pouvoir décrire entièrement le domaine observé. Ces profils sont échantillonnés tous les 2 m. Les profils initiaux sont

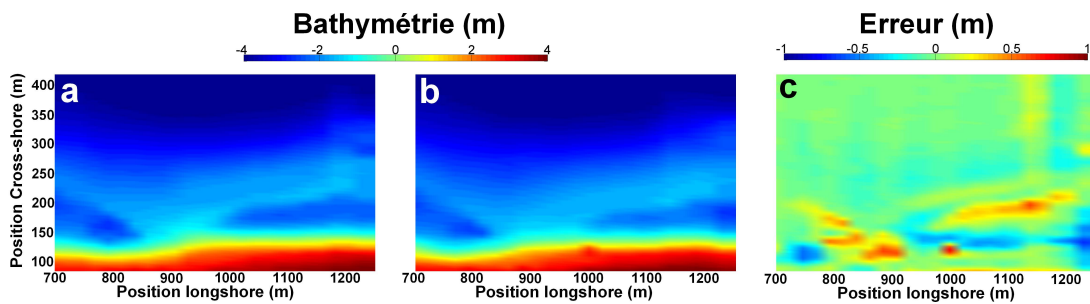


FIGURE B.1 – Morphologies (a) initiale et (b) finale et (c) différence des 2 bathymétries marquant l'évolution morphologique entre le 9 au 20 Août 1994.

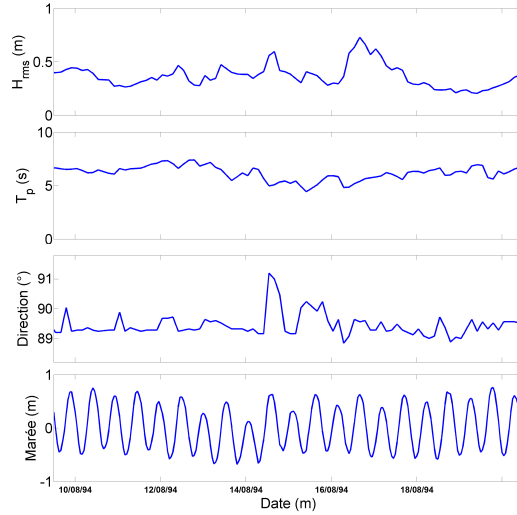


FIGURE B.2 – Condition hydrodynamique pour la plage de Duck du 9 au 20 Aout 1994 : (a) H_{rms} , (b) T_p , direction et marée.

issus du relevé bathymétrique du 08 août, soit un jour avant le début de la simulation. A défaut de mesures réelles, nous avons utilisé des pseudo-observations de célérité et de topographie issus de runs préliminaires sur l'ensemble des profils pour le 10, 12, 14, 16 et 18 août. Les données de célérité sont échantillonnées à 8 m et présentent des erreurs fixées à $40 \text{ cm/s} \pm 10 \text{ cm/s}$. De même, la topographie est échantillonnée à 4 m en autorisant une erreur de $20 \text{ cm} \pm 5 \text{ cm}$. Le nombre d'observations de célérité (et de topographie) varie d'un profil à l'autre. Enfin, les matrices de covariance d'ébauche et de prévision sont constituées avant chaque étape de correction à partir des 26 profils simulés de célérité et topographie. Ces matrices sont localisées *a posteriori* à 10 m (respectivement 6 m) pour la célérité (topographie). Finalement, la simulation est lancée sur les 11 jours d'étude avec un pas de temps de 1/2 h et chaque étape de correction est réalisée avec une unique itération d'assimilation.

La Figure B.3 présente les morphologies de plages simulées par le modèle avant et après correction par assimilation de données pour les 5 dates pour lesquelles des pseudo-observations sont disponibles. D'une part, les zones de levée et de surf sont globalement bien décrites par le modèle (erreurs $\epsilon < 20 \text{ cm}$) et ne nécessitent pas de grosses corrections. A noter aussi que la principale source d'erreur provient de la calibration du modèle réalisée à partir de mesure sur un seul des transects. D'autre part, le haut de plage est systématiquement simulé en accrétion avec de fortes erreurs de prédiction. L'assimilation de données permet de corriger régulièrement le modèle dans cette zone pour potentiellement éviter une explosion numérique. Cependant, la correction n'a qu'un effet limité dans le temps Dubarbier et al. [2012]. Enfin la Figure B.4 présente une comparaison entre la morphologie observée et l'estimation modèle avec toujours ce problème d'accrétion en haut de plage.

B - Evolution morphodynamique multi-1D

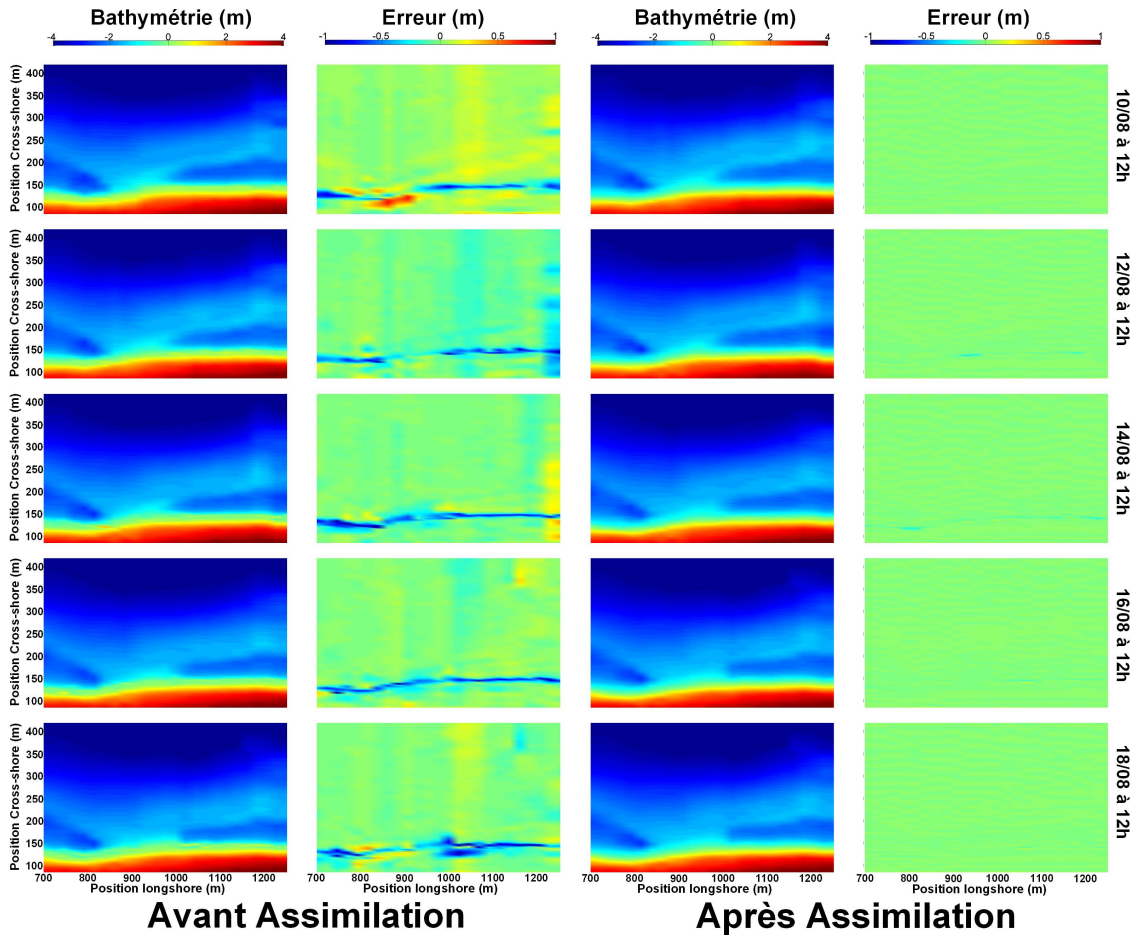


FIGURE B.3 – Bathymétrie avant et après correction ainsi que leurs erreurs respectives par rapport à la bathymétrie observée. Les corrections sont apportées tous les 2 jours le : 10, 12, 14, 16 et 18 Août.

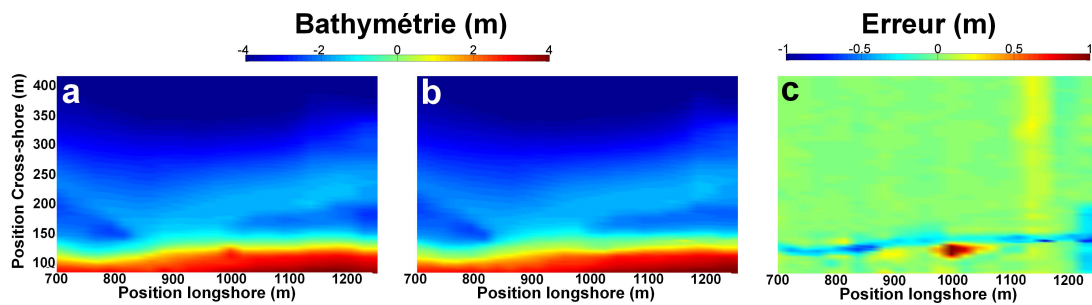


FIGURE B.4 – Morphologies observée (a) et (b) prédite par le modèle ainsi que l'erreur de prédiction (c) à la fin de la simulation le 20 Août 1994.

Annexe C

Application of a data-model
assimilation method to a 3D surf zone
sandbar physical experiment

Application of a data-model assimilation method to a 3D surf zone sandbar physical experiment

F. Birrien[†], B. Castelle[‡], V. Marieu[†], R. Almar[‡] and H. Michallet[∞]

[†]CNRS, UMR EPOC

University of Bordeaux, Talence
33405, France

f.birrien@epoc.u-bordeaux1.fr

[‡]Escuela de Ingeniería, DIHA UC

Pontificia Universidad Católica de Chile, Santiago
3542000, Chile

ralmar@ing.puc.cl

[∞]CNRS, UMR LEGI

University Joseph Fourier, Grenoble
BP43 38041, France

Herve.michallet@hmg.inpg.fr



ABSTRACT

Birrien, F., Castelle, B., Marieu, V., Almar, R. and Michallet, H., 2011. Application of a data-model assimilation method to a 3D surf zone sandbar physical experiment. Journal of Coastal Research, SI 64 (Proceedings of the 11th International Coastal Symposium), 976 – 980. Szczecin, Poland, ISSN 0749-0208.

Video imagery recently arose as a low-cost alternative to direct measurement to estimate wave characteristics and then tackle the lack of actual updated bathymetries hydro-morphodynamic coupled numerical models typically face. Nonlinearities that are ubiquitous over complex three-dimensional surfzone sandbars are a key problem for observation relevance, and feed an increasing need of local wave information. Therefore, a close interaction between video imagery and modeling is highly required through observation assimilation. In this paper, we explore two bathymetry inversion methods related to an original experiment on nature-like beaches. Wave celerity was first video-estimated and depth inversion was performed to quantify the underlying bathymetry. While existing methods were previously tested over rather alongshore-uniform barred beaches, here we show that the efficiency of such method strongly decreases with increasing beach alongshore non-uniformity. A data-model assimilation, based on a Kalman filter, was further developed and applied to our experimental study using bathymetric data that derived from wave celerity estimates. Analytically set Gaussian-type covariance matrices were inverted to provide local correction. The method shows promising skills to correct bathymetry with the single source of bathymetric video proxy and now required further in-depth improvement.

ADDITIONAL INDEX WORDS: *Laboratory Experiment, Wave Celerity, Depth Inversion, Data-model Assimilation.*

INTRODUCTION

Wave-dominated sandy beaches are one of the most variable and unpredictable coastal systems. As it involves many interacting spatial and temporal scales, the governing processes still remain complex to understand and so, a tremendous challenge to overcome. Significant improvements have been made to fill this knowledge-gap, especially concerning beach morphology. The recent development of hydro-morphodynamic coupled numerical models now allows to simulate the formation of three-dimensional (3D) surf zone sandbars and their subsequent nonlinear evolution through self-organization mechanisms (e.g. Coco and Murray, 2007; Garnier *et al.*, 2008; Castelle *et al.*, 2010a). One major drawback of such simulations is the lack of actual updated bathymetries they can be validated with, provided that they are well-sampled (Plant *et al.*, 2002, 2009). These bathymetry-related input errors eventually lead to hydrodynamic and morphological mismatches while hindcasting or predicting. In parallel, video imagery, as a low-cost alternative to direct measurement, recently showed considerable developments since its inception (e.g. Lippmann and Holman, 1989; Holland *et al.*, 1997). Remotely sensed video is now able to estimate the nearshore sea state, using various video-derived proxies for bathymetry, such as wave celerity (Stockdon and Holman, 2000; Almar *et al.*, 2008) or energy dissipation through depth-induced wave breaking (Aarninkhof *et al.*, 2003). Despite recent improvements to get the

significant breaking wave height from video (Almar *et al.*, submitted), hydrodynamic data from numerical models are still needed in the presence of complex bathymetries and/or sea states. Thereby, a close interaction between video imagery and modeling through observation assimilation is required (e.g. Van Dongeren *et al.*, 2008; Almar *et al.*, in this issue), specifically to quantify real-time bathymetry. The present study explores some aspects of this concept, using data collected from an original large-scale laboratory experiment over a moveable bed.

LABORATORY EXPERIMENT

Experimental set-up

The experiment was conducted on a 5-week period from November 10 to December 12 2008 in a multidirectional wave basin at the SOGREAH, (Michallet *et al.*, 2010, Castelle *et al.*, 2010c). The basin extended 30 m in both the cross-shore and longshore direction. 60 independent piston-type wavemakers generated the hydrodynamic forcing, complying with a Jonswap distribution of irregular shore-normal waves ($H_s = 18$ cm and $T_p = 3.5$ s), over a moveable seabed composed of fine sand ($d_{50} = 164$ μ m). Downscaling factors in time and length were 3 and 10, respectively. The surf zone sandbar morphologies were not shaped by the investigators but actually resulted from the natural feedbacks between flow, sediment transport and the moving bed, that is, self-organization, from an alongshore-uniform beach

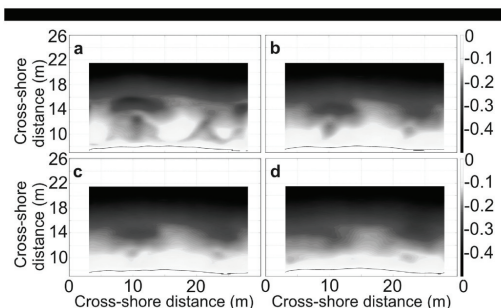


Figure 1. Beach morphologies surveyed corresponding to the 4 runs investigated herein. Colorbar indicates seabed elevation in meters.

geometry. 4 different alongshore non-uniform beach morphologies are studied herein (Figure 1). The considered bathymetries varied from a typical rhythmic bar and beach to a transverse bar and rip system according to the Wright and Short (1984) classification.

Video processing

A 25 Hz Camera recorded 1-hour video-run a day immediately before the millimetric-accuracy bathymetric survey. Because the video system was initially devoted to a Lagrangian-type rip circulation tracking using colored drifters and tracers (Castelle *et al.*, 2010c), short video sequences needed to be extracted to avoid resorting to ambiguous image processing. Consequently, 6-minute sequences were selected for each run. Next, cross-shore transects of pixel intensities (see Figure 2a) were video-monitored every 25 cm in the alongshore direction, to create a series of timestacks, *i.e.* time series of pixel intensities over the whole basin (see Figure 2b). Timestacks were further georeferenced following the method described by Holland *et al.* (1997). Then, a directional Butterworth low-pass filter as well as a RGB colorband averaging filter were performed to smooth the spurious artefacts from drifters and wave capacitive gages rails (Figure 2) and to

strengthen the contrast between the wave signatures and the basin background. After being processed, the timestacks were used to track wave trajectories in order to compute waves celerity with the cross-correlation method developed by Almar *et al.* (2008). Two bathymetry inversion methods were subsequently developed from this video-derived celerity.

METHODS

Inversion model

Wave dynamics in the nearshore demonstrate highly non-linear behavior, when faced with complex 3D bathymetries, therefore the linear dispersion relation or its shallow water approximation become inappropriate to quantify the wave celerity in the surfzone (*e.g.* Thornton and Guza, 1982, Stockdon and Holman, 2000). Catalan and Haller (2008), and recently Tissier *et al.* (2010) reviewed non-linear celerity predictors with potential application to depth inversion. Unfortunately, remote video imagery does not give yet an accurate access to local wave information such as the breaking wave height. The solitary wave theory gives a breaking criterium $H/h \sim 0.42$, where H is the breaking wave height and h the water depth. Celerity prediction is to degrade significantly in the surf zone (Catalan and Haller, 2008). Then, the last alternative consists in considering the empirical modified shallow water approximation:

$$c = a\sqrt{gh} \quad (1)$$

where g is the gravity acceleration and a a non-linearity tuning constant coefficient, specific to experiment conditions. For our laboratory case a might remain in the range as suggested by Stansby and Feng (2005). A constant value will be explicitly estimated albeit basin waves are assumed irregular.

Data-model assimilation

A data-model assimilation method is typically composed of a succession of forecasting (model propagation) and analysis (assimilation) steps. Here we will explore only the analysis step to illustrate how powerful and efficient assimilation can be to gain access to underlying bathymetries through video data. The model

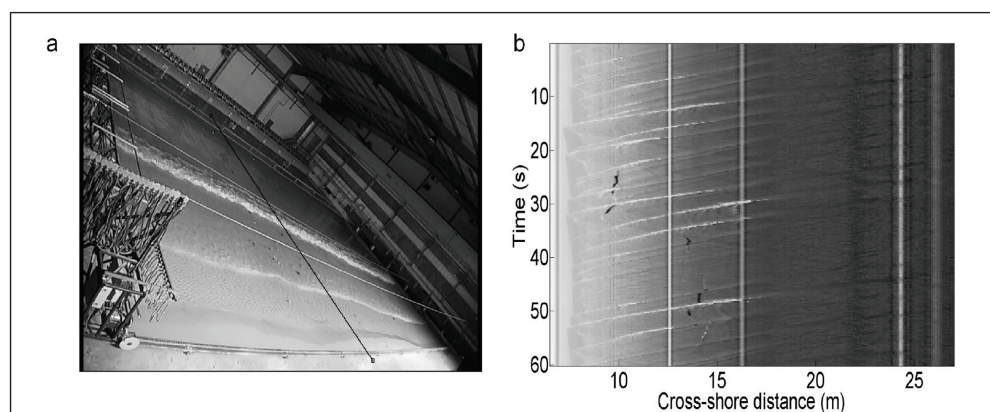


Figure 2. Description of video data: (a) cross-shore transect for the creation of (b) a 1-minute timestacks.

C - Application of a data-model assimilation method to a 3D surf zone sandbar physical experiment

Birrien *et al.*

formulation for data-assimilation is based on a Kalman filter and uses a least-squares estimator similarly to the study of Van Dongeren *et al.* (2008). Covariance matrices that describe sensitivity in-between variables of location were inverted, as performed in Wilson *et al.* (2010), and permitted bathymetric correction, even for some locations where data were poor or non-existent. Contrary to Wilson *et al.*, (2010), and because of programming constraints, we choose to perform the assimilation update directly on the water depth h , using an inverse transfer function to invert Equation 1, as suggested in Van Dongeren *et al.*, (2008). The updated bathymetry h_{updt} is composed of the prior state h_{prior} and the innovation term ($h_{obs} - Lh_{prior}$) (Evensen, 2006):

$$h_{updt} = h_{prior} + K(h_{obs} - Lh_{prior}) \quad (2)$$

where L is the observation operator which interpolates the gridded model estimate in the observation space. K is the time-updated corrective matrix, also called Kalman's gain, which highlights to what extend we trust observation data. It reads:

$$K = B L^T (R + L B L^T)^{-1} \quad (3)$$

where R and B are the observation and model covariance matrices, respectively. Assimilation is performed when observations become available which depends on whether the video data are workable. Since a single observation is used for several steps of the correction, its accuracy must decrease with time to allow implicit permanent evolution. A time-updated observation scheme must then be implemented by multiplying the R matrix with a pseudotime weighting factor N , function of the current iteration in the simulation.

Finally the last step of the analysis consists in updating the resulting covariance matrix A . It reads:

$$A = (I - K H) B \quad (4)$$

The definition of the covariance matrices R and B is crucial as it rules the data-model assimilation accuracy. Right now, uncertainties are defined using a similar approach than Van Dongeren *et al.* (2008), by allowing a large model-data mismatch. As a first guess, the observation covariance matrix is supposed diagonal while the model covariance matrix is assume to be gaussian-type and allowed observation data to correct bathymetry locally. The gaussian amplitude is set analytically, and its bandwidth is typically in the same range as the observation resolution to prevent from bathymetry oversmoothing and too-localized correction. One major drawback of this method is that it provides bathymetric correction even for zone that are not potentially faced with drastic morphodynamical changes, *e.g.* offshore the outer sandbar. A better alternative which is currently under development is to determine the covariance matrices statistically as carried out in Wilson *et al.* (2010), using an Ensemble Kalman Filter (EnKF) (Evensen, 2006) methodology.

Hence, an initial bathymetry is then corrected iteratively to reach the convergence with the time-updated video-estimated bathymetry using the coupled, wave-averaged, waves-current beach profile evolution model *IDBEACH* (Castelle *et al.*, 2010b). As first guesses, the initial bathymetries were defined as a double slope bed specifically to the different available morphologies, to offset the lack of information offshore. Note that we only show here bathymetry updating performance, subduing time evolution.

RESULTS

The bathymetric inversion model is validated against the set of 4 different available beach morphologies (Figure 1). Estimated water depth results from the inversion of the video-derived cross-shore wave celerity and is computed with a 10 cm resolution for each alongshore transect. Thence, transect data are gathered to form the mean beach profile. Measured and estimated mean beach profiles are shown in Figure 3 for each run. The non-linearity tuning coefficient a (Equation 1) is set to 1.125 for all configurations. This is in agreement with the range of values given by Stansby and Feng (2008), and remains reasonably close to the

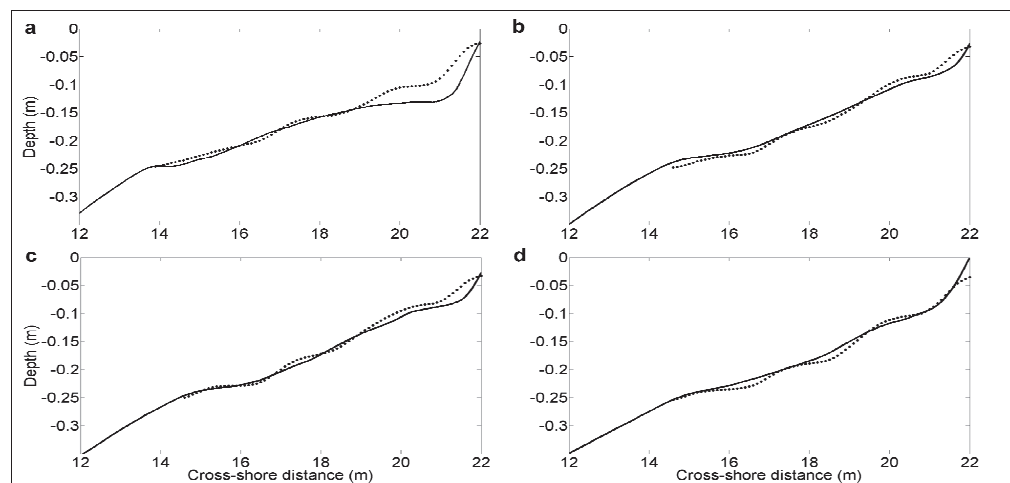


Figure 3. The mean cross-shore beach profile (solid line) and its video-derived estimates (dot line) for each run

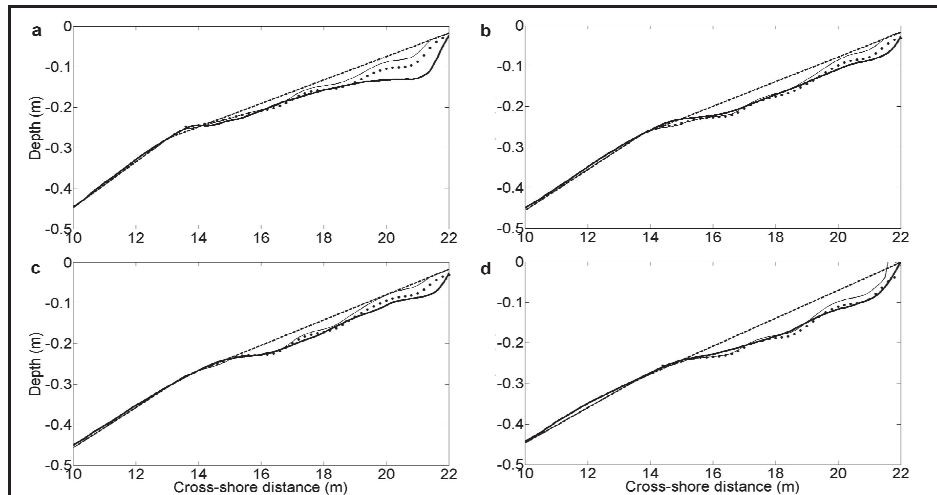


Figure 4. Comparison of the mean beach profiles. Initial (dashed line), surveyed (solid thick line), video estimated (dotted line) and converged from the data-model assimilation (thin solid line)

Table 1: Surf zone bathymetric RMS error and measure of beach three-dimensionality σ_z for the 4 video runs

	Run a	Run b	Run c	Run d
Surf zone Rms error (m)	0.0256	0.0180	0.0166	0.0175
σ_z (m)	0.0224	0.0167	0.0134	0.0135

1.14 value observed in a natural surf zone by Tissier *et al.* (2010). For each run, the results show good agreements in terms of mean beach profile in the inner surf zone, that is, between the breaking point and the swash zone. At this stage, the reason why the method sometimes performs quite badly for the upper part of the profile remains unclear. Table 1 draws a parallel between the daily surf zone bathymetric RMS errors and the measure of beach three-dimensionality σ_z (Castelle *et al.*, 2010c). It clearly outlines that

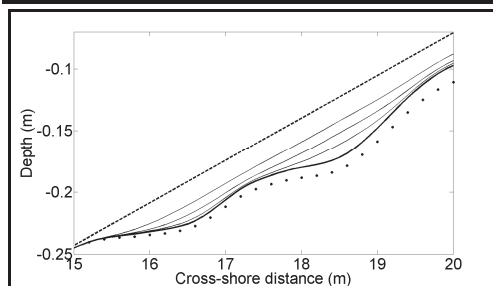


Figure 5. Zoom on run c that displays convergence steps. Initial (dashed line), video-derived (dotted line), intermediate states (solid thin line) and converged profiles (solid thick line).

the variation of RMS errors and non-uniformities are related: bathymetry mismatch increases with increasing beach three-dimensionality. Hence, 3D features were systematically substantially smoothed. Of note, the non-uniform oblique lighting allowed wall glints and dark zones to subsist and made wave monitoring spurious, and nearly impossible, beyond the breaking point. Consequently the area offshore of the bar crest was not accounted for. Non-linear effects, which are ubiquitous near the breaking point, resulted in a global overestimation of the water depth above the bar crest. This needs to be further included in the celerity model formulation, provided that we can access to some other local wave information.

The data-model assimilation has been applied to the 4 different mean beach profiles. The spatial resolution for the model grid and the observation is 10 cm and 20 cm respectively. The model is run with a typical 10 % measurement error (Van Dongeren *et al.*, 2008) and an ad-hoc Gaussian-type model covariance matrix allowing a 20 cm bandwidth correction. The model and observation covariance matrices amplitudes are assumed of the same range: neither model estimate nor video-derived information is perfect. Bathymetries were then updated iteratively to reach the convergence to the time-updated video estimates. Figure 4 shows the results of the convergence test for the 4 different runs while Figure 5 shows a zoom on the resulting correction for the last run. The method typically converges after 3 to 4 iterations while driven by the decreasing data-model mismatch. The method demonstrates

C - Application of a data-model assimilation method to a 3D surf zone sandbar physical experiment

Birrien et al.

good skills to correct bathymetry with the single source of correction provided by video-derived celerity. However, the results do not converge to the actual video estimates, but to an asymptotic intermediate profile. This gap is inherent to our method and to the initial beach profile we defined. Besides, the time-updated scheme we performed, which allows observation to evolve artificially is responsible for a part of the mismatch. Another potential source of errors to be explored is the recognition of non-linearities and the development of appropriate depth inversion method.

CONCLUSION

In this paper, we developed two bathymetry inversion methods that were rigorously tested with an original laboratory experiment on nature-like beach morphologies. The motivation of our study was to resort exclusively on video-derived information to show how such systems actually perform to estimate bathymetry. Besides, only cross-shore wave celerity has been reckoned from video image, but the source of video-derived bathymetry proxies will be extended to other variables. While existing methods were previously tested over rather alongshore-uniform barred beaches, here we show that the efficiency of such a method strongly decreases with increasing beach alongshore non-uniformity. A better inclusion of non-linearities through a close data-model interaction is now crucial to improve inversion accuracy in the surf zone. This requires an access to other video or model local information such as the breaking wave height. In parallel, the data-model assimilation method showed promising skills to update bathymetry through observation-based correction, even if error matrices were analytically set. This is actually a first step to be broadened. An in-depth statistical study of the errors from both observations and modeling, as performed by Wilson *et al.* (2010), is now requested and currently implemented to quasi objectively describe bathymetric correction. Data-assimilation scheme also needs to be improved to deal with real updating cases, which is currently in progress.

LITERATURE CITED

- Aarninkhof, S.G.A., 2003. Nearshore bathymetry derived from video imagery. Delft University of Technology, The Netherlands. Ph.D. Thesis.
- Almar, R., Bonneton, P., Sénéchal, N., and Roelvink, J.A., 2008. Wave celerity from video imaging: a new method. *Proceeding of the 31th International Conference of Coastal Engineering* (Hamburg, Germany, ASCE), 661-673.
- Almar, R., Cienfuegos, R., Catalan, P., Michallet, H., Castelle, B., Bonneton, P. and Marieu, V., submitted. A new breaking wave height direct estimator from video imagery. *Submitted to Coastal Engineering*.
- Almar, R., Cienfuegos, R., Catalan, P., Birrien, F., Castelle, B., Michallet, H., in this issue. Nearshore bathymetric inversion from video using a fully non-linear Boussinesq wave model. *Submitted to Journal of Coastal Research, SI 64*
- Castelle, B., Ruessink, B.G., Bonneton, P., Marieu, V., Bruneau, N. and Price, T.D., 2010a. Coupling mechanism in double sandbar systems. Part 1: Patterns and physical explanation. *Earth Surface Processes and Landforms*, 35, 476-486.
- Castelle, B., Marieu, V., Bonneton, P., Bruneau, N., and Grasso, F., 2010b. Modelling beach profile evolutions. *La Houille Blanche*, 1, 104-110
- Castelle, B., Michallet, H., Marieu, V., Leckler, F., Dubardier, B., Lambert, A., Berni, C., Bonneton, P., Barthelemy, E., and Bouchette, F., 2010c. Laboratory experiment on rip current circulations over a moveable bed: drifter measurements. *Journal of Geophysical Research*, 115, C12008, doi: 10.1029/2010JC006343
- Catalan, P.A., and Haller, M.C., 2008. Remote sensing of breaking wave phase speeds with application to non-linear depth inversions. *Coastal Engineering*, 55, 93-111.
- Coco, G. and Murray, A.B., 2007. Patterns in the sand: from forcing templates to self-organization. *Geomorphology*, 91, 271-290.
- Evensen, G., 2006. Data assimilation: the Ensemble Kalman Filter, Springer.
- Garnier, R., Calvete, D., Falguès, A. and Dodd, N., 2008. Modelling the formation and the long-term behavior of rip channel system from the deformation of a longshore bar. *Journal of Geophysical Research*, 113(C7).
- Holland, K.T., Holman, R.A., Lippman, T.C., Stanley, J., Plant, N., 1997. Practical use of video imagery in nearshore oceanographic field studies. *IEEE Journal of Oceanic Engineering*, 22(1), 81-92.
- Lippmann, T.C., Holman, R.A., 1989. Quantification of sandbar morphology: A video technique based on wave dissipation. *Journal of Geophysical Research*, 94(C1), 995-1011
- Michallet, H., Castelle, B., Bouchette, F., Lambert, A., Berni, C., Barthélemy, E., Bonneton, P., and Sous, D., 2010. Modélisation de la morphodynamique d'une plage barrée tridimensionnelle, *Proceeding of the XI Journée National Génie Côtier-Génie Civil*, 379-386.
- Plant, N.G., Holland, K.T., and Puleo J.A., 2002. Analysis on the scale of errors in nearshore bathymetry. *Marine Geology*, 191, 71-86.
- Plant, N.G., Edwards K.L., Kaihatu, J.M., Veeramony J., Hsu, L., and Holland, K.T., 2009. The effect of bathymetric filtering on nearshore process results, *Coastal Engineering*, 56, 484-493
- Stansby, P.K., and Feng, T., 2005. Kinematics and depth integrated terms in surf zone waves from laboratory measurement. *Journal of Fluid Mechanics*, 529, 279-310
- Stockdon, H.F., Holman, R.A., 2000. Estimation of wave phase speed and nearshore bathymetry from video imagery. *Journal of Geophysical Research*, 105(C9), 22015-22033.
- Tissier, M., Bonneton, P., Almar, R., Castelle, B., and Nahon, A., 2010. Field measurements and non-linear prediction of wave celerity in the surf zone. *European Journal of Mechanics*, in press.
- Van Dongeren, A.R., Plant, N.G., Cohen, A.B., Roelvink, J.A., Haller, M.C., and Catalan, P.A., 2008. Beach Wizard: Nearshore bathymetry estimation through assimilation of Model computations and remote observations. *Coastal Engineering*, 55(12), 1016-1027.
- Wilson, G.W., Ozkan-Haller, H.T., and Holman, R.A., 2010. Data assimilation and bathymetric inversion in a 2DH surf zone model. *Journal of Geophysical Research*, in press
- Wright, L.D., and Short, A.D., 1984. Morphodynamic variability of surf zones and beaches: a synthesis. *Marine Geology*, 56, 93-118

ACKNOWLEDGEMENT

The laboratory experiment used in this study was done within the framework of the project MODLIT (RELIEFS/INSU, SHOM-DGA). BC acknowledges support from BARBEC (ANR n°2010 JCJC 602 01). RA is funded by project FONDECYT n° 3110030.

Annexe D

Video observation of megacusp
evolution along a high-energy
engineered sandy beach : Anglet, SW
France

Video observation of megacusp evolution along a high-energy engineered sandy beach: Anglet, SW France

Florent Birrien[†], Bruno Castelle[†], Damien Dailloux[‡], Vincent Marieu[†], Didier Rihouey[‡] and Timothy Price[∞]

[†] CNRS, Université Bordeaux I, UMR 5805-EPOC Avenue des Facultés, F-33405, Talence, France
f.birrien@epoc.u-bordeaux1.fr
b.castelle@epoc.u-bordeaux1.fr
v.mariieu@epoc.u-bordeaux1.fr

[‡] CASAGEC Ingénierie, 64600 Anglet, France
dailloux@casagec.fr
rihouey@casagec.fr

[∞] Faculty of Geosciences, Utrecht University, Utrecht, 3508 TC, The Netherlands
T.D.Price@uu.nl



www.cerf-jcr.org



www.JCRonline.org

ABSTRACT

Birrien, F., Castelle, B., Dailloux, D., Marieu, V., Rihouey, D. and Price, T.D., 2013. Video observation of megacusp evolution along a high-energy engineered sandy beach: Anglet, SW France. In: Conley, D.C., Masselink, G., Russell, P.E. and O'Hare, T.J. (eds.), *Proceedings 12th International Coastal Symposium* (Plymouth, England), *Journal of Coastal Research*, Special Issue No. 65, pp. xxx-xxx, ISSN 0749-0208.

We present an 18-month period of video monitoring of both the nearshore sandbars and the megacusps at Anglet Beach, SW France. The study site covers a 2-km long stretch of beach that is constrained to the North by a groin that extends 400 m seaward. The beach is high-energy intermediate, mostly double-barred, with a steep beach face ($\sim 1/10$) favouring the formation of cusps at a large range of lengthscales, from beach cusps ($O(10\text{ m})$) to megacusps ($O(100\text{ m})$). A megacusp is systematically observed against the groin as a result of the persistent presence of a topographic rip. Further away from the groin, about 4-5 megacusps are typically observed. The shoreline dynamics are strongly controlled by the geometry of the surfzone sandbar. In-phase shoreline-sandbar coupling was commonly observed, that is, megacusps in the alignment of the rip channels and seaward bulges in the shoreline facing the surfzone sandbar horns. Megacusps at Anglet Beach have a typical cross-shore amplitude of $O(10\text{ m})$. During a severe storm with significant wave heights over 7 m, a very erosive megacusp (hotspot) formed in the alignment of the rip channel. Prior to this storm, a seaward bulge in the shoreline was observed in this location. Accordingly, 40 m cross-shore variation change in shoreline position at this location was the signature of megacusp dynamics only. This hotspot was systematically observed at the same location during 7-8 months after the storm event, before the fair weather conditions in summer resulted in an overall accretion of the beach. Megacusps were smoothed out during rapid alongshore migration of the sandbar or for high-energy wave conditions. In addition, the evolution of the alongshore-averaged shoreline position shows the exact opposite trend as that of the alongshore-averaged sandbar position, yet with less pronounced cross-shore variations. Overall, our results highlight once again the strong links between shoreline and surfzone sandbar dynamics.

ADDITIONAL INDEX WORDS: *Surfzone sandbar, shoreline rhythms, groin, rip channels.*

INTRODUCTION

Megacusps are ubiquitous patterns in the sand along steep sandy beach faces with a typical alongshore and cross-shore length of $O(100\text{ m})$ and $O(10\text{ m})$, respectively. Correspondence between three-dimensional surfzone sandbar morphology and shoreline perturbations has been reported for a long time (e.g., Komar, 1971; Sonu, 1973; Short, 1999). Most of the observations suggest that megacusps are erosive signature at the shoreline of the presence of rip currents (also known as rip current embayment e.g. Shepard, 1941). At the centre of the embayment, where the beach is the narrowest, the swash of large storm waves coincident with high tides can reach the toe of the dune and cause dune erosion (Komar and Rea, 1976; Thornton *et al.*, 2007).

Despite their interest from the perspective of beach amenity and localized beach and dune erosion, to date, field studies addressing megacusp evolution are scarce. The two most representative studies (Thornton *et al.*, 2007; Orzech *et al.*, 2011) were performed along the southern end of the Monterey Bay (California, USA), which is characterized by persistent shore-

normal wave incidence due to strongly refracted waves and narrow bay aperture, therefore limiting the range of dynamics related to megacusps. Interestingly, Orzech *et al.* (2011) indicates that megacusps most often form shoreward of rip channels (in-phase coupling) but also, very occasionally, shoreward of shoals (out-of-phase coupling) presumably when waves are small combined with high tide conditions. Yet, shoreline-sandbar out-of-phase couplings have been recently observed along microtidal beaches (Gervais, 2012). Using the XBeach model (Roelvink *et al.*, 2009), the authors note that the primary driving mechanism that form megacusps in the alignment of the shoal is unclear. Orzech *et al.* (2011) also indicate that the mean flow plays the dominant role in both types of megacusp formation, but that very low frequency oscillations (Reniers *et al.*, 2007) in sediment concentration and advective flow are also significant. This is corroborated by other numerical work (e.g., Castelle and Coco, 2012) that show that, starting from an alongshore-uniform single-bar beach, megacusps can form as a result of mean wave-driven circulation alone when rip channels and coupled rip current circulation emerge as a result of the positive feedback between flow, sediment transport and the evolving bathymetry (Falqués *et*

DOI: 10.2112/SI65-xxx.1 received 30 November 2012; accepted Day Month 2013.

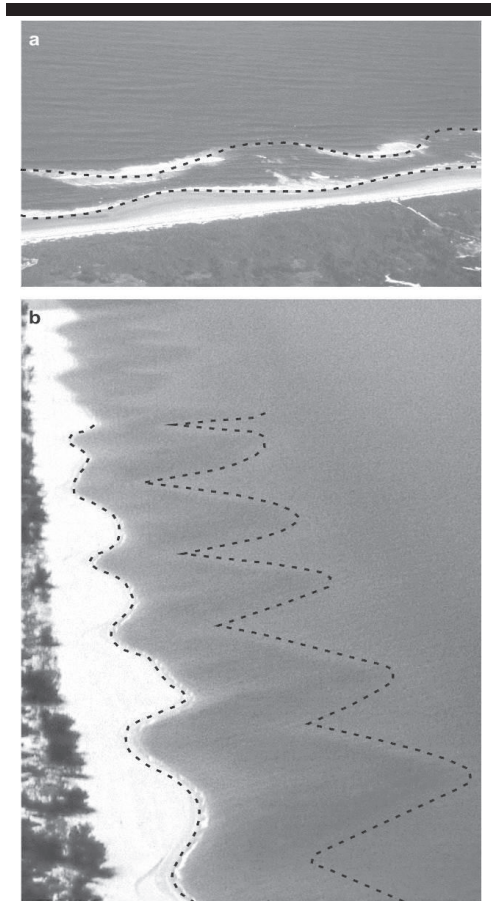


Figure 1. Examples of shoreline-sandbar couplings: aerial photographs of a single-barred beach of the New South Wales Coast (Australia) displaying (a) the common in-phase relationship between inner-bar patterns and shoreline rhythms with megacusps in the alignment of the rip channels (courtesy of Prof. A. D. Short) and (b) a 180° out-of-phase relationship of inner-bar patterns and shoreline rhythms with inner-bar bays systematically facing a seaward bulge in the shoreline, *i.e.* with surfzone zone sandbar patterns mirrored at the shoreline. Adapted from Castelle *et al.* (2010a) (photographs courtesy of Prof. A. D. Short).

al., 2000; Coco and Murray, 2007). Shoreline-sandbar couplings can be considered as reminiscent of sandbar couplings in double sandbar system. The latter has received a lot of attention in recent years (*e.g.*, Ruessink *et al.*, 2007; Castelle *et al.*, 2010b; Thiébot *et al.*, 2011; Price and Ruessink, in press; Price *et al.*, submitted). Overall, the three-dimensional outer bar morphology acts as a forcing template for the inshore flow patterns through wave focusing and wave breaking across the outer bar and, in turn, for

the inner bar morphology (Castelle *et al.*, 2010a). Depending on the outer-bar geometry and wave conditions, the barlines couple either in-phase, out-of-phase or at half of the outer bar wavelength. In contrast, when considering a single-bar beach and shoreline undulations (*e.g.*, Castelle and Coco, 2012), only in-phase coupling is simulated. Overall, shoreline-sandbar in-phase coupling (*i.e.* megacusps in the alignment of the rip currents, Figure 1a) has been observed a number of times without addressing its temporal evolution and shoreline-sandbar out-of-phase coupling (Figure 1b) is scarce and its primary driving mechanism remains unclear. Accordingly, there is a need for additional shoreline-sandbar coupling field and numerical studies to address why and when the different types of coupling occur.

In this contribution we analyse an 18-month period of video monitoring of both the nearshore sandbars and the megacusps at Anglet Beach, SW France. Firstly, the field site and video station are presented. Secondly, results are presented and, lastly, we discuss our findings and state our conclusions in the last section.

DATA AND METHODS

Field site

Anglet Beach is located on the Basque Coast (SW France), which is of major interest from the perspective of both socio-economic activity and nearshore science as it is a major international and national tourism destination that has been facing serious erosion issues over the last decades. This resulted in a number of coastal engineering works based on the implementation of coastal hard structures and, more recently, beach nourishments. Anglet Beach is a meso-tidal environment with semi-diurnal tidal regime and a mean spring range of 3.85 m. The beach is a 4-km long embayed sandy beach that is delimited by a major headland to the South and the southern Adour River training wall to the North (Figure 2). The beach comprises 5 groins, with three small groins to the South and, to the North, the large groins of “Les Cavaliers” extending about 400 m into the sea and the small groin of “La Barre”.

Anglet Beach is mostly intermediate double-barred following the classification of Wright and Short (1984). The upper intertidal beach is locally relatively steep (~10 %), therefore favouring the formation of megacusps, and is composed of medium quartz sand. Anglet Beach faces WNW and is predominantly exposed to Atlantic swells coming from the WNW direction, and also scarcely receives more variable locally-generated wind waves (Abadie *et al.*, 2005). It has an annual average significant wave height and peak period of $H_s = 1.57$ m (up to 10 m during severe storms) and $T_p = 10$ s, respectively. Accordingly, Anglet Beach is characterized by a non-dimensional embayment scaling parameter (Castelle and Coco, 2012) $\delta \approx 40$ and is therefore characterized by normal beach circulation (Short and Masselink, 1999), meaning that Anglet Beach tends to behave as an open coast, except close to the headlands.

Video station

In March 2011, a CASAGEC video system (Rihouey *et al.*, 2009) was installed at the Northern end of Anglet Beach (Figure 2) at about 30 m above the mean sea level. The station includes four S-SW facing cameras (only two are used in this study, Figure 3). The data of interest here are 10-min time exposure images collected each daylight hour spanning about 2000 m of Anglet Beach. Time exposure images were rectified into real world Cartesian coordinates through mathematical projection onto a horizontal plane located at mean sea level and further transformed

D - Video observation of megacusp evolution along a high-energy engineered sandy beach : Anglet, SW France

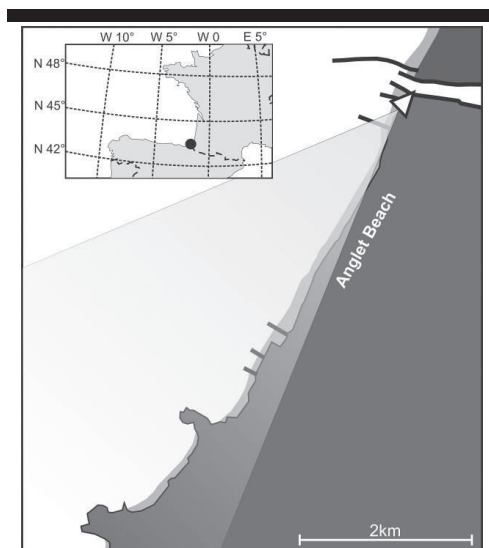


Figure 2. Study site, Anglet Beach (SW France), with camera view field and location of the groins.

into local beach alongshore x and cross-shore y coordinates. In this study, 18 months of daily time exposure images from March 2011 to September 2012 were examined to study the surfzone sandbar and shoreline dynamics.

Shoreline detection

Anglet Beaches are characterized by prominent red sediments that make the shoreline detection easier at the 'water-sand' interface. Here we simply consider the R/B cross-shore ratio

distribution between red and blue colorbands (Almar *et al.*, 2012), for each longshore position. While R/B much larger than 1 on the sand, it close to 1 in the swash zone. The shoreline position is then determined in the transition zone with high R/G gradients. This approach constitutes a low-cost alternative to clustering methods for contour detection (*e.g.*, Dailloux 2008), and is therefore relevant for long-term shoreline evolution studies on predominant-red sand beaches. We used the algorithm on the high neap-tide level time exposure images to generate a time series of alongshore shoreline position. The mean shoreline position X_s was defined as the alongshore-averaged cross-shore distance between the shoreline and the video camera cross-shore position. The alongshore standard deviation of the shoreline position was also computed to give a measure of how well the megacusps are developed.

Sandbar detection

To both minimize breakerline variability and gather continuous dataset of images we used low neap-tide level images only. Provided wave breaking was sufficiently pronounced to create an alongshore continuous breakerline, from each selected plan view image bar positions were estimated using the bar line intensity maximum tool (BLIM, Pape *et al.*, 2010) that searches for the local intensity maximum in a cross-shore intensity profile within a user-defined region of interest. As for the shoreline computations, mean sandbar position X_b was defined as the alongshore-averaged cross-shore distance between the bar and the video camera cross-shore position. In addition, the alongshore standard deviation of the sandbar position was computed to give a measure of the three-dimensionality of the surfzone sandbar.

Figure 4 shows an example rectified time-exposure image of Anglet Beach with detection of both the shoreline and the sandbar crest. For the outer-bar behaviour, two clearly distinct sections of the beach were identified: (1) at $x > 1000$ m (dotted black line in Figure 4) the outer bar was systematically deep, rather inactive, and therefore only scarcely detectable; (2) at $x < 1000$ m (solid black line in Figure 4) the outer bar was highly dynamic and systematically attached to a narrow inner bar, sometimes resulting in the mingling of the outer and inner bars and therefore



Figure 3. Snapshot of Anglet Beach at low tide showing strongly alongshore non-uniform breaker patterns. Note the steep beach which shoreline undulations.

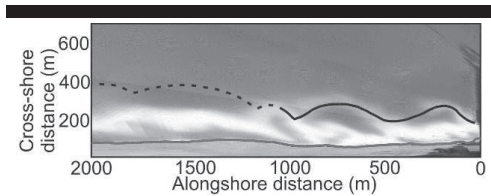


Figure 4. Example of rectified time-exposure image of Anglet Beach. The thick gray line and black line indicate shoreline and sandbar position, respectively. The thick dotted black line indicates the approximate position of the sandbar more than 1000 m from the groin. At this distance the bar was mostly inactive and scarcely identified with breaker patterns.

preventing the discrimination of their respective behaviour.

Wave and tide data

Offshore significant wave height H_s , peak period T_p and direction were obtained from the global model WaveWatch3 (WW3, Tolman, 1991), at the coordinate $2^{\circ}30'W$ $44^{\circ}N$. Time series of tidal elevation was estimated from tidal harmonic propagation.

RESULTS

Figure 5 shows the 18-month time series of the Anglet Beach dataset. During this period, the averaged significant wave height and peak period were 1.4 m and 8.8 s with maximum values of 7.4 m and 17.9 s, respectively. Incoming waves were strongly seasonally modulated with low- to moderate-energy waves during spring and summer ($H_s < 2$ m) with only occasional wave events with $H_s > 2.5$ m (Figure 5a). During autumn and winter, waves were mostly of moderate- to high-energy type with occasional severe storms with $H_s > 4.5$ m (about 4 during the winter of interest). This constitutes an overall low-energy wave climate compared to that typically observed along the Basque Coast (see for instance Abadie *et al.*, 2005; Enjalbert *et al.*, 2011). In particular, the first storm occurred very late in the season (mid-December) and only two major storms with $H_s > 6$ m were captured in December and April, the latter being very unusual as occurring very late in the season.

These persistent changes in wave conditions together with persistent changes in tidal ranges (Figure 5d) drove important changes in surfzone sandbar morphology (Figure 5e) and beachface morphology (Figure 5f). From April to July 2011, Anglet Beach was exposed to persistent low- to moderate-wave energy conditions with only little changes in beach and surfzone morphology. During this period, 3 outer-bar horns (shoreward shallow shoals of the crescentic patterns), initially located at $x \approx 0$, 400 and 900 m (Figure 5e), remained at the same location until May and further migrated 100 m southward until July as a result of prevailing low- to moderate-energy waves coming from the NW. To the south, during the same period, the outer-bar bay centred at $x \approx 1500$ m did not show any significant change as the outer bar remained mostly inactive. Initially, seaward bulges in the shoreline were observed facing the sandbar horns $x \approx 0$, 400 and 900 m (Figure 5f), the shoreline therefore coupling in-phase with the sandbar. Subsequently, megacusps were significantly smoothed concurrent to the southward migration of the sandbar. Note that throughout the monitoring, a megacusp was observed

against the groin (at $x < 0$) as a result of the persistent presence of a topographic rip. This megacusp was not addressed in this study as it was mostly hidden by the groin in the camera view field.

The most rapid changes occurred during winter 2011. In November-December 2011, just before the 7-m storm, the two outer bar bays (at $x \approx 300$ m and 700 m) merged into one outer bar bay at $x \approx 500$ m that subsequently migrated 200 m southward within a few days as a result of the 7-m storm. This storm also resulted in the formation of a very erosive megacusp at $x \approx 400$ m (facing the outer-bar bay, *i.e.* once again coupling in-phase, Figures 5e and f), that is, at the same location as the former seaward bulge in the shoreline during the previous summer. At this specific location, the cross-shore amplitude of shoreline variations reached 40 m, this signal being mostly the result of megacusp dynamics. Both this erosional hot spot and the surfzone sandbar patterns remained at the same location with a similar shape until the summer 2012 when the embayment started to fill up as a result of lower wave energy.

Figure 6 shows the corresponding time series of both the mean cross-shore sandbar (Figure 6a) and shoreline (Figure 6b) positions. Consistent with existing observations of cross-shore sandbar behavior along both open and embayed wave-dominated sandy beaches (*e.g.* Ruessink *et al.*, 2007), high-energy wave conditions drive a rapid offshore migration of the sandbar, while slow onshore migration is observed for decreasing wave energy. The typical offshore sandbar migration ($O(10$ m/day)) is observed to be about one order of magnitude larger than the typical onshore migration rate ($O(1$ m/day). Figure 6 also shows that the shoreline evolution displays the exact opposite trend, yet with less pronounced cross-shore variations, highlighting once again the strong link between shoreline and sandbar dynamics.

CONCLUSIONS

The 18-month video monitoring of both the nearshore sandbars and the megacusps at Anglet Beach, SW France, shows that the shoreline dynamics are strongly controlled by the geometry of the surfzone sandbar. Megacusps at Anglet Beach have a typical cross-shore amplitude of 10 to 20 m. In our study we only noticed the presence of the commonly-observed shoreline-sandbar in-phase coupling. Megacusps were smoothed during high-energy wave events or for moderate-energy oblique waves resulting in the longshore migration of the sandbar. In the latter situation, megacusps do not seem to have the time to 'adapt' to the change in location of the sandbar acting as a morphological 'forcing' template. This is in agreement with recent observations along the Mediterranean Coast showing that this can lead to an out-of-phase shoreline-sandbar coupling (Gervais, 2012). This can also result in a phase shift between sandbar and shoreline rhythms as observed by Ferrer (2010) and Aleman *et al.* (2011) on the same section of the Mediterranean coastline. We did not observe any shoreline-sandbar out-of-phase coupling during the survey period. De Santiago *et al.* (in this issue) showed along a nearby embayed Beach on the Spanish Basque Coast that shoreline rhythms occasionally couple out-of-phase. This occurred when the surfzone sandbar evolved down-state from a longshore bar trough state to a rhythmic bar and beach state (Wright and Short, 1984), that is, from an alongshore-uniform pattern to a crescentic sandbar. This situation was never observed in this study, presumably (1) because of the groin acting as a constraint and therefore preventing sandbar reset (Enjalbert *et al.*, 2011), (2) because the sandbar was systematically attached to the beach and (3) because our monitoring duration (18 months) was not long enough to capture the whole range of variability of shoreline-sandbar coupling at Anglet Beach.

D - Video observation of megacusp evolution along a high-energy engineered sandy beach : Anglet, SW France

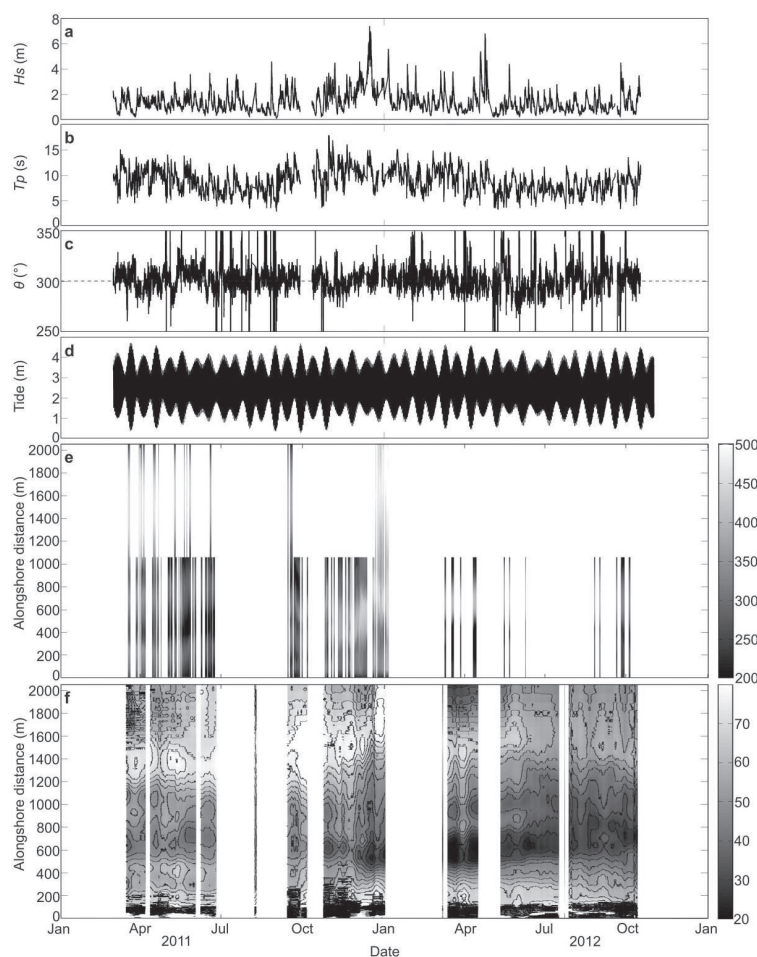


Figure 5. Time series of the 18-month dataset at Anglet Beach with (a) the offshore significant wave height H_s , (b) the peak wave period T_p (c) the wave direction θ all computed at the closest WW3 grid point, (d) the estimated tidal elevation and the time evolution of (e) the sandbar cross-shore position and (f) shoreline position along the beach. In (e,f) colorbar indicates cross-shore position in meters.

During a severe storm with significant wave heights over 7 m, a very erosive megacusp (hotspot) formed in the alignment of the rip channel. Prior to this storm, a seaward bulge in the shoreline was observed at this location, resulting in a 40 m retreat of the shoreline that was mostly governed by the megacusp dynamics. This hotspot was systematically observed at the same location during 7-8 months after the storm event, before the fair weather conditions in summer resulted in an overall accretion of the beach. This suggests that surfzone sandbar morphology at a given time can impact the subaerial beach morphology on timescales of months.

We also found that, at Anglet Beach, the evolution of the alongshore-averaged shoreline position shows the exact opposite trend as that of the alongshore-averaged sandbar position, still with less pronounced cross-shore variations. Overall, our study shows the strong links between the shoreline and surfzone sandbar dynamics. It suggests that the morphodynamics of seaward surfzone sandbar must be systematically accounted for when addressing shoreline evolution along wave-dominated sandy beaches. Reproducing and understanding the different types of observed shoreline-sandbar couplings remains a challenge for future numerical studies. Given that shoreline-sandbar out-of-

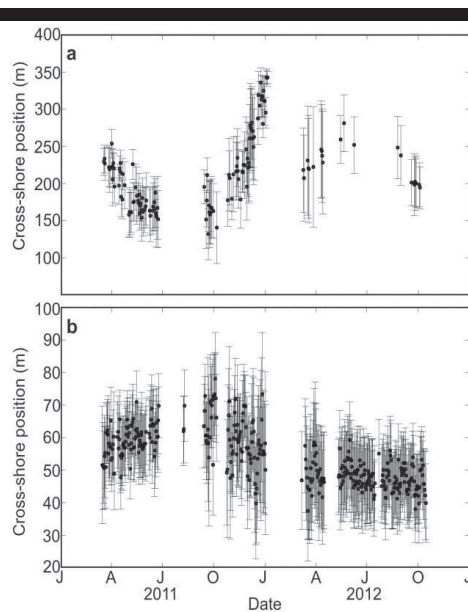


Figure 6. Time series of the 18-month dataset at Anglet Beach of the alongshore-averaged (a) sandbar and (b) shoreline cross-shore position (black dots) with superimposed alongshore standard deviation (gray).

phase coupling has been observed along microtidal beaches (e.g., Gervais, 2012), attention should be paid to (1) the distance between the sandbar and the shoreline, (2) the role of wave obliquity which is important for sandbar-sandbar coupling (Thiébot et al., 2012; Price and Ruessink, in press; Price et al., submitted) and (3) the different response time of the sandbar and the shoreline.

ACKNOWLEDGEMENT

This work was done within the framework of the project BARBEC (ANR N2010 JCJC 602 01) with additional support from OASU (AST 'Plage').

LITERATURE CITED

- Abadie, S., Butel, R., Dupuis, H. and Brière, C., 2005. Statistical parameters of waves on the south Aquitaine Coast. *Comptes Rendus Geoscience*, 337, 769-776.
- Aleman, N., Robin, N., Certain, R., Vanroye, C., Barusseau, J.-P. and Bouchette, F., 2011. Typology of nearshore bars in the Gulf of Lions (France) using LIDAR technology. *Journal of Coastal Research*, Special Issue No. 64, 721-725.
- Almar, R., Ranasinghe, R., Sénéchal, N., Bonneton, P., Roelvink, J.A., Bryan, K.R., Marieu, V. and Parisot, J.-P., 2012. Video-Based Detection of Shorelines at Complex Meso-Macro Tidal Beaches. *Journal of Coastal Research*, 28, 1040-1048.
- Castelle, B., Marieu, V., Coco, G., Bonneton, P., Bruneau, N. and Ruessink, B.G., 2010a. Coupling mechanisms in double sandbar systems. Part 1: Patterns and physical explanation. *Earth Surface Processes and Landforms*, 35, 476-486.
- Castelle, B., Marieu, V., Coco, G., Bonneton, P., Bruneau, N. and Ruessink, B.G., 2010b. Coupling mechanisms in double sandbar systems. Part 2: Impact on alongshore variability of inner-bar rip channels. *Earth Surface Processes and Landforms*, 35, 771-781.
- Castelle, B. and Coco, G., 2012. The morphodynamics of rip channels on embayed beaches. *Continental Shelf Research*, 43, 10-23.
- Dailoux, D., 2008. *Video measurements of the Adour plume dynamic and its surface water optical characteristics*. Université de Pau et des Pays de l'Adour, Ph.D. thesis.
- De Santiago, I., Morichon, D., Abadie, S., Liria, P., Epelde, I. and Castelle, B., in this issue. Video observation of the morphodynamics of nearshore sandbars on a partially engineered embayed beach. In: Conley, D.C., Masselink, G., Russell, P.E. and O'Hare, T.J. (eds.), *Proceedings 12th International Coastal Symposium* (Plymouth, England), *Journal of Coastal Research*, Special Issue No. 65.
- Enjalbert, C., Castelle, B., Rihouey, D. and Dailoux, D., 2011. High-frequency video observation of a geologically-constrained barred-beach: La Grande Plage de Biarritz (France). *Journal of Coastal Research*, Special Issue No. 64, 70-74.
- Ferrer, P., 2012. *Morphodynamique à multi-échelles du trait de côte du Golfe du Lion depuis le dernier optimum climatique*. Université de Perpignan Via Domitia, Ph.D. thesis (in French).
- Gervais, M., 2012. *Impacts morphologiques des surcotes et vagues de tempête sur le littoral méditerranéen*. Université de Perpignan Via Domitia, Ph.D. thesis (in French).
- Komar, P.D., 1971. Nearshore cell circulation and the formation of giant cusps. *Geological Society of America Bulletin*, 82, 2643-2650.
- Komar, P.D. and Rea, C.C., 1976. Erosion of Siletz spit, Oregon. *Shore and Beach*, 44, 9-15.
- Orzech, M.D., Reniers, A.J.H.M., Thornton, E.B. and MacMahan, J.H., 2011. Megacusps on rip channel bathymetry: Observations and modeling. *Coastal Engineering*, 58, 890-907.
- Pape, L., Plant, N.G., Ruessink, B.G., 2010. On cross-shore migration and equilibrium states of nearshore sandbars. *Journal of Geophysical Research* 115, F03008. doi:10.1029/2009JF001501
- Price, T.D. and Ruessink, B.G., in press. Observation and conceptual modeling of morphological coupling in a double sandbar system. *Earth Surface Processes and Landforms*, doi:10.1002/esp.3293.
- Price, T.D., Castelle, B., Ranasinghe, R. and Ruessink, B.G., submitted. Coupled sandbar patterns and obliquely incident waves. *Journal of Geophysical Research*.
- Reniers, A.J.H.M., MacMahan, J.H., Thornton, E.B. and Stanton, T.P., 2007. Modeling of very low frequency motions during RIPEX. *Journal of Geophysical Research*, 112, C07013, doi:10.1029/2005JC003122
- Rihouey, D., Dugor, J., Dailoux, D. and Morichon, D., 2009. Application of remote sensing video systems to coastal defense monitoring. *Journal of Coastal Research*, Special Issue No. 56, pp. 1582-1586.
- Roelvink, J.A., Reniers, A.J.H.M., van Dongeren, A., de Vries, J.V., McCall, R. and Lescinski, J., 2009. Modelling storm impacts on beaches, dunes and barrier islands. *Coastal Engineering*, 56, 1133-1152.
- Ruessink, B.G., Coco, G., Ranasinghe, R. and Turner, I.L., 2007. Coupled and noncoupled behavior of three-dimensional morphological patterns in double sandbar system.
- Short, A.D., 1979. Three-dimensional beach stage model. *Journal of Geology*, 87, 553-571.
- Short, A.D. and Masselink, G., 1999. Embayed and structurally controlled embayed beaches. In: Short, A.D. (Ed.), *Handbook of Beach and Shoreface Morphodynamics*. Wiley, Chichester, pp. 230-250.
- Sonu, C.J., 1972. Field observation of nearshore circulation and meandering currents. *Journal of Geophysical Research*, 77, 3232-3247.
- Thiébot, J., Idier, D., Garnier, R., Falqués, A. and Ruessink, B.G., 2012. The influence of wave direction on the morphological response of a double sandbar system. *Continental Shelf Research*, 32, 71-85.
- Thornton, E.B., Sallenger, A.H. and MacMahan, J.H., 2007. Rip currents, cusped shorelines and eroding dunes. *Marine Geology*, 240, 151-167.
- Tolman, H.L., 1991. A third-generation model for wind waves on slowly varying, unsteady and inhomogeneous depths and currents. *Journal of Physical Oceanography*, 21, 782-797.
- Wright, L.D. and Short, A.D., 1984. Morphodynamics variability of surf zones and beaches: a synthesis. *Marine Geology*, 70, 251-285.